

# Natürliche Rahmenbedingungen Rheinhessens

Johannes Preuß

## Einleitung

Gegenstand der Landschaftsökologie sind nach Leser (1997, 182) Bio-, Geo- und Anthroposysteme und deren räumliche Ausprägung, die zusammengenommen ein Landschaftsökosystem bilden. Sie werden nachfolgend im Überblick für den Raum Rheinhessen betrachtet. Dabei stellt sich zuerst die Frage nach der Begrenzung Rheinhessens.

## Räumliche Begrenzung Rheinhessens

Teile des heute unter dem Namen Rheinhessen geläufigen Gebietes zählten bis zum Ende des Ersten Weltkrieges zur Provinz Rheinhessen des Großherzogtums Hessen, die sich in die Kreise Worms, Alzey, Oppenheim, Mainz und Bingen gliederte. Im Süden griff das Königreich Bayern auf die heutige Region Rheinhessen über. Im Nordwesten, Norden und Nordosten bildeten die Regierungsbezirke Koblenz und Wiesbaden mit zahlreichen Kreisen die direkte Nachbarschaft. Sie gehörten zum Königreich Preußen. So ist der Name der Region aus einem Territorialnamen abgeleitet und nicht deckungsgleich mit einer natürlichen Raumeinheit.

## Natürliche Begrenzung

Im Rahmen einer landschaftsökologischen Betrachtung kann die naturräumliche Gliederung hilfreich

sein (Abb. 1), die Uhlig (1964) für diese Region erarbeitet hat. Die Grenzen der Raumeinheiten wurden auf ein Satellitenbild aus dem Winter 1975/76 (LANDSAT 1976) projiziert. Die Schneehöhe erreichte ca. 10 cm. Durch den starken Kontrast und den tiefen Sonnenstand zum Aufnahmezeitpunkt wird das von Südosten beleuchtete Relief und die Waldbedeckung besonders gut erkennbar.

Im Zentrum der Abbildung liegt das Rheinhesische Tafel- und Hügelland (dick umrandet), das sich in zahlreiche Untereinheiten gliedern läßt (Tab. 1).

Die Tafeln (Plateaus) sind von Randstufen umsäumt, die sich aus Talhängen entwickelt haben. Als zweiter Relieftyp des Naturraumes treten um Alzey, Göllheim und an der unteren Pfrimm nach Uhlig (1964, 25 f.) Hügelländer auf. Leser (1969, 62 f.) hat diese im Rahmen einer geomorphologischen Gliederung zum Teil als Plateaus bezeichnet. Im Bereich der Unteren Pfrimm ersetzte Leser (1969) den Begriff Hügelland erstmals durch den morphologisch zutreffenderen Begriff Riedelland. Lediglich an der Selz sowie an Wiesbach und Appelbach weist auch Leser Hügelländer aus. Ein Blick auf die Topographische Karte (TK 50) zeigt, daß es sich auch dabei um Gebiete mit langgestreckten Rücken (Riedeln) handelt. Auf die Genese dieser Riedelländer hat Beck (zuletzt 1994) hingewiesen. Er bezeichnet die auffälligen Flachformen aus denen die Riedel hervorgegangen sind geomorphologisch als Glacis.

An den Kernraum, das Rheinhesische Tafel- und Hügelland, schließt im Westen die untere Naheebene und das untere Nahehügelland an, die von der Soon-

## Geologische Grundlagen

Die neue Geologische Übersichtskarte im Maßstab 1 : 200 000 läßt auch in der hier abgebildeten vereinfachten Fassung erkennen (Abb. 2), daß überwiegend Gesteine des Tertiärs Rheinhessen aufbauen. Darüber hinaus werden große Flächen von Löß, in den nördlichen Teilen an Nahe und Rhein auch von Flugsanden bedeckt. Pleistozäne und holozäne Flußablagerungen sowie Hangschutt und holozäne Kolluvien ruhen auf den teils nur schwach geneigten Hängen.

In den Randlandschaften im Norden stehen devonische und ältere Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges an, im Westen permische Sedimente, Ergußgesteine und Magmatite. Entlang einer auf Nierstein zulaufenden Struktur, begrenzt von zwei auffälligen Störungen, treten in der Mitte und im Osten Rheinhessens permische Gesteine an die Oberfläche. Dabei handelt es sich um den Alzey – Niersteiner Horst, eine Fortsetzung des Pfälzer Sattels (Rothausen, Sonne 1984). Gleichzeitig mit dem Auftreten des Rotliegenden in Nierstein verändert sich das Grundrißbild des Rheins von mäandrierend zu gestreckt. Von Nordosten rücken die kleineren Mäander ehemaliger Neckar- und Mainläufe ins Bild. Durch die Farbe der holozänen und pleistozänen Sedimente wird am Ostrand von Abb. 2 der tief abgesenkte Teil des Oberrheingrabens erkennbar.

Das von tertiären Sedimenten erfüllte Senkungsfeld an der Nordwestseite des nördlichen Oberrheingrabens wird geologisch als Mainzer Becken bezeichnet, es kann im Verlauf des Alzey – Niersteiner Horstes in eine nördliche und eine südliche Hälfte untergliedert werden. Dadurch wird erkennbar, daß alte und junge geologische Strukturen für das Grundmuster der Naturräumlichen Gliederung verantwortlich sind. Denn einerseits sind der Pfälzer Sattel und die nördlich, vor dem Hunsrück und Taunus gelegene Nahemulde sehr alte tektonische Strukturelemente. Sie wurden im ausgehenden Paläozoikum im Zuge der letzten Phase der variskischen Orogenese geformt (Rothausen, Sonne 1984) und von paläozoischen Sedimenten und Magmatiten gebildet. Auch die Gesteine des Mesozoikum bis in die Zeit des Keuper wurden im

Einheit	Name
227	Rheinhessisches Tafel- und Hügelland
227.0	Wöllsteiner Hügelland
227.1	Nördliches Tafelland
227.10	Rheinhessische Randstufe
227.11	Westplateau
227.12	Wackernheimer Randstufe
227.130	Ostplateau
227.131	Bretzenheimer-Höhe
227.14	Laubenheimer Berg
227.2	Selztal
227.20	Unteres Selztal
227.21	Mittleres Selztal
227.3	Östliche Randhöhen
227.30	Gaustraßenhöhe
227.31	Nierstein-Guntersblumer Berg
227.4	Alzeyer Hügelland
227.400	Inneres Alzeyer Hügelland
227.401	Ilbesheimer Lößschwelle
227.41	Bolander Randhöhen
227.42	Göllheimer Hügelland
227.5	Pfrimm-Gebiet
227.50	Mittleres Pfrimmtal
227.51	Unteres Pfrimmhügelland
227.6	Eisenberger Becken

Tab. 1 Naturräumliche Einheiten des Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes.

waldvorstufe und dem Soonwald sowie der Sobernheimer Talweitung begrenzt werden. Im Südwesten endet Rheinhessen am Nordpfälzer Bergland und der Haardt. Im Süden und Südosten geht die Region in den Haardtrand und das Vorderpfälzer Tiefland über. Nach Osten bilden Rhein- und Untermainebene die Nachbarschaft, im Norden die Ingelheim – Mainzer Rheinebene. Südlich, in Abb. 1 und Abb. 2 nicht sichtbar, bildet der Buntsandstein der Haardt eine deutliche Grenze der Region.

Das Muster der inneren Gliederung des Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes und der mit ihm vergesellschafteten Nachbarräume läßt sich anhand einer Topographischen und einer Geologischen Karte leicht erläutern.

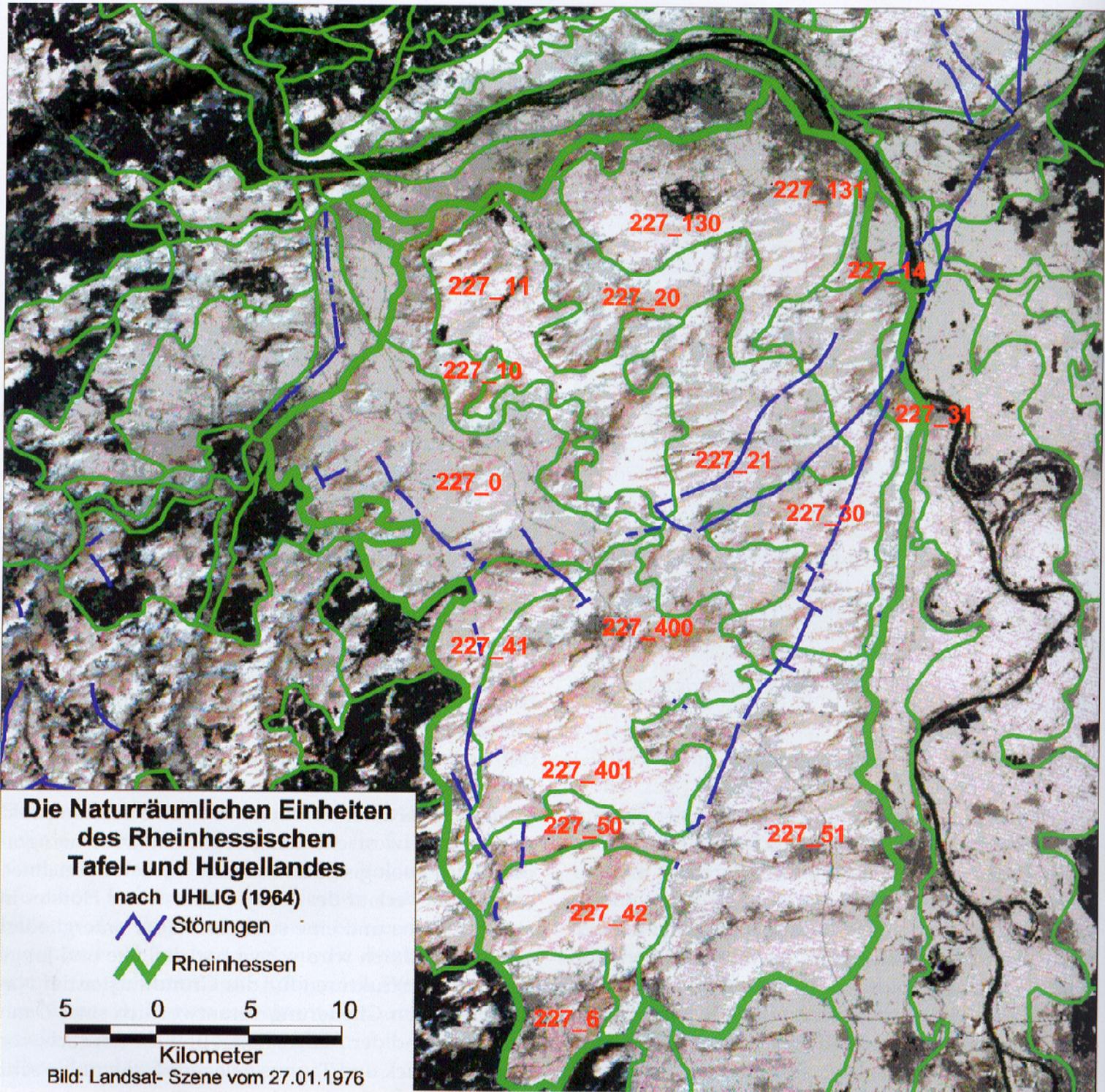


Abb. 1 Satellitenbild aus dem Winter 1975/76 (Schneehöhe ca. 10 cm) überlagert mit den Grenzen der Naturräumlichen Gliederung.

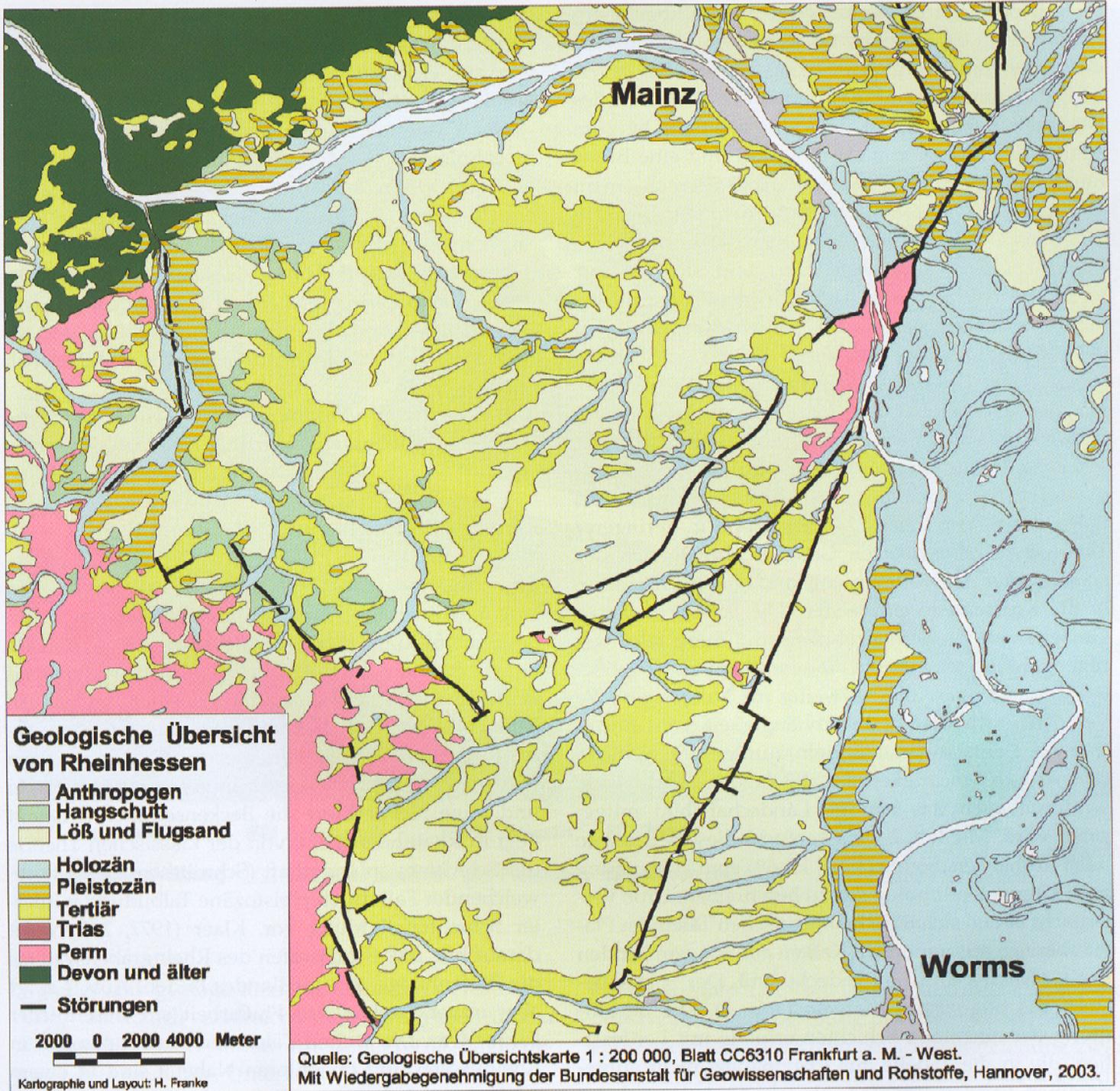


Abb. 2 Vereinfachte geologische Übersichtskarte von Rheinhessen und seinen Randgebieten.

Bereich des Mainzer Beckens vermutlich abgelagert, dann aber in einer langen Phase der Abtragung wieder ausgeräumt. Andererseits ging mit dem Beginn erneuter Sedimentation im Alttertiär der Einbruch des Oberrheingrabens einher, der heute von Basel bis zum Taunus eine Länge von etwa 300 km und eine Breite um 40 km aufweist. Im Süden reicht er nach einem Versatz bis zum Mittelmeer. Am Nordende teilt er sich in zwei Grabenstrukturen von denen die westliche das Rheinische Schiefergebirge quert und sich bis zur Nordsee fortsetzt. Die im Alttertiär entstehenden Sedimente wurden in dem in der langen Abtragszeit gebildeten Talrelief abgelagert (Rothausen, Sonne 1984, 14). Sie sind das geologische Signal des bis heute anhaltenden tektonischen Vorgangs der Großgrabenbildung, die von Pflug (1982) sehr übersichtlich dargestellt wurde. Die Grenze zwischen Erdkruste und Erdmantel liegt im Verlauf des Oberrheingrabens als Folge der Bildung eines Manteldiapirs in geringerer Tiefe als in benachbarten Gebieten. Im Bereich des Scheitels der Aufwölbung entstand eine Zerrstruktur, in die Krustenteile einbrachen. Die Schultern dieses Grabens wurden herausgehoben und mehr oder weniger stark abgetragen. Im Inneren kam es zu größeren Absenkungen, die zeitweilig für Meeresvorstöße verantwortlich waren. In Abhängigkeit vom Bewegungsbild entstanden teils kleinräumige Unterschiede der Art und Mächtigkeit der abgelagerten Sedimente, wodurch auch das heutige Landschaftsbild mitgeprägt wird. Mit Tab. 2 wird versucht diese Sedimente nach Rothausen, Sonne (1984, 15–68) vom Hangenden zum Liegenden lithologisch zu beschreiben. Grob vereinfacht bauen sich die Rhein Hessischen Tafeln im Plateaubereich aus aquitanen Kalken auf, die von Sanden des Ur-Rheins und Löß bedeckt sind. Der Sockel besteht aus oligozänen Mergeln (Tab. 2). Die Bestimmung der einzelnen Schichten erfolgte mit Leitfossilien, die in die Tabelle aus Platzmangel nicht aufgenommen werden konnten, obwohl sie teils auch archäologisch relevant sind. So z. B. die Funde von *Tympanotonus margaritaceus* und *Pirinella plicata* (Bosinski et al. 1985, 72) am jungpaläolithischen Fundplatz Sprendlingen.

Damit sind die geologischen Grundlagen skizzen-

haft angedeutet. Auf eine ausführliche Darstellung von Rothausen, Sonne (1984) wird ebenso verwiesen wie auf Haneke, Schäfer, Weidenfeller (1998) und Franke et al. (1999).

Der Zusammenhang zwischen Geologie und Geomorphologie ist eindrucksvoll im Raum Bingen – also im Bereich der Randlandschaften – erkennbar. Dort haben bereits Wagner, Michels (1930) gezeigt, daß Strandbildungen der mitteloligozänen Schleichsande (Obere Meeressande) bis in Höhen von 360 m über dem Meeresspiegel (m NN) weit gespannte Sedimentdecken bilden und Hohlformen ausfüllen, die im Mittelrheintal bei Aßmannshausen bis 280 m NN hinab reichen.

Das im Tertiär verschüttete Relief wurde durch die Abtragung wieder freigelegt, teils auch neu gebildet.

## Geomorphologische Grundlagen

Das rheinhessische Tafel- und Hügelland liegt in einem geologischen Becken mit einer tertiärzeitlichen Sedimentfüllung (Mainzer Becken). Es wird von einem Rahmen aus devonischen, permischen und triassischen Gesteinen umgeben. Noch im oberen Miozän lagerte der Ur-Rhein fluviatile Sedimente ab. Im folgenden Pliozän verlegte der Ur-Rhein seinen Lauf nach Osten. Im Pleistozän zerschnitt der Rhein und seine Nebenflüsse die Beckensedimente. Damit liegt in Rheinhessen ein, von der klassischen Theorie der Schichtstufenlandschaft (Schmitthenner 1954) abweichender Fall durch pleistozäne Talbildung initiiertes Schichttafelbildung vor. Klaer (1977, 212) weist darauf hin, daß Bruchstufen des Rheingrabensystems die Stufenhänge des Tafellandes bilden. Abb. 4 zeigt aber unverkennbar, daß Flußarbeit ein wesentlicher Faktor war. Die weiten Täler und Ausraumzonen in Rheinhessen und im unteren Nahetal sind in einem geologisch relativ kurzen Zeitraum entstanden. Belege für diesen Vorgang liefern die Flußterrassen zwischen Mainz, Bingen und Bad Kreuznach (Kandler 1970, Görg 1984), die in Abb. 4 dargestellt werden. Görg hat an der Nahe insgesamt 23 solcher Flußterrassen-Niveaus festgestellt. Während die Untersuchung von



<span style="color: red;">■</span> <b>Konvexe Wölbung</b>	<span style="color: green;">■</span> <b>Hangschutt</b>	<span style="color: blue;">■</span> <b>Holozän</b>	<span style="color: yellow;">■</span> <b>Tertiär</b>
<span style="color: lightgreen;">■</span> <b>Konkave Wölbung</b>	<span style="color: lightyellow;">■</span> <b>Löß und Flugsand</b>	<span style="color: lightblue;">■</span> <b>Pleistozän</b>	<span style="color: darkgreen;">■</span> <b>Devon und älter</b>

Abb. 3 Relief und Stratigraphie der Gesteine bei Bingen.

Kandler auf geologischen Kartierungen beruht, hat Görg zusätzlich zahlreiche Sondierungsbohrungen durchgeführt und konnte für seine Terrassengliederung die Oberkante, Unterkante, Mächtigkeit und petrographische Zusammensetzung der Terrassenkörper berücksichtigen.

Flußterrassen entstehen modellhaft durch Aufschüttung eines Sedimentkörpers und die nachfolgende Zerschneidung durch Tiefenerosion, also durch die Bildung einer Fläche und einer Stufe. Zwei Ur-

sachen werden dafür seit langem diskutiert: Durch die phasenhafte Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges leistete der Rhein bei schneller Hebung zwar Erosionsarbeit, diese konnte aber der Hebung nicht Schritt halten, so daß oberhalb von Bingen der Abfluß

Tab. 2 Lithologische Beschreibung der Sedimente des Mainzer Beckens und seiner Randgebiete.

Stratigraphische Stellung und Bezeichnung	Art der Ablagerungen und Genese	Mächtigkeit	Vorkommen
Pliozän Weißes Oberpliozän 2,0–2,4 Mio. a.	Fluviolakustrische Sedimente, weiße Feinsande mit hohem Kaolinanteil (Klebsande) mit eingestreutem Feinkies. Linsenförmig Kies und Ton.	30 m	Südrheinessen
Pliozän Arvernensis-Schotter	Fluviatile Sande und Schotter mit Komponenten des Ur-Mains. Weiße, feinkörnige und grobe tonige Sande, grobe Kiese. Zu etwa 90% Quarz, Zähne von Ananeusarvernensis. Im Mittelrheintal entsprechen diesen die Kiesoolithschotter.	< 4 m	Östliches und nördliches Rheinessen
Pliozän Jüngster Ur-Rhein	Ockerfarbene Sande		Südlich des Alzey–Niersteiner Horstes.
Unterpliozän bis höchstes Obermiozän Bohnerzton	Dunkelbraune, auch gelbe Tone, teils mit geringem Feinsandanteil. Eingestreut sind Bohnerze mit Durchmessern von Millimetern bis Zentimetern, aber auch bis Kopfgröße.		Im Mainzer Becken weit verbreitet
Oberes Miozän, Dorn-Dürkheim-Schichten 5,1 Mio. a.	Fluviatile Konglomerate, Sande und Tone. Reiche Wirbeltierfauna, Knochenbrekzie.	gering	Hillesheimer Horst
Obermiozän, Torton Dinotheriensande Ur-Rhein 11,3 Mio. a.	Kiese, darüber oft weißgrauer, rotfarbener oder gelbbrauner Sand mit blaugrauen und gelbbraunen Toneinschaltungen, kalkfrei. Quarz-, Quarzit-, Buntsandstein-, Hornstein-, Rhyolith- und Kieselschiefergerölle, fossile Großsäuger.	< 15 m	Im Mainzer Becken weit verbreitet. Vorzugsweise entlang der Linie Westhofen–Alzey–Bingen.
Mitteluntermiozän Hydrobienschichten 14,4 Mio. a.	Basale tief dunkelgraue, sehr fein geschichtete Tonmergel. Die sehr geringe Wassertiefe in der diese Sedimente abgelagert wurden zeigt sich in feinschichtigen Wechsellagerungen.	< 70 m	Im Mainzer Becken in unterschiedlichen Mächtigkeiten weit verbreitet.
Untermiozän (Aquitän) Corbículaschichten 24,6 Mio. a.	Brackisch-limnische Tonmergel und <b>Kalksteine</b> , denen Algenkalkriffe eingeschaltet sind. Ablagerung in leicht bewegtem, gut durchlüftetem Flachwasser. Bei Budenheim und Oppenheim auch dunkle Tone.	~ 20 m	Verbreitung über das Mainzer Becken hinaus nicht bekannt.
Oligozän/Miozän Obere Cherithienschichten	Marin-brackische Ablagerungen in flachem bis sehr flachem Wasser. Dolomitlagen, pedogene Calichekrusten, Trockenrisse. Insgesamt eine Wechselfolge von Tonmergeln meist grauer, weißgrauer und grünlicher Farbe mit oolithischen <b>Kalksteinen</b> . Zum Oberrheingraben hin Algenriffe.	30 m	Bei Alzey, Spall, auch weit westlich der Selz. Keine Hinweise auf weitgespannte Überflutung des Schiefergebirges.
Oberoligozän (Chatt) Mittlere Cherithienschichten Landschneckenkalke	Der Landschneckenkalk setzt sich aus <b>Kalkstein</b> verschiedener Genese zusammen. Algenriffkalke häufig. Pedogene Calichebildungen.	< 30 m	Oppenheim, Ilbesheim – überall in geringer Mächtigkeit möglich.

Stratigraphische Stellung und Bezeichnung	Art der Ablagerungen und Genese	Mächtigkeit	Vorkommen
Oberoligozän (Chatt) Untere Cherithenschichten	Beginn der zweiten Überflutungsphase im Mainzer Becken. Makrofossilfreie Tonmergel von grünlich-grauer Farbe, oft reich an Pyrit. Brakisch-marine Verhältnisse.	< 20 m	Westlichstes Vorkommen bei Alzey. Geringe Mächtigkeit westlich des Grabens.
Oberoligozän (Chatt) Süßwasserschichten	Limnische Schluff- und feinsandhaltige Tonmergel von grauer Grundfarbe mit deutlichen ockerfarbenen Flecken. Lokal auch Feinsande. Im höchsten Teil Milchquarzsotter (Ockenheim-Horrweiler). In Randgebieten fossilführende Süßwasserquarzite.	< 40 m  < 2 m	Wahrscheinlich im ganzen Mainzer Becken. Diskontinuierlich abgelagert. Auch in Randgebieten.
Oberoligozän (Chatt) Cyrenenmergel 32,8 Mio. a.	Tonmergel, blaugrau bis grünlichgrau mit geringerem Feinsandanteil. Brackisch, marin, limnisch.	10– 15 m	Im gesamten Mainzer Becken und im Rheinischen Schiefergebirge.
Mitteloligozän (Oberes Rupel) Schleichsand/Oberer Meeressand	Lithologisch uneinheitliche, horizontal und vertikal wechselnder Folge von Tonmergel, feinsandigen Mergeln und Feinsanden mit hohem Glimmeranteil. Ablagerung in flachem Gewässer, Brack- und Süßwassereinflüsse. Grobklastische küstennahe Ablagerungen des Schleichsandes werden als Oberer Meeressand bezeichnet.	50– 70 m	Im gesamten Mainzer Becken und im Rheinischen Schiefergebirge.
Mitteloligozän (Rupel) Oberer Rupelton/unterer Meeressand	Schwach feinsandhaltiger grauer bis blaugrauer – Tonmergel, in marinem Milieu abgelagert. Grobklastische küstennahe Ablagerungen werden als Unterer Meeressand bezeichnet.	< 15 m	Im gesamten Mainzer Becken und nach Westen ausgreifend.
Mitteloligozän, Mittlerer Rupelton, Fischschiefer	Stark bitumenführender Tonmergel von fast schwarzer Farbe. Älteste Strandbildungen des Rupeltonmeeres (Unterer Meeressand).	50– < 80 m	Im gesamten Mainzer Becken, Küsten in angrenzenden Räumen.
Mitteloligozän, Unterer Rupelton, Foraminiferenmergel	Hellgrauer Tonmergel, äußerst reich an Mikrofossilien (hochmarines Milieu), Ablagerung in prätertiären Talzügen in Abhängigkeit von der syndesimentären Tektonik.	< 40 m	Nur lokal sichtbar. (z. B. Niersteiner Horst, westliches Mainzer Becken)
Unteroligozän (Latdorf) Prämitteloligozäne Quarkiese unbestimmten Alters	Milchquarzsotter.	< 17 m	Westliches Mainzer Becken (Bad Kreuznach, Waldböckelheim, Sobernheim).
Unteroligozän (Latdorf) Mittlere Pechelbronner Schichten 38 Mio. a.	Transgression eines brakisch-marinen Gewässers in prätertiäre Talzüge. Ablagerungen von Tonmergel mit grauer, gelblich-brauner, ziegelroter und türkisblauer Farbe. Selten geringmächtige weißgraue Sande.	< 40 m	In großen Teilen des Mainzer Beckens mit unterschiedlichen Mächtigkeiten.
Eozän Eozäner Basiston 54,9 Mio. a. (?)	Fossilfreie feinsandige bis tonige Schluffe, kalkfrei und auffällig bunt. Typische Kaolinit- und Illitreiche Tonfraktion.	< 60 m	Nur durch Bohrungen im Mainzer Becken erschlossen.

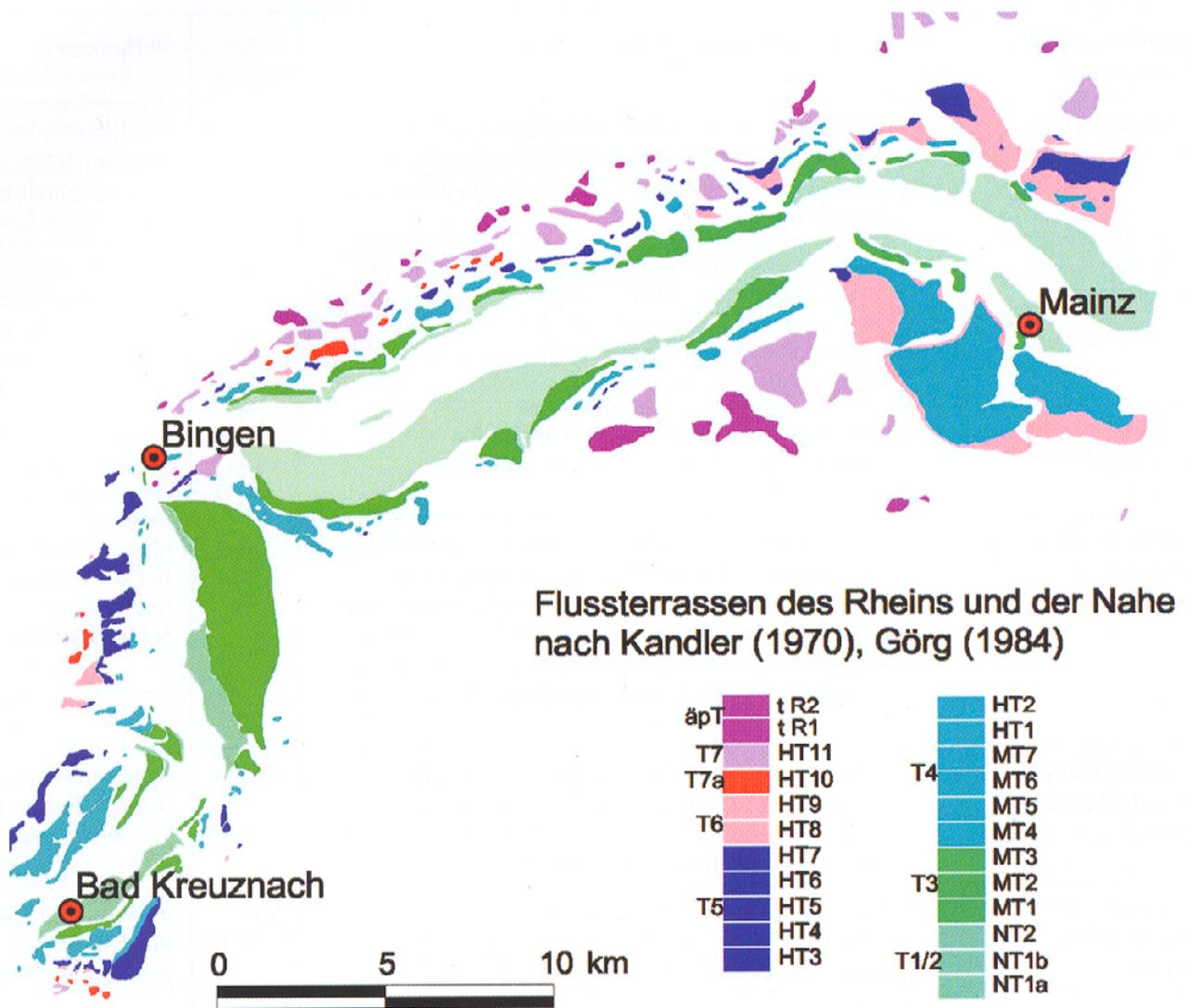


Abb. 4 Pleistozäne Flussterrassen zwischen Mainz, Bingen und Bad Kreuznach.

behindert war und Sedimente vermehrt abgelagert wurden. Bei langsamer Hebung konnte der Rhein sein Bett schneller tieferlegen, so daß Erosion vorherrschte. Flussterrassen würden also primär die Veränderung der Hebungsgeschwindigkeit nachzeichnen. Schon zum Ende des 19. Jahrhunderts ist allerdings aufgefallen, daß vor gestaffelten Endmoränen auch gestaffelte Flussterrassen liegen, und jede Terrasse auf eine Moräne bezogen werden kann. Daraus kann man schließen, daß die Aufschüttung mit einem Gletscher-

vorstoß zeitgleich erfolgt, die Zerschneidung mit einem Gletscherrückgang. Dahinter steht die Zunahme der Verwitterung und Abtragung in einer kalten Phase bzw. deren Abnahme in einer warmen Phase, in der die Oberflächen durch dichtere Vegetation bedeckt sind.

Flussterrassen könnten also tektonisch oder klimatisch bedingt sein. Letztlich sind sie immer beides. Allerdings sind die klimatischen Einflüsse vermutlich schneller wirksam als die tektonischen, die Schotter-

körper enthalten häufig kaltzeitliche Faunenreste, die mit ihnen an den Talhängen verzahnten Schwemmfächer und Hangsedimente sind meist kaltzeitlicher Entstehung. So liegt es nahe, Flußterrassen auf Klimawandel zurückzuführen. Damit liegt in den nördlichen Randlandschaften eine differenzierte Folge unterschiedlich alter Oberflächen vor.

Dieser relativen Altersfolge wurde von Bibus (1980) ein wichtiges absolutes Datum eingefügt. Seine  $t_{R4}$ -Terrasse, die bei Görg (1984, 168) der Terrasse HT9 entspricht, soll etwas jünger als 700 000 Jahre sein (Bibus 1980, 252). Daraus würde folgen, daß in der Zwischenzeit pro 100 000 Jahre etwa drei unterscheidbare Flußterrassen entstehen konnten. Die HT9 befindet sich an der unteren Nahe etwa 220 m über dem

Meeresspiegel bzw. 140 m über dem Rhein bei Bingen. Damit fällt ein Schlaglicht auf das Problem der Ursachen der Terrassenbildung. Nach Rothausenn, Sonne (1984, 38) sind mitteloligozäne Sedimente im Rheinischen Schiefergebirge weit verbreitet. Es muß also vor über 32,8 Mio. Jahren teils unter dem Meeresspiegel gelegen und sich nachfolgend um 370–470 m (Meyer, Stets 1996, 155) herausgehoben haben. Andererseits hätte sich der Rhein in knapp 700 000 Jahren als Folge einer Hebung des Schiefergebirges, um 140 m eingeschnitten, was der besonders starken, jungen tektonischen Hebung entsprechen soll (Meyer, Stets 1996, 176). Im Vergleich wäre diese Hebung etwa 20mal schneller abgelaufen. Zurecht weisen andererseits Hanecke, Schäfer, Weidenfeller (1998, 27) darauf hin,

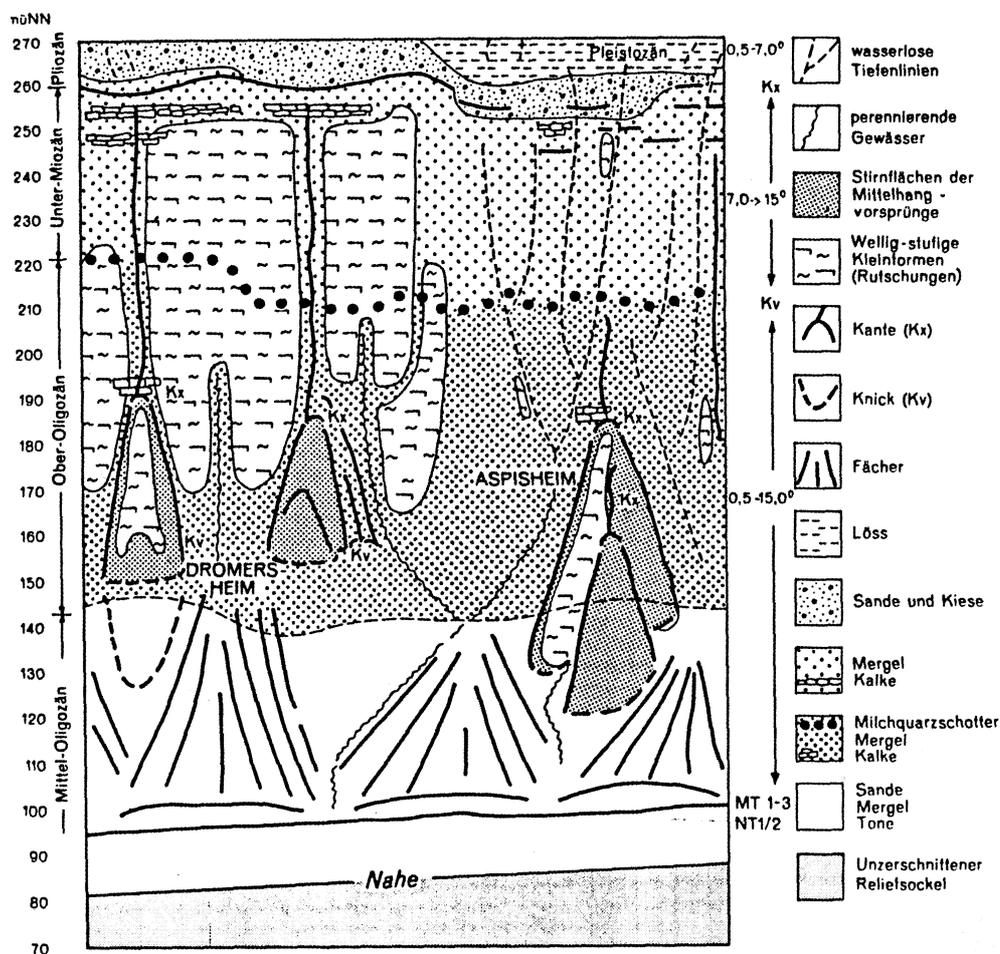


Abb. 5 Halbschematischer Aufriß der Rhein Hessischen Randstufe.

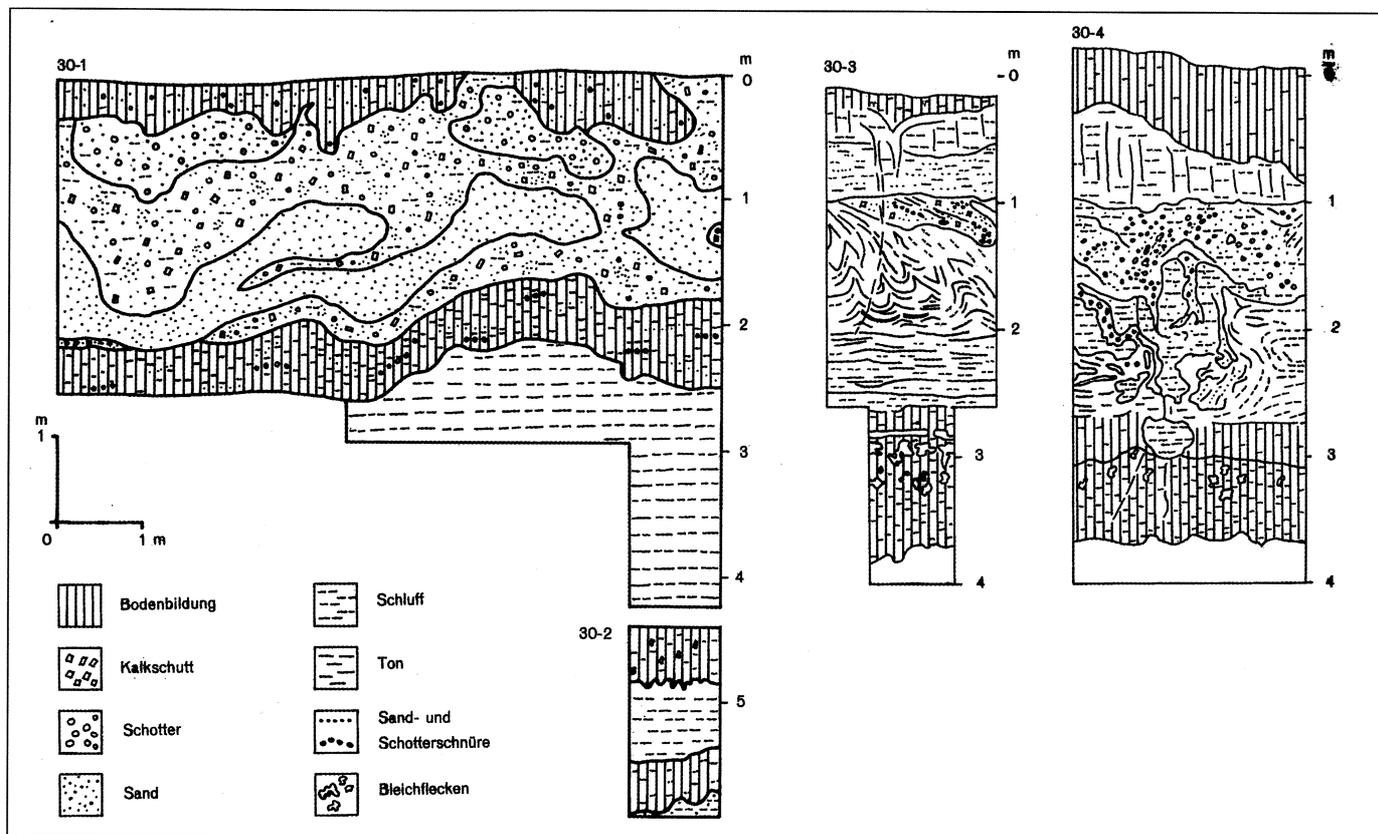


Abb. 6 Sediment- und Bodenprofile vom Hangfuß der Rheinhessischen Randstufe.

daß der Oberrheingraben heute pro Jahr um bis zu 0,7 mm, der Raum Bingen um 0,2 mm absinkt. Aus diesen Widersprüchen wird deutlich, daß Rheinhessen und seine Randlandschaften ungelöste geowissenschaftliche Grundfragen aufwerfen.

Eine weitere Grundfrage liegt in der feineren Ausgestaltung des Reliefs. Die Hänge der durch die Flüsse und Bäche zerschnittenen rheinhessischen Tafel und ihre Oberflächen sind durch Abtragungsvorgänge, linienhafte Erosion und flächenhaft wirkende Denudation zu ihrer heutigen Gestalt entwickelt worden. An mehr als 4 Grad geneigten Hängen haben Massenbewegungen eine bedeutende Rolle gespielt und spielen sie noch. Dadurch entstanden einerseits gebuchtete Verläufe der zu den Plateaus führenden Hängen (z. B. Raum Ockenheim – Dromersheim), andererseits gestreckte Rücken (Riedel).

Zum Verständnis der Hangformen haben geomorphologische Detailkartierungen beigetragen (Abb. 5) (Andres, Preuß 1983, Preuß 1983).

Im Aufriß zeigt sich die typische Dreigliederung der rheinhessischen Randstufen. Die Plateaus sind von mächtigen Löß- und Sandschichten bedeckt. An der Basis der Sande sammelt sich Grundwasser und tritt an Quellhorizonten an der Grenze zum Kalktertiär aus. Nicht selten führen Unebenheiten an der Basis der Sande zu Abflußkonzentrationen und damit zu ganzjährig fließenden kräftigen Quellen. Es folgt der steile Hang, in dem flache Hohlformen entwickelt sind, die auf Massenbewegungen zurückgehen. An anderen Stellen sind kaltzeitliche Dellensysteme und Solifluktsdecken erhalten geblieben.

Mit der Obergrenze der Süßwasserschichten treten erste Mittelhangvorsprünge auf, die mehr oder weni-

ger firstartig ausgebildet sind und hangabwärts in dreieckige Hangvorsprünge übergehen. Die zwischen ihnen verlaufenden Hohlformen sind ebenfalls das Ergebnis von Massenbewegungen, aber auch der flu-

vialen Erosion. Im Übergang zum Hangfuß breiten sich vor diesen Hohlformen mächtige Schwemmfächer aus, deren Sedimente kilometerweit über Flußterrassen geschüttet sein können. Abb. 6 zeigt Sedi-

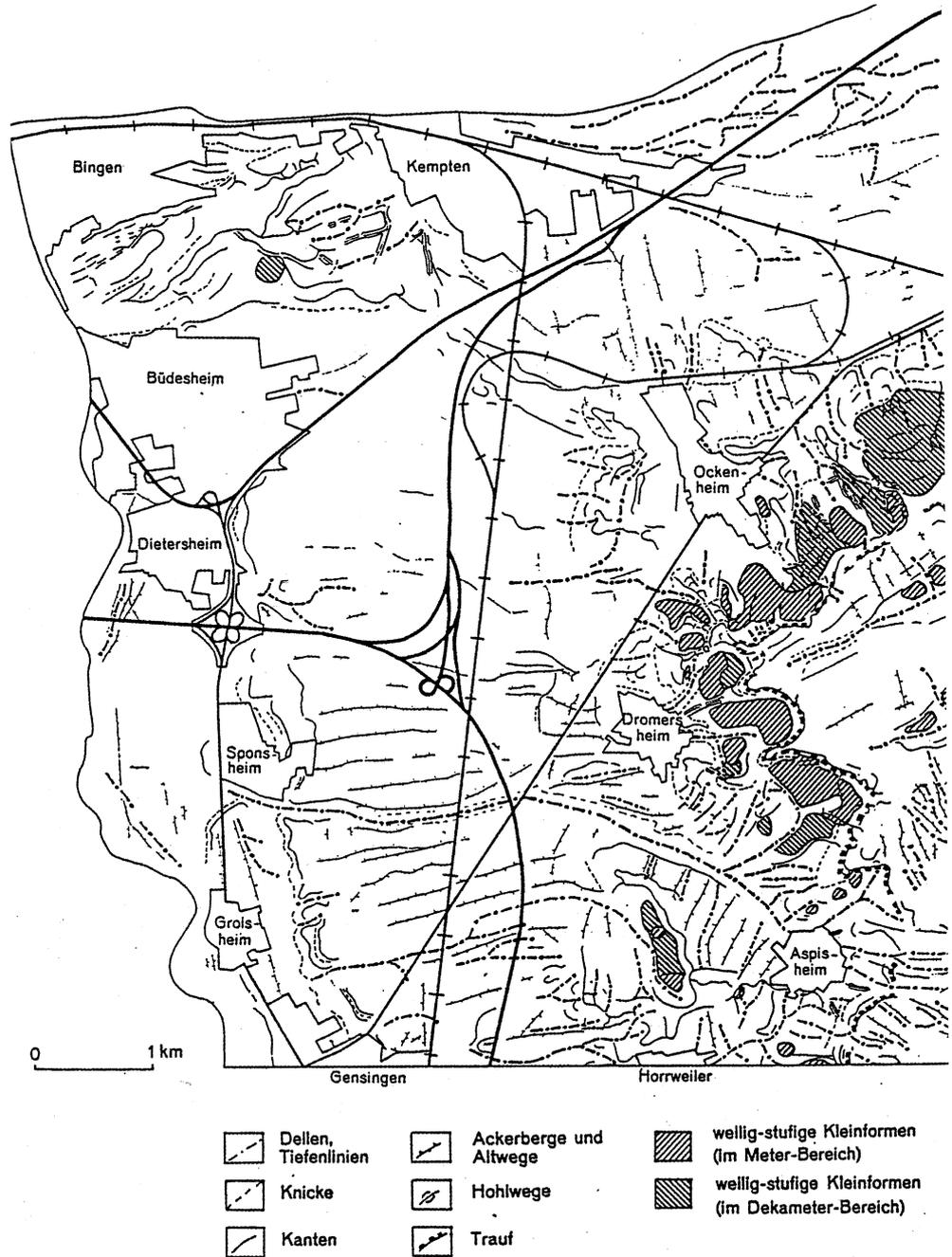


Abb. 7 Morphographische Karte der Nordwestecke des Rhein Hessischen Tafel- und Hügellandes.

ment- und Bodenprofile vom Hangfuß der rheinhessischen Randstufe bei Dromersheim und Ockenheim (Preuß 1983), die in beiden Fällen in größerer Tiefe nur durch Sondierungen erkundet werden konnten. Es handelt sich um Folgen von Solifluktionsschutt, umgelagerte tertiäre Mergel und altwürmzeitliche Humuszonen.

Die Abfolge sind das Ergebnis pleistozäner geomorphologischer Abtragungs- und Aufschüttungsprozesse. Massenbewegungen waren insbesondere in den Kaltzeiten an mehr als 4°–7° geneigten Hängen häufig. Zu diesem Schluß führen auch Beobachtungen in lithologisch vergleichbaren arktischen Gebieten Nord-Alaskas (Preuß 1999).

Für einen kleinen Ausschnitt Rhein Hessens liegt eine Kartierung geomorphologischer Formen vor (Abb. 7). Sie zeigt Dellensysteme auf der Hochfläche im Südwesten. Daran schließt sich der steile Oberhang an, der im nördlichen Teil durch Rutschungen markant gegliedert wird. Die Mittelhangdreiecke sind durch die Scharung von Dellen und Tiefenlinien sowie Kanten erkennbar. Westlich und nördlich der Randstufe folgen Flußterrassen der Nahe und des Rheins, die von teils mächtigen Sedimenten überdeckt sind. Ihre Oberfläche ist durch die flachen Rücken einer alten Gewannflur (Ackerberge und Altwege) gegliedert.

Nach Westen und Norden folgen die Böschungen zu den nächst jüngeren Terrassen und den Auen von Nahe und Rhein. Flußterrassen und Hänge bedingen sich in diesem Teil Rhein Hessens gegenseitig. An anderen Stellen sind sanfte Glacis oder Riedellandschaften entwickelt. Auf diese hat Beck (1994) hingewiesen. Auch hier zeigt der Blick nach Nord-Alaska, daß bei vergleichbaren lithologischen Verhältnissen ähnliche Formen in arktischem Klima auftreten (Preuß 1999).

## Löß in Rhein hessen

Zuletzt und dadurch hervorgehoben sind die weit verbreiteten mächtigen Lößdecken Rhein Hessens anzusprechen (Abb. 8). Sie sind nur an wenigen Stellen gut untersucht, deren wichtigste sind Mainz-Wei-

senau und Wallertheim. In Wallertheim fanden sich 1928 im Liegenden eines sehr vollständigen Würmlößprofils Knochen und Artefakte. Eine damals als Lehm bändchen bezeichnete auffällige Schicht wurde später als Tuffband erkannt. Fauler (1938) wies darauf hin, daß nicht nur auf der Westseite, sondern auch im Nordosten des Profils auffallende humose Schichten vorhanden sind. Dies war für Preuß et al. (1996) Anlaß diesen Bereich freizulegen und die Beziehung zwischen Flußterrassen und Lößen zu untersuchen.

Als Ergebnis läßt sich feststellen (Preuß et al. 1996), daß die an ihren Schottern erkennbare Terrasse in Profil E von Fauler (1938) keinesfalls die von Schmidtgen, Wagner (1928) beschriebene Niederterrasse ist, sondern diese befindet sich stratigraphisch zwischen dem hangenden Löß und der liegenden Schwarzerde (verschwenmt). Die eingehende pedostratigraphische Analyse zeigt, daß der Terrasse die Nieder Eschbacher Zone (Semmel 1969) aufliegt. Damit kann in Wallertheim der Beweis für die Auffassung von Görg (1984) geführt werden, daß in Rhein hessen drei Aufschüttungsterrassen der letzten Kaltzeit unterschieden werden können.

## Klima

Das Klima Rhein Hessens wird durch die geographische Lage und seine Lage im Großraum bestimmt und durch die Lage im Lee des Saar-Nahe-Berglandes und die Nachbarschaft des Oberrheinischen Tieflandes modifiziert. Leser (1969, 42) bezeichnet es als eine der Wärme- und Trockennischen Deutschlands, verbunden mit einer langen Sonnenscheindauer. Lokal können solche Leewirkungen noch durch das Relief des Tafel- und Hügellandes verstärkt werden.

Nach Leser (1969, 44, 45) bildet das Mittel- und Oberrheinische Binnenlandklima den klimatischen Grundtyp, der durch das Relief in zwei Varianten modifiziert wird. Gemeinsam ist ein Jahresmittel der Temperatur von mehr als 9°C bei einer Jahresschwankung von mehr als 17,5°C. Die mittleren Jahresniederschläge des Grundtyps liegen zwischen 500 bis 550 mm, in reliefbedingten Trockennischen an der

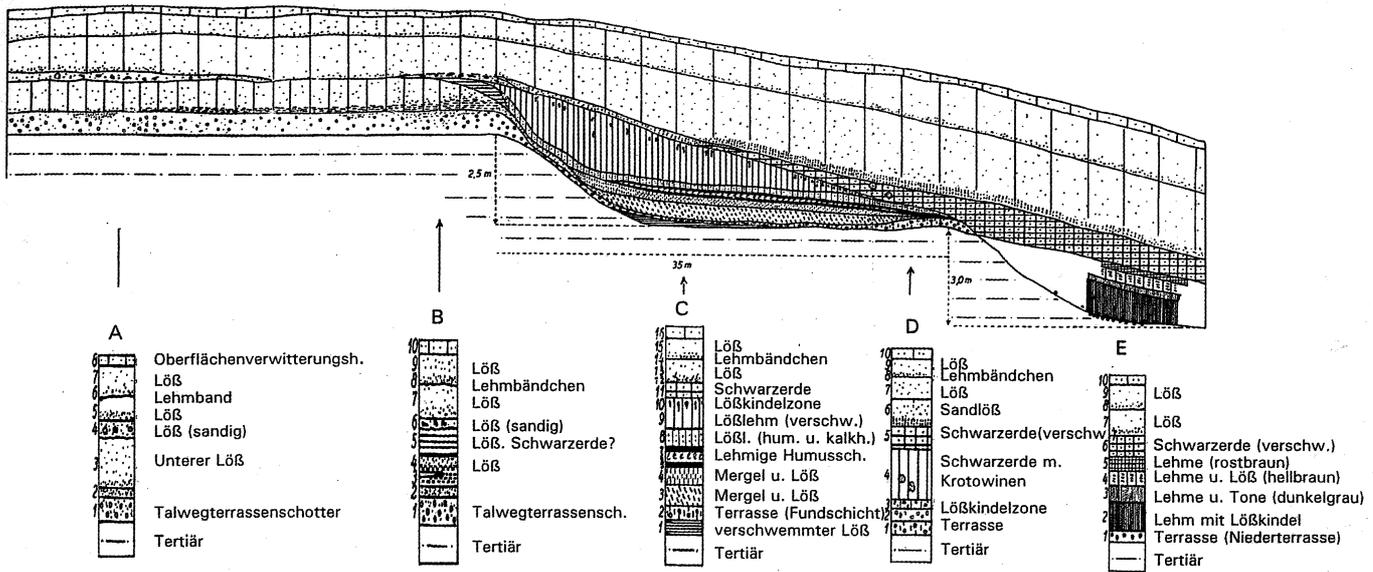


Abb. 8 Nord-Nord-Westwand Grube Wallertheim (Lehmband in 2 m Teufe = Eltviller Tuff).

Nahe, der Selz und dem Riedelland im Südosten unter 500 mm. Die Plateaus weisen hingegen höhere mittlere Jahresniederschläge als der Grundtyp auf (500–600 mm). Reliefbedingte Unterschiede treten auch bei lokalklimatischer Kaltluftbildung auf. Die häufigste Windrichtung gibt Kandler (1977, 296) für das Gebiet mit West- und Südwestrichtungen an.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß Rheinhessen im Übergang zwischen dem maritimen Westeuropa und dem kontinentalen Osteuropa steht. Dies macht sich auch bei den umrahmenden Gebirgen, die eher ein maritimes Gepräge mit stärkeren Niederschlägen im Winterhalbjahr, einer höheren Jahressumme (600 – > 900 mm) der Niederschläge und einer geringeren Jahresamplitude der Temperatur aufweisen, bemerkbar. Das Klima des von den Gebirgen umrahmten Rheinhessen zeigt hingegen relativ hohe Jahresschwankungen der Temperatur und relativ geringe Niederschläge, die überwiegend im Sommer, zum Teil als Starkregen, fallen (Kandler 1977, 286).

## Pflanzen und Tierwelt

Hervorstechendes Merkmal Rheinhessens ist seine Waldarmut. Ihre Ursache liegt in der besonderen ackerbaulichen Eignung aufgrund des Klimas, der Böden und des Reliefs, die schon seit der Bandkeramik genutzt wurde. Die Frage nach einer ursprünglichen Pflanzenwelt erübrigt sich, wenn der Betrachtungszeitraum auch auf die nachweisbaren paläolithischen Hinterlassenschaften ausgedehnt wird, da Klimawandel im Quartär die Rahmenbedingungen für die Pflanzen- und Tierwelt permanent verändert hat. Die Frage nach der Vegetationsbedeckung gewinnt ihre Bedeutung auch vor dem Hintergrund des Wasserhaushaltes, da dieser stark durch die Interzeption, Evaporation und Transpiration von und durch Pflanzen mitbestimmt wird. Wären die Plateaus und ihre Hänge bewaldet, wäre Rheinhessen deutlich wasserärmer. Das hätte Einfluß auf Siedlungslagen aber auch auf Abtragungsvorgänge mit der Folge der Bodenerosion, Bildung von Kolluvien, Auslösung von Rutschungen.

## Schluß

Die natürlichen Rahmenbedingungen Rhein Hessens und seiner Randlandschaften sind seit langer Zeit von Menschen als günstig angesehen worden. Dies gilt in

jeder Hinsicht bis hin zum Forschungsfeld Rhein Hessens. Die Flußterrassenlandschaften und die Lößbedeckung bilden eine ideale Voraussetzung für die Erhaltung von Freilandstationen, die wiederum ein ideales Forschungsfeld für die Archäologie darstellen.