

3 Talgrundwasser von Main und Regnitz

3.1 Aufbau und Genese der Talau

Wolfgang SCHIRMER

3.1.1 Einleitung	145
3.1.2 Sedimentologische Einheiten des Talgrundes	146
3.1.2.1 Flußbettsedimente	146
3.1.2.2 Auensedimente und Auenmorphologie	148
3.1.2.3 Talrandsedimente	149
3.1.3 Stratigraphische Einheiten des Aquifers und der Aue	149
3.1.4 Die Struktur im Untergrund der Aue	150
3.1.4.1 Quartärbasis – Schottersohle der Talfüllung	150
3.1.4.2 Würmschotter im Untergrund der Aue	150
3.1.4.3 Holozäne Schotter im Untergrund der Aue	151
3.1.4.4 Auensedimentserien im Talgrund	152
3.1.4.5 Die Böden im Bereich der Talau	152
3.1.4.6 Terrassenflächen der Aue	152
3.1.5 Entstehungsgeschichte des Aquifers und der Aue	153
3.1.6 Zusammenfassung	154

3.1.1 Einleitung

Die folgenden Untersuchungsergebnisse beziehen sich auf den Obermain, von der Vereinigung des Weißen und Roten Mains bis zur Regnitzmündung, auf die Rodach unterhalb Kronach, die Regnitz ab der Wiesentmündung bei Forchheim, und den Mittelmain von der Regnitzmündung bis an die Südspitze des Maindreiecks bei Marktbreit. Wenn im folgenden vom »Main« die Rede ist, so beziehen sich die Aussagen auf die genannten Talabschnitte von Kulmbach bis Marktbreit (Obermain und oberer Mittelmain). Dem vorliegenden Bericht liegt die Bearbeitung der Sedimente im Untergrund der Talau an Obermain, oberem Mittelmain und Regnitz seit 1972 zugrunde (SCHIRMER 1973; BECKER und SCHIRMER 1977); das dendrochronologische Fundmaterial wurde von B. BECKER (1972, 1975) bearbeitet.

Einzelbeobachtungen über Verbreitung und Aufbau der tiefsten Schotterfüllung des Main- und Regnitztales, die den Aquifer darstellt, liegen seit Mitte des vergangenen Jahrhunderts vor. Den Nachweis einer ersten Eintiefung bis etwa zur heutigen Maintalsole vor Aufschüttung einer altquartären Talverschüttung bringt WURM (1956). KÖRBER (1962) stellt die regionale Verbreitung dieser Talverschüttung von Haßfurt abwärts fest, RUTTE (1971) datiert sie anhand der Fauna ins Cromer. Eine Tiefenrinne, die die heutige Schottersohle im Talgrund um 5–20 m noch untertieft, wird an vielen Stellen der Regnitz (Literaturzusammenstellung bei LANG 1970) und am Main bei Marktstett (HOFFMANN 1962) gefunden. Bei Erlangen kann sie mindestens vor die Aufschüttung der 15 m-Terrasse gestellt werden, unter deren Oberfläche die Rinne liegt (HAARLÄNDER 1966b). Erosionsrinnen an der Basis der 15 m-Terrasse und der 10 m-Terrasse beschreibt KOSCHEL (1970) aus dem Bamberger Raum. Die 10 m- oder Niederterrasse wird als die tiefste Schotterterrasse im Talgrund –

abgesehen von den Tiefenrinnenfüllungen – nach Lage und Fauneninhalt (KÖRBER 1962; KESSLER 1962) als letztkaltzeitlich eingestuft. In die 10 m-Terrasse eingeschnitten, werden im Bereich der Talau zwei bis drei weitere Terrassen registriert. KÖRBER (1962) stellt eine 6 m-Terrasse (»ältere Untere Niederterrasse«) infolge Flugsandbedeckung in die Jüngere Tundrenzzeit. An der Regnitz wird eine 3–5 m hohe Vorterrasse von BRUNNAKER (1959a) der Jüngeren Tundrenzzeit zugeordnet. KOSCHEL (1970), JANETZKO und ROLOFF (1970) und LANG (1970) stellen sie an Regnitz und Obermain jedoch – wie bereits KÖRBER (1962) seine »jüngere Untere Niederterrasse« – gemäß Baumstammfunden, die sie den sog. »Rannenhorizonten« JAKOBs (1956) zuordnen, ins Subatlantikum. Von begrabenen Baumstämmen oder Rannen im Schotter des Auenbereichs berichten bereits HAUPT (1849) und THEODORI (1854). JAKOB (1956) wertet solche Rannenlagen flußgeschichtlich aus und stellt sie anhand prähistorischer Begleitfunde in die ausgehende Urnenfelderzeit und jünger. Eine tiefere 2–4 m hohe Vorterrasse wird an Regnitz und Obermain als noch jüngere holozäne Terrasse abgetrennt (Tab. 56).

Die Talau ist der von Hochwässern erreichte Teil des Tals. Die Schotterfüllung, die als Aquifer im Tal fungiert, nimmt jedoch einen breiteren Talbereich ein als die Aue, denn ihre Oberflächen überragen z.T. die Aue als tiefere Terrassenflächen im Tal (z.B. Niederterrasse und 15 m-Terrasse), aber auch als höher liegende Hangterrassen (z.B. 30 m-Terrasse am Obermain). Am Aufbau des heutigen Aquifers beteiligen sich also Schotterkörper recht unterschiedlichen Alters. Talgeschichtlich betrachtet heißt das, daß zu verschiedenen quartärzeitlichen Perioden die Erosion das heute tiefste an Main und Regnitz vorhandene Erosionsniveau erreicht hat.

Tab. 56 Gliederung des Spät- und Postglazials

Jahre vor heute	Stratigraphische Einheit	Zeitalter
2700	Subatlantikum	Holozän
5000	Subboreal	
7500	Atlantikum	
9500	Boreal	
10000	Präboreal	
11000	Jüngere Tundrenzeit	Spätwürm
11800	Alleröd	
12100	Ältere Tundrenzeit	
12500	Bölling	
13500	Älteste Tundrenzeit	
	Würm	

Das große Sandsteineupereinzugsgebiet der Regnitz und das kleinere des Mittelmain spiegelt sich bei der folgenden Betrachtung der Einzelfractionen sehr gut in den hohen Sandgehalten und den geringeren Anteilen der Block- und gröbereren Kiesfractionen wider. Deutlich hebt sich der Gegensatz zum grobkiesreichen Obermain und noch mehr zur blockreichen und sandarmen Rodach heraus, die nur kurzen Zugriff zum Deckgebirge hat.

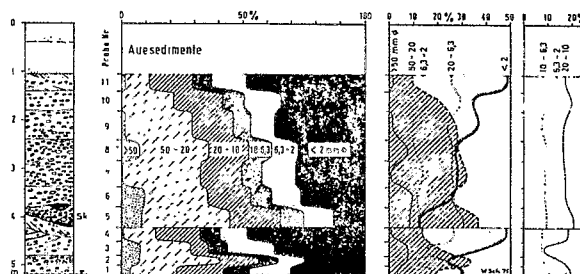


Abb. 94 Kornverteilung eines Schotters der Talfüllung am Obermain; Kiesgrube Ebsenfeld, Profil 13
 Proben 1–4: Würmzeitlicher Schotter; Proben 5–11: Schotter des Mittel-Atlantikums, mit Skelettschotter (SK) an der Basis

3.1.2 Sedimentologische Einheiten des Talgrundes

3.1.2.1 Flußbettsedimente

Die Flußbettsedimente bestehen vorwiegend aus Schottern und Sanden. Bei den Schottern ist das Verhältnis Kies zu Matrix (Sand und Pelit, i. e. < 2 mm Ø) je nach Einzugsgebiet und vertikaler Profilgliederung recht unterschiedlich.

Regional betrachtet stellen am Obermain und der Rodach Mittel- und Grobkies (63–6,3 mm Ø) die vorherrschenden Anteile, am Mittelmain und der Regnitz dagegen überwiegt allgemein der Sandanteil. Im Vertikalprofil zeigen die Flußbettsedimente an Main und Regnitz allgemein von unten nach oben folgende Gliederung: basale grobkies- und blockreiche Schotter – grobkies- und mittelkiesreiche Schotter mit wechselndem Sandgehalt – (± Übergang zu) Flußsand. Darüber folgen Auensedimente. Dieser Rhythmus gilt für eine konkordante Abfolge. Oft ist die Schotterfüllung des Tals aus mehreren solcher diskordant aufeinanderliegenden Abfolgen aufgebaut.

Was die Einzelfractionen neben Grob- und Mittelkiesanteilen anbetrifft, so treten Blöcke (> 63 mm Ø) zu kleinerem Prozentsatz aber vorzugsweise in bestimmten Lagen auf, meist an der Basis einiger Sedimentationsabschnitte, ferner im Bereich von Seitentalmündungen. Feinkies (6,3–2 mm Ø) erscheint im Gesamtanteil nur untergeordnet, tritt aber zuweilen in reinen Lagen auf. Der Sand (2,0–0,063 mm Ø) stellt den größten Anteil an der Matrix für den Kies. Sehr häufig gestalten reine Sandlagen den Profilaufbau. Der Hauptsandanteil fällt auf den Mittel- bis Grobsand. Feinsand, auch Schluff und Ton sind sehr untergeordnet, treten aber lagenweise, in stratigraphisch lokalisierbaren Bereichen, in Linsen und Bändern auf. Demgegenüber gibt es auch einzelne dünne Lagen extrem sandarmer Schotter, die ebenfalls stratigraphisch feste Positionen einnehmen (z. B. an der Holozänbasis). Solche durch große Matrixarmut ausgezeichnete Schotter werden hier als Skelettschotter bezeichnet.

Die angegebenen Korngrößenanteile sind Mittelwerte, denen 22 lückenlos analysierte Vertikalprofile an Main und Regnitz zugrundeliegen. Als Beispiel ist das Profil 13 der Kiesgrube Ebsenfeld in Abb. 94 beigelegt.

Der Blockanteil (> 50 mm Ø) variiert stark im Längsprofil (die Grenze Block-/Kies-Fraktion wurde abweichend von DIN 4022 bei 50 mm festgelegt). Am Burgkunstadter Main beträgt er im Mittel knapp 10%, an der unteren Rodach ca. 20%, das ergibt für den Main dicht unterhalb der Rodachmündung einen Anteil von 10–15%. Von dort sinkt er flußab längs dem Staffelsteiner Main langsam auf unter 5% ab. Die Regnitz erreicht im allgemeinen bis 3% Blockanteil. Auch am Mittelmain liegen die Werte im allgemeinen unter 5%.

Im Vertikalprofil zeigt die Blockverteilung ebenfalls starke Unterschiede. Die höchste Blockführung liegt meist an oder nächst der Basis der Schotterfüllung des Talgrundes oder jeweils an der Basis einer Schüttung. Sie wird dort doppelt bis dreifach so hoch wie der Mittelwert des Gesamtprofils. Innerhalb einer Schüttung nimmt die Blockführung nach oben stark ab.

Was den Gesteinsbestand der Blöcke anbetrifft, so zeigt eine Analyse von 127 Blöcken über 15 cm Ø von der Basis der Talfüllung in der Kiesgrube Trieb, daß rund 70% aus harten, kieselligen Gesteinen (Quarz, Lydit, Quarzit) bestehen, während die Grobkiesfraktion (50–20 mm Ø) in Trieb und am übrigen Ober- und Mittelmain nur zwischen 20 und 35% kieselige Gesteine führt. Die Blöcke stellen demnach vor allem Rückstand der Transportauslese dar. Dazu kommt ein wechselnder Anteil an weicherem Lokalmaterial, bevorzugt aus Seitentälern, der wohl beim Transport kurzlebig ist, aber immer wieder neu zugeführt wird. Der größte vorgefundene Block war ein Kreidequarzit (200 · 80 · 55 cm) von der Basis der Kiesgrube Trieb, vermutlich von der Albhochfläche stammend. Die Anreiche-

zung von Blöcken in Lagen, meist an der Basis einer Schüttung, zeigt, daß sie auch Rückstand bei der Wiederaufarbeitung älterer Schotterablagerungen darstellen. Damit erklärt sich der hohe Anteil kieseliger Komponenten der Blocklagen sowohl durch Transportauslese wie auch durch chemische Verwitterungsauslese.

Der Grobkiesanteil (50–20 mm Ø) nimmt an Obermain und Rodach etwa 20–30% ein, fällt am Mittelmain gelegentlich darunter ab. Die Regnitz führt rund 10–15% Grobkies. Im Vertikalprofil zeigt der Grobkiesanteil an Obermain und Rodach eine recht gleichmäßige Verteilung. In kiesreichen Lagen erreicht er bis 50%, in kiesarmen Lagen geht er bis auf 10% herab, geringere Werte kommen nur in dünnen, unbedeutenden Lagen vor. An der Regnitz gibt es dagegen zahlreiche grobkiesfreie Lagen; selten erreichen dort Kieslagen ein Grobkiesmaximum um 30%. Auch am Mittelmain schalten sich im Profil stärkere grobkiesfreie Lagen ein. Allgemein läßt das Vertikalprofil die Tendenz erkennen, daß die höchsten Werte jeweils an der Basis von Schüttungen auftreten, besonders im Skelettschotter, die geringsten Werte in den höheren Teilen einzelner Schüttungen.

Ein oberer Mittelkiesanteil (20–10 mm Ø) nimmt am gesamten Main zwischen 10 und 20% ein, an der Regnitz bleiben die Werte auch unter 10%. Im Vertikalprofil liegen insgesamt in den höheren Teilen der Talfüllung die Werte etwas höher als in den tieferen. Maxima treten teilweise im Skelettschotter, aber auch darüber auf.

Der untere Mittelkies (10–6,3 mm Ø) beteiligt sich am Main mit 5–10%, am Mittelmain und der Regnitz gibt es auch etwas niedrigere Werte. Im Vertikalschnitt treten, wie auch beim oberen Mittelkies, im höheren Teil der Talfüllung im allgemeinen etwas höhere Werte als im tieferen Teil auf. Die Maximalwerte treten z.T. in den höchsten Schotterpaketen auf.

Der Feinkies (6,3–2 mm Ø) schwankt in allen Flußbereichen im allgemeinen um 10%. Selten werden lokal Werte bis 20% erreicht.

Der Sand- und Pelitgehalt (< 2 mm Ø), die Matrix des Schotters, liegt an Obermain und unterer Rodach um 30% (25–35%), am Mittelmain schwankt er zwischen 40 und 60%, wird gelegentlich etwas höher; an der Regnitz beträgt er meist 60–70%.

Im Vertikalprofil sind die tieferen Schüttungen der Talfüllung allgemein sandreicher als die höheren. Innerhalb einer Schüttung allerdings nimmt der Sandgehalt generell nach oben zu. Durch Überlagerung beider Effekte treten die höchsten Sandgehalte im Vertikalprofil sowohl im oberen Teil des unteren Drittels der Schotterfüllung als auch im obersten Teil der gesamten Schotterfüllung, nämlich beim Übergang von Schotter über Flußsand in Auensedimente, auf. In den genannten Lagen treten dann z. T. reine, fast oder völlig kiesfreie Sande auf. Besonders stark kommt das am Mittelmain, noch mehr an der Regnitz zum Ausdruck.

Pelit (< 0,063 mm Ø) tritt in den Flußsedimenten einmal in Form von sandigen bis schluffigen Lehmlagen auf, andererseits aber auch als Matrix feinverteilt im Schotter. Gemeinsam mit L. ROOS durchgeführte Untersuchungen

ergaben am Obermain an zwei Profilen Pelitgehalte von 0,75 bis 1,5% im Mittel. Auf den Schluff (Silt) entfielen dabei 0,5 bis 1%, auf den Ton um 0,5%. Die Maximalwerte treten im Skelettschotter auf (in Ebensfeld, Profil 19: 3,5% Pelit, davon 2% Schluff und 1,5% Ton), ferner beim Übergang zu den pelitreichen Auensedimenten. Diese Daten zweier vollständiger Vertikalprofile bedürfen weiterer Untersuchungen, ehe allgemeingültige Aussagen gemacht werden können.

Der Grobkiesgeröllbestand (50–20 mm Ø) am Main setzt sich zu 60–95% aus Material des Grundgebirges zusammen; der Rest sind Deckgebirgsgerölle. Hiervon stellt ein beträchtlicher Teil seitlich frisch zugeführtes Lokalmaterial dar, das aber, zu weich um transportbeständig zu sein, bald in kleinere Fraktionen zerlegt wird.

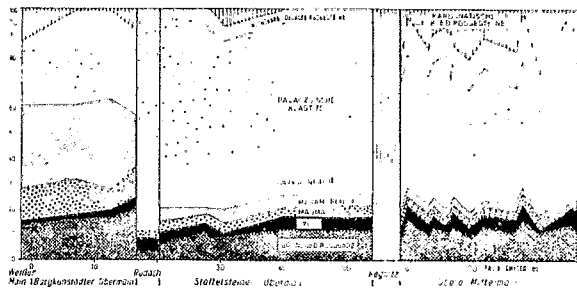


Abb. 95 Stark vereinfachtes Geröllspektrum des Obermains und obersten Mittelmains mit Einblendung der Rodach und Regnitz (nach Geröllanalysen aus SCHIRMER und WEYHERTER, unveröff.)

Im Geröllspektrum der Abb. 95 ist der analysierte Einzelbestand der Gerölle zu größeren Gruppen zusammengefaßt. Innerhalb der Grundgebirgsgerölle zählen zur Gruppe des Quarzes der Milchquarz, selten Eisenkiesel. Die Lydite lassen sich nach STÜRMER (1971) grob in ordovizisch-silurische und devon-kulmische trennen. Zu den Magmatiten zählen Plutonite, vor allem Granit, ferner Vulkanite, besonders Diabas und (Quarz-)Keratophyr. Angefügt wurden die permischen Porphyre des Deckgebirges. Innerhalb der Metamorphite lassen sich besonders Phyllit, Quarzphyllit, Glimmerquarzit, Glimmerschiefer und Gneis, Augengneis, Amphibolgesteine (Amphibolite, Amphibolgneise, Granat-Amphibolite) unterscheiden. Von den paläozoischen klastischen Sedimenten sind Konglomerate, besonders lyditeführende Konglomerate (z. B. »Wurstkonglomerat«), Grauwacken, Sandsteine, Quarzite, Silt- und Tonsteine ausscheidbar.

Zur Gruppe der nichtkarbonatischen Deckgebirgsgesteine sind vereinigt die Deckgebirgsquarze, aus den Sandsteinformationen stammend, Sandsteine des Buntsandsteins, mittel- bis grobkörnige Sandsteine des Keupers und Unteren Lias, Feldspatsandsteine und dolomitische Feldspatsandsteine des Sandsteinkeupers, feinkörnige Sandsteine des Rätollas und Doggers, Tonsteine verschiedener Formationen, sandige Limonitschwarten, Toneisensteine, Hornsteine des Muschelkalks, des Keupers und höheren Malms.

Die karbonatischen Deckgebirgsgesteine beinhalten Kalksteine des Muschelkalks, Gelbkalksteine aus Muschelkalk, Unterem Keuper und Mittlerem Lias, Stinkkalkstein des Lias ϵ , Bank- und Riffkalksteine des Malms, Malmdolomit und Keuperdolomit.

Neben diesen wichtigsten Geröllen seien noch Fossilien als Gerölle, ferner anthropogene Gerölle, besonders Keramikgerölle, erwähnt, die in den jüngeren Holozänschottern oft gehäuft auftreten.

Zur Charakterisierung einzelner Flußabschnitte und zu späterer stratigraphischer Verwertung wurde der Geröllbestand der Schotter im Talgrund dokumentarisch festgehalten (SCHIRMER und WEYHERTER 1978). Aus Raumgründen wird er hier nur grob und ohne stratigraphische Differenzierung skizziert. Der Abb. 95 liegen 140 Analysen zu je 250 Geröllen zugrunde. Die Ausdeutbarkeit einzelner Schwankungen im Spektrum des Tallängsprofils wurde durch ein Spektrum aus 30 Analysen à 250 Geröllen aus einem Talquerschnitt geprüft.

Die Gesteine der Münchberger Gneismasse und ihrer Umrahmung sowie des Fichtelgebirges prägen das Schotterbild des Burgkunstadter Obermains, vorherrschend die Gruppe der metamorphen Gesteine. Die Rodach bringt zu 80–90% paläozoische klastische Gesteine des Frankwaldes und Thüringer Waldes, die dann das Spektrum des Staffelsteiner Obermains beherrschen. Die Regnitz, von der Wasserführung her dem Obermain ebenbürtig, vermag mit ihrem reinen, aber verwitterungs- und transportanfälligeren Deckgebirgsspektrum die Vormacht paläozoischer Klastite am oberen Mittelmain nur etwas einzuengen.

Der paläozoische Quarz wird durch die Rodach stark verdünnt, gewinnt aber flußab zusammen mit dem Lydit auf Kosten der weicheren Gesteinsanteile wieder an Raum. Die Magmatite mit typischen Leitgesteinen der Rodach (z.B. Rotliegend-Vulkanite) und des Burgkunstadter Obermains (z.B. Fichtelgebirgsgranite) halten infolge guter Widerstandsfähigkeit ab der Rodach mit gleichem Anteil durch. Die metamorphen Gesteine, in der Rodach nicht vertreten, dünnen infolge ihrer schiefrigen und glimmerreichen Vertreter flußab langsam aus und erreichen im Raum Staffelbach-Stettfeld die Werte der magmatischen Gruppe. Auch die paläozoischen Klastite lassen flußab eine Aufarbeitung erkennen, wenngleich die Quarzite unter ihnen (mit rd. 10% des Gesamtspektrums) ihren Anteil beizubehalten vermögen. Innerhalb der Deckgebirgsanteile zeigt sich z.B. am Keupersandstein im Steigerwalddurchbruch, daß lokale Zufuhr und Zerkleinerung sich etwa die Waage halten. Der karbonatische Deckgebirgsanteil aus vorwiegend Malmkalkstein verursacht infolge großer Verwitterungsabhängigkeit sehr wesentlich die Unruhe im Gesamtspektrum (vgl. Abschn. 1.8.4).

3.1.2.2 Auensedimente und Auenmorphologie

Die Auensedimente stellen die Hochflutfazies des Flusses dar. Sie sind gewissermaßen die Randfazies der Flußbett-sedimente bei Hochwasser, die auf und hinter den Schaltern des Flußbettes zur Ablagerung kommt. Entsprechend dem höher gelegenen Ablagerungsniveau im Vergleich zum tiefer liegenden Flußbett und der geringeren Trans-

portkraft des Wassers infolge stark erweiterten Abflußquerschnitts sind die Auensedimente feinkörniger als die Flußbettsedimente. Seiten beteiligt sich an Main und Regnitz Kies, gelegentlich noch Grobsand, sehr häufig aber Korngrößen vom Mittelsand abwärts. Dabei zeigt sich das Vorherrschen bestimmter Korngrößen von der Position innerhalb des Auenquerschnitts, von der Breite des Auenquerschnitts, vom Auenrelief und vom Einzugsgebiet, durch das die Aue zieht, abhängig.

Morphologisch läßt sich die rezente Aue des Main- und Regnitztals vereinfacht folgendermaßen gliedern: Ein schmaler Uferwall begleitet den Fluß gelegentlich, vor allem an Außenbögen. Häufig geht er fließend ohne morphologische Kante in die Auenfläche über und ist dann einfach die höchste Stelle der flußwärts aufsteigenden Aue. Die Auenfläche selbst, im allgemeinen leicht vom Fluß zum Talrand hin geneigt, ist mehr oder weniger stark von Rinnen unterschiedlicher Genese durchzogen, die hier alle als Auenrinnen bezeichnet werden. Die Aue wird gegen den Hangfuß, den Talrand hin von der Nahrinne oder Randsenke begrenzt. Die meist breite Rinne stellt manchmal die tiefste Stelle in der Aue dar. Sie ist häufig sehr feucht oder anmoorig, da dort das Grundwasser meist einen geringen Flurabstand hat und vom Hang her oft Quellen austreten. Auch wird sie viel von Seitenbächen benutzt, ehe diese flußwärts gegen die ansteigende Aue und den Uferwall ihren Weg finden. An vielen Stellen läßt sich durch Kartierung zeigen, daß die Nahrinne durch die Summierung talab wandernder Mäanderaußenbögen am Auenrand entstanden ist. Die »heutige Aue« an Main und Regnitz besteht aus mehreren verschieden alten der eben skizzierten Auenflächen, die sich terrassenartig zerschneiden, so daß die Talaue insgesamt ein kompliziertes Bild zerschnittener und ineinandergeschachtelter Auenflächen darstellt (vgl. Ziff. 3.1.4.4).

Die räumliche Betrachtung der Auensedimente beschränkt sich im folgenden auf ein Auenstadium, läßt also das Übereinander älterer, fossiler, und jüngerer Auenstadien unberücksichtigt.

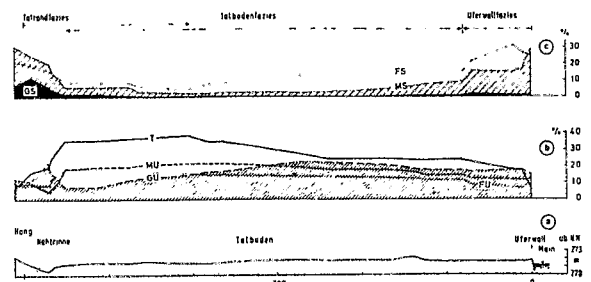


Abb. 96 Generalisiertes Korngrößendiagramm des mittelalterlichen bis neuzeitlichen Auensediments im Auenquerschnitt E' Hochstadt am Obermain (nach 103 Analysen aus SCHIRMER und THUMMES, unveröff.)

- a Oberflächenprofil der Aue (10fach überhöht)
- b Kornverteilung von Ton- und Schluff-Fraktionen
- c Kornverteilung der Sandfraktionen

Innerhalb des Auenquerschnitts läßt sich eine gesetzmäßige horizontale Abfolge der Auensedimente feststellen: Eine Uferwallfazies ist an Main und Regnitz in allen Fällen mittel- bis grobsandig, vereinzelt auch etwas kiesig und geht im Körngrößenspektrum des Auensediments weit über die Ausdehnung des morphologischen Uferwalls hinaus (Abb. 96). Die Uferwallfazies geht allmählich flußfern in die feinerkörnige Talbodenfazies über, deren Korngrößenabnahme talrandwärts kontinuierlich fortschreitet. Gegen den Talrand zu stellt sich dann mit gut markiertem Übergang eine im allgemeinen wieder grobkörnigere Talrandfazies ein. Die feinsten Korngrößen kommen flußfern innerhalb der Talbodenfazies vor dem Einsatz der Talrandfazies zur Ablagerung. Dieser Bereich liegt im äußersten Teil der ungestörten Talfäche, ehe sich diese zur Nahrinne der Aue hin absenkt.

Welche absoluten Korngrößen dabei beteiligt sind, hängt von der Breite des Auenquerschnitts und vom Einzugsgebiet ab. Je enger der Auenquerschnitt, desto gröber bleibt die uferferne Talbodenfazies. Sie wird vom Sedimentangebot des Einzugsgebietes mitgestaltet. Noch mehr allerdings trifft dies für die Talrandfazies zu. Diese wird von allerlei Talrandsedimenten beeinflusst, die vom Hang und von Seitentälchen geliefert werden und sich mit den Auensedimenten verzahnen (vgl. Ziff. 3.1.2.3). Von dort können sie durch Hochfluten oder Seitenbäche, u.a. durch solche, die die Nahrinne eine Zeit lang benutzen, im Randbereich der Aue verteilt bzw. den Auensedimenten beigemischt werden. Sie bedingen in der Regel eine Vergröberung und meist schlechte Sortierung der Auensedimente.

Die kontinuierliche Gestaltung der Talbodenfazies von flußwärts gröber nach talrandwärts feiner wird wesentlich von Sedimenten der Auenrinnen, der Auenrinnenfazies unterbrochen und belebt. Unter den verschieden gestalteten Auenrinnen gibt es solche, die bereits im Flußbettsegment angelegt wurden, z.B. nicht verfüllte Rinnen verlassener Mäanderbögen, Nahrinnen einzelner Schotterfelder, ferner solche, die erst in der Auenphase angelegt wurden, z.B. Erosionsrinnen des Hochwassers, Rinnen von Seitenbächen, die über die Aue zum Fluß ziehen. Allen Auenrinnentypen ist gemeinsam, daß sie junge Auensedimentverfüllung führen. Die Fazies der Auenrinnensedimente ist sehr vielfältig. Vorherrschend sind mittel- bis feinkörnige Sande, Schluff und Ton. Häufig – besonders bei den vom Flußbettstadium vererbten Formen – ist der Aufbau so, daß im tieferen Teil eine Altwasserfazies vorliegt, die unten grobkörnig ist und nach oben immer feinkörniger wird und oft Schwemmtorf mit Holz und Vivianit führt. Nach oben geht die Füllung dann in schluffig-feinsandige Auenlehme oder in Auensande über. Untergeordnet beteiligen sich an der Auenrinnenfazies auch Schotter, die eventuell unmittelbar vom Rand der im Schotter angelegten Auenrinnen hineintransportiert wurden. Innerhalb einer gleichaltrigen Auenfläche läßt der morphologische Habitus der Auenrinnen (Tiefe, Breite) keinen Rückschluß auf das Alter der Anlage, die Mächtigkeit und den Sedimenttyp der Verfüllung zu. So können alt wie jung angelegte Rinnen völlig verfüllt sein oder noch kräftiges Relief

zeigen. Relief und Verfüllung hängen eben von der Häufigkeit der Benutzung der Rinnen, von ihrer Zugänglichkeit für Wasser und vom Sediment ab. Für verschieden alte holozäne Auenflächen betrachtet zeigen die Auenrinnen jedoch einen unterschiedlichen Grad der Verfüllung, je älter die Fläche, desto stärker ausgeglichen ist im allgemeinen das Relief der Auenrinnen.

3.1.2.3 Talrandsedimente

Die Talrandsedimente sind solche Sedimente, die nicht durch Längstransport im Tal mit seinem sortierenden Effekt vom Fluß her entstanden sind, sondern durch Transport von den Talflanken mehr oder weniger senkrecht auf das Tal zu und dabei z.T. im Bereich der Aue zur Ablagerung kamen. Teils legen sie sich morphologisch abgrenzbar auf die Auensedimente, teils verzahnen sie sich oder vermischen sie sich mit den Auensedimenten (Talrandfazies der Auensedimente). Es handelt sich dabei um Sedimente von kleineren Seitentälern, ferner um Hangsedimente verschiedener Genese. Dabei sind besonders Bodenfließen, Hangabspülung, anthropogener Materialtransport am Hang und Bergrutsch beteiligt. Erscheinen die Sedimente morphologisch in der Aue, so sind sie als Bachkegel, Schwemmkegel, Hangschuttfuß oder auslaufende Bergrutschzunge geformt. Im Main-Regnitzgebiet bestehen die Talrandsedimente aus Korngrößen bis zum Grobsand, manchmal sind auch Kies, Steine und Blöcke beteiligt. Da ihre Fazies die Gesteinsausbildung des angrenzenden Hinterlandes widerspiegelt, erhalten Fluß- und Auensedimente des Haupttals, neben dem Material der Seitenflüsse und -bäche, auch durch die Talrandsedimente ihr Lokalgepräge.

3.1.3 Stratigraphische Einheiten des Aquifers und der Aue

Am Aufbau des Schotters, der den Aquifer an Main und Regnitz bildet, sind sehr verschieden alte Schotterablagerungen beteiligt. Am Talrand reichen Schotter höherer Terrassen, wie z.B. der 30 m-Terrasse am Obermain, bis zum Aquifer hinab. Zum Teil, wie besonders am Mittelmain nachgewiesen, gehören solche Hangterrassen der Talverschüttung des Mains an, die von KÖRBER (1962) als A-Terrasse bezeichnet wurde und ins altpleistozäne Cromer (vgl. RUTTE 1971) gestellt wird. Verschiedene jüngerpleistozäne Schotterablagerungen, wie die 15 m-Terrasse des Obermains, liegen mit ihrem Sockel ebenfalls im Talgrundwasser. Es wird hier bewußt auf Terrassenangaben, z.B. nach der Nomenklatur KÖRBERs (1962) verzichtet, da sowohl Zuordnung wie Alter in vielen Fällen nicht sicher sind. Beispielsweise gehört dazu die bis ca. 13 m über Flußspiegel reichende Terrasse W' Grundfeld, die von KÖRBER als würmzeitliche Obere Niederterrasse kartiert wird, jedoch nach Höhe über Fluß und Profilaufbau (Oberteil der fluviatilen Akkumulation fehlt, also abgetragen, darauf fossile Parabraunerde, dann kaltzeitliche Deckschicht mit Eiskeilen) vorletztglazial oder älter ist. Am weitesten verbreitet unter ihnen ist die würmkaltzeitliche Niederterrasse. Ihr Schotter zeigt in einigen Aufschlüssen (z.B. Hirschaid-»Gries« an der Regnitz) jedoch einen gestapelten Aufbau zweier Schotterzyklen, von de-

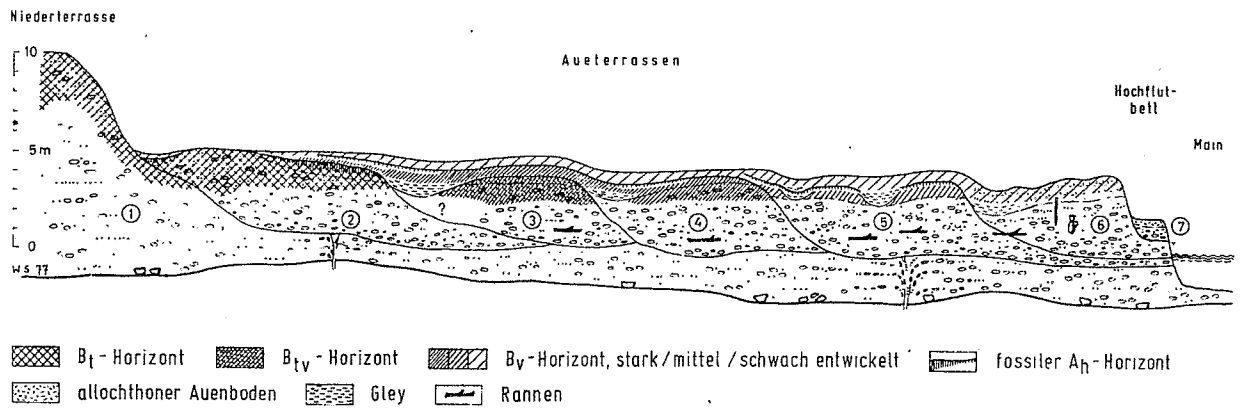


Abb. 97 Schema der Sedimente, ihrer Lagerung und ihrer Böden im Untergrund der Talaue an Obermain und Regnitz:

- 1 Würmzeitlicher Schotter
- 2 Spätwürmzeitlicher Schotter mit abschließendem fossilem Trieber Boden (A_n)
- 3 Schotter des mittleren Atlantikums
- 4 Subborealer Schotter
- 5 Eisen-römerzeitlicher Schotter mit abschließendem Hochstadter Bodenhorizont (A_n)
- 6 Mittelalterlich-frühzeitlicher Schotter mit Pfählen und Keramik
- 7 Schotter des 19. Jahrhunderts

nen der untere z.T. entkalkt, damit möglicherweise präwürmzeitlich ist. Der flußwärtige Rand der Niederterrasse ist etwa identisch mit dem Rand der Aue. Die Sedimente der Niederterrasse greifen aber unter der Aue hindurch und werden dort von spätglazialen und verschieden alten holozänen Schottern bedeckt. Diese liegen in der Aue nebeneinander – die älteren in der Regel flußferner, die jüngeren flußnäher – und gliedern die Aue in morphologisch sich schwach voneinander abhebende Auenterrassen. Die jüngeren Schotter können aber jeweils talrandwärts über die älteren hinweggreifen, so daß die Schotterkörper der Aue sowohl nebeneinander, zugleich aber auch übereinander anzutreffen sind (Abb. 97). In vielen Kiesgruben sind also im Vertikalschnitt zwei oder auch drei verschieden alte Schotterkörper übereinander erhalten und das sowohl im Auenbereich wie auch im Bereich der anschließenden pleistozänen Terrassentreppe.

3.1.4 Die Struktur im Untergrund der Aue

3.1.4.1 Quartärbasis – Schottersohle der Talfüllung

An Obermain und Regnitz ist die Basis der quartären Talgrundfüllung gelegentlich in Gruben erschlossen: Sie liegt im Mittel in 6–7 m Tiefe unter der Talaue, in Altendorf-»Langenstäud«/Regnitz 7–8 m. Sie zeigt sich dort als wenig eben, wellig, zum Talrand hin häufig ansteigend. Innerhalb einer Grube wurden Niveauunterschiede bis 2 m gemessen. Es handelt sich bei dem Relief nicht um Rinnen, sondern um geschlossene Hohlformen und isolierte Rücken. Bohrungen, die ja nur recht lokale Werte angeben, liegen in derselben Größenordnung, geben aber auch Hinweise auf viel höhere Werte. Dichte Bohrfelder, wie von KOSCHEL (1970) und LANG (1970) von der unteren Regnitz mitgeteilt, zeigen, daß die Quartärbasis Erosionsrinnen aufweist. Eine Tiefenrinne längs dem Regnitztal greift

5–12 m unter die normale Schotterbasis. Zwischen Sulzfeld und Marktbreit wurde (HOFFMANN 1962) eine Tiefenrinne erbohrt und geoelektrisch erfaßt, die 5–25 m tief unter die Schotterbasis reicht (vgl. Abschn. 3.2). Ihr Alter kann an der Regnitz (vgl. Ziff. 3.1.1) vor die 15 m-Terrasse (wahrscheinlich vorletztglaziale Terrasse) gelegt werden. Ob sie schon vor Anlage der altquartären Talverschüttung gebildet wurde, läßt sich nicht nachweisen.

An einigen Stellen liegt die Sohle des heutigen Mainflußbettes auf anstehendem Untergrund. Das ist wohl nur am Talrand der Fall, zeigt aber, daß in geringem Maße die Quartärbasis auch heute noch erweitert wird, so z.B. am Obermain in Höhe von Schwürbitz und von Staffelstein, an letzterem Ort verbunden mit Hangabbrüchen (Trimeusel).

3.1.4.2 Würmschotter im Untergrund der Aue

Der tiefste Teil der quartären Talfüllung im Untergrund der Aue, außerhalb der genannten Tiefenrinnen, wird vom kaltzeitlichen Schotter der Würmeiszeit gebildet. Vollständigen Einblick in diesen Schotter erhält man in den Gruben, in denen das Grundwasser bis an die Sohle der Schotterfüllung abgesenkt wurde, wie in den Gruben Hochstadt, Marktzeuln, Trieb, Hausen, Ebensfeld, alle am Obermain, und Altendorf-»Langenstäud« an der Regnitz. Über der Schottersohle ist der Würmschotter mit einer Mächtigkeit von durchschnittlich 2–2,5 m am Obermain, 3,5 m in Altendorf erschlossen und wird dann diskordant von spätglazialen und holozänen Schottern überlagert. Soweit die Schotterbasis erschlossen ist, setzt der Schotter mit einer basalen Blocklage ein (vgl. Ziff. 3.1.2.1). In seiner Korngrößenzusammensetzung ist der Schotter im allgemeinen nächst der Basis block- und geröllreicher, aber sandärmer und wird gegen oben generell sandreicher. Häufig sind reine Sandlagen eingeschaltet. Am Obermain beginnen die Matrixwerte an der Basis mit

20–45%, steigen dann bis zur Holozändiskordanz auf 30–60% im Mittel (Abb. 94). An der sandreicheren Regnitz steigen die Werte im Profil Altendorf-»Langenstäud« im selben Vertikalbereich von 45% auf 90%. Seiten sind diesen Schottern dickere Lehmlagen eingeschaltet. In der Kiesgrube Trieb führte eine 1 m dicke schluffig-feinsandige Lehmlage, Abtwiesen-Schichten benannt, Schwemmtorf.

Den kaltzeitlichen Charakter des Schotters beweisen eingeschaltete Lehmlagen, die zu Tropfenböden umgeformt sind, Mammutzähne und zahlreiche Eiskeilpseudomorphosen. Die Eiskeile setzen alle in einem höheren, abgetragenen Stockwerk des Schotters an, denn sie sind sämtlich im Hangenden vom holozänen Schotter abgeschnitten. Im Liegenden setzen sie tief ins mesozoische Gestein hinein. Unter der Schottersohle, an der Oberfläche des Mesozoikums, besitzen sie noch eine Breite von einigen Dezimetern. In günstigen Fällen wurden unter der Schotterbasis Eiskeilpolygone mit Durchmesser von einigen Zehnern von Metern beobachtet (Kiesgrube Trieb).

Das wärmzeitliche Alter der glazialen Sedimente zwischen Schottersohle und holozänem Überlager wird durch einige ¹⁴C-Daten wahrscheinlich gemacht: Abtwiesen-Schichten: 20525 ± 410 B.P. (Hv 4280), Mammutzahn: 23415 ± 475 B.P. (Hv 4281).

In einigen Aufschlüssen wird der basale wärmzeitliche Schotter diskordant von einem bis 3,5 m mächtigen Schotter überlagert, der einen zugehörigen Auenlehm von durchschnittlich 0,5–1 m Stärke trägt und mit dem frühholozänen Trieber Boden endet. Die Oberfläche liegt im Bereich der holozänen Aue. Das Alter dieses Schotters läßt sich folgendermaßen einengen: Er ist mit Sediment und Oberfläche in die wärmzeitliche 10 m-Terrasse eingeschritten, schneidet an seiner Basis die Eiskeile des liegenden Würmschotters diskordant, ist also durch eine Erosionsphase von der Würm-Hauptaufschotterung getrennt und insgesamt wesentlich geringmächtiger als diese. Da er andererseits nach oben zum präborealen Trieber Boden überleitet, wird vorerst angenommen, daß es sich um eine spätglaziale Aufschotterung und zwar – in Analogie zur Flußentwicklung am Rhein (THOSTE 1974) – eventuell um die Aufschotterung der Jüngeren Tundrenzeit handelt. Ob neben dieser spätwärmzeitlichen Aufschotterung in Einzelfällen auch inselartige Aufragungen des im Untergrund vorhandenen Hochwürmschotters am Aufbau der Aue beteiligt sind, läßt sich vom Oberflächenbild bisher nicht entscheiden.

3.1.4.3 Holozäne Schotter im Untergrund der Aue

Die größten Flächenanteile im Untergrund der Aue werden von holozänen Schotterablagerungen eingenommen. An Main und Regnitz erreichen sie, den liegenden Würmschotter diskordant überlagernd, 3–4 m Mächtigkeit. Generell sind sie an ihrem Makrofossilinhalt zu erkennen (Rannen, reichhaltiges Vorkommen anderer Pflanzenreste, wärmzeitliche Tierreste) sowie an anthropogenem Fundinhalt (Keramik, Glas, Mühlesteine, Eisen, Werkzeug und andere Gegenstände, Flußeinbauten, wie z. B. Pfahlsetzungen, Uferverbauungen, bearbeitete Hölzer, Ein-

bäume und anderes mehr). Neben den anthropogenen Hinterlassenschaften sind für die Datierung der Schotter am bedeutendsten die Rannen, die schon seit über 100 Jahren vom Main bekannt sind (THEODORI 1854). Zusammen mit Herrn Dr. B. BECKER, Stuttgart-Hohenheim, wurden bisher etwa 500 Scheiben von Eichen-Rannen von Main und Regnitz für die dendrochronologische Auswertung durch B. BECKER geborgen. Danach ist es derzeit möglich, Jahresringe von Eichen-Rannen bis ins 4. Jahrhundert vor Chr. dendrochronologisch lückenlos mit unserer Jetztzeit zu verbinden, d. h. auf Jahr genau zu datieren (BECKER 1972, 1975; BECKER und SCHIRMER 1977). Ältere Eichen-Rannen können durch Jahresringvergleich untereinander auf das Jahr genau verknüpft werden. Die so vorhandenen viele Jahrhunderte langen Jahresringzeitabschnitte können aber bisher nur ¹⁴C-datiert werden, da zwischen ihnen und dem 4. Jahrhundert v. Chr. noch Jahresring-Lücken klaffen. Selbstverständlich liefern Rannen anderer Holzarten sowie übrige Holzreste Radiokarbonalter für die Schotter. Für alle Funde aus den Schottern muß jedoch die Möglichkeit, daß sie auf sekundärer Lagerstätte liegen, in Betracht gezogen werden.

Die Schwierigkeit pollenanalytischer Datierung in Flußsedimenten besteht in der Pollenumlagerung und -auslese. Anhand des Einsetzens neu auftretender Pollentypen lassen sich jedoch eiszeitliche von holozänen und verschiedene holozäne Sedimente trennen.

Mit Hilfe solcher Daten wurde ein stratigraphisches System der holozänen Sedimente an Main und Regnitz erstellt, das im Abschnitt 1.8.3 grob umrissen ist (Abb. 97). Eine Abgrenzung der holozänen Schotter von den wärmkaltzeitlichen im Liegenden ist auch ohne datierbare Funde anhand der Kornverteilung im Vertikalaufbau möglich. Die Grenze zwischen glazialen und holozänen Schottern ist im Aufschluß sichtbar daran, daß der Schotter über der Diskordanz kiesreicher, sandärmer und in der Farbe grau, der Schotter unterhalb der Diskordanz sandreicher und hellbraun, oft rötlich-stichig ist. Sedimentologisch hat sich diese Grenze in allen vorgefundenen Aufschlüssen anhand geeigneter Siebkurven als in Daten darstellbar erwiesen (vgl. als Beispiel Profil Ebenfeld 13 in Abb. 94).

Das normale Holozänschotterprofil hat den vertikalen Aufbau: Skelettschotter – ± sandiger Schotter – Flußsand. An und nächst ihrer Basis sind die Holozänschotter durch Skelettschotter gekennzeichnet. Sie bestehen aus grobkiesreichem Schotterskelett und sehr geringem Matrixanteil, meist nur 10–25%; davon entfallen auf den Pelit 2–3%. Infolge der Sandarmut hat der Skelettschotter das größte Porenvolumen von allen holozänen und glazialen Schotteranteilen. Nahezu sandfreie Skelettschotter erreichen Mächtigkeiten bis zu wenigen Dezimetern und treten besonders in Vertiefungen der Diskordanzfläche auf. Skelettschotter treten auch gelegentlich im höheren Teil der holozänen Schotter auf, nie jedoch ganz oben, und kennzeichnen damit die Basis neuer Schüttungen. So steigt im holozänen Schotterprofil der Matrixanteil (< 2 mm Ø) vom Skelettschotter mit < 25% allmählich nach oben hin zu einem Schotter mit durchschnittlich 30–50% (je nach Flußabschnitt) bis gegen 100% im Flußsand.

Liegen verschieden alte holozäne fluviatile Serien übereinander, so wird die Matrixzunahme der unteren Serie an der Diskordanz unterbrochen und beginnt in der oberen Serie von neuem mit den geringen Werten des Skelettschotter. Verschieden alte holozäne fluviatile Schüttungen sind also untereinander ebenso sedimentologisch abtrennbar wie holozäne von glazialen Schottern.

An der sandreichen Regnitz treten an der Holozänbasis ebenfalls Skelettschotter auf, jedoch nur zentimeterdünn und lokal in Vertiefungen. Auch hier zeichnet sich, wenn auch nicht so deutlich wie am Obermain, die Holozän-schotterbasis durch matrixärmere Werte ab. Dasselbe muß für den sandreichen Mittelmain gelten. Nur war in diesem Flußabschnitt infolge des hohen Grundwasserstandes nirgends eine Holozänbasis erschlossen.

3.1.4.4 Auensedimentserien im Talgrund

Jede der fluviatilen Serien des Auenbereichs besteht von unten nach oben aus den Einheiten: Skelettschotter – Schotter mit der Tendenz nach oben zunehmenden Sandanteils – Flußsand – Auensediment – Auenboden. Bei der Vielzahl der eigenständigen nebeneinanderliegenden und z.T. auf andere übergreifenden fluviatilen Serien verschiedenen Alters treten damit auch recht verschieden aufgebaute Auensedimentdecken auf.

Innerhalb der Auensedimente greifen die jüngeren meist über ältere hinweg, so daß, besonders im Bereich älterer fluviatiler Auenserien, verschieden alte Auensedimentdecken übereinanderliegen. Im günstigen Falle sind dabei noch die A_n -Horizonte älterer Auensedimentdecken unter jüngerer Bedeckung erhalten. In vielen Fällen sind jedoch die überlagerten Auensedimente mehr oder weniger erodiert. Eine Trennung der Auensedimente kann dann noch am unterschiedlichen Grad ihrer Verbraunung vorgenommen werden. Häufig bieten Grenzen unterschiedlicher Verbraunung auch einen Ansatz für sekundäre Pseudovergleyung, die damit den Hiatus markiert.

Auf spätglazialer Aue sind talrandlich unter dem altholozänen Trieber Boden 0,5–1 m Auenlehm erhalten. Auensedimente auf den atlantischen und subborealen Schottern wurden bisher spärlich angetroffen. Am Obermain sind die Auensedimente über dem eisen-römerzeitlichen Schotter, die mit dem frühmittelalterlichen Hochstadter Bodenhorizont enden, erstmals weithin vollständig erhalten. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 0,5–1,5 m. Darüber breitet sich an Main und Regnitz, ebenfalls 0,5–1,5 m stark, die Auensedimentdecke aus, die seit dem Mittelalter bis heute zur Ablagerung kam, weithin über alle älteren Sedimentdecken bis an die Ränder der Aue ausgreifend. Bei der Betrachtung der Fazies der Auensedimente ist neben der Abhängigkeit vom Talquerschnitt und Tal-längsprofil (vgl. Ziff. 3.1.2.2) die Verschachtelung verschieden alter Auensedimentdecken von Bedeutung.

3.1.4.5 Die Böden im Bereich der Talau

Entsprechend dem unterschiedlichen Alter der Flußablagerungen im Bereich der Aue währte auch die Einwirkung der Verwitterung auf diese Ablagerungen unterschiedlich lang. So sind die Oberflächen älterer Stufen der Talau

tiefer und kräftiger verwittert als die der jüngeren. Da die älteren Stufen bevorzugt am Talrand erhalten sind, ergibt sich insgesamt das generalisierte Bild, daß die Böden der Aue vom Talrand zum Fluß stufenweise einen geringeren Verwitterungsgrad annehmen. Dort, wo der würmzeitliche Schotter bis an die Oberfläche reicht, hat sich eine Auen-Parabraunerde von durchschnittlich 2,5 m Tiefe gebildet. Ein 0,5–1 m dicker Auenlehm auf spätglazialen Ablagerungen trägt einen Auen-Pseudotschernosem, Trieber Boden genannt, der sich seit dem Präboreal bildete (vgl. Abschn. 1.8.3). Der tiefschwarze Boden wird im allgemeinen 0,5 m stark und deckt besonders in Randbereichen der Aue in vielen Maintalabschnitten größere Areale ab. Nachträglich ist der Boden verbraunt und zur Parabraunerde umgeformt, die tiefer als der Pseudotschernosem reicht. Der Trieber Boden ist stets von einer 1–2 m dicken jüngeren Auenlehmdecke begraben, deren Hauptteil dem Auenlehm seit dem Mittelalter angehört. Der Pseudotschernosem ist vermutlich gleichalt mit dem »schwarzerdeähnlichen Boden«, den BRUNNACKER (1959b) von der höher gelegenen Niederterrasse SW' Schweinfurt beschreibt, welcher dort in Resten auftritt. Auf atlantischen Flußsedimenten hat sich eine Auenbraunerde entwickelt, die Übergänge zur Parabraunerde zeigt. Sie greift bis 1,5 m tief in den Schotter. Auenlehme auf subborealen Schottern sind bis 1,5 m Tiefe zu einer kräftigen Braunerde umgeformt, die die obersten Schotterpartien mit erfaßt.

Die Auensedimente über dem eisen-römerzeitlichen Schotter des Mains tragen eine schwache Braunerde bis 1 m Mächtigkeit, die selten, und dann nur sehr wenig, in den unterlagernden Schotter greift. Sie schließt mit einem fossilen A_n -Horizont ab, Hochstadter Bodenhorizont benannt, der bis 20 cm stark wird und durch den sich die hangenden jüngeren Auenlehme deutlich von den älteren absetzen. Über große Flächen ist der Hochstadter Bodenhorizont über dem weit verbreiteten eisen-römerzeitlichen Schotter erhalten, z.B. in weiten Talbereichen zwischen Hochstadt und Trieb am Obermain. Für das Alter des Hochstadter Bodenhorizontes liegen ^{14}C -Alter aus Holzkohle sowie Wurzeln dieses Bodens vor, die zwischen 400 und 840 nach Chr. streuen, im wesentlichen auf frühes Mittelalter hinweisen. Die Böden über dem mittelalterlich-frühneuzeitlichen Schotter zeigen Übergänge von braunem allochthonem Bodenmaterial (Brauner Auenboden) zu autochthoner gering entwickelter Auen-Braunerde, die aber im Vertikalprofil ausschließlich auf die Auensedimentbedeckung beschränkt bleibt. Auf Auenlehm des vorigen Jahrhunderts liegt ein geringmächtiger humoser allochthoner Auenboden.

3.1.4.6 Terrassenflächen der Aue

Die heutige Aue an Main und Regnitz besteht, ihren stratigraphisch verschiedenen alten Ablagerungen entsprechend, aus verschiedenen morphologischen Terrassenflächen. Das heißt, es liegen unterschiedlich alte Auenstadien vor, die ineinandergeschachtelt gemeinsam »die heutige Talau« verkörpern. Deren ältere Stadien sind allerdings von Sedimenten jüngerer Auenstadien überdeckt, pausen sich

aber morphologisch noch relativ gut an die Oberfläche durch. Da sich dieser verschachtelte Bau unterschiedlich alter Auenstadien an Main und Regnitz in etwa ähnlichem Höhenniveau abspielt, ist er manchmal nur schwer zu entwirren.

Zu den auffallendsten Merkmalen der Auenflächen an Main und Regnitz zählt das Hochflutbett, das 1–2 m über dem Flußspiegel über neuzeitlichen Sedimenten liegt und einige Zehner Meter Breite erreicht, sofern es der künstlichen Flußbettgestaltung nicht schon zum Opfer gefallen ist. Bei der übrigen Aue, die sich im allgemeinen 4–5 m, manchmal bis 6 m über dem Flußspiegel erhebt, fällt am deutlichsten ins Auge, daß ihre Oberfläche flußnah unruhiger, flußfern zunehmend ruhiger gestaltet ist. Genauer besehen ist sie leicht gestuft, wobei in der Regel am Talrand die höchsten Stufen, flußnah die niedrigsten auftreten. Zuweilen sind auch höhere Stufen als Inselartige Reste inmitten des Talbodens erhalten. Die Höhenunterschiede zwischen den Stufen betragen im Mittel 0,5 m. Diese Stufen oder Auenterrassen lassen sich den verschieden alten Sedimentationskörpern der Aue zuordnen, wobei die höchsten, talrandnahen Terrassen stratigraphisch die ältesten sind. Die Oberfläche einer einzelnen Terrasse für sich betrachtet ist flußnah am höchsten und senkt sich flußfern leicht ab entsprechend der idealen Talform (vgl. Ziff. 3.1.2.2), die sich vom Uferwall über den Talboden zur Talrinne hin neigt.

Die bis hierher etwas generalisiert dargestellte Morphologie der Aue wird allerdings von Auenrinnen überprägt, in einem Maße, daß sie letztlich das auffallendste Merkmal innerhalb des Talbodens darstellen. Dabei zeigen die Auenrinnen der ältesten holozänen Auenterrassen das ausgeglichene Relief, die der jüngsten Terrassen das lebhafteste. Das ausgeglichene Relief der älteren Terrassen ist ein Ergebnis zunehmend übereinandergestapelter Auensedimentdecken.

Die früher an Obermain und Regnitz ausgeschiedenen Vorterrassen (vgl. Abschn. 3.1.1), entsprechend der Unteren Niederterrasse KÖRBERs (1962), beinhalten die hier beschriebenen Auenterrassen von der spätglazialen Fläche mit dem Trieber Boden bis zur Aue auf dem mittelalterlich-frühneuzeitlichen Schotter. Als »Ältere fluviatile Ablagerungen (Vorterrassen)« sind dabei in den Geologischen Karten von Bayern 1 : 25 000, Blätter Bamberg-S, Bamberg-N, Ebensfeld, Seßlach, jeweils höher aufragende Teile der einzelnen Auenterrassen dargestellt. Tieferliegende Teile einzelner Auenterrassen sowie Auenrinnen und Hochflutbett sind als »Talfüllung« dargestellt.

3.1.5 Entstehungsgeschichte des Aquifers und der Aue

Die Gesamtentwicklung der Aue im Holozän ist bereits im Abschnitt 1.8.3 kurz umrissen. Aufbauend auf jenem und dem voranstehenden Abschnitt läßt sich folgende Entwicklung für die Entstehung des Aquifers und der Aue skizzieren.

Die Erosionsbasis des heutigen Aquifers wurde in Vorformen bereits im Altpleistozän, zur Zeit vor der Ablagerung der A-Terrasse KÖRBERs, angelegt. Spätere Überformungen, zuletzt in der Würmkaltzeit, in geringem Maße bis in

die Jetztzeit, haben die heutige Basis des Aquifers ausgestaltet.

An der Verfüllung des Talgrundes, in dem der Aquifer liegt, sind Schotter verschiedener Klimate beteiligt. Größere Anteile präwürmzeitlichen Schotters, die seitlich des Würmschotters am Talrand auftreten, gehören zur altpleistozänen Talverschüttung, die sich u. a. längs dem Maindreieck und Mainviereck als warmzeitlich ausgewiesen hat (RUTTE 1971). Gewiß sind Schotter der letzten vorwürmzeitlichen Eiszeiten am Aufbau des Aquifers beteiligt, doch ist die Kenntnis darüber noch unbefriedigend. Sicher datiert ist nur der würmzeitliche Schotter, der das Main- und Regnitztal ca. 12 m hoch auffüllt.

Dieser Würmschotter wird im Spätglazial zerschnitten und zwar zeitlich vor der Dünenbildung, da sich die Dünen, die u. a. im östlichen Regnitztalgrund der Niederterrasse auflagern, bereits in das zerschnittene Schotterrelief legen. In Analogie zum Rheintal fällt die Zerschneidung vermutlich in die Alleröd-Zeit (vgl. BRUNNACKER 1959b). Die spätglaziale Zerschneidung erreicht nicht die würmzeitliche Schottersohle, denn dazwischen sind überall noch hochwürmzeitliche Sedimente erhalten. Eine spätglaziale Aufschotterung, in Analogie zum Rhein vermutlich in die jüngere Tundrenzzeit zu stellen, bleibt mit ihrer Oberfläche etwa 4–5 m unter der würmzeitlichen. Im Bereich ihrer Oberfläche liegt auch die Aue am Beginn des Holozäns. Auf ihr bildet sich im Präboreal im ganzen Talbereich der charakteristische schwarze Auen-Pseudotschernosem (Trieber Boden) aus.

Die holozäne Warmzeit dokumentiert sich in den Tälern durch umlagernde Tätigkeit des mäandrierenden Flusses. Würm- und späwürmzeitliche Schotter werden samt ihres dem holozänen Klimafortschritt entsprechenden Baumbestandes umgelagert. Hierbei entstandene holozäne Ablagerungen können erneut mit einbezogen werden. Die von den Umlagerungen erfaßten und begrabenen Zeugnisse ehemaliger Auen und damaliger menschlicher Aktivität liefern vielfältige Datierungsmöglichkeiten. Demnach haben sich die Umlagerungen periodisch gesteigert und verlangsamt. Der Beginn zeichnet sich im Boreal ab. Höhepunkte der Umlagerungen lassen sich bisher im mittleren Atlantikum, im Subboreal, in der Eisen-Römerzeit, und vom Hochmittelalter bis früher Neuzeit nachweisen.

Ein weiteres Zeugnis für wechselnde Flußaktivität geben die Hochflutlehme (Auensedimente) mit zwischenliegenden Ruhestadien als fossile Böden ab. Hier macht sich, wie schon früh erkannt (MENSCHING 1951), der rodende Eingriff des Menschen zur Gegenwart hin zunehmend bemerkbar. Sowohl Bereitstellung von Hangmaterial als Auensediment wie auch Beseitigung natürlicher Hindernisse für den Hochwasserabzug haben zu wesentlichen Veränderungen der Sedimentation und Morphologie im Auenbereich beigetragen. Ein entscheidender Eingriff zeichnet sich an Main und Regnitz an erheblicher Zunahme von Auensedimenten seit der Römerzeit ab.

Ob eine Häufung der Umlagerungsperioden im Schotterbett des Flusses zur Gegenwart hin nicht nur auf ungenügender Überlieferung und Erfassung der älteren Abschnitte beruht, ist noch nicht sicher. Ein reiches statisti-

sches Material (vgl. SCHIRMER 1973, 1974; BRUNNAKER 1975), besonders aber dendrochronologischer Art (BECKER und SCHIRMER 1977) zeigt, daß das wechselnde Verhalten im Flußgeschehen in weiten Gebieten Mitteleuropas sich offenbar einigermaßen synchron an allen Flüssen abspielt. Das läßt den Schluß zu, daß die Ursache für die rhythmische Veränderung des fluviatilen Verhaltens in klimatischer Beeinflussung gesucht werden muß: Darüberhinaus gibt es auch etliche mit dem Flußverhalten synchrone Ereignisse, wie z.B. Gletscherschwankungen, die ebenfalls nur klimatisch deutbar sind. Keinesfalls jedoch darf man im Ausmaß der Ergebnisse der fluviatilen Tätigkeit an Main und Regnitz einen Spiegel klimatischer Veränderungen suchen. Denn Klimaeinflüsse, die im Altholozän noch den natürlichen Haushalt von Fluß und Aue ändern, treffen im Jungholozän zunehmend auf die Vorarbeit des Menschen, der durch den Eingriff in die Ökologie von Fluß, Aue und Taleinzugsgebiet viel labilere ökologische Bedingungen geschaffen hat. Ein geringer Klimaeinfluß, der den relativ stabilen altholozänen Auenhaushalt kaum zu beeinflussen vermag, mag demnach das jünger holozäne, bereits vom Menschen gezeichnete Flußgeschehen, schon erheblich verändern.

3.1.6 Zusammenfassung

Der Aquifer an Main (Kulmbach bis Marktbreit) und Regnitz (unterhalb Forchheim) setzt sich aus verschiedenen alten, bereits seit dem Altpleistozän gebildeten Terrassenschottern zusammen. Im Untergrund der heutigen Tal-aue besteht er aus Flußablagerungen seit der Würmkaltzeit. Würmzeitliche Ablagerungen liegen an der Basis der Schotterfüllung, diskordant von jüngeren Schottern bedeckt. Innerhalb dieser jüngeren Schotter lassen sich nebeneinanderliegend ein spätwürmzeitlicher Schotterkörper und verschiedene holozäne Aufschüttungen aushalten, die durch Schotterumlagerungen mit Höhepunkten im

mittleren Atlantikum, im Subboreal, in der Eisen-Römerzeit und im Mittelalter bis früher Neuzeit entstanden sind. Dabei sind die älteren Schotter bevorzugt talrandlich, die jüngeren zunehmend zum Fluß hin erhalten, können aber auch seitlich über ältere Schotter hinweggreifen.

Die Korngrößen-Zusammensetzung der Flußablagerungen an Main, Regnitz und Rodach spiegelt stark das geologische Einzugsgebiet wider. Im Vertikalprofil lassen sich Holozän-schotter von darunterliegenden Würmschottern und verschieden alte übereinanderliegende Holozän-schotter voneinander durch charakteristische vertikale Rhythmen der Kornsortierung abtrennen. Dabei kennzeichnet ein Skelettschotter (sandarmer Kies) die Basis holozäner Schotterkörper. Ein Spektrum des Geröllbestands im Tallängsprofil zeigt neben der Prägung durch das Einzugsgebiet die Auslese durch mechanische Transportbeanspruchung und die chemische Verwitterungsfähigkeit einzelner Komponenten. Dabei hebt sich das Durchsetzungsvermögen der Grundgebirgsgesteine gegen die Deckgebirgsgesteine heraus.

Die Schotter seit Spätwürm tragen zugehörige Auensedimente, die seitlich über die älteren greifen. Verschieden alte Auensedimentdecken lassen sich im Vertikalprofil durch fossile Bodenbildungen trennen. Eine einheitliche Auensedimentdecke läßt sich in der Horizontalen am Korngrößenbild in Uferwallfazies, Talbodenfazies, Auenrinnenfazies und Talrandfazies gliedern.

Eine Entwicklungsreihe von Auenboden-Typen, von der Auen-Parabraunerde bis zum allochthonen Auenboden, kennzeichnet das relative Alter der Schotterablagerungen seit dem Spätglazial. Die Oberflächen der verschiedenen Flußablagerungen vom Spätglazial bis früher Neuzeit bilden Auenterrassen, die sich allerdings nur sehr schwach voneinander abheben. Ein schmales ufersäumendes Hochflutbett auf Schotter des 19. Jahrhunderts ist dagegen kräftig abgesetzt.

3.2 Hydrogeologie der quartären Talfüllung des Mittelains

Aziz AL-AZAWI, Götz EBHARDT, Manfred HOBLER und Werner KANZ

3.2.1	Einleitung	155
3.2.2	Geologischer Aufbau und hydrogeologischer Rahmen	155
3.2.2.1	Testgebiet Ochsenfurt	155
3.2.2.2	Testgebiet Karlburg	158
3.2.2.3	Testgebiet Lohr	158
3.2.3	Eigenschaften des quartären Aquifers	159
3.2.3.1	Petrographie	159
3.2.3.2	Aquiferdaten	159
3.2.3.3	Grundwasserverhältnisse	161
3.2.4	Grundwasserneubildung	162
3.2.5	Beschaffenheit der Grundwässer	163
3.2.5.1	Hydrogeologische Gegebenheiten	163
3.2.5.2	Muschelkalkgrundwässer im Quartär bei Ochsenfurt	164
3.2.5.3	Buntsandstein- und Quartärgrundwässer bei Lohr	167
3.2.5.4	Grundwässer im Testgebiet Karlburg	170
3.2.6	Zusammenfassung	174

Literatur

- BECKER, B. (1972): Möglichkeiten für den Aufbau einer absoluten Jahrringchronologie des Postglazials anhand subfossiler Eichen aus Donauschottern. – Ber. dt. bot. Ges., 85: 29–45; Stuttgart.
- (1975): Dendrochronological observations on the Postglacial river aggradation in the southern part of Central Europe. – Biuletyn Geologiczny, 19: 127–136; Warszawa.
- und SCHIRMER, W. (1977): Palaeoecological study on the Holocene valley development of the River Main southern Germany. – Boreas, 6: 303–321; Oslo.
- BRUNNACKER, K.
- (1959a): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. – Geologica Bavarica, 43: 74–150; München.
- (1959b): Junge Deckschichten und »schwarzerdeähnliche« Böden bei Schweinfurt. – Geol. Bl. NO-Bayern, 9: 2–14; Erlangen.
- (1975b): Aktivierungen des fluviatilen Geschehens im Holozän nördlich der Alpen. – Biuletyn Geologiczny, 19: 149–156; Warszawa.
- HAARLÄNDER, W.
- (1966a): Erläuterungen zu Blatt 6331 Röttenbach. – Geol. Kt. Bayern 1: 25000: 84 S.; München.
- HAUPT, A. (1849): Die Ausfüllung des Main- und Regnitzthales bei Bamberg. Eine geognostische Skizze. – Abh. zool.-min. Ver. Regensburg, 1: 1–12; Regensburg.
- HOFFMANN, U. (1962): Zur Geologie des Maintales bei Marktbreit. – Abh. Naturwiss. Ver. Würzburg, 3 (2): 205–217; Würzburg.
- JAKOB, H. (1956): Zur Datierung des »Rannenhorizontes« und der sog. »Pfahlbauten« im Main-Regnitz-Gebiet um Bamberg. – Ber. d. Naturforsch. Ges. Bamberg, 35: 63–82; Bamberg.
- JANETZKO, P. und ROLOFF, A. (1970): Erläuterungen zu Blatt 5931 Ebsenfeld. – Geol. Kt. Bayern 1: 25000: 83 S.; München.
- KESSLER, A. (1962): Studien zur jüngeren Talgeschichte am Main und an der Mümling und über jüngere Formenentwicklung im hinteren Buntsandstein-Odenwald. – Forsch. dt. Landeskd., 133: 94 S.; Bad Godesberg.
- KÖRBER, H. (1962): Die Entwicklung des Maintales. – Würzburger Geograph. Arb., 10: 170 S.; Würzburg.
- KOSCHEL, R. (1970): Erläuterungen zu Blatt 6031 Bamberg Nord. – Geol. Kt. Bayern 1: 25000: 167 S.; München.
- LANG, M. (1970): Erläuterungen zu Blatt 6131 Bamberg-Süd. – Geol. Kt. Bayern 1: 25000: 150 S.; München.
- MENSCHING, H. (1951): Akkumulation und Erosion niedersächsischer Flüsse seit der Rißeiszeit. – Erdkde., 5: 60–70; Bonn.
- RUTTE, E.
- (1971): Pliopleistozäne Daten zur Änderung der Hauptabdachung im Main-Gebiet, Süddeutschland. – Z. Geomorphol., N.F., Suppl.-Bd., 12: 51–72; Berlin, Stuttgart.
- SCHIRMER, W. (1973): State of research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany, C 2: The Holocene of the former periglacial areas. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 23/24: 306–320; Öhringen.
- (1974): Holozäne Ablagerungen in den Flußtäälern. – In: WOLDSTEDT, P. und DUPHORN, K.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter: 351–365; Stuttgart.
- und WEYHERTER, H. (1978): Geröllführung an Ober- und Mittelmain. – [Manuskript].
- STÜRMER, W. (1971): Die Verwendung von silurischen Kiesel-schiefer-Geröllen bei der Verteilung pleistozäner Flußablagerungen in Mainterrassen. – Geol. Bl. NO-Bayern, 21: 3–12; Erlangen.
- THEODORI, C. von (1854): Über das Rannenholz und die fossilen Knochen im Regnitz- und Maingrunde bei Bamberg. – Bericht der naturforschenden Gesellschaft zu Bamberg, 1: 18–19; Bamberg.
- THOSTE, V. (1974): Die Niederterrassen des Rheins vom Neuwieder Becken bis in die Niederrheinische Bucht. – Diss. Univ. Köln: 130 S.; Köln.
- WURM, A.
- (1956): Beiträge zur Flußgeschichte des Mains und zur diluvialen Tektonik des Maingebietes. Die Bedeutung eines Diluvialprofils im Umgehungs kanal des Mains zwischen Volkach und Gerlachshausen (Unterfranken). – Geologica Bavarica, 25: 1–26; München.