

Exkursionsverlauf:

Bayreuth – Scheßlitz – Unterleiterbach – Lichtenfels – Marktzeuln – Grundfeld – Trieb – Viereith – Bayreuth.

3 Geschichte und Bau des Maintals am Beispiel des Obermains

Wolfgang Schirmer

1 Überblick

1.1 Flussgeschichte in drei großen Akten

Die Flussgeschichte des Maingebietes vollzog sich in drei großen Abschnitten:

Der erste Abschnitt ist der Abfluss in Franken von den Mittelgebirgen nach Süden. Es ist dies die Flussgeschichte des Moenodanuvius (SCHIRMER 1984, 1991a), des Flusssystemes, das durch ganz Franken vom heutigen Maingebiet zum heutigen Donaugebiet zog². Dort stieß es bis ins Miozän hinein auf ein Restmeer, das sich zwischen den Alpen und der Südlichen Frankenalb ausbreitete, später dann auf die Donau. Gleichzeitig mit dem moenodanubischen Flusssystem existierte der Urmain, der sein Einzugsgebiet von der Untermainebene aus langsam ostwärts bis zur Steigerwald-Hassberg-Wasserscheide auf Kosten der moenodanubischen Region vergrößerte.

Der zweite Abschnitt beginnt mit der endgültigen Ablenkung des moenodanubischen Systems zum Rhein hin mit dem Überschreiten der Steigerwald-Hassberg-Wasserscheide durch den Urmain. Das ist zugleich die Entstehung des Mains und seines Einzugsgebietes.

Der dritte Abschnitt ist der Eingriff des Menschen ins Maingebiet bis hin zu seiner weitgehenden Kanalisierung. Der Main ist damit auf weite Strecken kein Fluss mehr, sondern eben ein Kanal. Dieser Einfluss betrifft auch die Seitenbäche und das Einzugsgebiet. Der Mensch hat nicht nur die Flusslandschaft entscheidend verändert, sondern stellt sich auch vor eine hilflose Situation, die er selbst heraufbeschworen hat, die sich heute in ängstlichem Katastrophendenken niederschlägt und der man mit ungeheuer hohem finanziellen Aufwand zu begegnen versucht.

Dem ersten flussgeschichtlichen Abschnitt widmet sich die Exkursion „Terrestrische Geschichte der Nördlichen Frankenalb“. Der zweite und dritte wird auf dieser Exkursion behandelt.

1.2 Vom Moenodanuvius zum Main

Die Umlenkung des Moenodanuvius zum Main birgt noch Kenntnislücken in der Befundsituation. Daraus resultieren unterschiedliche Anschauungen. Folgende wesentliche Forschungsbefunde existieren darüber:

a. Für den *moenodanubischen Südabfluss* gibt es einen einzigen sicheren Altersbeleg: Der Meteoreinschlag, der vor 14,4 Mio. a (BUCHNER et al. 2003, S. 6) den Ries-Kessel erzeugte, verfüllte mit seinen Auswurfmassen den Unterlauf des Moenodanuvius so hoch, dass sich ein gewaltiger Rezat-Altmühl-See aufstaute. Die in dem See entstandenen Süßwasserablagerungen werden von groben Lyditschottern überlagert (KREBS & LEHMANN 1914, S. 294), welche RÜCKERT (1933, S. 390) als Pleinfeld-Terrasse bezeichnete. Die mittelmiozänen Süßwasserablagerungen liefern also einen terminus ab quo für die Pleinfeld-Terrasse. Morphologisch tiefer als die Pleinfeld-Grobschotterterrasse mit Grundgebirgs-Geröllspektrum liegen noch drei weitere sehr ähnliche Grobschotterterrassen, die Obere Büchenbach-, Untere Büchenbach- und Greuth-Terrasse. Da diese vier Terrassen heute Nordgefälle aufweisen,

wird zum einen angenommen, dass sie alle rheintributär seien (KRUMBECK 1927, S. 263) und das oberfränkische Geröllspektrum aus älterem Südabfluss vererbt erhielten, zum andern, dass sie alle donautributär seien und ihr Material direkt aus dem oberfränkischen Grundgebirge bezogen und erst nachträglich durch Hebung der Südalb ein Nordgefälle erhielten (TILLMANNS 1977). Zwischen diesen beiden Versionen gibt es von verschiedenen Autoren unterschiedliche Varianten: Einzelne der älteren Terrassen hatten Südabfluss, einzelne der jüngeren Nordabfluss (z. B. RÜCKERT 1933, BRUNNACKER 1967, HOFBAUER 2003). Der Südabfluss kann dabei moenodanubisch sein, also im oberfränkischen Grundgebirge wurzeln, er kann aber auch schon zu mainischer Zeit im Rezat-Regnitz-Talzug wurzeln, als die Wasserscheide noch langsam von Bamberg aus südwärts wanderte.

Das Alter der Grobschotter wird seit RÜCKERT (1933, S. 399) zumeist ins Pleistozän gestellt. Das Alter der Umkehr vom moenodanubischen Südabfluss zum mainischen Westabfluss variiert demnach — je nachdem, welche Schüttungsrichtung den Grobschotterterrassen zugesprochen wird — vom frühen Unterpleistozän (überwiegend Nordabfluss) bis zu spätem Unterpleistozän (überwiegend Südabfluss).

b. Für die Ankunft des im oberfränkischen Grundgebirge wurzelnden *Mains* im heutigen Untermaingebiet gibt es folgende Fakten:

Im Mündungsgebiet des Maines um Mainz führen die pliozänen Arvernensschotter neben eindeutigen Urmain-Geröllen kleine Kieselschiefer. Deren Herkunft muss jedoch nicht das oberfränkische Mainspektrum belegen, denn sie können auch aus dem Hintertaunus über die Wetterauzuflüsse und/oder aus aufgearbeiteten Rotliegend- und Buntsandstein-Geröllagen stammen (BARTZ 1950, S. 221). Dasselbe gilt auch für die Schotter der Untermainebene³ (SEMMELE 1999, S. 53).

Im Aschaffener Oberpliozän ist das oberfränkische Gesteinsspektrum weder durch Geröll noch durch Schwerminerale sichtbar (KÖRBER 1962, S. 136, STREIT 1971, S. 136, 148). Es tritt aber im Terrassenstapel der tektonisch gesunkenen Untermainebene (Kelsterbach-Terrasse) unter den dortigen von VAN DER BRELIE (1974) pollenanalytisch datierten Tegelen-Schichten auf (SEMMELE 1974, S. 15). Gleichfalls erscheint es im östlich davon tektonisch gehobenen Mittelmaingebiet in einem Plateauschotter im südwestlichen Maindreieck südlich Theilheim 140 m über dem Mainniveau (FREUDENBERGER 2000, S. 61⁴).

Aus den Angaben zur westwärts gerichteten Mainentstehung resultiert, dass die Umlenkung der östlichen Moenodanuviusarme zum Main im frühen Unterpleistozän stattgefunden haben sollte. Dieser Zeitraum aber beinhaltet für die damalige Morphologie des Maintals völlig gegensätzliche Vorstellungen. Um die Gegensätze zu umreißen: DIETZ (1981, S. 134) sieht den Spessart-Main zu dieser Zeit bereits annähernd im heutigen Talniveau, während der Main im Maindreieck bei FREUDENBERGER (2000, S. 62) noch im Bereich knapp unter der Gäuhochfläche rund 110 m über Mainniveau fließt – wenn nicht noch in Plateaulage 140 m über dem Main.

1.3 Die Flussgeschichte des Mains

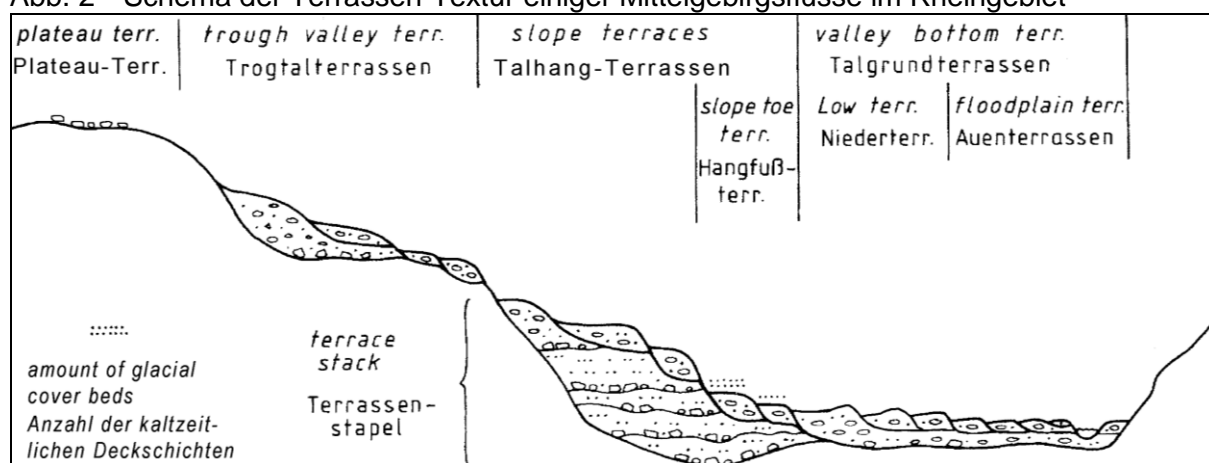
Vereinfacht zeigen die Mainablagerungen, wie viele der süddeutschen Mittelgebirgsflüsse folgende Konfiguration (Abb. 2):

Das Ineinandergreifen von tektonischer Hebung und Senkung sowie von Aufschüttungs- und Erosionsphasen des Eiszeitklimawechsels schuf die Formen der Tallandschaft. Man kann im

Maingebiet verallgemeinernd sieben Schritte aufführen (in Anlehnung an SCHIRMER 2003, S. 56; siehe hierzu Abb. 2):

1. Während des Paläogens und Neogens gibt es Flussablagerungen, die nicht an Talformen gebunden sind oder deren Talform zumindest nicht mehr erkennbar ist (Plateauschotter).
2. Während des Paläogens und Neogens, besonders seit dem Eozän/Oligozän, fand daneben bereits enorme Taleintiefung statt. In einigen Gebieten ist diese Taleintiefungsrate größer als die pleistozäne. Daraus entstand eine Trogtal-Form, die flach in die Landoberfläche eingetieft ist und — abgesehen von Kalkgebieten — breiter ist als die quartären Talformen (Trogtal-Terrassen in Abb. 2). In die Trogtalform legen sich zuletzt die Hauptterrassen des Mains (BAKKER 1930 in Anlehnung an PHILIPPSON 1899, S. 49).

Abb. 2 Schema der Terrassen-Textur einiger Mittelgebirgsflüsse im Rheingebiet

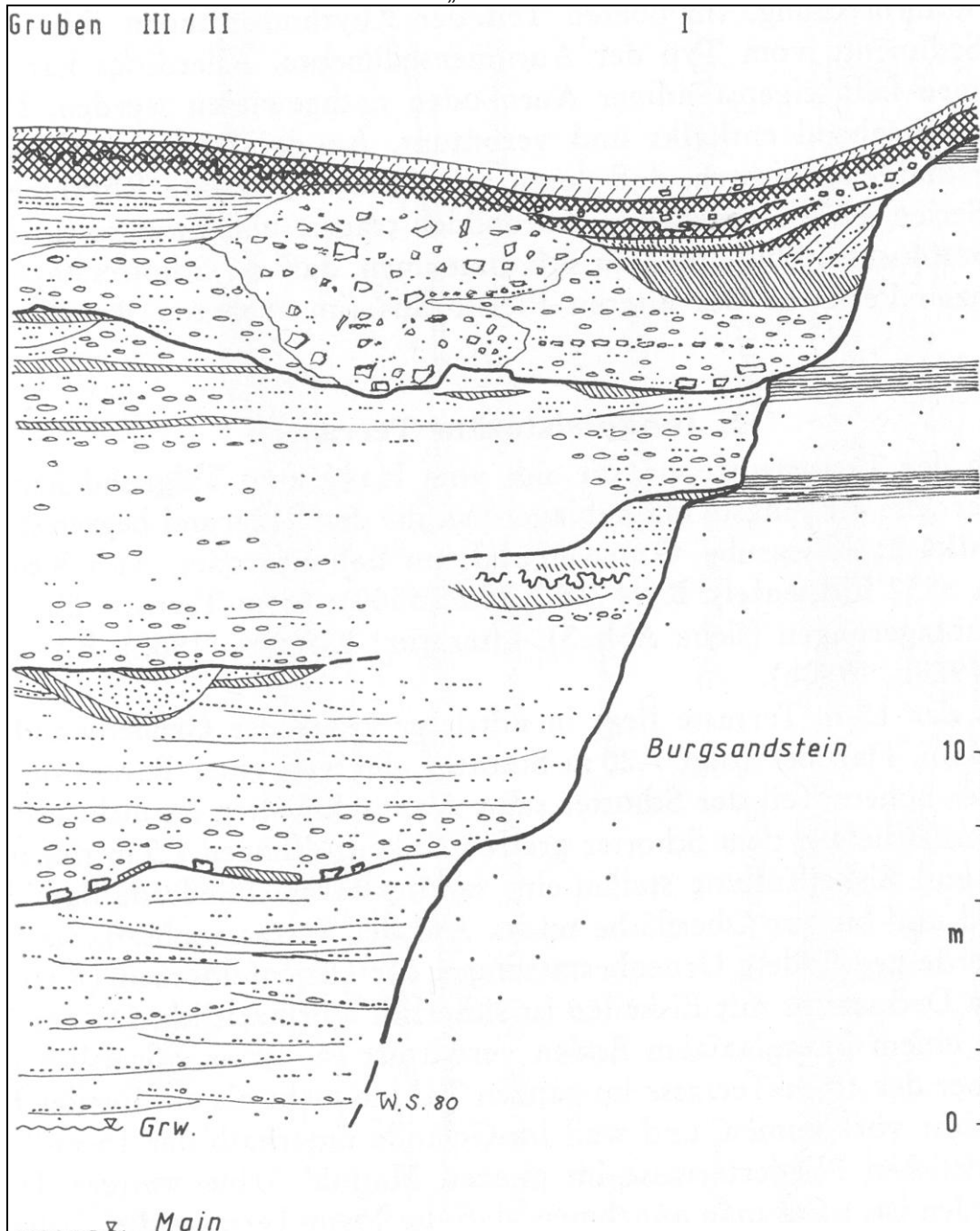


Quelle: ergänzt nach SCHIRMER 1995a, S. 486

3. Im Pliozän und frühen Unterpleistozän formten die Flüsse große freie Mäander innerhalb der Trogtalaufschüttung.
4. Im Verlaufe des Unterpleistozäns zwang starke Landhebung in Süd- und Westdeutschland diese Mäander zum Einschneiden. Aus den freien Mäandern wurden gebundene Mäander. An manchen Flüssen, wie an Main und Neckar, reicht diese Eintiefung bis in Höhe der heutigen Talsohle.
5. Im späten Unterpleistozän und frühen Mittelpleistozän kehrte sich in Süddeutschland die Hebung in Senkung um. Die Flüsse formten mächtige Sedimentstapel von einige Zehnern Meter Höhe und glichen die vorhergehende Eintiefung damit ungefähr aus (s. Abb. 3, Terrassenstapel von Oberwallenstadt bei Lichtenfels am Obermain). Diesen Sedimentstapel hat KÖRBER (1962, S. 28) am Main „Aufschüttungsterrasse der altpleistozänen Talaufschüttung“ oder „A-Terrasse“ bezeichnet.⁵
6. Seit dem mittleren Mittel-Pleistozän zwang erneute Landhebung die Flüsse, den Sedimentstapel wieder zu zerschneiden. Im Wechsel von klimatisch gesteuerter Akkumulation und Erosion entstehen die Talhangterrassen, im Main- und Rheingebiet Mittelterrassen genannt.
7. Im späten Mittelpleistozän ebbt die tektonische Hebung ab. Die Flüsse formen eine flache Terrassenlandschaft am Fuß der Hänge, die Hangfuß-Terrassen. Im Main- und Rheingebiet sind das die tiefsten Mittelterrassen.

8. Im Oberpleistozän und Holozän wird der Talgrund der Mittelgebirgstäler geformt. Hiervon sind an allen mitteleuropäischen Flüssen drei Niederterrassen überliefert (Schirmer 1983, 1995b): Die Reundorf-Terrasse (28-24 ka cal BP), die Schönbrunn-Terrasse (23-14,5 ka cal BP) und die Ebing-Terrasse (12.800–11.560 a cal BP) (Alter: Schirmer 2005, S. 204). Sie bilden untereinander eine sehr flache Terrassentreppe. Zeitlich folgen dann sieben holozäne Auenterrassen. Sie bilden eine Terrassenreihe im Tal mit annähernd gleicher hoher Oberfläche (siehe unten Ziff. 2.4).

Abb. 3 Früh-Mittelpleistozäner Terrassenstapel in der Kiesgrube Lichtenfels-Oberwallenstadt-„Hammerleite“



Quelle: SCHIRMER 1981b, S. 105

Diese acht Schritte fluviatiler Geschichte hinterlassen sechs Flusssedimentgruppen. Der vierte von den acht Schritten, die erste Eintiefung bis in den Talgrund, hat sicher auch Sedimente am Hang hinterlassen, die aber später bei der Talaufschüttung beseitigt oder verhüllt wurden (vgl. Tab. 1).

Tab. 1 Sechs morphologische Flusssedimentgruppen des Maintals und anderer Mittelgebirgstäler

	Talmorphologische fluviatile Sedimenteinheiten	Terrassentextur
1	Plateau-Sedimente	Streuschotter, oder Schotterzüge, häufig Urfluss-Sedimente
2	Trogtal-Sedimente	Terrassentreppe
3	Talaufschüttungs-Sedimente	Terrassenstapel
4	Talhangterrassen-Sedimente	Terrassentreppe
5	Hangfußterrassen-Sedimente	flache Terrassentreppe
6	Talgrund-Sedimente	sehr flache Terrassentreppe und Terrassenreihe

ad. 1 Plateau-Sedimente: Flusssedimente oder Flussformen sind isoliert und nicht oder nicht zwingend heutigen Talzügen zuzuordnen. Meist sind nur Einzelgeröllansammlungen vorhanden. Gelegentlich, wie in Karstspalten, sind auch Schotteransammlungen erhalten. Starke Verwitterungsauslese der Schotter ist typisch. Sie ist heranziehbar, wenn man bei Schotterstreue originale Flussschotter von anthropogenen Streuschottern unterscheiden will. Starke nachträgliche tektonische Verbiegung und Verwurf möglich.

ad. 2 Trogtal-Sedimente: Mehr oder weniger Buntschotter-Verwitterungsauslese. Können bereits durch Seitental-Schwemmkegel überhöht sein.

ad. 3 Talaufschüttungs-Sedimente: Es sind bis zu 5 Fluviatile Serien bekannt geworden, die übereinander gestapelt sind. Eine solche hat im Idealfall folgenden Aufbau: Diskordanz mit Blocklage – Flussbettsedimentkörper – Aurinnen-Sediment – Auensediment – abschließender Auenboden (SCHIRMER 1980b, 1983, S. 25). – Die Diskordanzen zwischen den Serien schneiden in die jeweils tieferen Serien unterschiedlich tief ein, so dass diese rudimentär sein oder fehlen können. Ihr Top ist nur bei Vorhandensein eines Auenbodens als sicher zu betrachten. Bei Vorhandensein von Auensedimenten oder Aurinnensedimenten kann er grob rekonstruiert werden nach Erfahrungswerten im betreffenden Raum. L- und V-Schotter⁶ wechseln. Kalkanteile können verwittert sein, wie am Obermain.

ad 4 Talhangterrassen-Sedimente: Sie sind oft nur in Hangsäumen oder lokalen Resten erhalten. Hat man einen Terrassenrest, ist schwer zu entscheiden, ob es sich um Relikte des oben beschriebenen Terrassenstapels oder um Talhangterrassen handelt. Zur Fixierung ihrer Terrassenhöhe braucht man die Obergrenze der Fluviatilen Serie freiliegend oder unter ihren Deckschichten verhüllt. Sie ist nur bei Vorhandensein eines Auenbodens als sicher zu betrachten. Bei Vorhandensein von Auensedimenten oder Aurinnensedimenten kann sie grob rekonstruiert werden nach Erfahrungswerten im betreffenden Raum. Auch diese Terrassen können durch Seitental-Schwemmkegel überhöht sein.

ad 5 Hangfußterrassen-Sedimente: Sie liegen am Hangfuß, manchmal weit im Tal ausgebreitet mit Siedlungen und Verkehrswegen, manchmal nur schmale Säume bildend, haben meist ihre Auenböden erhalten, tragen oft gut erhaltene Deckschichten und können von Seitentalschwemmkegeln überhöht sein.

ad 6 Talgrund-Sedimente: In ihrem Sockel können unterschiedlich alte Sedimente vorhanden sein, solche der Talaufschüttung (Punkt 3) und solche tiefer Talhangterrassen (Punkt 4). An der Talgrundoberfläche liegen Niederterrassen und Auenterrassen.

Die Niederterrassen sind durch ihre Auensedimentauflagen und Talrandsedimentauflagen unterscheidbar, gelegentlich auch durch Flugsandauflagen und typische Auenböden, wie der Trieb-Boden der Schönbrunn-Terrasse – nicht aber durch die holozäne Verwitterungsintensität. Letztglaziale rhythmische Phasen kaltzeitlicher Vertikalakkumulation (V-Terrassen) in allen drei Niederterrassen werden in den spätglazialen Warmphasen und im Holozän von rhythmischen Phasen lateraler Aufschüttung im Talboden abgelöst (L-Terrassen).

Die Auenterrassen sind durch datierbare Inhalte, wie Rannen⁷ und sonstige Holzreste, Torfe, Mudden, anthropogene Hinterlassenschaften oder Mollusken trennbar. Sind ihre Auenböden nach ihrem Alter einmal geeicht, dann sind sie auch meist allein von der Oberfläche aus durch typische Bodencatenen unterscheidbar. Zur Abtrennung im Gelände werden die Morphologie mit ihren typischen Nahrinnen der Externränder und die Auenbodentypen herangezogen (SCHIRMER 1983).

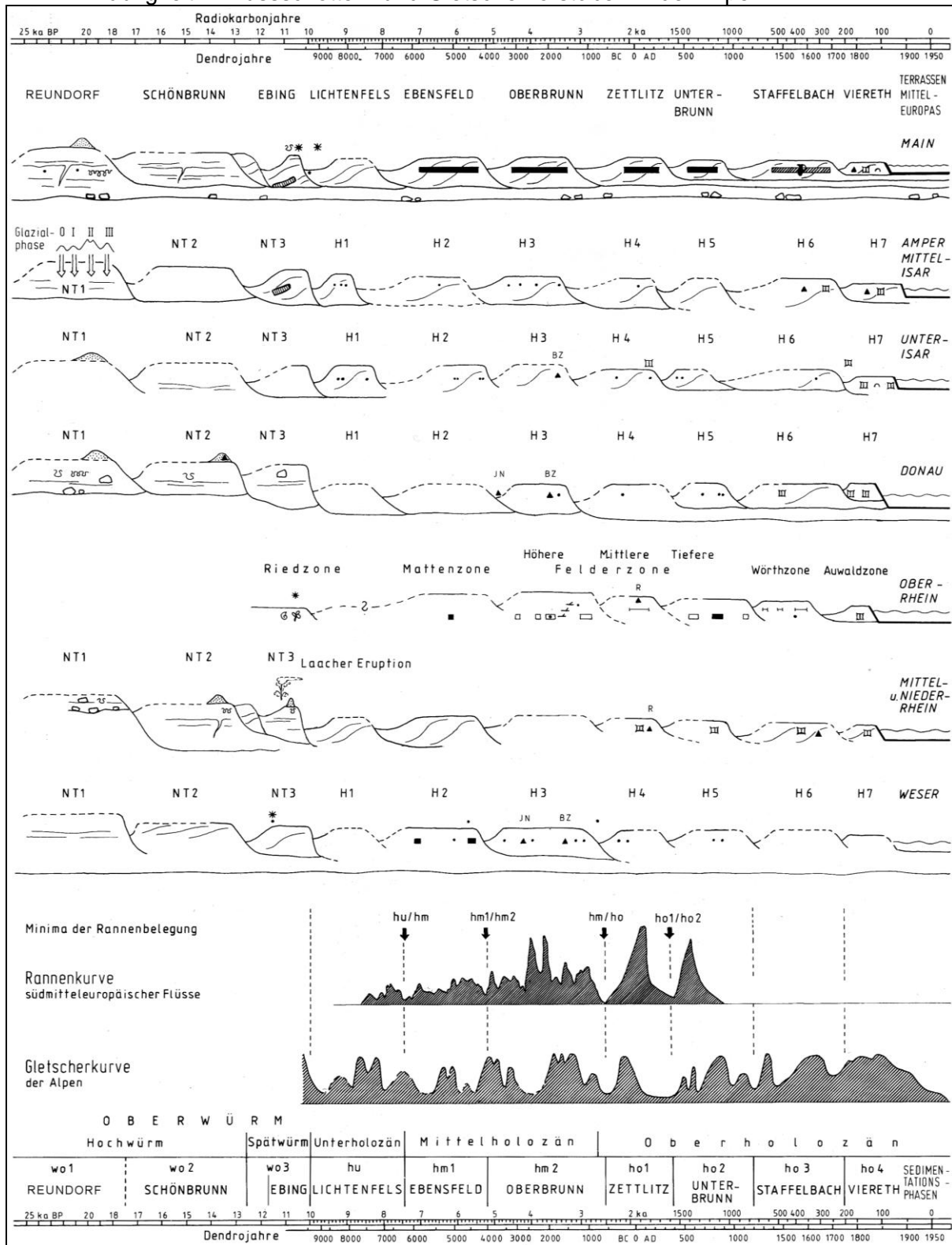
1.4 Mensch und Main

Die holozänen Auenterrassen

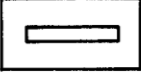

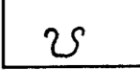
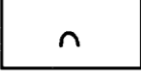
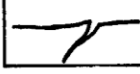


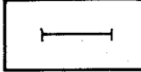
Die Zeit der Auenterrassen begann in den höheren Talabschnitten des Main Einzugsgebietes — und dazu zählt der Obermain — bereits mit Ausklingen der Schönbrunn-Terrasse, also am Beginn des Spätglazials. Das war vor ca. 14.500 Jahren, als die Flüsse des Mainsystems vom Regime des Breitbettflusses zu dem des Mäanderflusses wechselten (Abb. 4). Grund war die Erwärmung. Sie hatte nachlassende Flussfracht und wiederkehrende Vegetation zur Folge. Die frachtarmen Wasser schnitten sich in ihre eigene Aufschüttung ein und begannen darin zu mäandrieren, wobei sie das Material der Aufschüttung lateral umlagern. Diese Auenphase des Mainsystems wurde während der Dryas 3-Periode noch einmal für rund 1000 Jahre unterbrochen, in denen die Flüsse meistens wieder vertikal aufschotterten. Mit Beginn des Holozäns, seit 11.560 Jahren vor heute, wird der Fluss endgültig zum Einfaden-Fluss und schottert bis heute mäandrierend nur noch lateral auf.

Mäander stehen nicht still. So wie sie sich einst aus mehr oder weniger geradem Verlauf zum weiten Schwung aufgeschaukelt haben, so wandern sie talab wie die Schwingungen eines horizontal gespannten Seils, die sich vom Schwingenden zum ruhenden Ende hinbewegen. Je heftiger der Abfluss, desto lebhafter die Wanderung, das heißt, desto stärker die Gesteinsumlagerung am Ufer. Bei randvollem Flussbett ist die Umlagerung am größten. Bei Hochwasser, also bei Überflutung der Aue, wird dazu die Auenoberfläche umgestaltet: Am Flussbettrand wird ein Uferwall aufgeworfen. Beim Durchbrechen des Walls entstehen Wallbruchfächer (crevasse splays). Die Aue wird langsam aufgehöhht, ihr Relief dadurch ausgeglichen. Andererseits können Hochwasser neue sekundäre Aurinnen in die Auenfläche einreißen.

Abb. 4 Die Gliederung des Talgrundes. Phasen erhöhter fluvialer Sedimentation an mitteleuropäischen Flüssen seit dem Hochwürm, verglichen mit den Kurven der Rannen-häufigkeit in Flussschottern und Gletschervorstößen in den Alpen



Quelle: SCHIRMER 2003, S. 64 [H = Holozänterrasse, NT = Niederterrasse, zu Rannen vgl. Anmerkung 7], Legende siehe nächste Seite

	Rannenchronologie aus Terrassenschottern		gestapelte Rannenhorizonte
	Rannenchronologie aus Sockelschottern		Dünen / Flugsand
	^{14}C -Datierung		Tropfenböden
	Pollendatierung		Kryoturbationen
	Flußmuschel <i>Dreissena polymorpha</i>		Eiskeilfüllungen
	prähistorische Funde: JN= Jungneolithikum BZ= Bronzezeit R = römisch		Gelisolumplatten
	historische Quellen		Driftblöcke
	Phasen der Hochwasserüberlieferung		L- Schotter
			V- Schotter

Großräumige Kartierung der Auen hat gezeigt, dass es im Maingebiet, wie im übrigen Mitteleuropa, verschiedene Auenterrassen gibt, die deutlich auskartierbar sind und als räumliche Körper abgrenzbar sind — Körper fluviatiler Umlagerung in der Aue. Sie stellen Lateral-Aufschüttungen dar und bestehen ausnahmslos, wie die Vertikal-Aufschüttungen, aus kiesig-sandigem Flussbettsediment, Aurinnensediment und Auensediment, auf dem sich ein Auenboden bildet. Deren Datierung und Charakterisierung hat wiederum erbracht, dass bestimmte Phasen der Auenterrassenbildung in allen Flussgebieten etwa zeitgleich erfolgten, aber auch an den Flüssen gleichzeitig Ruhephasen innerhalb der Auenterrassenbildung eintraten. In solchen Ruhephasen geht die Einbettungsrate der Rannen - wie die Rannenkurve in Abb. 4 zeigt - stark zurück. In fluviatilen Aktivitätszeiten weisen die zahlreich in den Schottern eingebetteten Rannen auf erhöhte Mäanderwanderung mit seitlicher Erosion der Auen und Auenwälder hin. Dabei fallen vermehrt Uferbäume der Ufererosion des Stromes zum Opfer. Die Auenterrassenbildung unterliegt also einer übergeordneten Rhythmik der Umlagerungsphasen. Das Beispiel der jüngsten drei Auenterrassen-Bildungsphasen, der Unterbrunn-, Staffelbach- und Viereth-Phase, lehrt, dass sie zeitgleich mit Phasen der Klimaungunst, Gletschervorstößen (Abb. 4) und historisch belegten kumulierten Hochwasserereignissen eintraten. Kurz — die Auenterrassen markieren hochwasserreiche Zeiten, die Ruhephasen hochwasserärmere Perioden.

Lange wurde und wird noch die Rolle des Menschen an dieser Auenumlagerung diskutiert. Manche Autoren möchten sie ganz, manche vorwiegend dem Menschen zuschreiben. Allein

weiträumige Kartierung und Erhebung über viele Flussgebiete zwingen zum Schluss, dass die Gleichzeitigkeit der Ereignisse sowie deren Kontinuität von der Naturzeit in die Kulturzeit klimatischer Steuerung unterliegen. Diese klimatische Steuerung und Formung des Talgrundes modifiziert der Mensch allerdings seit rund 7.000 Jahren stets zunehmend (SCHIRMER 1983, 1991c, 1993, 1995b, 2003, 2005).

Der Main wird zum Kulturfluss gebändigt und zum Kanal geformt

Abbruch fand das mäandrierende System des Maingebiets im Holozän dann durch den Menschen, der fand, dass mäandrierende Umlagerung sich nicht an die Besitzverteilung hält.⁸ Nimmt doch der Fluss am Prallhang dem einen das Land weg und baut wenig talab damit einen Gleithang auf, gänzlich neues Land schaffend. Und bis ins 18. Jahrhundert fiel nach damaligem römischem Recht alles sich im Strom bildende Neuland dem Landesherrn zu. Zum Uferlandopfer gesellten sich Straßen- und Dörferopfer, so z. B. das obermainische Biegen nördlich Bamberg um 1550 (JAKOB 1956, S. 65, GERLACH 1990, S. 64). Ganze Aktenberge füllt dieses ungefragte Vorgehen des Flusses in unseren Archiven. Die Folge war, dem Fluss das Mäandrieren abzugewöhnen, indem man ihm ein Korsett anlegte, ihn zum Kanal machte. Er hatte den Besitzgrenzen zu folgen, sich der Kulturlandschaft sittsam einzuordnen. Das wurde im Rheinsystem, so auch am Main, etwa bis 1850 vollendet.

Einst opferten die Menschen dem Flussgott. Es war nichts als die Ehrfurcht vor dem Eigenleben des Flusses, dem Eigenleben Natur. Ob man dahinter eine lenkende Gottheit sieht oder einen von mehr oder weniger regelhaften Naturgesetzen gesteuerten Ablauf, ist einerlei. Wichtig ist, dass das Phänomen Natur als existentes Leben neben dem des Menschen anerkannt wurde. Und so wie die Menschen sich untereinander einrichten, damit sie miteinander auskommen, da sie voneinander abhängig sind und sich brauchen, geschah das auch mit der Natur. Der Mensch respektierte das Flussregime, das aus Flussbett und aus Aue, dem Hochflutbereich, besteht. Er wusste dankbar die neue jährliche Aufkalkung der Aue durch Hochwasserschlamm zu nutzen, und näherte sich dem Fluss zum Fischen und zur Flussfahrt, an Hochufern zum Aufenthalt.

Nun grenzt der Fluss diesen Hochflutbereich nicht deutlich erkennbar ab — bald schickt er seine Fluten höher hinaus, bald weniger hoch. In hochflutarmen Zeiten reizte das den Menschen, in seinem Streben nach immer mehr Land, zum Übergriff auf das Auengebiet. Er anektierte ganz einfach das Auengebiet zunehmend seit dem Hochmittelalter. Seit dieser Zeit ist der Mensch nicht mehr Besucher und zeitweiliger Nutzer der Aue, solange der Fluss ihr fernbleibt. Umgekehrt, jetzt ist es der Fluss, der zum Eindringling in den ureigenen Abflussweg wird. Diesen Abflussweg in der Aue hat der Mensch ungefragt zum Siedelland und Eigentum erklärt.

Damit wandelte sich im Kopf des Menschen der Segen des jährlichen Hochwassers zur unerwünschten Hochwasser-Katastrophe unserer Tage. Es ist also eine selbstgemachte Katastrophe. Der zum Kanal degradierte Kulturfluss ist dem Menschen so lange Freund, wie seine Wasser matt und glatt zur Nutzung und Vermehrung seines Reichtums, seinem Freizeitvergnügen und zu seiner romantischen Beschaulichkeit dienen. Er wird ihm dann zum Feind, wenn er aufzuleben beginnt, durch Uferunterspülung Hänge zum Abgleiten bringt, sein Flusseis übermütig zu Eisbergen vor sich auftürmt, mit strudelnden Wogen Löcher in die Aue kolkt und Gestein und Boden nach Gutdünken umschichtet, kurz - wenn er das Land gestalten will, wie er es einst tat.

Die Natur wird also nicht mehr als Wesen mit Eigenleben neben dem des Menschen betrachtet. Der Mensch ist das auserwählte Wesen auf Erden, getragen von dem alttestamentarischen Geist: Machtet Euch die Erde untertan. Der Naturablauf wurde für ihn bald wie der einer Maschine, lenkbar, beherrschbar, reparierbar, erneuerbar. Durch die Aufstellung seiner Naturgesetze glaubt er, sie weitgehend erkannt zu haben. Nur wo diese Gesetze nicht funktionieren, gesteht er ihr noch gelegentlich Wesenszüge zu - die „Launen der Natur“. Wohl hat der heutige Mensch eine ungeheuere Datenfülle der Natur erfasst und daraus zahlreiche Gesetzmäßigkeiten abgeleitet. Weitgehend zurückgezogen in sein geliebtes Ghetto, die Stadt, in der er unabhängig von der „Unbill“ der Natur leben kann, reduziert sich die Natur für ihn zum Freizeit- und Abenteuerplatz. Damit verlor er aber vollends die ehemals existente und allzeit lebensnotwendige Beziehung zur Natur, aus der die Einsicht erwuchs: So wie ich die Natur behandle, so reagiert sie auf mich.

Doch von solchem Denken sind wir derzeit noch weit entfernt. In keinem Plan erscheint die Idee, eine Siedlung mit ein paar Dutzend Menschen, die fälschlicherweise in der Aue angelegt wurde und daher alle paar Jahre teures Flutopfer wird, wieder umzusiedeln, den alten Fehler also gutzumachen. Für den Braunkohleabbau siedelt man Tausende von Menschen um mit der Drohung, dass sonst Energie und Arbeitsplätze verloren gingen. Diese Drohung richtet sich gegen den Menschen selbst, daher wirkt sie. Für die Belange der Natur siedelt man nicht um, fatalerweise verkennend, dass nur das Leben auf Gegenseitigkeit mit der Natur auch dem Menschen zum Wohle gereicht.

Die so verlorene Erfahrung des Miteinanders mit der Natur muss auf wissenschaftlichem Wege neu erarbeitet werden.

2 Stationen der Exkursion

Station 1: Unterleiterbach-„Schöllein“

Trogtal-Terrasse des Mains

Die Kuppe dieses Berges in der Flur Schöllein ist von fluviatilem Streuschotter bedeckt. Sie war bis vor wenigen Jahren höher und trug eine Schotterablagerung, die in den letzten Jahren durch Schottergewinnung abgebaut wurde. Beim Autobahnbau war diese 85-m-Terrasse am Rand des Maintals angeschnitten und zeigte eine mindestens 3 m dicke Schotterdecke mit sehr blockreichem typischen Schotter mit Mainspektrum, der auf Lias β -Tonsteinen aufliegt. Der Schotter enthielt alle typischen Frankенwaldgesteine wie auch lokale Buntschotterkomponenten mit Ausnahme der Karbonatgesteine.

Nach oben wurde er diskordant von einer Schüttung von typischem, wenig verrundeten groben Seitentalschotter bedeckt - ganz ähnlich, wie solche periglazialen Seitentalschotter auch alle jüngeren Mainterrassen an den Seitentalausgängen bedecken und überhöhen. Diese Schotter aus Eisensandstein, Limonit und Toneisenstein nähren sich weitgehend aus periglazialem Hangschutt des Albhinterlandes. Die sonst vorherrschende Karbonatgesteinskomponente des Malms ist natürlich hier nachträglich verwittert. Diese Seitentalschotter sind es auch gewesen, die hier oben im „Schöllein“ in Reliefumkehr die Erhaltung der darunter liegenden sandigen Flusssedimente ermöglichten. Sie geben damit auch einen Hinweis auf pleistozänes Alter dieser 85-m-Terrasse.

Durch seine Höhe über Fluss ist der Schotter mit Mainspektrum den Main-Hauptterrassen KÖRBERs (1962) zuzurechnen und gehört zweifellos dem Main an.

Station 2: Lettenreuth-„Schalhölzer“

Früh-Mittelpleistozäner Terrassenstapel des Mains

Die Kiesgrube der Fa. SCHRAMM in der Flur Schalhölzer erschließt einen mächtigen Terrassenstapel des Mains. Insgesamt wurden hier im Verlauf des Abbaus vier gestapelte Fluviale Serien beobachtet. Der Stapel reicht bis 36,5 m über den Mainspiegel. Die Basis des Stapels war bei 11 m ü. Main noch nicht erreicht. Die einzelnen Flussbettsedimentkörper zeigen meist V-Schichtung, nahe Diskordanzen auch dünnere L-Schichtungspakete. In den oberen beiden Fluvialen Serien treten Frostspalten- und Tropfenbodenhorizonte als Kaltklimazeugen auf.

Ein ähnlicher Flusssedimentstapel fand sich 5,5 km mainabwärts bei Lichtenfels-Oberwallenstadt, dessen Basis bis 2 m über Mainspiegel hinabreicht (SCHIRMER 1981b, S. 103) und der fünf Fluviale Serien erschließt (SCHIRMER 1988a, S. 5).

Der Terrassenstapel gehört den Sedimenten der Talaufschüttung, der A-Terrasse KÖRBERs (1962), bzw. den Hirschaid-Schichten SCHIRMERs (1979b) an (vgl. Abb. 2 und 3). Dass die Talaufschüttung eine Reihe von Glazialen und Interglazialen birgt, ist nahezu in allen Flussabschnitten nachweisbar. SEMMEL (1974, S. 15-16) berichtet aus der Untermainebene innerhalb der Kelsterbach-Terrasse — allerdings im tektonisch abgesunkenen Oberrheingraben gelegen — von einem Stapel aus fünf kaltzeitlichen Schottern, die durch vier palynologisch belegte Warmzeiten getrennt werden.

Man muss allerdings berücksichtigen, dass die oberste Fluviale Serie eines jeweils erschlossenen Terrassenstapels bereits eine Talhangterrasse sein kann, eine der Talhang-Terrassentreppe, die sich in den Stapel eingeschnitten hat.

Die Basis dieser Talaufschüttung in Wiesbaden-Mosbach ergab ein paläomagnetisches Alter von spätestens Jaramillo-Event (BOENIGK 1978, S. 112). Mainaufwärts finden sich nur noch normale, Brunhes-zeitliche Messwerte (SCHIRMER 1988a, S. 9). Das Mindestalter der Obergrenze der Talaufschüttung ergibt sich aus nachfolgender Terrassentreppe und der maximalen Anzahl der überlagernden kaltzeitlichen Deckschichten und fossilen Böden — allerdings auf der obersten Fluvialen Serie, die möglicherweise bereits eine Talhangterrasse darstellt. Danach konnte die oberste Fluviale Serie mindestens in die 5. Kaltzeit vor heute gestellt werden (SEMMEL 1974, S. 21; SEIDENSCHWANN 1980, S. 168; DIETZ 1981, S. 175; SCHIRMER 1988a, S. 9).

Station 3: Grundfeld

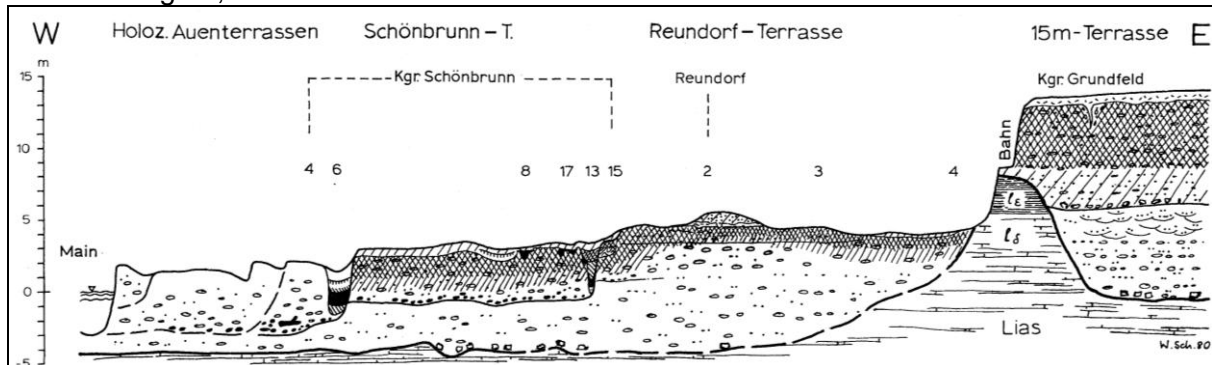
Hangfuß-Terrassen des Mains

Der mainwärtige Ortsteil und der Autobahnanschluss A73/B173 liegen auf einer breiten Hangfuß-Terrasse, nämlich der 15-m-Terrasse des Mains. Die Autobahnanschlussstelle wird in diese Terrasse eingetieft werden. Die Terrasse liegt — gemäß Aufschlüssen dicht östlich der Eisenbahnstrecke (SCHIRMER 1981b, S. 106) (Abb. 5) — als Stapel zweier Fluvialer Serien vor.

Die höhere Fluviale Serie stellt die 15-m-Terrasse des Mains dar. Deren Basis liegt 5,5–6 m über dem Main. Darüber folgt bis 7,20 m dicker Schotter, der von einer Parabraunerde überprägt ist. Der höhere Teil der Schotter samt Auensedimenten ist nicht erhalten. Von einer Erosionsfläche auf dem Schotter greifen Eiskeilfüllungen 1,5 m tief nach unten. Deckschicht

und Eiskeilfüllung stellen eine sandig-kiesige Fließerde dar, die 1–2 m mächtig wird und bis zur Oberfläche reicht.

Abb. 5 Maintalquerschnitt bei Grundfeld-Reundorf-Schönbrunn unterhalb Lichtenfels. Profillänge 1,6 km



Quelle: nach SCHIRMER 1980a, D16

Alter: Die Deckschicht mit Eiskeilen ist sicherlich letztkaltzeitlich. Da der Terrassenschotter von einem interglazialen Boden verwittert ist, ist er vorletztkaltzeitlich oder älter. Im Gelände morphologisch unterhalb der 15-m-Terrasse liegt noch eine weitere weithin auskartierbare Hangfußterrasse, die 5,5 m über Fluss liegt, hier als Nassanger-Terrasse bezeichnet, die auf dem Schotter einen Bt-Horizont und einen humosem Horizont in der tiefsten Deckschicht trägt. Morphologisch tiefer schließen sich dann die Talgrund-Terrassen an (Reundorf-Terrasse bis Viereth-Terrasse). — Über einer ähnlich hohen Terrasse nördlich Rattelsdorf, 14 km mainabwärts, lagen zwei kaltzeitliche Deckschichten, so dass diese 15-m-Terrasse mindestens in die 3. Kaltzeit vor heute (MIS 8) gestellt werden kann.

Die tiefere Fluviale Serie: Der stark sandige, entkalkte Schotter, der unter der 15-m-Terrasse noch 6,5–7 m mächtig erhalten ist und bis 1 m unter den Mainspiegel hinabreicht, ist von seiner Höhenlage im Tal her und nach seiner Ausbildung wieder ein Äquivalent der frühmittelpleistozänen Talaufschüttung, die ich in dieser Gegend Hirschaid-Schichten benannte (s. oben Ziff. 2.3). Dieser Schotter ist im nordwestlichen Bereich der 15-m-Terrasse durch einen Riegel aus Amaltheenmergel und Posidonienschiefer vom heutigen Talgrund getrennt (Abb. 5). Die frühmittelpleistozänen Sande waren demnach in ihrem untersten Teil rinnenhaft ins Tal eingetieft, und zwar nicht immer längs derselben Linie wie der heutige Talverlauf.

Im Zuge des Autobahnbaus der A73 werden bei Grundfeld neue, aber vorübergehende Aufschlüsse in der 15-m-Terrasse entstehen, die hier vorgeführt werden sollen.

Station 4: Trieb

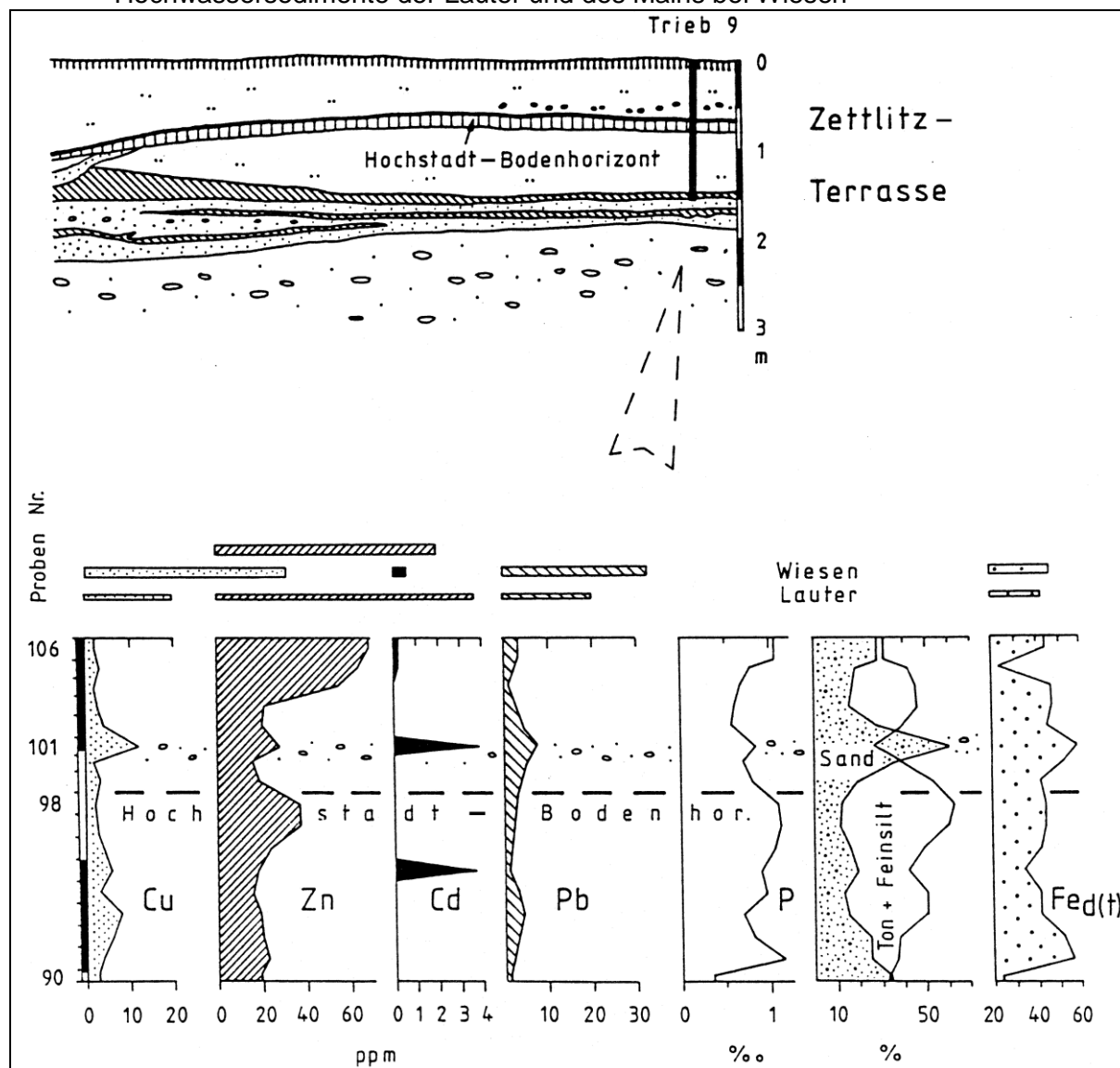
Höhere Auenterrassen, Zettlitz-Terrasse

Der Talgrund besteht meistens ebenfalls aus gestapelten Fluvialen Serien (Abb. 2). Im Maingrund wird er überall vom Reundorfer Sockelschotter unterzogen. Im Bereich jüngerer Auenterrassen schieben sich dazwischen oft noch Sockel älterer Auenterrassen ein. Das ist auch die Situation der Zettlitz-Terrasse bei Trieb. Das Sohlgestein bildet hier Feuerletten. Darüber liegt Sockelschotter der Reundorf-Terrasse, darüber die Zettlitz-Terrasse. Sie ist durch zahlreiche Rannen im Flussbettsediment als eisen-römerzeitlich datiert 200 v. Chr. – 250 n. Chr. (Datierung BECKER, B.; SCHIRMER 1988b, S. 7).

Die Fluviale Serie der Zettlitz-Terrasse aus Flussbettsediment, Aurinnensediment, Auensediment und Auenboden endet mit einem markanten fossilen Humushorizont, dem Hochstadt-Bodenhorizont. Über ihm folgt ein jüngeres Auensediment, das den heutigen Oberflächenboden trägt. Es gehört zu flusswärts liegenden jüngeren Terrassen. Das Charakteristikum der Zettlitz-Terrasse des Obermains ist also das gedoppelte Auensediment (Abb. 6).

Gedoppeltes Auensediment bedeutet auch gedoppelten Auenboden. Das Profil Trieb 9 (Abb. 6) ist aurinnennah gelegen und daher stark hydromorph beeinflusst. Ein typischer terrestrischer Profiltyp auf dieser Terrasse wäre eine Auenbraunerde als Oberflächenboden über fossiler Auenbraunerde. Der fossile Boden hier ist durch Grundwassereinfluss geprägt, das wenigstens zeitweise so hoch gestaut hat; denn zuletzt lag der Grundwasserstand an der Basis des Profils an der Grenze Flussbettsediment/Auensediment. Der darüber liegende Teil ist entkalkt und vornehmlich durch Stauwassereinfluss gekennzeichnet.

Abb. 6 Profil Trieb 9 samt Analysendaten. Darüber zum Vergleich Daten der rezenten Hochwassersedimente der Lauter und des Mains bei Wiesen



Quelle: SCHIRMER 1991, S. 175

Das auffälligste Merkmal der **Zettlitz-Auensedimentdecke** in allen Profilen ist ihr fossiler Auenboden mit markantem Humushorizont ($fA_hG_oS_d$), der den Abschluss der Zettlitz-Terrasse bildet (vgl. SCHIRMER 1990, S. 23; Abb. 6), der frühmittelalterliche Hochstadt-Bodenhorizont. Der Bodentyp ist eine Auenbraunerde bis Auengleybraunerde, mehr oder weniger pseudovergleyt.

In dieser Zettlitz-Auensedimentdecke fällt der G_o -Horizont an ihrer Basis erwartungsgemäß durch einen $Fe_{d(t)}$ -Gipfel (Abb. 6: Proben 91, 92), aber auch durch Zn- und P-Anreicherung auf. Das Auensediment zeigt zwei Rhythmen, einen unteren von Probe Nr. 90-94 und einen oberen von Probe 95-98. Sie spiegeln sich besonders im Körnungsbild, jeweils unten grob, oben fein wider. Am Ende jedes Rhythmus beruhigte sich also die Hochflutsedimentation. Das drückt sich auch im Anstieg des P-Gehaltes aus. Der Rhythmusneubeginn zeigt Aufarbeitung von Elementkonzentraten an Cu und Cd (siehe nächster Absatz). Die Sedimentationsruhe und Bodenbildungsphase zur Zeit des Hochstadt-Bodenhorizontes dokumentiert sich in erhöhten C-, P-, $Fe_{d(t)}$ - und Zn-Gehalten.

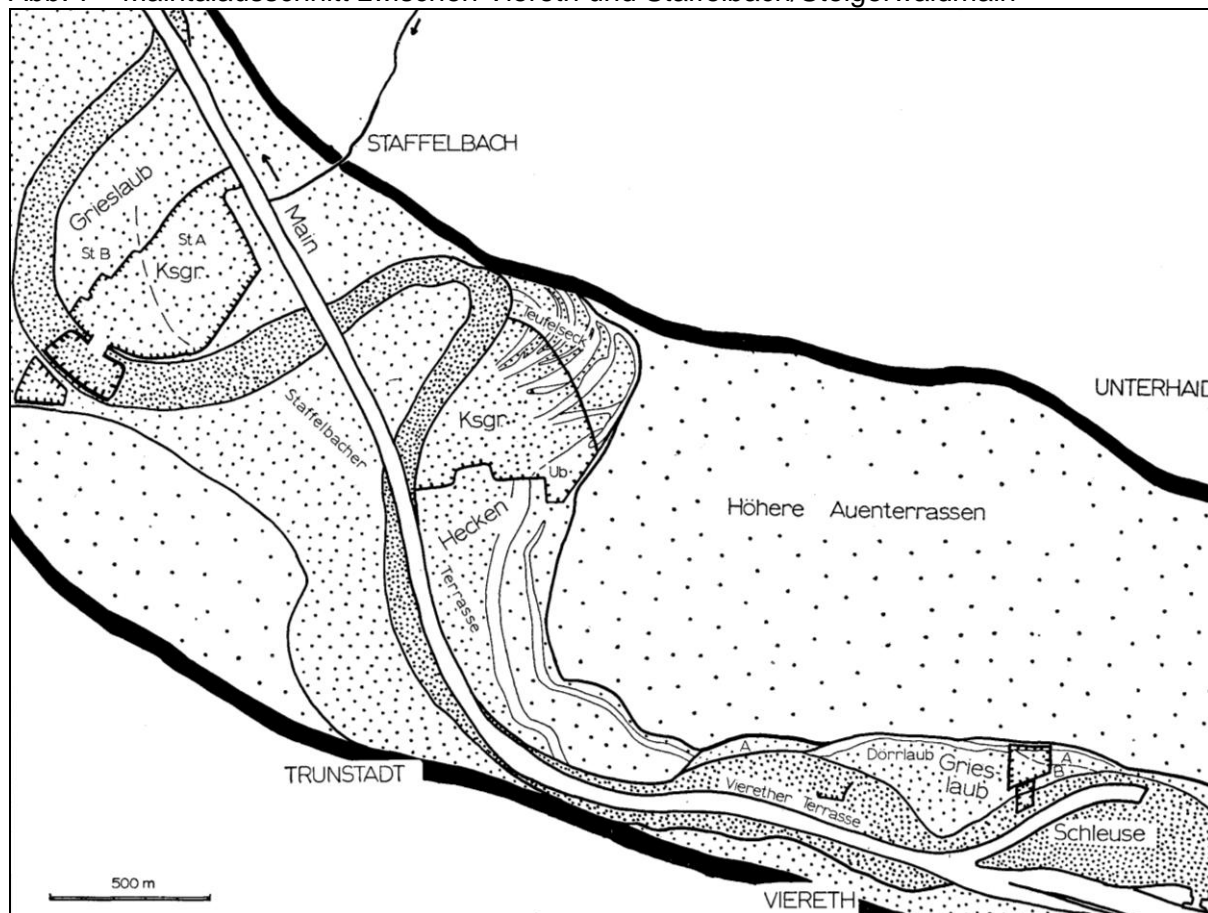
Die **obere Auenlehmdecke** stellt die nachfolgende Steigerungsperiode der Hochfluttätigkeit dar, die den Hochstadt-Bodenhorizont konservierte, örtlich auch erodierte. Sie fällt gemäß den Daten für den Hochstadt-Boden ins Mittelalter und die Neuzeit. Sie setzt sich durch ihre Kornverteilung deutlich vom tieferen, dem Zettlitz-Auensediment, ab. Sie ist abgesehen von ihrer Verfeinerung nach oben sand- und siltreicher als die untere. Die basale grobe Körnung mit Gipfel in Probe 101 weist auf anfänglich sehr kräftige Hochfluten hin. Auch hier stellt sich wieder der Effekt wie schon in Probe 95 ein, dass kräftige Hochfluten nach Zeiten der Bodenruhe am Hang und im Tal dort angereicherte und aufgearbeitete Stoffkonzentrate mit sich führen und zum Absatz bringen (vgl. SCHIRMER 1990, S. 32) — also Anreicherung infolge Bodenaufarbeitung. Neben den Schwermetallgehalten sind auch der $Fe_{d(t)}$ - und P-Gehalt erhöht. Das Substrat des Oberflächenhumus enthält eine Kornvergrößerung — vielleicht das Äquivalent der Viereth-Phase? Zur heutigen Bodenoberfläche hin reichern sich erwartungsgemäß einige Schwermetalle, wie Zn, Cd, ferner P und C an. Das $Fe_{d(t)}$ zeigt im S_w -Horizont (Probe 105) als Ergebnis des Abtransports des in die Bodenbildung einbezogenen Eisens ein Minimum.

Station 5: Viereth

Mittlere Auenterrassen

Die auffälligste unter ihnen ist die Staffelbach-Terrasse: Großflächig und entlang dem Fluss fast durchgehend erhalten (Abb. 7). L-Schotter über Schottersockel der Höheren Auenterrassen, darunter Reundorfer Schottersockel. Rannenfrei; basisnah umgelagerte Rannen älterer Terrassen. Außerordentlich reich an Keramikresten, besonders unterhalb größerer Städte. Sie datieren vom 15. bis ins 17. Jahrhundert n. Chr. (HAUSER und WILLMES in SCHIRMER 1988b, S. 7). Zahlreiche Hinterlassenschaften menschlicher Aktivität am und im Fluss: Pfahlsetzungen, Einbäume, Werkzeuge, Mühlsteine, Fischernetzzubehör, Flussmüll. (Urkundliche Belege für anthropogene Tätigkeit und ehemalige Flussläufe finden sich bei GERLACH 1990). Das Auensediment ist reich an Fluvisoliment (SCHIRMER 1983, S. 27). Boden: Schwache Braunerde mit flussnah geringer, flussfern großer Entkalkungstiefe. Alter des Flussbettsediments der Staffelbach-Terrasse: Spätmittelalter und frühe Neuzeit. Unterhalb von Bamberg (Abb. 7) ist sie besonders keramikreich, da sie den ehemaligen Stadtmüll mit sich führt.

Abb. 7 Maintalauschnitt zwischen Viereth und Staffelbach/Steigerwaldmain



Quelle: SCHIRMER 1981b, S. 113 [Ub. = Unterbrunn-Terrasse]

3 Anmerkungen

- ¹ RUTTE (1981, S. 220) bezeichnete dieses Flusssystem als Arvernensis-Ströme. Doch die Arvernensis-Zeit erstreckt sich vom Pliozän bis ca. 1,8 Ma, also ins terrestrische Unterpleistozän hinein. Besagtes Flusssystem aber existierte spätestens vom Oligozän bis wenigstens an die Plio-/Pleistozän-Grenze, also weit länger als die Arvernensiszeit. — Der Begriff Urmain, der für das moenodanubische System verschiedentlich Anwendung fand, sollte nur auf rheintributäre Mainvorläufer im Stadium der tatsächlichen Mainentstehung angewandt werden.
- ² Lydite des Hintertaunusrandes und solche von der Untermainebene ließen sich mikroskopisch und chemisch nicht unterscheiden.
- ³ zitiert u. a. nach einer unveröffentlichten Würzburger Diplomarbeit von GEISSLER (1967).
- ⁴ SCHIRMER (1979b, S. 82) hat vergleichbare Stapel Fluvialer Serien an der Regnitz und am Obermain als Hirschaid-Schichten bezeichnet, da eine zeitliche Verbindung mit der A-Terrasse nicht beweisbar war, zumal KÖRBER (1962, S. 139) schreibt, seine A-Terrasse dürfte mainauf „im Steigerwalddurchbruch vollends auskeilen“.
- ⁵ V- und L-Schotter bedeuten vertikal aufwachsendes bzw. lateral anwachsendes Flussbettsediment (SCHIRMER 1981a, S. 198). Entsprechend entstehen daraus V- und L-Terrassen (SCHIRMER 1981a, S. 203).
- ⁶ Rannen sind fossile Baumstämme, die sich in vielen Flussbettsedimenten eingebettet finden und, die dendrochronologisch datiert, die besten Zeitmarken für die Flussgeschichte abgeben (vgl. SCHIRMER 1979a).
- ⁷ Eine ausführliche Darstellung der Einzelschritte des Eingriffs des Menschen in den Talhaushalt des gesamten Rheingebiets findet sich bei SCHIRMER (1993).

Literatur

- BAKKER, J. P. (1930): Einige Probleme der Morphologie und der jüngsten geologischen Geschichte des Mainzer Beckens und seiner Umgebung. In: Geogr. Geol. Meded., Phys.-Geol. Reeks 3, S. 112, Karte 1, Utrecht
- BARTZ, J. (1950): Das Jungpliozän im nördlichen Rheinhessen. In: Notizbl. hess. Landesamtes Bodenforsch. 6(1), S. 201-243, Wiesbaden
- BOENIGK, W. (1978), mit einem Beitrag von A. KOČI: Zur petrographischen Gliederung der Mosbacher Sande im Dyckerhoff-Steinbruch, Wiesbaden/Hessen. In: Mainzer naturwiss. Archiv 16, S. 91-126, Mainz
- BRELIE, G. VON DER (1974): Pollenanalytische Untersuchungen an warmzeitlichen Sedimenten in den Terrassen des Untermain-Gebietes. In: Rhein-Main Forsch. 78, S. 83-99, 202-205, Frankfurt a. M.
- BRUNNACKER, K. (1967): Einige Schotteranalysen aus dem Urmaintal zwischen Schwabach und Treuchtlingen. In: Geol. Bl. NO-Bayern 17(2), S. 92-99, Erlangen
- BUCHNER, E., SEYFRIED, H. & BOGAARD, P. VAN DEN (2003): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe age determination confirms the Ries impact crater as the source of glass particles in Graupensand sediments (Grimmelfingen Formation, North Alpine Foreland Basin). In: Int. J. Earth Sci. 92, S. 1-6, Berlin, Heidelberg
- DIETZ, K. R. (1981): Zur Reliefentwicklung im Tauber-Main-Bereich. In: Rhein-Mainische Forschungen 93, S. 241, Krt. 2, Frankfurt a. M.
- FREUDENBERGER, W. (2000): Geologische Karte von Bayern 1:25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6226 Kitzingen, S. 210, Beil. 3, München
- GERLACH, R. (1990): Flußdynamik des Mains unter dem Einfluß des Menschen seit dem Spätmittelalter. In: Forsch. dt. Landeskd. 234, S. 247, Trier
- HOFBAUER, G. (2003): Schichtstufenlandentwicklung und Flußumkehr an Regnitz und Aisch (Exkursion H am 25. April 2003). In: Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. 85, S. 241-293, Stuttgart
- JAKOB, H. (1956): Zur Datierung des "Rannenhorizontes" und der sog. "Pfahlbauten" im Main-Regnitz-Gebiet um Bamberg. In: Ber. d. naturforsch. Ges. Bamberg 35, S. 63-82, Bamberg
- KÖRBER, H. (1962): Die Entwicklung des Maintals. In: Würzburger geogr. Arb. 10, S. 170, Krt 3, Profil 1, Würzburg
- KREBS, N. & LEHMANN, O. (1914): Zur Talgeschichte der Rezat-Alt Mühl. In: Z. Ges. f. Erdkunde Berlin 49, S. 280-295, Berlin
- KRUMBECK, L. (1927): Zur Kenntnis der alten Schotter des nordbayrischen Deckgebirges. Ein Beitrag zur älteren Flußgeschichte Nordbayerns. In: Geol. u. Paläontol. Abh., N. F. 15(3), S. 181-318, Taf. 7, Jena
- PHILIPPSON, A. (1899): Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. In: Sitzungsber. niederrhein. Ges. Natur- und Heilkunde 1899A, S. 48-50, Bonn
- RÜCKERT, L. (1933): Zur Flußgeschichte und Morphologie des Rednitzgebiets. In: Sitz.-Ber, Phys.-Med. Soz. Erlangen 63/64 (1931/32), S. 371-454, Erlangen
- RUTTE, E. (1981): Bayerns Erdgeschichte. Der geologische Führer durch Bayern, S 266, München (Ehrenwirth)
- SCHIRMER, W. (1979a): Rannen im Mainschotter. In: Fränkische Heimat am Obermain 16, S. 44, Taf. 8, Lichtenfels
- SCHIRMER, W. (1979b): Das Quartär des Regnitztales. – Geologische Karte von Bayern 1:25.000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6132 Buttenheim, S. 81-89, München
- SCHIRMER, W. (1980a), mit Beitr. von BECKER, B., ERTL, U., HABBE, K. A., HAUSER, G., KAMPMANN, T. & SCHNITZLER, J.: Exkursionsführer zum Symposium Franken: Holozäne Talentwicklung — Methoden und Ergebnisse, S. 210, Düsseldorf (Abt. Geologie der Universität)

- SCHIRMER, W. (1980b): Sedimentological aspects of the valley fill. In: Bull. Assoc. franç. Etude de Quatern., 2 sér. 17(3), S. 101-105, Paris
- SCHIRMER, W. (1981a): Abflußverhalten des Mains im Jungquartär. In: Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln 41, S. 197 – 208, Köln
- SCHIRMER, W. (1981b): Holozäne Mainterrassen und ihr pleistozäner Rahmen (Exkursion G am 25. April 1981). In: Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 63, S. 103-115, Stuttgart
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. - Geol. Jb. A 71, S. 11-43 Hannover
- SCHIRMER, W. (1984): Moenodanuvius — ein uralter Fluß auf der Frankenalb. In: Hollfelder Bl. 9(2), S. 29-32, Hollfeld
- SCHIRMER, W. (1988a): Ziegeleigrube Marktheidenfeld. - In: KURZ, R., SCHIRMER, W., STUKENBROCK, B. & SKOWRONEK, A.: Führer zur Exkursion D: Mittelmaintal. – DEUQUA, 24. Tagung, Exkursion D: 5–9, Hannover (Deutsche Quartärvereinigung)
- SCHIRMER, W. (1988b), mit Beiträgen von U. SCHIRMER, G. SCHÖNFISCH und H. WILLMES: Junge Flußgeschichte des Mains um Bamberg. - DEUQUA, 24. Tagung, Exkursion H, S. 39, Hannover (Deutsche Quartärvereinigung)
- SCHIRMER, W. (1990): Flußablagerungen und Schwermetalle am Obermain. In: Fränkische Heimat am Obermain 27, S. 42, Lichtenfels
- SCHIRMER, W. (1991a): Die tertiäre Flinzterrasse auf der Nördlichen Frankenalb. In: Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln 82, S. 231-243, Köln
- SCHIRMER, W. (1991b): Bodensequenz der Auenterrassen des Maintals. In: Bayreuther bodenkdl. Ber. 17, S. 153-186, Bayreuth
- SCHIRMER, W. (1991c): Breaks within the Late Quaternary river development of Middle Europe. In: Aardkundige Mededelingen 6, S. 115-120, Leuven
- SCHIRMER, W. (1995a), with contrib. by H. BERENDSEN, R. BERSEZIO, A. BINI, F. BITTMANN, G. CROSTA, W. DE GANS, T. DE GROOT, D. ELLWANGER, H. GRAF, A. IKINGER, O. KELLER, U. SCHIRMER, M. W. VAN DEN BERG, G. WALDMANN, L. WICK: Rhein Traverse. - In: SCHIRMER, W. (ed.): Quaternary field trips in Central Europe 1, S. 475-558, München (Pfeil)
- SCHIRMER, W. (1993): Der menschliche Eingriff in den Talhaushalt. In: Kölner Jb. 26, S. 577-584, Berlin
- SCHIRMER, W. (1995b): Valley bottoms in the late Quaternary. In: Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 100, S. 27-51, Berlin
- SCHIRMER, W. (2003): Stadien der Rheingeschichte. In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Landschaftsgeschichte im Europäischen Rheinland. GeoArchaeoRhein 4, S. 21-80, Münster
- SCHIRMER, W. (2005): In: Schirmer, W., Bos, J. A. A., Dambeck, R., Hinderer, M., Preston, N., Schulte, A., Schwalb, A. & Wessels, M. (2005): Holocene fluvial processes and valley history in the River Rhine catchment. In: Erdkunde 59, S. 199-215, Bonn
- SEIDENSCHWANN, G. (1980): Zur pleistozänen Entwicklung des Main-Kinzig-Kahl-Gebietes. In: Rhein-Mainische Forsch. 91, S. 198, Beil.1, Frankfurt a. M.
- SEMMELE, A. (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. In: Rhein-Main. Forsch. 78, S. 9-56, Frankfurt a. M.
- SEMMELE, A. (1999): Quartär. In: KÜMMERLE, E., KOWALCZYK, G. & SEMMELE, A.: Erläuterungen zur geol. Karte von Hessen 1:25.000, Bl. 5918 Neu-Isenburg, S. 48-72, Wiesbaden
- STREIT, R. (1971): Oberpliozän. In: STREIT, R. & WEINELT, W.: Geologische Karte von Bayern 1:25.000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6020 Aschaffenburg, S. 135-150, München
- TILLMANN, W. (1977): Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg, Neuburg/Donau und Regensburg. In: Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln 30, S. 198, Beil. 7, Köln