

„Main-Formation“ (Schirmer)

Aus: Wagner, G.A., Rieder, H., Zöller, L. & Mick, E. (Hrsg.): *Homo heidelbergensis – Schlüsselfund der Menschheitsgeschichte*. Stuttgart 2007 (Theiss-V.), S. 308-319

ANHANG

Entstehung der Flusslandschaften als Lebensraum des frühen Menschen im süddeutschen Schichtstufenland

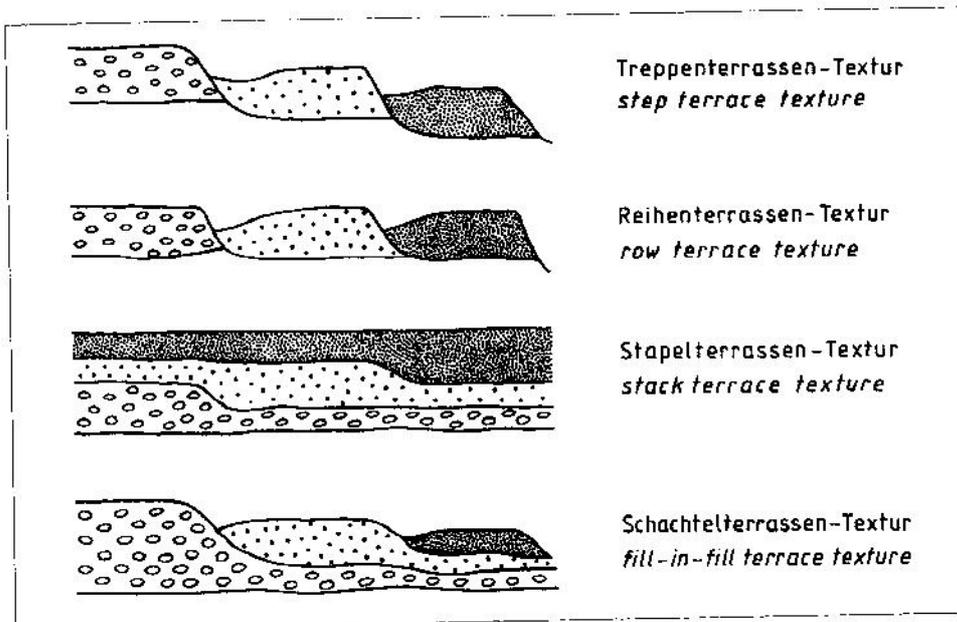
Wolfgang Schirmer

Die Verbindung zwischen Mensch und Fluss war früher mindestens so eng wie heute. Er stellte Transport- und Verkehrswege bereit – oft die einzigen oder besten bei dichter, undurchdringlicher und Gefahren bergender Vegetation des Landes, wie sie für Interglaziale und warme Interstadiale anzunehmen sind. Der *Homo heidelbergensis* zur Zeit der »Main-Formation«, zu der die Mauerer Sande gerechnet werden, hatte sicherlich diese enge Bindung zum Fluss. In Mauer erscheint er in einer warmen Interglazialphase. Ob er in den kalten Zeiten der Main-Formation nach Süden in wärmere Gefilde abwanderte oder eine Überlebensstrategie am Ort entwickelte, wissen wir nicht. Die Menschen während der letzten Eiszeit zeigten, dass das möglich war, wie jüngste Funde aus dem frühen Würm-Hochglazial (MIS 4) und späten Würm-Hochglazial (MIS 2) am Niederrhein wieder einmal demonstrieren (Schirmer & Kels 2006).

Im heutigen Talgrund lagert ein Fluss seine Sedimente durch seitliches Wandern als laterale Aufschüttungen in gleicher Höhe nebeneinander ab. Sind dabei zeitlich verschiedene Ablagerungen deutlich durch Ruhezeiten des Flusses von einander abgesetzt, sprechen wir von einer *Terrassenreihe*. Tieft der Fluss sich aber ein, dann liegen die nächst jüngeren Terrassen jeweils tiefer und bilden eine *Terrassentreppe*. Häuft der Fluss seine Ablagerungen stetig aufeinander, formen sie einen *Terrassenstapel*. Terrassentreppen bilden sich normalerweise, wenn das Tal sich gegenüber dem Vorfluter erhöht. Terrassenstapel entstehen zum Beispiel, wenn das Tal sich gegenüber dem Vorfluter erniedrigt (Schirmer 1995 a).

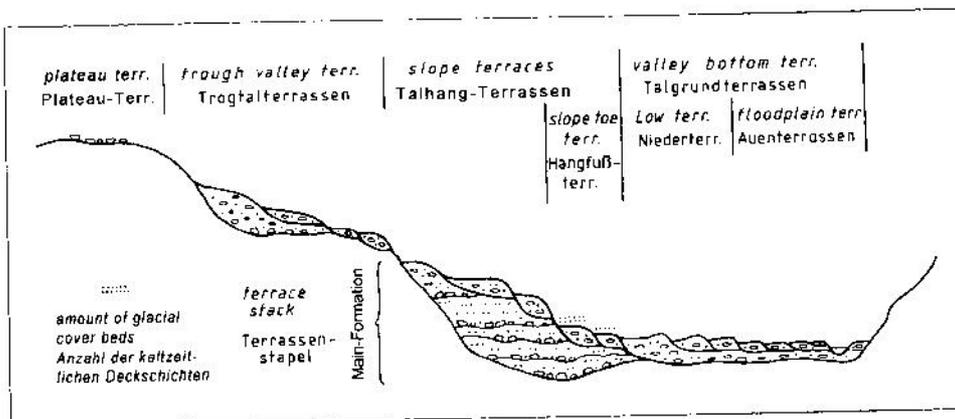
In einem vereinfachten Schema der Flussablagerungen des süddeutschen Schichtstufenlandes liegen diejenigen von Mauer etwa mitten in deren räumlicher Abfolge, nämlich in dem Terrassenstapel, der hier als »Main-Formation« bezeichnet wird und der zum Teil von jüngeren Talhangterrassen bedeckt wird. Stellen wir die Schichten von Mauer in ein Zeitschema der Flussablagerungen, dann liegen sie in dessen späterem Teil. Denn das süddeutsche Schichtstufenland wurde – mit wenigen Ausnahmen älterer Inseln – bereits gegen Ende des Malms vor etwa 145 Mio. Jahren landfest. Unsere heutigen häufiger vorhandenen Flussablagerungen beginnen aber erst mit dem Oligozän, also vor 34 Mio. Jahren, wovon die älteren Flusssedimente weniger gut, die jüngeren zunehmend besser erhalten sind.

Die Schichten von Mauer und ihnen vergleichbare Flussablagerungen sind deshalb besonders gut und vollständig erhalten, weil sie in einem vom Hauptfluss nicht mehr benutzten Talbogen liegen und dazu noch in einem Flusssedimentstapel. Das ist kein Zufall, sondern eine Situation, die im süddeutschen Schichtstufenland – sofern die Flüsse dem Rhein zuströmen – weit verbreitet ist und zwar in einem ganz bestimmten Zeitraum.



Prinzipielle Terrassentexturen der Flüsse

Die Bildung des Terrassenstapels bezeugt für die Talgeschichte, dass – nachdem der Fluss die Trogtalterrassen durch sanftes Einschneiden/Aufschütten/Einschneiden usw. abgelagert hatte – eine grundlegende Wende in der Flusssdynamik eintrat, infolge derer er sich rund 50 m tief in den Untergrund einschchnitt. Von dort aus schüttete er dann das neue Tal mit dem besagten Terrassenstapel nicht ganz bis zur alten Ausgangshöhe wieder auf. Als dann schnitt er sich wieder in den eben abgelagerten Stapel ein mit der Abfolge wie vorher: Einschneiden/Aufschütten/Einschneiden usw. Er bildete dabei die Terrassentreppe der Talhangterrassen. Dann verlangsamte er sein Einschneiden, schüttete Terrassen auf, die sich heute am Hangfuß des Tals



Schema der Terrassentextur einiger Mittelgebirgsflüsse im Rheingebiet

finden (Hangfußterrassen), um schließlich den Talgrund zu gestalten (Talgrundterrassen). Daran arbeitet er heute noch, sofern er nicht kanalisiert wurde.

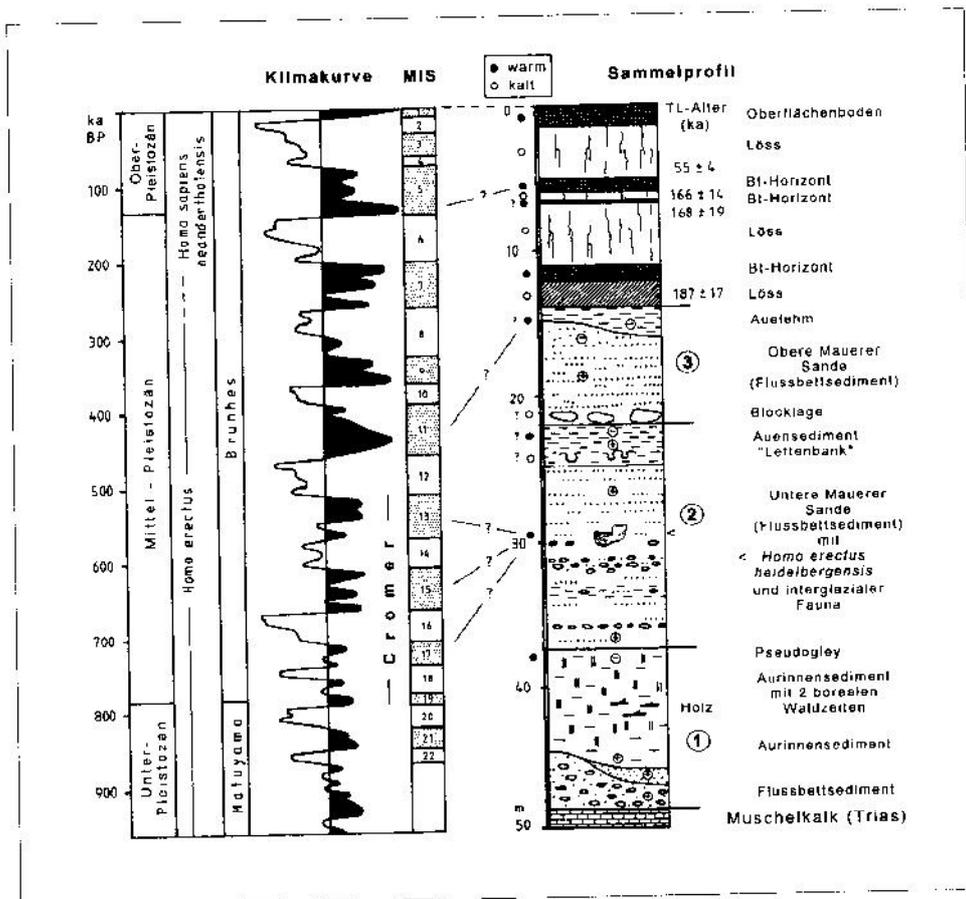
Zu diesem Terrassenstapel gehören auch die Ablagerungen der Flussschlinge von Mauer. Der Typ des Terrassenstapels von Mauer ist in benachbarten Flussgebieten etwa im selben Niveau und etwa zur selben Zeit verbreitet, sowohl im Neckar-einzugsgebiet als auch im Main-einzugsgebiet mit den Nebenflüssen Regnitz, Kinzig und Kahl oder auch an Odenwaldflüssen wie der Weschnitz. Der Terrassenstapel hat regional unterschiedliche Namen erhalten. Am Neckar spricht man neben den Mauerer Sanden von Frankenbacher Sanden/Schottern (Hansch et al. 2006), und an Rhein und Main sind es die Mosbacher Sande bei Wiesbaden und die Kelsterbach-Terrasse des Untermain (Sammel 1974). Körber (1962) nannte diesen Terrassenstapel am Main die »Aufschüttungsterrasse der altpleistozänen Talaufschüttung« oder »A-Terrasse«, Schirmer (1979) denselben an der Regnitz und am Obermain »Hirschaid-Schichten«. Da dieser Stapel von Flussablagerungen entlang des ganzen Mainlaufs weit verbreitet, vielseitig belegt und erforscht ist, nenne ich ihn hier »Main-Formation«. Es ist klar, dass dieser Main-Formation an den Orten, wo immer sie auftritt, eine gewisse gemeinsame Entstehungsgeschichte zugrunde liegen muss. Ebenso ist aber auch einleuchtend, dass die lokale Landschaftsgeschichte eines jeden Raumes das Schicksal dieses Terrassenstapels modifiziert ablaufen ließ.

Flussablagerungen von Mauer und vergleichbarer Lokalitäten

Da die Detailgeschichte der Lokalität Mauer im Beitrag über die Entstehung der Neckarschlinge (vgl. S. 113 ff.) in diesem Band referiert wird, werden hier nur diejenigen Gesichtspunkte herausgegriffen, die notwendig sind, um einen Vergleich mit ähnlichen Lokalitäten anzustellen.

Das Unterende der großen Taleintiefung vor der Auffüllung liegt bei Neckar-gemünd bei 119 m ü. NN, knapp über dem heutigen Fluss (Löscher 1997). Darüber liegen 45 m gestapelte Flusssedimente der Main-Formation. Der Talboden der alten Mauerer Neckarschleife liegt bei der Sandgrube Grafenrain aber höher, nämlich im Süden bei 128 m ü. NN (Zöller & Stremme 1992). Darin liegen maximal 36 m Sedimentstapel. Es fehlen dann in der Talschleife die untersten 9 m der Aufschüttung, also die tiefsten Teile der Main-Formation. Die höheren Teile in der Mauerer Schleife enthalten drei Fluviale Serien: (1) 11 m Untere Mauer-Serie: Aurinnenlehm und Mudde, Aurinnensand, Flussbettschotter, (2) 17 m Mittlere Mauer-Serie: Auensedimente (Lettenbank), Untere Mauerer Sande, (3) 8 m Obere Mauer-Serie: Auensedimente, Obere Mauerer Sande, Driftblocklage.

Eine Fluviale Serie hat – von der jüngsten zur ältesten Phase – im Idealfall folgenden Aufbau (Schirmer 1983): Auenboden, Auensediment, Aurinnen-Sediment, Flussbettsedimentkörper, Diskordanz mit Blocklage. Die Vollständigkeit einer Fluvialen Serie ist nur bei Vorhandensein eines Auenbodens als sicher zu betrachten. Die Diskordanzen zwischen den Serien schneiden in die jeweils tieferen Serien unterschiedlich tief ein, so dass diese rudimentär sein oder völlig fehlen können.



Sammelprofil der Schichten von Mauer, nach Schirmer 1995b und Hambach et al. 1992, unter Verwendung von Angaben aus Bibus (1992) und Zöller & Stremme (1992). ①-③= Fluviale Serien

Der Unterkiefer des *Homo heidelbergensis* samt interglazialer Fauna lag in der Mitte der Mittleren Mauer-Serie. Die Obergrenze der Main-Formation in Mauer liegt bei rund 164 m ü. NN (errechnet aus den Profilangaben in Zöller & Stremme 1992), das sind 56 m über dem Neckar bei Neckargemünd.

In der Abbildung oben sind Warm- und Kaltklimahinweise durch dicke schwarze Punkte und Kreise links vom Profil eingetragen. Sie müssen aber nicht die Folge von großen Kaltzeiten (Euglazialen) und Interglazialzeiten verkörpern. Es können auch Interglazialkomplexe mit zwischenliegenden kurzen Kaltphasen (Breviglazialen) daran beteiligt sein, die in der Spalte »Klimakurve« die kurzen Kaltphasen zwischen den schwarzen Gipfeln innerhalb der Interglazialkomplexe sind. Sämtliche bekannten Interglaziale treten als solche Interglazialbündel mit 2 bis 4 Interglazialperioden oder interglazialähnlichen Perioden auf (Schirmer 1999).

Die vielen Vergleichslokalitäten zu Mauer im Neckar- und Mainraum zeigen ein ähnliches Bild wie in Mauer, wenngleich mit lokalen Eigenheiten: Die Basis der Main-Formation am Main zeigt, dass die alte gewaltige Talcintiefung bereits bis zum

heutigen Flusspiegel oder sogar einige Meter darunter reichte. Am Westrand des Spessarts taucht sie im Rheingraben-System verwerfungsbedingt noch tiefer ab. Die Oberfläche der Main-Formation schwankt stärker, nämlich zwischen 36,5 m ü. Fluss am Obermain und 65 m im westlichen Maindreieck. Allerdings muss man bedenken, dass die Obergrenzwerte sehr vieldeutig sind. Die Chance, eine ursprüngliche Stapeloberfläche zu finden, ist wegen der Möglichkeit nachträglicher Erosion gering. Man weiß zudem meist nicht, ob die oberste erhaltene Fluviale Serie des Terrassenstapels dessen oberen Abschluss darstellt oder ob sie bereits eine der Talhangterrassen verkörpert. Insofern kann oft weder die Anzahl der Fluvialen Serien des Stapels bestimmt noch die Obergrenze der Main-Formation festgelegt werden.

Für den Neckar wird als Basiswert der Main-Formation in Frankenbach 1 m (mündl. Mitt. Theo Simon), in Mauer bzw. Neckargemünd 11 m über dem heutigen Neckar angegeben. Die zugehörigen Obergrenzwerte sind in Frankenbach 24 bzw. 33 m (Hansch et al. 2006), in Mauer 56 m ü. Neckar. Jenseits der Rheingrabenverwerfung in der Forschungsbohrung Heidelberg-Nord liegt ein vergleichbarer (Ton-) Horizont (Oberer Ton) zwischen 0 und 30 m ü. NN (Ellwanger, mündl. Mitt. und 2003). Das ist etwa 70–100 m unter Neckarspiegel und zeigt die große (≥ 100 m) erfolgte Absenkung des östlichen Oberrheingrabens seit der Zeit der Main-Formation. Aus diesen Werten, die den oben genannten Kenntnislücken unterliegen, ergibt sich eine ungefähre Mächtigkeit der Main-Formation von 30 m am Obermain, 40 m im östlichen und 68 m im westlichen Maindreieck sowie 45 m am unteren Neckar. Am unteren Neckar und am Unter- und Mittelmain waren im Terrassenstapel maximal drei Fluviale Serien erschlossen, am Obermain sind es sicherlich vier; eine fünfte in Oberwallenstadt könnte eine Talhangterrasse sein. Aber das Beispiel Mauer mit drei erschlossenen Serien und bis zu 9 m fehlender Beobachtung im Liegenden zeigt die Problematik dieser Unvollständigkeit der Beobachtung.

Fluviale Serien können ganze Euglaziale bedeuten, aber auch Teile davon. Im letzten Glazial (Würm) beispielsweise kennen wir allein seit dem zweiten Würm-Hochglazial wenigstens drei Flussterrassen (Schirmer 2005). Lagen sie übereinander, dann fänden wir sie als drei gestapelte Fluviale Serien vor. Wir wissen noch nicht, ob Breviglaziale eigene Fluviale Serien bzw. Terrassen bilden können. Es gibt weiterhin über das ganze Holozän verteilt mächtige Flussablagerungen und Terrassen (Schirmer 1995a), an Main und Neckar bis 6 m dick, am Rhein bis 11 m. Also können sich auch fossile warmzeitliche Flusssedimente am Stapel beteiligen. Die Fluvialen Serien in einem Stapel sind durch Diskordanzen getrennt, die eine Zeitlücke verkörpern. Wir wissen nicht, wie viel Sediment an solch einer Diskordanz fehlt; es könnten ganze Fluviale Serien durch Erosion beseitigt sein. Folglich kann aus der Anzahl festgestellter Fluvialer Serien nicht direkt auf die Anzahl von Glazial-Interglazial-Zyklen geschlossen werden.

GLAZIAL-INTERGLAZIAL

Die Eiszeit lässt sich in länger dauernde Kaltphasen, Euglaziale und Bündel von Warmphasen (Interglazialkomplexe) gliedern. An einem Interglazialkomplex beteiligen sich zeitlich relativ eng aufeinander folgende interglaziale Warm-

zeiten und interstadiale Warmphasen. Zwischen diesen Warmphasen eines Komplexes liegen dann kurze Kaltphasen (Breviglaziale).

Euglaziale sind durch die Interglazialkomplexe voneinander getrennt. Es sind dies die großen Kaltzeiten von wenigstens 10 bis etwa 80 Tausend Jahren Dauer, die durch zahlreiche Interstadiale gegliedert sind und häufig einen oder einige große Gletschervorstöße beinhalten. In Euglazialzeiten findet eine großmorphologische Landschaftsumgestaltung statt, die durch große Abtragungsdiskordanzen gekennzeichnet ist.

Breviglaziale stellen sehr kurze, oft aber kräftige und trockene Kaltphasen innerhalb von Interglazialkomplexen dar. Sie können ebenso durch kleinere Eisvorstöße belegt sein. Die Erosion verursacht im Gegensatz zu den Euglazialen lediglich kleinformologische Landschaftsveränderung.

Interglazialkomplexe: Die interglazialen Warmzeiten des Mittel- und Jungpleistozäns werden ausschließlich durch Interglazialkomplexe vertreten. An solch einem Komplex beteiligt sich selten nur ein einziges echtes Interglazial (so warm wie das Holozän am Ort oder wärmer), meist aber sind es zwei, maximal wurden vier beobachtet. Die einzelnen Warmphasen werden durch Breviglaziale getrennt. Ein wesentliches Merkmal des Interglazialkomplexes ist seine mit ihm verbundene Landschaftsruheperiode (Stabilitätszeit).

Alter der Main-Formation

Eine grobe Bestimmung des Alters der Main-Formation gelingt bereits, eine feine ist bisher noch nicht möglich. Nach paläomagnetischen Untersuchungen fand sich die älteste Geschichte dieses Terrassenstapels in Wiesbaden-Mosbach. Es ist aber fraglich, ob hier nicht am Rand des Mainz-Binger Grabens der Stapel nach unten tektonisch vergrößert ist, wie es im Oberrheingraben überall der Fall ist. So können wir vorerst die Basis der Main-Formation auf vielleicht spät-Matuyama-zeitlich bis sicher früh-Brunhes-zeitlich einengen. Das entspräche MIS 21-17 (s. Abb. 311).

In der Mitte der Main-Formation etwa finden sich neben *Homo heidelbergensis* eine Fauna und Flora (Mauer, Frankenbach, Mosbach, Marktheidenfeld, Würzburg u. a. Lokalitäten), die übereinstimmend in den Cromer-Komplex gestellt werden, und zwar eher in dessen jüngeren Teil. Die Obergrenze der Main-Formation lässt sich auf zwei Wegen einengen, einmal über die Anzahl der nachfolgenden Talhang-, Hangfuß- und Talgrundterrassen und zum andern über die Anzahl der aufliegenden Lössdeckschichten und fossilen Böden. Da sowohl nachfolgende Terrassen wie aufliegende Lössdeckschichten unvollständig sein können, aber auch zu viele in einem einzigen Glazial gezählt werden können, geben diese nicht zuverlässig das Ende der Main-Formation an.

Die erste Möglichkeit nimmt die Datierung des Stapeloberendes durch die *nachfolgende Terrassentreppe* vor: Die Alter der nachfolgenden Flussterrassen sind nicht genau bekannt und es ist nicht sicher, ob jede dieser Terrassen ein Euglazial vertritt. So läuft man bei sehr vollständig erhaltenen Terrassentreppen und Zählung

jeder Terrasse als Euglazial Gefahr, den höheren Terrassen ein zu hohes Alter beizumessen. Seidenschwann (1989) am Main wie auch Bibus & Wesler (1995) am Neckar stellen mit Hilfe dieser Methode das Stapeloberende mindestens in die 7. Kaltzeit vor heute. Das wäre bereits MIS 16, bei nachfolgender Warmzeit MIS 15. Das ist nach dieser Methode das höchste angenommene Alter, das aber mit all den oben genannten Unsicherheiten behaftet ist.

Als zweite Möglichkeit kann die Datierung des Stapeloberendes durch die *Gliederung der Lössdeckschichten* erfolgen: Die Datierung kann dabei nach der Anzahl der über ihm liegenden Kalt- und Warmzeiten in eventuell vorhandenen Lössanwehungen eingengt werden, die aber unvollständig erhalten sein können. Auch ist diese Zählung hier nicht eindeutig. Man zählt: Löss/Bt-Horizont/Löss/Bt-Horizont usw. Interglaziale treten aber stets als Interglazialkomplexe auf. So zeigen sich die Interglazialkomplexe im Löss als Bündel von Warmzeit-Böden, also manchmal 2 bis 4 sog. Bt-Horizonte (Waldbodenhorizonte) in einem einzigen Interglazialkomplex, jeweils getrennt durch Breviglaziale. Liegen nun in einem Lössprofil die Bt-Horizonte sehr eng beieinander, bleibt meist ungewiss, ob es sich um Bt-Horizonte eines einzigen Interglazialkomplexes oder um Bt-Horizonte verschiedener Interglazialkomplexe handelt, die durch Erosion des zwischenliegenden Lösses nur nahe aneinander gerückt sind. Die Bt-Horizont/Löss-Zählungen ergeben für das Oberende des Terrassenstapels an Neckar und Main 3 bis 5 dem Stapel nachfolgende Kaltzeiten. Mit dieser Zählung käme man mit dem Stapeloberende an Main und Neckar maximal zu MIS 13.

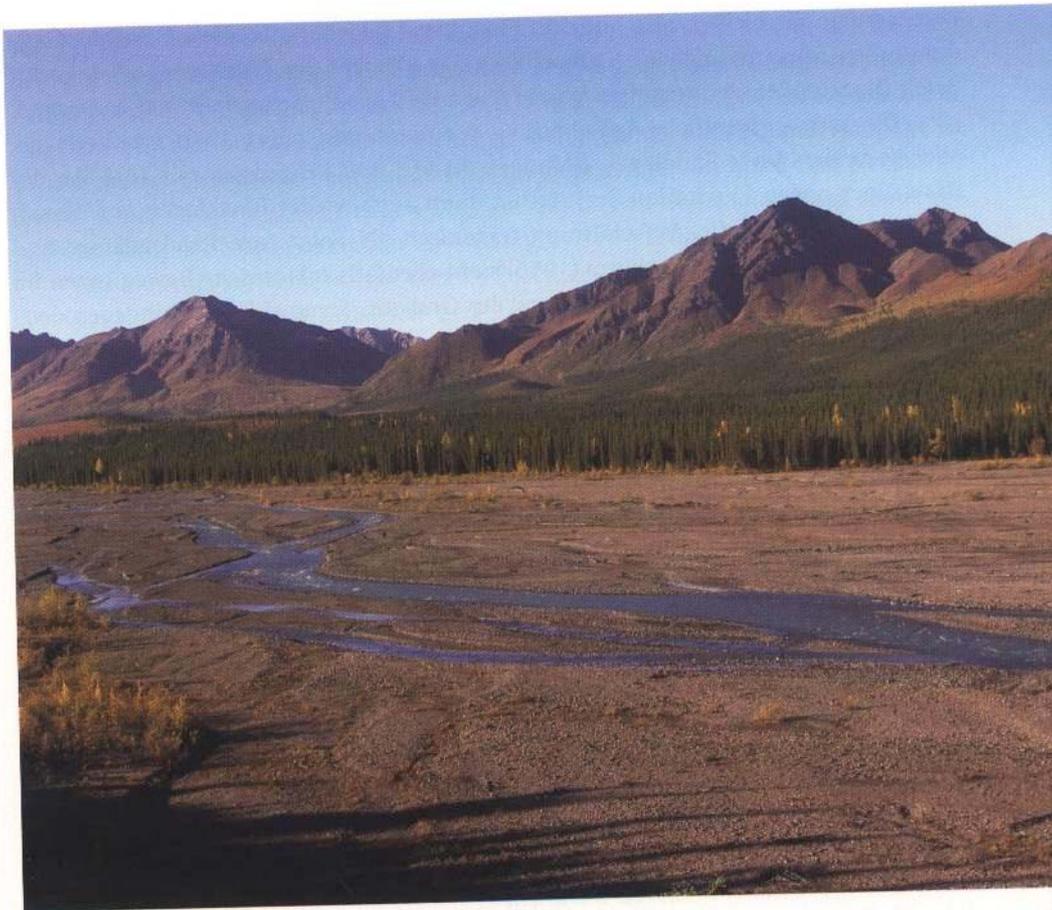
Die weiteste Spanne für das Alter der Main-Formation wäre also vom Jaramillo-Event bis MIS 11. Innerhalb dieser Spanne ist sie in jedem Falle anzusiedeln. Altersunterschiede zwischen der Main-Formation am Neckar und am Main sind aus den Datenspannen, die bisherige Datierung zulassen, nicht ableitbar. Solche wären durch eine zeitlich etwas versetzte tektonische Geschichte der beiden Flussgebiete denkbar. Es wäre auch vorstellbar, dass innerhalb des Längsprofils eines Flusses das Alter der Main-Formation flussab und flussauf differiert. Immerhin muss sich die Reaktion auf die tektonische Oberrheingrabenbewegung von dort flussauf langsam ausbreiten.

Ursachen einer ungewöhnlichen Flussgeschichte

Die unterpleistozäne Eintiefung

In der Literatur wurde die altpleistozäne Eintiefung tektonisch (Hirsch 1940, Wurm 1956, Becksmann 1958, 1960) oder rein klimatisch als Reaktion des Flusses auf Klimaänderung (Körber 1962) oder durch Kombination beider Faktoren erklärt. Die Ursache dieser gewaltigen Eintiefung ist meiner Meinung nach rein tektonisch. Das rhythmisch fortschreitende Eiszeitklima des Altpleistozäns hat die Ausgestaltung der Hänge durch verstärkten eiszeitlichen Abtrag und die zwischenzeitlichen damaligen Terrassenablagerungen mitgestaltet.

Im Vergleich zum heutigen Flussniveau war die altpleistozäne Eintiefung am Neckar nicht ganz so tief wie am Main. Das kann durch stärkere Senkung im Ostteil



Breitbettfluss im Periglazialgebiet Alaskas (Denali Nationalpark)

des nördlichen Oberrheingrabens seit Ablagerung der Main-Formation hervorgerufen worden sein; das »Heidelberger Loch« ist der in jüngster Zeit am tiefsten abgesunkene Teil des Oberrheingrabens. Gleichzeitige Hebung des südlichen Odenwaldes hat den Neckar gezwungen, sich in junger Zeit tiefer einzugraben als der Main. Im Maintal hat man den Talboden samt Sohlgestein bis 8 m tief stark verwittert vorgefunden. Hirsch (1940) schließt daher auf eine längere Verweildauer des Flusses in der erreichten Position.

Die ?spätunterpleistozäne bis frühmittelpleistozäne Main-Formation
 Die Entstehung dieses Terrassenstapels, dessen Aufschüttung im Minimum 200–250 Tausend Jahre gedauert hat, wurde ebenfalls kontrovers diskutiert. Die auffällige *Basisblocklage*, die überall beschrieben wird, muss kein Kaltzeitzeugnis sein, wie Kurz (1988) meint. Jene Blöcke wurden in jedem Falle bei der großen Eintiefung von vielen Flusslagen aus mit hinabprojiziert bis eben auf die Basis der Eintiefung. Große Blöcke können vom Fluss meistens nicht mehr oder nur kurze Strecken abtransport-

tiert werden. Sie bleiben also auf dem Flussgrund liegen. So ist diese Basisblocklage der großen Taleintiefung eine Sammelblocklage aller für den Flusstransport ungeeigneten Blockgrößen der gesamten vorhergehenden Flusseintiefungszeit dieser Gegend.

Die übrige, eigentliche Aufschüttung des Terrassenstapels enthält Schotterlagen, aber besonders viele Sandlagen (»Mauerer Sand«) und Lehmlagen mit Torf. An der Basis einer neuen Fluviatilen Serie treten dann auch wieder Blocklagen auf. Hirsch (1940) deutet auch die Aufschüttung tektonisch als Folge von Landsenkung und damit Gefällserniedrigung. Wurm (1956) sieht ebenfalls tektonische Bewegungen im Rheintalgraben, in diesem Falle Hebung des Grabens. Semmel (1961) hingegen deutet die entsprechende Aufschüttung im Weschnitztal »aus vorwiegend klimatischen Gründen, wobei das Einwirken tektonischer Bewegungen möglich ist«.

Im Falle der Mauerer Sande wurde seit Sauer (1912, zit. in Soergel 1933) die Aufschüttung »nur durch eine über die Zeit der Ablagerung andauernde nach Süden einkippende Bewegung des Gebietes bzw. Hebung des Odenwaldes« erklärt. Nach Berichten von ähnlichen mächtigen Sanden am Main verwirft Becksmann (1958) diese Vorstellung und vermutet »eine rasche, erst allmählich vom Rhein bewältigte Hebung des Schiefergebirges« als Ursache (Becksmann 1960). Dem schließt sich Körber (1962) am Main an.

Brunnacker (1964) kehrt am Main wieder im Wesentlichen zu klimatischer Deutung zurück: Beide, die große erste Eintiefung im Maintal und die nachfolgende Aufschüttung, sind »als eine sehr lange Warmzeit zu deuten, jedoch gegliedert durch Zeiten mit etwas abweichendem Klima«, allerdings bei »geschlossener Vegetationsdecke in der Gesamtzeit«. Er geht von fehlendem Periglazialschutt aus und schließt dann, dass »feuchtere Abschnitte normalerweise durch Neigung zur Erosion und trockenere (auch etwas kühlere?) Abschnitte durch Akkumulation gekennzeichnet« waren. Dieser Wechsel wurde jedoch modifiziert – vor allem zur Zeit der tonig-sandigen Sedimente innerhalb der Talaufschüttung – durch »Aufstau infolge verstärkter Hebung der Mittelgebirgsbereiche, die vom Main bzw. der Donau durchsägt werden mussten«. Er glaubt nämlich, denselben Vorgang der großen Erosion und der Talaufschüttung auch im untersten Regental (Oberpfalz) gefunden zu haben. Diese lange Warmzeit stellt Brunnacker vor das Günzglazial als sein »Interglazial mit Riesenboden«.

Die ähnlichen Befunde Brunnackers an Main und Regen und die Verbindung der Talaufschüttung des Mains mit gestapelten Hauptterrassen im Mittelrheinischen Becken bei Kärlich (Brunnacker et al. 1969) führt Semmel (1984) dazu, die Hebung der Hunsrück-Taunus-Schwelle als Ursache für die mainische Talaufschüttung abzulehnen. Allerdings blieb der Aufschluss im Regental nicht unumstritten (Tillmann & Treibs 1967) und wäre singulär im Donaeinzugsgebiet. Später nimmt Semmel (1996) an, dass – nach der Tiefenerosion infolge Senkung des Oberrheingrabens – »deren Nachlassen zur Aufschüttung führte, solange der Abfluss über den Mittelrhein nicht oder nur unzureichend möglich war.«

Dazu gibt es seit 1999 eine neue Argumentationsrichtung, den »Rheinhessen-see« (Franzen 2001), der für die Zeit vor etwa 800 Tausend Jahren postuliert wird und sich vor dem Rheinischen Schiefergebirge angestaut habe. Das wäre die mögli-

che Frühzeit der Talauftschüttung. Er kann nach Franzen auch bis in die Zeit der Schichten von Mosbach (bei Wiesbaden) und Mauer angedauert oder sich in dieser Zeit wiederholt haben. Möglicherweise sind jene Seeablagerungen aber einfach nur Anzeichen lokaler Stillwasser im Oberrheingraben (Semmel 2001). Die Befundlage ist zu unklar, um zwingende Folgerungen für die Geschichte von Main und Neckar zu knüpfen. Bei Existenz eines riesigen Sees am nördlichen Oberrheingraben fände die Aufschüttung der Main-Formation eine zwingende Erklärung.

Für die Aufschüttung reichte meines Erachtens aber schon allein der Stillstand der vertikalen Bewegung zwischen dem Oberrheingraben und der angrenzenden süddeutschen Schichtstufenlandschaft aus, die die gewaltige Taleintiefung erzeugt hat. Durch sie wurde ein eminenter Reliefunterschied im Hinterland geschaffen, eine ganz neue Landschaft mit steilen Hängen, die ausgeglichen werden wollten. Der Stillstand der Vertikalbewegung erfolgte vor ca. 1 Mio. bis 800 Tausend Jahren. Dann folgte die Verfüllung bis vielleicht vor 550 oder 400 Tausend Jahren. Das ist die Zeit mit den ersten kräftigen Kaltphasen MIS 22–12. Das heißt, der Frost/Auftau-Wechsel nahm zu und förderte damit enorm die Hangabtragsprozesse, die ohnehin durch den neuen Gefällsunterschied gesteigert wurden. Hier verstärkten sich also ein tektonischer und ein klimatischer Prozess.

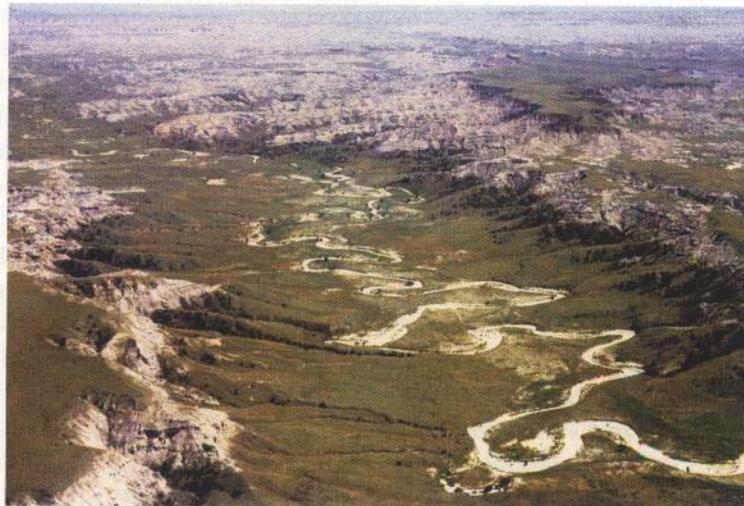
Die süddeutsche Schichtstufenlandschaft mit ihrem häufigen Gesteinswechsel zwischen bevorzugt Sandstein und Tonstein in Odenwald und Rhön (Buntsandstein), Haßbergen, Steigerwald, Frankenhöhe, Waldenburger und Löwensteiner Bergen (Kcufer) ist anfälliger gegen diesen Abtrag als die Karbonatgesteinslandschaften der Gäulandschaften (Muschelkalk) und der Alb (Jura). Enorme Mengen an tonigen Sandsteinen standen bereit, die ein leichtes Opfer periglazialen Abtrags wurden. Daher ist die mächtige Main-Formation an Neckar und Main bevorzugt sandig. Dabei muss berücksichtigt werden, dass einst vorhandene Gerölle aus Kalkstein und Dolomit nachträglich durch Verwitterung weitgehend aufgelöst wurden. Die starke Auffüllung hat nach dieser Erklärung also einfach ein starkes Relief ausgeglichen, welches die starke Flusseinschneidung vorher angelegt hat.

Wie sahen die Flusslandschaften zur Zeit der Main-Formation aus?

Neben all den tektonischen Erwägungen für die großen Bewegungen im Ablauf der Neckar-Main-Geschichte ist der Wechsel im Terrassenstapel der Main-Formation von Schotter zu Sand und zu Aurinnenlehm klimatisch bedingt. In Kaltzeiten wird dem Haupttal durch Frost/Auftau-Wechsel, Bodenfließen und Abspülung mehr Hangschuttmaterial von Hängen und Seitenbächen zugeführt, das in reicherm Maße abgesetzt wird als in Warmzeiten.

Aber auch der Warmzeitfluss führt Schotter und Sand und feine Trübe. Das zeigt unsere heutige Warmzeit, das Holozän. Dabei lagert der mäandrierende Fluss weitgehend das kaltzeitlich antransportierte Material um. So können also mächtige Schotter- und Sandpakete durchaus auch interglazialen Alters sein. Die häufigen Lehmlagen – feine Flussschwebablagerung bei Niedrigwasserzeiten oder in der Aue

Mäanderfluss, White River, Badlands National Park, Süd-Dakota in einem Muldental. Ähnlich könnte es an Main und Neckar nach der großen Taleintiefung in die Plateaus der Gäulandschaften am Beginn der Aufschüttung der Main-Formation ausgesehen haben



– können ebenfalls kaltzeitliche genauso wie warmzeitliche Aurinnensedimente oder Auensedimente darstellen.

Reißende und träge dahinfließende Fließgewässer gibt es in allen Klimaten. Aber entsprechend dem Klimatyp kennen wir auch übergeordnete Flusstypen: den Breitbettfluss und den Mäanderfluss samt Übergangsformen. Der Breitbettfluss (s. Abb. S. 315) ist ein häufig frachtbeladener Fluss, der Mäanderfluss (Abb. oben) im Normalzustand ein frachtarmer Fluss. Er ist nur bei Hochwasser frachtbeladen.

FLUSSTYPEN IM EISZEITALTER

Breitbettfluss: Ein Fluss, der häufig sehr frachtbeladen ist, braucht reiche Gesteinsmaterialzufuhr. Eine solche ist nur in vegetationsarmem Klima möglich. Das trifft in Mitteleuropa für die Eiszeiten zu. Nicht die kältesten Phasen der Eiszeit unter strengem Dauerfrost sind dafür geeignet, sondern Phasen mit häufigem Frost- und Auftauwechsel bei vegetationsarmer Landschaft. Die Frostsprengung stellt reichlich Gesteinslockermaterial bereit. In der Auftauphase kann das Lockermaterial breiartig hangab fließen («Gelisolifluktion», frostbedingtes Bodenfließen) und Bächen und Flüssen Gesteinsschutt zuführen, den sie im Flussbett zu Flussgeröllen und Sand verarbeiten und außerhalb kräftiger Strömung sedimentieren. Der Fluss setzt gröbere Komponenten bald wieder in Sand-Kies-Bänken ab, die aber immer wieder bei stärkerem Wasserabgang (z. B. Schneeschmelze) durchbewegt werden. Diese Bänke breiten sich flach über das gesamte Tal aus und wachsen langsam in die Höhe, das Tal immer mehr auffüllend. Die Mehrheit aller überlieferten Terrassenschotter an den Flüssen Mitteleuropas stellen eiszeitliche Schotter dar.

Mäanderfluss: In Vegetationszeiten ist der Fluss frachtarm, da die Vegetation den Untergrund der Hänge vor Erosion schützt. Der im winterlichen Gefrier-Auftauwechsel gelockerte und aufgeweichte Boden kann nicht oder nur unwe-

sentlich abfließen. Auch das Tal ist von der Vegetation erobert und zwingt den Fluss, sich auf schmalen Pfad zu beschränken – abgesehen von den Hochwasserzeiten. Der schmale, meist auf eine tiefe Rinne beschränkte Fluss wird zu seinen Seiten von einer breiten bewachsenen Aue begleitet, seinem Hochwasserbett. Sofern der Fluss nicht, vom Hang eingeengt, in geradem Verlauf zieht, pendelt er im Tal, er mäandriert. Dabei kann er bei Hochwasser am Prallhang Material durch Unterspülung wegreißen, um es an den nächsten Gleithängen alsbald wieder abzulagern. Dadurch entsteht ein gewisses laterales Wandern des Flusses. Der Mäanderfluss lagert also im Wesentlichen nur das im Tal vorhandene Material lateral um. Schotter von Mäanderflüssen sind Zeugen von Interglazialzeiten oder vegetationsreichen Interstadial-Perioden.

Beide Flusstypen waren an der Main-Formation beteiligt. Sie erlebte verschiedene Klimazonen des Eiszeitalters von Kaltzeiten mit Tundrenlandschaft, Bodengefrorenis, spärlicher Tierwelt und dem Breitbettfluss, bis zu Warmzeiten mit voller Vegetationsbedeckung, reicher Tierwelt und dem Mäanderfluss. Dazwischen gab es aber auch Interstadiale, die alle Vegetationstypen zwischen Tundrenlandschaft und Wald vorweisen konnten. Die Pollenanalysen aus den tonigen Sedimenten der Tal-aufschüttung zeigen zeitweise solche Verhältnisse an.