Von der tertiären Rumpffläche zum akuten Rutschungshang – zur Entwicklung der Wiesbadener Landschaft

A. Semmel †

Wiesbaden liegt in einer Landschaft, die sich über lange Zeit entwickelt hat. Das Ergebnis dieser Entwicklung ist das heutige Relief, das von den Taunushöhen um 600 m Meereshöhe bis in die Rhein-Main-Aue um 80 m ü. NN. herab reicht und das in dieser Höhenspanne mit einer großen Zahl von Entwicklungsstadien aufwartet, die sich sehr konkret in der Landschaft widerspiegeln.

Im älteren Tertiär

Die ältesten Stadien der Reliefentwicklung sind in Form mehrerer Hochplateaus erhalten geblieben. Besonders eindrucksvoll ist das der Hohen Wurzel, das sich in ca. 600 m ü. NN über einen Kilometer von Nordwest nach Südost erstreckt. In etwa der gleichen Höhe liegen die Plateaus im Bereich der Hohen Kanzel westlich von Niedernhausen. Diese höchsten Erhebungen ordnen sich dem erzgebirgischen (60°) Streichen des Taunus-Hauptkammes unter, der auch als „Härtlingszug“ bezeichnet wird, weil er aus dem geomorphologisch harten Taunusquarzit besteht, dessen gute Durchlässigkeit den Oberflächenabfluss und damit den Abtrag einschränkt. Sobald man die Plateaus verlässt, gelangt man häufig in Gesteinspartien, die auch weicheren, weniger durchlässigen Tonschiefer enthalten und deshalb stärker abgetragen wurden. Der so beschriebene Wechsel fällt überdies dadurch auf, dass sich die forstliche Bonität des Buchenbestandes verbessert, sind doch die weicheren Gesteine meist mit tiefgründigeren Böden verbunden.

Von geomorphologischer Seite wird einerseits die Ansicht vertreten, die Plateaus seien ursprünglich Teile einer Rumpffläche gewesen, also einer Abtragungsfläche, die sowohl harte als auch weiche Gesteine im gleichen Niveau kappt, weil intensive (tropische) Verwitterung die Härteunterschiede beseitigt haben soll. Erst nachdem sich das Klima geändert habe, sei die unterschiedliche Härte wieder zum Tragen gekommen. Andererseits trifft man auf die Meinung, der Hochtaunus verdanke genau wie der Hunsrück seine Höhenlage einer tektonischen Heraushebung, die das gesamte Rheinische Schiefergebirge erfasst und mehrere erzgebirgisch streichende Höhenzüge hervorgerufen habe.

Gegen letztere Auffassung ließe sich einwenden, dass unter dem ± 600 m-Niveau mehrfach tiefere Flachniveaus ausgebildet sind, deren annähernd gleiche Höhe gegen stärkere postgenetische tektonische Verstellung spricht. So wird beispielsweise die Hohe Wurzel von Verflachungen förmlich umringt, die sämtlich bei ca. 540 m ü. NN liegen. Dazu kann man mit dem nötigen „geographischen Takt“ den nördlich der Hohen Wurzel gelegenen Rosskopf und den östlich benachbarten Rücken zählen, außerdem im Südosten den Heidekopf, im Süden eine Verflachung südlich der Parkplätze beiderseits der Straße Chausseehaus/Bad Schwalbach und nordwestlich davon den Rücken oberhalb der „Eisenkauten“. Auch unterhalb dieser Niveaus lassen sich weitere Verflachungen in jeweils gleicher Meereshöhe zusammenfassen, so dass insgesamt auch hier der in den Mittelgebirgen oft anzutreffende Relieftyp eines zentralen Berglandes vorliegt, das treppenförmig von tieferen Flachniveaus umgeben ist.

Die Entwicklung eines solchen Reliefs stellt man sich in der Regel so vor, dass eine weit gespannte gleichmäßige Heraushebung von Stillstandsphasen unterbrochen wurde, während derer jeweils die flächenhaften Abtragungsformen eingeschnitten wurden. Solche Vorgänge nahmen sicher lange Zeit in Anspruch und konnten nur im Niveau des Meeresspiegels voll wirksam werden, denn

Abb. 1
Quarzgangblock als mitteltertiäres Brandungsgeröll. Der gut gerundete Block liegt heute in einem altpleistozänen Schotterkörper in etwa 180 m ü. NN an der ICE-Trasse nördlich Breckenheim. Seine primäre Herkunft ist unbekannt.

nur dann tendiert das Gefälle gegen Null und die Eintiefung stagniert.

Akzeptiert man diese Deutung, so muss auch angenommen werden, spätere tektonische Bewegungen seien in allen Teilen des Berglandes sehr gleichmäßig verlaufen, denn nur dann konnten die einzelnen Flächenreste eines Höhenniveaus in jeweils gleicher Meereshöhe bleiben. Das Problem entfällt, wenn die Landmasse stabil geblieben ist und nur der Meeresspiegel sein Niveau veränderte.

In der Wiesbadener Umgebung findet man heute noch Abrasionsschorren (Brandungsplattformen, die sich vor einer Steilküste bilden), die Brandungsgerölle enthalten.

Auf den meisten Verflachungen ist heute ein tiefgründiger Gesteinszersatz verbreitet. Das gilt vor allem für den Hunsrückschiefer und ähnliche feinkörnige Gesteine. Für sie ist die sogenannte, teilweise mit Erzausscheidungen verbundene Weißverwitterung charakteristisch, die aus dem dunklen festen Tonschiefer unter tropischen Bedingungen ein Gestein werden ließ, das zur Oberfläche hin immer heller und zugleich weicher wurde (Faulfels). Gegenwärtig ist noch strittig, ob es sich dabei um eine Verwitterungsdecke handelt, die das gesamte, ursprünglich sehr flache Relief der Mittelgebirge überzog und ab dem mittleren Tertiär in viele tektonische Einzelschollen zerbrach, oder ob sich die Verwitterungsdecke bis zum Ende des Tertiärs immer wieder auf jedem Einzelniveau neu entwickelte. Weiterhin bleibt unklar, wie sich Tiefenverwitterung und flächenhafte Abtragung zeitlich zueinander verhielten. Ermöglichte erstere erst die Entstehung der „Rumpfflächen“ oder waren letztere die Voraussetzung für die tiefgründige Zersetzung der Gesteine, weil die notwendige Durchfeuchtung nur im nahezu ebenen Bereich gegeben war?

Manche solcher Blöcke sind offensichtlich mehrere Kilometer weit transportiert worden. Wahrscheinlich lieferten die dafür nötige Transportkraft Tsunamis ähnliche Wasserbewegungen, die durch Bruchtektonik im Meer des Oberrheingrabens ausgelöst wurden.

Der mitteltertiäre Meereseinbruch

Die Entwicklung wurde dann im mittleren Tertiär durch die Absenkung des Mainzer Beckens und des Oberrheingrabens zusätzlich kompliziert. Zwar sank das „alte Gebirge“ überwiegend parallel an erzgebirgisch streichenden Bruchlinien südlich des Taunusrandes ab, jedoch brachen gleichzeitig auch senkrecht dazu kleinere Gräben ein, von denen aus das heutige Rheinische Schiefergebirge zertalt wurde. Das einbrechende Meer und die einmündenden Wasserläufe füllten später die so entstandenen Hohlformen teilweise auf.

Da der Meeresspiegel nicht kontinuierlich, sondern schubweise anstieg, bildete die Brandung in den Gesteinen des alten Gebirges Abrasionsschorren, die oft (nicht immer) noch heute Brandungsgerölle tragen. Hierzu gehören offensichtlich auch gut gerundete, manchmal Kubikmeter große Blöcke von Quarzganggesteinen, die in der Wiesbadener Umgebung zu finden sind (Abb. 1). Ansonsten lassen sich die Brandungsgerölle nur schwer von Flusskiesen unterscheiden, zumal sie sich mit diesen in den ehemaligen Talmündungen verzahnen. Außerdem weist die hervorragende Zurundung mancher Gerölle auf Einfluss von Brandung hin. Entsprechendes Material findet man in der aufgelassenen Kiesgrube am Osthang des Mosbachtals nördlich Dotzheim.

Der Verdacht ist nicht unbegründet, dass manche der auf der geologischen Karte (Blatt Wiesbaden) als Pliozän eingetragenen Kiese in Wirklichkeit zumindest teilweise aus älteren Brandungsgeröllen bestehen. Das könnte etwa für die Kiese zutreffen, die zwischen 280 und 300 m ü. NN östlich des Chausseehauses oder in der gleichen Höhe Am Bingert östlich Sonnenberg liegen. Darüber hinaus muss damit gerechnet werden, dass viele geröllfreie Flachniveaus marine Schorren sind und nicht durch terrestrische Abtragung entstanden. Eine solche Deutung kommt für die vielen ± 300 m-Niveaus in Frage, die Wiesbaden umziehen, beginnend mit dem „Flächenpass“

nordöstlich Naurod, den Autobahn und Bahn nutzen, über die Verflachungen am Steinkopf nördlich Hessloch, nördlich des Goldsteins, zwischen Goldsteintal und Rabengrund sowie beiderseits der Fischzucht. Nach Ausweis der Sedimentverbreitung in der weiteren Umgebung Wiesbadens ist das mitteltertiäre Meer bis nahezu 400 m ü. NN angestiegen.

Bis in diese Höhe ist deshalb auch mit dem Vorkommen alter mariner Brandungsplattformen zu rechnen, selbst wenn entsprechende Sedimente fehlen – entweder primär oder wegen späterer Abtragung. Die mögliche Verknüpfung dieser in gleicher Höhe liegenden Niveaus veranlasst seit langem dazu, jüngerer regionaler Tektonik in diesem Bereich allenfalls beschränkte Wirkung zu attestieren. Überdies ist also anzunehmen, dass das gesamte heutige engere Stadtgebiet Wiesbadens bis in das beginnende Miozän hinein, mithin bis etwa 20 Millionen Jahre vor heute, vom Meer bedeckt und damit der festländischen Landschaftsentwicklung entzogen war. Nur der Taunuskamm ragte als Inselkette aus dem Meer heraus, das ja auch in den Hintertaunus über die niedrigen „Flächenpässe“ vorgedrungen war.

Pliozäne Flusslandschaft

Nachdem das Meer verschwunden war, setzte die terrestrische Reliefbildung im Wiesbadener Stadtgebiet ein. Die maßgebende Erosionsbasis bildeten die Vorläufer von Rhein und Main, die sich allmählich immer mehr eintieften. Dabei wirkte sich die weitere Absenkung im Oberrheingraben und in benachbarten Senkungsschollen insofern besonders aus, als sie offensichtlich den Verlauf der Flüsse entscheidend bestimmte. So hat wohl die frühe Anlage eines Senkungsfeldes im nördlichen Rheinhessen den von Süden kommenden Rhein veranlasst, südlich von Wiesbaden stark nach Westen abzubiegen und erst bei Bingen – einen alten „Flächenpass“ nutzend – in das Rheinische Schiefergebirge einzutreten. Dieser Teil des Mainzer Beckens hatte wahrscheinlich im jüngeren Tertiär zeitweise stärkere Senkungstendenz als der nördlichste Teil des eigentlichen Oberrheingrabens, denn aus diesem brach der Rhein bereits zwischen Nackenheim und Rüsselsheim aus. Die weite Bedeckung des rheinhessischen Plateaus mit pliozänen Flusskiesen gibt Zeugnis davon. Folgen wir der geologischen Karte l : 25.000 (Blatt 5915 Wiesbaden), so sind auch im Wiesbadener Stadtgebiet Kiese gleichen Alters weit verbreitet. Es wurde aber schon angemerkt, dass diese Vorkommen auch ältere marine oder litorale Bildungen sein können. Zum problematischen Alter mancher entsprechender Sedimente wird bereits in den Erläuterungen zur geologischen Karte Stellung genommen. Gegen die ausschließlich fluviale Entstehung der Kiese sprechen ihre petrographische Zusammensetzung, die nur aus lokalen Komponenten (hauptsächlich Quarz) besteht, und das fehlende Gefälle entlang des Taunusrandes. So lässt sich beispielsweise das 280–300 m-Niveau von Wiesbaden bis Rüdesheim und von dort problemlos entlang des Mittelrheins verfolgen. Sicher pliozänen Alters und fluvialer Entstehung sind dagegen tonige Kiese, die in Dolinen auf den Hydrobienschichten des Dyckerhoff-Steinbruchs nördlich des Hessler Hofes liegen. In ihnen wurden Zähne eines pliozänen Mastodonten gefunden. Der fluviale Einfluss wird hier u. a. durch das aus dem kristallinen Spessart stammende Schwermineral Staurolith angezeigt.

Abb. 2
Altpleistozäne Kiese auf dem Kohlheck-Plateau. Die groben Kiese liegen in einer Baugrube auf dem Gelände der Polizeischule in zirka 250 m ü. NN.

Quartär: Die pleistozänen Eiszeiten

Eindeutige Flusssedimente mit großer Verbreitung wurden dann im Quartär abgelagert. Das Eiszeitalter machte sich auch im Wiesbadener Gebiet vor etwa zwei Millionen Jahren mit Kaltzeitklima bemerkbar. Die Berg-

Das Pleistozän gliedert sich in Kaltzeiten (Eiszeiten) und Warmzeiten. In den Eiszeiten dominierte Frostklima, in den Warmzeiten ein Klima ähnlich dem heutigen oder wärmer.

Abb. 3
Mittelpleistozäne Mainkiese (t2) über „Mosbacher Sand“. Auf dem grauen kalkhaltigen „Mosbacher Sand“ ist ein Rest bräunlichen kalkfreien Mainkieses erhalten geblieben, der von hellem Löss mit heutiger Bodenbildung überlagert wird. Der bräunliche Mainkies ist in der Mitte des Bildes in eine Eiskeil-Pseudomorphose eingesunken. Aufnahme aus dem Dyckerhoff-Steinbruch südlich der A 66.

hänge waren zeitweise vegetationsarm oder sogar -frei und der durch intensive Frostverwitterung entstandene Gesteinsschutt konnte leicht in die Wasserläufe verfrachtet werden, die nur mit Mühe die außergewöhnliche Sedimentbelastung bewältigen konnten und zeitweise – besonders in den trockenkalten Phasen einer Kaltzeit – breite Kiesbetten aufschütteten. Bei nachlassender Schuttzufuhr zerschnitten die Wasserläufe ihre eigenen Kiese. Da sich dieser Wechsel vielfach wiederholte, sind die Hänge unserer Täler durch die Reste verschieden alter „Terrassenschotter“ gestuft.

Als ältester solcher Terrassenreste darf wohl der Kies angesehen werden, der auf dem Kohlheck-Plateau nördlich Dotzheim in 250 m ü. NN liegt (Abb. 2). Auf der geologischen Karte ist hier zwar tertiärer Kies eingetragen, der auch weithin den Untergrund bildet, jedoch in Baugruben, beispielsweise im Bereich der Polizeischule, war ein sehr grober Kies aufgeschlossen, der sich nicht nur durch die Dominanz ungewöhnlich grober Gerölle von den im Mittel feinkörnigeren tertiären Kiesen unterschied, sondern auch durch seine schmutzig-braune Farbe und, wenngleich gering, Beimengungen von Tonschiefer, Phyllit und ähnlich leicht verwitterbaren Gesteinen. Diese fehlen weitgehend im tertiären Kies, der hauptsächlich stabile Gesteine enthält, da während seiner Ablagerung vor allem zunächst der tiefgründige Gesteinszersatz abgetragen wurde.

Um 200 m ü. NN und darunter sind Kiese kaltzeitlicher Fazies an vielen Stellen im heutigen Stadtgebiet zu finden, so etwa südwestlich des Frauensteiner Berges, an der Aarstraße, an der Platter Straße, am Leberberg und nördlich Breckenheim. Sie wurden sämtlich von Taunusbächen abgelagert und führen nur entsprechende Gerölle. Bei den Vorkommen Aarstraße, Platter Straße und Leberberg fällt die Höhenlage bis auf etwa l60 m ü. NN, so dass der Eindruck eines ehemals gemeinsamen Schwemmfächers von Wellritzbach, Nerotalbach und Rambach entsteht, der auf einen gemeinsamen Vorfluter eingestellt war. Dafür kommen sowohl der Rhein als auch der Main in Frage, wobei letzterer wahrscheinlicher ist. Denn aus den älteren Abschnitten des Eiszeitalters sind aus dem Stadtgebiet zwar keine Rheinsedimente bekannt, jedoch gehört in diese Zeit das „Grobe Mosbach“. Das sind Mainkiese, die an der Basis der „Mosbacher Sande“ im Dyckerhoff-Steinbruch südlich und nördlich der A 66 liegen. Ihr hohes Alter sollen Funde von

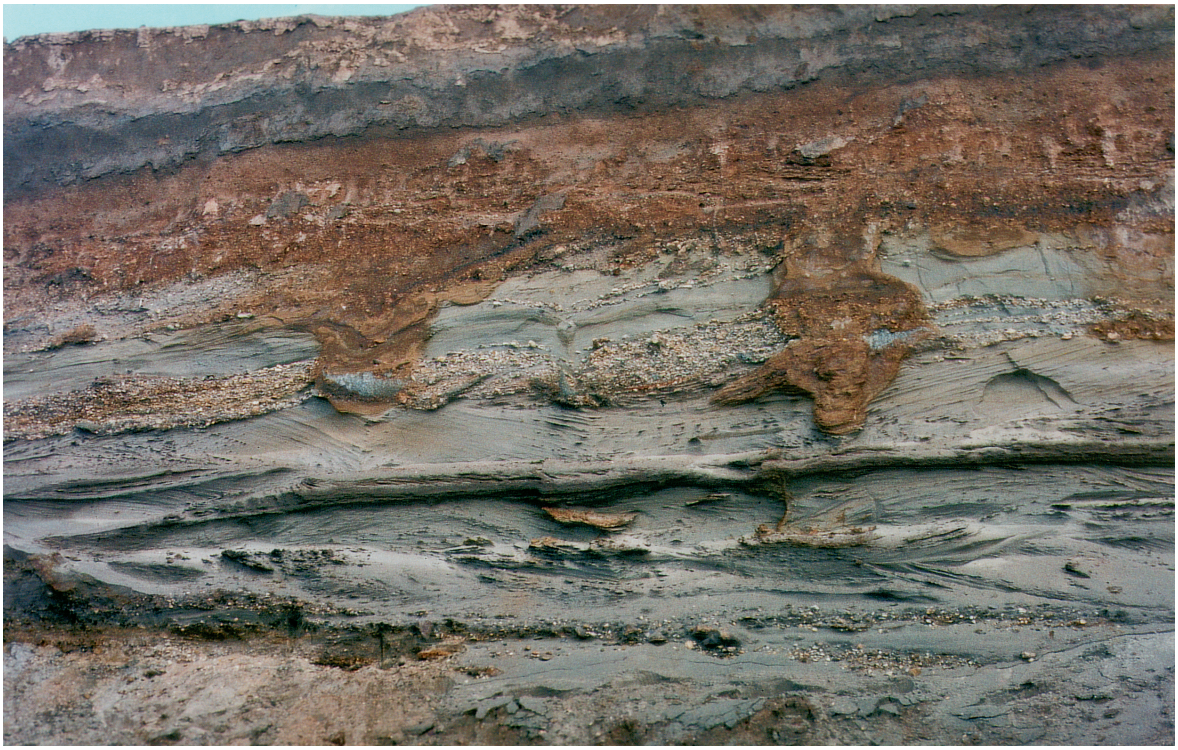

Abb. 4
Bräunliche Verwitterungsverfärbungen im „Mosbacher Sand“. Die in den grauen kalkhaltigen „Mosbacher Sand“ hinein reichenden taschenförmigen Verbraunungen sind durch Entkalkung entstanden. Sie verändern die Sedimentstruktur allenfalls unwesentlich. Aufnahme aus dem Dyckerhoff-Steinbruch südlich der A 66.

Resten eines altpleistozänen „Südelephanten“ belegen. Das „Grobe Mosbach“ ist vermutlich älter als eine Million Jahre, denn Hochflutlehme, die auf dem „Groben Mosbach“ liegen, lieferten paläomagnetische Daten, die ein Alter von zirka einer Million Jahre wahrscheinlich machen.

Eine (ungefähre) zeitliche Gleichstellung der oberhalb 160 m ü. NN liegenden Taunuskiese in den nördlichen Teilen Wiesbadens und dem weit südlich bei zirka 110 m ü. NN nahe dem heutigen Rhein liegenden „Groben Mosbach“ ist nur scheinbar abwegig, denn es muss berücksichtigt werden, dass seit dem älteren Pleistozän der südliche Teil des Stadtgebietes sehr wahrscheinlich an erzgebirgisch streichenden Verwerfungen abgesunken ist. Diese Absenkung erklärt wohl auch die relativ große Mächtigkeit der „Mosbacher Sande“, die über dem „Groben Mosbach“ liegen und deren basale Teile paläomagnetisch als annähernd 800.000 Jahre alt einzuordnen sind. Die Bildung des erwähnten gemeinsamen Schwemmfächers der Wiesbadener Stadtbäche zu jener Zeit könnte durch eine lokale Absenkung im Wiesbadener „Talkessel“ gleichfalls gefördert worden sein.

Von diesen tektonischen Bewegungen wurde ein zirka 500.000 Jahre alter Schotterkörper des Mains nicht mehr betroffen, der vom Erbenheimer Flugplatz über die „Mosbacher Sande“ hinweg bis fast zur Ringkirche und weiter über den Gräselberg bis in das Gebiet nördlich Schierstein zieht. Er hält eine durchschnittliche Höhe von 140 m ü. NN und ist genau wie das „Grobe Mosbach“ und im Gegensatz zum „Mosbacher Sand“ kalkfrei. Zugleich fällt der Farbunterschied ins Auge: Die kalkfreien Mainkiese haben bräunliche Farben, der „Mosbacher Sand“ ist grau (Abb. 3).

Beachtet werden muss, dass der graue Sand gleichfalls bräunliche Farben bekommt, wenn er entkalkt wird. Da diese Verbraunung durch Bodenbildung jedoch die für kalkhaltige Sande typische „Taschenbildung“ erzeugt (Abb. 4), ist sie leicht von den bräunlichen Sedimentfarben zu unterscheiden. Solche „Verwitterungstaschen“ dürfen nicht mit sogenannten Eiskeil-Pseudomorphosen verwechselt werden, bei denen es sich um Permafrost-Erscheinungen handelt, die ständig gefrorenen Boden belegen. Sie zeigen zugleich, dass der bräunliche Mainkies über dem

Abb. 5
Ausfließender Mergel in der ICE-Trassenböschung am Wiesbadener Kreuz. Im hangenden braunen t2-Kies sammelt sich Grundwasser, das den liegenden grauen Mergel aufweicht, so dass er auf die bereits zur Betonierung vorbereitete Trasse ausfließt.

grauen „Mosbacher Sand“ zur Zeit von Dauerfrostboden-Perioden akkumuliert wurde, während derer eisgefüllte Keilformen im „Mosbacher Sand“ entstanden. Als in der nächsten wärmeren Periode das Bodeneis auftaute, sackte der bräunliche Mainkies in die so entstandenen Hohlformen (siehe Abb. 3).

Sieht man von der unmittelbaren Rhein-Umgebung (Biebrich, Schierstein) ab, so hat mit dem vorstehend beschriebenen Schotterkörper, der auf der geologischen Karte Blatt Wiesbaden als d3, auf dem östlichen Nachbarblatt Hochheim a.M. als t2 bezeichnet wird, der Main das Landschaftsbild des Wiesbadener Raumes entscheidend geprägt. Seine Kiese sind es, die als weitgehend ebene Terrassenfläche im Osten von Erbenheim weit nach Süden über Fort Biehler und vom Wiesbadener 2. Ring bis nördlich Schierstein hinaus reichen. Das flache Gelände dieser Terrasse ermöglichte eine weitgehend problemlose Bebauung und Verkehrserschließung, inklusive der Anlage des Erbenheimer Flugplatzes, wobei unwesentlich bleibt, dass in Rinnen der Mainkiese oder näher zum Taunus der Anteil des Mainmaterials gering werden kann.

Indessen darf ein großer Nachteil dieser flächigen Kiesüberdeckung nicht vernachlässigt werden: Dort, wo der Untergrund aus stauenden tertiären Mergeln besteht, sammelt sich im Kies Grundwasser, das den liegenden Mergel vernässt und in Böschungen ausfließen lässt. Entsprechende Beispiele waren während des ICE-Trassenbaues wiederholt zu beobachten (Abb. 5).

Relativ geringe Ausdehnung hat die nächstjüngere Terrassenstufe (auf Blatt Wiesbaden nicht gesondert ausgewiesen), die im Dyckerhoff-Steinbruch nördlich des Hessler Hofes mit ihren Kiesen zwischen 115 und 120 m ü. NN liegt (Abb. 6). Diese Main-Terrasse (t3) erreicht ihre größte Ausdehnung linksrheinisch. Große Teile der Stadt Mainz, unter anderem die Universität, liegen auf ihr. Der Main hatte zu dieser Zeit den Rhein stark nach Westen abgedrängt.

Auf einer jüngeren Terrasse des Rheins liegen bei 90 bis 95 m ü. NN Biebrich und Schierstein. Unterhalb davon beginnt das Feld der Niederterrassen, die überwiegend lössfrei sind und deshalb der letzten Kaltzeit zugeordnet werden, denn der Löss als typisches äolisches Kaltzeitprodukt ist letztmalig in der letzten Kaltzeit sedimentiert worden. Er kann nicht

Abb. 6
Bräunliche Kiese der t3-Terrasse. Die maximal einen Meter mächtigen Kiese werden von einer Kryoturbation aus weißem miozänem Mergel durchstoßen (kaltzeitliche frostbedingte Aufpressung). Links im Bild greift der t3-Kies auf graue Mosbacher Sande über. Über dem Kies liegt Löss mit dem abschließenden braunen Oberflächenboden. Dicht darunter ist ein Rest des letztinterglazialen Bodens erhalten geblieben. Aufnahme aus dem Dyckerhoff-Steinbruch südlich der A 66.

auf Kiesen liegen, die zur gleichen Zeit abgelagert wurden. Allenfalls randliche Teile der Niederterrassen tragen geringmächtigen jüngsten Löss. Die größte Verbreitung haben die Schotter der letzten Kaltzeit von Amöneburg bis zur Mainmündung. Kastel und Kostheim liegen vollständig auf Kiesen der Niederterrasse, die hochwasserfrei ist.

Niederterrassen, also Flusskiese, die in die letzte Kaltzeit gehören, begleiten auch die Nebenbäche des Rheins, die das Stadtgebiet durchziehen. Obwohl sie meist recht tiefe Täler ausgebildet haben, sind ihre Talböden breit und eben, eine charakteristische kaltzeitliche Eigenschaft, die durch die Aufschotterung der „verwilderten“ Wasserläufe entstand.

Als typisch kaltzeitliches Phänomen darf auch die Asymmetrie dieser Täler angesehen werden. Vor allem die nach Westen exponierten Hänge sind steiler als die Gegenhänge, weil die Wasserläufe infolge der vorherrschenden Windrichtung und des früheren Auftauens am sonnenexponierten Ufer allmählich nach Osten wanderten. Deswegen wurden die flachen Hänge, die zugleich im Windschatten lagen, fast durchgehend von Löss bedeckt, der auf den steilen windexponierten Gegenhängen vorwiegend fehlt. Man vergleiche etwa das Mosbachtal zwischen Dotzheim und Biebrich, das Wellritztal sowie das Wäschbachtal zwischen Kloppenheim und Erbenheim.

Diese natürliche Asymmetrie hat eine anthropogene zur Folge: Die flachen Lössboden-Hänge werden vorzugsweise ackerbaulich genutzt, die steilen Lagen dagegen im Unterlauf früher durch Weinbau, heute oft als Streuobstwiesen, im Oberlauf durch Wald oder Grünland. Letztere sind wegen der Aussichtslage bevorzugte Wohngebiete, allerdings mit labilem Baugrund, tritt doch auf diesen Hängen oft tertiärer Mergel zutage, der prekäre Rutschungen verursacht, weil darüber liegende Kiese Grundwasser speichern, das am Hang austritt (Abb. 7–9).

Die lössbedeckten flachen Hänge waren früher vielerorts (etwa am Gräselberg) der Standort zahlreicher Ziegeleien, die die Backsteine für den Hausbau in Wiesbaden lieferten.

Bei der Talasymmetrie äußert sich manchmal auch tektonischer Einfluss. So ist sicher, dass in den letzten 500.000 Jahren der Hang, an dem Delkenheim liegt, um zirka 20 m gegenüber dem westlich angrenzenden Gebiet gehoben wurde. Die auf der Schollengrenze verbreitete Aue des Wickerbaches folgt

Abb. 7
Schollenrutschungen im Wald nördlich Breckenheim. Im rechten Bildteil ist ein junger Schollenabriss zu erkennen, der noch nicht von Laub bedeckt wurde. Auf der abgerutschten Scholle links davon sind die Bäume durch die Bewegung schiefgestellt.

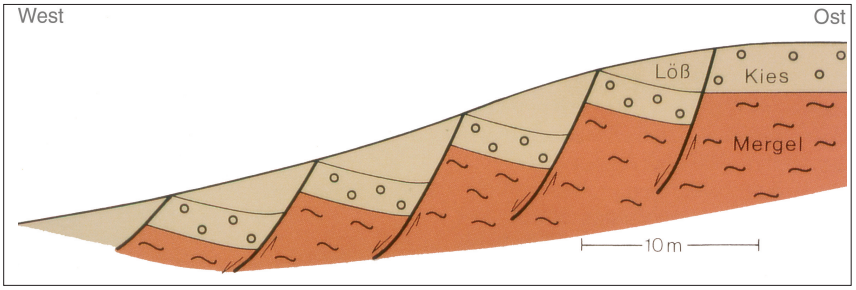

Abb. 9
Schematische Darstellung des Rutschungshangs nordöstlich Delkenheim.

Abb. 8
Rutschungsfläche am ICE-Tunnel-Portal am Wandersmann. Hier durchschneidet die ICE-Trasse die größte Rutschungsscholle im gesamten Taunusvorland. Die abgerutschte Scholle gelangte bis in die Wickerbachaue.

sichtbar sowohl partiell dem erzgebirgischen Streichen des Taunus als auch der Richtung senkrecht dazu.

Es wurde bereits betont, dass die Aufschotterung der kaltzeitlichen Wasserläufe eine Folge sehr starker Schuttzufuhr von den Hängen war. Die Relikte der Schuttbildung finden wir allenthalben auf den Hängen über den festen Gesteinen. Die Schuttdecken flossen, zeitweise über Dauerfrostboden, hangabwärts und vermischten sich dabei oft mit gleichzeitig angewehtem Löss (Abb. 10). Ohne diese Schuttdecken würden nur flachgründige Böden auf den Festgesteinen liegen.

Doch die Schuttdecken sind nicht nur für die Bodenentwicklung bedeutsam, sie beeinflussen auch entscheidend den Oberflächenabfluss, die Grundwasserspende und den Grundwasserschutz. Häufige Abdichtung durch Einschlämmung von feinkörnigem Material (Dichtschlämmungen) in tieferen Lagen schränkt die Versickerung ein, was (unfreiwillig) die in den Wäldern angelegten Sickergruben zu Teichen umfunktionieren kann. Da hier die stauenden Lagen nicht durchstoßen wurden, sammelt sich der Oberflächenabfluss in den Gruben und lässt Feuchtökotope entstehen, die der natürlichen Landschaft völlig fremd sind.

Das Eiszeitalter ging (fürs erste) mit einem besonderen Ereignis zu Ende: Vor knapp 13.000 Jahren brach der Laacher See-Vulkan aus und streute seine Asche bis in die Wiesbadener Landschaft. An der Hohen Wurzel und an der Platte liegt heute noch verbreitet mehr als ein halber Meter mächtiger grauer sandiger Tuff (Abb. 11).

Abb. 10
Schuttdecke über Taunusquarzit an der Platte. Die durch ältere Tektonik steilgestellten Quarzitstrukturen biegen nahe der Oberfläche hangabwärts ab („Hakenschlagen"). Darüber liegt eine 50 cm mächtige Schuttdecke, in der die Steine vorzugsweise mit ihren Längsachsen in Richtung des Hanggefälles eingeregelt sind, ein Merkmal solifluidaler Verlagerung. In den Schutt ist Lösslehm eingemischt.

An windexponierten Stellen kann der Löss fehlen und stattdessen gröberes Material (Steine und Sande) angereichert sein, das als Rückstand kaltzeitlicher („periglazialer") Steinpflaster gedeutet wird. Statt der üblichen lösshaltigen Braunerden sind heute hier sehr stark saure Podsole zu finden.

Der Mensch erscheint im Holozän

Dieser leicht irreführende Titel von Max Frisch trifft insofern ins Schwarze, als der Mensch als landschaftsveränderndes Subjekt sich tatsächlich erst gravierend im Holozän bemerkbar macht. Vor etwa 8.000 Jahren entwaldeten die Bandkeramiker in unserem Gebiet erstmalig größere Areale, um Ackerbau zu betreiben. Sie störten damit empfindlich den Wasserhaushalt in der Landschaft. Mit dem Wald verschwand ein starker Wasserverbraucher und der oberflächennahe Untergrund vernässte. Vor allem die labilen Mergelhänge begannen zu rutschen; Vorgänge, die bis heute anhalten und auch andere feinkörnige Gesteine wie Rotliegend-Tonsteine oder tiefen Zersatz älterer Gesteine erfassten.

Abb. 11
Asche des Laacher See-Vulkans an der Hohen Wurzel. An der Bildbasis ist weißlicher Quarzitschutt zu erkennen, über dem bis in Höhe des Spatenstiels der graue grobkörnige Laacher Bimstuff liegt. Er wurde von einer jüngeren Fließerde überwandert.

Bandkeramiker, eine frühneolithische Bauernkultur, die nach den bandförmigen Ritzmustern auf ihrer Tonware benannt sind und die die Lösszonen Mitteleuropas besiedelten, entwaldeten auch in der Gegend von Wiesbaden vor etwa 8.000 Jahren größere Areale, um Ackerbau zu betreiben.

Abb. 12
Bandkeramisches Kolluvium im Dyckerhoff-Steinbruch südlich der A 66. Das gut 1 m mächtige dunkle (humose) Kolluvium liegt auf hellem kalkhaltigem Löss. Bevor das Kolluvium sedimentiert wurde, ist der ursprünglich auf dem Löss entwickelte Boden erodiert worden. Danach wurde eine seichte Mulde eingeschnitten, in die das Kolluvium gelangte. Die Delle folgt offensichtlich einer Hohlform im Untergrund, die durch Kalklösung (Verkarstung) in den unter dem Löss liegenden tertiären Mergeln entstand. Ähnliche Hohlformen sind im Wiesbadener Raum des Öfteren anzutreffen.

Kolluvien bildeten sich durch die Ackernutzung der Bandkeramiker. Es sind Ablagerungen von Bodenmaterial am Hangfuß, das weiter hangauf abgetragen wurde.

Bis heute dauern auch anthropogene Einflüsse an, die Bodenerosion im Gefolge haben. Bereits die bandkeramische Ackernutzung hinterließ Kolluvien, die noch heute zu finden sind (Abb. 12). In den Talböden wurde außerdem mächtiger Auenlehm über den kaltzeitlichen Kiesen sedimentiert. Die größte zusammenhängende Verbreitung solcher Substrate erstreckt sich von Kostheim im Süden bis zum Hessler Hof im Norden. Die Akkumulation kommt hier durch die Einschränkung des Ackerbaues wegen der Bebauung allmählich zum Stillstand, anderenorts wahrscheinlich erst, wenn die nächste Eiszeit mit ihrem Kaltzeitklima die landwirtschaftliche Bodennutzung verhindert. Man sollte sich immer bewusst bleiben, dass es geowissenschaftlich kaum Anzeichen dafür gibt, dass wir nicht mehr im Eiszeitalter leben und keine neue Eiszeit zu fürchten hätten.