

Zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der Donauterrassen auf Blatt L7141 Straubing

Gerhard SCHELLMANN¹, Ralf IRMLER² & Daniela SAUER²

Abstract

With the end of the OSM („Obere Süßwassermolasse“) stage during the Upper Miocene the Danube formed the valley width of the „Dungau“ or „Straubinger Becken“ respectively along the southern border of the Bavarian Forest. This area is characterized by a sequence of differently elevated Quaternary terraces, which are the result of both, a) a general tectonic uplift of the area, and b) repeated extreme Quaternary climate changes with strong gravel accumulations during periglacial cold climate conditions, predominant fluvial incision during interglacial/earlyglacial and lateglacial/interglacial climatic changes and predominantly lateral erosion/sedimentation processes during interglacial times and perhaps strong interstadial periods like the lateglacial Bölling/Alleröd-Interstadial. As a result of these altering external influences on fluvial dynamics of the Danube a complex architecture of fluvial accumulation terraces has been formed from the most elevated Early Pleistocene „Hochschotter“ in 55 to 70 m above the Würmian valley floor up to the Holocene meander terraces in the recent floodplain of the Danube. Here we will present a description of the distribution and stratigraphic differentiation of Quaternary fluvial terraces on the geological map 1: 50.000, L7141 Straubing, which was carried out between 2004 and 2006 for the Bavarian Geological Survey and its EU-Project „*Schaffung geologischer und hydrogeologischer Informationsgrundlagen*“.

Vorwort

Die hier vorgestellten Ergebnisse zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der Donauterrassen im Bereich der Geologischen Karte von Bayern 1:50.000, Blatt Nr. L7141 Straubing basieren auf Kartierungen des Blattgebiets in den Jahren 2004 bis 2006, die im Auftrag des Bayerischen Geologischen Landesamtes im Rahmen der von der EU geförderten Maßnahme „Schaffung geologischer und hydrogeologischer Informationsgrundlagen“ durchgeführt wurden. Das Kartenblatt umfasst

¹ Institut für Geographie, Universität Bamberg, D-96045 Bamberg, gerhard.schellmann@uni-bamberg.de

² ehemalige Projektmitarbeiter am Lehrstuhl für Physische Geographie, Universität Bamberg

die vier Gradabteilungsblätter 7040 Pfatter, 7041 Münster, 7140 Geiselhöring und 7141 Straubing. Dabei wurden die Kartenblätter 7040 Pfatter und 7041 Münster von SCHELLMANN, das Kartenblatt 7140 Geiselhöring von IRMLER & SCHELLMANN sowie das Kartenblatt 7141 Straubing von SCHELLMANN, SAUER & IRMLER aufgenommen.

Dieses Gebiet war bereits in der Vergangenheit Gegenstand geologischer Untersuchungen und Kartierungen. Übersichtskarten zum Donauquartär erstellten u.a. LEGER (1965; ders. 1988), WEINIG (1980), HOMILIUS et al. (1983) sowie UNGER (1999). Die Kartierungen der Donauterrassen im Talabschnitt zwischen Regensburg und Straubing von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) bildeten die Grundlage für die hier vorgestellten Neukartierungen des mittel- und jungpleistozänen Donauquartärs. Die Nomenklatur der Terrassenbezeichnungen folgt weitgehend den genannten Arbeiten.

Historische Flurkarten aus den Jahren 1816 und 1827 (Bayerisches Landesvermessungsamt München) bildeten eine Informationsquelle zur Rekonstruktion des frühneuzeitlichen Donaulaufs und von heute mehr oder minder stark eingeebneten bzw. teilweise verfüllten Altarmen (Paläomäandern) der Donau.

Massenspektrometrische Radiokohlenstoff-Datierungen (AMS ^{14}C) an Holz- und Torfproben sowie organischen Makroresten aus spätglazialen und holozänen Ablagerungen der Donau wurden vom Institut für Physik der Universität Erlangen erstellt. Unter der Leitung von Prof. Dr. Ulrich RADTKE (Geographisches Institut der Universität zu Köln) wurden von Frau Nicole KLASSEN Flusssande der Niederterrassen mit Hilfe der Optisch Stimulierten Lumineszenz (OSL)-Altersbestimmungsmethode datiert. Frau Dr. Heike SCHNEIDER (Universität Jena, ehemals Universität Bamberg) erstellte einige pollenanalytische Alterseinstufungen organischer Sedimentlagen in der feinklastischen Verfüllung von Aurinnen und Altarmen im Blattgebiet, was zur chronostratigraphischen Einstufung der holozänen Mäanderterrassen sehr hilfreich war. Einzelheiten dieser Datierungsergebnisse sind bei SCHELLMANN (in diesem Band) dargelegt.

Das Bayerische Landesamt für Denkmalpflege, Außenstelle Landshut, gewährte dankenswerterweise Einsicht in die aktuellen Ortsakten über die vor- und frühgeschichtlichen Siedlungsfunde im Blattgebiet. Unterlagen von Wasser- und Pegelbohrungen, sowie Kiesgruben- und Baugrundbohrungen stellten zur Verfügung: das Bayerische Geologische Landesamt, das Straßenbauamt und Wasserwirtschaftsamt Regensburg, die Stadtwerke Straubing, die Rhein-Main-Donau-AG, das Wasserwirt-

schaftsamt Deggendorf, Herr Dr. Roland KUNZ von der IFB Eigenschenk (Deggendorf) und andere Ingenieurbüros. Ihnen allen sei dafür herzlich gedankt.

Den Mitarbeitern des Lehrstuhls für Physische Geographie in Bamberg (Frau Dr. Heike SCHNEIDER, Frau Dipl. Geogr. Silke SCHWIEGER, Herrn Roland BEER, Frau Annette BEHR, Herrn Dipl. Geogr. Benjamin GESSLEIN) und zahlreichen Studierenden, die durch ihre Arbeit und Engagement im Gelände, bei der Erstellung der Abbildungen und der GIS-basierten Kartenversion mitgewirkt haben, sei besonders gedankt.

Eine Manuskriptkarte und digitale Gis-basierte Version der Karte inklusive ausführlicher Erläuterungen sind im Abschlußbericht des Projektes erstellt worden und am Bayerischen Landesamt für Umwelt, Geologischer Dienst hinterlegt (SCHELLMANN et al. 2007). Leider war es aus Kostengründen nicht möglich, diesem Beitrag eine kleinmaßstäbige topographische bzw. geologische Karte des Gebietes beizufügen. Wir können daher den Ortsunkundigen zur besseren topographischen Orientierung nur auf die im Handel erhältlichen topographischen Karten im Maßstab 1:25.000 oder im Maßstab 1:50.000 verweisen bzw. auf das in naher Zukunft erscheinende geologische Kartenblatt L7141 Straubing bzw. die vier Gradabteilungsblätter der GK 1:25.000, Blatt Nr. 7040 Pfatter, 7041 Münster, 7140 Geiselhöring und 7141 Straubing.

1. Einleitung und Forschungsgeschichte

Die Talgeschichte der Niederbayerischen Donau beginnt im ausgehenden Obermiozän als in diesem Raum die Molassezeit mit den aus dem Bayerischen Wald nach Südwesten geschütteten fluviatilen Feldspatsanden und den Lydit- und Radiolarit-führenden „Höhenhofer Schotter“ *sensu* OSCHMANN (1958: 144ff.) endet. Im Zuge einer West-Ost-Kippung des östlichen Alpenvorlandes entstand im frühen Pliozän das nach Südosten entwässernde Flusssystem der Donau (u.a. UNGER & DOPPLER 1996; TILLMANNNS 1984; MACKENBACH 1984; BECKER-HAUMANN 2001). Die bisher ältesten bekannten Donauablagerungen im Talraum unterhalb von Kehlheim sind Donau-Hochschotter, die in verschiedenen Höhenlagen zwischen etwa 55 bis 110 m Höhe über dem Donautal zwischen Kehlheim und Regensburg erhalten sind (u.a. OSCHMANN 1958: 149ff.; RUTTE 1962: 161ff.; BAUBERGER et al. 1969: 172ff.; TILLMANNNS 1977: 89ff.; WEBER 1978: 216ff.). Nach TILLMANNNS (1977: 100ff.) sind sie jünger als die im Bereich des Altmühl-Donau-Tals erhaltenen Hochflächenschotter von „Urmain“ und „Urdonau“, für die er ein mittelpliozänes Alter annimmt. Im Re-

gensburger Raum könnten die von ihrer Basis her etwa 70 bis 100 m über Tal gelegenen Höhenhofer Schotter korrele Donauablagerungen der Hochflächenschotter im Bereich des Altmühltals sein. Allerdings ist nach TILLMANN (1977: 96) deren stratigraphische Stellung und Abgrenzung von alten Donau-Hochschottern unklar.

Die im Raum Regensburg erhaltenen Donau-Hochschotter sind Lydit- und Radioarität-führende Restschotter, die sich durch das Fehlen von Kalken und kalkführenden Geröllen von den Vollschoeterspektren und den alpine Schwerminerale führenden jüngeren Donauablagerungen unterscheiden (BAUBERGER et al. 1969; TILLMANN 1977: 96). Die Basis der verschiedenen Hochschottervorkommen liegt zwischen ca. 55 bis 110 m über dem heutigen Donautalboden (Tab. 1). Nach TILLMANN (1984: 156ff.; ders. 1980: 200ff.; ders. 1977: 95ff.) sollen die tieferen Hochschottervorkommen in ca. 55 m Höhe über Tal eine ähnliche Höhenlage wie die ältestpleistozänen, als biberkaltzeitlich eingestuften Hochschotter in der Iller-Lech-Platte besitzen. Letztere sind wahrscheinlich älter als die altquartären Interglaziale Tegelen und Waal (ELLWANGER et al. 1994; BECKER-HAUMANN 2001).

Die Basis der ältesten Deckenschotter im Blattgebiet liegt nur etwa 20 bis 25 m über den spätglazialen Niederterrassenflächen (Tab. 1). Entsprechende Vorkommen beschreiben OSCHMANN (1958: 151) und TILLMANN (1977) mit einer Oberflächelage bei 352 bis 354 m ü. NN auf Blatt Abbach bei Piesenkofen sowie SCHELLMANN (1988: 116) und OSCHMANN (1958: 151) vom Obertraublinger Sportplatz.

Eine nächsttiefere Talposition nehmen die von BRUNNACKER (1964; ders. 1982; BRUNNACKER et al. 1976) in der inzwischen aufgelassenen Ziegelei Strobel am Nordrand der Stadt Regensburg beschriebene Stapelung fluviatiler Sedimente ein, deren Basis nur etwa 7 m und deren Oberkante nur etwa 30 m über der Regenniederterrasse liegt und damit in etwa in einer Tiefenlage im Tal wie der Ältere Deckenschotter im Blattgebiet (Tab. 1; SCHELLMANN 1988; ders. 1990). BRUNNACKER (1982) konnte in den hangenden fluviatilen Sedimenten einen mehrfachen Wechsel normaler und reverser Magnetisierung nachweisen, den er dem Jaramillo-Event vor etwa 0,9 bis 1,2 Mio. Jahren zuordnet. Geht man davon aus, dass die fluviatilen Ablagerungen in der Ziegelei Strobel nicht nachträglich durch lokale tektonische Absenkung in ihre relativ tiefe Tallage gebracht wurden, dann müsste der Ältere Deckenschotter (ÄD) zur Zeit des Jaramillo-Events entstanden sein.

Noch tiefer im Tal liegen die Terrassenfluren der Jüngeren Deckenschotter, die Hoch-, Übergangs- und Niederterrassenfluren sowie die Mäanderterrassen der heuti-

Tab. 1: Terrassenkennwerte der quartären Donauterrassen zwischen Regensburg und Pfatter (nach SCHELLMANN 1988; ders. 1990) sowie zwischen Pfatter und Straubing (siehe Text).

| Alter | Terrassen | | Regensburg – Pfatter SCHELLMANN (1988; 1990) | | | Pfatter – Straubing | | |
|------------------|-------------------|-------------------------------|---|----------------------------|--------------------------------------|----------------------------------|---------------------------------|-----------------------------------|
| | | | Oberfl. (m/NT3) | max. Sch.-OK (m/NT3) | Basis (m/NT3) | Oberfl. (m/NT3) | max. Sch.- OK (m/NT3) | Basis (m/NT3) |
| / Altpleistozän | Höhenterr. | Hochschotter (HS) | 55 – 110 ü. Tal | | >45 m ü. Tal | 55 - 70 | 45 m (?) - | 36 m (?) - |
| | | Älteste Deckenschotter | 45 – 55 m ü. Tal | | 20 – 25 m ü. Tal | - | - | - |
| Mittelpleistozän | Talhangterrassen | ÄD | | | | (40 ?) 25 – 32 | (30 ?) 28/20 | (28 ?) <7/11# |
| | | [Hart. Sch.] | - | 4 | -1/+1# | - | 4/8? | -2/3# |
| | | JD1 (25m-Niveau) | 22 – 26 | 19/15 | 0/+7 | 21 - 33 | 18/12 | 7,5/8,5# 3/5 |
| | | JD2 | | | | 18 - 23 (ext.: bis 32) | 18/13 | -2/3 (ext.:6/ 10 (13)# |
| | | ÄHT (HT3) | 10 - 14 | 10 | +2/+5# | 11 - 16 | 12/8 | 4/6 (9)#; -2/3 |
| | | MHT (HT2) | 13 | 6 | -6/-4 | 8 - 18 | 7/5 | -4/2,5# |
| | | JHT (HT1) | 6 - 10 | 4,5 | -9,5/ -6,5# | 6 – 10 | 5/2 | -8/-4# |
| Wü r m | Talgrundterrassen | ÜT1 | - | - | | 5 - 6 | 2? | -4/-3 |
| | | ÜT2 | 2 - 5 | 1/3 | -6/ -4 wie HT1 u. HT2 | 4 - 5 | 3/1 | -8/-2 |
| | | NT1 | 2,5 - 2 | 2,5 – 2 | -3/ -2# wie HT1 /HT2/ÜT | 2 - 3 | 2-3 | -7,5/-5 |
| | | NT2 | 1 | 1 | -4/-2 wie HT1/ HT2/ÜT | 1 | 1 | -9,5/-5 |
| | | NT3 | 0 | 0 | -9,5/ -6,5# | 0 | 0 | -11/-6# |
| Holoz. | | H1 – H7 | | -18/-10# | | | -14/-12 (-17)# | |

Oberfl.: Oberflächenerhebung; max. Sch.-Ok: maximale Höhenlage des fluviatilen Aufschüttungsniveaus; Basis: Quartärbasis bzw. # = Terrassenbasis; () = vereinzelt.

gen Donauaue. Die Bezeichnungen „Deckenschotter“, „Hochterrasse“ und „Niederterrasse“ stammen von Alfred PENCK (1884), die Unterteilung der Deckenschotter in „Älterer“ und „Jüngerer Deckenschotter“ von PENCK & BRÜCKNER (1909). Letztere verwendeten diese Terrassennamen erstmalig im Iller-Lech-Gebiet und übertrugen sie von dort auf das übrige nördliche Alpenvorland einschließlich dem Donautal im Bereich und unterhalb der Isarmündung. Dort unterschieden sie eine von Schotter, Schlick und Moorgrund aufgebaute Niederterrasse in 6 bis 8 m Höhe über der Donau, eine von Löß bedeckte Hochterrasse in 15 bis 20 m Höhe sowie zwei weitere von Löß bedeckte Terrassenfluren, den Jüngeren Deckenschotter in 25 bis 30 m Höhe und den Älteren Deckenschotter in 40 bis 45 m Höhe über der Donau.

Genauere Kartierungen der Verbreitung und Lagerung der Älteren (40 m-Niveau) und Jüngeren Deckenschotter (25 m-Niveau) im Straubinger Becken wurden von BRUNNACKER (1956), LEGER (1965; ders. 1988), WEINIG (1980) und HOMILIUS et al. (1983) erarbeitet. Nach BRUNNACKER (1956: 14; ders. 1964: 154) sowie LEGER (1965: 159f.) sind in den Deckschichten des Jüngeren Deckenschotters bei Köfering zwei fossile interglaziale Parabraunerden erhalten, womit die Ablagerung des Jüngeren Deckenschotters mindestens in die drittletzte Kaltzeit zu stellen ist.

Bereits MECKENSTOCK (1914: 43f.) bezeichnete die unmittelbar östlich von Regensburg zwischen der B15 und dem Niederbayerischen Hügelland sich erstreckende lößbedeckte Terrassenfläche als „rißzeitliche Hochterrasse“. Von LEGER (1965) wurde dieses Hochterrassenniveau bis zum Engtaleintritt der Donau bei Pleinting kartiert. WEINIG (1980: 22f., Beilage 6, Profil 4) nimmt eine erste Untergliederung des Hochterrassenniveaus vor. Beiderseits der Talmündung der Großen Laaber grenzt er bei höhengleicher Schotterbasis ein vorgelagertes vier bis fünf Meter niedrigeres Terrassenniveau ab, das er als „Erosionsterrasse“ bezeichnet. Von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) wurde das Hochterrassenniveau in drei mindestens rißkaltzeitliche Einzelterrassen, die HT1 bis HT3 (HT = Hochterrasse) untergliedert, wobei an der Basis der älteren HT3 bei Regensburg-Harting Reste eines interglazialen Donaulaufs erhalten waren, die er „Hartinger Schichten“ nannte (s.u.). Im Rahmen der hier vorgestellten Neukartierungen wurden die Terrassennamen „HT1“ bis „HT3“ umbenannt. Die HT3 wird hier als „Ältere Hochterrasse (ÄHT)“, die HT2 als „Mittlere Hochterrasse (MHT)“ und die HT1 als „Jüngere Hochterrasse (JHT)“ bezeichnet.

Von den teilweise sehr ausgedehnten lößbedeckten Decken- und Hochterrassenfluren ist der Talboden mit seinen Übergangs-, Nieder- und Auenterrassen durch eine

mehrere Meter hohe Geländestufe deutlich abgesetzt. Das Niederterrassenniveau der Donau im Talraum zwischen Regensburg und Straubing wurde erstmals von BUCH (1988) und SCHELLMANN (1988) in mehrere Einzelterrassen untergliedert. BUCH (1988) postuliert drei Niederterrassenniveaus: ein von Löss- bzw. Schwemmlöss bedecktes „Deckniveau der Niederterrasse (IA)“ sowie zwei nicht durch fluviale Akkumulation, sondern als Erosionsterrassen durch fluviale Erosion entstandene tiefere Niederterrassenniveaus, die er als „Hauptniveau der Niederterrasse (IB)“ sowie als „Auflösungsniveau der Niederterrasse (IC)“ bezeichnet. Dabei geht er von einem vor dem Denekamp-Interstadial aufgeschotterten Niederterrassenkörper aus, in den im Laufe des Hoch- und Spätglazials die beiden erwähnten Erosionsniveaus eingetieft wurden. SCHELLMANN (1988) untergliedert das Niederterrassenniveau in eine mindestens frühwürmzeitliche lößbedeckte Übergangsterrasse (ÜT), eine hochglaziale NT1 (NT = Niederterrasse) sowie zwei spätglaziale Niederterrassen NT2 und NT3. Auf der Basis von Aufschlussbeobachtungen und von Auswertungen zahlreicher Schichtenverzeichnissen von Bohrungen weist SCHELLMANN (1988; ders. 1990) daraufhin, dass es sich bei den nach BUCH (1988) vermeintlich einheitlichen Niederterrassenkörper um eine Sequenz von mehreren, teilweise gestapelten Sedimentkörpern handelt. Übergangs- und Niederterrassen sind also unterschiedlich alte Akkumulationskörper der Donau. Bezüglich einer ausführlicheren Diskussion der hier nur angerissenen gegensätzlichen Auffassungen zum stratigraphischen Aufbau und zur Talgeschichte des Donautals unterhalb von Regensburg im Jungquartär sei auf SCHELLMANN (1994a; ders. in diesem Band) verwiesen.

Die Donauaue ist die jüngste und am tiefsten gelegene Landschaftseinheit im Donautal, die im Zuge lateraler Flusslaufverlagerungen einer mäandrierenden Donau entstanden ist. Infolgedessen prägen primäre Aurinnenscharen neben jüngeren Hochwasserrinnen (sog. „sekundäre Aurinnen“) das Oberflächenrelief. Häufiger sind auch alte Donauläufe, sog. „Paläomäander“ (Abb. 3, Abb. 4), erhalten. Sie sind das jüngste Flussbettstadium am Ende eines Mäanderausbaus und wurden durch Mäanderdurchbruch und Laufverkürzung der Flussbettsedimentation entzogen. Eine stratigraphische Untergliederung der Donauaue in verschieden alte Donauablagerungen, also in verschieden alte Mäanderterrassenkörper, ist nur unter Verwendung ihres besonderen morphologischen Innenbaus möglich (Kap. 1.2). Dagegen kann eine Differenzierung verschiedener Auensedimentdecken, wie sie im Untersuchungsgebiet von BUCH (1988; ders. 1989) und jüngstens in extremer Weise und mit zahlreichen grundlegenden sedimentologisch-faziellen Fehlinterpretationen von MÜNZZBERGER (2005) vor-

genommen wurde (siehe auch SCHELLMANN in diesem Band), nicht zu einer Untergliederung der Donauaue in unterschiedlich alte Mäanderterrassen führen.

Dabei besteht jede Mäanderterrasse aus liegenden Donaukiesen (Flussbettfazies), die im Untersuchungsgebiet von Auensedimenten (Hochflutfazies) bedeckt sind. Die Mäanderterrassen sind nicht durch Hochwässer bzw. nicht erst im Zuge einer Hochwasserüberformung entstanden, sondern vielmehr durch die laterale Anlagerung grobklastischer, sandig-kiesiger Flussbettsedimente, die anschließend von Hochwässern überformt und sukzessive von deren als Suspension mitgeführten Feinklastika in unterschiedlicher Mächtigkeit bedeckt wurden.

Insofern ist es nicht verwunderlich, dass SCHELLMANN (1988, ders. 1990) im Gegensatz zu BUCH (1988; ders. 1989) und MÜNZBERGER (2005) durch die Anwendung eines primär morphostratigraphischen Kartieransatzes im Untersuchungsgebiet zu einer deutlich mehrgliedrigeren stratigraphischen Untergliederung der Donauaue und auch zu einer grundlegend anderen flussgeschichtlichen Interpretation der dort erhaltenen Donauablagerungen kommt. Er untergliedert die Donauaue in sieben Mäanderterrassen (H1 bis H7, H = Holozänterrasse), die im Zuge lateraler Flussbettverlagerungen der Donau seit dem frühen Präboreal entstanden sind und deren Akkumulationskörper jeweils aus einer liegenden, mehrere Meter mächtigen sandig-kiesigen und großbogig schräggeschichteten Flussbettfazies besteht, die von jüngeren, wenige Meter mächtigen, teilweise gestapelten feinklastischen Auensedimenten überdeckt ist. Die Kartierungen der jungquartären Terrassen von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) bildeten eine wichtige Grundlage für die Neukartierung dieser Terrassen auf dem hier beschriebenen Kartenblatt Straubing.

1.1 Naturräumlicher und morphologisch-geologischer Überblick

Das Kartenblatt L7141 Straubing hat Anteile an drei große Landschaftseinheiten (Abb. 1). Den nördlichen Bereich prägen die steil aufragenden und stark bewaldeten Mittelgebirgshöhen des Vorderen Bayerischen Waldes, im Kartenblatt mit Erhebungen von bis zu 592 m ü. NN. Hier stehen teilweise tiefgründig verwitterte Gesteine (vor allem Granite und Gneise) des kristallinen Grundgebirges (Moldanubikum) an. Dabei greift im Raum Steinach feinklastisches Tertiär über den Donaurandbruch hinweg wenige Kilometer weit in den Bayerischen Wald hinein („Steinacher Tertiärbucht“). Zudem sind entlang des Donaurandbruches südöstlich von Münster Juragesteine kleinräumig erhalten, die bei der Heraushebung des Bayerischen Waldes bzw. der Absenkung

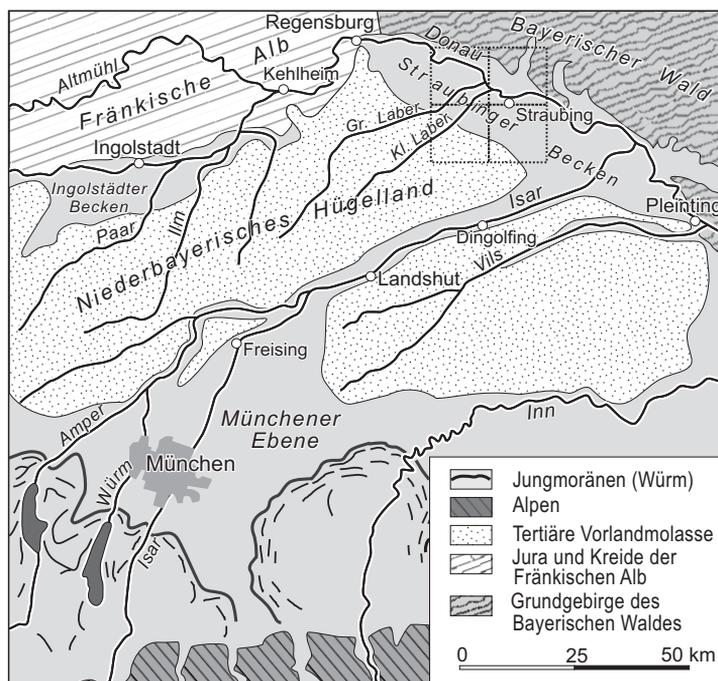


Abb. 1:
Übersichtskarte zur großräumigen Lage des Kartenblattes L7141 Straubing.

des Straubinger Beckens an der Störungszone mitgeschleppt wurden. Der Flächenanteil des Kristallins des Vorderen Bayerischen Waldes umfasst fast 12% des Kartenblattes (Abb. 2).

Den südlichen Rahmen des Donautals bilden die Bergkuppen und Bergrücken des Niederbayerischen Hügellandes in 390 bis 410 m ü. NN. Diese aus tertiären Lockersedimenten aufgebaute kuppige Mittelgebirgslandschaft nimmt etwa 7% der Gesamtfläche des Blattes ein (Abb. 2). An der Oberfläche sind Lößdeckschichten weit verbreitet, wobei deren Mächtigkeit stark vom Relief abhängt. So sind diese auf den Kuppen und Oberhängen, die besonders der Erosion ausgesetzt sind, häufig abgetragen. Auf Ebenheiten und am Unterhang können sie aber durchaus größere Mächtigkeiten von vielen Metern erreichen.

Das zentrale und landschaftsbestimmende Element des Blattes mit etwa 81% der Gesamtfläche ist das von Nordwesten nach Südosten verlaufende Donautal und seine ausgedehnten quartären Terrassenfluren (Abb. 3). Morphologisch bilden diese eine Terrassentreppe von der holozänen Donauaue und ihren Mäanderterrassen über die bis zu 7 m höher gelegenen Nieder- und Übergangsterrassen des Talgrundes bis hin zu den ausgedehnten Hochterrassen- und Deckenschotterfluren des tieferen und hö-

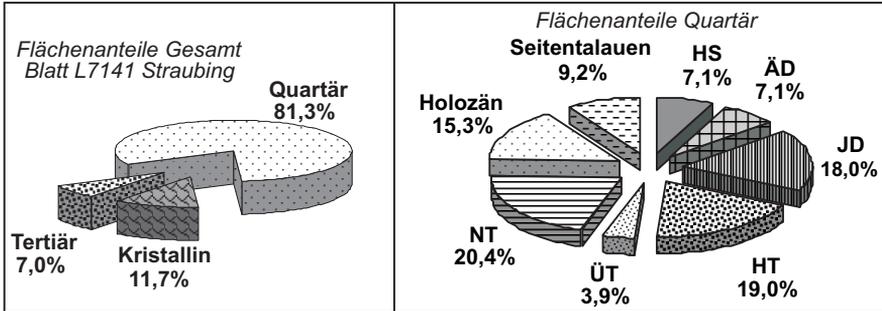


Abb. 2: Flächenanteile verschiedener geologischer Einheiten am Kartenblatt L7141 Straubing.

heren Talhanges in 8 bis 45 m Höhe über der Donauaue (Abb. 4 bis 10; Tab. 1). Während im nördlichen Blattgebiet der schroffe Anstieg zum Vorderen Bayerischen Wald das Donauquartär eindrucksvoll begrenzt, bilden im südlichen Blattgebiet die außerhalb des eigentlichen Donautals gelegenen Verebnungen der Hochschotterfluren häufig einen allmählichen Übergang zum Niederbayerischen Hügelland.

Die holozäne Donauaue ist die zentrale morphologische und quartärgeologische Tiefenlinie im Blattgebiet. Sie besitzt ein durchschnittliches Gefälle von etwa 0,3%, wobei deren Oberfläche von 326 m ü. NN am westlichen auf 315 m ü. NN am östlichen Blattrand abdacht. Mit einer mittleren Breite von 1,5 bis 3,5 km nimmt sie etwa 12% der Fläche des Blattgebietes ein (Abb. 2). Von wenigen bewaldeten Landschaftsschutzgebieten abgesehen, die u.a. im Zuge des Donauausbaus zur Rhein-Main-Donau-Schiffahrtsstraße angelegt wurden, ist die Aue überwiegend ackerbaulich genutzt. Wiesen und Grünlandwirtschaft beschränken sich fast ausnahmslos auf die Feuchstandorte tieferer Aurinnen und Altarme bzw. die hochwassergefährdeten Standorte innerhalb der Deiche unmittelbar entlang des kanalisierten Donaulaufs (Rhein-Main-Donau-Kanal). Aber trotz Flurbereinigungen und ackerbaulicher Nutzung prägen auch heute noch zahlreiche, mehr oder minder stark verfüllte Aurinnen und Altarme das Oberflächenrelief der Donauaue. Letztere ermöglichen eine weitere morphologische Differenzierung der Aue in verschiedene, unterschiedlich alte Mäanderterrassen, die H1- bis H7-Terrassen (Abb. 3). Sie entstanden seit dem frühen Holozän (frühes Präboreal) im Zuge von seitlichen Mäanderverlagerungen und wiederholten Mäanderdurchbrüchen der Donau. Alle Auenterrassen besitzen im Blattgebiet ein ähnliches Oberflächenniveau, sind also *sensu* SCHIRMER (1983) Reihenterrassen und *sensu* SCHELLMANN (1994a) Mäanderterrassen.

Beiderseits der Donauaue erstrecken sich mit variierenden Ausdehnungen verschiedene pleistozäne Terrassenfluren: die würmzeitlichen Niederterrassen (NT1 bis

NT3), die mindestens würmzeitlichen Übergangsterrassen (ÜT1, ÜT2), die mittelpleistozänen Hochterrassen (JHT, MHT, ÄHT), die mindestens mittelpleistozänen Terrassenniveaus des Jüngeren Deckenschotter (JD1, JD2) und die mittel- bis altpleistozänen Älteren Deckenschotterflächen (ÄD). HOMILIUS et al. (1983: 60) und UNGER (1999: 19) stellen letztere ins Altpleistozän. Die Deckenschotter bilden südlich der Donau ausgedehnte Terrassenfluren, während sie nördlich der Donau nur in kleinen Erosionsrelikten am Ausgang von Seitentälern erhalten sind wie zum Beispiel an der östlichen Talseite am Ausgang des Kinzigtals (Abb. 3). UNGER (1999: 17) sieht darin einen Hinweis auf die noch andauernde Absenkung der Straubinger Senke, wodurch die Donau tendenziell ihren Weg nahe des Zentrums der Absenkung nehmen würde.

Abgesehen vom Gebiet zwischen der Großen und der Kleinen Laaber tragen die prä-hochwürmzeitlichen Terrassen eine Lößdecke von einigen Metern Mächtigkeit, die lokal stark schwanken kann. Dabei besitzen die Jüngere Hochterrasse und die Übergangsterrassen generell geringere Lößmächtigkeiten als die älteren pleistozänen Donauterrassen. Im einzelnen findet man:

- im Bereich der Älteren und Jüngeren Deckenschotter mittlere Lößmächtigkeiten von 3,5 bis 13 m mit Extremwerten auf dem JD2 von 14 bis 20 m;
- im Bereich der Hochterrassen mittlere Lößmächtigkeiten zwischen 4,1 bis 6,8 m, wobei auf der Älteren und Mittleren Hochterrasse auch Mächtigkeiten von 10 bis 12 m auftreten können;
- im Bereich der Übergangsterrassen, die nahe zum Auswehungsgebiet der Niederterrassen liegen, Sandlössе oder sehr sandstreifige Lössе mit mittleren Mächtigkeiten von 2,7 m (ÜT1) und 2,4 m (ÜT2), wobei insbesondere im Bereich von Längsdünen auch extreme Mächtigkeiten von bis zu 7,3 m (ÜT1) und 4,3 m (ÜT2) auftreten können.

Aus der großen Verbreitung von Löß und Lößlehm resultiert die hohe landwirtschaftliche Fruchtbarkeit des Gebietes, was auch im Regionalnamen „Straubinger Gäu“ bzw. „Dungau“ zum Ausdruck kommt. In dem stärker bewaldeten Gebiet zwischen der Großen und Kleinen Laaber reichen dagegen die fluviatilen Kieskörper der dort oberhalb der heutigen Talböden verbreiteten mittel- bis altpleistozänen Terrassen bis an die Oberfläche oder werden von nur einigen Dezimeter mächtigen Decksanden (Flugsande, sandige Fließerden, Flusssande) verhüllt. Die Ursache für das weitgehende Fehlen einer Lößbedeckung der Terrassen in diesem Raum ist nicht bekannt und Gegenstand von Spekulationen (u.a. LEGER 1988: 400f.).

Südlich der Donau wird die generelle NW-SE-Zonierung der drei bedeutenden Landschaftseinheiten auf dem Blattgebiet durch die Einmündung der relativ großen autochthonen Seitentäler von Großer und Kleiner Laaber und weniger markant auch durch das Tal der Aiterach unterbrochen. Alle drei Bäche entspringen im Niederbayerischen Hügelland. Große und Kleine Laaber mündeten vor der Kanalisierung bei Ober- bzw. Niedermotzing (Blatt 7041 Münster) in die Donau. Heute werden sie über den Laaber-Kanal weiter talabwärts in der Nähe des Flugplatzes Straubing der Donau zugeführt. Die Aiterach erreicht die Donau nördlich von Unteröbling. Während das mittlere Talgefälle der Donauaue im Blattgebiet nur etwa 0,3‰ beträgt, besitzen die Talauen der Seitentäler ein deutlich höheres Gefälle von ca. 1,8‰ bei der Großen Laaber, ca. 2,7‰ bei der Kleinen Laaber und ca. 2,6‰ bei der Aiterach. Die Talböden aller drei Täler sind einige hundert Meter breit und spätwürmzeitlichen sowie holozänen Alters. Sie werden von höherliegenden pleistozänen Seitentalterrassen begleitet. Talabwärts verzahnen sich diese mit den zeitgleich gebildeten Terrassenfluren der Donau (Abb. 3).

Geologisch gesehen markiert das Donautal die Nordostgrenze des Niederbayerischen Molassebeckens, wobei hier im Vorland des Vorderen Bayerischen Waldes eine Zone stärkster neotektonischer Absenkung liegt, die als Straubinger Becken oder als Regensburg-Straubinger Senke (UNGER 1999) bezeichnet wird. Die Senkung besitzt im Raum Straubing - Parkstetten ihre größten Ausmaße und erreicht dort sicherlich weit mehr als 800 m bezogen auf die Tiefenlage der Untergrenze des Juras unter Donautalboden (siehe Abb. 9).

Die geologische Grenze zwischen den paläozoischen Gesteinen des Vorderen Bayerischen Waldes und den quartären und tertiären Lockersedimenten des Straubinger Beckens bildet der sog. „Donaurandbruch“, eine steil nach SW einfallende, herzynisch streichende Bruchzone, an der beide geologischen Großeinheiten deutlich voneinander abgesetzt sind. Im westlichen Blattgebiet ist die Hauptverwerfung des Donaurandbruches von quartären Donauablagerungen verhüllt und häufig nur wenige hundert Meter dem markanten, über 100 m hohen Steilanstieg des Vorderen Bayerischen Waldes vorgelagert. Im Ostteil des Blattes sind der Verlauf der Hauptverwerfungszone und der morphologische Anstieg zum Vorderen Bayerischen Wald nahezu identisch. Über den Donaurandbruch hinweg reichen bei Steinach, in der sog. „Steinacher Tertiärbucht“, tertiäre Sedimentgesteine vom Donautal aus nach Nordosten noch wenige Kilometer weit in den Vorderen Bayerischen Wald hinein. Ein besonderes tektonisch-geologisches Element bilden die am Donaurandbruch aufge-

schleppten Jura-Vorkommen am Buchberg südöstlich von Münster und am Helmburg, der den westlichen Eingang zur Steinacher Tertiärbucht markiert. Beide Jura-Vorkommen waren seit ihrer Erstbeschreibung durch v. AMMON (1875) wiederholt Gegenstand geologischer Untersuchungen (u.a. UNGER 1999; MEYER & SCHMIDT-KALER 1996; FAY & GRÖSCHKE 1982).

Feinklastische Deckschichten im Blattgebiet sind teils fluvialer, teils äolischer, teils periglazial-denudativer Herkunft. Fluviale Hochflutsedimente bedecken flächenhaft die kiesige Flussbettfazies aller holozänen Auenterrassen der Donau mit mittleren Mächtigkeiten von 2,5 bis 5 m. Dabei können die feinklastischen Verfüllungen einzelner Altarme und Aurinnen bis zu 8,5 m unter die Geländeoberfläche hinabreichen. Häufig besitzen auch die Talböden der größeren Seitentäler des Wildbachs, der Kößnach, der Kinzig und der Aiterach Hochflutlehme von ein bis drei Meter Mächtigkeit. In den Talauen von Großer und Kleiner Laaber wechseln dagegen kleinräumig Areale, in denen kiesige Bachablagerungen nahe der Oberfläche unter nur wenigen Dezimeter mächtigen Hochflutsedimenten verbreitet sind, mit Bereichen wie vor allem Aurinnen, in denen einige Meter mächtige Auelehme auftreten können.

An äolischen Deckschichten findet man neben Löß und Lößlehmern auf den prä-hochwürmzeitlichen Donauterrassen wenige Dezimeter mächtige Flugsanddecken, die vor allem auf den NT2-Terrassenflächen nördlich von Parkstetten und südlich von Obermotzing in größeren Arealen verbreitet sind. Die Flugsanddecken und kleinen Dünen bestehen aus Feinsanden mit unterschiedlichen Mittelsandanteilen, die im unverwitterten Zustand im Donautal primär kalkhaltig, zwischen den beiden Laaber-Tälern häufig kalkfrei sind. Einzelne ein bis drei Meter hohe Längsdünen, die trotz ackerbaulicher Nutzung noch heute morphologische Erhebungen bilden, sind östlich von Schönach an der Terrassenstirn der ÜT2 zur NT2 sowie im Raum Ittling (östlich von Straubing) an der jeweiligen Terrassenstirn von MHT, JHT und ÜT1 erhalten.

Periglazial-denudative Deckschichten sind in einer schmalen Zone im Hangfußbereich am Anstieg zum Vorderen Bayerischen Wald verbreitet und zwar vor allem in Form unterschiedlich mächtiger Hangschuttdecken aus überwiegend grusigem Material, deren Petrographie von den im Einzugsgebiet anstehenden Gesteinen abhängig ist. Das südliche Pendant dazu bilden Hangschuttdecken, die im Hangfuß am Anstieg von den mittelpleistozänen Donauterrassen zum Niederbayerischen Hügelland und seinen Hochschotterverebnungen anstehen. Vermutlich bestehen sie dort aus Kol-

luvien, lößbürtigen Sedimenten und umgelagerten tertiären Sanden. Die Oberflächen der Älteren (ÄD) und Jüngeren (JD1, JD2) Deckenschotter östlich der Kleinen Laaber steigen häufig bereits vor dem Erreichen des Außenrandes der Terrasse an. Zwischen Talhang und Terrassenfläche ist dadurch eine morphologische Übergangszone ausgebildet. Die Ursache für diese externe Aufhöhung der Terrassenoberflächen ist die Auflagerung von am Hang abgeschwemmten Lößschichten („Schwemmlöß“) und Kolluvien. Genauere Informationen zu Mächtigkeit, Aufbau, Zusammensetzung und Alter der Hangschuttdecken und der Sedimente in der „Schwemmlößzone“ liegen nicht vor.

Weitere lokal begrenzte Deckschichten im Blattgebiet sind unterschiedlich große Schwemmkegel am Ausgang von Dellentälchen und Trockentälern. Deren Substrat ist abhängig vom Liefergebiet. Grusige Partikel dominieren die Schwemmkegelablagerungen mit Liefergebiet Vorderer Bayerischer Wald, schluffig-sandige Partikel die Schwemmkegel mit Löß und Tertiär im Hinterland. Kiesig-sandige Schwemmkegel findet man dort, wo pleistozäne Terrassenkiese im Liefergebiet erodiert wurden. Eine Besonderheit ist der relativ ausgedehnte sandig-kiesige Schwemmkegel der Kleinen Laaber nördlich von Atting. Er wurde am Ausgang des Spätglazials von der Kleinen Laaber ins Donautal geschüttet, wo er sich mit NT3-Flussablagerungen der Donau verzahnt und diese bereichsweise überlagert hat (SCHELLMANN in diesem Band).

1.2 Methodik

Die morphologisch-geologische Differenzierung der pleistozänen Terrassen im Blattgebiet ist anhand der Niveauunterschiede ihrer Terrassenoberflächen (Terrassentreppe) und der maximalen Höhenlagen ihrer fluviatilen Aufschüttungskörper möglich. Letztere entsprechen den maximalen Höhenlagen der Flusskiese und Flusssande (Schotteroberkante). Dabei bilden die Oberkanten der Flussbettfazies das stratigraphisch entscheidende Einstufungskriterium. Vor allem mächtige Lößdeckschichten können eine wesentlich höhere Lage der Terrassenoberfläche bewirken und damit ein höheres Alter vortäuschen. Das Fehlen einer Lößbedeckung mit dem Resultat einer niedrigeren Oberflächenerhebung der Terrassen, wie dieses bei den pleistozänen Terrassen zwischen den Tälern der Großen und Kleinen Laaber der Fall ist, verleitet dagegen zur Altersunterschätzung und damit zu einer zu jungen stratigraphischen Einstufung.

Die Bestimmung der Tiefenlagen der jeweiligen Terrassenbasen ist schwierig, da entsprechend tiefe Aufschlüsse im Blattgebiet nicht existieren bzw. vom Grundwas-

ser gefüllt sind. Für die Hoch- und Niederterrassen liegen gute Informationen im donauaufwärts gelegenen Talraum bei Regensburg-Harting bzw. Neutraubling vor (SCHELLMANN 1988; ders. 1990; ders. in diesem Band) und können nach jetzigem Kenntnisstand auf das Blattgebiet übertragen werden. Teilweise ist es auch möglich aus signifikanten, mit der Verbreitung einer Terrasse korrelierbaren Tiefenlagen der Quartärbasis Hinweise auf die Tiefenlage von Terrassenbasen zu erhalten. Das betrifft zum Beispiel die Jüngere Hochterrasse (JHT) und die jüngste Niederterrasse (NT3). Bei beiden Terrassen kann davon ausgegangen werden, dass die Terrassenbasis gleichzeitig auch die Quartärbasis ist.

Die holozänen Terrassen, die im Blattgebiet als Reihenterrassen ein ähnliches Oberflächenniveau und eine ähnliche Oberkantenlage der sandig-kiesigen Flussbettfazies besitzen, lassen sich mit Hilfe der „nahtrinnenbezogenen Kartiermethode“ *sensu* SCHIRMER (1983) weiter untergliedern. Sie alle sind Mäanderterrassen, also fluviatile Anschüttungskörper, die durch laterale Flussbettverlagerungen gebildet wurden. Den Verlauf dieses lateralen Wachstums kennzeichnen primäre Aurinnen, die zum Außenrand einer Mäanderterrasse laufen. Die Verbindung der primären Aurinnen am Außenrand der Terrasse führt dort zu Entstehung einer tiefer gelegenen Zone, der sogenannten „Nahrinne“ (SCHIRMER 1983: 29). Dadurch sind auch Mäanderterrassen durch eine deutliche Terrassenkante voneinander abgesetzt. Im günstigen Fall ist innerhalb einer Mäanderterrasse das mehr oder minder verlandete jüngste Flussbett als Altarm bzw. als Paläomäander erhalten. Die Datierung seiner Verfüllung kann einen ungefähren Altershinweis für das Ende der Bildungszeit der zugehörigen Mäanderfläche geben.

Beide Kartiermethoden ermöglichen zunächst eine relative stratigraphische Untergliederung der quartären Terrasseneinheiten. Leider fehlen häufig weitere Altersbelege, die eine genauere relative oder absolute Datierung der kartierten Terrassenflächen ermöglichen. Bei der stratigraphischen Einstufung wurde daher generell das belegbare Mindestalter der Terrasse verwendet. Weitere Möglichkeiten zur Abgrenzung und Alterseinstufung von Terrassen, Terrassenkörpern und fluviatilen Fazien geben u.a. SCHIRMER (1983; ders. 1995; SCHIRMER et al. 2005) oder SCHELLMANN (1994a:125ff.).

Nur neunzehn Aufschlüsse gaben Einsicht in den Aufbau der Terrassenkörper. Insofern stützen sich die Höhenlagen der im Text genannten Schichtgrenzen wie die Kiesober- und Kiesunterkanten, auf Auswertungen von über 1.300 Schichtenverzeich-

nissen von Bohrungen aus dem Blattgebiet, von denen über 1.050 die Quartärbasis erreichten. Die Schichtenverzeichnisse wurden freundlicherweise vom Bayerischen Geologischen Landesamt, dem Straßenbauamt und Wasserwirtschaftsamt Regensburg, den Stadtwerken Straubing, der Rhein-Main-Donau-AG, dem Wasserwirtschaftsamt Deggendorf sowie einigen Ingenieurbüros (u.a. IFB Eigenschenk in Deggendorf) zur Verfügung gestellt. Hinzu kamen weitere Schichtenverzeichnisse, die bereits von SCHELLMANN (1988) ausgewertet wurden. Zusätzliche Informationen gaben die bei HOMILIUS et al. (1983) aus dem Untersuchungsgebiet veröffentlichten geoelektrischen Profile.

Zur Erfassung der Mächtigkeiten feinklastischer Deckschichten und zur Bergung pollenanalytisch und/oder ^{14}C -datierbarem organischen Materials (Pflanzenreste, Holzstücke, Torfe) wurden vor allem im Bereich der Niederterrassen und der holozänen Talauflage 222 Sondierungen mit Bohrstock und Wackerhammer meist bis auf die Oberkante der sandig-kiesigen Flussbettfazies durchgeführt. Details der Sondierungen sind im Abschlußbericht des Projektes am Bayerischen Geologischen Landesamt hinterlegt.

Massenspektrometrische Radiokohlenstoff-Datierungen (AMS ^{14}C) an Holz- und Torfproben sowie organischen Makroresten aus spätglazialen und holozänen Ablagerungen der Donau wurden vom Institut für Physik der Universität Erlangen erstellt. Jeweils eine Sandlage im Terrassenkörper der NT1, NT2 und NT3 wurde unter der Leitung von Prof. Dr. Ulrich RADTKE (Geographisches Institut der Universität zu Köln) von Frau Nicole KLASSEN mit Hilfe der Optisch Stimulierten Lumineszenz (OSL)-Methode datiert. Einzelergebnisse dieser sowie weiterer Altersdatierungen von BUCH (1989) und MÜNZBERGER (2005) finden sich bei SCHELLMANN (in diesem Band).

Frau Dr. Heike Schneider (Universität Jena, ehemals Universität Bamberg) erstellte einige pollenanalytische Alterseinstufungen organischer Sedimentlagen in der feinklastischen Verfüllung spätglazialer und holozäner Aurinnen und Altarme (SCHELLMANN in diesem Band).

Historische Flurkarten aus den Jahren 1816 und 1827 (Bayerisches Landesvermessungsamt München) bildeten eine Informationsquelle zur Rekonstruktion des frühneuzeitlichen Donaulaufs und von heute mehr oder minder stark eingeebneten bzw. verfüllten Altarmen (Paläomäandern) der Donau. Historische Quellen (Flurnamen, Siedlungsalter) geben zudem Hinweise auf das Alter einzelner Auenflächen. Sie sind bereits von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) ausgewertet worden.

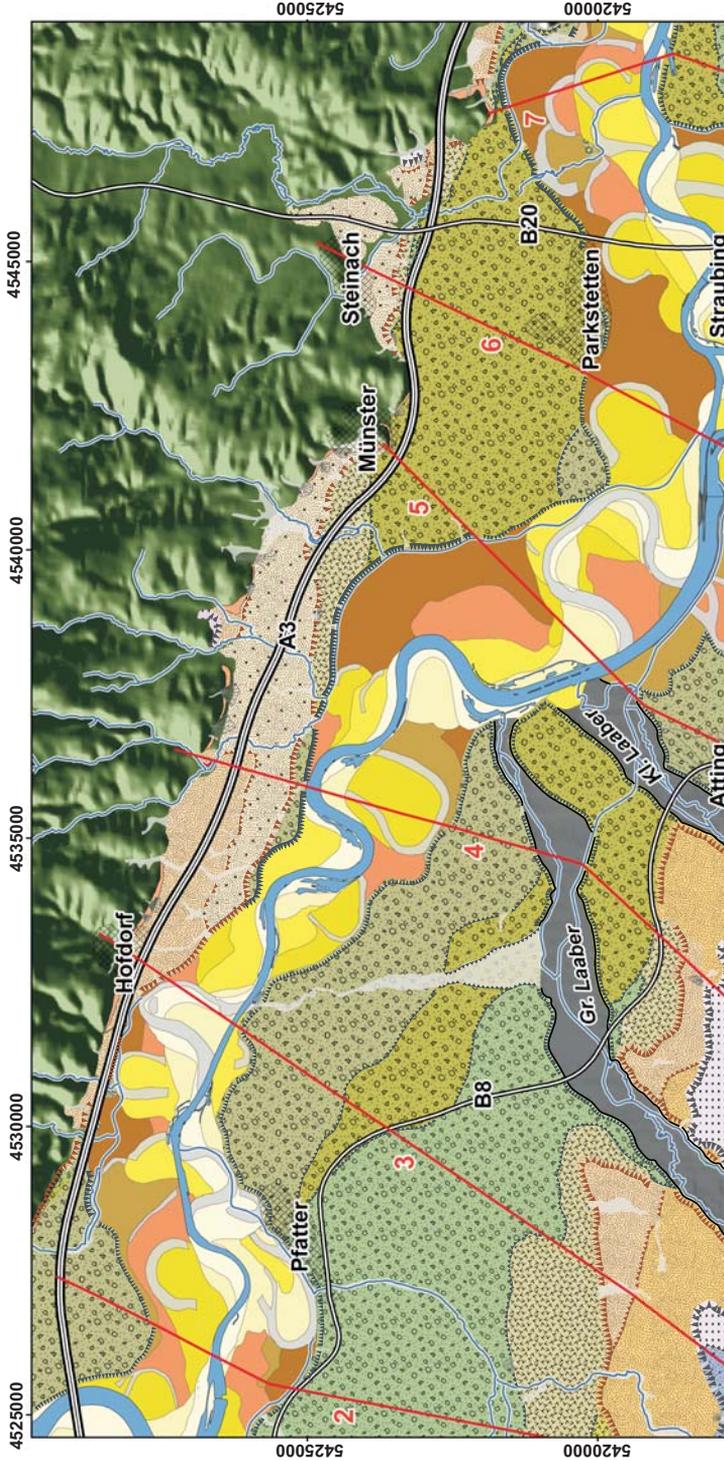


Abb. 3 oben: Verbreitung der quartären Donauterrassen auf Blatt L 7141 Straubing mit Lage der Geologischen Profile 2 bis 7.

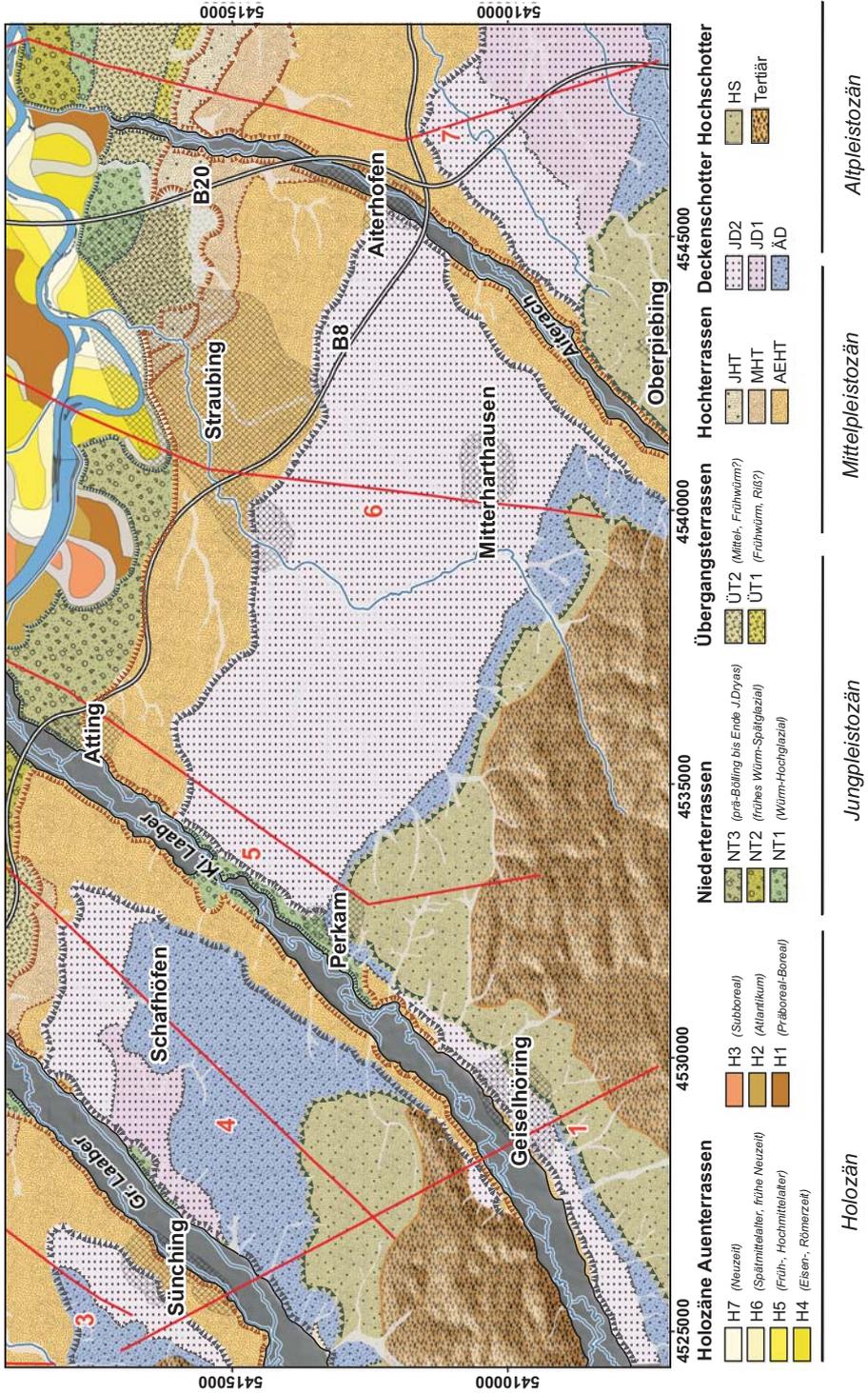


Abb. 3 unten: Verbreitung der quartären Donauterrassen auf Blatt L 7141 Straubing mit Lage der Geologischen Profile 1 und 3 bis 7.

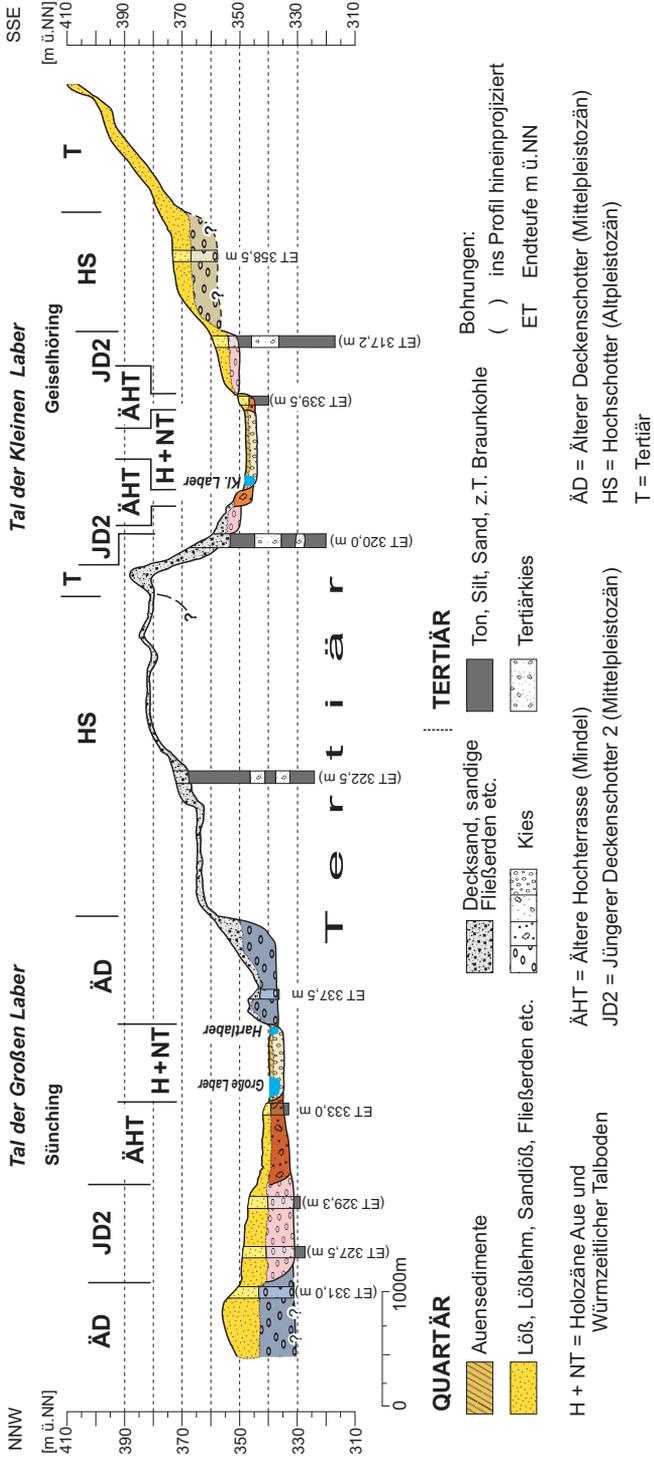


Abb. 4: Geologischer Profilschnitt 1. Zur Lage des Profils siehe Abb. 3.

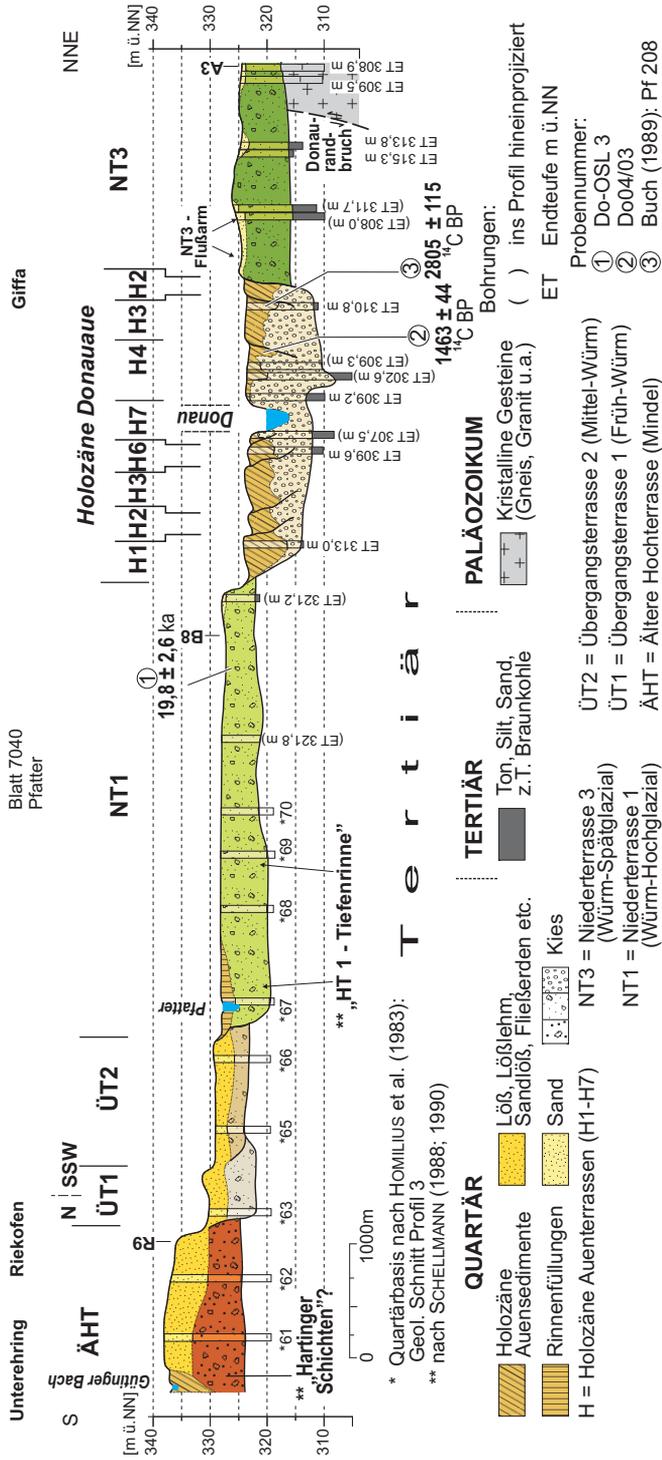


Abb. 5: Geologischer Profilschnitt 2. Zur Lage des Profils siehe Abb. 3.

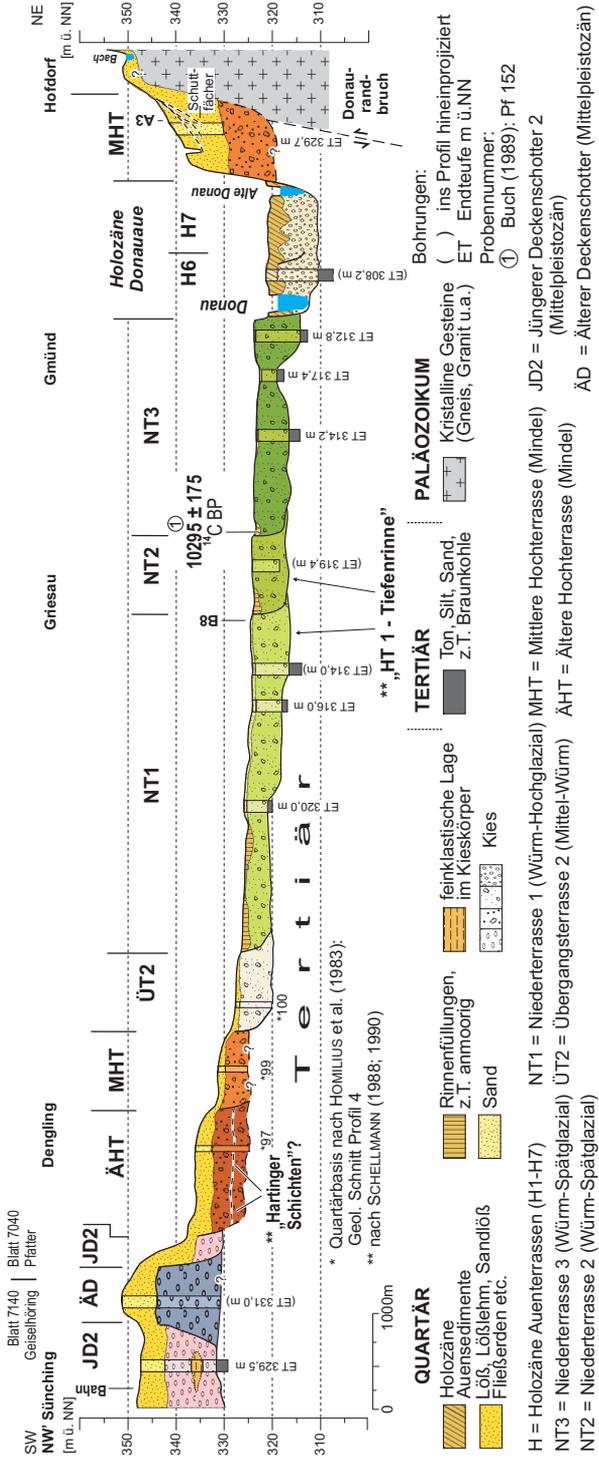


Abb. 6: Geologischer Profilschnitt 3. Zur Lage des Profils siehe Abb. 3.

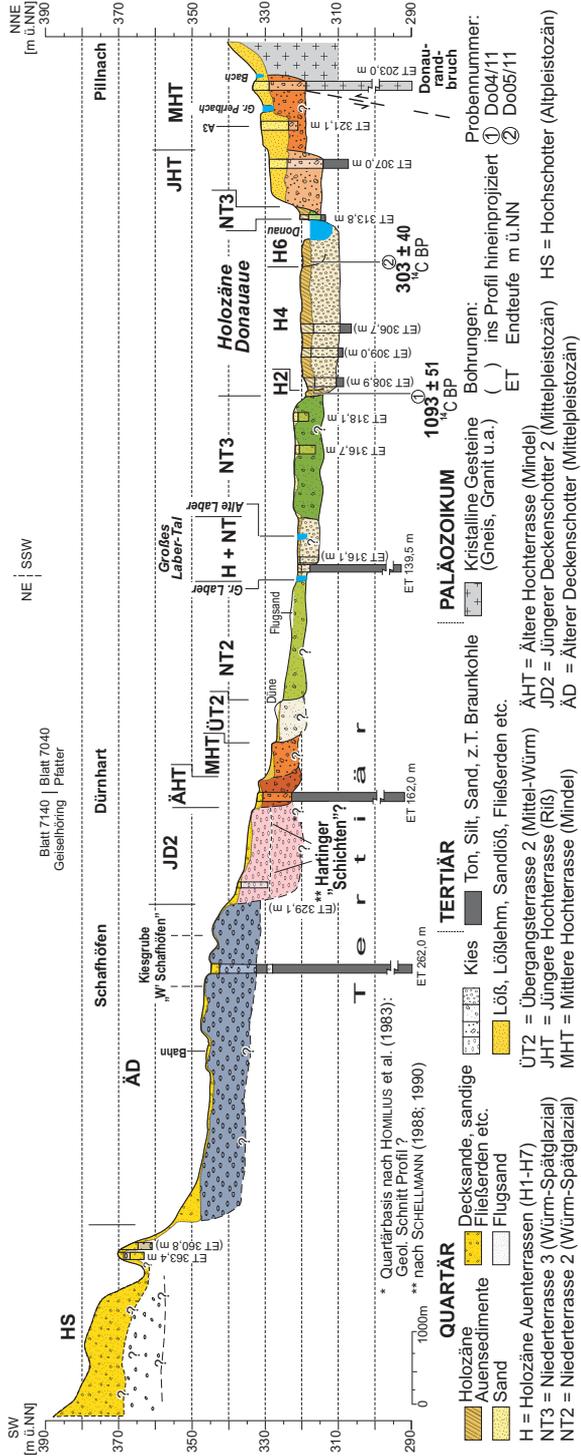


Abb. 7: Geologischer Profilschnitt 4. Zur Lage des Profils siehe Abb. 3.

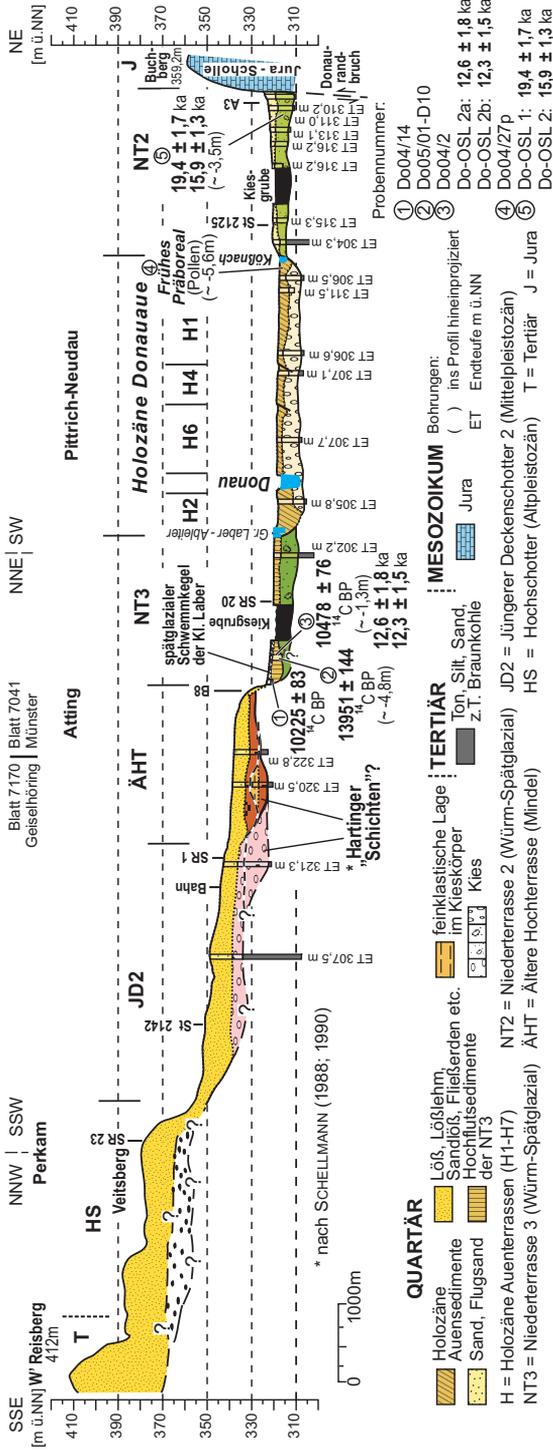


Abb. 8: Geologischer Profilschnitt 5. Zur Lage des Profils siehe Abb. 3.

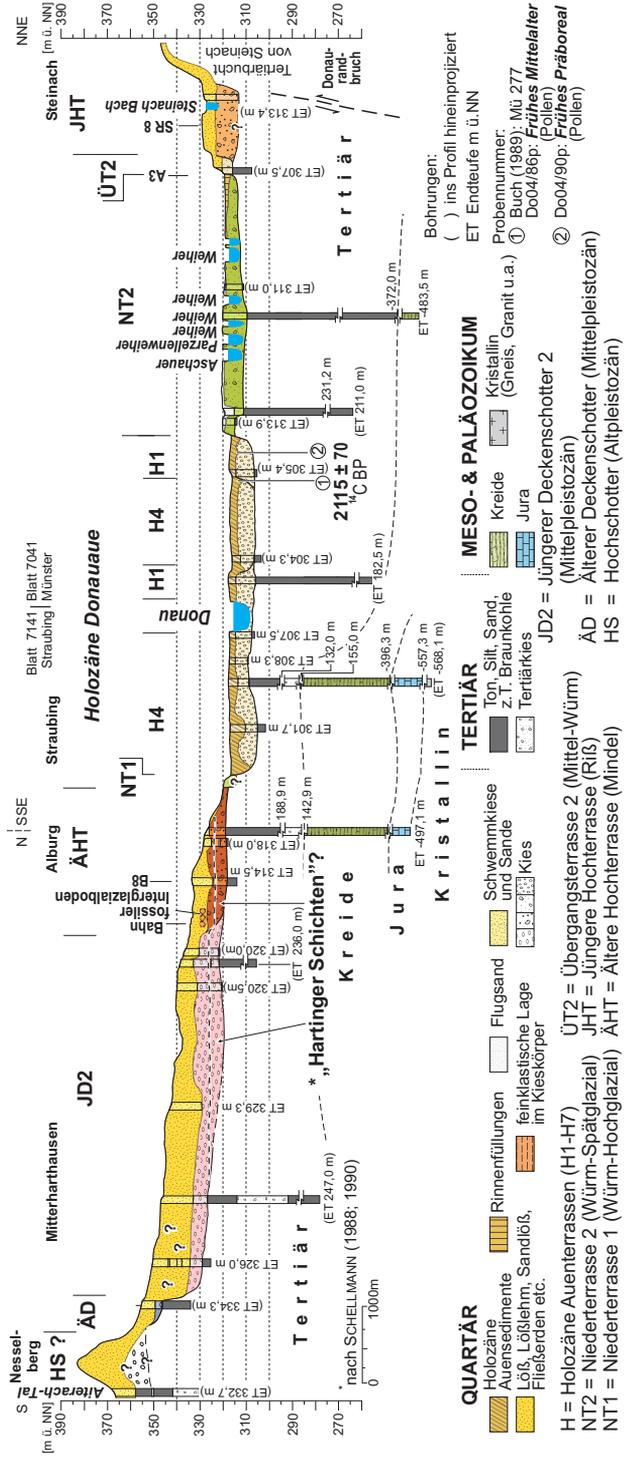


Abb. 9: Geologischer Profilschnitt 6. Zur Lage des Profils siehe Abb. 3.

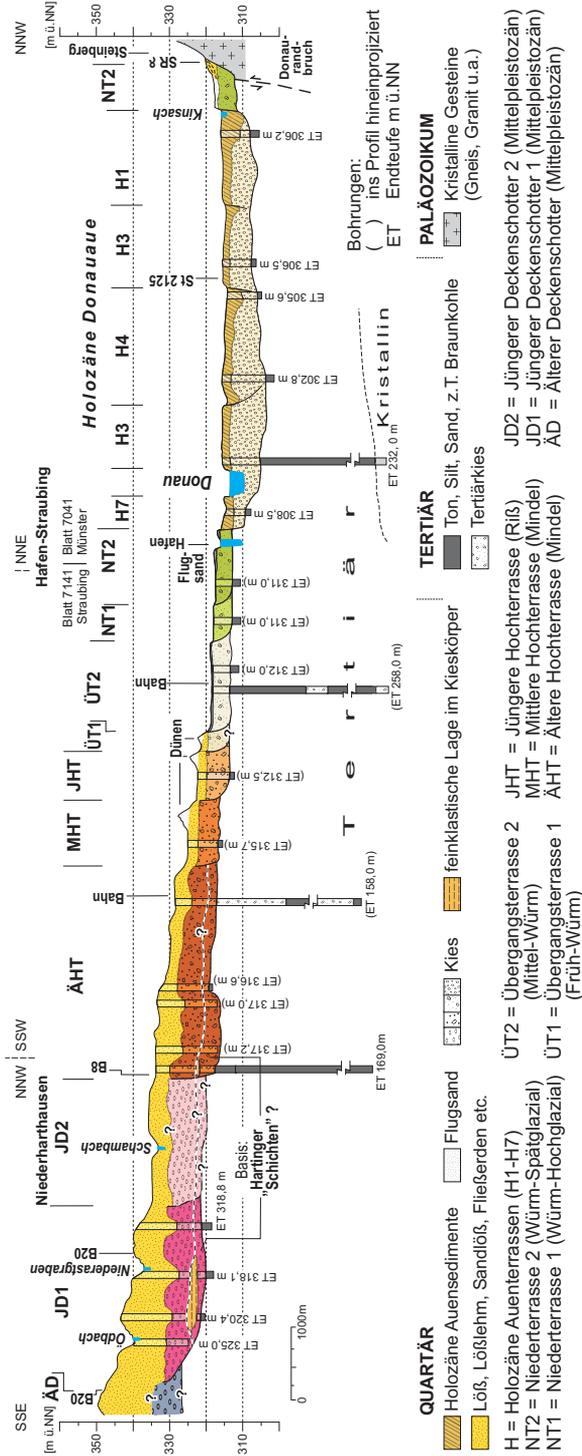


Abb. 10: Geologischer Profilschnitt 7. Zur Lage des Profils siehe Abb. 3.

2. Die quartären Donauterrassen im Überblick

2.1 Die altpleistozänen Hochschotterfluren im Süden des Donautals

Den Übergang vom Niederbayerischen Hügelland zu den nördlich verbreiteten Deckenschotterfluren des Donautals bilden die bis zu 2,4 km breiten terrassenähnlichen Ebenheiten der Hochschotter (HS) (Photo 1). Sie liegen etwa 55 bis 70 m über dem heutigen Talboden der Donau (Tab. 1) und sind damit etwa 20 bis 30 m niedriger als die im Süden angrenzenden Kuppen des Niederbayerischen Hügellandes und etwa 20 bis 30 m höher als die Oberflächen der häufig nach Norden zum tieferen Donautal hin angrenzenden Älteren Deckenschotter (ÄD).

Hochschotterverebnungen erstrecken sich zwischen den Tälern der Großen und Kleinen Laaber in 375 bis 385 m ü. NN, südlich von Perkam in 380 m ü. NN und in 385 bis 388 m ü. NN sowie östlich von Oberpiebing in 378 m ü. NN (Abb. 3, Abb. 11). Bereits LEGER (1988: 389) vertrat die Auffassung, dass es sich bei den Verebnungen östlich von Oberpiebing um die ältesten Donauterrassen im Blattgebiet handelt. Allerdings hat auch er keine Belege, dass im Untergrund tatsächlich ein fluviatiler Sedimentkörper vorhanden ist. In ihrer räumlichen Verbreitung folgen die Hochschotterfluren dem Donautal, was eine Genese dieser Verebnungen durch die Donau nahelegt. Vom Donautal erstrecken sie sich auch noch in die Seitentäler von Kleiner und Großer Laaber hinein, wo sie am südöstlichen Talrand von einmündenden Bächen und zahlreichen Dellentälchen, wenn auch stark zerschnitten, erhalten sind.

Die talwärtigen Areale der Hochschotterfluren sind in der Regel niedriger und besitzen Höhenlagen von 375 bis 380 m ü. NN. Von dort steigen ihre Oberflächen



Photo 1:
Hochschotterfläche südöstlich von Oberpiebing in ca. 378 m ü. NN. Der etwa 25 m höhere bewaldeter Höhenzug im Hintergrund gehört bereits zum Niederbayerischen Hügelland.

zum Talrand hin auf etwa 388 m ü. NN am Übergang zum Niederbayerischen Hügelland an. Lediglich südlich von Perkam zeigen sich zwei durch einen Stufenrand getrennte unterschiedlich hohe Terrassenniveaus: ein nördliches tiefergelegenes Niveau in 380 m ü. NN und am Übergang zum südlich gelegenen Niederbayerischen Hügelland ein höheres Verebnungsniveau in 385 bis 388 m ü. NN.

Über die Mächtigkeiten der Deckschichten und des liegenden fluviatilen Terrassenkörpers liegen keine sicheren Informationen vor. Schichtenverzeichnisse von Bohrungen, die südlich von Geiselhöring im Hochschotterniveau niedergebracht wurden, weisen auf einen vier bis acht Meter mächtigen sandreichen Kieskörper mit Oberkanten bei 363 bis 367 m ü. NN und Basiswerten bei 358 bis 359 m ü. NN hin. Er ist unter etwa 5 bis 6 m mächtigen feinklastischen Deckschichten, vor allem Lößlehm, begraben. Donauabwärts wird von BRUNNACKER (1956: 14) ein Hochschottervorkommen 1,5 km östlich von Oberschneiding mit einer Schotterunterkante bei 365 m ü. NN erwähnt, das sich nahe des südöstlichen Blattrands des hier behandelten Kartenblatts befindet. Es dürfte eine Fortsetzung der Hochschotter von Oberpiebing sein.

Insgesamt ist davon auszugehen, dass die Hochschotterverebnungen ebenso wie die im Raum Regensburg erhaltenen tieferen Hochschottervorkommen längere Zeit vor dem Jaramillo-Event (Kap. 1) und damit im Laufe des älteren und mittleren Altpleistozäns entstanden sind. Ältere Deckenschotter mit niedrigen Terrassenbasen bei teilweise unter 7 m ü. NT3 der Donau (Tab. 1) sind vermutlich die jüngsten altpleistozänen Bildungen. Dagegen sind die heute den Dungau bzw. das Straubinger Becken prägenden großen Terrassenfluren der Jüngeren Deckenschotter und Hochterrassen im Mittelpleistozän entstanden, also Relikte der letzten 780.000 Jahre Talgeschichte nach der Brunhes/Matuyama-Grenze sind.

2.2 Verbreitung und stratigraphische Untergliederung der alt- bis mittelpleistozänen Deckenschotterfluren und Hochterrassenflächen

Während die Hochschotterverebnungen nur am südlichen Rand zum Niederbayerischen Hügelland erhalten sind, erstrecken sich nördlich von ihnen und dabei vor allem im Talraum südlich der Donau ausgedehnte Deckenschotter und Hochterrassenfluren (Abb. 11, Abb. 3). Anhand der unterschiedlichen Höhenlage ihrer fluviatilen Sedimentkörper können sie weiter unterteilt werden in die Älteren Deckenschotter (ÄD), in zwei Jüngere Deckenschotter (JD1 und JD2) sowie in drei Hochterrassen (Ältere, Mittlere und Jüngere Hochterrasse). Dabei gehört die breite Hochterrassen-

flur südlich der Donau (Abb. 11) überwiegend zur Älteren Hochterrasse (ÄHT). Die Mittlere (MHT) und Jüngere Hochterrasse (JHT) erstrecken sich vor allem nördlich der Donau zwischen Hofdorf und Münster (Abb. 3). Südlich der Donau sind diese beiden jüngeren Hochterrassen lediglich als relativ schmale Terrassenleisten östlich von Straubing erhalten.

Wie bereits von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) vermutet wurde, werden in weiten Arealen im Blattgebiet der Jüngere Deckenschotter und die Ältere Hochterrasse („HT3“ *sensu* SCHELLMANN 1988) von mittelpleistozänen Donauablagerungen unterlagert, den sog. „Hartinger Schichten“ (Abb. 11). Dabei handelt es sich um warmzeitliche Donauablagerungen (s.u.), die erstmalig von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) im Donautal südlich von Regensburg-Harting beschrieben wurden.

2.2.1 Älterer Deckenschotter (ÄD)

Terrassenflächen des Älteren Deckenschotters (ÄD) sind lediglich südlich der Donau erhalten, und zwar (Abb. 11; Tab. 2):

- a) nordwestlich von Sünching in 350 bis 356 m ü. NN (ca. 30 m ü. NT 3 der Donau). Von dort erstrecken sich die stark zertalten Terrassenflächen des ÄD talaufwärts als etwa 2 km breite Terrassenflur bis östlich von Alteglofsheim (Blatt 7039 Mintraching). Sie wurden dort von HOMILIUS et al. (1983: 60) als „altpleistozäner Schotter“ und von LEGER (1988: 388) als „terrasse pre-Riss“ bzw. von LEGER (1965) als „niveau superieure“ bezeichnet;
- b) zwischen den beiden Tälern von Großer und Kleiner Laaber, wo die zentralen Terrassenbereiche bei und südlich von Schafhöfen Höhenlagen von 345 bis 348 m ü. NN (ca. 25/28 m ü. NT3 der Donau) besitzen und erst am südlichen Terrassenrand im Bereich des Mötzingner Bauernholz, wahrscheinlich durch periglaziäre Decksedimente erhöht, auf 350 bis 356 m ü. NN ansteigen;
- c) als schmale Terrassenleisten bei Pönning in 357 bis 360 m ü. NN, nordwestlich von Grundhöring in 360 bis 361 m ü. NN und südlich von Opperkofen in 357 bis 361 m ü. NN;
- d) am südöstlichen Blattrand zwischen Meindling und südwestlich von Taiding in 352 bis 355 m ü. NN, von wo der ÄD sich weiter nach Süden und Osten über das Blattgebiet hinaus Richtung Oberschneiding (Blatt 7241 Pilsting) und zum Gansberg (Blatt 7142 Straßkirchen) erstreckt. Letzteres Vorkommen wurde allerdings von BRUNNACKER (1956: 13) lediglich als lokale Geländeerhebung angesehen;

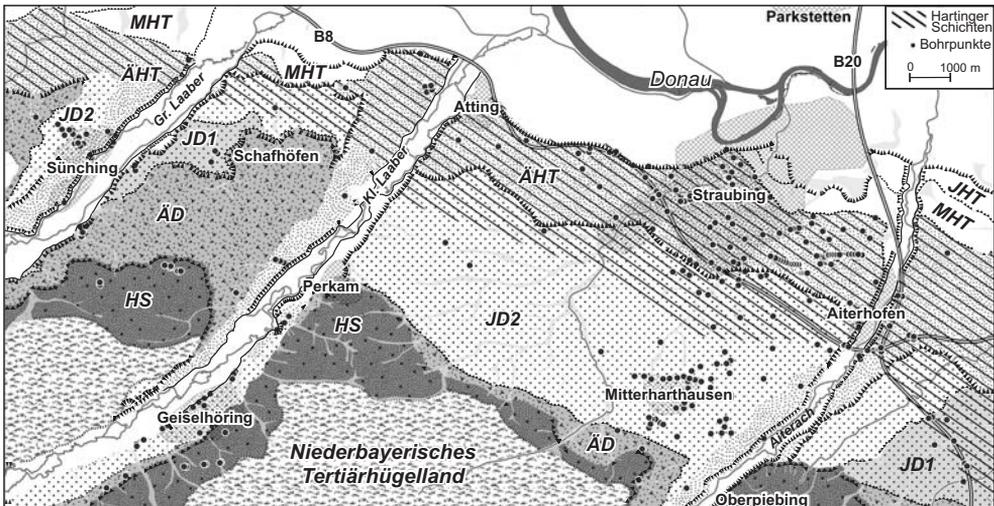


Abb. 11: Verbreitung der alt- und mittelpleistozänen Donauterrassen sowie der Hartinger Schichten im südlichen Blattgebiet der GK L 7141 Straubing.

- e) in den südlichen Seitentälern, wo der ÄD an den Talhängen von Großer und Kleiner Laaber in Form schmaler Terrassenleisten oder kleinerer Terrassenverebnungen und am westlich Talrand des Aiterach-Tales als relativ breite Seitentalterrasse erhalten ist;
- f) vermutlich am Talhang zwischen Pönning und Grundhöring überdeckt von mächtigen Hangschuttablagerungen.

Der lithologische Aufbau des ÄD ist dank mehrerer Bohrungen und Aufschlußbeobachtungen aus einer Kiesgrube bei Schafhöfen relativ gut bekannt. Nordwestlich von Sünching (Abb. 4 bis Abb. 6) besitzt der ÄD eine etwa acht Meter mächtige Lößauflage. Darunter folgt ein über 12,5 m mächtiger Kieskörper mit Oberkante bei 343 bis 345 m ü. NN (19,5/21,5 m ü. NT3 der Donau). In den vorliegenden Bohrungen wurde die Basis des Kieskörpers nicht erreicht. Sie liegt tiefer als 331 m ü. NN (<7,5 m ü. NT3 der Donau).

Zwischen den Tälern von Großer und Kleiner Laaber (Tab. 2; Abb. 7: Geol. Profilschnitt 4) ist der ÄD westlich Schafhöfen in einem weitläufigen Kiesgrubenareal aufgeschlossen. Dort besitzt die ÄD-Terrassenfläche eine Höhenlage zwischen 345 bis 350 m ü. NN (23/28 m ü. NT3 der Donau). In der Regel reicht der Kieskörper bis an die Oberfläche oder wird von wenigen Dezimetern mächtigen Sanddecken, vermutlich Flugsanden, überlagert. Einzelne Rinnen können auch mit ein bis zwei Meter mächtigen Rinnensanden verfüllt sein. Die Basis des kalkgeröllfreien Kieses liegt in

Tab. 2: Terrassenkennwerte für den Älteren Deckenschotter (ÄD) nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen (n = 17) sowie einzelner Aufschlüsse (siehe Text).

Donautal (ÄD)

| Lage | Höhe in m ü. NN | | | Mächtigkeiten (m) | |
|---|--|---------------------------------|---------|-------------------|------------|
| | Oberfläche | Kies OK | Kies UK | Deck-schichten | Kieskörper |
| NW' Sünching | 350-356 | 342,6 344,5 | < 331 | 7,5-8,4 | >12,5 |
| Schafhöfen – Mötzingen Bauernholz | ca. 345-348 (talintern), 350-356 | häufig bis zur Oberfläche | ca. 332 | 0-2,0 | 10 |
| Pönning | ca. 357-360 | | | | |
| Grundhöring | ca. 360-361 | | | | |
| S' Opperkofen | ca. 357-361 | 349-353 | 346-350 | 7,0 - 9,4 | ~ 3,0 |
| SW' Taiding | ca. 352-355 | | | | |

OK = Oberkante Flussbettsedimente, UK = Unterkante Flussbettsedimente

Tal der Großen Laaber (ÄD)

| Lage | Höhe in m ü. NN | | | Mächtigkeiten (m) | |
|--------------|------------------------------------|---------|---------|-------------------|----------------|
| | Oberfläche | Kies OK | Kies UK | Deck-schichten | Kieskörper |
| NW' Sünching | ca. 355 | | | | |
| Hardt | ca. 352, talaufwärts bis 360 | 348-351 | 337-343 | 0,6-2,1 | max. 10,3-11,4 |

OK = Oberkante Flussbettsedimente, UK = Unterkante Flussbettsedimente

Tal der Kleinen Laaber (ÄD)

| Lage | Höhe in m ü. NN | | | Mächtigkeiten (m) | |
|---------------|-----------------|---------|---------|-------------------|-------------|
| | Oberfläche | Kies OK | Kies UK | Deck-schichten | Kies-körper |
| W' Hirschling | 353 | 351,2 | 340,0 | 0,8 | 11,2 |
| Geiselhöring | 364 | | | | |
| S' Sallach | 365-364 | 360-358 | 355-358 | 3-5 | 1,5-2,7 |

OK = Oberkante Flussbettsedimente, UK = Unterkante Flussbettsedimente

Aiterachtal (ÄD)

| Lage | Höhe in m ü. NN | | | Mächtigkeiten (m) | |
|-------------|-----------------|------|------|-------------------|-------------|
| | Oberfläche | OK 1 | UK 1 | Deck-schichten | Kies-körper |
| W' Salching | 360-364 | | | | |

OK = Oberkante Flussbettsedimente, UK = Unterkante Flussbettsedimente

einer Tiefe von etwa 332 bis 333 m ü. NN (ca. 10/11 m ü. NT3 der Donau). Der sandreiche Kieskörper besteht überwiegend aus Fein- und Mittelkiesen, wobei petrographisch Quarze dominieren. Vor allem im tieferen Kieskörper nahe des Grundwasserspiegels treten zahlreiche Sandbänder und Sandlinsen auf. Korngrößenspektrum und Petrographie der Quarzkiese belegen zur Zeit der Aufschotterung des ÄD durch

die Donau in diesem Raum einen starken Sedimenteintrag der Großen Laaber (das Liefergebiet der Quarzkiese liegt überwiegend im Niederbayerischen Tertiärhügelland).

Südlich von Opperkofen trägt der ÄD eine etwa sieben bis neun Meter mächtige feinklastische Auflage aus Lößlehm und Fließerden (Tab. 2). Oberkante und Basis des nur etwa drei Meter mächtigen Kieskörpers liegen nach Schichtenverzeichnissen von zwei Bohrungen unerwartet hoch: die Oberkante bei ca. 349 bis 353 m ü. NN, die Basis bei ca. 346 bis 350 m ü. NN (Abb. 9: Geologisches Profil 6). Sollte sich diese, gegenüber den anderen bereits beschriebenen ÄD-Vorkommen im Donautal relativ hohe Tallage des fluviatilen Terrassenkörpers zukünftig durch weitere Belege bestätigen, dann ist der ÄD südlich von Opperkofen älter und stratigraphisch als Ältester Deckenschotter einzustufen.

Als schmale Terrassenleiste begleitet der Ältere Deckenschotter der Großen Laaber den nordwestlichen Talrand, wo er sich westlich von Sünching mit den Älteren Deckenschotterfluren des Donautales verzahnt. Großflächiger ist er am südöstlichen Talrand bei der Siedlung Hardt erhalten. Dort besitzt seine stark erodierte, von mehreren Seitentälern zerschnittene Oberfläche eine Höhenlage von 352 bis 353 m ü. NN und erhebt sich damit dreizehn bis fünfzehn Meter über den heutigen Talboden der Großen Laaber (Tab. 2). Talaufwärts und zum Talrand hin steigt die Terrassenoberfläche allmählich auf 360 m ü. NN an, wahrscheinlich als Folge einer zunehmenden Auflagerung von periglazialen Schwemmschutt des Talrandes. Eine weitere Untergliederung dieser Terrassenflur ist morphologisch nicht erkennbar. In einer weitgehend aufgelassenen Kiesgrube südlich von Hardt waren die oberen fünf Meter des dort etwa elf Meter mächtigen ÄD-Terrassenkörpers aufgeschlossen (Photo 2). Der horizontal- und troggeschichtete Kieskörper („*braided river*“-Sedimentationstyp) aus überwiegend gut gerundeten Quarzen in der Fein- bis Mittelkiesfraktion reicht bis an die Oberfläche. Die Kiesbasis liegt nach Schichtenverzeichnissen von Bohrungen nahe der Oberfläche des heutigen Talbodens bei 338 bis 343 m ü. NN der tertiären Talsohle auf (Abb. 4: Geol. Profilschnitt 1).

Der Ältere Deckenschotter (ÄD) der Kleinen Laaber ist als schmale Terrassenleiste am südöstlichen Talrand oberhalb von Geiselhöring erhalten. Seine Oberfläche erreicht am Blattrand Höhenlagen um 370 m ü. NN, die talabwärts bis Sallach auf 365 m ü. NN abfallen (Tab. 2). Damit erhebt sich der ÄD etwa zehn Meter über den heutigen Talboden der Kleinen Laaber. Die Basis des 1,5 bis 2,7 m mächtigen Kieskörpers liegt bei 355 bis 358 m ü. NN auf dem tertiären Sohlgestein. Die Lößdecke



Photo 2: Stark sandiger, horizontal- und troggeschichteter Älterer Deckenschotter (ÄD) der Großen Laaber südwestlich von Hardt. Der stark Go-gebänderte Kieskörper reicht bis zur Geländeoberfläche.

erreicht eine mittlere Mächtigkeit von etwa drei bis fünf Metern.

Weiter talabwärts setzt sich der ÄD der Kleinen Laaber auf der nordwestlichen Talseite westlich von Hirschling fort und verzahnt sich etwa 2 km talabwärts mit dem ÄD der Donau. Kurz vor der Verzahnung von Seiten- und Haupttalterrasse besitzt der ÄD-Kieskörper der Kleinen Laaber nach einer Bohrung bereits Mächtigkeiten von über elf Meter, wie sie auch im ÄD der Donau auftreten. Die Basis des Kieskörpers lagert zwar bereits in 340 m Höhe ü. NN auf dem tertiären Sohlgestein, liegt damit aber noch etwa sieben Meter höher als die ÄD-Basis der Donau in diesem Raum.

Der ÄD des Aiterachtals bildet an der westlichen Talseite eine etwa 600 bis 700 m breite und vor allem am Außenrand von teilweise mächtigen periglaziären Hangschuttdecken überhöhte Verebnung, die von zahlreichen Dellen zerschnitten ist. Er dacht von etwa 366 m ü. NN am südlichen Blattrand auf 360 m ü. NN am Zusammenfluss mit der ÄD der Donau westlich von Salching ab (Tab. 2). Dort liegen die Terrassenoberflächen des ÄD etwa fünfzehn Meter über dem aktuellen Talboden der Aiterach. Informationen über die Mächtigkeit und den lithologischen Aufbau des Terrassenkörpers liegen nicht vor.

2.2.2 Hartinger Schichten (mittelpleistozäner Sockelschotter)

In einigen Arealen der mittelpleistozänen Terrassenflächen von JD1, JD2 und ÄHT der Donau ist im Liegenden der Terrassenkörper ein älterer quartärer Sockelschotter verbreitet, der aufgrund der Tiefenlage seiner Basis bei ca. -2/+3 m ü. NT3-Oberfläche (Tab. 1) eine deutliche Ausraumzone im präquartären Sohlgestein darstellt. Diese älteste bisher bekannte mittelpleistozäne Tiefenrinne korrespondiert von ihrer stratigraphischen Position und Tiefenlage im Tal her mit den bei Regensburg-Harting nachgewiesenen warmzeitlichen „Hartinger Schichten“ (SCHELLMANN 1988; ders. 1990).

Diese waren Mitte der 1980'er Jahre beim Bau des dortigen BMW-Werks großflächig aufgeschlossen (Photo 3; Abb. 12). Die Hartinger Schichten unterlagern die kaltzeitlichen Donauablagerungen der Älteren Hochterrasse, der „HT3“ *sensu* SCHELLMANN (1988). Am *locus typicus* liegt deren Basis bei etwa -1/+1 m ü. NT3-Oberfläche, wobei die Oberkante ihrer fluviatilen Sedimente eine Höhenlage von bis zu +4 m ü. NT3 erreicht (Tab. 1). Am Außenrand des Verbreitungsgebiets der Hartinger Schichten war über einem 0,8 bis 1,3 m mächtigen basalen Kieskörper eine feinklastische Randsenkenfüllung mit Torfmächtigkeiten von 1,1 bis 1,8 m aufgeschlossen, die ein interglaziales Pollenspektrum aufwiesen (SCHELLMANN 1990: 59).

Nach pollenanalytischen Untersuchungen von GROSSE-BECKMANN (1993) sind in den Torfen neben *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Betula*, *Salix*, *Alnus* und *Corylus* auch Vertreter des Eichenmischwaldes wie u.a. *Quercus*, *Ulmus* und *Tilia* deutlich vorhanden, wobei er von wenigen wahrscheinlich *Pterocarya*-Pollen abgesehen keine Tertiärrelikte finden konnte. Insgesamt zeigt nach GROSSE-BECKMANN (1993: 96ff.) das pollenanalytische Bild die folgende in vier Phasen unterteilbare interglaziale Vegetationsentwicklung: eine Ältere *Pinus*-Zone mit *Pinus*-Gehalten von bis zu 97% aller Baumpollen ohne *Alnus*, eine EMW-Zone mit zu Beginn *Quercus*-*Pinus*-Dominanz und gefolgt von *Quercus*-*Corylus*-Dominanz mit zum Teil auffallend hohen *Picea*-Gehalten, eine *Carpinus*-Mischwald-Zone und eine abschließende Jüngere *Pinus*-Zone mit zum Teil hohen *Betula*-Gehalten.

Auch im südlichen Blattgebiet von Straubing sind Quartärbasiswerte im Basisniveau der Hartinger Schichten weit verbreitet (Abb. 11) und zwar:

1. im Bereich der ÄHT zwischen Riekofen und Dengling (Abb. 5 und 6: Geol. Profilschnitte 2 und 3; Tab. 5);
2. im Bereich des JD2 bei Dürnhart (Abb. 7: Geol. Profilschnitt 4);

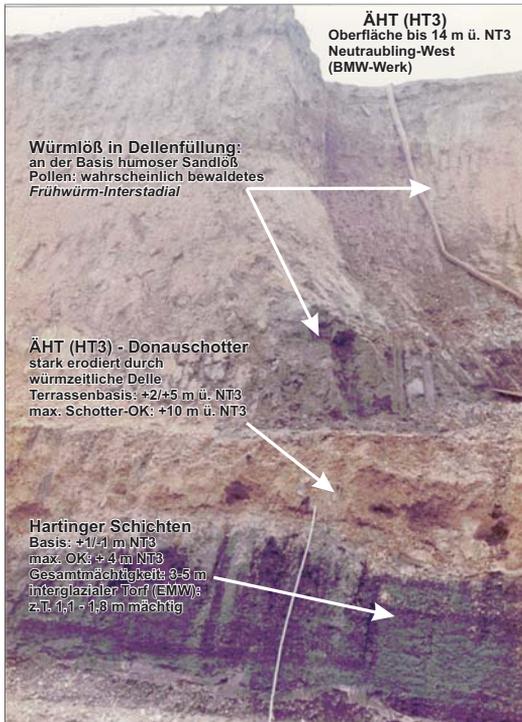
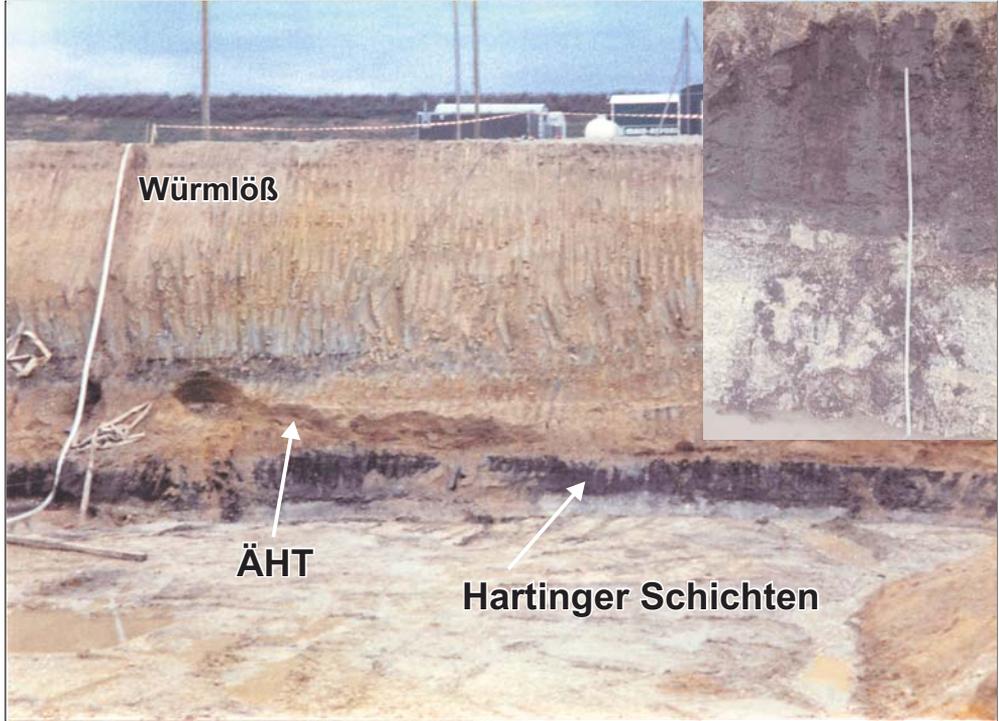
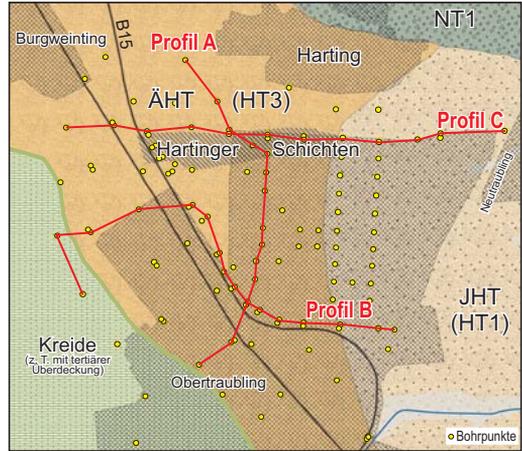
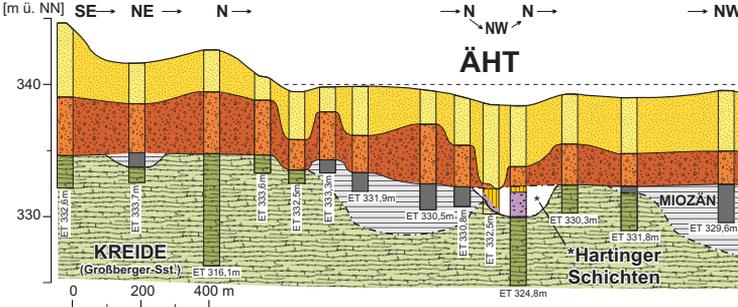


Photo 3:
Mittel- bis altquartäre Hartinger Schichten im Liegenden von Terrassenkiesen der Älteren Hochterrasse (ÄHT), die Mitte der 1980'er Jahre beim Bau des BMW-Werks südlich von Regensburg-Harting aufgeschlossen waren.

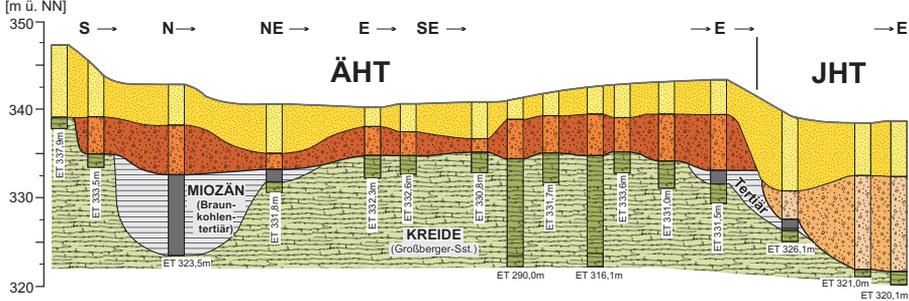
Abb. 12:
Verbreitung der Älteren Hochterrasse (ÄHT),
der Hartinger Schichten und der Jüngeren
Hochterrasse (JHT) zwischen Obertraubling
und Harting sowie Lage und Ausprägung der
geologischen Profile A bis C (wenig verändert
nach SCHELLMANN 1988).



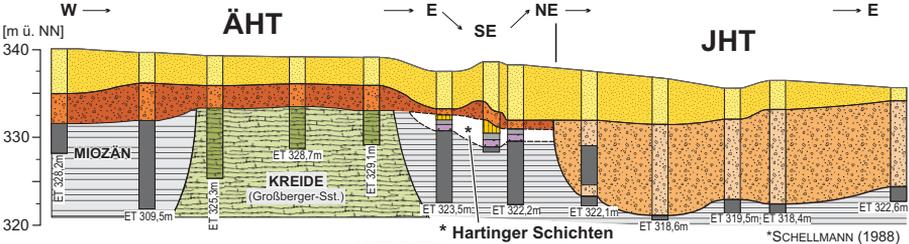
Geol. Schnitt A



Geol. Schnitt B



Geol. Schnitt C



3. nach einzelnen Bohrungen wahrscheinlich auch im Bereich der ÄHT südlich von Rain (Tab.5);
4. in den talinternen Arealen des JD2 und im Externbereich der ÄHT südlich von Atting (Abb. 8: Geol. Profilschnitt 5);
5. in den talinternen Arealen des JD2 und im Bereich der ÄHT im Raum Straubing (Abb. 9: Geol. Profilschnitt 6; Tab. 4; Tab. 5).

Von dort verläuft die mittelpleistozäne Tiefenrinne der Hartinger Schichten nach ESE in Richtung Aiterhofen und Niederharthausen. Dort biegt sie anscheinend nach Süden um und ist vermutlich auch in großen Arealen an der Basis des Terrassenkörper des JD1 verbreitet (Abb. 10: Geol. Profilschnitt 7). Außerhalb dieser Tiefenrinne im tertiären Sohlgestein besitzen JD1, JD2 und ÄHT eine mehrere Meter höhere Quartärbasis, die den tatsächlichen Tiefenlagen ihrer Terrassenbasen entsprechen dürfte (Tab. 1).

Im Hochterrassenbereich südlich von Straubing hatte bereits PRIEHÄUSER (1953: 292ff.) bei der Auswertung von Bohrungen die Vermutung geäußert, dass dort der Kieskörper der Hochterrasse aus zwei durch einen Lettenhorizont oder schmierigen Kies getrennte Serien besteht und die untere Serie den Eindruck macht, als wäre sie geköpft. Die Schichtenverzeichnisse einiger neuerer Bohrungen, niedergebracht auf der ÄHT südlich von Atting und bei Straubing (Tab. 5) sowie auf der JD2 südlich von Straubing (Tab. 4) und dem JD1 bei Wolferkofen (Tab. 3), zeigen häufiger eine lithologische Trennung in zwei durch bis zu drei Meter mächtige feinklastische Sedimente getrennte Kieskörper. In der Mehrzahl der Bohrungen fehlt allerdings diese lithologische Trennung, so dass nur ein Kieskörper auftritt. Daher kann die Verbreitung der Hartinger Schichten lediglich aus dem Kontext der Tiefenlagen der Quartärbasis im Verbreitungsgebiet von JD1, JD2 und ÄHT abgeschätzt werden (Abb. 11).

Da der Verlauf dieser Tiefenrinne im präquartären Sohlgestein unabhängig von der heutigen Verbreitung der ÄHT und des JD2 ist, ist sie älter als diese. Sie ist wahrscheinlich auch unter dem JD1 bei Wolferkofen verbreitet, könnte daher älter oder ebenso alt wie dieser sein.

2.2.3 Jüngerer Deckenschotter 1 (JD1)

Der ältere der beiden Jüngeren Deckenschotter der Donau, der JD1, ist großflächiger im südöstlichen Blattgebiet im Raum Oberschneiding erhalten (Abb. 11, Abb. 3).

Dort besitzen die westlichen Terrassenareale Höhen von 352 bis 348 m ü. NN (ca. 29/33 m ü. NT3). Nach Osten ist die Terrassenoberfläche zunehmend stärker erodiert und von den periglaziären polygenetischen Talsystemen des Niederastgrabens, Ödbachs und Irlbachs zerschnitten. Daher liegt die Oberfläche des JD1 am östlichen Blattrand nur noch in Höhenlagen von bis zu 338 m ü. NN. Insofern ist verständlich, dass auf dem Nachbarblatt 7142 Straßkirchen die dort erhaltenen Terrassenflächen des JD1 von BRUNNACKER (1956) als „Älterer Hochterrassenschotter“ angesehen wurden. Die Obergrenze des kalkalpine Gerölle führenden Schotterkörpers gibt er allerdings mit rd. 335 m ü. NN an und damit etwa zehn Meter über der Kiesoberkante des nördlich angrenzenden Hochterrassenniveaus (BRUNNACKER 1956: 13). Diese relativ hohe Lage der Kiesoberkante spricht ebenfalls für eine Einstufung als JD1 und nicht als ÄHT.

Der Terrassenkörper des JD1 besteht im Raum Wolferkofen nach Schichtverzeichnissen von zwei Bohrungen aus zwei gestapelten fluviatilen Serien, die durch eine feinklastische, teils tonige Sedimentlage unbekannter Genese getrennt sind (Tab. 3). Unter acht bis dreizehn Meter mächtigen Lößdeckschichten begraben, liegt die Oberkante des hangenden, etwa drei bis vier Meter mächtigen Kieskörpers in einer Höhenlage von ca. 328 bis 335 m ü. NN (ca. 12/18 m ü. NT3) und die Unterkante (= Terrassenbasis JD1) bei ca. 325 m ü. NN (ca. 8 m ü. NT3). Darunter folgen bis zu 2,5

Tab. 3: Terrassenkennwerte für den Jüngerer Deckenschotter 1 (JD1) nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen (n = 15) sowie einzelner Aufschlüsse (siehe Text).

Donautal (JD1)

| Lage | Oberfläche m ü. NN | * Kies 1 OK # Deck- schichten | * Kies 1 UK # Kies- körper 1 | * Kies 2 OK # Zwischen- lage | *Kies 2 UK # Kies 2 |
|------------------------------|------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------|
| Kirchmatting, Wolferkofen | 352-348 (W) 338 (E) | * 327,8- 334,6 8-13 | * 324,5 -325,4 3,3-3,8 | * 322,3-323,6 1,9-3 | * 320 -322 0,4-2,5 |

* in m ü. NN

Mächtigkeiten in m

OK = Oberkante, UK = Unterkante Flussbettsedimente

Tal der Großen Laaber (JD1)

| Lage | Höhe in m ü. NN | | | Mächtigkeiten (m) | |
|------------------------------------|-------------------------|---|-------------|--------------------|-----------------|
| | Oberfläche | Kies OK | Kies UK | Deck- schichten | Kies- körper |
| SE' Sünching | 342 (NE') - 346 (S') | nahe der Oberfläche 342 (NE') - 346 (S') | 338,7-340,4 | 0-1,1 | 1,5-1,9 |
| E' Mötzing, Ksg. „Hirschberger“ | 340-343 | 340-343 | 331-332 | 0-0,5 | 10,6-12 |

OK = Oberkante Flussbettsedimente, UK = Unterkante Flussbettsedimente

m mächtige, tonig-feinsandige Sedimente und mit einer Unterkante bei etwa 323 m ü. NN. Die Basis bildet ein bis zu 2,5 m mächtiger Sockelschotter, dessen Basis in ca. 320 bis 322 m Höhe ü. NN (ca. 3/5 m ü. NT3) dem tertiären Sohlgestein aufliegt. Dieser Sockelschotter könnte von seiner Tiefenlage im Tal her den „Hartinger Schichten“ entsprechen. Sollten zukünftige Befunde dies bestätigen, dann ist die mittelpleistozäne Tiefenrinne der Hartinger Schichten nicht nur älter als die ÄHT und die jüngeren talinternen Areale des Jüngeren Deckenschotters (JD2), wie bereits von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) angenommen, sondern sogar älter als die Aufschotterung der JD1.

Im Tal der Großen Laaber ist der JD1 auf der nordwestlichen Talseite nur als schmale, unter Hangschuttdecken und Schwemmkegeln begrabene Terrassenleiste erhalten. Eine größere Ausdehnung erreichen dort die JD1-Terrassenflächen am südöstlichen Talrand. Sie setzen bei Hardt ein und erstrecken sich talabwärts bis zum Zwergmoosgraben, wo sie von der JD2 der Donau ausgeräumt wurden. Die Oberfläche der JD1 liegt etwa fünfzehn Meter über dem aktuellen Talboden der Großen Laaber. Ebenso wie den anderen pleistozänen Terrassenfluren zwischen den beiden Laabertälern fehlt auch dem JD1 eine Lößbedeckung. Nur lokal sind geringmächtige Sandauflagen, vermutlich äolischer Herkunft, verbreitet. Die Quartärbasis liegt talaufwärts, im südlichen Bereich des JD1, bei 339 bis 340 m ü. NN, so dass dort die JD1-Kiese nur etwa 1,5 bis 1,9 m mächtig sind (Tab. 3). Talabwärts, mit Annäherung an das Donautal, liegt die Terrassenbasis in größerer Tiefe im Mittel bei 331 bis 332 m ü. NN. Entsprechend erreicht der kiesige JD1-Terrassenkörper nun Mächtigkeiten von etwa zehn bis zwölf Metern.

Einen Einblick in den Aufbau des JD1-Terrassenkörpers gibt die bei Mötzing auf der östlichen Talseite gelegene Kiesgrube „Hirschberger“ (Photo 4). Dort ist der JD1-Terrassenkörper zweigeteilt. Der obere Kieskörper aus überwiegend Mittel- und Feinkiesen ist etwa vier Meter mächtig, horizontal geschichtet und relativ sandarm. Dagegen ist der liegende horizontal- und troggeschichtete Kieskörper sehr sandreich und mit zahlreichen Lehmبändern durchsetzt. Die Grenze zwischen beiden Schüttungen bildet ein bis zu 0,5 m mächtiges Lehmband, das intensiv kryoturpat verwürgt und teilweise zum kaltzeitlichen Tropfenboden umgestaltet ist. Schichtungsbild („V-Schotter“ *sensu* SCHIRMER 1983) und die syngenetischen kryoturpaten Verstellungen belegen eine Bildung des JD1 unter kaltzeitlichen Klimabedingungen.

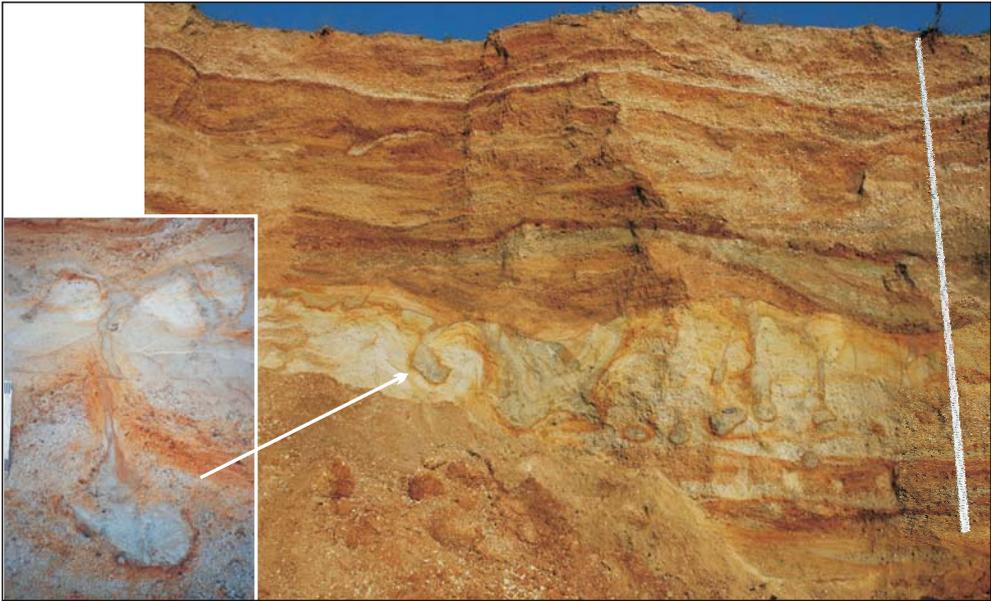


Photo 4: Horizontal- und troggeschichteter Kieskörper des Jüngeren Deckenschotter 1 (JD1) der Großen Laaber mit kaltzeitlichem Tropfenboden in ca. 4,6 m unter Oberfläche. Aufschluß: Kiesgrube „Hirschberger“ am südöstlichen Talrand der Gr. Laaber östlich von Mötzing.

2.2.4 Jüngerer Deckenschotter 2 (JD2)

Terrassenflächen des Jüngeren Deckenschotter 2 (JD2) der Donau sind ebenso wie die älteren pleistozänen Hochschotter- und Deckenschotterfluren fast ausschließlich südlich der Donau erhalten. Nördlich der Donau befindet sich lediglich an der Mündung des Kinzigtals östlich von Agendorf eine kleine Terrassenverebnung in 340 bis 344 m ü. NN, die von der Höhenlage ihrer Oberfläche bei etwa 22 bis 26 m ü. NT3 der Donau ein Relikt des Jüngeres Deckenschotter (JD2 oder älter) sein könnte (Abb. 3).

Zwischen den beiden Laabertälern erreicht der JD2 der Donau südwestlich der Ortschaft Dürnhart eine Breite von über einem Kilometer (Abb. 7: Geol. Profilschnitt 4). Die Höhenlage der Terrassenoberfläche, die auch das fluviatile Aufschüttungsniveau der JD2 darstellt, liegt bei 335 bis 339 m ü. NN (ca. 13/17 m ü. NT3 der Donau, Tab. 1). Nach Handsondierungen und einer Aufschlußbeobachtung in der aufgelassenen Kiesgrube westlich von Dürnhart reicht der JD2-Kieskörper in diesem Raum bis an die Oberfläche oder ist von nur wenigen Dezimeter mächtigen sandigen Deckschichten, vermutlich Flugsanden, bedeckt. Der JD2-Kieskörper besitzt nach dem Schichtenverzeichnis einer Bohrung südwestlich von Dürnhart (Tab. 4) eine Mäch-

tigkeit von über acht Meter und damit eine Tiefenlage der Basis unter 329 m ü. NN (<7 m ü. NT3). HOMILIUS et al. (1983: Profil 5) gehen davon aus, dass die Quartärbasis in einer Tiefe von etwa 319 bis 320 m ü. NN liegt (Abb. 7: Geol. Profilschnitt 4) und damit in einer Tiefenlage, wie sie für die Basis der Hartinger Schichten zutreffen würde.

Die größten Ausdehnungen von etwa vier bis fünf Kilometern Breite besitzen die JD2-Terrassenflächen östlich der Laabertäler im Raum N' Perkam bis E' von Aiterhofen (Abb. 8 bis 10: Geol. Profilschnitte 5 bis 7). Die südliche Begrenzung markieren die Siedlungen auf einer Linie von Geltolfing über südlich Mitterharthausen bis nördlich von Kirchmatting. Die nördliche Begrenzung bildet der Stufenrand zur ÄHT der Donau, der von der Flur „Goldfeld“ im Westen über Alburg und Aiterhofen bis nach Niederharthausen im Osten verläuft. Unterbrochen wird die ausgedehnte JD2-Terrassenfläche vom Aiterachtal und ihren jüngeren Seitentalterrassen.

Die Höhenlage der von zahlreichen Dellen und dellenähnlichen Tälchen erodierten JD2-Oberfläche variiert je nach Zerschneidungsgrad, Mächtigkeit der Lößbedeckung und Auflagerung von Talrandsedimenten (Schwemmkegel, Schwemmschutt) beträchtlich. Sie erreicht eine Höhenlage von etwa 343 bis 352 m ü. NN (23/32 m ü. NT3) im Westen des Kartenblatts und 338 bis 352 m ü. NN (18/31 m ü. NT3) im Raum Mitterharthausen sowie nur etwa 335 bis 336 m ü. NN im stark erodierten JD2-Terrassenbereich östlich des Aiterachtales bei Niederharthausen.

Häufig besitzen die Lößdeckschichten (inklusive eingeschalteter Fließerden, Talrandschwemmkegel etc.) eine Mächtigkeit von etwa vier bis neun Metern. Allerdings kann diese stark variieren und in den höheren Terrassenbereichen, wie im Raum Mitterharthausen, können durchaus Mächtigkeiten von vierzehn bis zwanzig Metern auftreten. Dort sind am Aufbau der Deckschichten neben Lößlehm und sandigen Fließerden auch Einschaltungen aus kalkfreien sandigen Fein- und Mittelkiesen beteiligt (Abb. 13), die Mächtigkeiten von bis zu drei Metern erreichen können. Vermutlich handelt es sich bei diesen Grobsedimenten um Schwemmfächerablagerungen, die vor allem von der Aiterach, evtl. auch vom Allachbach, auf die damalige JD2-Oberfläche geschüttet wurden.

Der Kieskörper der JD2 besitzt eine maximale Höhenlage seiner Oberkante bei etwa 339 m ü. NN im westlichen Bereich und bei etwa 330 bis 337 m ü. NN im Gebiet zwischen Straubing und Mitterharthausen (Tab. 4). Die Quartärbasis liegt im Bereich der mutmaßlichen Verbreitung der „Hartinger Schichten“ nördlich der Linie Kay –

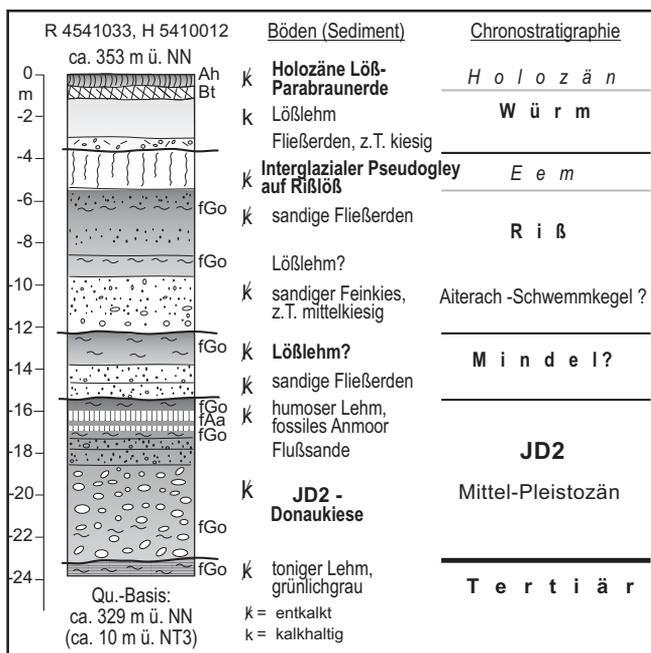


Abb. 13: Deckschichten und fossile interglaziale Bodenrelikte auf dem Jüngeren Deckenschotter 2 (JD2) südlich von Mitterhartshausen nach eigener Aufnahme einer Bohrung. Wir danken Herrn Dr. Roland Kunz (IFB Eigenschenk, Deggendorf) sehr, dass er freundlicherweise die Aufnahme des Bohrkerns ermöglichte.

Lindloh – Ehetal – Geltolfing bei etwa 318 bis 322 m ü. NN (ca. -1/+3 m ü. NT3). Dabei war in einer Bohrung der Kieskörper der wahrscheinlich liegenden Hartinger Schichten vom Kieskörper des JD2 im Hangenden durch eine 1,2 m mächtige Schluffschicht getrennt. Die Basis des hangenden JD2-Kieskörpers liegt etwa über 326 m ü. NN und damit etwa 8 m ü. NT3 der Donau. In einer ähnlichen Tiefenlage bei etwa 324 bis 329 m ü. NN liegt die JD2-Quartärbasis südlich des Verbreitungsgebietes der Hartinger Schichten. Dort sind wahrscheinlich Quartär- und JD2-Terrassenbasis identisch. Die Schottermächtigkeiten liegen in diesem Areal bei durchschnittlich fünf bis zehn Metern, während weiter nördlich, im Verbreitungsgebiet der „Hartinger Schichten“, größere Kiesmächtigkeiten von zehn bis fünfzehn Metern auftreten.

Eine morphologische Besonderheit bietet die JD2-Terrassenfläche östlich des Aiterachtals zwischen Kirchmatting und Niederharthausen. Dort ist am Außenrand der Terrasse eine etwa 800 m breite und bis zu zwei Meter tiefe Randsenke erhalten, die heute vom Schambach als Abflußweg genutzt wird. Es liegen keine Informationen über die Mächtigkeit und Lithologie der Sedimentfüllung in dieser Senke vor. Bezüglich des Alters könnte die Randsenke zeitgleich mit der Aufschotterung der JD2 entstanden sein. Sie könnte aber auch einen ehemaligen Talboden der Aiterach darstellen, bevor diese spätestens nach Ausbildung der ÄHT in das heutige Tal wechselte. Für letztere Annahme spricht der Verlauf der Randsenke, die unmittelbar am

Tab. 4: Terrassenkennwerte für den Jüngeren Deckenschotter 2 (JD2) nach Auswertungen zahlreicher Schichtenverzeichnisse von Bohrungen (n = 95) sowie einzelner Aufschlüsse (siehe Text).

Donautal (JD2)

| Lage | Oberfläche m ü. NN | * Kies 1 OK # Deck- schichten | * Kies 1 UK # Kies- körper 1 | *Kies 2 OK # Basis Zwischen- lage | * Kies 2 UK # Kies- körper 2 |
|-----------------------|-----------------------|-------------------------------------|------------------------------------|--|------------------------------------|
| SW' Dürnhart | 335-339 | *bis zur Oberfläche # 0,3 | *< 329 # > 8,2 | | |
| NE' Perkam | 343-352 | * 330-339 # 7,1-16 | *328,3-333,7 # 2-5,2 | | |
| Kay | 339 | * 328-329 # 8-9 | * 322-323 # 6-7 | | |
| S' Straubing | 338-340 | * 330-334 # ca. 4-5 | * 326,4 # 3,7 | * 325,2 # 1,2 | * 318-322 # 10-15 |
| Mitterhart- hausen | 345-352 | * 333-337 # 14-20 | * 324-329 # 5-9 | | |
| Geltolfing | 340-341 | * 334-336 # 4-6 | *<324 # > 12,3 | | |

* in m ü. NN; # Mächtigkeiten in m; UK = Unterkante, OK = Oberkante Flussbettsedimente

Tal der Großen Laaber (JD2)

| Lage | Höhe in m ü. NN | | | Mächtigkeiten (m) | |
|-------------|-----------------|---------|---------|--------------------|-----------------|
| | Oberfläche | Kies OK | Kies UK | Deck- schichten | Kies- körper |
| W' Sünching | 347 | 340-343 | 330-334 | 5-7 | 8-12 |
| S' Sünching | ca.351 | | | | |
| W' Mötzing | 342-343 | | | | |

OK = Oberkante Flussbettsedimente, UK = Unterkante Flussbettsedimente

Tal der Kleinen Laaber (JD2)

| Lage | Höhe in m ü. NN | | | Mächtigkeiten (m) | |
|--------------|-----------------|---------|---------|--------------------|-----------------|
| | Oberfläche | Kies OK | Kies UK | Deck- schichten | Kies- körper |
| Sallach | 360 | 351 | 350 | > 6 | 1,4 |
| Geiselhöring | 358 | 353-354 | 350-352 | 5-7 | 1,8-2,8 |

OK = Oberkante Flussbettsedimente, UK = Unterkante Flussbettsedimente

Talausgang des heutigen Aiterach-Tals aus dem Niederbayerischen Hügelland mit seinen Hochschotterverebnungen ansetzt, von dort nach SE dem ÄHT-Talboden der Donau zustrebt, um letztendlich östlich von Niederharthausen auf diesen einzumünden.

Terrassenleisten des JD2 sind auch an beiden Talseiten der Großen Laaber erhalten (Abb. 3). Dabei ist der JD2, der sich am östlichen Talrand zwischen dem Zwergmoosgraben und der nördlichen Terrassenkante zu den Hochterrassen des Donautals in etwa 337 bis 340 m ü. NN parallel zum Donautal erstreckt, eine Donauterrasse.

Wegen der fehlenden Lößauflage liegt die Terrassenoberfläche hier nur etwa sechs Meter über dem Talboden der Großen Laaber (Abb. 7: Geol. Profilschnitt 4). Die auf der westlichen Talseite zwischen Sünching und Mötzing erhaltene und sich etwa zehn Meter über dem heutigen Talboden erhebende lößbedeckte JD2-Terrassenflur wurde dagegen von der Großen Laaber aufgeschottert. Ihre Oberfläche nimmt talabwärts von 351 m ü. NN im Talraum südlich von Sünching auf unter 343 m ü. NN an der Einmündung in das Donautal westlich von Mötzing ab.

Westlich von Sünching besitzt der JD2-Kieskörper nach mehreren Bohrungen unter einer drei bis sieben Meter mächtigen Lößlehmauflage einen etwa acht bis zwölf Meter mächtigen Kieskörper (Tab. 4). Seine Oberkante reicht bis in 340 bis 343 m ü. NN und seine Basis liegt bei 330 bis 334 m ü. NN dem tertiären Sohlgestein auf. Beim Bau einer Gasleitung westlich der Stärkefabrik von Sünching waren die obersten 4,8 m der Lößdecke aufgeschlossen. An der Basis der etwa 3,7 m mächtigen Würmlößdecke mit Fließerden und einem Naßboden vom Gleytyp war der gekappte Unterboden einer pseudovergleyten Löß-Parabraunerde erhalten, deren Bildungszeit mindestens in die Eem-Warmzeit fällt. Da das bodenbildende Ausgangssubstrat ein weiterer Löß, wahrscheinlich Rißlöß ist, sollte der darunter liegende Kieskörper der JD2 mindestens bereits in der dritten Kaltzeit vor heute aufgeschottert worden sein.

Im Tal der Kleinen Laaber ist der JD2, sieht man von einem kleinen Terrassenrest auf der linken Talseite bei der Ortschaft Greißing ab, nur an der östlichen Talseite als etwa vier- bis sechshundert breite Terrassenleiste erhalten. Auf ihr liegen die Ortschaften Sallach und Geiselhöring. Die JD2-Oberfläche nimmt talabwärts von 360 m ü. NN westlich von Sallach auf 358 m ü. NN bei Geiselhöring ab. Dabei erhebt sich die JD2-Oberfläche zunehmend höher über den heutigen Talboden der Kleinen Laaber. So liegt ihre Oberfläche westlich von Sallach nur etwa vier Meter, dagegen talabwärts im Raum Geiselhöring bereits zehn Meter über dem Talboden. Die Lößbedeckung erreicht hier im Durchschnitt Mächtigkeiten von fünf bis sieben Metern (Tab. 4). Darunter folgt ein etwa 1,8 bis 2,7 m mächtiger Kieskörper (Abb. 4: Geol. Profilschnitt 1). In der Vergangenheit wurde der Kieskörper der JD2-Terrasse in mehreren kleineren, inzwischen aufgelassenen Kiesgruben unter anderem im Ortsbereich von Geiselhöring und östlich von Sallach abgebaut.

2.2.5 Ältere Hochterrasse (ÄHT)

Ausgedehnte Terrassenfluren der Älteren Hochterrasse (ÄHT) sind südlich der Donau

mit einer durchschnittlichen Breite von ein bis drei Kilometern fast durchgehend vom westlichen Blattrand bei Riekofen bis zum östlichen Blattrand nördlich und östlich von Niederharthausen erhalten (Abb. 3). Lediglich im Bereich der jungpleistozänen Talböden von Großer und Kleiner Laaber sowie dem Aiterachtal ist die ÄHT ausgeräumt. Allerdings besitzen diese drei großen südlichen Seitentäler eigene ÄHT-Bildungen, die sich talabwärts mit der ÄHT der Donau verzahnen.

Im einzelnen erstrecken sich ÄHT-Flächen der Donau westlich der Großen Laaber von Riekofen in ca. 338 m ü. NN bis Oberhainbuch in 335 m ü. NN. Nach den geophysikalischen Untersuchungen von HOMILIUS et al. (1983) liegt die Oberkante des ÄHT-Kieskörper im Raum Riekofen unter einer drei bis sechseinhalb Meter mächtigen Lößdecke in einer Tiefe von 330 bis 333 m ü. NN und die kiesige Quartärbasis bei etwa 324 m ü. NN (Tab. 5).

Talabwärts ist auf der rechten Talseite der Großen Laaber südlich von Schönach eine nur etwa 0,4 km² große ÄHT-Terrassenfläche in 334 m ü. NN erhalten, über deren lithologischen Aufbau keine Kenntnisse vorliegen. Mehr Informationen gibt es von der weiter talabwärts auf der westlichen Talseite der Kleinen Laaber bei Rain in 332 bis 333 m ü. NN erhaltenen ÄHT, die dort von der Donau und der Kleinen Laaber aufgeschottert wurde. In den Kiesgruben zwischen Rain und Wiesendorf reicht der horizontal- und troggeschichtete fluviatile Kieskörper der ÄHT bis zur Oberfläche, wobei in der Kiesfraktion bei weitem fein- bis mittelkiesige Quarze aus dem Einzugsgebiet der Großen Laaber dominieren.

Östlich der Kleinen Laaber besitzt die ÄHT ihre größte Ausdehnung und erstreckt sich als lößbedeckte, von zahlreichen Dellen und dellenähnlichen Tälchen durchzogene Terrassenflur bis nach Aiterhofen. Dabei nimmt die Höhenlage ihrer Oberfläche von ca. 339 m ü. NN südlich von Atting auf 330 m ü. NN im Raum Aiterhofen ab. Die Ortschaften Rinkam, ein Großteil von Straubing und Aiterhofen liegen auf der ÄHT. Jenseits der Aiterach setzt sich die ÄHT über den östlichen Blattrand hinaus auf Blatt 7142 Straßkirchen fort, wo sie von BRUNNACKER (1956: 13) als „Jüngerer Hochterrassenschotter“ mit einer Obergrenze des Schotterkörpers bei ca. 325 m ü. NN kartiert wurde.

Die ÄHT ist die älteste und die am höchsten im Tal gelegene Hochterrasse. Ihre Oberfläche liegt etwa 11/16 m ü. NT3 und die Oberkante ihrer kiesigen Flussbett-sedimente bis zu 12 m ü. NT3 der Donau (Tab. 1). Die Lößmächtigkeiten schwanken zwischen drei und sieben Metern, können aber lokal, vor allem im Bereich stärker

Donautal (ÄHT)

| Lage | Höhe in m ü. NN Mächtigkeiten (m) | | | Höhe in m ü. NN Mächtigkeiten (m) | |
|---------------|--------------------------------------|---------------------------------------|--|--|---|
| | Oberfläche m ü. NN | Kies 1 OK; Mächtigkeit Lößdecke | Kies 1 UK = Top fein- klastische Zwischenlage (Hartinger Schichten); Mächtigkeit Kies 1 | Basis fein- klastische Zwischenlage (Hartinger Schichten) = Kies 2 OK; Mächtigkeit feinklastische Zwischenlage | Kies 2 UK = Basis Hartinger Schichten; Mächtigkeit Kies 2 |
| Riekofen | 336-338 | 330-333 3-6,5 | | | ~324 5,5-8,5 |
| Oberhainbuch | 335-336 | 331,6 ca. 3,0 | | | <327,8 >3,8 |
| S' Atting | 339 | 333,5 5,5 | 330,6 2,9 | 326,9 3,7 | 322,9 4 |
| S' Rain | 332-333 | 332-333 0-0,3 | 326-329 5-7,5 | 324-326,6 0,4-2,5 | 321,5-322,5 2-4 |
| W' Straubing | 333-336 | 330,2-331,7 2,5-4,7 | 326,4-328,3 1,8-4,7 | 324,1-325,7 2-3 | 316,2-321 5,8-9,5 |
| Straubing | 330-332 | 325-326 3-4 | 323-324 1-3,4 m | 321,2-321,9 0,9-2,8 m | 318,4 2,8- >2,9 |
| E' Straubing | 333 | 325-326 4-8 | | | 317-319 6-13 |
| E' Aiterhofen | 330-334 | 326-330 4 | 323 7 | 322 1 | 318 4 |

OK = Oberkante Flussbettsedimente, UK = Unterkante Flussbettsedimente

Tal der Großen Laaber (ÄHT)

| Lage | Höhe in m ü. NN | | | Mächtigkeiten (m) | |
|---------------|-----------------|-----------|-----------|--------------------|-----------------|
| | Oberfläche | OK | UK | Deck- schichten | Kies- körper |
| Haidenkofen | 344-345 | | | | |
| SW' Sünching | 342-343 | ca. 339 | ca. 335 | 1,5-3,3 | 3,6-4,1 |
| Sünching Bahn | ca. 340 | 336-338 | 332-333 | 4-5 | 3-5 |
| NE' Sünching | 338-339 | 334-336,5 | 331,5-333 | 2,5-4 | 2-4,3 |

OK = Oberkante Flussbettsedimente, UK = Unterkante Flussbettsedimente

Tal der Kleinen Laaber (ÄHT)

| Lage | Höhe in m ü. NN | | | Mächtigkeiten (m) | |
|------------------|-----------------|-------------|-------------|--------------------|----------------------|
| | Ober- fläche | OK | UK | Deck- schichten | Kies- körper |
| Geiselhöring | 352-348 | 344-346 | 344-349 | 2,0-3,0 | ca. 1,4 |
| Hirschling | ca. 348-344 | 343,2-344,2 | 342 | 2,7-4,4 | 1,1-2,1 |
| W' Pflingstweide | 342-344 | 340-343 | 337-339 | 1,0-2,3 | 2,2-4 |
| W' Wiesendorf | 338 | 335,7 | <327,8 | 1,5 | >7,9 2 Kieskörper |
| SE' Rain | ca. 332 | ca. 332 | 321,5-322,5 | | 10-11 |

OK = Oberkante Flussbettsedimente, UK = Unterkante Flussbettsedimente

Tab. 5: Terrassenkennwerte für die Ältere Hochterrasse (ÄHT) nach Auswertungen zahlreicher Schichtenverzeichnisse von Bohrungen (n = 212), der geoelektrischen Sondierungen von HOMILIUS et al. (1983) sowie einzelner Aufschlüsse (siehe Text).

Fortsetzung Tab. 5:

Aiterachtal (ÄHT)

| Lage | Höhe in m ü. NN | | | Mächtigkeiten (m) | |
|---------------|-----------------|-------|--------|-------------------|------------|
| | Oberfläche | OK | UK | Deckschichten | Kieskörper |
| W' Salching | 348-350 | 347,4 | 344,9 | 2,7 | 2,5 |
| N' Piering | 342-343 | 341,6 | 336,4 | 1,0 | 5,2 |
| S' Geltolfing | 338-339 | 337,8 | 330,1 | 0,8 | 7,7 |
| E' Geltolfing | 333-334 | 332,2 | <323,5 | 1,5 | >8,7 |

OK = Oberkante Flussbettsedimente, UK = Unterkante Flussbettsedimente

eingeschnittener Dellentälchen, deutlich reduziert sein. Früher wurde der Lößlehm in zahlreichen Lehmgruben auf der ÄHT im heutigen Stadtgebiet von Straubing abgebaut. Diese Gruben sind inzwischen geschlossen und rekultiviert. Jedoch konnten die Lößdeckschichten noch im Juli 1990 in einer inzwischen rekultivierten Lehmgrube östlich von Alburg nahe der ÄHT-Terrassenkante zur südlich angrenzenden JD2-Terrasse aufgenommen werden (Abb. 14). Der Aufschluß zeigte in typischer Ausprägung den mehrgliedrigen Aufbau der hier etwa 4,7 m mächtigen Würmlößdecke und an deren Basis den gekappten Rest eines interglazialen Bodens vom Typ „sekundärer Pseudogley“ ausgebildet im Rißlöß (Mindestalter). Die fluviatile Aufschüttung des zwar nicht aufgeschlossenen, aber im Untergrund anstehenden ÄHT-Kieskörpers erfolgte demnach vor der Ablagerung des Rißlösses, wahrscheinlich in der dritten Kaltzeit vor heute.

Die Flussbettsedimente der ÄHT der Donau sind im Mittel nur drei bis sieben Meter mächtig (Tab. 5), wobei generell die größeren Kiesmächtigkeiten außerhalb der zahlreichen Dellentälchen auftreten. Allerdings wird die ÄHT in weiten Arealen von den feinklastischen und kiesigen Ablagerungen der Hartinger Schichten mit ihrer tieferliegenden Basis unterlagert, so dass lokal in den Verbreitungsarealen der ÄHT kiesige Flussbettsedimente mit Gesamtmächtigkeiten von bis zu dreizehn Metern auftreten können. Vor allem zwischen Atting und Aiterhofen treten vereinzelt zwei gestapelte, durch ein bis drei Meter mächtige Lagen aus Ton, Schluff und glimmerführendem Sand getrennte Kieskörper auf (Tab. 5). Der liegende Sedimentkörper entspricht vermutlich den Hartinger Schichten, der hangenden Kieskörper der ÄHT (Abb. 5 bis Abb. 10). Insgesamt liegt die ÄHT-Terrassenbasis westlich von Straubing relativ hoch bei 6 bis 9 m ü. NT3 (326 bis 330 m ü. NN) und im Raum zwischen Straubing und Aiterhofen eher bei 4 bis 6 m ü. NT3 (323 bis 324 m ü. NN). Damit liegt sie relativ gesehen in einer ähnlichen Tiefenlage im Tal wie die Terrassenbasis der ÄHT im Raum Regensburg-Harting (Tab. 1, Abb. 12).

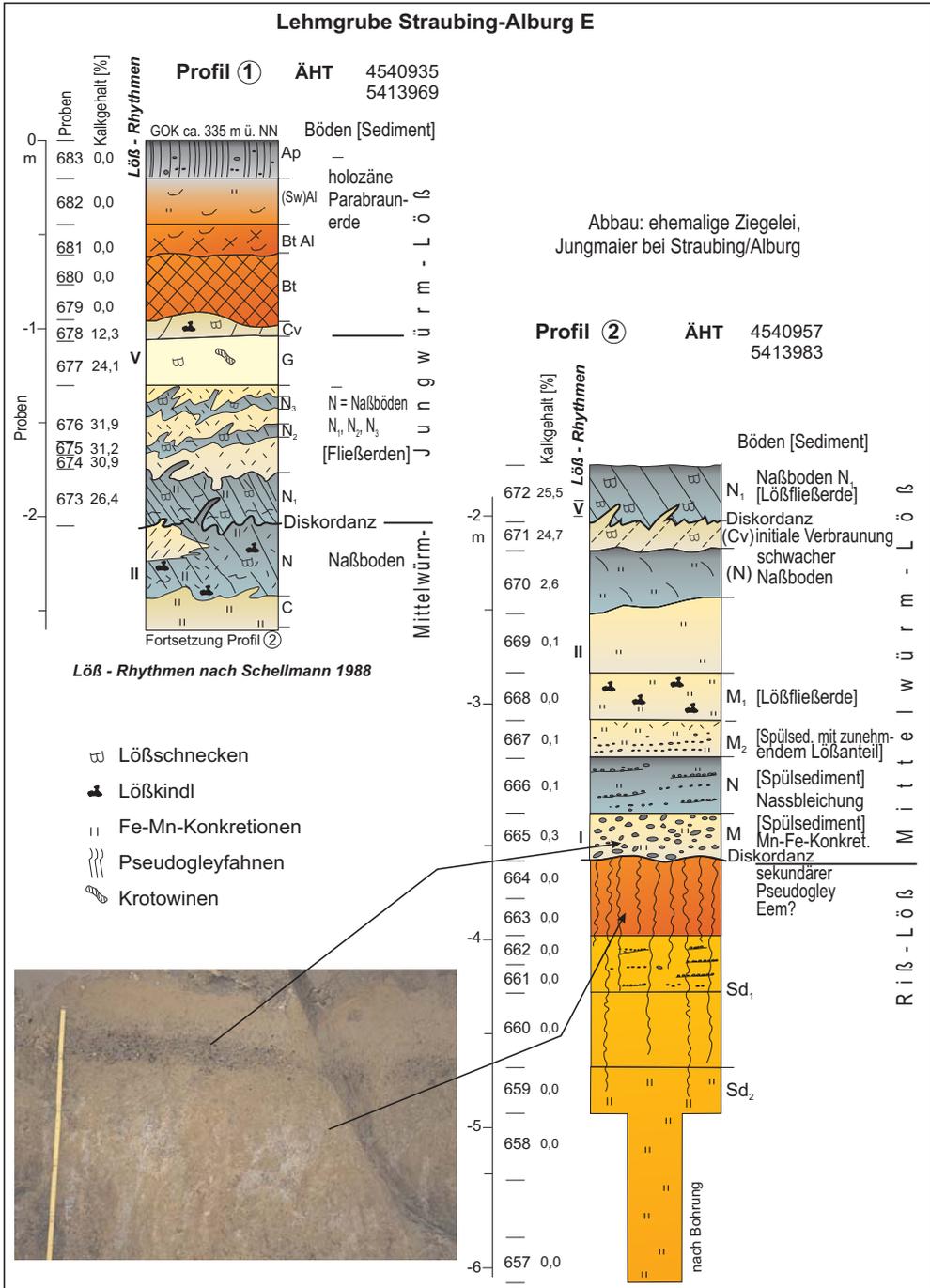


Abb. 14: Deckschichtenprofil auf der ÄHT östlich von Straubing-Alburg aufgenommen im Juli 1990.

Auch im Tal der Großen Laaber ist eine ÄHT erhalten. Sie erstreckt sich am linken Talrand von Haidenkofen in 345 bis 344 m ü. NN, über Sünching in 343 bis 340 m ü. NN bis nördlich von Mötzing in 337 m ü. NN (Tab. 5). Bei Mötzing mündet sie auf die von der Donau aufgeschüttete ÄHT aus. Die Geländeoberfläche der ÄHT liegt nur etwa zwei bis vier Meter über dem heutigen Talboden der Großen Laaber, wobei die Oberkante des ÄHT-Kieskörpers begraben unter einer 1,5 bis 5 m mächtigen Lößauflage etwa im Niveau des heutigen Talbodens liegt. Insofern könnte man, wenn man nur das Tal der Großen Laaber betrachtet, irrtümlich die ÄHT für eine Niederterrasse ansehen. Beim Bau einer Gasleitung südwestlich von Sünching war die unter einer holozänen Parabraunerde kalkhaltige Würmlößdecke der ÄHT an der Terrassenkante zum Talboden der Großen Laaber aufgeschlossen. Es zeigte sich, dass dort die Würmlößdecke ohne zwischengeschalteten Interglazialboden direkt den unterlagernden kalkfreien Quarzkiesen der ÄHT aufliegt. Der ÄHT-Kieskörper der Großen Laaber ist etwa zwei bis fünf Meter mächtig. Dabei liegt seine Basis südwestlich von Sünching in etwa 335 m ü. NN und dacht talabwärts bis unterhalb von Sünching auf unter 333 m ü. NN ab (Tab. 5; Abb. 4: Geol. Profilschnitt 1).

Die ÄHT der Kleinen Laaber ist an der östlichen Talseite nur in schmalen Leisten bei Geiselhöring und Hirschling in etwa zwei bis fünf Meter Höhe über dem Talboden erhalten. Im Stadtgebiet von Geiselhöring ist die Terrassenzuordnung aufgrund der anthropogenen Überprägung und der starken Zertalung durch Seitentäler unsicher. Die Oberfläche dacht von 352 m ü. NN im Westen der Stadt auf 348 bis 344 m ü. NN bei der Ortschaft Hirschling ab (Tab. 5). Der nur ein bis zwei Meter mächtige Kieskörper ist flächenhaft von etwa zwei bis vier Meter mächtigen Lößablagerungen bedeckt. Auf der westlichen Talseite der Kleinen Laaber erstreckt sich die ÄHT von Greißing (350 m ü. NN) über Radldorf (340 m ü. NN) und Wiesendorf (337 m ü. NN) bis nach Rain (332 m ü. NN), wobei sie nördlich von Wiesendorf in die ÄHT der Donau einmündet. Da letztere eine relativ tiefe Quartärbasis (bei Rain ca. 321,5 bis 322,5 m ü. NN) und damit verbunden hohe Kiesmächtigkeiten (bei Rain etwa zehn bis elf Meter) besitzt, zeigt sich die Verzahnung beider Terrassen auch an deutlichen Änderungen der Kiesmächtigkeiten und der Tiefenlage der Quartärbasis der auf diese tiefe Tallage ausgerichteten ÄHT der Kleinen Laaber.

Oberhalb von Wiesendorf besitzt der ÄHT-Kieskörper der Kleinen Laaber lediglich eine Mächtigkeit von etwa zwei bis vier Meter und liegt westlich der Flur „Pfungstweide“ in 337 bis 339 m ü. NN dem tertiären Sohlgestein auf. Talabwärts im Raum Wiesendorf liegt der Kieskörper der ÄHT bereits auf Donauniveau, mit

Mächtigkeiten von mehr als acht Metern und einer Tiefenlage der Quartärbasis unter 327,8 m ü. NN (Tab. 5). Der überwiegend aus Fein- und Mittelkiesen bestehende, sehr quarzreiche, horizontal-geschichtete Kieskörper ist zur Zeit an der westlichen Talseite in mehreren Kiesgruben zwischen Hart und Radldorf aufgeschlossen. Dort reicht der kiesige Terrassenkörper bis an die Oberfläche. In den vorliegenden Schichtenverzeichnissen von Bohrungen treten lokal aber auch ein bis über zwei Meter mächtige feinklastische Decksedimente unbekannter Genese auf. Weitere Aufschlüsse nördlich von Wiesendorf und bei Rain erschließen bereits die ÄHT der Donau (s.o.).

Die ÄHT der Aiterach erstreckt sich auf beiden Talseiten in einer Höhe von nur ein bis drei Metern über dem heutigen Talboden. Während sie bei Salching eine Höhenlage von etwa 350 m ü. NN besitzt, dacht sie talabwärts bis Geltolfing auf 338 m ü. NN ab. Unterhalb von Geltolfing ist sie nur noch auf der östlichen Talseite erhalten und mündet auf der Höhe von Aiterhofen in 335 m ü. NN in die ÄHT der Donau ein. Die Lößdecke erreicht in der Regel eine Mächtigkeit von ein bis drei Meter (Tab. 5). Der Schotterkörper ist bei Salching lediglich etwa zweieinhalb Meter mächtig. Mit Austritt des Aiterachtales in das *post*-JD1-Donautal unterhalb von Salching steigen die Kiesmächtigkeiten auf über fünf bis acht Meter an. Letzteres weist daraufhin, dass unterhalb von Salching der ÄHT-Kieskörper der Aiterach wahrscheinlich vom einem älteren JD1-Schotter unterlagert wird. Die Basis des ÄHT-Kieskörpers der Aiterach liegt bei Salching bei etwa 345 m ü. NN und fällt nördlich von Salching auf ca. 336 m ü. NN bei Piering und östlich von Geltolfing auf unter 323,5 m ü. NN ab (Tab. 5). Im Verzahnungsbereich der ÄHT von Aiterach und Donau liegt die Quartärbasis im Niveau der Hartinger Schichten bei etwa 317 bis 318 m ü. NN.

2.2.6 Mittlere Hochterrasse (MHT)

Terrassenflächen der Mittleren Hochterrasse (MHT) erstrecken sich auf der nördlichen Talseite der Donau von Wörth bis Pillnach (Abb. 3). Auch die kleinen isolierten Hochterrasse Reste zwischen Breimbach und Furlbach nördlich von Roith, am östlichen Talausgang der Kinsach sowie am östlichen Blattrand bei Muckenwinkling sind von ihrer Höhenlage und stratigraphischen Position im Tal mindestens als MHT-Bildungen einzustufen. In den größeren Seitentälern der Großen und Kleinen Laaber sowie der Aiterach sind keine jüngeren Hochterrasseflächen (MHT, JHT) erhalten.

Typuslokalität für die MHT der Donau („HT2“ *sensu* SCHELLMANN 1988; ders. 1990) ist die unmittelbar vor dem Steilanstieg zum Vorderen Bayerischen Wald im

Talraum zwischen Wörth über Hofdorf bis nach Pillnach erhaltene und dort teilweise über einen Kilometer breite lößbedeckte Hochterrassenleiste. Ihre Terrassenoberfläche, die von Seitenbächen und zahlreichen Dellentälchen zerschnitten ist, erhebt sich zwischen Hofdorf und Pillnach etwa 8 bis 18 m ü. NT3 der Donau (Tab. 1). Damit erreicht sie dort ein vergleichbar hohes Oberflächenniveau, wie die südlich der Donau erhaltene ÄHT. Allerdings besitzt der fluviatile Sedimentkörper insgesamt eine deutlich tiefere Lage im Tal (Abb. 6, Abb. 7; Geol. Profilschnitte 3 und 4). So erreicht die Kiesoberkante maximal eine Höhenlage von 329 bis 333 m ü. NN (ca. 5 bis 7 m ü. NT 3) und auch die Quartärbasis besitzt eine relativ tiefe Lage bei 322 bis unter 318,3 m ü. NN (ca. -4 bis +2,5 m ü. NT3). Dadurch können lokal Kiesmächtigkeiten von mehr als 10 m auftreten (Tab. 6).

Auf den kiesigen MHT-Flussbettsedimenten liegen in diesem Talraum vier bis acht Meter, selten bis zu zwölf Meter mächtige feinklastische Deckschichten. Sie bestehen vor allem aus Löß mit zwischengeschalteten Fließerden und Spülschutt aus kristallinen Gruspartikeln vom Vorderen Bayerischen Wald. Die Deckschichten der MHT und die hangenden Partien der sandreichen und kiesigen MHT-Flussbettsedimente waren am heute bewachsenen und unter Naturschutz befindlichen Steilufer der MHT („HT2“ *sensu* SCHELLMANN 1988) zur „Alten Donau“ südlich von Hofdorf aufgeschlossen und wurden im Detail von SCHELLMANN (1988: 158f.; ders. 1990) beschrieben. Es zeigte sich, dass an der Basis des dort etwa fünf Meter mächtigen und durch verschiedene fossile Innerwürmböden gegliederten Würmlösses eine mehr als 1,5 m mächtige, interglaziale Pseudogley-Parabraunerde auf Rißlöß erhalten ist (Abb. 15; Photo 5). Insofern sollte die kaltzeitliche Aufschotterung der HT2 mindestens bereits in der 3. Kaltzeit vor heute stattgefunden haben.

Südlich der Donau sind weitere, kleinräumige Vorkommen der MHT beiderseits der Talmündung der Großen Laaber bei Dengling und Schönach erhalten (Abb. 3, Abb. 6, Abb. 7). HOMILIUS et al. (1983) haben beide Vorkommen als Erosionsniveau der Hochterrasse kartiert, da sie eine etwa fünf Meter niedrigere Lage der Oberfläche und Schotteroberkante besitzen. Die Kiesbasis liegt zwar in einer ähnlicher Tiefenlage wie bei der südlich angrenzenden und morphologisch höheren ÄHT, aber wahrscheinlich wurde die tiefliegende Quartärbasis der ÄHT bereits zur Zeit der Hartinger Schichten angelegt. Wie oben dargestellt wurde, ist davon auszugehen, dass die ÄHT-Terrassenbasis in diesem Raum einige Meter über der Quartärbasis liegt (Abb. 6: Geol. Profilschnitt 3).

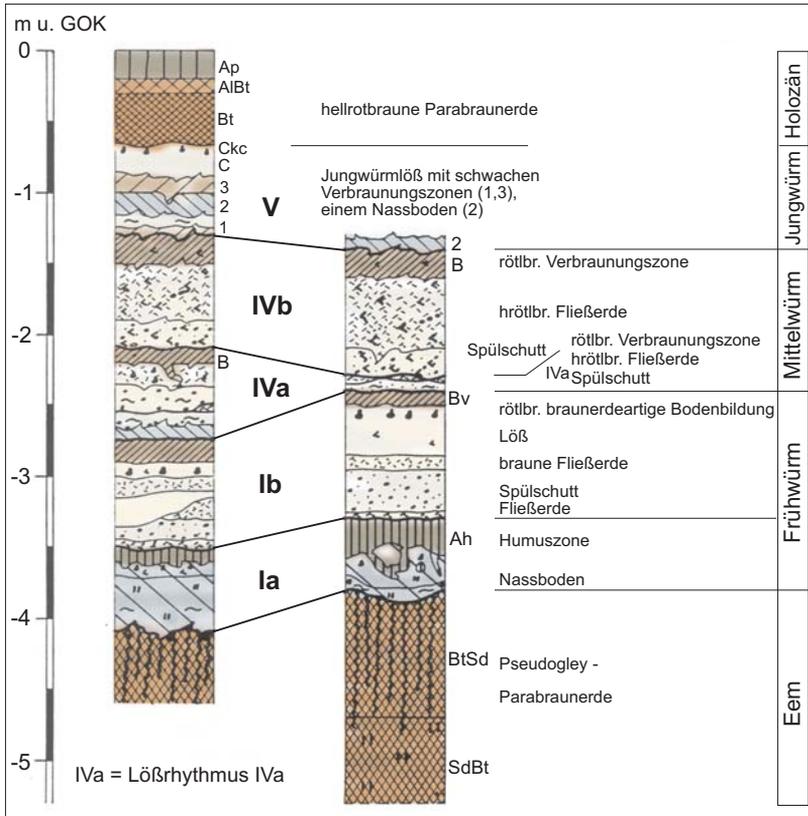


Abb. 15: Deckschichten und fossile Böden auf der MHT südlich von Hofdorf (wenig verändert nach SCHELLMANN 1988).

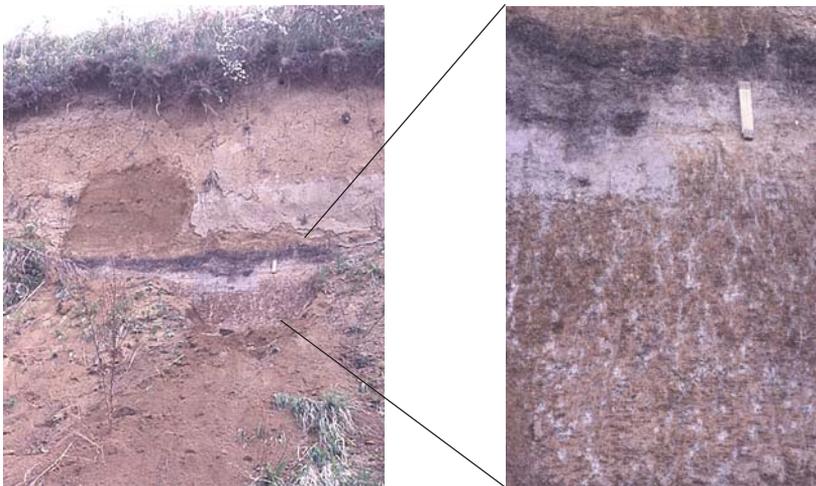


Photo 5: MHT südlich von Hofdorf mit letztinglazialer Pseudogley-Parabraunerde überlagert von wärmzeitlicher Humuszone.

Tab. 6: Terrassenkennwerte für die Mittlere Hochterrasse (MHT) der Donau nach Auswertungen zahlreicher Schichtenverzeichnisse von Bohrungen (n = 32), der geoelektrischen Sondierungen von HOMILIUS et al. (1983) sowie einzelner Aufschlüsse (siehe Text).

Donautal (MHT)

| Lage | Höhe in m ü. NN | | | Mächtigkeiten (m) | |
|----------------------------|-------------------------------|-------------------------------|---------------------------------|--------------------|------------------------------|
| | Oberfläche | Kies OK | Kies UK | Deck-schichten | Kies-körper |
| Wörth – Hofdorf – Pillnach | 335-346 332-342 331-336 | 333-329 329-327 329-323 | <318,9-321 <318,3 319-322 | 5-12 8-9 4-8 | 3 - > 7,6 >10,7 1,5-10 |
| Dengling | 332-333 | ° 330 | ° 326 | ° 2-3 | ° ca. 4 |
| Schönach | 329 | ° ca. 327 | | | |
| E' Straubing | 324-325 | 321-322 | ca. 317 | ca. 3-4 | 3,3-4,3 |
| E' Ittling | 325-326 | | | | |

° HOMILIUS et al. (1983); OK = Oberkante Flussbettsedimente, UK = Unterkante Flussbettsedimente

Die Lößbedeckung auf der MHT-Terrassenfläche bei Dengling erreicht in den zentralen, etwa 333 m ü. NN gelegenen Terrassenarealen eine Mächtigkeit von etwa drei Metern, während in den unter 330 m ü. NN gelegenen Arealen der Löß ebenso weitgehend fehlt wie nahe ihrer Terrassenstirn. Dort bildet der sehr quarzreiche ÄHT-Kieskörper die Geländeoberfläche. Letzterer wurde früher in den inzwischen aufgelassenen Kiesgruben nördlich und nordwestlich von Dengling abgebaut. Auch der MHT bei Schönach fehlt eine Lößdecke. Stattdessen trägt sie eine Flugsanddecke von teilweise mehr als zwei Metern Mächtigkeit (Tab. 6).

Weiter talabwärts ist die MHT erst wieder als schmale Terrassenleiste östlich von Straubing erhalten und erstreckt sich vom östlichen Stadtrand in östlicher Richtung weiter bis zum Blattrand nordöstlich von Amselring (Abb. 3). Auf dem Nachbarblatt Straßkirchen wurde die MHT von BRUNNACKER (1956) mit den vom „Älteren Schwemmlöß“ bedeckten Niederterrassenflächen in sandreicher Fazies zusammengefasst. Die Lößdecke erreicht östlich von Straubing Mächtigkeiten von drei bis dreieinhalb Metern. Darunter folgt ein etwa drei bis vier Meter mächtiger Kieskörper. Östlich der Aiterach sind ihrer Terrassenstirn zum Talboden der Aiterach zwei bis drei Meter höhere Dünen aufgesetzt, deren kalkhaltige Feinsande nach eigenen Sondierungen teilweise Mächtigkeiten von über 3,8 m erreichen. Das Alter dieser vermutlich ältesten Dünenbildungen im Donautal ist unbekannt.

Die Quartärbasis der MHT östlich von Straubing liegt bei etwa 317 m ü. NN (Tab. 6) und damit annähernd im NT3-Oberflächenniveau der Donau. Sie liegt in einer ähnlichen Tiefe, wie in der südlich angrenzenden, vermutlich von Hartinger Schichten unterlagerten ÄHT (Abb. 10: Geol. Profilschnitt 7). Ihre deutlich tiefer gelegene

Terrassenoberfläche und die einige Meter tiefere Höhenlage der Kiesoberkante zwischen 321 bis 322 m ü. NN (ca. 5 m ü. NT3) belegen auch dort eine eigenständige, *post*-ÄHT-zeitliche Hochterrassenbildung der Donau. Die Höhengleichheit der Quartärbasis mit den im Blattgebiet südlich der Donau erhaltenen ÄHT-Terrassenflächen ist eine Folge der intensiven Ausräumung der Talsohle bereits zur Zeit der „Hartinger Schichten“ (s.o.). Daher ist davon auszugehen, dass die Terrassenbasis und damit auch die Erosionsbasis mehrere Meter über der Quartärbasis liegt.

2.2.7 Jüngere Hochterrasse (JHT)

Die Jüngere Hochterrasse (JHT) besitzt im Vergleich mit den älteren Hochterrassen (ÄHT, MHT) eine insgesamt tiefere Lage im Tal (Tab. 1). So besitzt diese jüngste Hochterrasse nur eine durchschnittliche Höhenlage der Terrassenoberfläche zwischen 6 bis 10 m ü. NT3 der Donau, wobei die kiesige Flussbettfazies eine Höhenlage von 2 bis 5 m ü. NT3 der Donau erreicht. Auch die Terrassenbasis, die unmittelbar der präquartären Talsohle auflagert, liegt mit -4 bis -8 m u. NT3 der Donau deutlich tiefer als alle älteren Donauterrassen. Die JHT entspricht der von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) zwischen Regensburg-Harting und Münster beschriebenen HT1 der Donau.

Die tiefe Lage der JHT- Terrassenbasis direkt auf dem anstehenden präquartären Untergrund ist durch Aufschlüsse bei Regensburg-Harting gesichert (Abb. 12; SCHELLMANN 1988: 122ff.). Dort war ihr Terrassenkörper von der Terrassenoberfläche bis zur Basis einsehbar. Der bis zu 11,5 m mächtige und insgesamt horizontal- und schwach troggeschichtete Kieskörper zeigte eine kontinuierliche fluviatile Akkumulation sandreicher Kiese von der Basis bis zum Top des JHT-Terrassenkörpers. Lediglich die petrographische Zusammensetzung wechselte innerhalb des Kieskörpers. So dominierten in der Grobkiesfraktion der hangenden, vier Meter mächtigen Donaukiese kalkalpine Gerölle, während der darunter liegende Kieskörper durch seine hohen Jurakalkanteile auffiel. Am Top des Kieskörpers war zudem der bis zu 1,2 m mächtige Unterboden einer interglazialen, wahrscheinlich Eem-zeitlichen Schotter-Parabraunerde unter diskordant aufliegender Würmlößdecke erhalten. Demnach entstand die JHT mindestens in der vorletzten Kaltzeit.

Die Basis der JHT liegt aber nicht nur tiefer als die Quartärbasis im Bereich der älteren pleistozänen Terrassen, sie liegt auch tiefer als die Terrassenbasen der nachfolgenden Übergangsterrassen (ÜT1, ÜT2) und der beiden älteren Niederterrassen (NT1, NT2). Daher bildet die JHT-Basis im Bereich dieser Terrassenfluren eine „JHT-

Tab. 7: Terrassenkennwerte für die Jüngere Hochterrasse (JHT) der Donau nach Auswertungen zahlreicher Schichtenverzeichnisse von Bohrungen (n = 52), der geoelektrischen Sondierungen von HOMILIUS et al. (1983) sowie einzelner Aufschlüsse (siehe Text).

Donautal (JHT)

| Lage | Höhe in m ü. NN | | | Mächtigkeiten (m) | |
|----------------------------|-----------------|-----------|---------|-------------------|-------------|
| | Oberfläche | OK | UK | Deck-schichten | Kies-körper |
| Niederachdorf – W' Münster | 328-330 | 324-325 | 313-314 | 5-6 | 9-10 |
| Steinach – Agendorf | 328-329 | ca. 322 | ca. 313 | ca. 4-8 (?) | ca. 9 |
| E' Straubing | 323-322 | ca. 319,4 | 314-313 | 2-3 | ca. 6 |

OK = Oberkante Flussbettsedimente, UK = Unterkante Flussbettsedimente

Tiefenrinne“ („HT1-Tiefenrinne“ *sensu* SCHELLMANN 1988, ders. 1990) in der tertiären Talsohle des jungpleistozänen Donautals. Im Blattgebiet kann die JHT-Tiefenrinne im tertiären Sohlgestein in den NT1-Terrassenflächen südlich von Geisling bis nach Pfatter anhand entsprechend tiefer Lagen der Quartärbasis weiter verfolgt werden (ebenso SCHELLMANN 1988, ders. 1990; SCHELLMANN & GEBHARDT in diesem Band). Donauaufwärts erstreckt sie sich von Eltheim bis nach Regensburg-Harting, wo die JHT morphologisch erhalten ist (SCHELLMANN in diesem Band). Unterhalb von Pfatter zielt die nordöstliche Verlängerung ihrer Laufrichtung auf die jenseits der Donau zwischen Hofdorf und Münster erhaltenen JHT-Terrassenflächen. Weiter talabwärts sind die relativ großen Tiefenlagen der Quartärbasis im Bereich der dort erhaltenen Terrassenflächen von ÜT1 und NT2 mit hoher Wahrscheinlichkeit ebenfalls auf eine bereits mit Ausbildung der JHT erfolgte Ausräumung der präquartären Talsohle zurückzuführen.

Nördlich der Donau erstrecken sich ausgedehnte Terrassenfluren der JHT von Niederachdorf bis westlich Münster sowie am Talausgang der Kinsach bei Steinach (Abb. 3). Eine weitere JHT-Terrassenleiste ist südlich der Donau mit annähernd talparallelem Verlauf vom östlichen Stadtrand von Straubing bis zur Blattgrenze nördlich von Fruhstorf erhalten. Die teilweise über einen Kilometer breite JHT-Terrassenfläche zwischen Niederachdorf bis westlich von Münster besitzt eine mittlere Höhenlage der Oberfläche zwischen 328 bis 330 m ü. NN (ca. 6 bis 8 m ü. NT3), eine mittlere Lößbedeckung von etwa fünf bis sechs Meter und einen etwa neun bis zehn Meter mächtigen Kieskörper (Tab. 7). Dessen Oberkante liegt zwischen 324 bis 325 m ü. NN (ca. 2 bis 3 m ü. NT3) und seine Basis (= Quartärbasis) liegt bei etwa 313 bis 314 m ü. NN (ca. -8 m u. NT3) dem tertiären Sohlgestein auf (Abb. 7: Geol. Profilschnitt 4). Früher wurden die Deckschichten und Kiese der JHT zwischen Niederachdorf und Pondorf in zwei inzwischen rekultivierten Kiesgruben abgebaut. Zur Zeit

sind im Blattgebiet keine Lehm- oder Kiesgruben innerhalb der JHT-Terrassenflächen im Abbau.

Weiter talabwärts ist die JHT zwischen Steinach und Agendorf am Talausgang der Kinsach in etwa 328 bis 329 m ü. NN erhalten (Abb. 9: Geol. Profilschnitt 6). Der Top ihres Kieskörpers liegt bei 322 m ü. NN (ca. 3 m ü. NT3). Darüber folgen im Mittel vier Meter, lokal vermutlich auch bis zu acht Meter mächtige Lößdeckschichten (Tab. 7). Die Kiesmächtigkeiten betragen im Mittel neun Meter und die Quartärbasis liegt in einer Tiefenlage von etwa 313 m ü. NN (ca. -6 m u. NT3). Die JHT erstreckt sich als Seitentalterrasse der Kinsach noch weiter talaufwärts bis Wolferszell (Abb. 3).

Im Stadtgebiet und östlich von Straubing ist die JHT nur als schmale Terrassenleiste erhalten, wobei die morphologische Abgrenzung dieser Terrasse im Stadtgebiet selbst nur mutmaßlich ist und deren Verbreitung neben den Schichtenverzeichnissen von Bohrungen wesentlich auf Reliefinformationen aus historischen Flurkarten und älteren topographischen Karten basiert. Erst östlich von Ittling ist die JHT in etwa 323 m ü. NN (ca. 6 m ü. NT) erhalten. Sie ist dort morphologisch deutlich von der südlich angrenzenden MHT und der nördlich verbreiteten ÜT1 abgesetzt (Abb. 10: Geol. Profilschnitt 7). Die Oberkante ihres Kieskörpers liegt in ca. 319 m ü. NN (ca. 2 m ü. NT3), die Kiesbasis bei etwa 313 bis 314 m ü. NN (ca. -3 bis -4 m u. NT3) (Tab. 7). Die nach eigenen Sondierungen häufig sehr feinsandige Lößbedeckung („Sandlöß“) besitzt mittlere Mächtigkeiten von zwei bis drei Metern, wobei östlich von Ittling an der Terrassenstirn zur ÜT1 eine bis zu 4 m hohe Düne erhalten ist.

2.3 Die jungpleistozänen Übergangsterrassen und Niederterrassen

Die von SCHELLMANN (1988) als „Übergangsterrasse“ bezeichneten löß- bzw. sandlößbedeckten Terrassenleisten am Externrand des jungpleistozänen Talbodens der Donau vermitteln morphologisch zwischen den lößfreien Talgrundterrassen und den höher gelegenen lößbedeckten mittel- und altpleistozänen Terrassenniveaus des Gäubodens. Die Übergangsterrassen (ÜT1, ÜT2) sind vermutlich die ältesten Terrassenbildungen der Würm-Kaltzeit, obwohl bisher nicht ausgeschlossen werden kann, dass eine der beiden oder beide Übergangsterrassen bereits in der vorletzten Kaltzeit (Riß) entstanden sind.

Derartige fast im Niederterrassenniveau gelegenen lößbedeckte Terrassen wurden

schon früher im Donautal als „lößbedeckte Niederterrassen“ (u.a. von LEGER 1965; WEINIG 1980; HOMILIUS et al. 1983) bzw. als „Deckniveau der Niederterrasse (IA)“ (BUCH 1988) bzw. als „Übergangsterrasse“ (SCHELLMANN 1988) beschrieben. Sie besitzt auch in anderen Flusstälern des Alpenvorlandes und des deutschen Mittelgebirgsraumes verwandte Bildungen wie zum Beispiel im Weißenhorner Tal an der Iller als „Fellheimer Terrasse“ (u.a. ELLWANGER 1988), am Untermain als „T6“ (SEMEL 1972), an der Enz als „Te2“ (BIBUS 1989; BIBUS & WESLER 1995), im Harzvorland als „Ältere Niederterrassenflächen“ (RICKEN 1983), an der Oberweser (SCHELLMANN 1994b) und an der Isar als „Übergangsterrasse“ (SCHELLMANN 1988; ders. 1990) sowie als „Obere Niederterrasse“ im Tal der Mulde (u.a. FUHRMANN 2007). Die genaue stratigraphische Stellung dieser jüngsten lößbedeckten Terrasse ist auch dort unbekannt (siehe auch SCHELLMANN in diesem Band). Im Donautal ist die jüngere der beiden Übergangsterrassen (ÜT2) nach paläopedologischen Befunden sicherlich älter als das Würm-Hochglazial (SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Vermutlich entstand sie frühestens im mittleren Würm vor dem Denekamp-Interstadial und die ältere ÜT1 im Frühwürm, wenn nicht schon im ausgehenden vorletzten Glazial (Riß). Die fluviatile Formung der lößfreien Talgrundareale fand dagegen vor allem während und nach dem Würm-Hochglazial statt bis zur zunehmenden Festlegung des Donaulaufs seit Mitte des 19. Jahrhunderts. Dabei ist der Beginn der Niederterrassenbildung im Donautal weiterhin offen (SCHELLMANN in diesem Band).

2.3.1 Übergangsterrassen (ÜT1 und ÜT2)

Im Blattgebiet sind bis zu zwei Übergangsterrassen am äußeren Rand des Donautalgrundes erhalten (Abb. 3). Aus den Nebentälern der Großen und Kleinen Laaber und der Aiterach sind keine entsprechende Terrassenbildungen bekannt. Mit ihren von Löß bzw. Sandlöß bedeckten Terrassenoberflächen erheben sie sich nur wenige Meter über dem flusswärts angrenzenden Niederterrassenniveau und liegen mehrere Meter tiefer als die talwärts angrenzenden höheren Terrassenflächen der mittelpleistozänen Hochterrassen. Beide Übergangsterrassen sind in der Regel nur kleinräumig erhalten. Aufgrund der Ähnlichkeit der Höhenlagen ihrer Terrassenoberflächen bei etwa 4 bis 6 m ü. NT3 der Donau, den Mächtigkeiten ihrer Lößbedeckung von maximal zwei bis vier Metern und den ähnlichen maximalen Höhenlagen ihrer Kiesoberkanten bei 2 bis 4 m ü. NT3 der Donau (Tab. 1) können sie nur dort, wo sie beide im räumlichen Nebeneinander erhalten sind, stratigraphisch sicher eingestuft werden. Solche Areale befinden sich im Blattgebiet südlich der Donau zum einen westlich von Riekofen und

zum anderen östlich von Straubing. In allen anderen Gebieten, in denen nur eine Übergangsterrasse erhalten ist, wurde diese generell als ÜT2 eingestuft, also das Mindestalter der Terrassenbildung dargestellt.

Das fluviatile Aufschüttungsniveau (Kiesoberkante) liegt bei beiden Übergangsterrassen in der Regel deutlich tiefer als das der Hochterrassen, aber nicht signifikant über den angrenzenden Niederterrassenfluren. Daher ist es nicht erstaunlich, dass die Verbreitungsgebiete der Übergangsterrassen von früheren Bearbeitern der Donauterrassen unterhalb von Regensburg entweder als Schwemmlöß bzw. mit Schwemmlehm bedeckte Niederterrasse (LEGER 1965; HOMILIUS et al. 1983, BRUNNACKER 1956) oder als Deckniveau der Niederterrasse (BUCH 1988) eingestuft wurden. Häufig wurden ihre Areale aber auch ohne Abgrenzung der Niederterrasse zugeordnet oder als rißzeitliche Erosionsterrasse (HOMILIUS et al. 1983) angesprochen.

Über die Tiefenlagen ihrer Terrassenbasen liegen aus dem Blattgebiet keine Informationen vor. Dort, wo Übergangsterrassen erhalten sind, liegt die Quartärbasis in ähnlichem Niveau wie in den angrenzenden Hoch- oder Niederterrassen. Nach SCHELLMANN (1988: 135 ff.) besitzt die Übergangsterrasse am *locus typicus* donauaufwärts im Raum Neutraubling wahrscheinlich eine Tiefenlage der Terrassenbasis im Mittelwasserniveau der Donau. Sie läge damit deutlich höher als die Basis der JHT („HT1“ *sensu* SCHELLMANN 1988), aber geringfügig tiefer als die Terrassenbasis der NT1 und NT2 (Tab. 1).

Die ÜT1 ist abgesehen von einem kleinen Terrassenrest westlich von Riekofen (Geol. Profilschnitt 2) nur noch östlich von Ittling in 321 bis 323 m ü. NN (ca. 5 m ü. NT3 der Donau) eindeutig zu fassen (Abb. 10: Geol. Profilschnitt 7). Nach Sondierungen trägt ihr Kieskörper dort eine ein bis zwei Meter mächtige Auflage aus Sandlöß (Tab. 8), wobei am östlichen Blattrand der Weiler Moosdorf auf einer mindestens 3,6 m mächtigen Düne liegt. Auf dem Nachbarblatt 7041 Straßkirchen wurde das Areal der MHT und der ÜT1 von BRUNNACKER (1956) ohne weitere Unterteilung als vom „Älteren Schwemmlöß“ bedeckte Flächen kartiert.

Im Blattgebiet südlich der Donau erstrecken sich Terrassenflächen der ÜT 2 bei Riekofen (Abb. 5: Geol. Profilschnitt 2), wo sie mit deutlichen Stufenrändern von der südlich verbreiteten ÜT1 und auch von der nördlich angrenzenden Terrassenfläche der NT1 abgesetzt sind. Von letzterer unterscheidet sich die ÜT2 zudem durch ihre etwa ein bis zwei Meter höhere Oberfläche sowie eine weitflächige Bedeckung mit teilweise mehr als einen Meter mächtigem Löß und Sandlöß (Tab. 8). Nach den geo-

Tab. 8: Terrassenkennwerte für die Übergangsterrassen (ÜT1, ÜT2) der Donau nach Auswertungen zahlreicher Schichtenverzeichnisse von Bohrungen (n = 44), der geoelektrischen Sondierungen von HOMILIUS et al. (1983) sowie eigener Deckschichtensondierungen.

Donautal (ÜT1, ÜT2)

| Lage | Höhe in m ü. NN | | | Mächtigkeiten (m) | |
|-------------------------------|-----------------|-------------|-----------|-------------------|------------|
| | Oberfläche | OK | UK | Deckschichten | Kieskörper |
| ÜT1 W' Riekofen | 331 | ° 329-327 | ° 322 | ca. 2,6 | ca. 5 |
| ÜT2 N' Riekofen | 329-328 | ° 327 | ° 323 | ca. 1 | ca. 4 |
| ÜT2 E' Schönach | 328-327 | ca. 326 | | ca.1 | |
| ÜT1 E' Ittling | 323-321 | ? | 313? | 1-2 | |
| ÜT2 E' Oberöbling | 320-319 | 318,5-317,5 | 312-313 | 1-2 | 5-6 |
| ÜT2 Kirchroth – W' Münster | 324 | 322,5-321 | 313 - 312 | 2-3 | 8-10 |
| ÜT2 S' Agendorf | 324-323 | ca. 319 | ca. 310 | 3-5 | ca. 9 |

° HOMILIUS et al (1983); OK = Oberkante Flussbettsedimente, UK = Unterkante Flussbettsedimente

physikalischen Sondierungen von HOMILIUS et al. (1983) dürfte die Quartärbasis nur wenige Meter unter der ÜT2-Terrassenoberfläche bei etwa 323 m ü. NN liegen. Die ÜT2 von Riekofen setzt sich talabwärts bis zum Tal der Großen Laaber fort, wo sie als schmale Seitentalterrasse noch über ein Kilometer talaufwärts bis nach Unterhaimbuch erhalten ist. Weitere ÜT-Terrassenflächen sind kleinräumig östlich von Schönach und großflächig im östlichen Stadtgebiet von Straubing erhalten. Ähnlich wie bei den anderen pleistozänen Terrassen im Stadtgebiet Straubing ist dort der exakte Verlauf dieser Terrassenstufe kaum rekonstruierbar. Er wurde ebenfalls vor allem mit Hilfe historischer Flurkarten, älterer topographischer Karten und einigen wenigen Geländebefunden mutmaßlich festgelegt.

Östlich von Oberöbling erstreckt sich die ÜT2 dann annähernd talparallel und mit einer Breite von über einem Kilometer bis zum Blattrand. Die Bedeckung mit Sandlöß und lößartigen Lehmen erreicht dort mittlere Mächtigkeiten von ein bis zwei Metern (Tab. 8). Nach Schichtenverzeichnissen zweier Bohrungen aus zentralen Bereichen ihrer Terrassenfläche besitzt der sandige Kieskörper Mächtigkeiten zwischen fünf und sechs Meter, wobei die Quartärbasis etwa bei 312 bis 313 m ü. NN liegt.

Größere Areale der ÜT2 befinden sich nördlich der Donau und zwar östlich von Oberzeitldorn zwischen Kirchroth und Münster sowie am Talausgang der Kinsach unter anderem südlich von Agendorf. Die Löß- bzw. Sandlößbedeckung erreicht auf der ÜT2 zwischen Kirchroth und Münster durchschnittliche Mächtigkeiten von zwei bis drei Meter, im Gebiet südlich von Agendorf wahrscheinlich eher drei bis fünf Meter (Tab. 8). Der unterlagernde Kieskörper besitzt maximale Mächtigkeiten von acht bis zehn Metern. Eine Aufschlußbeschreibung aus der in der ÜT2 gelegenen

ehemaligen Kiesgrube östlich von Oberzeitldorn zeigte nach SCHELLMANN (1988: 135ff.) über dem Grundwasserspiegel einen drei Meter mächtigen horizontal geschichteten Donauschotter mit zahlreichen alpinen und jurassischen Kalkgeröllen. Innerhalb der auflagernden zwei Meter mächtigen Würmlößdecke war ein Innerwürmboden in Form eines 20 cm mächtigen, entkalkten, rötlichbraunen und schwach lehmigen Verbraunungshorizonts (Bv-Horizont) relikthaft erhalten. Innerwürmbodentyp und fazielle Ausprägung der tieferen Würmlößablagerungen sieht SCHELLMANN (1988: 137) als typische frühwürmzeitliche Bildungen an. Allerdings kann nach heutigen Kenntnissen eine Parallelisierung mit dem Lohner Boden nicht ausgeschlossen werden. Insofern ist die ÜT2 gesichert älter als Jungwürm und besitzt entweder ein mittel- oder ein frühwürmzeitliches Alter oder ist sogar schon in der Riß-Kaltzeit entstanden. Sichere Belege für eine vorletztaltzeitliche Stellung der ÜT, wie eine fossile interglaziale Bodenbildung, wurden bis heute nicht gefunden. Auch das Alter der ÜT1 ist unbekannt. Sie ist entweder eine frühwürmzeitliche oder rißzeitliche Bildung vor Aufschotterung der ÜT2.

2.3.2 Die Niederterrassen (NT1, NT2, NT3)

Im Talboden des Donautals existieren bis zu drei unterschiedlich hohe würmzeitliche Niederterrassen (NT1 bis NT3), die sich durch ihre Höhenlage von zwei bis fünf Metern über der Donauaue sowie durch das Fehlen einer flächenhaften Löß- oder Auensedimentbedeckung deutlich von allen anderen Terrassen unterscheiden. Sie nehmen etwa 20% der quartären Terrassenoberflächen im Blattgebiet ein (Abb. 2), wobei alle drei Niederterrassen mit ähnlichen Flächenanteilen vertreten sind.

Im direkten räumlichen Nebeneinander sind die drei Niederterrassen allerdings nur östlich von Pfatter und östlich des Aiterachtals erhalten (Abb. 3). Größere Areale der NT2 erstrecken sich bei Parkstetten und zwischen den Tälern der Großen und Kleinen Laaber. Terrassenflächen der NT3 sind dagegen vom westlichen bis zum östlichen Blattrand mit unterschiedlichen Ausdehnungen zumindest auf einer Talseite der Donau fast durchgehend verbreitet. Daher wurde ihre Oberfläche als Bezugsniveau für den Vergleich pleistozäner Terrassenkennwerte gewählt (Tab. 1). Dort, wo auf beiden Seiten der Donau NT3-Flächen erhalten sind, ist die enorme Breite des NT3-Flussbettareals rekonstruierbar. Demnach besaß das Flussbett zwischen Kiefenholz und Straubing eine Breite von etwa dreieinhalb bis viereinhalb Kilometer. Erst unterhalb von Straubing mit Annäherung an die Talenge bei Bogen verringerte sich

seine Breite auf unter zwei Kilometer. Insgesamt ist das NT3-Flussbettareal aber wesentlich schmaler als das der NT1. Bereits die zwischen dem Externrand der NT2 bei Geisling und dem Terrassenrand zur ÜT2 nördlich von Riekofen erhaltene NT1-Terrassenfläche ist über viereinhalb Kilometer breit.

Alle drei Niederterrassen wurden von einem weit verzweigten, breitbettigen Donaulauf („*braided river*“) geschaffen (SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Die Folge ist eine häufig mehrere Kilometer breite Ausdehnung der heute noch erhaltenen Terrassenflächen, die teilweise von mehr oder minder stark verfüllten Paläo-Flussarmen durchzogen werden. Es fehlt weitgehend eine Überdeckung mit Auensedimenten, so dass in der Regel die sandige und kiesige Flussbettfazies bis an die Terrassenoberflächen reicht. Allerdings sind die NT1- und NT2-Flussbettsedimente häufiger unter spätglazialen Flugsanden (<1 m Mächtigkeit) und kleineren Längsdünen begraben.

Die horizontal- und troggeschichteten Flussbettsedimente besitzen nur vereinzelt syngenetische Kryoturbationen, wobei Driftblöcke in den Toplagen der Terrassenkörper auf kaltzeitliche Ablagerungsbedingungen hinweisen. Aufschlüsse mit entsprechendem Schichtungsbild und einzelnen Driftblöcken existierten während der Geländeaufnahmen im Blattgebiet nur noch auf der NT1 südlich von Geisling und auf der NT2 nördlich von Parkstetten. Von ähnlichen Aufschlussbeobachtungen über den Aufbau des NT3-Terrassenkörpers bei Kagern berichtet SCHELLMANN (1990: 79).

Untereinander bilden die Niederterrassen eine Terrassentreppe. Dabei besitzt die NT1 eine etwa zwei bis drei Meter und die NT2 eine etwa einen Meter höhere Oberfläche als die NT3. Letztere liegt ein bis zwei Meter über der Donauaue, die im allgemeinen auch durch ihre deutlich tieferen Terrassen- bzw. Quartärbasen von -6 bis -11 m u. NT3 (Tab. 1; Abb. 5 bis 8 und Abb. 10: Geol. Profilschnitte 2 bis 5 und 7) deutlich von den beiden älteren Niederterrassen abgesetzt ist.

Die NT1- und NT2-Terrassenkörper werden nach SCHELLMANN (1988; ders. 1990) häufig von älteren fluviatilen Sockelschottern unterlagert. Vor allem Sockelschotter der Jüngerer Hochterrasse („JHT-Tiefenrinne“) unterlagern im Blattgebiet wahrscheinlich den Niederterrassenkörper der NT1 und NT2 südlich von Geisling bis östlich von Pfatter sowie die NT2 im Raum Parkstetten. Entsprechend tief liegt dort die Quartärbasis (Tab. 9 und 10), so dass die quartären Donaukiese vereinzelt Mächtigkeiten von mehr als sieben Meter besitzen. Außerhalb der JHT-Tiefenrinne, wie zum Beispiel auf der NT1 bei Geisling oder zwischen den beiden Laabertälern, liegt die Quartärbasis etwas höher und der quartäre Kieskörper besitzt häufig eine Mächtigkeit

keit von unter sechs Metern. Anders ist die Situation im Bereich der NT3-Terrassenflächen. Dort liegt die Quartärbasis in der Regel ebenso tief oder auch tiefer als die Basis der JHT-Tiefenrinne (Tab. 1; SCHELLMANN 1988; ders. 1990; SCHELLMANN in diesem Band).

Alle drei Niederterrassen tragen außerhalb der durch stark humose bis anmoorige Böden, selten durch Niedermoore gekennzeichneten Flussrinnen- und Randsenkenbereiche rötlichbraune Schotter-Parabraunerden.

2.3.2.1 Niederterrasse 1 (NT1)

Die NT1 besitzt große Areale im südlich der Donau gelegenen Talgrund vom westlichen Blattrand bei Geisling bis zum Tal der Großen Laaber (Abb. 3) und dacht mit einem Oberflächengefälle von ca. 0,4 ‰ von 328 m ü. NN bei Geisling auf 324 m ü. NN am Tal der Gr. Laaber ab. Dieses NT1-Areal ist durch etwa vier bis fünf Meter hohe Böschungen von der holozänen Donauaue im Norden, sowie durch eine etwa eine Meter hohe Stufe von der NT2 im Nordosten und durch einen etwa einen Meter hohen Stufenrand von der ÜT2 im Süden getrennt. Vom Talboden der Großen Laaber ist die NT1 dagegen morphologisch häufig nur durch einen kleinen, etwa einen halben Meter hohen Stufenrand abgesetzt. Die NT1 setzt sich noch weiter in das Tal der Großen Laaber hinauf fort (Abb. 3). Sie bildet am Westrand des Talbodens eine talaufwärts zunehmend schmalere Terrassenleiste in nur noch wenigen Dezimetern Höhe über dem Talboden. Diese ist bis Oberhaimbuch erhalten. Weiter talaufwärts befindet sich an der östlichen Talseite in der Flur „Nachtweide“ nahe Mötzing eine schmale Terrassenleiste, die sich etwa einen Meter über dem angrenzenden Talboden erhebt und ein Relikt des NT1-Talbodens der Großen Laaber sein könnte.

Außerhalb der NT1-Paläoflussarme und der im externen Randbereich ausgebildeten Randsenke reicht der NT1-Kieskörper bis an die Oberfläche. In einer Kiesgrube südlich von Geisling waren die karbonatgeröllreichen NT1-Donaukiese bis zum Grundwasserspiegel aufgeschlossen. Das OSL-Alter einer Sandprobe aus 1,3 m Tiefe unter Oberfläche ergab ein Alter von etwa 19,8 ka bestimmt an Quarzen bzw. 25,7 ka bestimmt an Feldspäten (siehe SCHELLMANN in diesem Band). Vor allem das Quarz-Alter stimmt mit der bisherigen Alterseinstufung der NT1 ins Würm-Hochglazial überein.

Die kiesigen, durch Schotter-Parabraunerden geprägten Terrassenflächen der NT1

Tab. 9: Terrassenkennwerte für die Niederterrasse 1 (NT1) der Donau nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen (n = 18), eigenen Deckschichtensondierungen sowie Informationen aus wenigen Aufschlüssen.

Donautal (NT1)

| Lage | Höhe in m ü. NN | | | Mächtigkeiten (m) | |
|----------------------|-----------------|-----------|-------------|-------------------------|------------|
| | Oberfläche | OK | UK | Deckschichten | Kieskörper |
| Geisling – Pfatter – | 328-327 | 328-327 | 322,5 – 316 | 0- >1 (Rinnenfüllungen) | 4,7-8,5 |
| Gr. Laaber | 325-324 | 325-324 | ca. 320 | 0-0,5 | |
| W' Ittling | 321-320 | 321-317,5 | 316-314 | 0-2,5 | 4-6 |
| E' Unteröbbling | 318-319 | 316,6 | 312 | 1,1-1,8 | 4,3 |

OK = Oberkante Flussbettsedimente, UK = Unterkante Flussbettsedimente

zwischen Geisling und der Großen Laaber werden von mehreren, unterschiedlich stark verfüllten ehemaligen Flussarmen durchzogen. Vor allem im südöstlichen Areal bilden sie kräftig eingeschnittene Rinnen, die der Entwässerung als Leitlinien dienen. So folgen unter anderem die Pfatter und der Johannesgraben solchen ehemaligen NT1-Flussarmen („*Palaeo-Channels*“). Pedologisch sind sie durch stark humose, häufig anmoorige Böden gekennzeichnet, die auf sandig-lehmigen Rinnenfüllungen entwickelt sind. Einen ähnlichen Feuchtbodencharakter besitzt auch die NT1-Randsenke am Außenrand der Terrasse. Nach Sondierungen sind dort ein bis zwei Meter mächtige, teilweise torfige Lehmschichten verbreitet.

Neben kleinräumigen Terrassenresten nordöstlich von Schönach und entlang des Hochterrassenrandes im westlichen Stadtgebiet von Straubing ist die NT1 mit größeren Ausdehnungen nur noch westlich von Ittling in 320 bis 321 m ü. NN und östlich von Unteröbbling in 318 bis 319 m ü. NN (Abb. 10: Geol. Profilschnitt 7) erhalten. Westlich von Ittling liegen die Flusskiese nach mehreren Bohrungen in 320 bis 321 m ü. NN (ca. -3 m u. NT3) und östlich von Unteröbbling um 312 m ü. NN (ca. -5 m u. NT3) dem tertiären Sohlgestein auf (Tab. 9). In beiden Arealen reicht der etwa vier bis sechs Meter mächtige Kieskörper bis an die Oberfläche oder trägt eine bis zu zweieinhalb Meter mächtige Lehm- und Sandschicht unbekannter Genese. Auf dem Nachbarblatt 7142 Straßkirchen wurden entsprechende NT1-Areale von BRUNNACKER (1956) als „von Talsand bedeckte Niederterrasse“ kartiert.

Im Tal der Kleinen Laaber ist im morphologischen Sinne nur eine Niederterrasse, wahrscheinlich die NT1, als schmale Terrassenleiste zwischen Hirschling und Radldorf in 339 bzw. 333 m ü. NN erhalten. Die Terrassenfläche liegt etwa einen Meter über der Talaue, wobei der Kieskörper bis an die Oberfläche reicht. Mangels entsprechender Aufschlüsse und Bohrungen sind Aussagen über die Mächtigkeit des Kieskörpers

nicht möglich. Im Tal der Großen Laaber und Aiterachtal ist die NT1 bisher nicht nachgewiesen.

2.3.2.2 Niederterrasse 2 (NT2)

Die NT2 ist großflächig nördlich der Donau als bis zu 3,3 km breite Terrassenfläche zwischen Kößnach, Parkstetten und Muckenwinkling sowie südlich der Donau zwischen Pfatter und dem Tal der Großen Laaber beim Puchhof erhalten (Abb. 3). Dort ist sie talintern der NT1 vorgelagert und bildet eine schmale Terrassenleiste, die selten eine Breite von einem Kilometer erreicht. Östlich der Großen Laaber ragt sie zwischen Rain und Niedermotzing halbinselartig in das Donautal vor. Weiter talabwärts erstreckt sie sich östlich von Straubing mit bis zu einem Kilometer Breite zwischen Unteröbbling, Sand und Straubing-Hafen. Dort entspricht sie in Teilen BRUNNACKER's (1956) „Niederterrasse mit Talsand und Flugsandüberdeckung“.

Die NT2-Terrassenfläche zwischen Pfatter und Großer Laaber besitzt ein gegenüber der angrenzenden NT1 etwas niedrigeres Oberflächengefälle von ca. 0,34‰ und dacht von 325 m ü. NN östlich von Pfatter auf 323 m ü. NN am Puchhof ab. Gegen die NT1 ist sie durch eine meist deutlich ausgeprägte Böschung von ein bis zwei Meter Höhe abgesetzt. Zudem hebt sie sich von der NT1 durch ihre ein bis zwei Meter tiefere Oberfläche ab. Im Gegensatz zu der von zahlreichen Rinnen gegliederten und von Rinnsalen und Seitenbächen zerschnittenen NT1 ruft ihre Terrassenfläche den Gesamteindruck einer fast ebenen Oberfläche hervor. Einzelne, meist sehr flachmuldige Paläo-Flussrinnen stören diesen Gesamteindruck kaum. Der äußere Terrassenrand der NT2 wird unterhalb von Griesau von einem großbogigen Mäanderbogen geprägt, der als breite Randsenke diskordant die einmündenden Paläo-Flussarme der benachbarten NT1 schneidet. Nach Sondierungen in der dortigen Flur „Untere Wiesen“ erreicht die feinklastische, zum Teil anmoorige und torfige Rinnenfüllung allerdings nur geringe Mächtigkeiten von unter einem Meter.

Westlich von Griesau ist der NT2-Terrassenkörper bis zum Grundwasser in etwa zwei Meter Tiefe unter Flur aufgeschlossen. Er besteht aus sandigen und zahlreiche Jurakalke führenden Donaukiesen mit einzelnen großen Driftblöcken aus Malmkalke, die bis zur Terrassenoberfläche reichen können. Unterschiede zum NT1-Sedimentkörper sind weder in dem überwiegend horizontal geschichteten Schotterkörper noch in dessen kiesig-sandigem Substrat erkennbar. Auch die kräftige braunrote („rubefizierte“) holozäne Schotter-Parabraunerde am Top der Kiese ähnelt den Parabraun-

Tab. 10: Terrassenkennwerte für die Niederterrasse 2 (NT2) der Donau nach Auswertungen zahlreicher Schichtenverzeichnisse von Bohrungen (n = 152), eigenen Deckschichtensondierungen sowie Informationen aus wenigen Aufschlüssen.

Donautal (NT2)

| Lage | Höhe in m ü. NN | | | Mächtigkeiten (m) | |
|-----------------|-----------------|---------|---------|-------------------|------------|
| | Oberfläche | OK | UK | Deckschichten | Kieskörper |
| E' Pfatter – | 325 - | 325- | <319 | 0 | >4,6 |
| Puchhof – | 323 | 323 | 319 | 0 | 2-3,9 |
| Niedermotzing | 322-324 | 322-324 | 315-317 | 0-1 (Flugsand) | 2-4,6 |
| Köbnach – | 322- | 320-319 | 311-315 | 0,5-2 (Flugsand) | 6-9 |
| Muckenwinkling | 319 | 318-317 | 311-314 | 0-2 (Flugsand) | 5-8 (10,5) |
| E' Unteröbbling | 319-318 | 319-317 | 311-313 | 0-2 (Flugsand) | 4-6 |

OK = Oberkante Flussbettsedimente, UK = Unterkante Flussbettsedimente

erden auf der NT1 und der NT3. Ausgedehnte Flugsanddecken fehlen hier. Sie prägen allerdings die NT2-Oberfläche jenseits der Großen Laaber im Raum Niedermotzing. Dort sind sie großflächig verbreitet und besitzen Mächtigkeiten von 0,6 bis 1 m, selten von mehr als 2 m.

Nach den Schichtenverzeichnissen mehrerer Bohrungen liegt die Quartärbasis im Bereich der NT2 östlich von Pfatter tiefer als 319 m ü. NN, im Raum Puchhof bei 319 m ü. NN und im Raum Niedermotzing zwischen 315 bis 317 m ü. NN (Tab. 10, Abb. 6 und Abb. 7: Geol. Profilschnitte 3 und 4). Die Kiesmächtigkeiten betragen in der Regel 2 bis 4,6 m, östlich von Pfatter könnten sie auch höher sein.

Der Talboden der Großen Laaber ist nicht nur in die NT1, sondern auch in die NT2-Terrassenfläche eingeschnitten. Am Puchhof liegt er nur etwa einen Meter, bei Niedermotzing mit Erreichen der holozänen Donauaue sogar vier bis fünf Meter unter der NT2-Terrassenoberfläche. Darin zeigt sich, dass der aktuelle Talboden der Großen Laaber zumindest am Unterlauf erst nach Ausbildung der NT2 entstand.

Während der NT2-Aufschotterung lag die Talmündung der Großen Laaber noch westlich vom Puchhof. Erst während und nach der NT3-Aufschotterung hat sich die Große Laaber, zunächst noch in zwei Mündungsarme westlich und südlich des Puchhofs gespalten, sukzessive in Richtung holozäner Donaulauf verlagert. Anders als der südliche Arm, das heutige Große Laabertal, wurde der Abfluss über den westlichen Mündungsarm bereits während der NT3-Aufschotterung aufgegeben. Er bildet heute eine durch stark humose, häufig anmoorige Böden gekennzeichnete breite Talung, die nach Norden über die NT2- und die NT3-Randsenken hinaus fast bis zum Weiler Herfurth reicht. Sie wird vom Kirchenbach entwässert, der unterhalb des Weilers eingebettet in eine schmale Senke bei Irling in die Donau mündet.

Im Talraum zwischen Kößnach und Muckenwinkling besitzt die NT2 eine Oberflächenerhebung von 322 m ü. NN bei Kößnach, die sich talabwärts bis Muckenwinkling auf 319 m ü. NN verringert. Die Basis des maximal fünf bis neun Meter mächtigen Kieskörpers liegt in der Regel bei 311 bis 314 m ü. NN und im Raum östlich Kößnach lokal auch schon bei 315 m ü. NN auf dem tertiären Sohlgestein (Tab. 10; Abb. 8 und Abb. 9: Geol. Profilschnitte 5 und 6).

Zwischen Parkstetten und Kößnach existieren auf der NT2 ausgedehnte, häufig über einen Meter mächtige Flugsanddecken. PRIEHÄUSER (1953: 283) berichtet sogar von bis zu drei Meter hohen, länglichen, in Reihen angeordneten und NW-SE orientierten Sanddünen. Heute sind diese durch Ackerbau und Kiesabbau weitgehend zerstört bzw. eingeebnet. Die Ablagerung der Flugsande und Dünen erfolgte sicherlich schon im Würm-Spätglazial, wahrscheinlich verstärkt während der Jüngeren Tundrenzeit. In einer Sandgrube nördlich von Parkstetten war nach PRIEHÄUSER (1953: 284f., Abb. 2) ein Torf mit Eichenholzresten unter Flugsanden begraben aufgeschlossen. Falls der Torf tatsächlich Eichenhölzer führte, dann kann er wegen seiner Lage auf dem NT2-Kieskörper nur holozänen und zwar *post*-präborealen Alters sein, wodurch zumindest kleinräumig holozäne Flugsandverwehungen belegt wären (siehe SCHELLMANN in diesem Band).

Eine weitere Terrassenfläche der NT2 ist talabwärts unmittelbar südlich der Donau und östlich der Ortschaft Unteröbbling erhalten (Abb. 3; Abb. 10: Geol. Profilschnitt 7). Auch dort trägt die NT2 häufig eine flachgründige Flugsanddecke mit Mächtigkeiten von unter einem Meter. Ein derartiges Flugsandareal erstreckt sich südlich des Straubinger Hafens bis zur Ortschaft Sand. Der NT2-Kieskörper ist dort etwa vier bis sechs Meter mächtig (Tab. 10). Seine Oberkante erreicht in der Regel eine Höhenlage bei 317 bis 319 m ü. NN, die Unterkante liegt bei 311 bis 313 m ü. NN der tertiären Talsohle auf.

Die NT2-Terrassenflächen sind älter als die bereits vor mehr als 13.950 ¹⁴C-Jahren (älter als 16.200 bis 17.100 cal BP) in Bildung befindliche NT3 (siehe SCHELLMANN in diesem Band). Sie sind andererseits jünger als die bis vor mindestens 18.000 ¹⁴C-Jahren andauernde Aufschotterung der NT1. Damit ist NT2 älter als das Bölling-Interstadial und wurde in einen älteren Abschnitt der Ältesten Dryas gebildet. Leider ergaben die OSL-Datierungen an zwei Proben aus einer Sandlage der NT2-Flussbettfazies in dreieinhalb Meter Tiefe unter Geländeoberfläche, aufgeschlossen in der Kiesgrube „Wolf“ nahe der Autobahn nördlich von Parkstetten, keine genauere Alters-

einstufung. Die beiden OSL-Alter streuen stark zwischen $19,4 \pm 1,7$ ka und $15,9 \pm 1,3$ ka gemessen an Quarzen sowie $15,4 \pm 1,0$ ka und $14,2 \pm 0,8$ ka gemessen an Feldspäten (siehe SCHELLMANN in diesem Band).

2.3.2.3 Niederterrasse 3 (NT3)

Die NT3 ist die jüngste von drei hoch- und spätwürmzeitlichen Niederterrassen. Sie begleitet die weitbogig geschwungene holozäne Donauaue (Abb. 3) als etwa zwei Meter höhere und damit hochwassergeschützte Terrassenfläche teils am nördlichen (Kiefenholz – Oberachdorf – Hunderdorf, Niederachdorf – Pondorf) teils am südlichen Auenrand (E' Pfatter – Alhofing – Tal der Großen Laaber bei Obermotzing, E' Talausgang Kleine Laaber bei Atting – Kagers, E' Straubing Hafen). Seltener ist sie beiderseits des Auenniveaus wie im Talraum zwischen Pfatter, Oberachdorf und Alhofing sowie südöstlich von Niederachdorf erhalten. An diesen Stellen lässt sich ablesen, dass das aktive Flussbettareal der Donau zur Zeit der spätglazialen NT3 fast doppelt so breit war wie die gesamte holozäne Donauaue. Als „Breitbettfluß“ *sensu* SCHIRMER (1983) war sie durch eine völlig anders geartete Flusssdynamik, nämlich die eines breitbettigen verwilderten Flusslaufes, gekennzeichnet.

Zwischen Kiefenholz und Oberachdorf besitzt die NT3-Terrassenfläche außerhalb der Paläoflussarme bei Kiefenholz eine Höhenlage von bis zu 326 m ü. NN, die bis Oberachdorf auf 324 m ü. NN abnimmt. Nach Norden erstreckt sich die NT3 über das Blattgebiet hinaus bis Kruckenberg (Abb. 3). Dort wurde sie wegen ihrer relativ geringen Höhe über der holozänen Donauaue von RÜCKERT & KÖHLER (1976) als „obere Auenstufe“ kartiert.

Östlich von Kiefenholz reicht der sandige, häufig sechs bis neun Meter, teilweise auch bis zu elf Meter mächtige NT3-Kieskörper in der Regel bis an die Terrassenoberfläche und trägt eine rötlichbraune Parabraunerde. Die Terrassenoberfläche wird von mehreren, ein bis zwei Meter tiefen NT3-Paläoflussarmen der Donau durchzogen, die häufig feinklastische (vor allem sandige) Sedimentfüllungen besitzen. Zwischen Giffa und der Mündung des Wildbaches erstreckt sich entlang der NT3-Terrassenkante zur holozänen Donauaue ein relativ breiter NT3-Paläoflussarm, so dass NT3 und holozäne Donauaue nur durch eine ein Meter hohe Böschung getrennt sind. Die Quartär- bzw. Terrassenbasis liegt in der Regel bei 315 bis 317 m ü. NN auf tertiärem, östlich der Autobahnabfahrt Würth/Wiesent und bei Oberachdorf auf kristallinem Sohl-

Tab. 11: Terrassenkennwerte für die Niederterrasse 3 (NT3) der Donau nach Auswertungen zahlreicher Schichtenverzeichnisse von Bohrungen (n = 99), eigener Deckschichtensondierungen sowie Informationen aus wenigen Aufschlüssen.

Donautal (NT3)

| Lage | Höhe in m ü. NN | | | Mächtigkeiten (m) | |
|-----------------------------|-----------------|---------|-------------|-------------------|------------|
| | Oberfläche | OK | UK | Deckschichten | Kieskörper |
| Kiefenholz – Oberachdorf | 326 | 326-325 | 315-317 | 0-1,8 | 6-11 |
| | 324 | 324-323 | 316-317 | 0-1,5 | 6-7 |
| E' Pondorf | 321 | ca. 319 | ca. 315 | ca. 2 | ca. 3-4 |
| E' Pfatter – Obermotzing | 325-324 | 323-322 | 315-319 | 0-2,2 | 4-9,9 |
| | 322 | 322-321 | <316,4 | 0-1,6 | >5,9 |
| NE' Atting – Kagers | 321-319 | 317-316 | ~ 309- <314 | ca. 3 | ca. 8 |
| | 319-317 | 317-315 | 307-309 | 0-2 | 7-9 |

OK = Oberkante Flussbettsedimente, UK = Unterkante Flussbettsedimente

gestein (Tab. 11; Abb. 5: Geol. Profilschnitt 2). Sie liegt damit mehrere Meter höher als die Quartärbasis im Bereich der südlich angrenzenden holozänen Donauaue.

Weiter talabwärts sind nördlich der Donau kleine NT3-Terrassenleisten am äußeren Rand der Donauaue bei Tiefenthal, zwischen Unterzeitldorn und Pondorf, bei Parkstetten-Thurasdorf und südöstlich von Muckenwinkling erhalten (Abb. 3). Bei Pondorf liegt die NT3-Oberfläche nur etwa einen Meter über der angrenzenden Donauaue und trägt etwa zwei Meter mächtige feinklastische Deckschichten unbekannter Herkunft. Die Basis des nur etwa drei bis vier Meter mächtigen Kieskörpers liegt in etwa 315 m ü. NN der tertiären Talsohle auf (Tab. 11) und erhebt sich damit mehrere Meter über die quartäre Kiesbasis in der angrenzenden holozänen Donauaue.

Südlich der Donau existieren ausgedehnte NT3-Flächen zwischen Pfatter und Obermotzing sowie am Talausgang der Kleinen Laaber bei Atting, von wo sich die NT3 bis Kagers erstreckt (Abb. 3). Dabei nimmt ihre Höhenlage von 325 m ü. NN östlich von Pfatter auf 319 m ü. NN bei Kagers ab. Zwischen Pfatter und Obermotzing besitzt der NT3-Kieskörper Mächtigkeiten von bis zu zehn Metern (Tab. 11), wobei die Quartärbasis im allgemeinen mehrere Meter über der Quartärbasis der angrenzenden holozänen Donauaue (Abb. 5 und Abb. 6: Geol. Profilschnitte 2 und 3) bei 315 bis 319 m ü. NN der tertiären Sohle aufliegt. Ebenso wie bei der NT3 im Raum Kiefenholz reichen auch hier die sandig-kiesigen NT3-Flussbettsedimente in der Regel bis an die Oberfläche oder stehen unter geringmächtigen sandig-lehmigen Deckschichten an. Die oberen zweieinhalb Meter des NT3-Kieskörpers sind aktuell nur in einer kleinen, weitgehend aufgelassenen Kiesgrube unmittelbar nördlich von Aholfung einsehbar. Die malmkalkführenden Donaukiese tragen eine rötlichbraune Schotter-Parabraunerde.

Auf der NT3-Terrassenfläche besitzen vor allem die Randsenke und die morphologisch teilweise gut erhaltenen Paläoflussarme sandige und lehmige, vereinzelt auch anmoorige Füllungen, die aber selten mehr als zwei Meter mächtig sind. In diesen Rinnenfüllungen sind manchmal Hölzer und organische Makroreste enthalten, die für ^{14}C -Datierungen geeignet sind. Nach BUCH (1989: Probe Pf 152) ergab die ^{14}C -Datierung organischer Makroresten von der Basis einer nur 1,3 m tiefen NT3-Randsenkenfüllung nördlich von Griesau ein Alter von 10.295 ± 175 ^{14}C BP (Abb. 19: Nr. 5). Das Alter weist darauf hin, dass die Aufschotterung der NT3 am Ausgang der Jüngeren Dryas weitgehend beendet war. Zwei weitere holozäne ^{14}C -Alter von 4632 ± 52 ^{14}C BP und 2913 ± 51 ^{14}C BP an Holzstücken aus der NT3-Randsenkenfüllung nördlich und östlich von Griesau, die im Rahmen der hier vorgestellten Neukartierung des Kartenblattes geborgen und datiert werden konnten, belegen die Verfüllung der Randsenke mit Sedimenten aus der Nachbarschaft und zwar anscheinend verstärkt erst seit dem Neolithikum mit der ackerbaulichen Nutzung der Terrasse.

Weiter talabwärts ist die NT3 durchgehend von der östlichen Talseite der Kleinen Laaber bei Atting in 319 bis 321 m ü. NN bis Kagers in 317 bis 319 m ü. NN erhalten. Anders als in den bisherigen Verbreitungsgebieten besitzen dort große Areale der NT3 am Außenrand zur südlich angrenzenden ÄHT einen Feuchtbodencharakter mit stark humosen, häufig anmoorigen Böden. Die Ursache ist ein starker Grundwasserzufluß aus dem Bereich der südlich angrenzenden Hochterrassen mit Quellaustritten entlang der Hochterrassenkante. Lediglich bei und westlich der Ortschaft Kagers, wo die NT3-Oberfläche bis zu zwei Meter höher ist als im Bereich der NT3-Randsenke am südlichen Hochterrassenrand, sind terrestrische Böden in Form rötlichbrauner Schotter-Parabraunerden verbreitet (SCHELLMANN 1990: 79). Die Basis des etwa acht bis neun Meter mächtigen NT3-Kieskörpers liegt nördlich von Atting wahrscheinlich in einer Tiefe von 309 m ü. NN (nur eine Bohrung), bei Kagers in 307 bis 309 m ü. NN auf tertiären Letten. Vor allem im Bereich der relativ breiten NT3-Randsenke und in den zahlreichen Hochflutrinnen erreichen feinklastische Sedimente (Randsenkenfüllung und Hochflutsedimente) größere Ausdehnungen und Mächtigkeiten von etwa zwei Meter, wobei wiederholt Kiesinseln zwischengeschaltet sind. In den höher gelegenen NT3-Arealen bei Kagers sind die hangenden Partien der NT3-Flussbettsedimente sehr sandstreifig und enden mit ein bis eineinhalb Meter mächtigen, bis an die Terrassenoberfläche reichenden Flusssanden (SCHELLMANN 1990: 79).

Nördlich der Ortschaft Atting, wo die Kleine Laaber aus ihrem von der ÄHT umrahmten Kastental austritt, hat sie am Ausgang der Jüngeren Dryas einen mächtigen

Schwemmkegel aus sandigen, weitgehend kalkfreien Quarzkiesen auf die NT3-Oberfläche geschüttet (Abb. 3; Abb. 5; SCHELLMANN in diesem Band). Die Mächtigkeit dieses Kieskörpers liegt im aktuellen Abbauareal der Kiesgrube „Wolf“ bei etwa einem Meter und nimmt in Richtung Atting auf über 3 m an der Bundesstraße 8 (B8) zu. Die allmähliche, schwemmkegelartige Abdachung der Oberflächen in Richtung Donautal bzw. holozäne Donauaue weist darauf hin, dass feinklastische Schwemmkegelsedimente der Kleinen Laaber wahrscheinlich noch über das entsprechend kartierte Gebiet der in kiesiger Fazies ausgeprägten Schwemmkegelablagerungen (Abb. 3) hinausreichen.

Der Schwemmkegel der Kleinen Laaber überlagert die im Untergrund verbreiteten feinklastischen, teilweise torfigen NT3-Randsenkensedimente der Donau (SCHELLMANN in diesem Band). ^{14}C -Datierungen an eingelagerten kleinen Ästchen, Torfen und organischen Makroresten belegen einen von Ruhephasen mit Torfbildungen unterbrochenen Sedimentationszeitraum, der in der Ältesten Dryas vor mehr als 13.951 ± 144 ^{14}C -Jahren begann und im Bereich des Schwemmkegels bis in die erste Hälfte der Jüngeren Dryas um 10.344 ± 78 ^{14}C BP andauerte (Abb. 20: Nr. 1 und 2). Erst anschließend hat die Donau das NT3-Flussbettareal verlassen, und ihr Flussbett auf das tiefere holozäne Talniveau eingetieft.

Im Einklang damit steht die ^{14}C -Datierung von 10.225 ± 82 ^{14}C BP (SCHELLMANN in diesem Band) aus zwei Meter Tiefe in der NT3-Randsenkensfüllung südlich der heutigen Kiesgrube „Wolf“ und etwa achtzig Meter vor der Steilstufe zur ÄHT. Die datierten Holzstücke waren in einer Torfmudde eingelagert etwa einen Meter über den liegenden Schwemmkegelsanden. Mit Bildung der Torfmudde existierten hier ruhige Sedimentationsbedingungen, wobei die in der Folgezeit abgelagerten Sande und Silte wahrscheinlich distale Schwemmkegelsedimente der Kleinen Laaber darstellen.

Weiter talabwärts ist auf der NT3 südlich von Kagers ein etwa 140 m breiter NT3-Paläoflussarm der Donau erhalten. Die ^{14}C -Datierung des basalen Torfes unmittelbar über den kiesigen NT3-Flussbettsedimenten ergab ein präboreales Alter von 9.557 ± 74 ^{14}C BP (SCHELLMANN in diesem Band). Spätestens zu dieser Zeit lag die NT3-Oberfläche oberhalb der Donauaue und ihrer regelmäßigen Überflutungen, so dass Torfbildung einsetzen konnte.

Insgesamt ergibt sich damit für die Aufschotterung der NT3 ein Zeitraum von der Ältesten Tundrenzeit vor etwa 13.950 ^{14}C -Jahren, also bereits vor der Bölling-zeitli-

chen Wiederbewaldung des Donautales, bis in die späte Jüngere Tundrenzeit hinein um ca. 10.200 ¹⁴C BP. Schon im frühen Präboreal lag die NT3 oberhalb der holozänen Donauaue. Das belegen früh-präboreale Hochflutsedimente auf der H1-Terrasse der Donau zwischen Kirchroth und Pichsee sowie südlich von Parkstetten (SCHELLMANN in diesem Band).

2.4 Die holozäne Donauaue und ihre Mäanderterrassen (H1 bis H7)

Das holozäne Auenniveau ist von seiner Oberfläche und den Tiefenlagen der Quartärbasis deutlich und zwar häufig um mehrere Meter von den pleistozänen Terrassen abgesetzt (Abb. 5 bis Abb. 10: Geol. Profilschnitte 2 bis 7). Innerhalb der Donauaue sind mindestens sieben unterschiedlich alte Mäanderterrassen erhalten, die als Reihenterrassen eine ähnliche Höhenlage ihrer Oberflächen besitzen.

In der Talgeschichte umfassen sie einen Bildungszeitraum vom Beginn des Holozäns bis zur ersten umfassenden Donaukorrektur, die nach BAUER (1965: 146, Tafel VII) vor allem zwischen 1837 bis 1883 mit Mäanderdurchstichen bei Pfatter und in den Jahren 1850 bis 1862 bei Gmünd begann. Älteste Berichte des Durchstichs einer Donauschleife stammen aus dem späten Hochmittelalter. Danach soll unter Leitung des Klosters Oberaltaich der Lauf der Donau zwischen Hofstetten und Lenach bereits in den Jahren 1343 und 1344 verkürzt worden sein (MONUMENTA BOICA 12: 176ff. und 182f.; SCHELLMANN 1988: 223). Der Bau von Hochwasserschutzdämmen in Verbindung mit der Anlage eines ausgedehnten Binnenentwässerungssystems wurde zwischen Demling und Bogen in den Jahren 1927 bis 1960 fertiggestellt (BAUER 1965: 148f.; NEUBAUER 1970: 263). Der Ausbau der Donau zur Europäischen Wasserstraße verbunden mit dem Durchstich der Öberauer Donauschleife von Mitte 1980 bis Anfang 1990 führte im Blattgebiet zur vollständigen Kanalisierung der Donau. Innerhalb der aktuellen Hochwasserdämme wurden zudem ökologische Ausgleichsmaßnahmen durchgeführt, die in einigen Auengebieten, wie vor allem zwischen Kiefelmauth und Stadldorf sowie nordöstlich von Aholting, mit einer derartigen Neugestaltung der Aue verbunden waren, dass dort ehemalige morphologische Terrassengrenzen nicht mehr erkennbar sind. Die geologischen Grenzen folgen dort den Kartierungen von SCHELLMANN (1988) oder wurden mit Hilfe historischer Flurkarten aus den Jahren 1816 und 1827 annähernd rekonstruiert.

Da naturgemäß die älteren Terrassenbildungen von den nachfolgenden Umlagerungsphasen mehr oder minder stark ausgeräumt wurden, sind selten alle sieben H1-

bis H7-Terrassen im direkten räumlichen Nebeneinander erhalten. Im Blattgebiet erstreckt sich ein solcher Auenbereich zwischen Reibersdorf und Oberalteich. Dort, wo die Holozänterrassen nur unvollständig erhalten sind und keine weiteren pedostratigraphischen Befunde, Fundstellen der Bodendenkmalpflege oder absolute Altersdaten vorliegen, wurde bei der stratigraphischen Einstufung das relative Mindestalter der Terrassen verwendet.

Als Relikt von Flusslaufverlagerungen der mäandrierenden Donau besitzt die holozäne Auenniederung zahlreiche, mit dem lateralen Sedimentanwuchs angelegte primäre Aurinnen, die im Zuge der lateralen Flusslaufverlagerungen entstanden sind. Häufig sind die primären Aurinnen auf den älteren H1- bis H3-Terrassenflächen bereits stärker verfüllt, so dass dort ein ausgeglichenes, relativ ebenes Oberflächenrelief existiert. Im Kontrast dazu besitzen die jungen H6- und H7-Terrassen, die in ihrer flächenhaften Verbreitung bereits annähernd dem rezenten Donaulauf folgen und so bis in die jüngste Vergangenheit wiederholten alljährlichen Überschwemmungen ausgesetzt waren, in der Regel eine durch zahlreiche, wenig verfüllte Aurinnen geprägte Oberfläche. Eine stärkere, vor allem durch sekundäre Hochwasserrinnen hervorgerufene Oberflächengliederung existiert in der Aue zwischen Hornstorf und Parkstetten. Das dort als H1-Terrasse auskartierte Areal könnte aus mehreren alt- und mittelholozänen Terrassen bestehen (SCHELLMANN 1990: Abb. 22). Eine zweifelsfreie Unterteilung war im Rahmen der Neukartierung dieses Gebietes und dem dabei vorgegebenen engen Zeitrahmen nicht möglich.

Insbesondere in den weit zum Auenrand ausgreifenden Mäanderbögen ist häufiger als jüngstes Stadium der Mäanderbildung das wenig verfüllte, ehemalige Flussbett (Paläoflussbett) der Donau vor Verlassen der Terrassenfläche erhalten. Manchmal ermöglicht dessen Verlauf räumlich auseinanderliegende, altersgleiche Terrassenflächen zu verbinden. Eine derartige Verknüpfung deutet sich bei den zwischen Reibersdorf und Hofstetten diesseits und jenseits der Donau erhaltenen H4-Paläomäandern an.

Die Flussbettsedimente (Flusssande und -kiese) der Holozänterrassen sind häufig von zwei bis fünf Meter mächtigen, stark kalkhaltigen feinklastischen Hochflutsedimenten bedeckt, wobei allerdings auf der jungen H7-Terrasse geringere Mächtigkeiten nicht selten sind (Abb. 16). Die mächtigsten Füllungen mit feinklastischen Sedimenten (Lehme, Sande, selten Torflagen) besitzen größere primäre Aurinnen und Paläomäander. Dort können sie lokal fast zehn Meter mächtig sein. Sie geben ein Min-

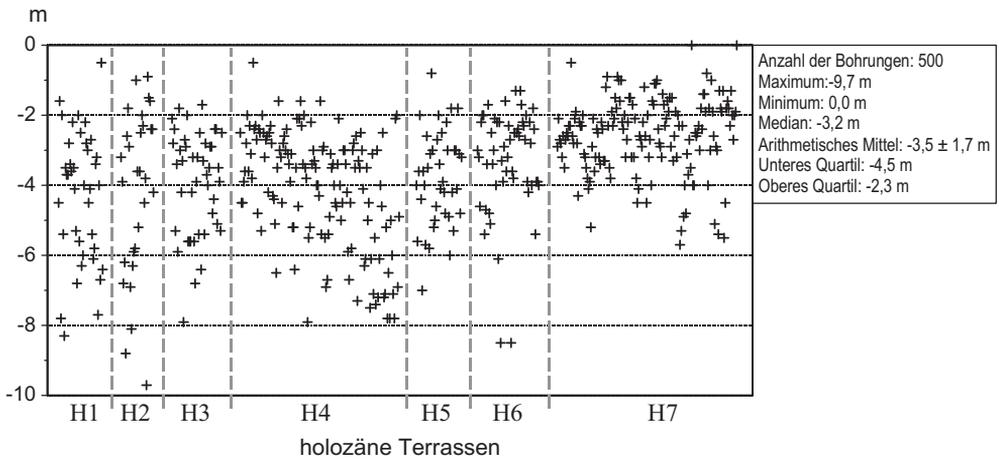


Abb. 16: Mächtigkeiten der Auensedimente (m unter Geländeoberfläche) im Bereich der holozänen Mäanderterrassen (H1 bis H7) der Donau auf Blatt L7140 Straubing nach Auswertung von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen.

destmaß für die Flusstiefe während ihrer Bildungszeit.

Vor allem die Auensedimentdecken der älteren Auenterrassen sind häufig mehrgliedrig aufgebaut, wobei begrabene Bodenhorizonte eine zeitweilig deutlich verringerte Hochfluttätigkeit der Donau belegen (u.a. SCHELLMANN 1990: 88f.; BUCH 1989). Neben begrabenen Auenrendzinen mit unterschiedlichen Verbraunungsgraden findet man vor allem in Rinnenpositionen unter jüngeren Auelehmen begraben, häufig aber noch in Pflugtiefe, schwarze Anmoore („Pechanmoore“) und Feuchtschwarzerden. Abgesehen von der oft von schwarzen Anmooren geprägten NT3-Randsenke wurden diese Böden bisher nur auf der H1- und H2-Terrasse gefunden. Insofern sind sie in dem hier betrachteten Talraum der Donau Leitböden für die prä-H3-zeitlichen Terrassen (siehe auch SCHELLMANN 1998). Verbreitungsgebiete schwarzer Anmoore sind u.a. der Bereich der H1-Randsenke südlich von Kirchroth (Abb. 13), die H1-Terrasse südlich von Parkstetten und die H2-Terrasse südlich von Oberalteich. An Oberflächenböden dominieren auf den H1- bis H4-Terrassen unterschiedlich verbrauchte und entkalkte Auenrendzinen sowie auf den H5- bis H7-Terrassen stark kalkhaltige Auenrendzinen. In tieferen Aurinnen und Altarmen sind Auengleye, selten torfige Anmoore verbreitet.

Da alle Holozänterrassen im Zuge von Mäanderverlagerungen der Donau entstanden sind, ist davon auszugehen, dass ihre Flussbettsedimente eine großbogige Gleitgangschichtung und eine vertikale Korngrößenabnahme vom blockreichen Basalschot-

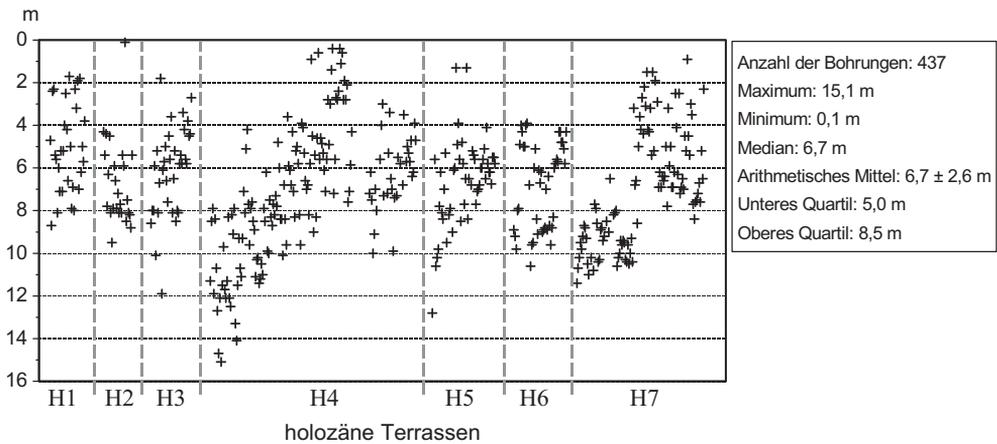


Abb. 17: Mächtigkeiten (m unter Geländeoberfläche) des Kieskörpers der holozänen Mäanderterrassen (H1 bis H7) der Donau auf Blatt L7140 Straubing nach Auswertung von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen.

ter über den eigentlichen sandigen Kieskörper, in einzelnen strömungsgünstigen Anschüttungsbereichen auch bis zu kiesführenden Flusssanden am Top der Flussbettablagerungen besitzen. Eine entsprechende Aufschlussbeobachtung von der H7-Terrasse, die beim Bau der Staustufe Straubing bis zum tertiären Sohlgestein zugänglich war, gibt SCHELLMANN (1990: 86ff.).

Die Kiesmächtigkeiten schwanken auf kleinem Raum zum Teil um einige Meter. Im Mittel liegen sie zwischen 4 bis 8,5 m, wobei die größten Kiesmächtigkeiten von bis zu fünfzehn Metern in der H4-Terrasse auftreten (Abb. 17). Geringe Kiesmächtigkeiten konzentrieren sich vor allem auf talrandnahe Auenbereiche und tiefere Aurinnen.

Die Tiefenlage der holozänen Terrassenbasen, die für keine der Terrassen aufgeschlossen war, kann annähernd aus den Quartärbasiswerten der vorliegenden Bohrungen abgelesen werden (Abb. 18). Da, abgesehen von einigen Auenrandbereichen, die Quartärbasis im Bereich des Auenniveaus um mehrere Meter tiefer als die niedrigste Erosionsbasis der pleistozänen Terrassen inklusive der JHT und NT3 liegt, baut sich seine Quartärfüllung allein aus holozänen Ablagerungen auf. Insofern entsprechen sich Quartär- und Terrassenbasis im Bereich der ältesten holozänen H1-Terrassenflächen, deren Ausbildung bereits im frühen Präboreal begann. Nach den vorliegenden Bohrungen liegt die Quartär-/Terrassenbasis der H1 etwa sieben bis zwölf Meter unter der Geländeoberfläche. Bei den H2- und H3-Terrassenflächen zeigt sich

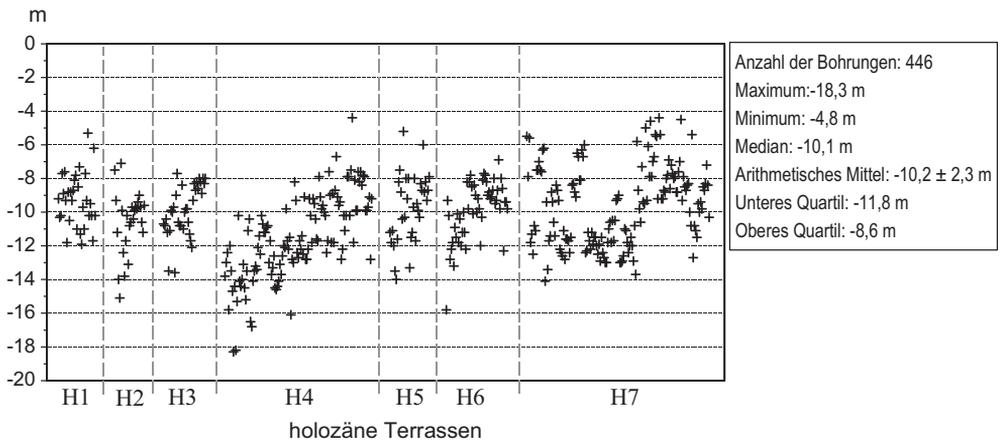


Abb. 18: Tiefenlagen der Quartärbasis (m unter Geländeoberfläche) im Bereich der holozänen Mäanderterrassen (H1 bis H7) der Donau auf Blatt L7140 Straubing nach Auswertung von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen.

eine ähnliche Verteilung mit wenigen bis fünfzehn Meter unter ihrer Geländeoberfläche reichenden Quartärbasiswerten. Insofern ist von einer etwa gleichbleibend tiefen Erosionsbasis der Donau auszugehen ist. Erst in den H4-Terrassenflächen treten in vielen Arealen noch tiefer liegende Quartärbasisen von über zwölf Meter Tiefe, in einzelnen Auskolkungen bis achtzehn Meter Tiefe unter Geländeoberfläche auf. Daher ist eine weitere Tieferlegung der Erosionsbasis der Donau während ihrer Bildungszeit wahrscheinlich.

Für die nachfolgenden jüngeren Umlagerungsphasen, insbesondere der H6- und H7-Terrassen, deutet sich eine wesentlich höhere Terrassenbasis an. So liegt die Quartärbasis in den H5- bis H7-Terrassenarealen entlang der B 20 östlich von Straubing bereits in einer Tiefe zwischen acht bis zehn Metern unter Geländeoberfläche auf dem tertiären Sohlgestein. Im Baugrubenaufschluß der Staustufe Straubing lag die H7-Terrassenbasis schon in etwa sechs bis sieben Meter Tiefe unter der ehemaligen Geländeoberfläche auf älteren holozänen Sockelschottern (SCHELLMANN 1990: Abb. 25). Beides deutet auf eine Flussbettverflachung und Verbreiterung seit Ausbildung der früh- bis hochmittelalterlichen H5-Terrasse hin, wahrscheinlich als Folge einer seitdem stark erhöhten lateralen Umlagerungstätigkeit der Donau (u.a. SCHELLMANN 1994a: 84ff.).

Die im Rahmen der Neuaufnahme gewonnenen ^{14}C -Datierungsergebnisse an Pflanzenresten, Holzstücken und Torflagen sowie pollenanalytische Altersbestimmungen an einigen organischen Proben aus den aufliegenden Hochflutsedimenten (Abb. 19

Tab. 12: Terrassenkennwerte für die Mächtigkeit von Auensedimenten und unterlagernden Kieskörpern in den Talauen der Großen Laaber, der Kleinen Laaber und der Aiterach nach Auswertungen der Schichtenverzeichnisse einiger Bohrungen (n = 66) sowie eigener Sondierungen.

Talboden der Großen Laaber

| Lage | Höhe in m ü. NN | | | Mächtigkeiten (m) | |
|----------|-----------------|-------------|-------------|-------------------|------------|
| | Oberfläche | OK | UK | Deckschichten | Kieskörper |
| Sünching | 336-338 | 336,5-337,5 | 329,6-331,4 | 0,8-1,8 | 5,1-7,1 |
| Mötzing | 333-334 | 334 | 328,7 | 0,2 | 5,3 |

Talboden der Kleinen Laaber

| Lage | Höhe in m ü. NN | | | Mächtigkeiten (m) | |
|------------|-----------------|-------------|-------------|-------------------|------------|
| | Oberfläche | OK | UK | Deckschichten | Kieskörper |
| Hirschling | 338-340 | 337,9-337,2 | 335,1-335,6 | 0,9-2,7 | 2,1-2,3 |
| Radldorf | 332-334 | 330,5-332 | 327-327,7 | 0,8-1,3 | 3,5-4,3 |
| N' Atting | 323-325 | 320,4-321,3 | 315,4-318,9 | 1,8-2,3 | 3,4-5,6 |

Talboden der Aiterach

| Lage | Oberfläche m ü. NN | OK 1 | UK 1 | OK 2 | UK 2 |
|------------|-----------------------|--|---|---|---|
| | | (m ü. NN) # Mächtigkeit Deckschichten (m) | (m ü. NN) # Mächtigkeit Kieskörper 1 (m) | (m ü. NN) # Mächtigkeit Zwischenlage (m) | (m ü. NN) # Mächtigkeit Kieskörper 2 (m) |
| Salching | 346-347 | 345,9 # 1,1 | 344,4 # 1,5 | | |
| Geltolfing | 332-333 | 330-331,6 # 0,3-1,9 | 329,2-329,9 # 1,1-2,2 | 325,9-328,3 # 1,2-2,3 | 322,8-323,3 # 2,6-5,4 |
| Ittling | 317-319 | 314,5-316 # 1,7-3,0 | 312,3-314 # 1,8-2,2 | | |

OK = Oberkante Flussbettsedimente, UK = Unterkante Flussbettsedimente

und 20; SCHELLMANN in diesem Band) bestätigen die von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) postulierten Bildungsalter der holozänen Mäanderterrassen. Im einzelnen entstanden sie in folgenden Umlagerungsperioden: die H1 im Präboreal und Boreal, die H2 im Atlantikum, die H3 im Subboreal, die H4 im Zeitraum spätes Subboreal/ausgehende Römerzeit, die H5 im Früh- bis Hochmittelalter, die H6 von Mitte des 14. Jh. bis Mitte des 18. Jh. und die jüngste H7-Terrasse seit Mitte des 18. Jh. bis zur weitgehenden Flussbettfestlegung im Laufe des 19. Jh.

2.5 Die Talauen der größeren Seitentäler (Gr. und Kl. Laaber, Aiterach)

In der Talaue der Großen Laaber erreichen die tonig-schluffigen, meist humosen Auensedimente Mächtigkeiten von bis zu 1,8 m, wobei in weiten Arealen der unterlagernde 5 bis 7 m mächtige Kieskörper bis an die Geländeoberfläche reicht (Tab. 12). Mit 2,1 bis 5,6 m Mächtigkeit ist der Kieskörper im Talboden der Kleinen Laaber

etwa geringmächtiger, wobei allerdings seine Mächtigkeit zur Donau hin zunimmt. Die tonig-schluffigen und häufig stark humosen Auensedimente erreichen hier mittlere Mächtigkeiten von 0,9 bis 2,7 m.

In den Talauen beider Täler sind in zahlreichen Aurinnen schwarze Anmoore bzw. Anmoor-Torf-Sequenzen teilweise durchsetzt mit Alm-Linsen oder -Lagen weit verbreitet, wenn auch häufig unter Dezimeter mächtigen jüngeren Auelehmen begraben. Nach NILLER (1998: 107ff.) können die Anmoor-Torf-Sequenzen im Talboden der Kleinen Laaber bei Geiselhöring Mächtigkeiten von mehr als eineinhalb Meter erreichen. Auf der Basis von ^{14}C -Daten unterscheidet er die Bildung eines älteren Anmoor-Torf-Komplexes, die spätestens im frühen Präboreal einsetzte und bis zur Wende Präboreal/Boreal andauerte sowie eine jüngere Torfbildungszeit im mittleren und jüngeren Subboreal.

Im Talboden der Aiterach ist unter 0,3 bis 3,0 m mächtigen, meist tonig-schluffigen und humosen Auensedimenten ein im Mittel ein bis zwei Meter mächtiger Kieskörper verbreitet (Tab. 12), der im Raum Geltolfing getrennt durch eine 1,2 bis 2,3 m mächtigen Schlufflage von einem weiteren 2,6 bis 5,4 m mächtiger Liegendschotter unterlagert wird. Aufgrund der niedrigen Basiswerte des Liegendschotters im Bereich von 323 m ü. NN könnte es sich dabei um die Paläorinnenfüllung der „Hartinger Schichten“ handeln.

3. Die jüngere erdgeschichtliche Entwicklung im Überblick

Mit dem Ende der Molassesedimentation im höheren Obermiozän entstand im Laufe des ausgehenden Obermiozäns als Folge einer allgemeinen Heraushebung und ostwärtigen Kippung Süddeutschlands die nach Südosten orientierte Donau (u.a. TILLMANNS 1984; MACKENBACH 1984; BECKER-HAUMANN 2001).

Aus dieser Frühzeit der Donauentwicklung bis zum Ausgang des Pliozäns sind im Blattgebiet keine Donauablagerungen bekannt. Die bisher ältesten, wahrscheinlich altquartären Donaubildungen sind die an den südlichen Randhöhen zum Niederbayerischen Hügelland in 55 bis 70 m Höhe über dem heutigen Donautal verbreiteten Hochschotterverebnungen (Tab. 1). Aufgrund ihrer Höhenlage über Tal und ihrer Reliefposition deutlich oberhalb aller nachfolgenden, bereits im eigentlichen Donautal gelegenen jüngeren Terrassenflächen ist eine Korrelation mit den jüngeren im Raum Kehlheim-Regensburg in 55 bis 110 m ü. Tal beschriebenen Hochschottervorkommen

naheliegend (OSCHMANN 1958: 144ff.; RUTTE 1962: 161ff.; BAUBERGER et al. 1969: 172ff.; TILLMANN 1977: 89ff.; WEBER 1978: 216ff.). Letztere lassen sich nach TILLMANN (u. a. 1984: 156ff.) mit den biberkaltzeitlich eingestuften Hochschottern der Iller-Lech-Platte verknüpfen, die wahrscheinlich älter als die altquartären Interglaziale Tegelen und Waal sind (ELLWANGER et al. 1994; BECKER-HAUMANN 2001).

Im nachfolgenden Pleistozän tiefte sich die Donau stufenweise in das präquartäre Sohlgestein ein, womit eine generelle Tendenz zur schwachen Heraushebung des Gebietes dokumentiert ist. Diese tektonisch bedingte Grundanlage der Donau zur Ausräumung der präquartären Talsohle wurde in den Stadien der Kaltzeiten von mehreren bedeutenden Aufschüttungsphasen ausgedehnter Terrassenfluren unterbrochen. Dabei sind nach Aufschlußbeobachtungen aus dem Blattgebiet und dem unmittelbar oberhalb angrenzenden Donautalraum bis Regensburg-Harting (SCHELLMANN 1988, ders. 1990; ders. 1994a) die Terrassenkörper der Niederterrassen (NT1 bis NT3), der Jüngeren (JHT) und Älteren (ÄHT) Hochterrasse, des Jüngeren Deckenschotter 2 (JD2) und des Älteren Deckenschotter (ÄD) von einem stark verwilderten Breitbettfluss *sensu* SCHIRMER (1983), also einem „braided river“-Flusstyp abgelagert worden. Unter ähnlichen kaltzeitlichen fluvialen Sedimentationsbedingungen dürften auch die anderen jung- und mittelpleistozänen Terrassen entstanden sein. Darauf weisen deren teilweise große Flächenausdehnungen hin. Lediglich die holozänen Auenterrassen der Donau sind im Zuge von Mäandrierungen und lateralen Flussbettverlagerungen entstanden. Trotz sekundärer Hochwasserüberformung prägen deren Morphologie weiterhin Altarme (Paläoflussbetten) und primäre Aurinnen. Die großbogige Gleithangschichtung der Flussbettsedimente und deren Korngrößenabnahme in der Vertikalen waren beim Bau der Staustufe Straubing im Jahre 1989 bis zum miozänen Sohlgestein aufgeschlossen (SCHELLMANN 1990: 86f.).

Kräftige, klimabedingte Phasen fluvialer Talausträumung durch die Donau, teilweise bis in die präquartäre Talsohle hinein, ereigneten sich vor allem an den Übergängen von warmzeitlichen zu kaltzeitlichen oder von innerkaltzeitlichen stadialen zu interstadialen oder von spätglazialen zu interglazialen Umweltbedingungen. Sichtbarer Ausdruck dieses Wechselspiels von genereller schwacher tektonischer Hebungstendenz des Gebietes und deutlichen Variationen fluvialer Akkumulations- und Erosionsleistungen der Donau im Zuge bedeutender quartärer Klimaschwankungen ist eine relativ vielfältige Lagerung der Donauterrassen mit teils treppenartiger, gereihter, ineinandergeschachtelter oder auch gestapelter Anordnung ihrer einzelnen Terrassenkörper (Abb. 19 und Abb. 20 sowie Abb. 3 bis Abb. 8).

Zunächst tiefte sich die Donau im Laufe des Altpleistozäns von den Hochschotterfluren (Basis bei vermutlich 36 m ü. NT3) des Talrandes bis auf die Älteren Deckenschotterflächen ein, deren Basis teilweise bei nur <7/11 m ü. NT3 der Donau liegt (Abb. 21). Eine ungefähre Zeitmarke für das Erreichen dieses Talniveaus liefern die von BRUNNACKER (u.a. 1982) in der Ziegelei „Strobel“ bei Regensburg beschriebenen Jaramillo-zeitlichen Flussablagerungen des Regen, deren Basis bereits in einem ähnlichen Niveau liegt. Anschließend wurde das Donautal unterbrochen von kaltzeitlichen Aufschüttungsphasen mit Ablagerung des Älteren (ÄD) und des Jüngeren Deckenschotter 1 (JD1) weiter bis auf etwa -2/+3 m u./ü. NT3 zur Zeit der „Hartinger Schichten“ (Abb. 21) ausgeräumt. Die Donau erreichte damit bereits im älteren Mittelpleistozän eine Tiefenlage ihrer Flussbettssole, die erst mit Ausbildung der Mittleren Hochterrasse (MHT) wieder erreicht und mit Bildung der Jüngeren Hochterrasse (JHT) deutlich unterschritten wurde.

Diese älteste mittelpleistozäne Tiefenrinne im tertiären Sohlgestein, die „Hartinger Schichten“ (u.a. Abb. 19 und 20), unterlagert im Blattgebiet große Areale der Älteren Hochterrasse (ÄHT), des Jüngeren Deckenschotter 2 (JD2) und des Jüngeren Deckenschotter 1 (JD1). Am besten nachweisbar ist sie im Bereich der JD2- und ÄHT-Terrassenflächen von Straubing bis nach Aiterhofen. Östlich des Aiterachtals biegt sie dann nach SE in Richtung Wolferkofen um, wo sie auch noch im Bereich der JD1-Terrassenfläche verbreitet ist. Außerhalb der Tiefenrinne im tertiären Sohlgestein besitzen beide Jüngeren Deckenschotter (JD1, JD2) und die Ältere Hochterrasse (ÄHT) eine mehrere Meter höhere Quartärbasis, die den tatsächlichen Tiefenlagen ihrer Terrassenbasen entsprechen dürfte (Tab. 1).

Diese älteste mittelpleistozäne Tiefenrinne korrespondiert von ihrer stratigraphischen Position und Tiefenlage im Tal her mit den bei Regensburg-Harting in Aufschlüssen nachgewiesenen und dort die kaltzeitlichen Donauablagerungen der Älteren Hochterrasse („HT3“ *sensu* SCHELLMANN 1988) unterlagernden „Hartinger Schichten“ (SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Am *locus typicus* liegt deren Basis bei etwa -1/+1 m unter bzw. über dem NT3-Oberflächenniveau, wobei die Oberkante ihrer fluviatilen Sedimente eine Höhenlage von bis zu +4 m ü. NT3 erreicht (Tab. 1). Im Randsenkenbereich der Hartinger Schichten bei Regensburg-Harting sind bis zu 1,8 m mächtige Torfe verbreitet, die ein interglaziales pleistozänes Pollenspektrum besitzen (SCHELLMANN 1990: 59; GROSSE-BECKMANN 1993).

Außerhalb des Verbreitungsgebietes der Hartinger Schichten gibt es keinen Hin-

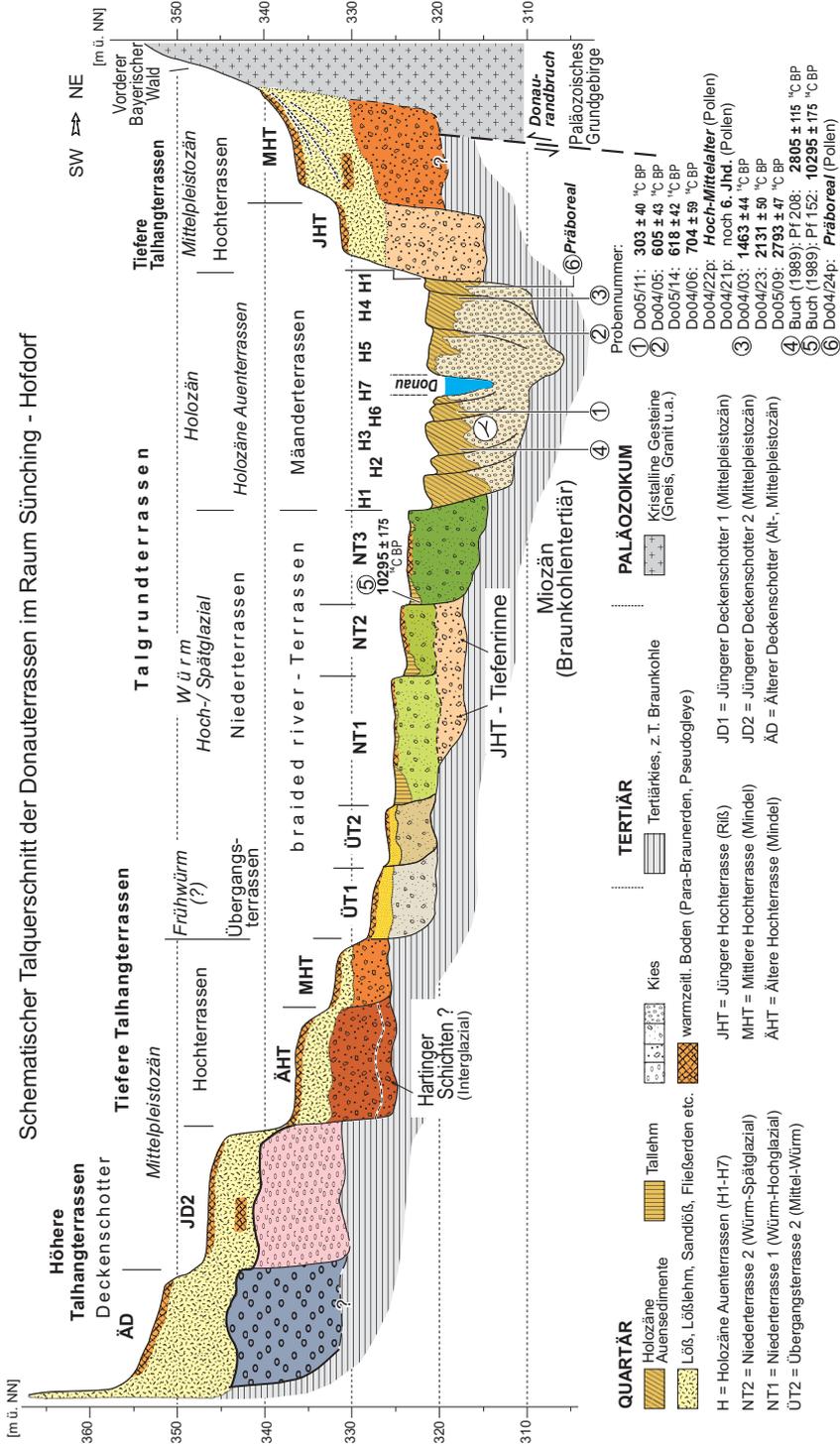


Abb. 19: Schematisches Talquerprofil der Donauterrassen im Raum Sünching - Hofdorf. Die Höhenlage der Terrassen ist maßstabgetreu, die horizontale Ausdehnung stark generalisiert.

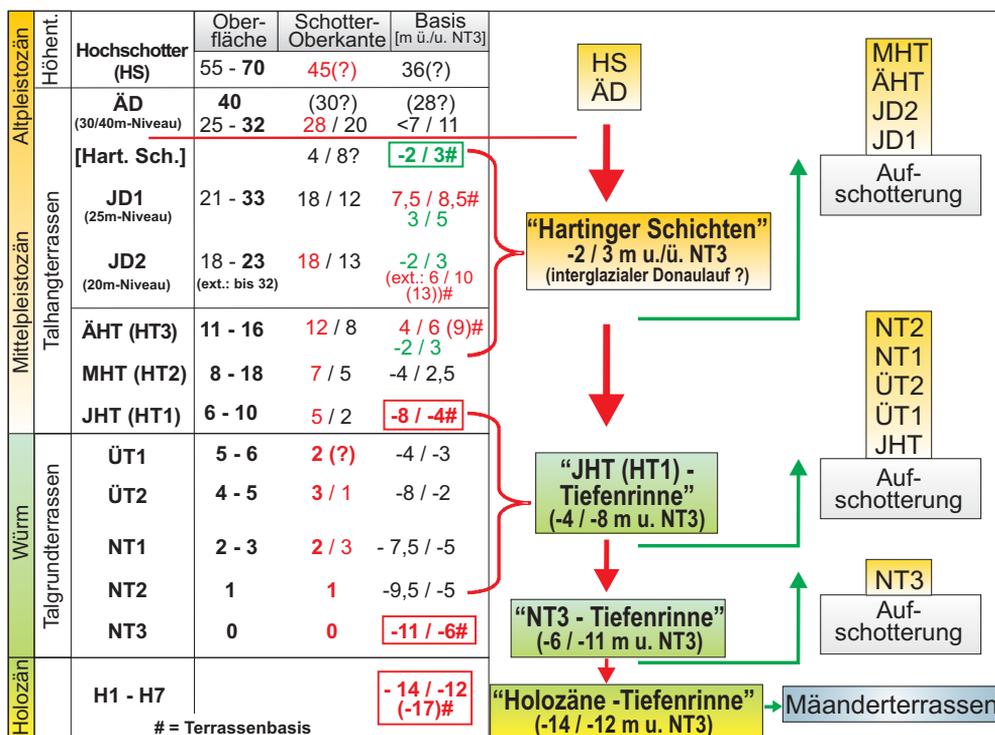


Abb.21: Übersicht zur Talgeschichte der Donau auf Blatt L7141 Straubing mit Höhenlage der Terrassenkörper und bedeutenden tektonisch und/oder klimatisch verursachten Eintiefungsphasen (offene Pfeile), kaltzeitlichen Aufschotterungsperioden (schwarze Pfeile) sowie warmzeitlich holozänen Mäanderterrassen. Details im Text.

weis dafür, dass weitere Sockelschotter an der Basis der anderen mittelpleistozänen Terrassenkörper verbreitet sind. Anscheinend wurden während des Übergangs von warmzeitlichen zu kaltzeitlichen Verhältnissen die jeweils zuvor abgelagerten warmzeitlichen Donauterrassen fast vollständig erodiert.

Die bereits mit Ausbildung der Hartinger Schichten erreichte tiefe Lage des Donaubettes wurde erst viel später nach Aufschotterung von JD1, JD2 und ÄHT mit Ausbildung der Mittleren Hochterrasse (MHT) wieder erreicht und anschließend mit Ausbildung der Jüngeren Hochterrasse (JHT) unterschritten (Abb. 21). Die tiefe Lage der JHT-Terrassenbasis (entspricht der „HT1“ bei SCHELLMANN 1988; ders. 1990) ist durch Aufschlüsse donauaufwärts im Raum Regensburg-Harting, die den Terrassenkörper bis zur Basis offenlegten, gesichert (SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Im Blattgebiet kann die JHT-Tiefenrinne im tertiären Sohlgestein in den NT1-Terrassenflächen südlich von Geisling bis nach Pfatter anhand entsprechend tiefer Lagen der

Quartärbasis weiter verfolgt werden. Von dort zielt die nordöstliche Verlängerung ihrer Laufrichtung auf die jenseits der Donau zwischen Hofdorf und Münster erhaltenen JHT-Terrassenflächen. Weiter talabwärts dürften die relativ großen Tiefenlagen der Quartärbasis im Bereich der dort erhaltenen Terrassenflächen von ÜT1 und NT2 auf die bereits mit Ausbildung der JHT erfolgte Ausräumung der präquartären Talsohle zurückzuführen sein.

Der fluviatile Terrassenkörper der Mittleren Hochterrasse (MHT) wurde mindestens in der drittletzten Kaltzeit vor heute aufgeschottert. Das belegen die in Aufschlüssen bei Hofdorf sowie bei Straubing-Alburg an der Basis von Würm-Lößbedeckschichten erhaltenen interglazialen Unterbodenhorizonte eines warmzeitlichen Parabraunerde-Pseudogleys bzw. sekundären Pseudogleys auf Rißlöß. Ebenfalls aus pedostratigraphischer Sicht (eine fossile interglaziale Parabraunerde unter Würmlöß) ist das Minimalalter der JHT auf mindestens vorletzt-kaltzeitlich einzuengen, wie bereits von SCHELLMANN (u. a. 1988: Abb. 7) beschrieben.

Die nächstjüngeren kaltzeitlichen Flussterrassen der Donau sind die Übergangsterrassen ÜT1 und ÜT2. Sie sind älter als die hochglaziale Aufschüttung der Hauptniederterrasse 1 (NT1), und damit mindestens früh- oder mittelwürmzeitliche Bildungen. Allerdings kann nicht ausgeschlossen werden, dass eine oder beide Übergangsterrassen bereits während der Rißkaltzeit entstanden sind. Die ÜT1 wurde im Rahmen dieser Kartierungen erstmalig als eine weitere, ältere Übergangsterrasse im Donautal nachgewiesen. Die ÜT2 entspricht weitgehend der klassischen Übergangsterrasse (ÜT) *sensu* SCHELLMANN (1988; ders. 1990).

Diese Terrassen bilden, sofern erhalten, im Blattgebiet den morphologischen Übergang zwischen den in der Regel (s.o.) lößbedeckten Hoch- und den lößfreien Niederterrassenfluren. Beide tragen vornehmlich eine sehr sandstreifige Würmlößdecke von 1 bis 3 m Mächtigkeit, ohne dass bisher an deren Basis ein begrabener interglazialer Boden gefunden werden konnte. Insofern sind beide Terrassen, da sie älter als die hochglaziale Aufschotterung der NT1 sind, mindestens Bildungen des Mittel- oder Frühwürms, wenn nicht sogar Relikte der Riß-Kaltzeit. Ihre Terrassenbasen liegen höher als die der JHT, vermutlich im Basisniveau der MHT.

Eindeutig würmzeitliche Aufschotterungen sind die hochglaziale NT1 sowie die beiden spätglazialen Niederterrassen NT2 und NT3. Das hochwürmzeitliche Alter der NT1 zeigt sich im Fehlen einer Lößbedeckung und in einigen, von der NT1 ausgehenden, rückschreitend die tieferen Talhangterrassen zerschneidenden periglaziä-

ren Dellentälchen (z.B. nördlich von Riekofen und östlich von Schönach). Wahrscheinlich entstand die NT1 im Zeitraum nach Ausgang des innerwürmzeitlichen De-nekamp-Interstadials bis vor ca. 17-18.000 ¹⁴C-Jahren, als die Alpenvorlandgletscher ihren hochwürmzeitlichen Maximalstand erreichten (SCHELLMANN in diesem Band).

Die NT2 ist die erste Niederterrasse, die während des Würm-Spätglazials („Spätglazial“ im morphodynamischen, nicht im paläobotanischen Sinne) entstand und zwar einige Zeit vor Beginn des Bölling-Interstadials. Dadurch konnten noch im Spätglazial, wahrscheinlich vor allem während der Jüngerer Dryaszeit, ausgedehnte Flugsanddecken auf ihrer Terrassenoberfläche abgelagert werden. Dabei wurde wenige Kilometer donauaufwärts im Raum östlich von Barbing (Tk 7039 Mintraching) in einer inzwischen verfüllten Kiesgrube an der Basis von Flugsanden auf der NT2 eine jungpaläolithische Freilandstation entdeckt, die nach REISCH (1974) einem späten Magdalenien im weiteren Sinne zuzuordnen ist und damit in die Mittlere Dryas fallen dürfte (siehe auch SCHELLMANN 1988: 195; ders. 1990: 78; SCHELLMANN in diesem Band).

Die jüngste Niederterrasse, die NT3, war nach ¹⁴C-Datierungen an Torfen, Pflanzenresten und kleinen Holzstücken aus ihrer feinklastischen Randsenkenfüllung nördlich von Atting (Abb. 3; Abb. 8: Geol. Profilschnitt 5; Abb. 20; SCHELLMANN in diesem Band), westlich von Parkstetten und nördlich von Griesau bereits vor 13.950 ¹⁴C-Jahren oder schon etwas früher in Ausbildung. Ihre Aufschotterung dauerte mindestens bis 10.225 ¹⁴C-Jahren vor heute an und endete spätestens vor dem frühen Präboreal. Damit entstand sie im Zeitraum von der Ältesten Dryas bis zum Ausgang der Jüngerer Dryaszeit.

Alle drei Niederterrassen wurden von einem stark verwilderten Breitbettfluss („*braided river*“) aufgeschottert. Noch heute sind einzelne dieser Flussarme als fünfzig bis über zweihundert Meter breite Rinnen in ihren Oberflächen südlich von Pfatter (NT1), bei Parkstetten (NT2) und östlich von Kiefenholz (NT3) erhalten. Die für den „*braided river*“-Flusstyp charakteristische, sehr sandreiche, horizontal- und troggeschichtete Flussbettfazies ist bzw. war in Kiesgruben auf der NT1 südlich von Geisling, auf der NT2 westlich von Griesau und nördlich von Parkstetten bis zum Grundwasserspiegel einsehbar. Für die NT3 sind entsprechende Aufschlußbeobachtungen u. a. westlich von Kagern bei SCHELLMANN (1988: 197) beschrieben. Eine detaillierte Beschreibung über die Lagerung und den sedimentologischen Aufbau des vertikal aufgehöhten NT1-Terrassenkörpers der Donau, die sich auf großflächige Aufschlußbeo-

bachtungen im Raum Regensburg-Harting stützen, gibt SCHELLMANN (1988: 184f.; ders. 1990: 72ff.). Der Umbruch vom kaltzeitlich verwilderten zum mäandrierenden Donaulauf erfolgte in diesem Talabschnitt der Donau zwischen Regensburg und Bogen am Übergang vom Spätglazial zum Holozän. Allerdings ist davon auszugehen, dass auch im Spätglazial für einige Zeit die Donau schon einmal einen gebündelten, mäandrierenden Flusslauf besaß (SCHELLMANN in diesem Band). Diese Annahme stützt sich auf die nachgewiesene kräftige Talausräumung bis auf das präquartäre Sohlgestein, die mit Anlage der NT3, also in der Ältesten Dryas einsetzte und wahrscheinlich bis zum Ende des Bölling-Alleröd-Interstadials andauerte. Eine solche kräftige Talausräumung kann nur von einem gebündelten Abfluß in einem mäandrierenden Donaulauf geschaffen worden sein, da eine in zahlreiche Flussarme verwilderte Donau kaum eine solche Netto-Erosionsleistung leisten konnte. Der kräftige Kälterückschlag der Jüngeren Dryas und die damit verbundenen starken Sedimenteinträge aus den Seitentälern wie der Kleinen Laaber führten dann erneut zur Verwilderung des Donaulaufes, die erst mit Einsetzen der holozänen Klimaerwärmung am Ausgang der Jüngeren Dryas endete.

Das Ausmaß der klimainduzierten Talausräumungen im Laufe der einsetzenden spätglazialen Wiedererwärmung und verstärkt am Übergang zur holozänen Warmzeit ist abhängig von der Höhe der vorher erfolgten hochglazialen Talaufschotterung (siehe auch SCHELLMANN 1994a: 135ff.). Im Blattgebiet begann die spätglaziale Tiefenerosionsphase, verbunden mit einer Tieferlegung des tertiären Sohlgesteins um einige Meter, in der Ältesten Dryas vor mehr als 13.950 ¹⁴C-Jahren, also bereits mehrere Jahrhunderte vor der Wiederbewaldung des Donautals zu Beginn des Bölling-Interstadials vor etwa 12.500 ¹⁴C-Jahren. Beide, die fluviale Erosionsphase der Donau und die spätglaziale Wiederbewaldung sind eine Folge spätglazialer Klimaerwärmung. Allerdings war die Flussdynamik der Donau in der Lage, schneller darauf zu reagieren als es die Waldausbreitung vermochte.

Unterbrochen von der überwiegend kaltzeitlichen Aufschotterung der NT3 während der Jüngeren Dryas setzte sich die bedeutende früh-spätglaziale Tiefenerosion der Donau an der Wende Spätglazial/Holozän fort. Bereits im frühen Präboreal hatte sich die Donau in das etwa 2,5 bis 4,5 km breite NT3-Flussbettareal eingetieft und zwar bis auf die in der Regel um einige Meter von den pleistozänen Terrassen abgesetzte tiefe Basis der holozänen Talsohle (Abb. 4 bis Abb. 10: Geol. Profilschnitte 2 bis 7). Nach pollenanalytischen Untersuchungen kam es innerhalb der Donauaue schon im frühen Präboreal zur Verfüllung von Paläomäandern (Abb. 8: Geol. Profilschnitt

5; SCHELLMANN in diesem Band).

Diese bedeutende Taleintiefung an der Wende Spätglazial/Holozän, die bis unter die jungpleistozäne Quartärbasis hinabreichte, ereignete sich nicht nur im Donautal unterhalb von Regensburg (siehe auch SCHELLMANN 1988; ders. 1990; ders. 1994a), auch im Donautal an der Illermündung liegen nach BECKER (1982: 60ff.) subfossile Kiefernlagen mit ^{14}C -Altern von ca. 9.700 und 9.500 ^{14}C -Jahren fast unmittelbar dem präquartären Sohlgestein auf.

Bereits im frühen Präboreal lag die Flussbettsohle der Donau tiefer als die Basis aller älteren pleistozänen Terrassenkörper inklusive der NT3 (Abb. 19 und 20; Abb. 10: Geol. Profilschnitt 7). In der Folgezeit wurde diese neue Tiefenlinie bis zum Ende der spät-subboreal-/römerzeitlichen H4-Terrassenbildung durch laterale Flussbettverlagerungen einer mäandrierenden Donau zur Seite hin erweitert (siehe auch SCHELLMANN 1988; ders. 1990; ders. 1994a: 136f.). Dabei treten die tiefsten Auskolkungen mit Quartärbasiswerten von bis zu -18 m unter Geländeoberfläche erstmalig ab der H4-Terrasse auf (s.u.).

Ein wichtiger Aspekt, der bei der Betrachtung dieser enormen holozänen Tiefenerosionsleistung der Donau zu berücksichtigen ist, liegt sicherlich in der wenig erosionswiderständigen Petrographie des weit verbreiteten miozänen Sohlgesteins. Sobald der Schutzmantel der quartären, grobkiesigen und blockreichen Sohlenpanzerung an einzelnen Stellen erodiert ist, begünstigen die tonig-schluffigen, zum Teil sandigen miozänen Lockersedimente die Bildung tiefer, stromaufwärts wandernder Kolke und Kolkrinnen und damit eine sich ausweitende Sohleneintiefung. Die erodierten Schluff- und Tonpartikel werden als Suspensionsfracht weggeführt, beeinflussen damit nicht die Erosionskraft der Donau.

Mit Ausbildung der früh- bis hochmittelalterlichen H5-Terrasse deutet sich im Blattgebiet eine nun stark erhöhte laterale Umlagerungstätigkeit der Donau mit der Folge einer Flussbettverflachung und -verbreiterung an (u.a. SCHELLMANN 1994a: 84ff.). Ursache dieses innerholozänen Umbruchs in der Flussdynamik der Donau sind wahrscheinlich zunehmende Eingriffe des Menschen in den Flußhaushalt, vor allem durch flächenhafte Rodungen in der Aue und in den Einzugsgebieten, die u. a. eine Intensivierung des Hochwassergeschehens und eine gesteigerte Seitenerosionsleistung der Donau bewirkten (u. a. SCHELLMANN 1994a: 138). Die natürliche holozäne Mäandertätigkeit der Donau endete letztendlich mit den starken Korrektionsmaßnahmen und Eindeichungen der Donau von der Mitte des 19. bis zur ersten Hälfte des 20.

Jahrhunderts.

Literatur

- AMMON, L. v. (1875): Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau. – München.
- BAUBERGER, W., CRAMER, P. & TILLMANN, H. (1969): Geologische Karte von Bayern 1:25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6938 Regensburg; München (GLA).
- BAUER, F. (1965): Der Geschiebehaushalt der bayerischen Donau im Wandel wasserbaulicher Maßnahmen. – Wasserwirtschaft, 55; Stuttgart.
- BECKER, B. (1982): Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flußablagerungen. - Ein Beitrag zur nacheiszeitlichen Auenentwicklung im südlichen Mitteleuropa. – Mitt. d. Komm. f. Quartärforschung d. Österreichischen Akad. d. Wiss., 5; Wien.
- BECKER-HAUMANN, R.A. (2001): The depositional history of the Bavarian Allgäu area at the turn of the Tertiary/Quaternary, Northern Alpine Foreland, Germany - a set of paleogeological maps. – Quaternary International, 79: 55-64.
- BIBUS, E. (1989): Zur Gliederung, Ausbildung und stratigraphischen Stellung von Enzterrassen in Großbaustellen bei Vaihingen an der Enz. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 31: 7-22; Freiburg.
- BIBUS, E. & WESLER, J. (1995): The middle Neckar as an example of fluvio-morphological processes during the Middle and Late Quaternary period. – Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd., 100: 15-26.
- BRUNNACKER, K. (1956): Geologische Karte von Bayern 1:25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7142 Straßkirchen. – München.
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän. – Geologica Bavarica, 34; München.
- BRUNNACKER, K. (1964): Böden des älteren Pleistozäns bei Regensburg. – Geologica Bavarica, 53: 148-160; München.
- BRUNNACKER, K. (1982): Äolische Deckschichten und deren fossile Böden im Periglazialbereich Bayerns. – Geol. Jb., F 14: 15-25; Hannover.
- BRUNNACKER, K., BOENIGK, W., KOČI, A. & TILLMANN, A. (1976): Die Matuyama/Brunhes Grenze am Rhein und an der Donau. – N. Jb. f. Geol. u. Paläont., Abh. 151: 358-378; Stuttgart.

- BRUNNACKER, K., LÖSCHER, M., TILLMANN, W. & URBAN, B. (1982): Correlation of the Quaternary Terrace Sequence in the Lower Rhine Valley and Northern Alpine Foothills of Central Europe. – *Quaternary Research*, 18: 152-173; Washington.
- BUCH, M.W. (1988): Spätpleistozäne und holozäne fluviale Geomorphodynamik im Donautal zwischen Regensburg und Straubing. – *Regensburger Geogr. Schr.*, 21; Regensburg.
- BUCH, M.W. (1989): Die „Oberauer Schleife“ der Donau bei Straubing: Mensch, Umweltveränderungen und Wandel einer Flußlandschaft zwischen dem 3. und 1. Jahrtausend v. Chr. – Sonderdruck aus: Jahresbericht des Historischen Vereins für Straubing und Umgebung, Jahrgang 91.
- ELLWANGER, D. (1988): Würmeiszeitliche Rinnen und Schotter bei Leutkirch/Memmingen. – *Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg*, 30: 207-229; Freiburg.
- ELLWANGER, D., KÖNIGSWALD, W.v. & FEJFAR, O. (1994) : Die biostratigraphische Aussage der Arvicolidenfauna vom Uhlenberg bei Dinkelscherben und ihre morpho- und lithostratigraphischen Konsequenzen. – *Münchener Geowissenschaftliche Abh.*, A26: 173-191; München.
- FAY, M. & GRÖSCHKE, M. (1982): Die Mitteljura-Sandsteine in Niederbayern - Lithologie, Stratigraphie, Paläogeographie. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163: 23-48; Stuttgart.
- FUHRMANN, R. (2007): Die obere Niederterrasse der Mulde bei Grimma (Sachsen) und die stratigraphische Gliederung des jüngeren Quartärs. – *Mauritiana*, 20: 93-105.
- GROSSE-BECKMANN, D. (1993): Die Vegetationsentwicklung Süddeutschlands im Alt- und Mittelpleistozän auf der Grundlage pollenanalytischer Untersuchungen. – *Schriftl. Hausarbeit im Rahmen der 1. Staatsprüfung für das Lehramt Sek. I/II*: 119 S.; Düsseldorf (unveröffentlicht).
- HOMILIUS, J., WEINIG, H., BROST, E. & BADER, K. (1983): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau. – *Geol. Jb.*, E 25; Hannover.
- LÉGER, M. (1965): Les terrasses du Danube de Regensburg á Pleinting. – *Bull. de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*: 153-164; Paris.
- LÉGER, M. (1988): Géomorphologie de la vallée subalpine du Danube entre Sigmaringen et Passau. – *Thèse de Doctorat, Univ. Paris VII*; Paris.

- MACKENBACH, R. (1984): Jungtertiäre Entwässerungsrichtungen zwischen Passau und Hausruck (O.-Österreich). – Sonderver. Geol. Inst. Univ. Köln, 55; Köln.
- MECKENSTOCK, W. (1914): Morphologische Studien im Gebiet des Donaurandbruches von Neustadt bis Regensburg. – Inaug. Diss. Berlin.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1996): Jura. – In: Erl. z. Geol. Karte von Bayern 1:500 000: 90-109; München (GLA).
- MÜNZBERGER, P. (2005): Jungquartäre Talgeschichte der Donau und ihrer Nebenflüsse im Raum Straubing - Deggendorf in Abhängigkeit von natürlichen und anthropogenen Einflüssen. – Regensburger Beiträge zur Bodenkunde, Landschaftsökologie und Quartärforschung, 8; Regensburg.
- NEUBAUER, H. (1970): Hochwasser und Hochwasserschutz. – In: LANDRATSAMT STRAUBING (Hrsg.): Der Landkreis Straubing: 254-264; Straubing.
- NILLER, H.-P. (1998): Prähistorische Landschaften im Lößgebiet bei Regensburg. Kolluvien, Auelehme und Böden als Archive der Paläoumwelt. – Regensburger Geogr. Schr., 31; Regensburg.
- OSCHMANN, F. (1958): Geologische Karte von Bayern 1:25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7038 Bad Abbach. – München (GLA).
- PENCK, A. (1884): Ueber Periodicität der Thalbildung. – Verh. Ges. f. Erdkunde, XI: 39-59; Berlin.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 1: Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. – Leipzig.
- PRIEHÄUSER, G. (1953): Ortsfremde Gesteinsblöcke in diluvialen Schottern der Donaulandschaft bei Straubing. – Geologica Bavarica, 19: 281-296; München.
- REISCH, L. (1974): Eine spätjungpaläolithische Freilandstation im Donautal bei Barbing. Ldkr. Regensburg. – Quartär, 25: 53-71; Bonn.
- RICKEN, W. (1983): Mittel- und jungpleistozäne Lößdecken im südwestlichen Harzvorland. Stratigraphie, Paläopedologie, fazielle Differenzierung und Konnektierung mit Flußterrassen. – Catena Suppl., 3: 95-138; Cremlingen.
- RÜCKERT, G. & KÖHLER, H. (1976): Quartär. – In: HERGET, G. & KÖHLER, H.: Geologische Karte von Bayern 1:25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6940 Wörth a. d. Donau: 59-60; München (GLA).
- RUTTE, E. (1962): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7037 Kelheim; München (GLA).

- SCHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. – Inaug.-Diss. Univ. Düsseldorf; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – Düsseldorf Geogr. Schr., 29; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1994a): Wesentliche Steuerungsmechanismen jungpleistozäner und holozäner Flußdynamik im deutschen Alpenvorland und Mittelgebirgsraum. – Düsseldorf Geogr. Schr., 34: 123-146; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1994b): Die Talentwicklung der unteren Oberweser im jüngeren Quartär. – Düsseldorf Geogr. Schr., 34: 1-56; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1998): Spätglaziale und holozäne Bodenentwicklung in einigen mitteleuropäischen Tälern unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen. – GeoArchaeoRhein, 2: 153-193; Münster.
- SCHELLMANN, G. (in diesem Band): Neue Befunde zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der würmzeitlichen (NT1 bis NT3) und holozänen (H1 bis H7) Terrassen im Donautal zwischen Regensburg und Bogen. – Bamberger Geogr. Schr., 24: 1-77; Bamberg.
- SCHELLMANN, G. & GEBHARDT, CHR. (in diesem Band): Ein Quartärbasismodell der Donauterrassen zwischen Pfatter und Straubing. – Bamberger Geogr. Schr., 24; Bamberg.
- SCHELLMANN, G., IRMLER, R. & SAUER, D. (2007): Quartär des Donautales und die quartären Terrassen des Großen und Kleinen Laabertals. – Geologische Manuskriptkarte mit Erläuterungen. Blatt Nr. L7141 Straubing; Bayerisches Landesamt für Umwelt, Geologischer Dienst (unveröffentlicht).
- SCHIRMER, W. (1983): Holozäne Talentwicklung - Methoden und Ergebnisse. – Geol. Jb., A 71: 370 S.; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1995): Valley bottoms in the late Quaternary. – Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 100: 27-51; Berlin.
- 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. – Erdkunde, 59: 199-215.
- SEMMELE, A. (1972): Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. – Z. Geomorph. NF., Suppl.-Bd. 14: 105-112; Berlin.
- STRUNK, H. (1990): Das Quartärprofil von Hagelstadt im Bayerischen Tertiärhügelland. – Eiszeitalter und Gegenwart, 40: 85-96.

- TILLMANN, W. (1977): Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg und Neuburg/Donau und Regensburg. – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, 30: 1-198; Köln.
- TILLMANN, W. (1980): Zur plio-pleistozänen Flußgeschichte von Donau und Main in Nordostbayern. – Jber. Mitt. Oberrhein, geol. Ver., 62: 199-205; Stuttgart.
- TILLMANN, W. (1984): Die Flußgeschichte der oberen Donau. – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 26: 99-202; Freiburg.
- ULBIG, A. (1992): Ein altpleistozänes Terrassenniveau am Südrand des Gäubodens zwischen Regensburg und Straubing und im Tal der Kleinen und Großen Laaber. – Acta Albertina Ratisbonensia, 48: 107-111; Regensburg.
- UNGER, H.J. (1999): Zur Geologie im Donautal zwischen Straubing und Pleinting. – Documenta naturae, 128; München.
- UNGER, H.J. & DOPPLER, G. (1996): Jüngste tertiäre Ablagerungen im Molassebecken. (Schotter, pliozän bis ältestpleistozän), G. – In: Erl. z. Geol. Karte von Bayern 1:500 000: 185-187; München (GLA).
- WEBER, K. H. (1978): Geologische Karte von Bayern 1:25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7137 Abensberg; München (GLA).
- WEINIG, H. (1980): Hydrogeologie des Donautales. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.): Wasserwirtschaftliche Rahmenuntersuchung Donau und Main. Hydrogeologie: 9-26; Beilage 6, 7; München.