

BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN

herausgegeben von

HANS BECKER, ANDREAS DIX, DANIEL GÖLER,
KARSTEN GARLEFF, GERHARD SCHELLMANN

Schriftleitung: Astrid Jahreiß

Heft 24

GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]

Bamberger physisch-geographische Studien 2002 – 2008,

Teil II:

Studien zur quartären Talgeschichte von Donau und Lech

Bamberg 2010
Institut für Geographie an der Universität Bamberg
im Selbstverlag

Bamberger physisch-geographische Studien 2002 – 2008,
Teil II:
Studien zur quartären Talgeschichte von Donau und Lech

von

GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]

Mit 26 Tabellen, 56 Abbildungen und 20 Photos

Bamberg 2010
Institut für Geographie an der Universität Bamberg
im Selbstverlag

ISSN 0344-6557 (Bamberger Geographische Schriften)

Die Bamberger Geographischen Schriften
erscheinen im Auftrag
des Präsidenten der Universität Bamberg
mit Unterstützung
des Universitätsbundes Bamberg e.V.

© 2010 Institut für Geographie an der Universität Bamberg

Druck und Bindearbeiten:
Druck & Medien Späthling, 95163 Weißenstadt

Vorwort

Der vorliegende Band ist der zweite Teil einer Reihe physisch-geographischer Studien, die in den Jahren 2002 bis 2008 am Lehrstuhl für Physische Geographie und Landschaftskunde der Otto-Friedrich-Universität Bamberg und in enger Kooperation mit dem Landesamt für Umwelt (Geologischer Dienst), insbesondere den Kollegen Dr. Ernst Kroemer, Dr. Gerhard Doppler und Dr. Johann Rohrmüller entstanden sind. Im Vordergrund dieses Bandes stehen regionale Forschungsthemen zur Flussgeschichte an Donau und Lech in unterschiedlichen Zeitschnitten vom gesamten Quartär bis hin zur Rekonstruktion von Flusslaufveränderungen im Laufe des 19. Jahrhunderts.

Die aufwendigen Gelände- und Laborarbeiten wären ohne finanzielle Unterstützungen durch das Bayerische Landesamt für Umwelt (LFU) und der Universität Bamberg nicht möglich gewesen, wofür an dieser Stelle vielmals gedankt sei. Besonderen Dank gebührt allen Mitarbeiter am hiesigen Lehrstuhl und nicht zuletzt den Kollegen Dr. Ernst Kroemer, Dr. Gerhard Doppler und Dr. Johann Rohrmüller (alle drei LFU, Geologischer Dienst) für die vielfältigen tatkräftigen Unterstützungen nicht nur logistischer Natur bei der Durchführung der Projekte, sondern auch durch zahlreiche Diskussionsbeiträge und Anregungen unter anderem bei mehreren Geländebegehungen. Herrn Dr. Ernst Kroemer danke ich zudem für seine spontane Zusage, mit einem eigenen Beitrag den Rahmen der flussgeschichtlichen Entwicklung der Donau bis zur Isarmündung hin zu erweitern.

Meines Erachtens verdeutlicht auch dieser Band, dass in den Geowissenschaften interdisziplinäre Kooperationen zwischen Geologie und Physischer Geographie selbstverständlich sind, und ich wünsche uns allen, weiterhin gutes Gelingen bei den noch in Bearbeitung befindlichen, aber auch allen zukünftigen gemeinsamen Projekten im Bayerischen Alpenvorland.

Bamberg, den 10. Juli 2010

Gerhard Schellmann

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	V
Inhaltsverzeichnis	VII
 GERHARD SCHELLMANN	
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	1
 ERNST KROEMER	
Fluviale Geomorphodynamik der Donau im Bereich des Rückstaus durch das Isarmündungsgebiet bei Deggendorf (Niederbayern) und Aussagen zur späthochglazialen und spätglazialen Entwicklung	79
 GERHARD SCHELLMANN, RALF IRMLER & DANIELA SAUER	
Zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der Donauterrassen auf Blatt L7141 Straubing	89
 GERHARD SCHELLMANN & CHRISTIAN GEBHARDT	
Ein Quartärbasismodell der Donauterrassen zwischen Pfatter und Straubing-Bogen	179
 BENJAMIN GESSLEIN & GERHARD SCHELLMANN	
Zur Stratigraphie und Altersstellung der jungquartären Lechterrassen zwischen Kinsau und Prittriching - erste Ergebnisse	189
 PATRICK SCHIELEIN	
Neuzeitliche Flusslaufverlagerungen des Lechs und der Donau im Lechmündungsgebiet - qualitative und quantitative Analysen historischer Karten	215

Neue Befunde zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der würmzeitlichen (NT 1 bis NT3) und holozänen (H1 bis H7) Terrassen im Donautal zwischen Regensburg und Bogen

Gerhard SCHELLMANN¹

Abstract

Geomorphologic and chronostratigraphic investigations in the Danube valley between Regensburg and Bogen substantiate a rich sequence of Late (Upper) Pleistocene fluvial terraces. Their formation ages were determined with numerous AMS ¹⁴C-datings on wood fragments or on organic macros, some pollen- and a few OSL (Optical Stimulated Luminescence)-data. Historical maps, history of settlements and archaeological findings gave further informations about the formation age of some Holocene terraces. In the valley bottom up to three pleni- to lateglacial accumulation terraces, called „Niederterrassen“ (NT1 to NT3) and seven floodplain terraces of Holocene ages („Holozänterrassen“, H1 to H7) are preserved. Often, they are bordered by the higher elevated and loess covered „Übergangsterrassen“ (ÜT1 and ÜT2), which in terms of morphology and stratigraphy form the transition to the late Middle Pleistocene „Hochterrassen“. Most likely, ÜT1 and ÜT2 are of Early and Middle Würmian age, respectively.

The fluvial history of the Danube valley since the Last Glacial Maximum (LGM) is characterized by repeated changes of periods with predominantly fluvial erosion and periods of vertical accumulation or lateral accretion of gravel rich terraces. The most important period of fluvial erosion with significant deepening of the valley floor happened a) in the Oldest Dryas about 14.000 ¹⁴C BP at the start of the NT3 formation; and b) at the transition from the Lateglacial to the Early Holocene between c. 10.200 and 9.800 ¹⁴C BP. Erosion of the Miocene basement was going on up to the end of the Roman period by lateral shifting of the river channel. Afterwards, the Danube got wider and water depth decreased; most likely a result of increasing human impact.

Channel pattern probably changed from a braided river system during the formation of NT1 and NT2, to a meandering system at the onset of NT3 formation in the Oldest

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

Dryas. The latter most likely continued up to the end of the Alleröd period. During the Younger Dryas braided river patterns occurred again and with the change to Holocene warm climatic conditions the Danube finally shifted to a meandering system. Therefore, Holocene floodplain terraces were built up by lateral coarse-clastic sediment accretion of a meandering river channel, which are covered by fine-clastic floodplain deposits. In contrast, the Pleni- and Lateglacial *Niederterrassen*, which were for the largest part (see above) deposited by a braided river system, consist mainly of vertically aggraded gravel deposits.

Pleistocene and Holocene terrace formation in the Danube valley have most likely been caused and controlled by climate changes, and at least with the end of the Roman period by human impacts. Some possibly correlations between terrace formation and climatic changes as indicated by Lateglacial and Holocene glaciers advances in the Alps are described. However, this needs dating of phases with stronger and reduced fluvial activities during one period of terrace formation, and these data are more or less absent. On the other hand, it should be kept in mind, and this was already discussed for the Danube and lower Isar valley by SCHELLMANN (1994a), the individual architecture of a valley floor like the Danube (that means the distribution of terraces, the position of terraces bodies above modern river level and in the valley, the characteristics of various fluvial facies and sediments, a cover of floodplain, eolian or other sediments, the soil development etc.) are strongly the result of complex relationships and responses between external impacts (climate, human), intrinsic parameters of the fluvial system and the physiographic settings of the valley. This is, why regional investigations on „valley architecture“ are necessary not only scientifically, but also for many fields of application like hydro-geology, geothermy, resources of fluvial and eolian clastic deposits, flood management, archaeology and historical geography etc.

1. Einleitung

In den letzten drei Jahrzehnten wurden unter anderem in den beiden von der DFG eingerichteten interdisziplinären Schwerpunktprogrammen „Fluviale Geomorphodynamik in Mitteleuropa“ und „WGB15 (Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15.000 Jahre)“ die Kenntnisse zur fluvialen Morphodynamik deutscher Mittelgebirgstäler seit dem Hochglazial der letzten Kaltzeit deutlich erweitert. Neuere Befunde zur stratigraphischen Differenzierung und Alterseinstufung der aus diesem Zeit-

raum erhaltenen Flussterrassen sind in Übersichtsartikeln u.a. bei SCHIRMER et al. (2005) für das Rheineinzugsgebiet, bei ERKENS et al. (2009) sowie DAMBECK (2005) und DAMBECK & THIEMEYER (2002) für das nördliche Oberrheingebiet, bei BIBUS & WESLER (1995) für den mittleren Neckar, bei WEIDENFELLER (2003) für die mittlere Mosel, bei MÄUSBACHER et al. (2001) für die Werra sowie bei URZ (u.a. 2003) für die Lahn dargestellt.

Dabei zeichnen sich immer deutlicher mehrere kräftige fluviale Erosions- und Akkumulationsphasen ab, wobei allerdings die Frage nach der jeweiligen Bedeutung autozyklischer (oder autogener), klimatischer und seit dem Neolithikum wachsender anthropogener Einflüsse auf die fluvialen Dynamiken in der Regel nur unzureichend beantwortet werden kann. Dies ist vor allem darauf zurückzuführen, dass im komplexen Zusammenspiel zwischen klimatisch, anthropogen oder autozyklisch bedingten Veränderungen der flussinternen Größen (Abfluss, Gefälle, Fracht) und der konkreten regionalen und lokalen Raumsituation unterschiedliche fluviale Reaktionen möglich sind und diese in Dimension und Intensität divergierende fluviale Erosions- und Akkumulationsleistungen auslösen können (u.a. SCHELLMANN 1994a). Das betrifft auch die in vielen Tälern im Laufe oder am Ende des Würm-Spätglazials einsetzenden flussdynamischen Umbrüche vom verwilderten („*braided river*“) zum mäandrierenden Abflusssystem (u.a. ERKENS et al. 2009; DAMBECK 2005: 16ff.; DAMBECK & THIEMEYER 2002; SCHIRMER 1995; FELDMANN & SCHELLMANN 1994; SCHELLMANN 1994a). Es besteht weitgehend Einigkeit, dass dieser Umbruch bzw. diese Umbrüche eine Folge spätglazialer Klimaerwärmungen und Vegetationsausbreitungen sind. Diese Änderungen der Flusslaufmorphologie treten allerdings nur dann ein, wenn die konkreten flussinternen Verhältnisse, also Abfluss (v.a. Abflussgang und Abflußmenge), Gefälle und Frachtaufkommen, in Wechselwirkung mit der konkreten Raumsituation einen solchen Umbruch auch zulassen. Bei hohem Talgefälle in Verbindung mit extremen Abflussspitzen und grobklastischem Materialtransport wie im außeralpinen Lechtal (u.a. GESSLEIN & SCHELLMANN in diesem Band), zeitweilig auch in einigen Arealen des unteren Isartals (SCHELLMANN 1988) oder im südlichen Oberrheingebiet (u.a. LECHNER 2005: 57ff.) hat dieser Umbruch auch im Mittelgebirgsraum trotz spätglazialer und holozäner Klimaerwärmungen und Vegetationsausbreitungen natürlicherweise bis heute weitgehend nicht stattgefunden. Lediglich der Grad der Verwilderung und vermutlich auch die Intensität von Flussarmverlagerungen wurde reduziert, so dass zwar weniger breite Flussbettareale entstanden, in denen aber weiterhin stark verzweigte, sich in wenigen Jahrzehnten verlagernden Abflusswegen erhalten

blieben. Aus einem verwilderten („*braided river*“) wurde dort gerinnemorphographisch betrachtet ein verzweigter („*anabranching*“) Fluss.

Die vielfältigen Interdependenzen der verschiedenen Steuerungsfaktoren und deren regionale und lokale flussdynamische Reaktionen erfordern zeitlich und stratigraphisch hochauflösende Regionalstudien. Letztere sind zudem für diverse angewandte Fragestellungen (u.a. Grundwasservorkommen und -strömungen, Geothermie, Kieslagerstätten, Hochwasserschutz, Archäologie und historische Geographie) von hoher Bedeutung. Nur aus dem Vergleich regionaler flussgeschichtlicher Entwicklungen können natürliche (Klima, Vegetation, Autozyklizitäten) oder anthropogene Einflüsse auf vergangene fluviale Dynamiken herausgefiltert werden. Kritisch zu hinterfragen ist allerdings der Ansatz von HOFMANN et al. (2008), in dem aus einer statistischen Aufbereitung von ^{14}C -Daten aus Flussbett- und Hochflutablagerungen sowie Kolluvien, Torfen und Bodenbildungen in verschiedenen deutschen Flusstälern versucht wird, fluviale Aktivitätsphasen im Laufe des Holozäns herauszufiltern. Unter anderem ist nicht nur die Zahl der dazu verwendeten Datierungen (insgesamt 433) bezogen auf den betrachteten Zeitraum, nämlich das gesamte Holozän, völlig unzureichend. Zudem ist auch die generelle Interpretation der datierten Sedimente (Hochflutablagerungen, Sande, Kiese, Kolluvien), Torfe und Böden als Anzeiger überregionaler fluvialer Aktivitäts- bzw. Ruhephasen viel zu pauschal. Alle diese Sedimente, Torfe und Böden können sowohl während sogenannter fluvialer „Ruhephasen“, aber auch während „Aktivitätsphasen“ entstehen (siehe auch Kap. 4).

Zeiten erhöhter und abgeschwächter fluvialer Aktivitäten im Flussbett und/oder in den angrenzenden Auen (siehe hierzu auch SCHELLMANN 1994a) und deren syn- oder asynchrones Auftreten an verschiedenen Flüssen und Flussabschnitten sind nur durch detaillierte geomorphologisch-quartärgeologische Regionalstudien mit zeitlich möglichst hoch auflösender geochronologischer Einstufung der erhaltenen Flussbett- und Hochflutablagerungen zu erfassen. Bis heute mangelt es vor allem in vielen Tälern des deutschen Alpenvorlandes an entsprechenden Regionalstudien. Dort wurden in den letzten Jahren meines Wissens lediglich zwei flussgeschichtliche Dissertationen durchgeführt und zwar von MEGIES (2006) am unteren Inn und von MÜNZBERGER (2005) im Donautal zwischen Straubing und der Isarmündung. Vor dem Hintergrund, dass seit den ausgehenden 1990'er Jahren die Labormöglichkeiten im Bereich der AMS ^{14}C -Altersbestimmung zunehmend ausgebaut wurden und seitdem auch kleine organische Makroreste datiert werden können, wie sie zum Beispiel häufig in Hochflut-, manchmal auch in Flussbettsedimenten erhalten sind, lassen weitere Neubear-

beitungen unserer Flusstäler sicherlich einen potentiell hohen Erkenntnisgewinn erwarten. Im vermehrten Einsatz massenspektrometrischer ^{14}C -Datierungen liegt ein Potential, das es erlauben würde, auch die Phasen gesteigerter fluvialer Aktivitäten, die innerhalb der bekannten Umlagerungsperioden wie den holozänen H1- bis H7-Terrassen an Donau und Isar verborgen sind (SCHELLMANN 1994a), zu erkennen. Zwei Hindernisse stehen dem bisher im Wege. Einerseits die relativ hohen Kosten, die entstehen, um die benötigte Anzahl von hundert und mehr AMS ^{14}C -Datierungen aus einer Talaue durchzuführen, und andererseits natürlich auch die große Anzahl von Sondierungen, die nötig sind, um aus einer Terrassenfläche an mehreren Stellen datierbares Material möglichst von der Deckschichtenbasis oder aus den unterlagernden Flussbettsedimenten zu bergen.

In jüngerer Zeit wurde im Rahmen flussgeschichtlicher Arbeiten im Alpenvorland auch der Frage nach dem Potential der Lumineszens (OSL, IRSL)-Datierungsmethode zur zeitlichen Einordnung mittel- und jungpleistozäner Flussande (u.a. CHOI et al. 2007, MEGIES 2006) nachgegangen. Entsprechende Untersuchungen liegen u.a. von FIEBIG & PREUSSER (2003) im Donautal bei Ingolstadt sowie von KLASSEN (2008) über den Anwendung der OSL-Methode an glazifluvialen und fluvialen Sanden verschiedener Alpenvorlandsflüsse (Isar, Mindel, Riss, Iller, Amper, Würm, Donau) vor. Sie weisen daraufhin, dass die Ergebnisse der OSL-Datierung von Flussanden teilweise vertrauenserweckende Resultate zeigen, teilweise aber auch Zweifel an der Anwendbarkeit, Zuverlässigkeit, Datierungsreichweite und Datierungsgenauigkeit der Methode aufkommen lassen (s.u.). Insofern sollten vor einer Überinterpretation publizierter OSL-Datierungen an fluvialen Sedimenten weitere und umfangreichere systematische Studien an chronostratigraphisch gut abgesicherten fluviatilen Sanden vorgenommen werden, denn die Anwendung der Methode an altersmäßig gut abgesicherten Terrassensequenzen sollte letztendlich der Qualitätsmaßstab für eine Beurteilung des Datierungspotentials der OSL-Methode an solchen Sedimenten sein.

1.1 Einführung in das Untersuchungsgebiet

Zwischen Regensburg und Pleinting durchfließt die Donau eine bis zu 18 km breite und etwa 80 km lange Talweitung, die auch als Straubinger Becken, „Dungau“, „Straubinger Gäu“ oder „Gäuboden“ bezeichnet wird (Abb. 1). Geologisch liegt der Dungau im nordöstlichen Teil des außeralpinen Molassebeckens, dort, wo die Regensburger Kreide der südöstlichen Fränkischen Alb unter die tertiären Lockersedimente des

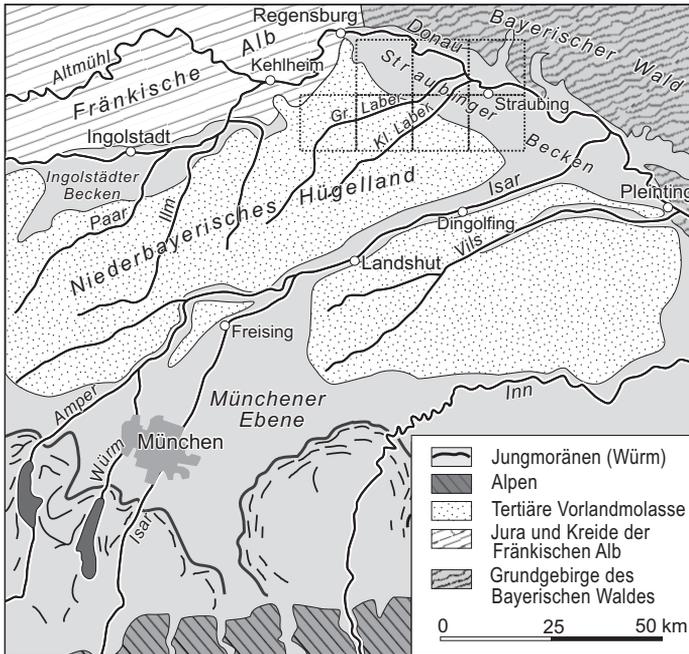


Abb. 1:
Lage des Untersuchungsgebietes und der neu kartierten Kartenblätter der GK25 von Bayern.

nördlichen Alpenvorlandes abtaucht. Die südwestliche Umrahmung dieser Donautalweitung bilden die sanften Bergkuppen und –rücken, häufig auch flachwelligen Hochflächen des Niederbayerischen Hügellandes (Unterbayerisches Hügelland, Niederbayerisches Tertiärhügelland, Donau-Isar-Hügelland) in etwa 380 bis 410 m ü. NN. Im Norden und Nordosten wird die weite Donauebene von den steil aufragenden, häufig über 500 m ü. NN hohen und aus kristallinem Grundgebirgsgesteinen bestehenden Bergkuppen des Vorderen Bayerischen Waldes überragt (Abb. 2). Die tektonische Trennlinie zwischen Molassebecken und moldanubischem Grundgebirge bildet der Donaurandbruch, eine kräftige, herzynisch streichende Bruchzone (Abb. 3 bis 10). Über ihn hinaus reichen bei Steinach und Hungersdorf tertiäre Sedimentgesteine vom Donautal aus noch wenige Kilometer weit nach Norden in den Vorderen Bayerischen Wald hinein.

Das landschaftsbestimmende Element des Dungaues sind die am östlichen Stadtrand von Regensburg weit nach Süden und Südosten ausgreifenden Terrassenfluren der Donau. Morphologisch bilden diese eine vor allem zum südlichen und südwestlichen Talrand hin ansteigende Terrassentreppe mit der am tiefsten gelegenen holozänen Donaauae über die einige Meter höheren und hochwasserfreien Nieder- und Übergangsterrassenflächen des Talgrundes bis hin zu den ausgedehnten Verebnungen der mittel- und altpleistozänen Hochterrassen-, Deckenschotter- und Hochschotterfluren

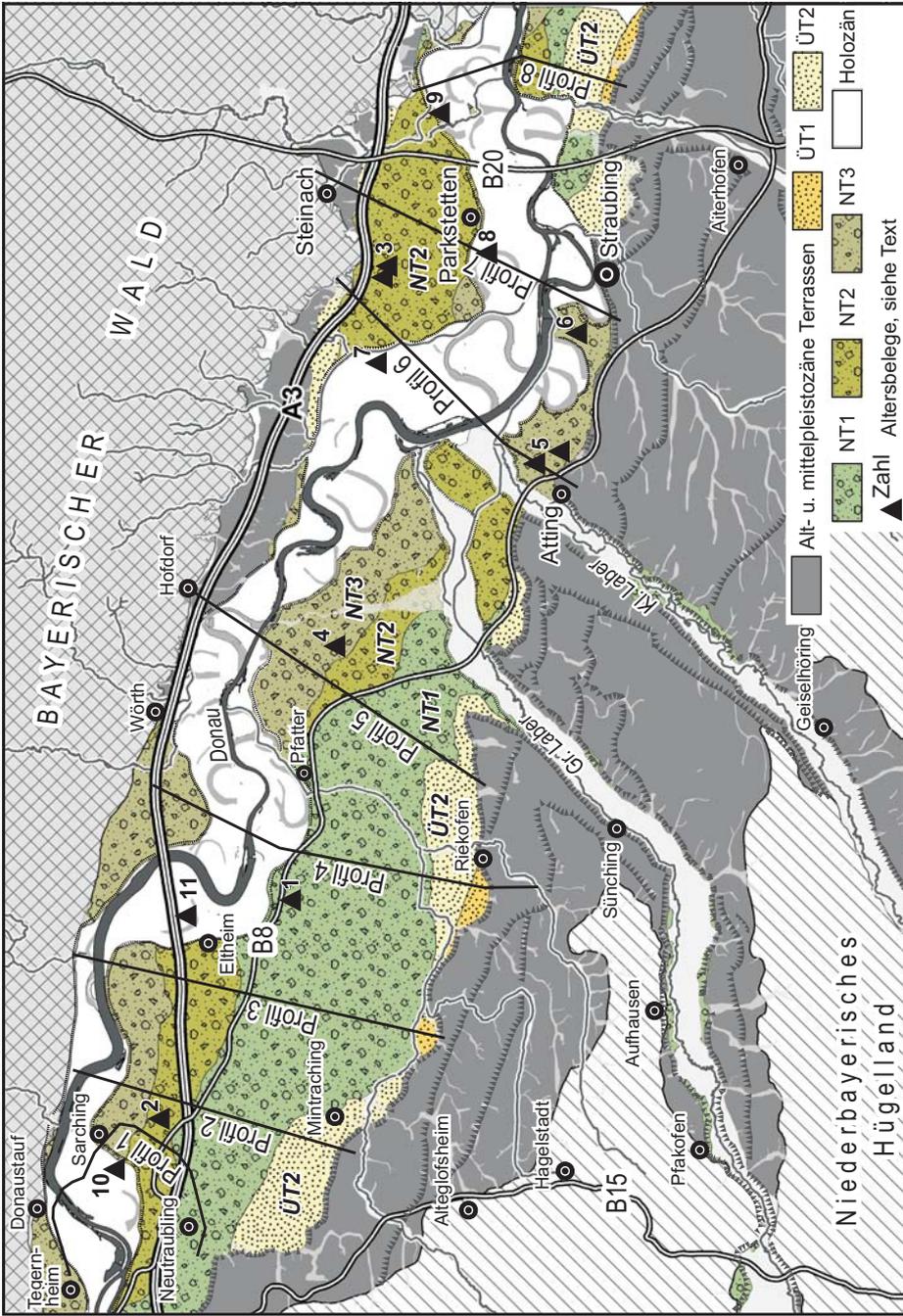


Abb. 2: Übersichtskarte der Verbreitung der Übergangs- und Niederterrassen zwischen Barbing und Bogen mit Lage der Detailabbildungen im Text und der geologischen Talquerprofile 1 bis 8.

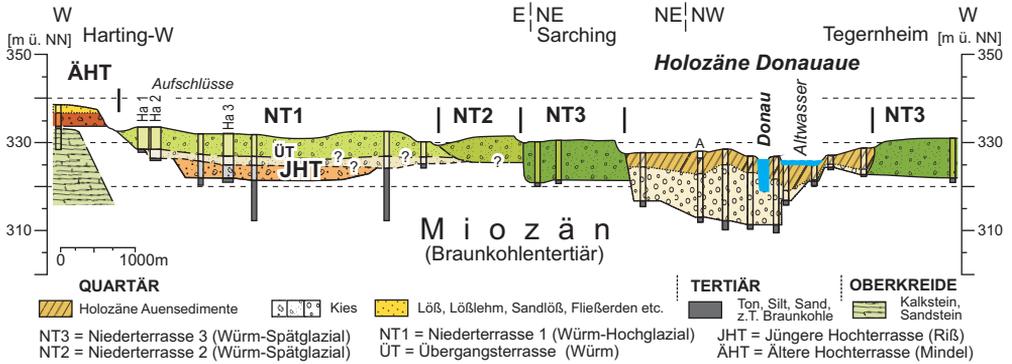


Abb. 3: Geologisches Talquerprofil 1 zwischen Harting und Tegernheim (wenig verändert nach SCHELLMANN 1988). Zur Lage des Profils siehe Abb. 2.

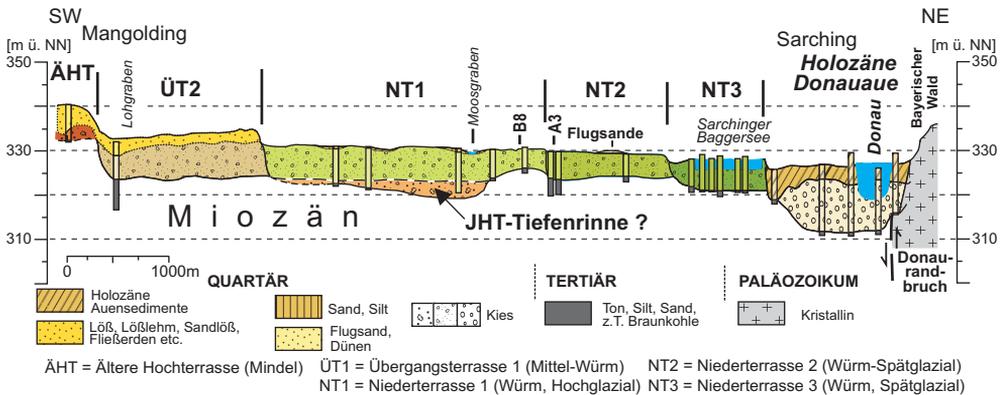


Abb. 4: Geologisches Talquerprofil 2 zwischen Mangolding und Sarching. Zur Lage des Profils siehe Abb. 2.

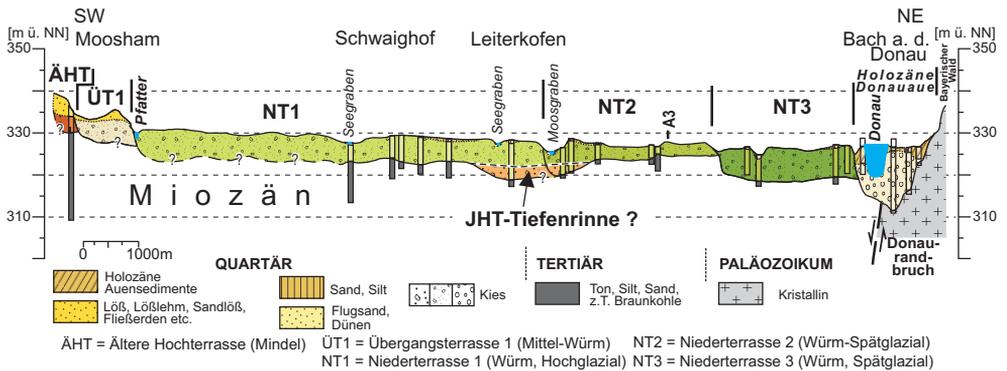


Abb.5: Geologisches Talquerprofil 3 zwischen Mangolding-Ost und Illkofen. Zur Lage des Profils siehe Abb. 2.

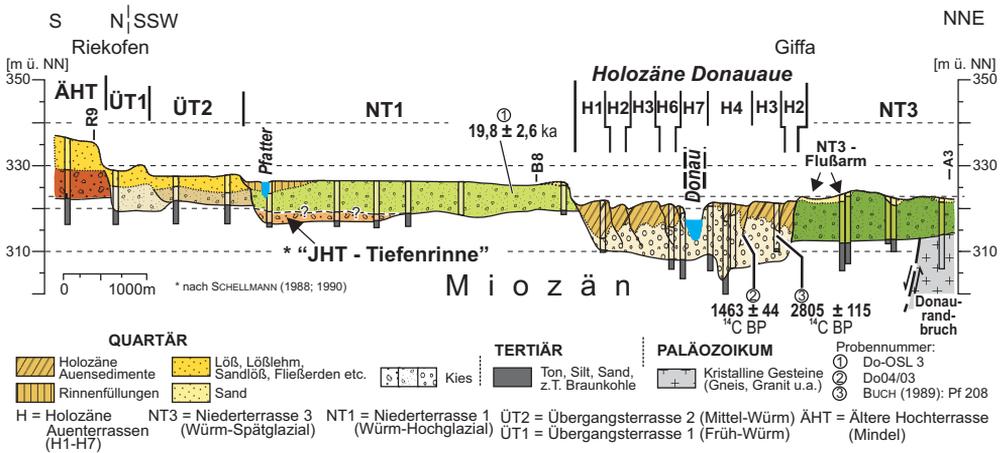


Abb. 6: Geologisches Talquerprofil 4 zwischen Riekofen und der A3 westlich von Wörth. Zur Lage des Profils siehe Abb. 2.

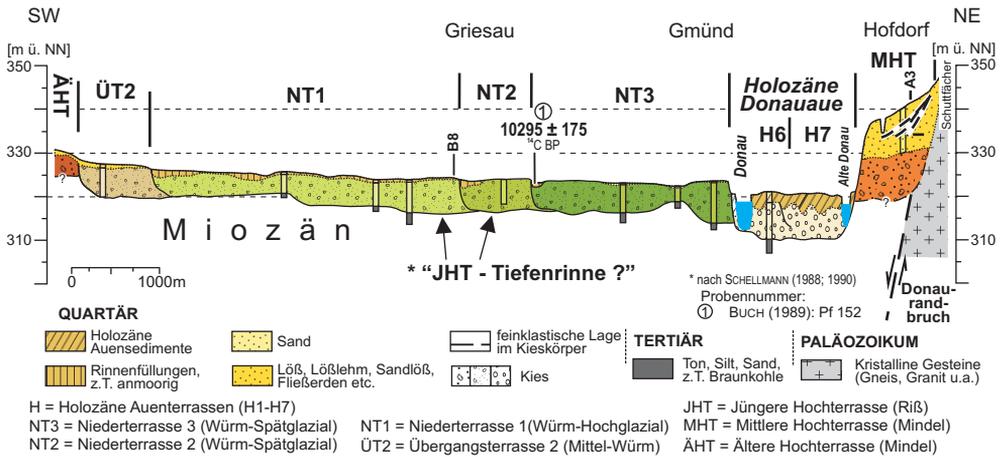


Abb. 7: Geologisches Talquerprofil 5 zwischen Unterehring und Hofdorf. Zur Lage des Profils siehe Abb. 2.

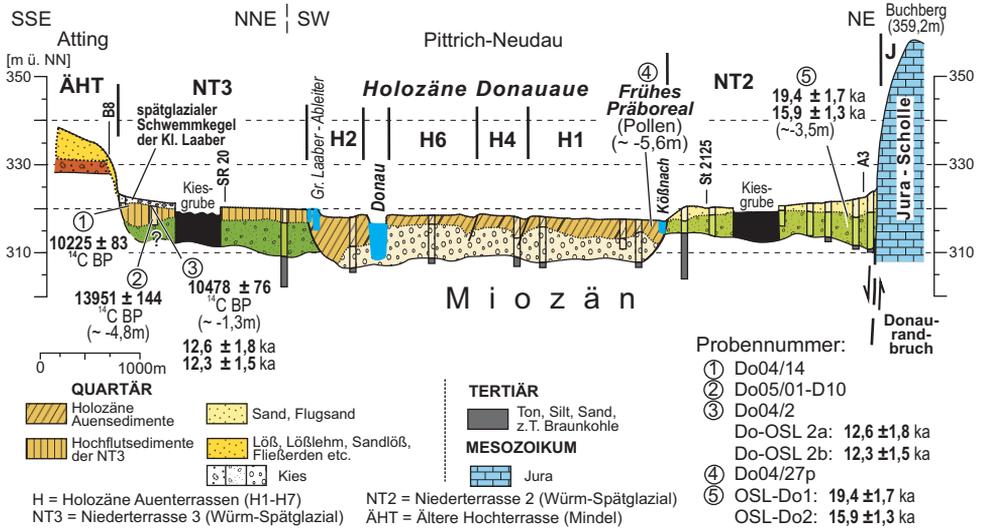


Abb. 8: Geologisches Talquerprofil 6 zwischen Atting und dem Buchberg. Zur Lage des Profils siehe Abb. 2.

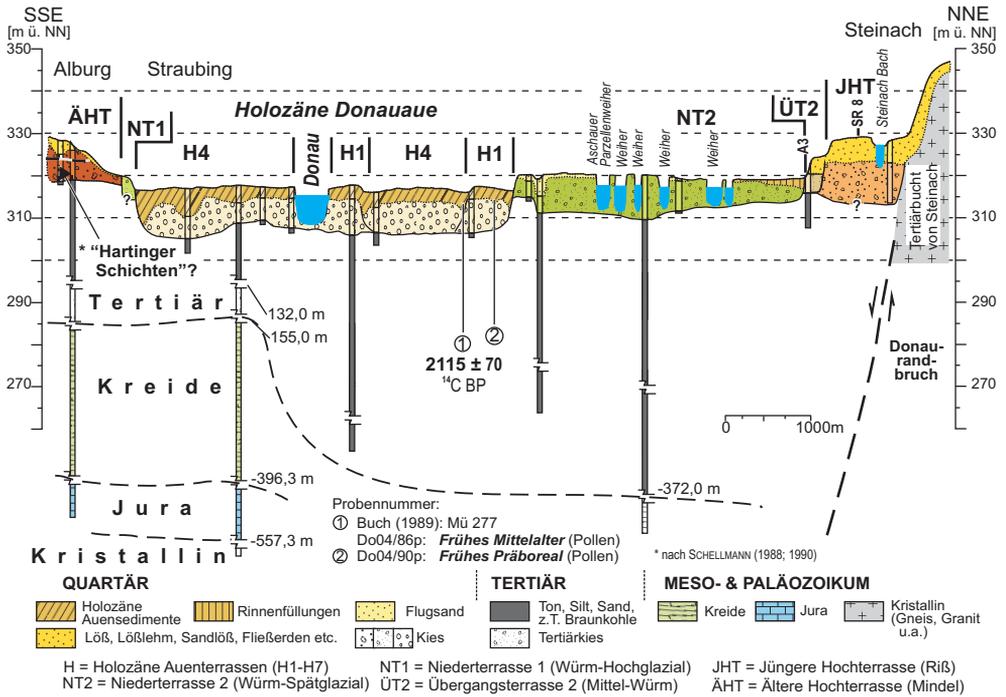


Abb. 9: Geologisches Talquerprofil 7 zwischen Straubing-Alburg und Steinach. Zur Lage des Profils siehe Abb. 2.

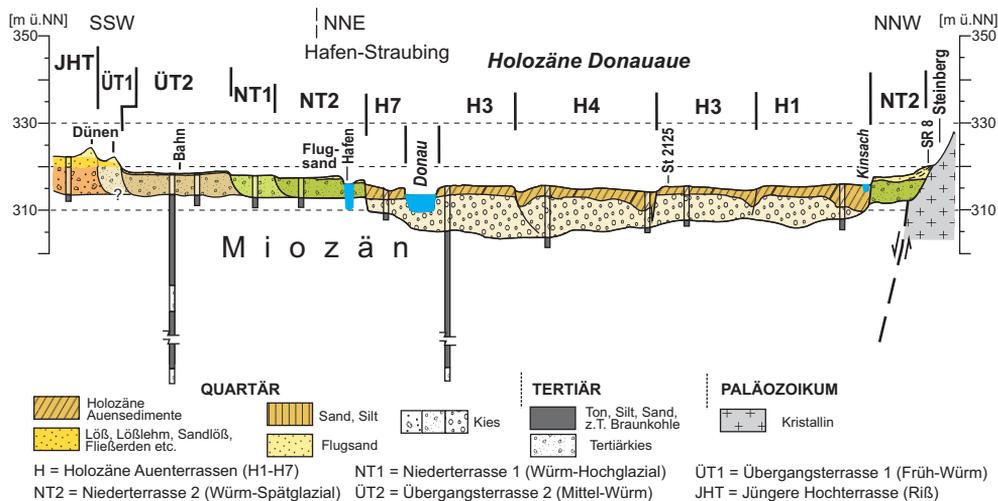


Abb. 10: Geologisches Talquerprofil 8 zwischen Straubing-Ost und dem Steinberg. Zur Lage des Profils siehe Abb. 2.

des tieferen und höheren Talhangs in 8 bis 50 m Höhe über der Donauaue (u.a. SCHELLMANN et al. in diesem Band).

Die Donauaue ist die zentrale morphologische und quartärgeologische Tiefenlinie im Blattgebiet. Sie besitzt ein durchschnittliches Gefälle von etwa 0,3‰ und dacht vom östlichen Regensburger Stadtrand bis Bogen von 329 auf 305 m ü. NN ab. Ihre Oberfläche liegt innerhalb extremer Hochwassergrenzen bei etwa 2 bis 3 m unter dem jüngsten Niederterrassenniveau, der NT3. Darüber hinaus erreicht auch die Quartärbasis dort ihre größte Tiefenlage im Tal, tiefer als in allen älteren Donauterrassen (Abb. 3 bis 10). Zudem hebt sie sich durch die flächenhaft verbreitete feinklastische Hochflutsedimentdecke (vor allem Auelehme und Aurinnensedimente) von allen pleistozänen Terrassen deutlich ab. Im Mittel besitzen sie Mächtigkeiten von 2 bis 5 m, wobei feinklastische Verfüllungen einzelner Altarme und Aurinnen bis zu 9,7 m unter die Geländeoberfläche hinabreichen können (Abb. 19). Die Bodenentwicklungen reichen von jungen Auenrendzinen auf jungen Hochflutablagerungen bis hin zu Auenbraunerden im Bereich der höheren und älteren Auenflächen (BUCH 1988; SCHELLMANN 1990). Auengleye, schwarze Anmoore und Auentschernoseme („Feuchtschwarzerden“, „Pechanmoore“ *sensu* BRUNNACKER 1959) prägen dagegen die feuchteren Standorte von Aurinnen und verlandeten Altarmen („Paläoflussbetten“).

Die Aue wird überwiegend ackerbaulich genutzt. Wiesen und Grünlandwirtschaft beschränken sich fast ausnahmslos auf die Feuchtstandorte tieferer Aurinnen und Alt-

arme bzw. die hochwassergefährdeten Standorte innerhalb der Deiche unmittelbar entlang des kanalisierten Donaulaufs (Rhein-Main-Donau-Kanal). Trotz Flurbereinigungen und ackerbaulicher Nutzung prägen immer noch einige mehr oder minder stark verfüllte Aurinnen und Altarme ihr Oberflächenrelief. Letztere ermöglichen eine morphologische Differenzierung der Donauaue in unterschiedlich alte Mäanderterrassen, die H1- bis H7-Terrassen. Sie entstanden seit dem frühen Holozän (frühes Präboreal) im Zuge von seitlichen Flusslauf- und Mäanderverlagerungen der Donau (SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Alle Auenterrassen besitzen im Blattgebiet ein ähnliches Oberflächenniveau, sind also *sensu* SCHIRMER (1983) Reihenterrassen.

Dort, wo sich die Donauaue nicht unmittelbar am Steilanstieg zum Vorderen Bayerischen Wald erstreckt, wird sie auf beiden Seiten von hochwasserfreien pleistozänen Terrassenfluren begleitet (Abb. 2). Überwiegend handelt es sich dabei um würmzeitliche Niederterrassenfluren, die morphologisch und geologisch aus drei Einzelterrassen zusammengesetzt sind: die hochglaziale NT1, die früh-spätglaziale NT2 und die jüngste spätglaziale Niederterrasse, die NT3 (u.a. SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Die Terrassenoberflächen aller drei Niederterrassen heben sich durch das weitgehende Fehlen mächtigerer feinklastischer Deckschichten sowohl von den jüngeren holozänen als auch von den älteren pleistozänen Donauterrassen deutlich ab. Nur kleinere Areale sind von geringmächtigen Flugsanddecken, die NT1 am äußeren Terrassenrand auch von geringmächtigen Schwemmlössen oder in ehemaligen Flussrinnen auch von teilweise torfigem Anmoor bedeckt. Als weit verbreitete Bodenentwicklungen findet man daher in der Regel fruchtbare rötlichbraune Parabraunerden auf Niederterrassenkiesen („Schotter-Parabraunerden“), die häufig ackerbaulich und oft in Verbindung mit künstlicher Bewässerung aus Brunnen genutzt werden. Daneben werden die Feuchtstandorte vieler Paläo-Flussarme („Channels“) und der NT1-Randsenke überwiegend als Grünland oder forstwirtschaftlich genutzt. Vor allem zum südlichen Talrand hin werden die ausgedehnten Niederterrassenfluren von Löß bedeckten und von Dellentälchen zerschnittenen höheren Terrassenfluren begleitet. Nach Altersstellung und Höhenlage der Oberflächen gruppieren sie sich in mehrere Terrassenniveaus (siehe auch SCHELLMANN et al. in diesem Band). Im einzelnen handelt es sich dabei um:

1. das Übergangsterrassenniveau in ca. 3 bis 6 m Höhe über der NT3 (ü. NT3) mit mindestens zwei Einzelterrassen (ÜT1, ÜT2), die wahrscheinlich früh- bis mittelwürmzeitliche Bildungen darstellen;
2. das Hochterrassenniveau in ca. 6 bis 16 m ü. NT3 mit drei mittelpleistozänen

Einzelterrassen (Jüngere, Mittlere und Ältere Hochterrasse);

3. das Niveau des mittelpleistozänen Jüngeren Deckenschotters in ca. 15 bis 33 m ü. NT3 bestehend aus mindestens zwei Einzelterrassen (JD1, JD2), die von HOMILIUS et al. (1983) sowie UNGER (1999) als altpleistozäne Bildungen angesehen werden;
4. das Niveau des Älteren Deckenschotters (ÄD) in ca. 32 bis 40 m ü. NT3, das vermutlich im Altpleistozän vor oder zur Zeit des Jaramillo-Event entstanden ist;
5. das Hochschotterniveau (HS) in ca. 55 bis 70 m ü. NT3, das südwestlich von Straubing erhalten ist und den Übergang zum Niederbayerischen Hügelland bildet (SCHELLMANN et al. in diesem Band).

Alle diese *prä*-hochwürmzeitlichen Terrassenfluren tragen ansehnliche Lößdeckschichten von im Mittel ein bis drei Metern Mächtigkeit auf den Übergangsterrassen und drei bis sieben Metern auf den älteren Hochterrassen und Deckenschottern. In großen Lößwächten, die am Ostabfall des Niederbayerischen Hügellands zu den Deckenschotterfluren der Donau zwischen Hagelstadt und Alteglofsheim verbreitet sind, können extreme Lößmächtigkeiten von bis zu 27 m (STRUNK 1990: 87; ANNAU et al. in Vorb.) auftreten. Aus der großen Verbreitung von Lößdeckschichten resultiert die hohe landwirtschaftliche Fruchtbarkeit des Gebietes, was sowohl in der fast ausschließlichen ackerbaulichen Nutzung und letztlich auch in den Regionalnamen „Straubinger Gäu“ bzw. „Dungau“ zum Ausdruck kommt.

1.2 Jüngere Forschungsgeschichte

Zuletzt war der hier betrachtete Donautalabschnitt Gegenstand detaillierte flussgeschichtlicher Untersuchungen in den Arbeiten von BUCH (u.a. 1988, ders. 1989) im Donautal zwischen Regensburg und Straubing, von SCHELLMANN (u.a. 1988; ders. 1990; ders. 1994a) an der Donau zwischen Regensburg und Künzing sowie im Isartal unterhalb von Landshut, von UNGER (1999) im Donautal zwischen Straubing und Pleinting, von MÜNZBERGER (2005) im Donautalabschnitt zwischen Straubing und der Isarmündung und von KROEMER et al. (2007) im Bereich der Isarmündung.

Seit den Arbeiten von BUCH (1988) und SCHELLMANN (1988; ders. 1990) stehen sich zwei sehr gegensätzliche Auffassungen über die morphologische, geologische und chronostratigraphische Untergliederung der jungquartären Donauterrassen in diesem Talabschnitt und den daraus resultierenden flussdynamischen Interpretationen

gegenüber. BUCH (1988) und SCHELLMANN (1988) untergliedern das Niederterrassenniveau der Donau im Talraum zwischen Regensburg und Straubing in mehrere Einzelterrassen. 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 eingeschnitten wurden. Prozess-dynamisch betrachtet, sei darauf hingewiesen, dass die Vorstellung einer erosiven Tieferlegung eines Talbodens ohne Ablagerung von Flussbetsedimenten allein schon wegen des geringen Gefälles des Donautals von nur etwa 0,33‰ völlig ausgeschlossen werden kann.

SCHELLMANN (1988; ders. 1990) untergliedert dagegen 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 (u.a. 1988) vermeintlich einheitlichen Niederterrassenkörper um ein Sequenz von mehreren, teilweise gestapelten Sedimentkörpern handelt, den Übergangs- und Niederterrassen, die unterschiedlich alte Akkumulationskörper der Donau darstellen. Bezüglich einer ausführlicheren Diskussion der hier nur angerissenen gegensätzlichen Auffassungen von BUCH (u.a. 1988; BUCH & HEINE 1989) sowie SCHELLMANN (1988; ders. 1990) zum stratigraphischen Aufbau und damit auch zur flussgeschichtlichen Entwicklung der Donau sei auf SCHELLMANN (1994a; ders. 1990: 6ff.) verwiesen. UNGER (1999) und KROEMER et al. (2007) folgen bei der geologischen Neuaufnahme des Donautals zwischen Straubing und Pleinting bzw. der GK 1: 25.000 Blatt Deggendorf in hohem Maße der jungquartären Terrassengliederung von SCHELLMANN (1988; ders. 1990).

Grundlegende Unterschiede bestehen zwischen den bisherigen Bearbeitern auch bei der stratigraphischen Untergliederung der Donau. Nach SCHELLMANN (1988; ders. 1990) ist diese im Zuge lateraler Flusslaufverlagerungen einer seit dem Übergang vom Spätglazial zum Holozän mäandrierenden Donau entstanden. Infolgedessen prägen primäre Aurinnenscharen neben jüngeren Hochwasserrinnen („sekundäre Aurinnen“) das Oberflächenrelief. Häufiger sind auch alte Donauläufe („Paläomän-

der“) erhalten. Sie sind das jüngste Flussbettstadium am Ende eines Mäanderausbaus und wurden durch Mäanderdurchbruch und Laufverkürzung der Flussbettsedimentation entzogen. Eine Untergliederung der Donauaue in unterschiedlich alte Donauablagerungen, also in verschieden alte Mäanderterrassenkörper, ist nur unter Verwendung ihres besonderen morphologischen Innenbaus möglich (u.a. SCHIRMER 1983, SCHIRMER 1995; SCHIRMER et al. 2005; SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Auf der Basis eines solchen morphologischen Kartierungsansatzes unter Berücksichtigung des geologisch-sedimentologischen Aufbaus der Donauaue konnten von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) mindestens sieben Mäanderterrassen (H1 bis H7, H = Holozänterrasse) nachgewiesen werden. Diese entstanden im Zuge lateraler Flussbettverlagerungen der Donau seit dem frühen Präboreal (s.u.). Dabei bestehen deren Akkumulationskörper jeweils aus einer liegenden, mehrere Meter mächtigen sandig-kiesigen und großbogig schräggeschichteten Flussbettfazies, die von jüngeren, wenige Meter mächtigen, teilweise gestapelten feinklastischen Auensedimenten überdeckt sind.

Eine Differenzierung verschiedener Auensedimentdecken und deren Lagerung im Tal, wie sie im Untersuchungsgebiet von BUCH (1988; ders. 1989) und im Donautalabschnitt zwischen Bogen und der Isarmündung jüngstens auch von MÜNZBERGER (2005) vorgenommen wurde, kann weder zu einer Untergliederung der Donauaue in unterschiedlich alte Terrassenkörper bestehend aus liegenden Donaukiesen und hängenden Auensedimenten führen, noch können daraus Informationen über das ehemalige flussmorphologische Erscheinungsbild der Donau wie zum Beispiel die Flussgrundrisstypen „mäandrierend“ oder „stark verzweigt“ gewonnen werden. Auf die falsche Verwendung des Begriffs „anastomisierend“ für einen stark verzweigten, durch kiesige Flussbettsedimentation gekennzeichneten Flusslauf bei BUCH (u.a. 1988) und jüngstens auch bei MÜNZBERGER (2005) wurde bereits von SCHELLMANN (1990: 6f.) hingewiesen. Aussagen, wie sie schon von BUCH (u.a. 1988, ders. 1989) und jüngstens auch von MÜNZBERGER (2005) getroffen werden, dass es im Laufe des Holozäns zu mehrfachen extremen Änderungen des flussmorphologischen Erscheinungsbildes der Donau gekommen wäre, sind Mutmaßungen ohne entsprechende Befunde (s.u.; SCHELLMANN 1994a: 132).

Aus gegebenem Anlass (MÜNZBERGER 2005) erscheint es notwendig, darauf hinzuweisen, dass schon seit den Arbeiten von PENCK (1884) sowie PENCK & BRÜCKNER (u.a. 1909) „Flussterrassen“ morphostratigraphisch als fluvial geschaffene Verebnungen in einem Tal definiert und als solche morphologisch abgrenzbar sind. Diese besitzen in der Regel einen fluvialen Akkumulationskörper (= Flussterrassenkörper)

wie dies bereits PENCK (1884) erkannte. Fehlt ein fluviatiler Sedimentkörper, so ist zu unterscheiden, ob ein solcher infolge extremer Strömungsenergie des Wassers nie abgelagert wurde und damit eine Erosionsterrasse (z. B. eine Felssohlenterrasse) vorliegt oder ob dieser nachträglich erodiert wurde, also eine erodierte Terrassenleiste erhalten ist. Aus der morphologischen Beziehung der Terrassenoberflächen zueinander resultieren beschreibende Begriffe wie „Terrassentreppe“ (u.a. PENCK & BRÜCKNER 1909) oder „Reihenterrassen“ (SCHIRMER 1983). Der Begriff „Terrassentreppe“ beschreibt damit eindeutig nicht die geologische Lagebeziehung der Terrassenkörper im Tal, wie das von MÜNZBERGER (2005: 32) definiert wurde. Bei einer Terrassentreppe können auch die Terrassenkörper, aber sie müssen nicht, treppenartig im Tal liegen. Zur Beschreibung der geologischen Lagerung von Terrassen im Tal sind explizit Beschreibungen wie u.a. gestapelte, ineinandergeschachtelte oder treppenartig angeordnete Terrassenkörper zu verwenden.

Letztlich sind Flussterrassen das Ergebnis von Verlagerungen des Flussbetts. Sie sind es, die fluviatile Körper (= Terrassenkörper) entstehen lassen und auch wieder aufzehren. Hochwässer modulieren mit der Auflagerung von Hochflutsedimenten oder der Erosion von Hochwasserrinnen nur die vom Flussbett geschaffene Architektur des Talbodens. Insofern ist bei der Untersuchung fluvialer Dynamiken eindeutig zu unterscheiden zwischen Flussbettaktivitäten mit Ablagerung fluss- und regional-spezifischer Flussbettsedimente einerseits und Hochwasseraktivitäten in einer flussbegleitenden Aue mit Ablagerung fluss- und regional-spezifischer Hochflutsedimente andererseits.

Die hier vorgestellten neuen Befunde zum Alter der würmzeitlichen Nieder- und holozänen Auenterrassen im Donautal zwischen Regensburg und Straubing resultieren vor allem aus Kartierungen der Donauterrassen auf den Gradabteilungsblättern (Abb. 1) 7040 Pfatter, 7041 Münster, 7140 Geiselhöring und 7141 Straubing (siehe auch SCHELLMANN et al. in diesem Band), die in den Jahren 2004 bis 2006 im Auftrag des Bayerischen Geologischen Landesamtes im Rahmen der von der EU geförderten Maßnahme „Schaffung geologischer und hydrogeologischer Informationsgrundlagen“ durchgeführt wurden (SCHELLMANN et al. 2007). Einige Ergebnisse stammen von den jüngstens abgeschlossenen Kartierungen der Terrassen von Donau, Großer und Kleiner Laber auf den Nachbarblättern 7039 Mintraching, 7139 Aufhausen und 7138 Langquaid (SCHELLMANN 2009a bis 2009c). Die Publikation dieser Kartenblätter durch das LFU ist in naher Zukunft vorgesehen.

Das Gebiet des Kartenblattes war bereits in der Vergangenheit Gegenstand geologischer Kartierungen. Übersichtskarten zum Donauquartär erstellten u.a. LEGER (1965; ders. 1988), WEINIG (1980), HOMILIUS et al. (1983) sowie UNGER (1999). Detailliertere Kartierungen der jungquartären Donauterrassen finden sich bei SCHELLMANN (1988, 1990) und bildeten die Grundlage für die durchgeführten Neukartierungen der Donauterrassen. Die Nomenklatur der Terrassenbezeichnungen folgt weitgehend den genannten Arbeiten. Dabei stammen die im Alpenvorland verwendeten Begriffe „Deckenschotter“, „Hoch-“ und „Niederterrassen“ bereits von PENCK (1884) sowie der Begriff „Übergangsterrasse“ von SCHELLMANN (1988).

2. Untersuchungsmethoden

Die morphologisch-geologische Differenzierung der pleistozänen Terrassen ist im Untersuchungsgebiet anhand der Niveauunterschiede ihrer Terrassenoberfläche (Terrassentreppe) und der maximalen Höhenlagen ihrer fluviatilen Aufschüttungskörper, erkennbar an den maximalen Höhenlagen ihrer Flusskiese und Flusssande (= Schotteroberkante), möglich. Dabei bilden die Oberkanten der fluviatilen Fazies und nicht das heutige Oberflächenniveau das stratigraphisch entscheidende Einstufungskriterium. Vor allem mächtige Lößdeckschichten können eine wesentlich höhere Lage der Terrassenoberfläche bewirken und damit ein höheres Alter vortäuschen. Da aktuell entsprechend tiefe, die Terrassenkörper vom Top bis zu deren Basis erschließende Aufschlüsse im Blattgebiet nicht existieren bzw. vom Grundwasser gefüllt sind, sind die Bestimmung der Tiefenlagen ihrer Terrassenbasen schwierig. Jedoch liegen für die Hoch- und Niederterrassen von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) Aufschlussobservationen vor, in denen das Grundwasser abgepumpt war und dadurch die Terrassenbasen ermittelt werden konnten.

Die holozänen Terrassen, die im Blattgebiet als Reihenterrassen ein ähnliches Oberflächenniveau und eine ähnliche Oberkantenlage der Flussbettfazies besitzen, lassen sich mit Hilfe der „nahtrinnenbezogenen Kartiermethode“ *sensu* SCHIRMER (1983) weiter untergliedern. Sie alle sind Mäanderterrassen, also fluviale Anschüttungskörper, die durch laterale Flussbettverlagerungen gebildet wurden. Den Verlauf dieses lateralen Wachstums kennzeichnen primäre Aurinnen, die zum Außenrand einer Mäanderterrasse laufen. Die Verbindung aller primären Aurinnen am Außenrand der Terrasse führt dort zu Entstehung einer tiefer gelegenen Zone, die sog. „Nahrinne“ (SCHIRMER 1983: 29). Daher besitzen auch Mäanderterrassen an ihrem Außenrand

eine deutliche Terrassenkante. Im günstigen Fall ist auch noch das mehr oder minder verlandete jüngste Flussbett einer Mäanderterrasse als Altarm („Paläomäander“) erhalten. Die Datierung seiner Verfüllung kann einen Altershinweis für das Ende der jeweiligen Mäanderausbildung geben.

Mit Hilfe der niveau- und nahtrinnen-bezogenen Kartiermethoden ist zunächst eine relative stratigraphische Untergliederung von Talböden möglich. Manchmal fehlen Altersbelege, die eine genauere relative oder absolute Datierung der kartierten Terrassenflächen ermöglichen. Bei der stratigraphischen Einstufung wurde dann das belegbare Mindestalter der Terrasse verwendet. Weitere Hinweise zur Abgrenzung und Alterseinstufung von Terrassen, Terrassenkörpern und fluviatilen Fazien geben z.B. SCHELLMANN (1994a: 125ff.) und SCHIRMER (u.a. 1983, SCHIRMER et al. 2005).

An nicht veröffentlichten Unterlagen standen zur Verfügung: das eigene Bohrarchiv aus den 1980‘er Jahren, das Bohrarchiv des Bayerischen Landesamtes für Umwelt (LfU) sowie weitere zahlreiche Schichtenverzeichnisse von Brunnen- und Pegelbohrungen, von Aufschluss- und Baugrundbohrungen sowie von geothermischen Erkundungsbohrungen, die dankenswerter Weise von folgenden Behörden und Firmen zur Verfügung gestellt wurden: Wasserwirtschaftsämter Regensburg, Deggendorf, Landshut und Kehlheim, Staatliches Bauamt Regensburg, Landratsämter Kehlheim und Regensburg, Stadtwerke Straubing, Autobahndirektion Süd, Rhein-Main-Donau-AG und diversen Ingenieurbüros (u.a. IFB Eigenschenk in Deggendorf, Celler Brunnenbau, Terrasond GmbH & Co KG in Günzburg-Delfingen, E + M Brunnenbau und Bohrtechnik in Hof).

Historische Karten, wie die Uraufnahmen der Flurkarten aus den Jahren 1816 und 1827 sowie die Positionsblätter aus der Mitte des 19. Jahrhunderts (Bayerisches Landesvermessungsamt München), bildeten eine Informationsquelle zur Rekonstruktion von heute mehr oder minder stark eingeebneten bzw. verfüllten Altarmen (Paläomäandern) der Donau sowie des natürlichen Donaulaufs zu Beginn und in der Mitte des 19. Jahrhunderts.

Die Einbindung der Kartierungen und weiterer Daten (Bohrungen, Altersdatierungen, historische Karten) und die Erstellung von Quartärbasiskarten in einem GIS-Projekt unter der Verwendung der Software ArcMap 9.3 wurde von meinen Mitarbeitern Herrn Dipl. Geogr. Benjamin Gesslein, Frau Dipl. Geogr. Silke Schwieger, Herrn cand. phil. Christian Gebhardt und mehreren studentischen Mitarbeitern mit großem Engagement durchgeführt, wofür ich Ihnen sehr danke.

Massenspektrometrische Radiokohlenstoff-Datierungen (AMS ^{14}C) organischer Makroreste spätglazialer und holozäner Donauablagerungen wurden vom Institut für Physik der Universität Erlangen und vom ^{14}C -Labor der Fa. Beta Analytic Inc. (Miami, Florida) erstellt. Deren Kalibrierung wurde mit dem Programm „Calib510“ unter Verwendung einer Alterswahrscheinlichkeit von 2 Sigma durchgeführt.

Frau Dr. Heike Schneider (ehemals Physische Geographie, Universität Bamberg) erstellte dankenswerterweise einige pollenanalytische Alterseinstufungen organischer Sedimentlagen in der feinklastischen Füllung holozäner Aurinnen und Altarme. Zudem führte sie gemeinsam mit meinem Mitarbeiter Herrn Roland Behr und einigen Bamberger Studierenden eine Großzahl von Deckschichtensondierungen per Hand oder als Rammkernsondierungen mit dem Wackerhammer durch, wofür allen Beteiligten vielfach gedankt sei.

Frau Dr. Nicole Klasen (Geographisches Institut, Universität zu Köln) gebührt besonderen Dank für die Datierung des Sedimentationsalter von Flusssanden der drei Niederterrassen mit Hilfe der Optisch Stimulierten Lumineszenz (OSL)-Altersbestimmungsmethode. Zwei weitere OSL-Altersbestimmungen an Flugsanden auf der spätglazialen Niederterrasse 2 (NT2) bei Parkstetten wurden von Dipl.-Geogr. Patrick Schielein (Universität Bamberg) unter der Leitung von Dr. Johanna Lomax (Universität Wien) und Dr. Frank Preusser (Universität Bern) erstellt.

3. Verbreitung, geologische Lagerung und Alter der jungquartären Donauterrassen

Die Verbreitung und geologische Lagerung der jungquartären Donauterrassen sind in Abb. 2 und in den geologischen Profilschnitten in Abb. 3 bis Abb. 10 dargestellt. Für weitere Details sei auf die publizierten Karten in SCHELLMANN (1988; ders. 1990), UNGER (1999), SCHELLMANN et al. (in diesem Band) sowie auf die in naher Zukunft vorgesehene Publikation der betreffenden geologischen Karten der GK 1: 25.000 von Bayern (LFU) verwiesen.

3.1 Übergangsterrassen (ÜT1, ÜT2)

Die wahrscheinlich ältesten Donauterrassen der Würm-Kaltzeit bilden die am Außenrand der Niederterrassenfluren fragmentarisch erhaltenen und von Löß bzw. Sandlöß bedeckten Übergangsterrassen ÜT1 und/oder ÜT2 (Abb. 2). Deren Oberflächen lie-

gen, abgesehen von der ungewöhnlich hohen Oberflächenerhebung der ÜT1 bei Moosham, nur 1 bis 3 m über dem Niveau der Hauptniederterrasse 1 (NT1), aber deutlich unter den Erhebungen der mittelpleistozänen Hochterrassenfluren. Insofern besitzen diese Übergangsterrassen eine morphologisch vermittelnde Stellung zwischen den lößfreien Niederterrassen des Talbodens und den zum Talrand hin angrenzenden, in der Regel lößbedeckten Hochterrassen.

Untereinander sind die Übergangsterrassen wegen der Ähnlichkeit in den Höhenlagen ihrer Terrassenoberflächen (ca. 3 bis 5 m ü. NT3), in den Mächtigkeiten der Deckschichten (ca. 1 bis 4 m ü. NT3) sowie in den maximalen Höhenlagen ihrer Kiesoberkanten (ca. 2 bis 4 m ü. NT3) nur dort unterscheidbar, wo beide Übergangsterrassen im räumlichen Nebeneinander erhalten sind. Insofern ist zum Beispiel die stratigraphische Einstufung der bis zu 2 km breiten Übergangsterrassenfläche zwischen Neutraubling-Lerchenfeld und Mintraching als ÜT2 (Abb. 2) unsicher, sie könnte auch eine ÜT1 sein. Das gilt auch für die ÜT2 westlich von Steinach (Abb. 2), die ebenfalls eine ÜT1 sein könnte.

Die Oberkanten der fluviatilen Akkumulationsniveaus (= Kiesoberkante) beider Übergangsterrassen liegen deutlich tiefer als die Oberkanten der Hochterrassenkiese und häufig nicht signifikant über den Kiesoberkanten der angrenzenden Niederterrassenfluren. Daher ist es nicht erstaunlich, dass die Übergangsterrassen von früheren Bearbeitern der Donauterrassen im Straubinger Becken entweder als „mit Schwemmlöß bzw. mit Schwemmlehm bedeckte Niederterrasse“ (LEGER 1965; WEINIG 1980; HOMILIUS et al. 1983, BRUNNACKER 1956) oder als „Deckniveau der Niederterrasse“ (BUCH 1988) oder als „rißzeitliche Erosionsterrasse“ (HOMILIUS et al. 1983) bezeichnet wurden. Häufig ordnete man sie aber auch ohne weitere räumliche Separierung der Niederterrasse zu. Derartige lößbedeckte Terrassen im bzw. nahe dem Oberflächenniveau der Niederterrassen sind seit längerem auch aus anderen deutschen Fluss-tälern bekannt. Dazu zählen u.a. die „Fellheimer Terrasse“ im Weißenhorner Tal an der Iller (u.a. ELLWANGER 1988), die „T6“ am Untermain (SEMMELE 1972), die „Te2“ an der Enz (BIBUS 1989; BIBUS & WESLER 1995), die „Älteren Niederterrassenflächen“ im Harzvorland (RICKEN 1982), die Übergangsterrasse an der Oberweser (SCHELLMANN 1994b) und an der unteren Isar (SCHELLMANN 1988; ders. 1990) sowie die „Obere Niederterrasse“ im Tal der Mulde (u.a. FUHRMANN 2007).

Nach Aufschlussbeobachtungen von SCHELLMANN (1988: 135ff.) bei Regensburg-Harting liegt die Terrassenbasis der ÜT wahrscheinlich im ehemaligen Mittelwasser-

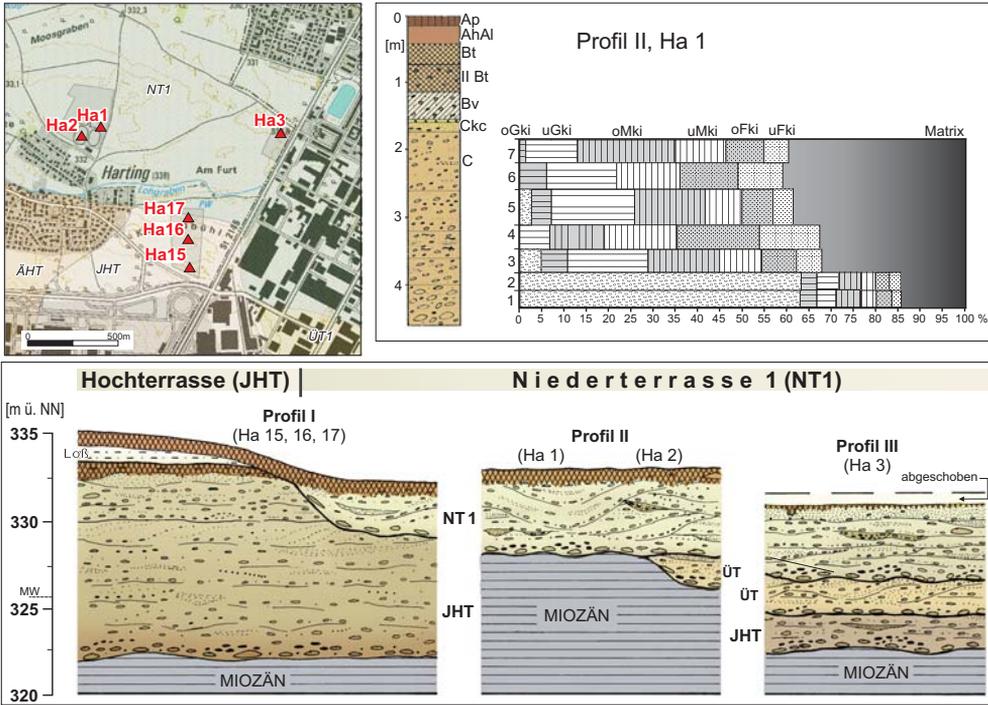


Abb. 11: Gestapelte Flußbettsedimente im Bereich der Niederterrasse 1 (NT1) der Donau im Raum Regensburg-Harting nach Aufschlussprofilen, die den Kieskörper der rißzeitlichen Jüngeren Hochterrasse (JHT) und der würmhochglazialen Niederterrasse (NT 1) bis zum unterlagernden miozänen Braunkohletertiär erschlossen (Details in SCHELLMANN 1988; ders. 1990).

niveau der Donau vor deren Ausbau zum Rhein-Main-Donau-Kanal und damit deutlich höher als die der Jüngeren Hochterrasse (JHT bzw. früher HT1), aber geringfügig tiefer als die Terrassenbasen der beiden älteren Niederterrassen NT1 und NT2 (Abb. 11).

Beide Übergangsterrassen sind überwiegend von 2 bis 4 m mächtigen Lößdeckschichten bedeckt (u.a. SCHELLMANN et al. in diesem Band), die wegen der Nähe zu deren ehemaligem Auswehungsgebiet, und das waren die angrenzenden Niederterrassenfluren, häufig eine hohe Feinsandkomponente besitzen. Zudem erstrecken sich entlang der Terrassenstirn wiederholt mehrere, bis zu einem Meter hohe Sandlößdünen, die allerdings durch die intensive ackerbauliche Nutzung meistens stark eingeebnet sind. Derartige aufgesetzte Dünenkuppen sind auf der ÜT2 im Raum Neutraubling-Lerchenfeld sowie auf der ÜT1 östlich von Straubing beim Weiler Moosdorf erhalten.

Eine Aufschlussbeschreibung aus der in der ÜT2 (oder ÜT1?, s.o.) gelegenen ehemaligen Kiesgrube östlich von Oberzeitldorn bzw. westlich von Steinach (Abb. 2) ist bei SCHELLMANN (1988: 135ff.) publiziert. Demnach besteht der über dem Grundwasserspiegel gelegene, 3 m mächtige ÜT2-Kieskörper aus einem horizontal geschichteten Donauschotter mit zahlreichen alpinen und jurassischen Kalkgeröllen. Innerhalb der auflagernden 2 m 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 liegenden Würmlößdeckschichten sieht SCHELLMANN (1988: 137) als typische frühwürmzeitliche Bildungen an. Allerdings kann eine Parallelisierung mit dem Lohner Boden nicht völlig ausgeschlossen werden.

Von BUCH & ZÖLLER (1990) wurde die Basis der Lößdecke auf der ÜT2 bei Lerchenfeld mit Hilfe der Thermisch Induzierten Lumineszenz (TL)-Methode auf $25,4 \pm 2,4$ ka und $24,1 \pm 2,4$ ka BP (ka = 1.000 Jahre) datiert, was für eine mindestens mittelwürmzeitliche Bildung der ÜT2 spricht. Eine frühwürmzeitliche oder sogar eine rißzeitliche Bildung kann allerdings nicht ausgeschlossen werden. Insofern könnte die ÜT1 im Frühwürm oder bereits in der Riß-Kaltzeit aufgeschottert worden sein. Eine fossile interglaziale Bodenbildung auf den Terrassenkiesen, die ein risszeitliches Alter belegen würde, konnte allerdings bisher bei keiner der beiden Übergangsterassen angetroffen werden.

3.2 Jungwürmzeitliche Niederterrassen (NT1 bis NT3)

Im Talboden des Donautals zwischen Regensburg und Pleinting existieren bis zu drei 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- und Auensedimentbedeckung deutlich von allen anderen Terrassen unterscheiden (u.a. SCHELLMANN 1988; ders. 1990; UNGER 1999). 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 etwa ein bis zwei Meter über der Donauaue.

Im direkten räumlichen Nebeneinander sind alle drei Niederterrassen nur südlich der Donauaue zwischen Neutraubling und Sarching, östlich von Pfatter sowie östlich des Aiterach-Tals erhalten (Abb. 2). Die größte Ausdehnung besitzt die NT1 südlich der heutigen Donauaue, wo sie sich mit einem mittleren Oberflächengefälle von 0,35%

vom östlichen Stadtrand von Regensburg über Neutraubling und Giffa bis zum Tal der Großen Laber erstreckt und dabei im Raum Pfatter eine maximale Breite von bis zu 6 km erreicht. Eine insgesamt deutlich geringere Flächenausdehnung besitzt die NT2. Ihre Terrassenflächen sind durchgängig von Barbing bis nach Eltheim mit einer Breite von über 2 km erhalten. Weitere größere NT2-Areale liegen talabwärts unterhalb von Pfatter, unterhalb der Kleinen Laber zwischen Atting und Straubing-Kagers sowie im Raum Parkstetten.

Terrassenflächen der NT3 sind dagegen im gesamten Straubinger Becken, wenn auch mit unterschiedlichen Ausdehnungen, zumindest auf einer Talseite der Donau fast durchgehend erhalten. Dort, wo sich auf beiden Seiten der Donau NT3-Flächen erstrecken (Abb. 2), ist die enorme Breite des NT3-Flussbettareals rekonstruierbar. Danach besaß das Flussbett der NT3-Donau zwischen Sarching und Straubing eine Breite von drei bis viereinhalb Kilometer. Erst unterhalb von Straubing mit Annäherung an die Talenge bei Bogen verringerte sich seine Breitenausdehnung auf unter zwei Kilometer. Insgesamt ist das NT3-Flussbettareal allerdings deutlich schmäler als die ehemals aktiven Flussbettareale der NT1 und NT2.

Alle drei Niederterrassen wurden von einem weit verzweigten, sich stetig innerhalb eines enorm breiten aktiven Flussbettareals verlagernden Donaulaufs („*braided river*“) geschaffen. Daraus resultiert:

1. die häufig mehrere Kilometer breite Ausdehnung der heute noch erhaltenen Terrassenflächen (Abb. 2), die von zahlreichen, meist wenig verfüllten Paläo-Flussarmen durchzogen werden;
2. ein weitgehendes Fehlen von mächtigen Auensedimentdecken, so dass häufig die sandige und kiesige Flussbettfazies bis an die Terrassenoberfläche reicht, wobei allerdings die NT2-Flussbettsedimente östlich von Barbing und im Raum Parkstetten teilweise von spätglazialen Flugsanden (s.u.) bedeckt sind;
3. die Horizontal- und Trogschichtung der Flussbettsedimente (u.a. Abb. 11), in denen vereinzelt syngenetische Kryoturbationen und Driftblöcke auftreten und dadurch auf kaltzeitliche Ablagerungsbedingungen hinweisen. Bezüglich entsprechender Aufschlussbeschreibungen aus dem Blattgebiet sei auf SCHELLMANN (1988; ders. 1990), SCHELLMANN (2009a) sowie BUCH (1988) verwiesen.

Die NT1- und NT2-Terrassenkörper, deren Terrassenbasen in nur wenige Meter Tiefe unter Flur ungefähr im Oberflächenniveau der holozänen Donauaue liegen, werden häufig von älteren fluviatilen Sockelschottern unterlagert (SCHELLMANN 1988; ders.



Abb. 12: Tiefenlage (m ü. NN) der Quartärbasis zwischen Tegernheim und Geisling nach Schichtenverzeichnissen von Bohrungen. Die Isohlinien wurde mittels der „nearest neighbour method“ berechnet. Stützpunkte wurden entlang des Anstiegs der Quartärbasis von der holozänen Donaunau zur Niederterrassenflur und im Südosten am Anstieg zur Älteren Hochterrasse (ÄHT) gesetzt.

1990; SCHELLMANN et al. in diesem Band). Vor allem Sockelschotter der Jüngeren Hochterrasse unterlagern als sog. „JHT-Tiefenrinne“ beide älteren Niederterrassen in einer Zone, die sich von Neutraubling bis Eltheim (Abb. 12) und südlich von Geisling bis östlich von Pfatter erstreckt (Abb. 6 und 7). Der weitere talabwärtige Verlauf ist bei SCHELLMANN (1988; SCHELLMANN et al. in diesem Band sowie SCHELLMANN & GEBHARDT in diesem Band) beschrieben.

Die NT3 besitzt gegenüber der NT1 eine ca. 2 bis 3 m und gegenüber der NT2 eine ca. 1 m tiefere Oberfläche. Sie erreicht gerade noch eine hochwasserfreie Höhenlage von ein bis zwei Meter über der Donauaue. Zudem ist sie durch ihre deutlich tiefere Quartär- bzw. Terrassenbasis bei -6 bis -11 m unter NT3-Oberfläche sowohl von den älteren Niederterrassen und deren wesentlich höheren Terrassenbasen als auch von der holozänen Donauaue und deren meist deutlich tieferen Quartärbasis (Abb. 3 bis 12) deutlich abgesetzt (siehe auch SCHELLMANN et al. in diesem Band). Damit hatte die Donau mit der Anlage der NT3 erstmalig eine Erosionsbasis erreicht, wie sie zuvor schon zu Beginn der Aufschotterung der JHT existiert hatte. Diese tiefliegende NT3-Erosionsbasis lässt sich bis unterhalb von Straubing, wahrscheinlich bis weit unterhalb der Isarmündung nachweisen (SCHELLMANN 1988; ders. 1990).

Während auf den Terrassenflächen der NT2 und seltener auf der NT1 Flugsanddecken mit Mächtigkeiten von im Mittel 0,6 bis 1 m verbreitet sind, fehlen sie in den NT3-Arealen. Im Holozän entwickelten sich auf allen drei Niederterrassen außerhalb der oft durch stark humose bis anmoorige Böden geprägten Flussrinnen- und Randsenkenbereiche rötlichbraune Schotter-Parabraunerden.

3.1.1 Die Altersstellung der Niederterrasse 1 (NT1)

Zur Alterseinstufung der NT1 liegen bisher keine numerischen Datierungen vor. Da in ihrem Sedimentkörper organische und damit ¹⁴C-datierbare Reste, von Mammutzähnen abgesehen, fehlen, wurde von Frau Dr. Klasen (siehe Kap. 2) eine OSL-Datierung an NT1-Flusssanden aus einer Kiesgrube südlich von Geisling vorgenommen (Abb. 13; Abb. 2: Altersbeleg 1). Dort 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 (Qu.) bzw. 25,7 ka bestimmt an Feldspäten (Fsp.). Im Gegensatz zur Auffassung von KLASEN (2008: 152) dürfte nicht das Feldspat-, sondern eher das Quarzalter zutreffender sein. Diese Annahme beruht weniger darauf, dass das Quarz-Alter besser

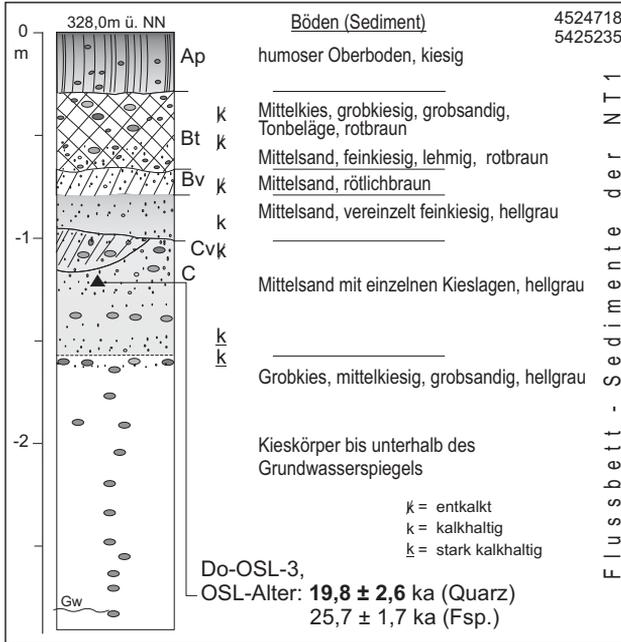


Abb. 13: OSL-Alter der NT1-Flussbett-sedimente südlich von Geisling.

mit der bisherigen Alterseinstufung der NT1 ins Würm-Hochglazial übereinstimmt. Vielmehr stützt sie sich auf eine parallele OSL- und ¹⁴C-Datierung des Sedimentationsalters einer Sandlage von der NT3 bei Atting. Dort konnte ein Ästchen aus einer Sandlage geborgen werden, so dass ein ¹⁴C-Vergleichsalter für die beiden aus der Sandlage entnommenen OSL-Proben vorliegt (Tab. 1). Das kalibrierte ¹⁴C-Alter des Holzes von 12.100 bis 12.700 cal BP stimmt hervorragend mit beiden OSL-Quarzalthern von 12,3 bzw. 12,6 ka überein. Dagegen sind beide Feldspatalter, trotz ihrer wesentlich besseren Aufbaukurve (mdl. Mitt. Frau Dr. Klasen), deutlich zu alt. Eine generelle relative Altersunterbestimmung der Quarzalther, die deren Datierungsergebnisse als ungeeignet erscheinen lassen, wie von KLASEN (2008: 152) postuliert, ist zumindest bei den fünf datierten OSL-Proben aus diesem Donautalabschnitt nicht erkennbar. Dagegen streuen die Feldspatalter zum Teil stark und lassen die Aufschotterung der NT2 sogar jünger erscheinen als die der NT3 (Tab. 1).

Insgesamt verdeutlichen meines Erachtens die Resultate der OSL-Datierungen, dass die Anwendung dieser Methode an fluvialen Sedimenten dringend weiterer Untersuchungen bedarf und dass, wie von KLASEN (2008: 152) konstatiert, deren Ergebnisse aktuell noch zu unsicher sind, um sie für eigenständige chronologische Einstufungen von Flussablagerungen zu verwenden.

Tab. 1: OSL-Alter von Flusssanden der Niederterrassen.

Terrasse	Pr. Nr.	Lage	OSL Quarz	OSL Fsp.	¹⁴ C BP	¹⁴ C cal BP (2 sigma)
NT1	Do-OSL 3	Geisling S	19.8 ka	25.7 ka		
NT 2	Do1	Parkstetten N., Ksg. Wolf	19.4 ka	15.4 ka		
	Do2		15.9 ka	14.2 ka		
NT3	Do-OSL 2a	Atting. Ksg. Wolf	12.6 ka	20.6 ka	Holz (Do04/2): 10478 ± 76	12100 – 12700
	Do-OSL 2b		12.3 ka	17.6 ka		

OSL-Datierungen: Frau Dr. NICOLE KLASSEN (OSL-Labor, Geogr. Inst. Universität zu Köln); ¹⁴C-Alter: AMS ¹⁴C-Labor Erlangen

Bezüglich der NT1-Altersstellung kann generell davon ausgegangen werden, dass zumindest die hangenden Partien der NT1-Flussbetsedimente zeitlich der klassischen, mit den Jungendmoränen verknüpfbaren, hochwürmzeitlichen Hauptniederterrasse des Alpenvorlandes entsprechen. Vermutlich umfasst die Ausbildung der NT1 den Zeitraum vom Denekamp-Interstadial (ca. 28.000 ¹⁴C BP) bis zum beginnenden Rückschmelzen der Alpenvorlandgletscher von den Inneren Jungendmoränen vor etwa 17-18.000 ¹⁴C-Jahren.

3.1.2 Die Altersstellung der Niederterrasse 2 (NT2)

Auf der NT2 sind östlich von Barbing und im Raum Parkstetten weitflächig Flugsanddecken erhalten, die im Würm-Spätglazial angeweht wurden. An der Basis der Flugsande auf der NT2 östlich von Barbing (Abb. 2: Altersbeleg 2) wurde in der inzwischen verfüllten Kiesgrube „Hölzl“ neben mesolithischen Siedlungsstellen, eine jungpaläolithische Freilandstation gefunden (u.a. REISCH 1974, WERNER & SCHÖNWEISS 1974). Nach REISCH (1974: 68) stammt der Rastplatz aus einem späten Magdalenien im weiteren Sinne und würde damit in die Mittlere Dryas fallen. Die kaltzeitliche Aufschotterung der NT2 war daher bereits vor der Mittleren Dryas und damit vor dem Bölling-Interstadial abgeschlossen.

Die Flugsande wurden vor allem in der Jüngeren Dryas angeweht, allerdings im Holozän bis in die jüngste Vergangenheit wiederholt reaktiviert. Letzteres bestätigen zwei OSL-Datierungen der Flugsanddecke auf der NT2 nordwestlich von Parkstetten (Abb. 2: Altersbeleg 3). An der Basis besitzen die Flugsande ein OSL-Quarzalter von 10,7 bzw. ein Feldspatalter von 13,0 ka und im höheren Bereich ein Quarzalter von 6,8 bzw. ein Feldspatalter von 7,2 ka (Abb. 14). Die relativ jungen OSL-Alter im oberen Bereich der Flugsanddecke sind wahrscheinlich eine Folge derartiger Reaktivierungen der Flugsande im Mesolithikum.

3.1.3 Die Altersstellung der Niederterrasse 3 (NT3)

Die Bildungszeit der NT3, der jüngsten Niederterrasse der Donau, kann inzwischen am genauesten eingegrenzt werden. Eine ^{14}C -Datierung organischer Makroreste aus 1,3 m Tiefe von der Basis der NT3-Randsenkenfüllung nördlich von Griesau (Abb. 2: Altersbeleg 4; Tab. 2: Bu89: Pf 152) ergab nach BUCH (1989) ein Alter von 10.295 ± 175 ^{14}C BP. Das Alter weist darauf hin, dass die Aufschotterung der NT3 am Ausgang der Jüngerer Dryas weitgehend beendet war. Zwei weitere holozäne ^{14}C -Alter an Holzstücken aus der NT3-Randsenkenfüllung nördlich und östlich von Griesau (Tab. 2: Do04/08: 4.632 ± 52 ^{14}C BP; Do04/58: 2.913 ± 51 ^{14}C BP) belegen die Verfüllung der Randsenke mit Sedimenten aus der Nachbarschaft, die anscheinend verstärkt erst seit dem Neolithikum vermutlich als Folge einer ackerbaulichen Nutzung der Terrasse erfolgt ist.

Weiter talabwärts wurden im Raum Atting (Abb. 15; Abb. 8; Photo 1) in der späten Jüngerer Dryas nach ca. 10.614 ± 84 ^{14}C BP (Abb. 16) sandig-schluffige und verstärkt ab etwa 10.478 ± 76 ^{14}C BP auch kiesige Schwemmkegelablagerungen von der Kleinen Laaber auf die dort verbreiteten feinklastischen, teilweise torfigen NT3-Randsenkensedimente der Donau geschüttet (Abb. 2: Altersbeleg 5; Abb. 16 und 17). Donau- und Labersedimente sind hier an ihren unterschiedlichen Kalkgehalten erkennbar und zwar in der Weise, dass die Ablagerungen der Kleinen Laaber in der Regel kalkfrei sind oder nur geringe Kalkgehalte von unter 5% führen, während in den überwiegend von der Donau abgelagerten Feinsedimenten deutlicher höhere Kalkgehalte von bis zu 14% auftreten (Abb. 16). Letztere sind allerdings noch eine Mischfazies aus Donau- und Laaber-Sedimenten. Erst in der Donauaue außerhalb des



Photo 1:

Blick über die NT3 der Donau nach Südosten in Richtung Atting.

Die Kiesgrube erschließt die feinklastische, im Hangenden torfige NT3-Randsenkenfüllung. Sie ist in Richtung Atting von zunehmend mächtigeren sandigen und kiesigen Schwemmkegelablagerungen der Kleinen Laaber überdeckt.

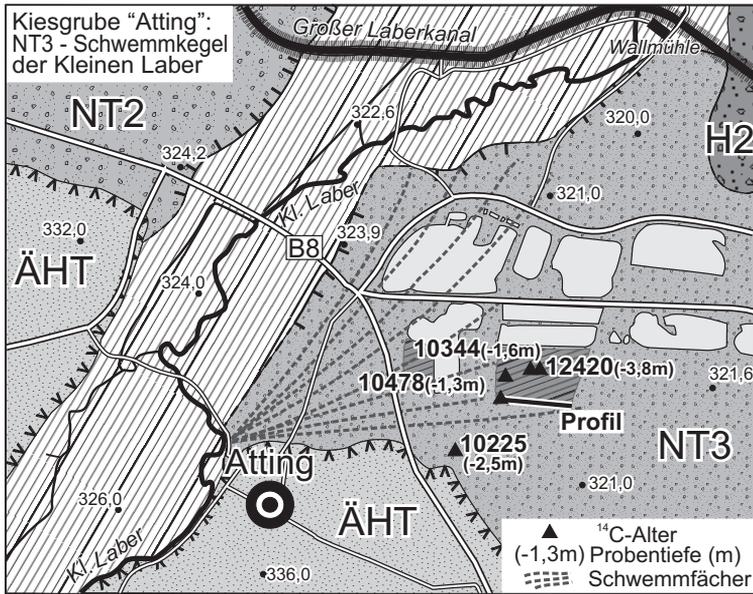


Abb. 15: Geologische Übersichtskarte des jungtundrenzeitlichen Schwemmkegels der Kleinen Laaber am Talaustritt bei Atting mit Lage von Bohrpunkten, des NT3-Randsenkenprofils in Abb. 17 sowie einzelnen ^{14}C -Datierungen feinklastischer Sedimente.

Labermündungsgebietes im Raum Öberau besitzen Auensedimente der Donau dann für den hier betrachteten Donautalabschnitt typische Kalkgehalte von etwa 25 bis 29% (SCHELLMANN 1988: 219). Die Mächtigkeit des sandigen, aus kalkfreien Quarzkiesen aufgebauten Laberschwemmkegels 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 (Abb. 15). Die allmähliche Abdachung der Geländeoberfläche in Richtung holozäne Donauaue weist darauf hin, dass sandige Schwemmkegelsedimente der Kleinen Laaber, vermutlich zunehmend vermischt mit Hochflutablagerungen der Donau, noch über das in Abb. 15 als Schwemmkegel dargestellte Gebiet hinausreichen.

Die Schwemmkegelsedimentation bzw. die Verzahnung von NT3-Laberablagerungen und Donau-Hochflutsedimenten dauerte, wenn auch lokal von Niedermoorbildungen unterbrochen, noch bis in die ausgehende Jüngere Dryas an. Das belegen sandige, teilweise torfige Sedimente an der Lokalität Do04/14 (Abb. 17; Tab. 2). Eingelagerte Holzstücke aus 2 m Tiefe unter Geländeoberfläche ergaben ein ^{14}C -Alter von 10.225 ± 84 ^{14}C BP.

Unter den Schwemmkegelsedimenten der Kleinen Laaber, die teilweise mit kalk-

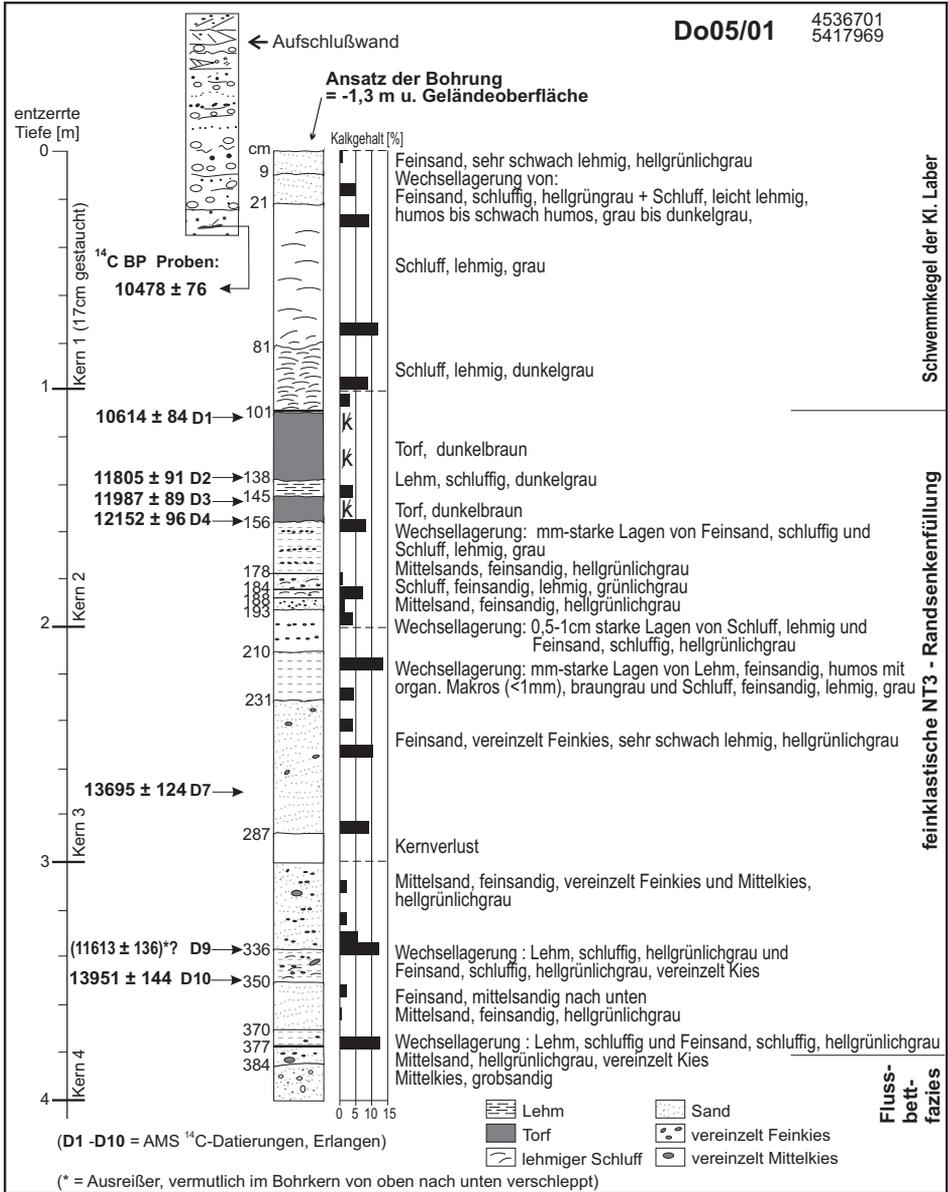


Abb.16: Bohrung „BoDo 05/01“ auf der NT3 der Donau nordöstlich von Atting (siehe auch Profilschnitt in Abb. 17).

haltigen Donau-Hochflutablagerungen verzahnt sind, liegt diskordant eine im Mittel 2,5 m mächtige sandige, schluffige und lehmige sowie am Top von Torf bedeckte NT3-Randsenkenfüllung (Abb. 17). Sie wurde am Außenrand des aktiven NT3-Flussbettareals im Schutz der damaligen Mündung der Kleinen Laber und dem Steil-

ufer der Älteren Hochterrasse (ÄHT) (Abb. 15) abgelagert. In den zentralen NT3-Arealen reichen Kiesinseln häufiger bis an die Oberfläche. Weiter talabwärts bei Kagern sind die hangenden Partien der NT3-Flussbettsedimente sehr sandstreifig und enden mit 1 bis 1,5 m mächtigen, bis an die Terrassenoberfläche reichenden Flusssanden (SCHELLMANN 1990: 79). Der unterlagernde NT3-Kieskörper ist im Bereich der Ksg. „Wolf“ bei Atting etwa 8 m mächtig und liegt in ca. 310 m ü. NN dem miozänen Sohlgestein auf (Abb. 17). Damit liegt hier die Quartärbasis im Bereich der NT3 nur etwa 2 bis 4 m über der Quartärbasis in der angrenzenden Donauaue (SCHELLMANN & GEBHARDT in diesem Band: Abb. 1 und 2).

Die feinklastische Verfüllung der Randsenke durch die NT3-Donau und die einmündende Kleine Laber fand nach mehreren AMS ^{14}C -Altersbestimmungen an eingelagerten organischen Makroresten und kleinen Ästchen überwiegend in der Ältesten Dryas im Zeitraum von vor 13.951 ^{14}C BP und bis etwa 12.150 ^{14}C BP statt (Abb. 17). Anschließend existierten in diesem Gebiet bis ca. 10.344 ^{14}C BP (Abb. 17: DOA-G1) und damit bis in die erste Hälfte der Jüngeren Dryas hinein ausgedehnte Niedermoore, die in einigen Arealen fast ungestört durch stärkere Sedimenteinträge kontinuierlich aufwachsen konnten. Diese Torfe wurden auch von MÜNZBERGER (2005) erbohrt und mittel sieben ^{14}C -Datierungen in den Zeitraum 10.896 bis 12.267 ^{14}C BP gestellt (Tab. 1). Erst in der zweiten Hälfte der Jüngeren Dryas nach 10.614 ^{14}C BP (Abb. 16) bzw. nach 10.400 ^{14}C BP (Abb. 17: Aufschluss Do09/04) wurde das Gebiet erneut von kalkfreien feinklastischen, teilweise auch grobklastischen Sedimenten der Kleinen Laber und untergeordnet auch von kalkhaltigen Hochflutsedimenten der Donau bedeckt.

Eine ebenfalls zweigeteilte, durch eine Torflage getrennte Schüttung klastischer Sedimente konnte auch am Außenrand der NT3 südöstlich des Pielhofs im Westen von Parkstetten erbohrt werden (Abb. 18). Der dort unter 1,7 m mächtigen, vermutlich holozänen Torfen verbreitete NT3-Kieskörper ist durch eine 5 cm mächtige Torflage zweigeteilt. Der Torf besitzt ein Alter von 12.690 ^{14}C BP (Ältere Dryas) und ist damit wenige Jahrhunderte älter als der Beginn des Torfwachstums im Raum Atting (siehe hierzu auch die kalibrierten ^{14}C -Alter in Tab. 2). Insofern ist ein Torfwachstum kein Beleg für eine Ruhephase von Hochflut- oder Flussbettdynamiken. Es sind die lokalen Verhältnisse wie u.a. die Entfernung vom aktiven Flussbett oder die Menge an Suspensionsfracht in den Hochwässern, die den Eintrag klastischer Sedimente und damit das Bestehen oder Vergehen von Niedermooren im Wesentlichen bestimmen. Auch können innerhalb eines Gebietes, wie zum Beispiel in dem oben beschriebenen

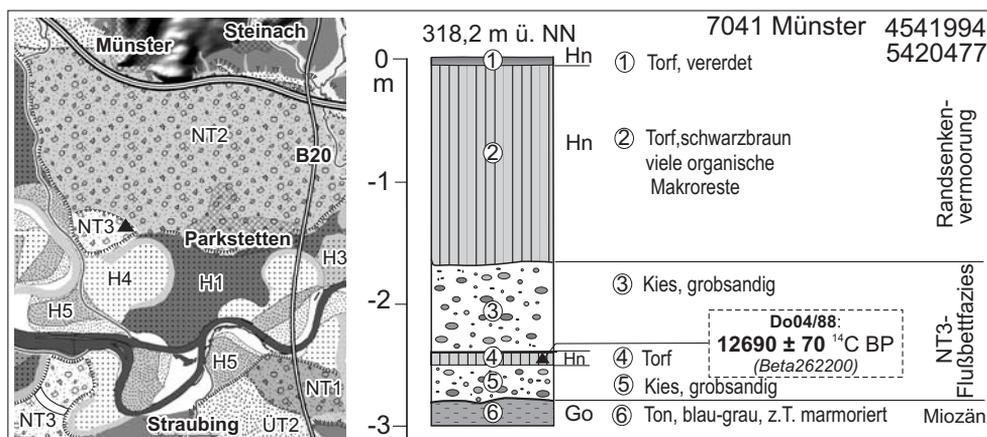


Abb. 18: Bohrprofil mit begrabenem allerödzeitlichen Torfhorizont in der NT3-Randsenke westlich von Parkstetten.

spätglazialen Laberschwemmkegel nordöstlich von Atting, gleichzeitig und im räumlichen Nebeneinander lokale Niedermoorbildungen und Areale mit klastischer Sedimentation existieren. Wie aus Abb. 17 ersichtlich ist, kam es dort an der Lokalität Do09/04 im Zeitraum zwischen ca. 12.120 und 10.400 ^{14}C BP zu einem ununterbrochenen Torfwachstum, während in nur 330 m Entfernung an der Lokalität Do05/01 das Torfwachstum im Zeitraum zwischen ca. 12.000 und 11.800 ^{14}C BP (siehe auch Abb. 16) durch die Sedimentation von Hochflutlehmen kurzzeitig unterbrochen wurde. Das belegt meines Erachtens am Anschaulichsten, dass ein durch feinklastische Sedimente getrenntes Torfwachstum nicht zwingend als Phasen morphodynamischer Stabilität (= Torfbildung) und Aktivität (= klastische Sedimenteinträge) anzusehen sind, wie dieses z.B. von MÜNZBERGER (2005) nicht nur für die hier betrachteten Torflagen im spätglazialen Schwemmkegel der Kleinen Laber ausgeführt wurde. Sie können lediglich Ausdruck lokaler Gunst- oder Ungunstbedingungen für das Wachstum von Niedermooeren sein.

Insgesamt ergibt sich für das Alter der NT3 eine Bildungszeit zwischen der Älteren Dryas vor mehr als 13.950 ^{14}C -Jahren und damit deutlich vor der Bölling-zeitlichen Wiederbewaldung des Donautals bis in die ausgehende Jüngere Dryas um etwa 10.200 ^{14}C BP. Im frühen Präboreal hatte sich dann die Donau bereits auf das sowohl von der Oberfläche als auch der Quartärbasis tiefer im Tal gelegene holozäne Talniveau eingetieft. Das belegen pollenanalytische Datierungen früh-präborealer Hochflutsedimente auf der H1-Terrasse der Donau in der Talaue zwischen Kirchroth und Pichsee sowie südlich von Parkstetten (Abb. 2: Altersbelege 7 und 8). Auch das im mittleren Präboreal vor etwa 9.557 ^{14}C -Jahren einsetzende Torfwachstum im NT3-

Paläoflussarm südlich von Kagers (Abb. 2: Altersbeleg 6) weist daraufhin, dass sich die Donau vorher schon in die NT3-Oberfläche eingetieft hatte und die NT3 bereits oberhalb der Donauaue und ihren regelmäßigen Überflutungen lag.

3.2 Holozäne Auenterrassen (H1 bis H7)

Die holozäne Donauaue und ihre Auenterrassen sind von der Höhenlage ihrer Oberflächen und den Tiefenlagen ihrer Quartärbasen deutlich und zwar häufig um mehrere Meter von den pleistozänen Terrassen abgesetzt (Abb. 3 bis 10). Dabei sind innerhalb der Donauaue mindestens sieben unterschiedlich alte Mäanderterrassen erhalten, die als Reihenterrassen eine ähnliche Höhenlage ihrer Oberflächen besitzen. In der Talentwicklung umfassen sie einen Bildungszeitraum vom Beginn des Holozäns bis zur umfassenden Donaukorrektur, die nach BAUER (1965: 146, Tafel VII) vor allem zwischen 1837 bis 1883 mit Mäanderdurchstichen bei Pfatter und Gmünd in den Jahren 1850 bis 1862 einsetzte.

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. Zwischen Regensburg und Straubing erstrecken sich derartige Auenbereiche zwischen Barbing und Sarching, südöstlich von Eltheim, nördlich der Donau zwischen Kiefenholz und Hofdorf (Abb. 19a) sowie zwischen Reibersdorf und Oberalteich (Abb. 19b). Dort, wo die Holozänterrassen nur unvollständig erhalten sind und keine weiteren pedostratigraphischen Befunde, Fundstellen der Bodendenkmalpflege oder absolute Alterdaten vorliegen, wurde bei ihrer stratigraphischen Einstufung das relative Mindestalter verwendet.

Die holozäne Donauaue besteht aus Mäanderterrassen, also aus fluvialen Anschüttungskörpern, die durch laterale Verlagerungen des Flussbetts entstanden sind. Als Relikt solcher lateraler Flusslaufverlagerungen besitzt die Auenniederung zahlreiche, mit dem lateralen Sedimentanwuchs angelegte primäre Aurinnen. Häufig sind diese 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 alljährlichen Überschwemmungen ausgesetzt waren, in der Regel eine durch zahlreiche, wenig verfüllte Aurinnen geprägte Oberfläche. Im Zuge der seitlichen Flussbett-

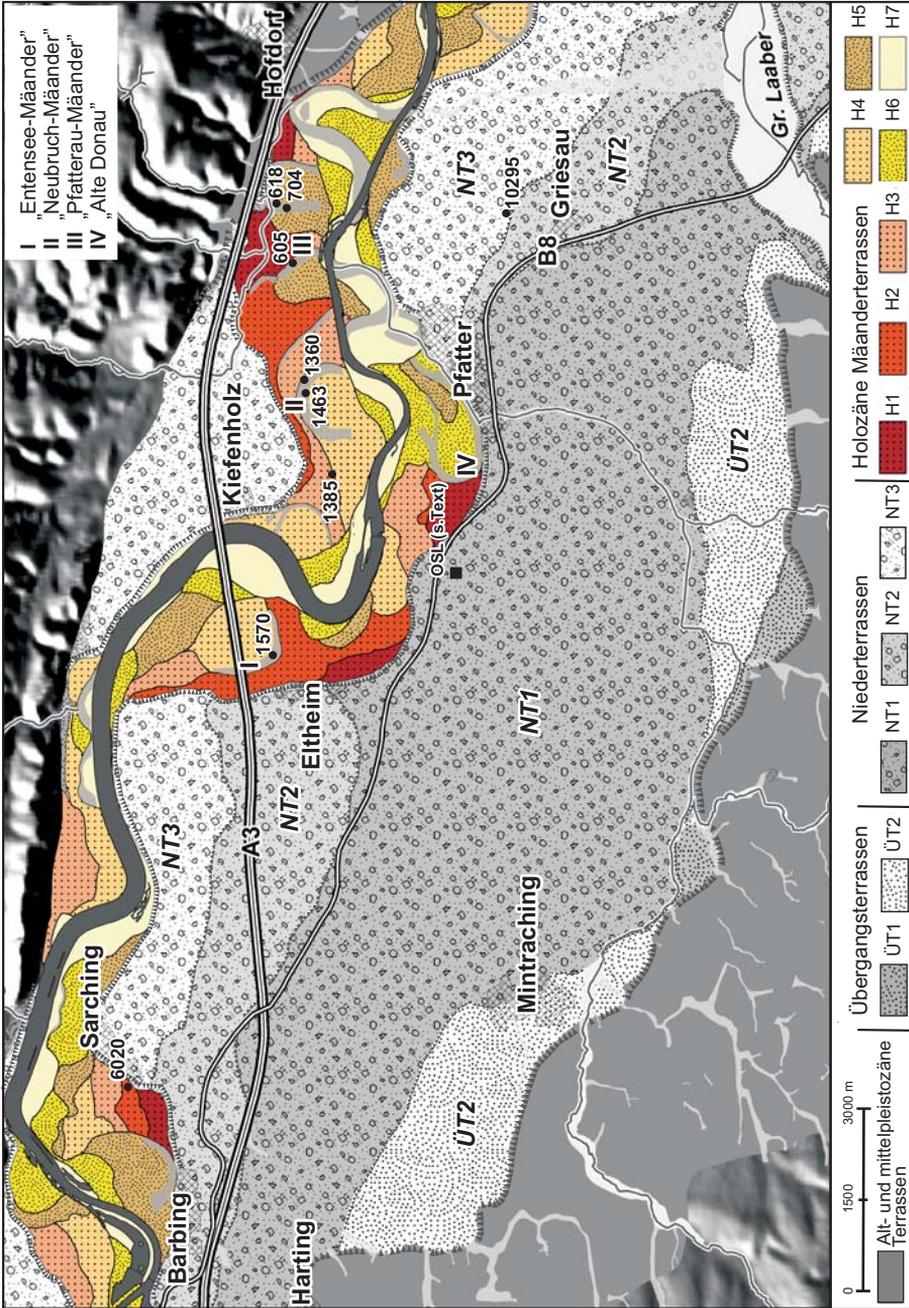


Abb. 19a: Verbreitung der Übergangs- Nieder- und holozänen Mäanderterrassen sowie ausgewählte ¹⁴C-Alter und pollenanalytische Datierungen fein- klastischer Hochflutablagerungen und Niedermoorbildungen zwischen Barbing und Platter.

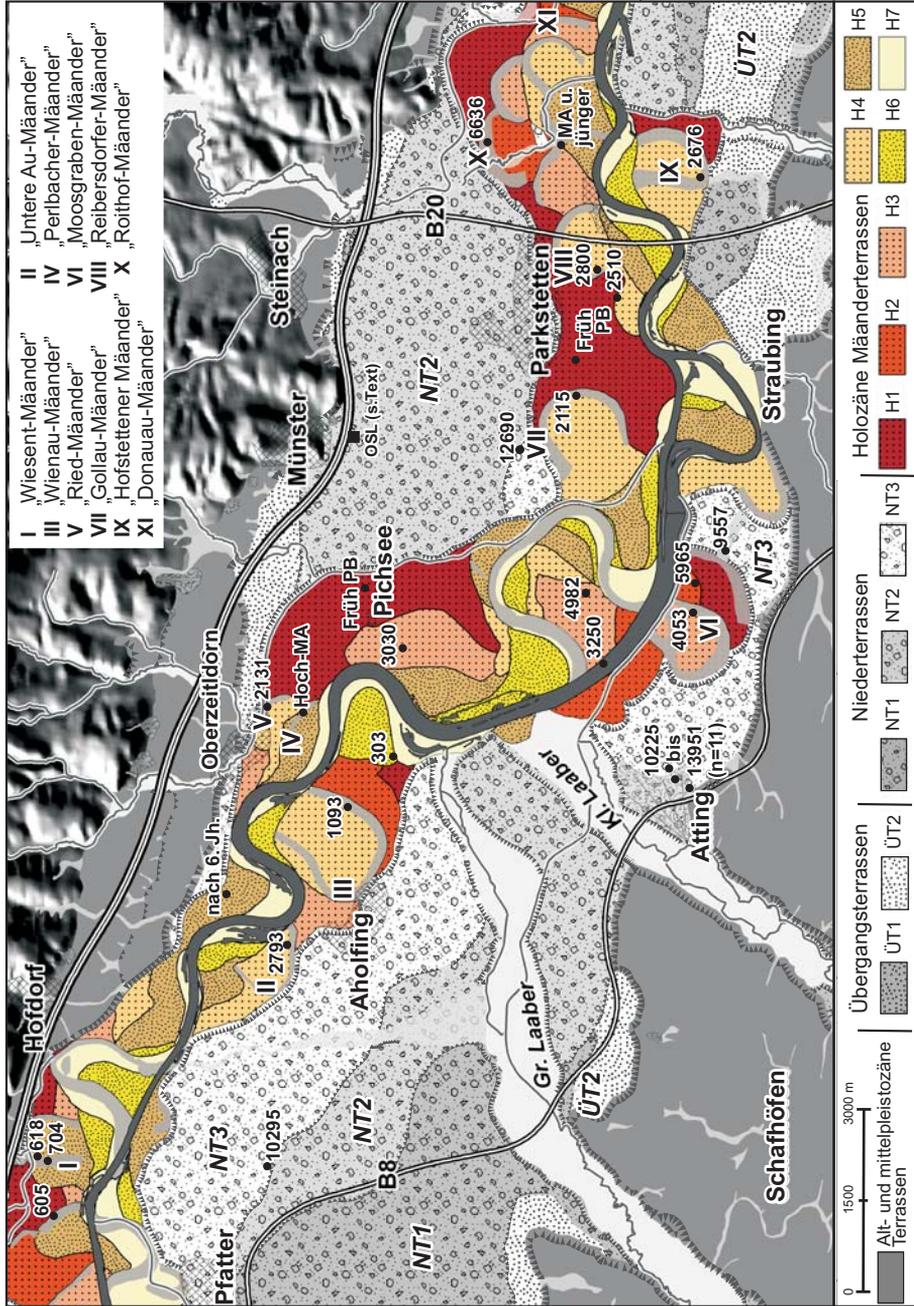


Abb. 19b: Verbreitung der Übergangs-, Nieder- und holozänen Mäanderterrassen sowie ausgewählte ¹⁴C-Alter und pollenanalytische Datierungen feinklastischer Hochflutablagerungen und Niedermoorbildungen zwischen Präflatter und Straubing.

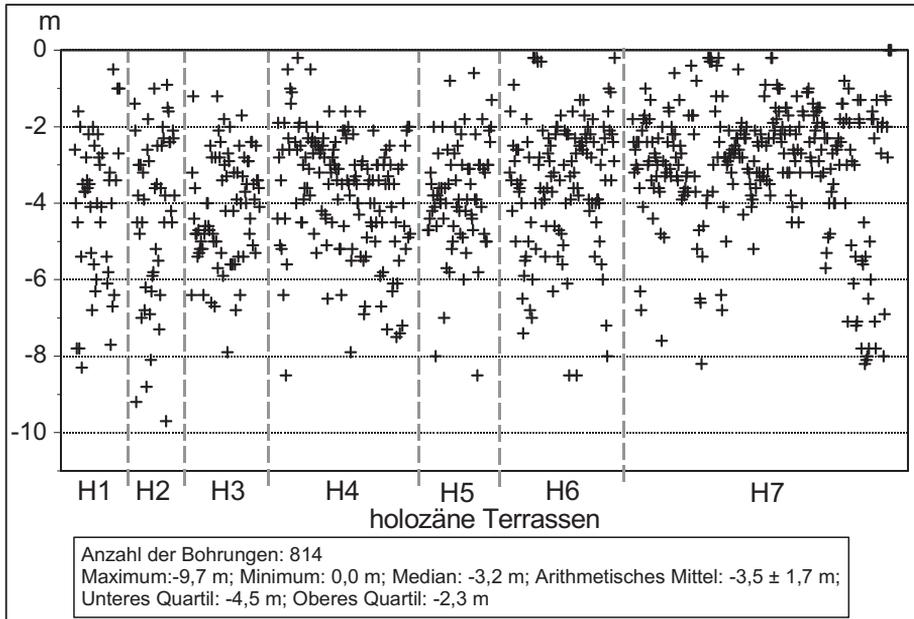


Abb.20: Mächtigkeit (m unter Geländeoberfläche) der Auensedimentdecke auf den holozänen Auenterrassen (H1 bis H7) zwischen Tegernheim und Bogen (nach Schichtenverzeichnissen von Bohrungen).

verlagerungen kam es häufig zur Ausbildung großer Mäanderbögen, deren Mäanderhals bei Flusslaufverkürzungen durchbrochen wurde. Dadurch wurde das Donaubett innerhalb des Mäanderbogens zum Altarm, der sukzessive mit Hochflutsedimenten verfüllt wurde und verlandete. In vielen Auenbereichen sind noch heute mehr oder minder verlandete Paläomäander der Donau als jüngstes Stadium der jeweiligen Mäanderbildung erhalten und bilden eine markante morphologische und geologische Tiefenzone. Manchmal ermöglicht deren Verlauf räumlich auseinanderliegende, altersgleiche Terrassenflächen zu verbinden. Eine derartige Verknüpfung besteht zum Beispiel im Raum Eltheim und Kleinkiefenholz (Abb. 19a), zwischen Aholting und Oberzeitldorn sowie im Raum Reibersdorf und Hofstetten (Abb. 19b). Dort sind diesseits und jenseits der Donau spät-subboreale bis früh-subatlantische oder römische H4-Paläomäander (s.u.) erhalten.

Die feinklastischen, z.T. torfigen und/oder anmoorigen Sedimentfüllungen der Paläomäander sind meist mehrere Meter mächtig (Abb. 20). Bereits auf der H1-Terrasse reichen die tiefsten Rinnenfüllungen 8 m und mehr unter ihre Geländeoberfläche hinab (Abb. 20) und damit unter die Quartärbasis im Bereich der NT3 (Abb. 23). Da die Tiefe der Paläomäander und primären Aurinnen ein Indikator für die Mindesttiefe

des Flussbettes während ihrer Bildungszeit ist, ist damit eine enorme Tiefenerosionsphase der Donau nach Aufschotterung der NT3 und mit Ausbildung der H1-Terrasse belegt bzw. chronologisch ausgedrückt am Übergang von der Jüngeren Dryas zum Präboreal. In wenigen Jahrzehnten bis maximal wenigen Jahrhunderten tiefte sich das damalige Donaubett in den NT3-Terrassenkörper ein und zwar bis in die liegende miozäne Talsohle. Diese erste nacheiszeitliche, am Übergang Spätglazial zum Holozän entstandene Donauaue wurde in der Folgezeit durch laterale Flussbettverlagerungen bis zur heutigen Ausdehnung verbreitert.

Die holozänen Terrassenkörper besitzen als Hochflutfazies eine fast durchgängig verbreitete Auensedimentdecke mit einzelnen sehr tiefen feinklastischen Füllungen vor allem im Bereich der Altarme und primären Aurinnen. Darunter folgen bis zur Quartärbasis Flussbettsedimente in Form sandiger Kiese mit matrixarmen und blockreichen Basislagen („residuale Basisblocklage“). Den Top der Flussbettsedimente bilden häufiger grobsadnige und feinkiesführende Flusssand.

Im basalen Bereich der Aurinnenfüllungen sind vor allem sandstreifige Hochflut-sedimente („Aurinnensedimente“) verbreitet, die zum Hangenden mit der allmählichen Abnahme der Fließgeschwindigkeiten der Mehrzahl der Hochwässer in häufig sehr tonige Auelehme übergehen, was letztlich eine Folge der allmählichen Verfüllung der Rinnen ist. Aber auch außerhalb der Paläomäander tragen die H1- bis H6-Terrassen im Mittel 2 bis 6 m, die H7-Terrasse 2 bis 4 m mächtige Auensedimentdecken (Abb. 20).

Diese Auenfazies besteht häufig aus einer liegenden sandstreifigen Aurinnenfazies, die zum Hangenden in schluffige, teilweise auch feinsandige Auelehme übergeht. Die Kalkgehalte der Auelehme liegen in einer Größenordnung von 25 bis 35% (BUCH 1988; SCHELLMANN 1988). Die Auensedimentdecken der hochmittelalterlichen und älteren Holozänterrassen sind öfters mehrgliedrig aufgebaut, wobei begrabene Bodenhorizonte eine zeitweilig deutlich verringerte Hochfluttätigkeit der Donau belegen (u.a. SCHELLMANN 1990: 88f.; BUCH 1989). Neben fossilen Auenpararendzinen mit unterschiedlichen Verbraunungsgraden findet man vor allem in Rinnenpositionen unter jüngeren Auelehmen begraben oder noch in Pflugtiefe schwarze Anmoore („Pechanmoore“) und Feuchtschwarzerden. Abgesehen von der durch schwarze Anmoore geprägten NT3-Randsenke wurden Pechanmoore bisher nur auf der H1- und H2-Terrasse gefunden. Insofern sind sie in dem hier betrachteten Talraum der Donau auch nach aktueller Kenntnis Leitböden für prä-H3-zeitliche Terrassen (siehe auch SCHELL-

MANN 1998; ders. 1990).

Unter den vertikal aufgewachsenen und daher horizontal- und troggeschichteten Hochflutsedimenten folgen einige Meter mächtige sandige Donaukiese, die mit hoher Wahrscheinlichkeit eine großbogige Schrägschichtung und eine vertikale Korngrößenabnahme besitzen, was für „Lateral (L)-Schotterkörper“ *sensu* SCHIRMER (1983) charakteristisch ist. Das ein solcher L-Schotterkörper unter den Auensedimenten verbreitet ist, wird bereits durch die von Paläomäandern und primären Aurinnen geprägte Oberflächenmorphologie der Auenterrassen belegt. Sie kann nur von einem weitgehend einfadigen, mäandrierenden Donaulauf und seinem sich lateral verlagernden Flussbett geschaffen werden und zwar unabhängig vom Krümmungsradius des Flusslaufs, ob dieser eher gerade und gestreckt oder stark bogenförmig ist. Es gibt keine Hinweise für die Annahme von BUCH (u.a. 1989) und MÜNZBERGER (2005), dass der Donaulauf zwischen Regensburg und Straubing im Laufe des Mittelholozäns bedeutende flussmorphologische Veränderungen von einem anastomisierend-verzweigten zu einem mäandrierenden Gerinnebettmuster erfahren hat. Im Gegenteil, älteste Paläomäanderfüllungen einer mäandrierenden Donau datieren bereits in das frühe Präboreal (s.u.).

Im Zuge lateraler Flussbettverlagerungen der Donau entstanden im gesamten Holozän Terrassenkörper, deren Flussbettsedimente quer zum Stromstrich großbogig schräggeschichtet („Gleithangschichtung“) und in Fließrichtung des Flusslaufs horizontalgeschichtet sind. Derartige L-Terrassenkörper der Donau waren beim Bau der Staustufe Straubing aufgeschlossen (Abb. 21; Photo 2; SCHELLMANN 1990: 86ff.). Dieser Aufschluss ist im Untersuchungsgebiet bis heute der einzige, in dem durch Abpumpen des Grundwassers die holozäne Talfüllung in der Donauaue bis zur miozänen Talsohle relativ großflächig aufgeschlossen war. Innerhalb des Aufschlusses und seinen bis zu drei gestapelten Donauschottern begann jeder neue Flussbettfazies mit einer troggeschichteten, matrixarmen und blockreichen Basislage, die bei hoher Strömungsenergie in den von Kolken geprägten damaligen Stromstrich abgelagert worden ist. Zum Hangenden folgten über diesen in Relation groben Basislagen sandige Donaukiese, wobei sich eine generelle vertikale Kornverfeinerung vor allem in den zum Top der jeweiligen Sedimentationskörper zunehmenden Sandgehalten und abnehmenden Blockanteilen widerspiegelt. Die Aufschlusswand erschloß den H7-Terrassenkörper parallel zur Fließrichtung des H7-Donaulaufes. Daher war er horizontalgeschichtet, während der unterlagernde H6(?) -Terrassenkörper quer zur ehemaligen Fließrichtung der Donau angeschnitten seine großbogige Schrägschichtung

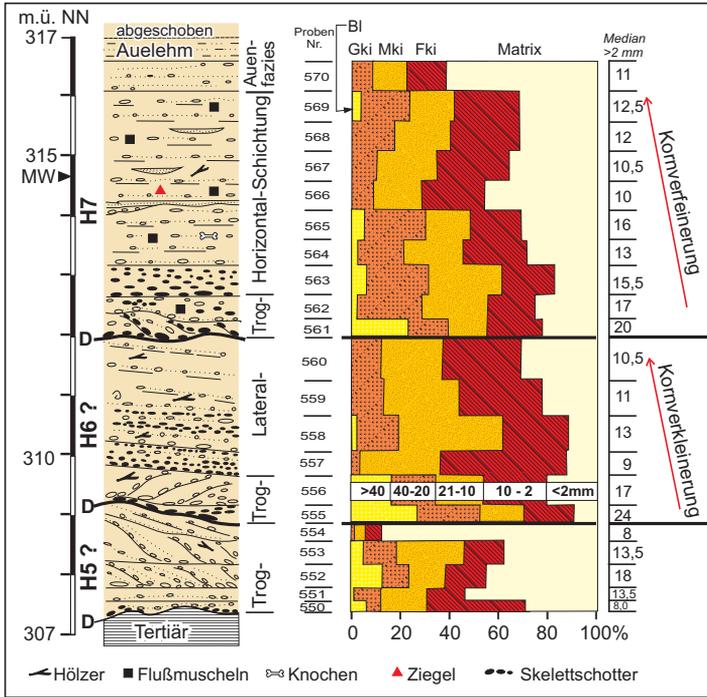


Abb. 21: Stapelungen vermutlich jungholozäner Terrassenkörper innerhalb der H7-Terrasse der Donau, aufgeschlossen am Nordufer der Donau beim Bau der Staustufe Straubing (ehemaliger Fluß-km 2324) (wenig verändert nach SCHELLMANN 1990: Abb. 26).



Photo 2: Gestapelte Donaukiese innerhalb der H7-Terrasse aufgeschlossen beim Bau der Staustufe Straubing (ehemaliger Fluß-km 2324). Oben: horizontalgeschichtete Flussbettfazies der H7-Terrasse; darunter und im Vordergrund: großbogig schrägeschichtete Flussbettfazies vermutlich der H6-Terrasse (siehe auch Abb. 21) (Aufnahme: G. SCHELLMANN Juli 1989).

(„Gleithangschichtung“) zeigte (Photo 2).

Die holozänen Donaukiese erreichen zwischen Regensburg und Straubing mittlere Mächtigkeiten von 7 bis 10 m, wobei die Kiese zum Hangenden häufiger in Flusssande übergehen, bevor mit scharfer Grenze die aufliegende feinklastische Auensedimentdecke folgt. Dabei liegt die Basis der holozänen Kieskörper oft in einer Tiefe von etwa -6,5 bis -13 m unter Geländeoberfläche direkt der miozänen Talsohle auf. Sie besitzt allerdings zahlreiche Kolke und rückenartige Erhebungen (Abb. 22). Wie bereits von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) dargestellt, liegt die Quartärbasis in der H1-Terrasse in der Regel deutlich unter den Quartärbasiswerten im Bereich der Niederterrassen. Insofern entsprechen sich dort Quartär- und Terrassenbasis oder anders ausgedrückt, es ist davon auszugehen, dass die H1-Terrassenbasis in der Regel direkt auf dem miozänen Sohlgestein liegt. Eine Unterlagerung durch einen älteren Sockelschotter, wie von BUCH (1988) und MÜNZBERGER (2005) angenommen, kann ausgeschlossen werden. Das gilt im wesentlichen auch für die nachfolgenden H2- bis H4-Terrassen. Bei ähnlicher Höhenlage ihrer Oberflächen besitzen sie eine vergleichbare Tiefenlage der Quartärbasis, wobei die tiefsten Auskolkungen von bis zu -18,3 m unter Geländeoberfläche innerhalb der spät-subborealen bis römerzeitlichen H4-Terrasse auftreten. Während ihrer Ausbildung erreichte die Flussbettssohle der Donau bzw. deren Kolke ihre tiefsten Lagen im Tal. Das wurde bereits von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) postuliert, allerdings auf der Basis von deutlich weniger Bohrungen. Auch die Auswertungen der heute wesentlich zahlreicheren Bohrungen bestätigen diese Auffassung (Abb. 22). Das lässt sich zum Beispiel an den Veränderungen der Unteren Quartilwerte zeigen, die aus den Tiefenlagen der Quartärbasis in den auf den jeweiligen Terrassen niedergebrachten Bohrungen berechnet wurden. Bei den auf den H1- bis H3-Terrassen niedergebrachten Bohrungen (n = 150) liegt dieser Wert lediglich bei -10,8 m und bei den auf der H4-Terrasse niedergebrachten Bohrungen (n = 140) signifikant tiefer bei -13 m unter Geländeoberfläche.

Wie ebenfalls schon von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) dargestellt, besaß die Donau mit hoher Wahrscheinlichkeit seit der Ausbildung der früh- bis hochmittelalterlichen H5-Terrasse ein flacheres Flussbett. Diese Aussage stützt sich a) auf den oben beschriebenen Aufschluss „Staustufe Straubing“ (Abb. 21) und die dort aufgeschlossenen H7- bis H5(?) -Terrassenbasen sowie b) aus relativ geringen Sohlenverhältnissen im Bereich des rezenten Donaulaufs vor Bau des Rhein-Main-Donaukanals (SCHELLMANN 1990: 85ff.) und c) der Beobachtung, dass die Tiefenlagen der Quartärbasis in der Donauaue in einigen Arealen, wo die Donau erst *post*-H4-zeitlich

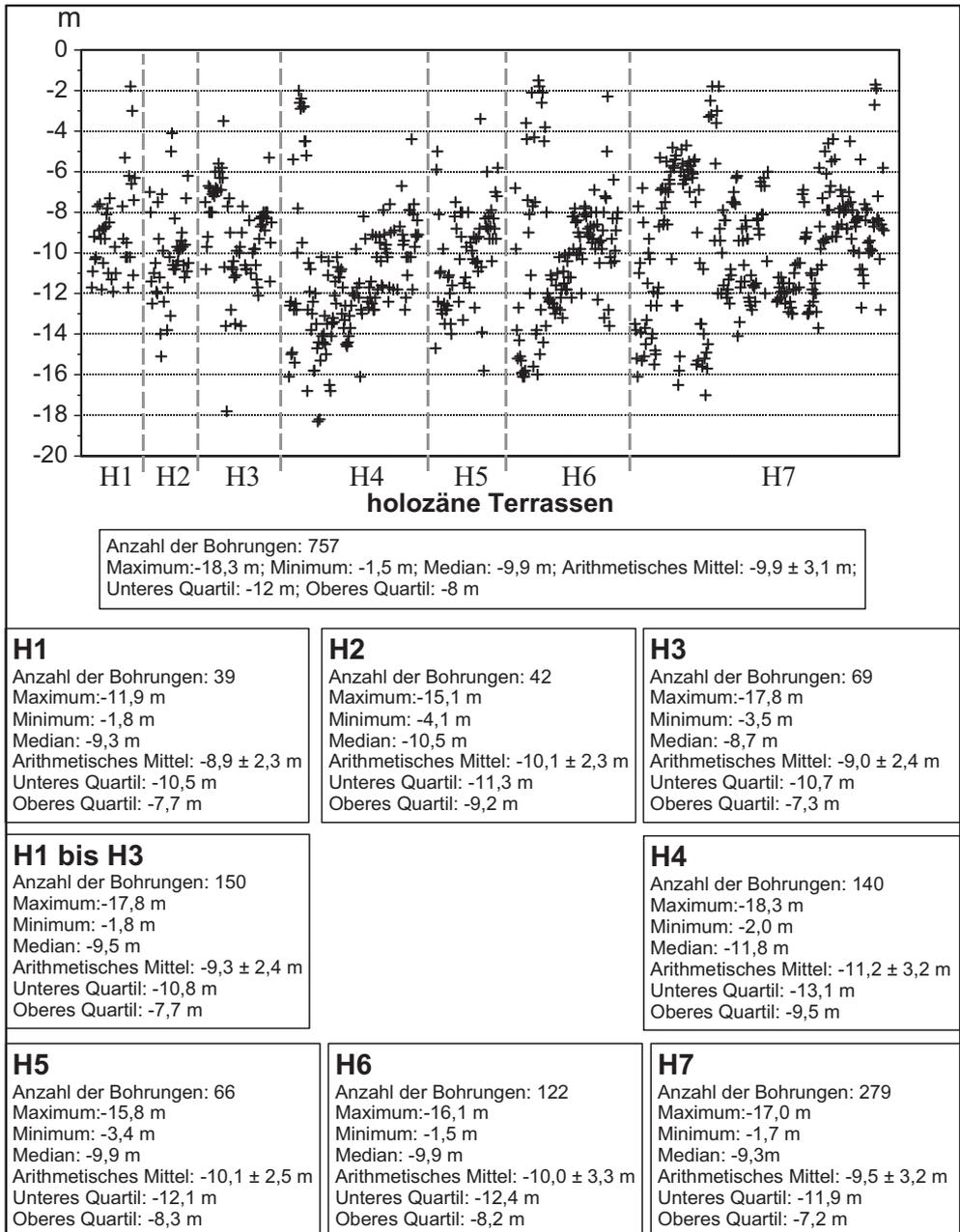


Abb. 22: Tiefenlage (m unter Geländeoberfläche) der Quartärbasis im Bereich der holozänen Auenterrassen (H1 bis H7) zwischen Tegernheim und Straubing-Bogen (nach Schichtenverzeichnissen von Bohrungen).

die Aue zum Talrand hin erweitert hat, die Quartärbasis deutlich höher liegt als in den übrigen Auenbereichen (hierzu siehe SCHELLMANN 1990). Eine Verflachung der Donau *post*-H4-zeitlich deutet sich auch in den abnehmenden Oberen Quartilwerten der Tiefenlage der Quartärbasis aller auf den jeweiligen Auenterrassen niedergebrachten Bohrungen an (Abb. 22). Während dieser Wert bei der H4-Terrasse bei -9,5 m liegt, erreicht er bei der H5- und H6-Terrasse etwa -8,3 bzw. -8,2 m und bei der H7-Terrasse nur noch -7,2 m. Anders ausgedrückt, in vielen Arealen der H7-Terrasse liegt die Quartärbasis nur in einer Tiefe von -7,2 m und in vielen Arealen der H4-Terrasse bei -9,5 m unter Geländeoberfläche.

Insgesamt hatte das Donaubett und seine Kolke im frühen und mittleren Holozän, also während der Ausbildung der H1- bis H4-Terrassen, die größte Tiefenlage im Tal, tiefer als während der Ausbildung aller pleistozänen Donauterrassen. Da die Oberfläche der im Flussbett abgelagerten Kiese und Sande in den holozänen Mäanderterrassen eine ähnliche Höhenlage bis maximal zum Mittelwasserspiegel der Donau vor Bau des RMD-Kanals besitzen (SCHELLMANN 1988) ist die Vertikalerstreckung der H1- bis H7-Terrassenkörper in Relation zu den jungholozänen H5- bis H7-Terrassen deutlich größer (Abb. 23). Das bedeutet, dass die Donau noch bis zum Ende der H4-Terrassenbildung ein relativ schmales Flussbett mit zahlreichen tiefen Kolken besaß und dass der Donaulauf mit Beginn des Frühmittelalters (H5-Terrasse) zunehmend verflachte und sich dabei seine Breite tendenziell vergrößerte.

Die im Rahmen der hier vorgestellten quartärgeologischen Neuaufnahme des Donautals durchgeführten ¹⁴C-Datierungsergebnisse an Pflanzenresten, Holzstücken und Torflagen sowie pollenanalytische Altersbestimmungen an organischen Proben aus den aufliegenden Hochflutsedimenten (Tab. 3 und 4) bestätigen weitgehend die von SCHELLMANN (1988) für diesen Donautalschnitt vorgenommene Alterseinstufung aller holozänen Donauterrassen. Auch die von BUCH (u.a. 1989) und MÜNZBERGER (2005) vorgelegten Datierungsergebnisse entsprechen diesem Bild. Danach wurden die Holozänterrassen im Zeitraum vom Beginn des Holozäns bis zur ersten umfassenden Donaukorrektur in der zweiten Hälfte des 19. und zu Beginn des 20. Jahrhunderts abgelagert. Die älteste H1-Terrasse entstand im frühen Präboreal bis späten Boreal, die H2-Terrasse im Atlantikum, die H3-Terrasse im Subboreal, die H4-Terrasse in der Urnenfelder-/Römerzeit, die H5-Terrasse im Früh- bis Hochmittelalter, die H6-Terrasse von Mitte des 14. Jh. bis Mitte des 18. Jh. und die jüngste H7-Terrasse seit Mitte des 18. Jh. bis zur vollständigen Flussbettfestlegung im Laufe des 19. und 20. Jahrhunderts (Abb. 23).

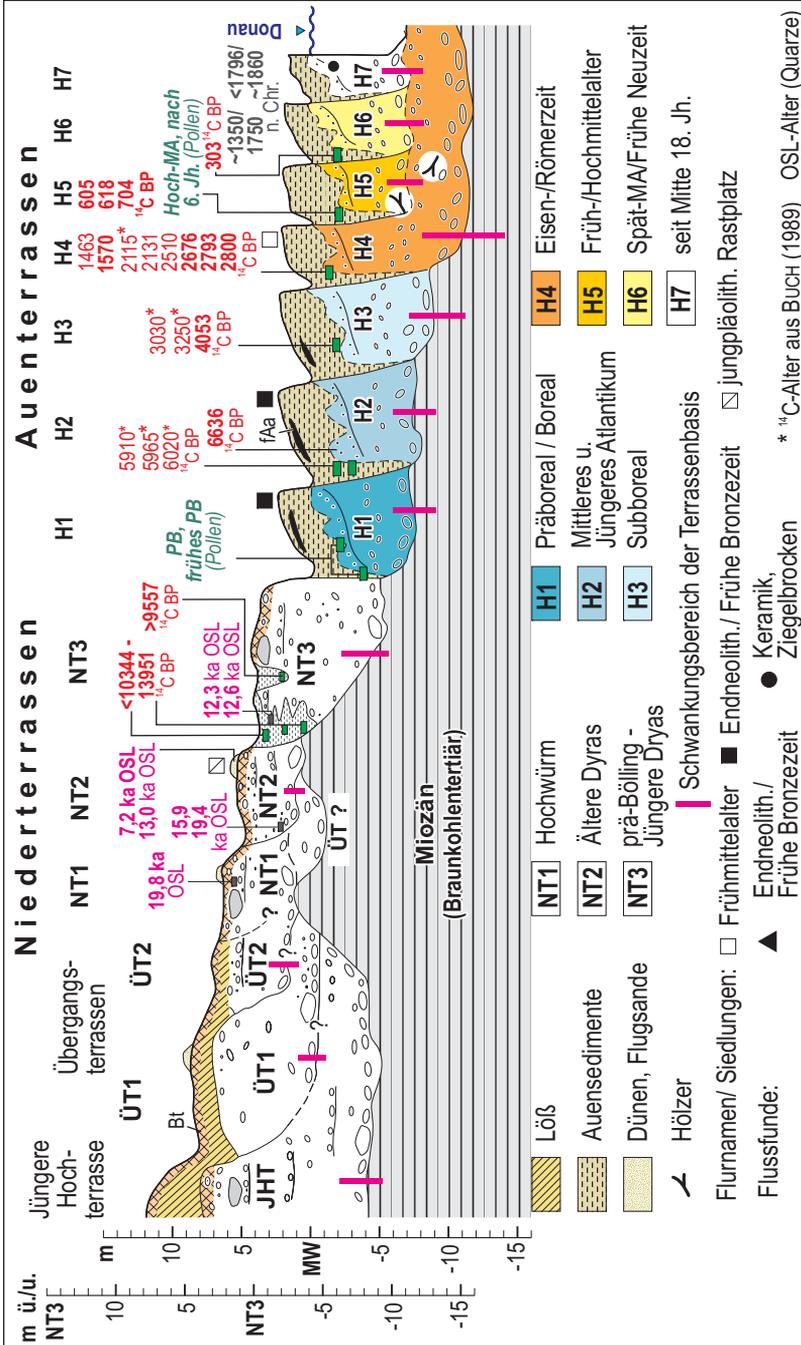


Abb. 23: Schema der jungquartären Donauterrassen zwischen Regensburg und Straubing mit Altersbelegen überwiegend von den Terrassenoberflächen bzw. aus deren Deckschichten. Die horizontale Erstreckung und Terrassenabfolge ist stark schematisch.

Diese Alterseinstufungen beruhen bisher wegen des Fehlens datierbarer Substanzen (eine AMS ^{14}C -Datierung kleinster organischer Substanzen war damals noch nicht möglich) vor allem aus der stratigraphischen Verknüpfung der holozänen Donauterrassen mit den holozänen Isarterrassen an der Isarmündung (SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Das Alter der Isarterrassen war über fossile Baumstammfunde aus deren Kieskörper (siehe auch SCHELLMANN et al. 1994) für die damalige Zeit relativ gut bekannt war (Abb. 30). Außerdem lieferten archäologische Funde, die Erstnennungen von Flurnamen und Siedlungen sowie Hinweise aus historischen Karten zusätzliche Altersbelege aus diesem Donautalabschnitt (SCHELLMANN 1990: 90ff.).

Im Rahmen der hier vorgestellten Neuaufnahme wurden zwecks Bergung pollenanalytisch und/oder AMS ^{14}C -datierbarem organischen Materials (Pflanzenreste, Holzstücke, Torfe) zahlreiche Sondierungen mit Bohrstock und Wackerhammer meist bis auf die Oberkante der sandig-kiesigen Flussbettfazies durchgeführt. Details aller Sondierungen sind in den Abschlußberichten der Projekte am Bayerischen Landesamt für Umwelt (Geologischer Dienst) hinterlegt. Sondierungen, von denen Altersdatierungen vorliegen, sind als Abbildungen (s.u.) in den Text aufgenommen.

Bei der Interpretation von Altersdaten aus Hochflutsedimenten ist zu beachten, dass Letztere umgelagertes Material sind, das überwiegend bei Hochwasser als Suspensionsfracht transportiert und mit Erlahmen der Fließgeschwindigkeit in der Aue sedimentiert wird. Daher besteht insbesondere bei der Datierung eingelagerter organischer Pflanzenreste und Holzstücke die Gefahr, dass diese aus älteren Ablagerungen umgelagert sein können und deren Alter damit zu hoch ausfallen. Letzteres trifft wahrscheinlich für die beiden aus holozänen H1-Hochflutsedimenten stammenden Proben Do04/81 und Do04/24 (Tab. 3) zu. Deren AMS ^{14}C -Datierung ergab ein spätglaziales Alter von ca. 10.835 bzw. 12.842 ^{14}C BP.

Zudem beginnt die Ablagerung von Hochflutsedimenten annähernd zeitgleich mit dem lateralen Ausbau der Mäanderterrasse und endet erst, sobald die Terrasse nicht mehr vom Hochwasser erreicht wird, also oberhalb der Talaue liegt. Das bedeutet für die Interpretation von Altersdaten aus Hochflutsedimenten, dass diese nur im optimalen Fall annähernd so alt wie die Mäanderterrasse sind, bei Umlagerung können sie auch älter sein, oft sind sie aber deutlich jünger als die unterlagernden Flussbettsedimente. Letzteres ist vor allem der Fall, wenn Datierungen von der Basis sekundärer Aurinnenfüllungen (= Füllungen von Hochwasserrinnen) stammen. Im günstigen Fall sind die Alterswerte dann so jung, dass sie aus dem stratigraphischen Kontext heraus

leicht als jüngere *post*-terrassenzeitliche Sedimentablagerungen zu erkennen sind.

Eine besonderen Altersbezug liefern Datierungen von der Basis feinklastischer Füllungen von Paläomäandern. Als jüngstes finales Stadium der Ausbildung eines Mäanderbogens können diese einen Hinweis für das Ende seiner Bildungszeit geben.

3.2.1 Das Alter der alt- und mittelholozänen H1- bis H3-Terrassen

Die H1-Terrasse ist die älteste holozäne Mäanderterrasse in der Donauaue. Bereits im frühen Präboreal war sie in Ausbildung begriffen. Das belegen die von Frau Dr. SCHNEIDER (schr. Mitt.) durchgeführten pollenanalytischen Datierungen humoser Lagen nahe der Basis von Hochflutsedimenten auf der H1-Terrasse im Raum östlich von Pichsee und südlich von Parkstetten (Abb. 19b, Tab. 3: Proben Do04/27 und Do04/90p; Abb. 24; Abb. 2: Altersbelege 7 und 8). Eine weitere Pollenprobe nahe der Basis von H1-Hochflutsedimenten südwestlich von Kirchroth ergab ein präboreales Alter, wobei an dieser Lokalität nach Ansicht von Frau Dr. SCHNEIDER (schr. Mitt.) vermutlich umgelagerte spätglaziale Pollen und Makroreste in den Hochflutsedimenten enthalten sind. Das würde auch die hohen ^{14}C -Alter von 12.842 ± 92 ^{14}C BP an Makroresten aus den überlagernden Auensedimenten im gleichen Profil und von 10.835 ± 67 ^{14}C BP an zwei kleinen Holzstücken von der Basis der H1-Hochflutsedimente südlich von Parkstetten-Thurasdorf erklären (Abb. 24; Tab. 3: Do04/81). Auf der H1-Terrasse sind unter jüngeren Hochflutsedimenten begrabene schwarze Anmoorhorizonte („Pechanmoore“ *sensu* BRUNNACKER 1959) weit verbreitet. Die pollenanalytischen Untersuchungen einer Probe aus einem fossilen Anmoorhorizont südwestlich von Kirchroth deutet auf eine Entstehung in etwa an der Wende Präboreal/Boreal (Abb. 24; Tab. 3: Probe Do04/24).

Spätestens im ausgehenden Atlantikum kam es auf der H1-Terrasse zu lokalen Niedermoorbildungen. Das belegt die AMS ^{14}C -Datierung der Basis eines unter Hochflutsedimenten begrabenen fast 2 m mächtigen Torfes auf der H1-Terrasse im Alburger Moos mit einem Alter von 5.482 ± 57 ^{14}C BP (Abb. 24; Tab. 3: Probe Do04/19). Auf der H1-Terrasse östlich von Pichsee (Abb. 24; Tab. 3: Probe Do04/27) setzte die Niedermoorbildung spätestens im frühen Subboreal um 4.634 ± 103 ^{14}C BP ein. An beiden Lokalitäten kam das Torfwachstum anschließend durch die Ablagerung von Hochflutsedimenten zum Erliegen.

Für die Bildungszeit der H1-Terrasse zu jung sind die Datierungen von den Loka-

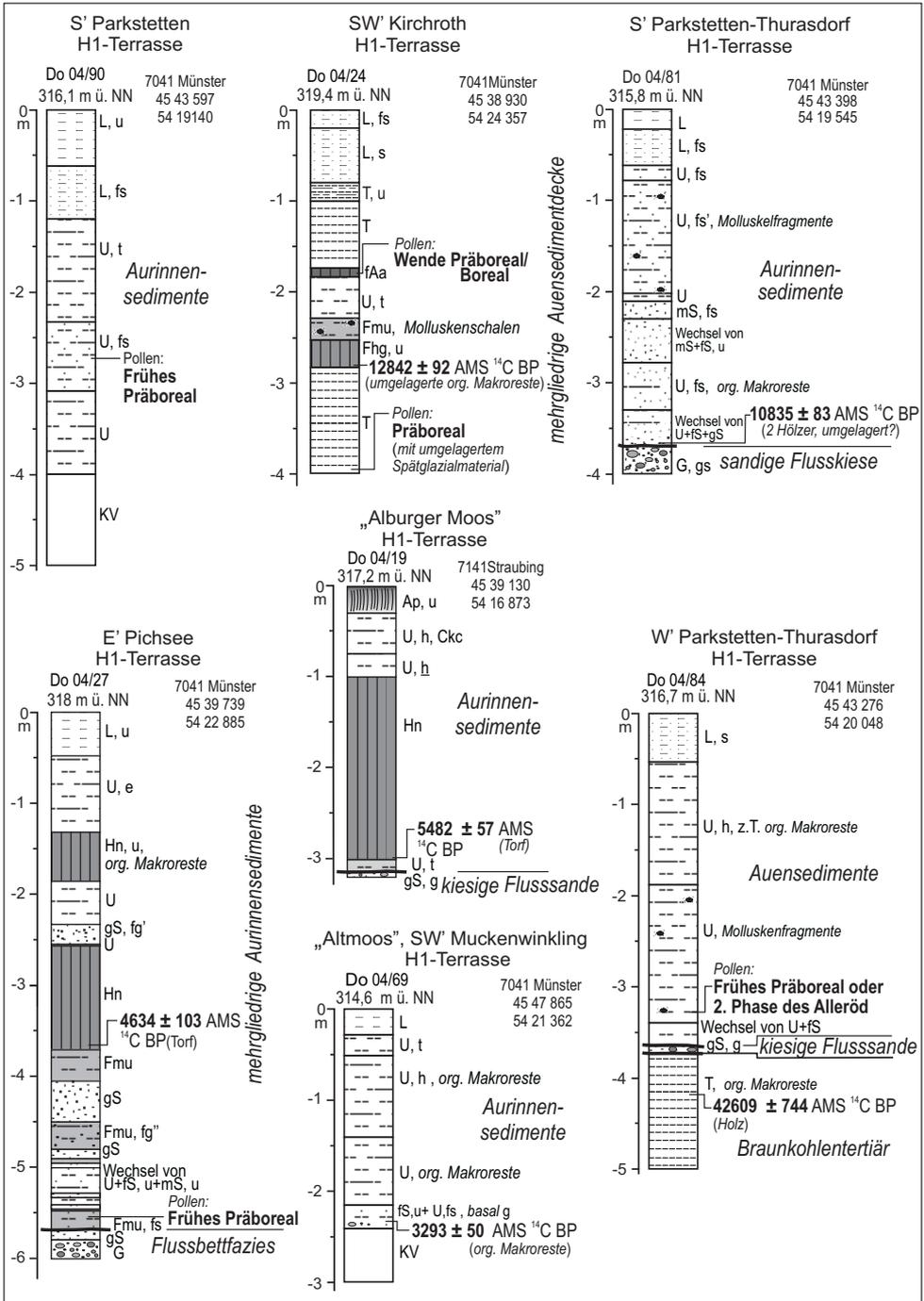


Abb. 24: Altersdatierungen aus Rammkernsondierungen auf der H1-Terrasse der Donau zwischen Kirchroth und Bogen.

litäten „Alburger Moos“ und „südwestlich von Muckenwinkling“ (Abb. 24; Tab. 3: Proben Do04/19 und Do04/69). Eine pollenanalytisch untersuchte Probe von der Basis der H1-Auensedimente westlich von Parkstetten-Thurasdorf (Abb. 24; Tab. 3: Probe Do04/84p) ergab kein klares bezüglich seines pollenanalytischen Alters ob Präboreal oder allerödzeitlich. Vermutlich sind auch hier umgelagerte allerödzeitliche und präboreale Pollen umlagerungsbedingt miteinander vermengt.

Insgesamt weisen die Datierungen auf eine Entstehung der H1-Terrasse bereits im frühen Präboreal hin, wobei große Areale der H1-Terrasse schon an der Wende Präboreal/Boreal ausgebildet waren und schwarze Anmoore entstehen konnten. Das stimmt in hohem Maße mit der Bildungszeit der H1-Terrasse im unteren Isartal überein, die nach dendrochronologischen (damals noch als „schwimmende Chronologie“) und konventionellen ^{14}C -Datierungen an insgesamt 39 Kieferstämmen geborgen aus H1-Flussbettkiesen im Zeitraum zwischen etwa 9.600 (9800?) bis 8400 ^{14}C BP (Präboreal bis mittleres Boreal) gebildet wurde mit einer Konzentration der Altersdaten im Zeitraum zwischen 9.400 bis 8.800 ^{14}C BP (mittleres Präboreal bis frühes Boreal) (SCHELLMANN et al. 1994).

Auf der H1-Terrasse südlich und südöstlich von Parkstetten sind nach den Ortsakten des Bayerischen Landesamtes für Denkmalpflege diverse vor- und frühgeschichtliche Siedlungsstellen erhalten. Die ältesten Siedlungsspuren stammen aus dem späten Neolithikum (Chamer Gruppe).

Die H2-Terrasse war schon vor dem mittleren Atlantikum in Ausformung begriffen. Die AMS ^{14}C -Datierung organischer Makroreste aus H2-Flusssanden im Innenrand des „Roithof-Paläomäanders“ südöstlich von Scheften (Abb. 2: Altersbeleg 9) ergab ein Alter von 6.636 ± 78 ^{14}C BP (Abb. 25; Tab. 3: Do04/70). Zu dieser Zeit war dieser Mäanderbogen der H2-Terrasse fast vollständig ausgebildet. Da die Donau zumindest im 19. Jahrhundert nur wenige Jahrzehnte benötigte, um einen Mäanderbogen von ähnlicher Größe neu auszubilden (SCHELLMANN 1988: 226f.), ist davon auszugehen, dass die Ausbildung der H2-Terrasse mindestens schon um 6.700 ^{14}C BP begonnen hat. Südwestlich von Sarching (Abb. 2: Altersbeleg 10) beschreibt BUCH (1989) die allmähliche Verfüllung der „Sarchinger Rinne“ seit dem späten Atlantikum. Diese Aurinne erstreckt sich nach SCHELLMANN (1988) im externen Areal der H2-Terrasse entlang des Anstiegs zur angrenzenden NT3. Nach BUCH (1988: 111) liegt sie am Außenrand seiner „Mittleren Auenstufe“, die im Zeitraum Beginn Subboreal bis Beginn 18. Jahrhundert entstanden sein soll. Zwei ^{14}C -Datierungen an organi-

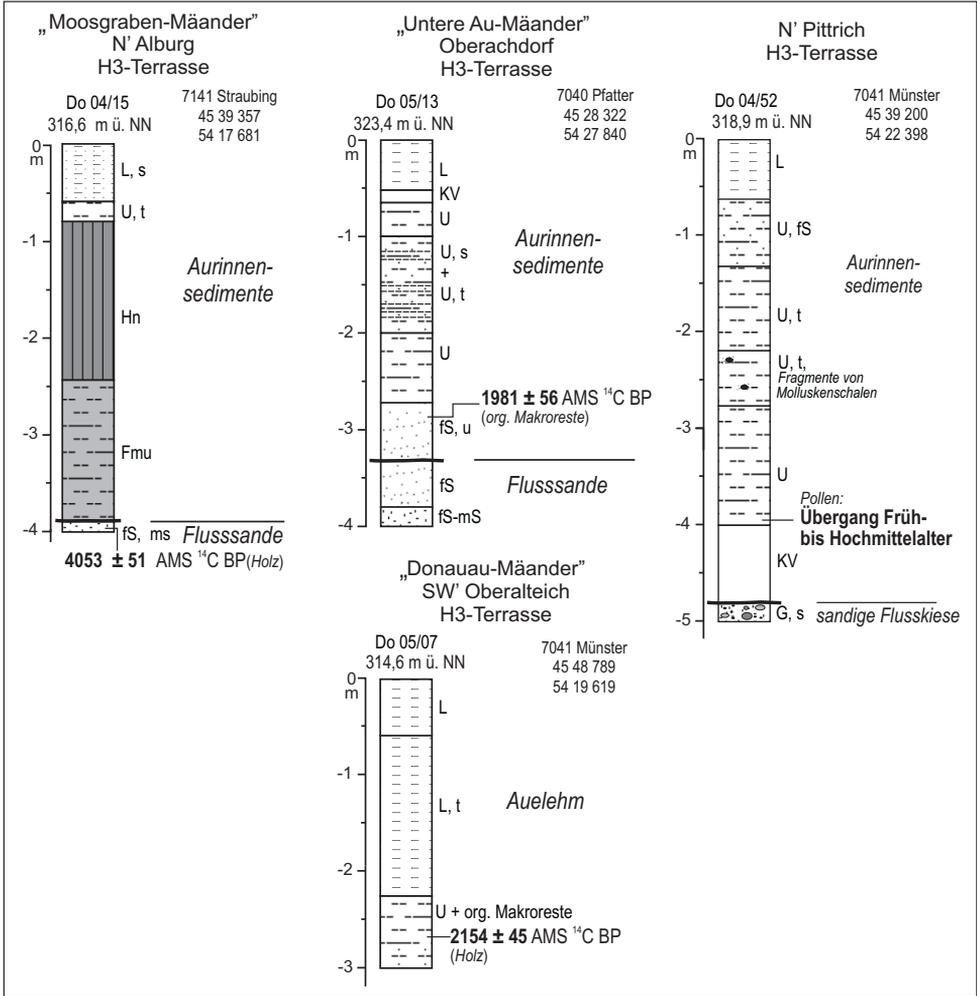


Abb. 26: Altersdatierungen aus Rammkernsondierungen auf der H3-Terrasse der Donau zwischen Oberachdorf und Bogen.

südwestlich von Öberau (SCHELLMANN 1990: 90). Zudem ist sie jünger als die urnenfelder- bis römerzeitliche H4-Terrasse (s.u.). Mit dieser Einschätzung stehen die ¹⁴C-Alter von 4.053 ± 51 ¹⁴C BP (Tab. 3: Do 04/15) eines Holzstücks vom Top der H3-Flusssande im Bereich des Moosgraben-Mäanders westlich von Straubing (Abb. 19b; Abb. 26) und von drei weiteren Datierungen an organischen Makroresten, einem Torf und einem Holzstück aus der aufliegenden Hochflutsedimentdecke im Einklang, deren älteste ¹⁴C-Alter zwischen 4.982 und 2.805 ¹⁴C BP liegen (Tab. 3; Abb. 19b). Da bis vor dem Bau des Rhein-Main-Donau-Kanals bei extremen Hochwasserlagen Hochflutsedimente auf den holozänen Auenterrassen abgelagert wurden, sind natür-

Tab. 3: ¹⁴C- und pollenanalytische Datierungen an Torfen und feinklastischen Sedimenten auf den alt- und mittelholozänen H1 - bis H3-Terrassen.

Strat.	Bohr-Nr.	Rechts	Hoch	Lokalität	Ansatz m ü. NN	ET	Tiefe (m) a Probe	Tiefe (m) b OK	Alter (¹⁴ C, Pollen)	Abw	cal BP (2 sigma)	¹³ C	datierte Substanz
H1	Do 04/69	4547865	5421362	SW Muckenwinkling	314,6	3	2,32 - 2,35	>3,0	3293	50	3403-3637	-27,7	Makroreste
H1	Do 04/19	4539130	5416873	Alburger Moos-Mäander	317,2	3,2	3	3,15	5482	57	6183-6404	-31,2	Torbasis
H1	Do 04/27	4539738	5422885	E' Pichsee	318	6	3,71	5,69	4643	103	5041-5591	-27,6	Torbasis Pollen
H1	Do 04/90p	4543597	5419140	S' Parkstetten	316,1	5	3,95 - 4,0	>5,0	Früh PB				Pollen
H1	Do 04/84p	4543276	5420048	W' Parkst.-Thurasdorf	316,7	5	3,95 - 3,98	3,65	Früh PB/All ?				Pollen
H1	Do 04/24	4538930	5424356	SW Kirchroth	319,4	4	1,73 - 1,84 2,68 - 2,74 3,97 - 4,0	>4,0	PB/B (12842); 92 PB (unrg. Sp.?)			-26,7	fAa (Pollen) Makroreste Pollen
H1?	Do 04/76	4547057	5418050	W' Unteroebing	314	4	3,47	3,47	8690	67	9537-9890	-26,8	1 Holz
H1	Do 04/81	4543398	5419545	S' Parkst.-Thurasdorf	315,8	4	3,66 - 3,70	3,7	(10835); 83			-26,8	2 Holzstücke
H2 ?	Do 04/83	4542141	5420115	N' Gollau	316,9	9	5,58 - 5,67	8,4	5005	66	5610-5900	-27,2	Makroreste
H2	Bu89: Do85	4516499	5430450	Sarching Rinne		6	5,1		5910	70	6554-6929		Makroreste
H2	Bu89: Do270	4516512	5430475	Sarching Rinne	326,7	6	5	5,9	6020	100	6658-7161		Makroreste
H2	Bu89: Str282	4539825	5417638	Oeberau SE	316,7		2,5		5965	90	6559-7151		Torf
H2	Do 04/70	4546891	5420941	Roithof-Mäander	315,2	4	3,93 - 3,97	2,53	6636	78	7422-7656	-27,0	Makroreste
H2?	Do 04/32	4529127	5428051	Pflatterau-Mäander	322,4	5	4,5 - 4,57	4,41	6678	53	7440-7652	-27,0	Makroreste
H3	Bu89: Mue161	4539246	5422264	Pittrich	318,6		4,5		775	115	551-922		Makroreste
H3	Do 04/52p	4539200	5422398	N' Pittrich	318,9	5	3,96 - 4,0	4,8	Früh-/Hoch-MA				Pollen
H3	Do05/13	4528322	5427840	Untere Au-Mäander	323,4	4	2,88	3,8	1981	56	1819-2109	-28,7	Makroreste
H3	Do05/07	4548789	5419619	Oberalteich West-M.	314,6	3	2,7	>3,0	2154	45	2004-2310	-25,5	1 Holz
H3	Bu89: Pf208	4526347	5427473	Kiefenholz	324,4	4,6	3,9	4,0	2805	115	2736-3262		Makroreste
H3	Bu89: Mue122	4538780	5422295	Pittrich	319,4		3,7		3030	130	2861-3551		Makroreste
H3	Bu89: Mue300	4538535	5419103	Oeberau	317,9		1,1	>2,0	3250	65	3362-3632		Torf
H3	Do 04/15	4539357	5417681	Moosgraben-Mäander	316,6	4	3,97	3,94	4053	51	4419-4808	-28,4	1 Holz
H3	Mue7041-B34	4539649	5419408	Oberauer Schliefe	318,0	5	4,48	4,59	4982	48	5603-5891		Mollusken ?

a Tiefe (m) der Probe unter Geländeoberfläche b Tiefe (m) Oberkante Flußsande und -kiese ET = Endteufe cal BP: kalibriert mit IntCal04; Calib 5.1beta

H1? = stratigraphische Zuordnung unsicher Bu89: Do85 = ¹⁴C-Alter aus Buch (1989); Mue 7041-B34 = ¹⁴C-Alter aus Münzberger (2005) (Alter) = vermutlich umgelagert

All = Alleröd, PB = Präboreal, B = Boreal, umg. Sp. ? = vermutlich mit umgelagerter Spätglazial; pollenanalytische Datierung: Dr. Heike Schneider (Bamberg)

lich auch jüngere, römische bis neuzeitliche Auensedimente weit verbreitet.

Ingesamt ist davon auszugehen, dass die H1-Terrasse vor allem im Präboreal und älterem Boreal entstanden ist, die H2 im Laufe des Atlantikums und H3 im Subboreal bis ca. 3000 ¹⁴C BP.

3.2.2 Das Alter der jungholozänen H4- bis H7-Terrassen

Die H4-Terrassenflächen entstanden im Zeitraum vom ausgehenden Subboreal bis zum Ende der römischen Kaiserzeit. Die AMS ¹⁴C-Datierung eines Holzstücks aus der H4-Flussbettfazies (Flusssande) in der Flur „Untere Au“ nördlich von Aholting ergab ein Alter von 2.793 ± 47 ¹⁴C BP (Tab. 4: Do05/09; Abb. 27). Zu dieser Zeit war der „Untere Au-Mäander“ (Abb. 19b) von der Donau durchflossen und die „Untere Au“ weitgehend bereits von der H4-Donau geschaffen worden. Wie schon erwähnt, benötigte die Donau zumindest im 19. Jahrhundert nur wenige Jahrzehnte, um einen Mäanderbogen von ähnlicher Größe neu auszubilden (SCHELLMANN 1988: 226f.). Insofern ist davon auszugehen, dass die Ausbildung der H4-Terrasse mindestens schon einige Jahrzehnte vor 2.800 ¹⁴C BP, wahrscheinlich um 2.900 ¹⁴C BP begann.

Ein ähnlicher Befund zum Beginn der H4-Terrassenbildung liegt aus der Donauau westlich von Reibersdorf vor. Dort ist ein weit nach Norden gegen die Niederterrassen ausholender H4-Mäanderbogen erhalten. Seine Außengrenze bildet der „Reibersdorfer Mäander“ (Abb. 19b). Die AMS ¹⁴C-Datierung organischer Makroreste von der Basis der zum Teil torfigen Paläomäanderfüllung westlich von Reibersdorf ergab ein Alter von 2.800 ± 48 ¹⁴C BP (Tab. 4: Do 04/77; Abb. 27). Zu dieser Zeit waren auch hier die vom Mäanderbogen eingeschlossenen Auenflächen der H4-Terrasse bereits vorhanden und die Verlandung des Paläomäanders setzte ein. Donauaufwärts erstreckt sich die H4-Terrasse des Reibersdorfer Mäanderbogens bis zur Flur „Thurnhofer Au“ fort (Abb. 19b). Insofern sind beide Auenareale der H4-Terrasse annähernd gleich alt, also bereits im ausgehenden Subboreal bis frühen Subatlantikum entstanden. Das belegt auch die AMS ¹⁴C-Datierung eines Holzes aus der dortigen Randsenkenfüllung mit einem Alter von 2.510 ± 46 ¹⁴C BP (Tab. 4: Do04/80; Anlage 4).

Auch der „Hofstettener-Mäanderbogen“ östlich von Straubing (Abb. 19b) war nach der AMS ¹⁴C-Datierung organische Makroreste aus der Auelehmdecke im Innenbogen des ehemaligen H4-zeitlichen Donaulaufes mit einem Alter von 2.676 ± 44 ¹⁴C BP (Tab. 4: Do05/04; Abb. 27) schon am Ende des Subboreals weitgehend ausgebildet.

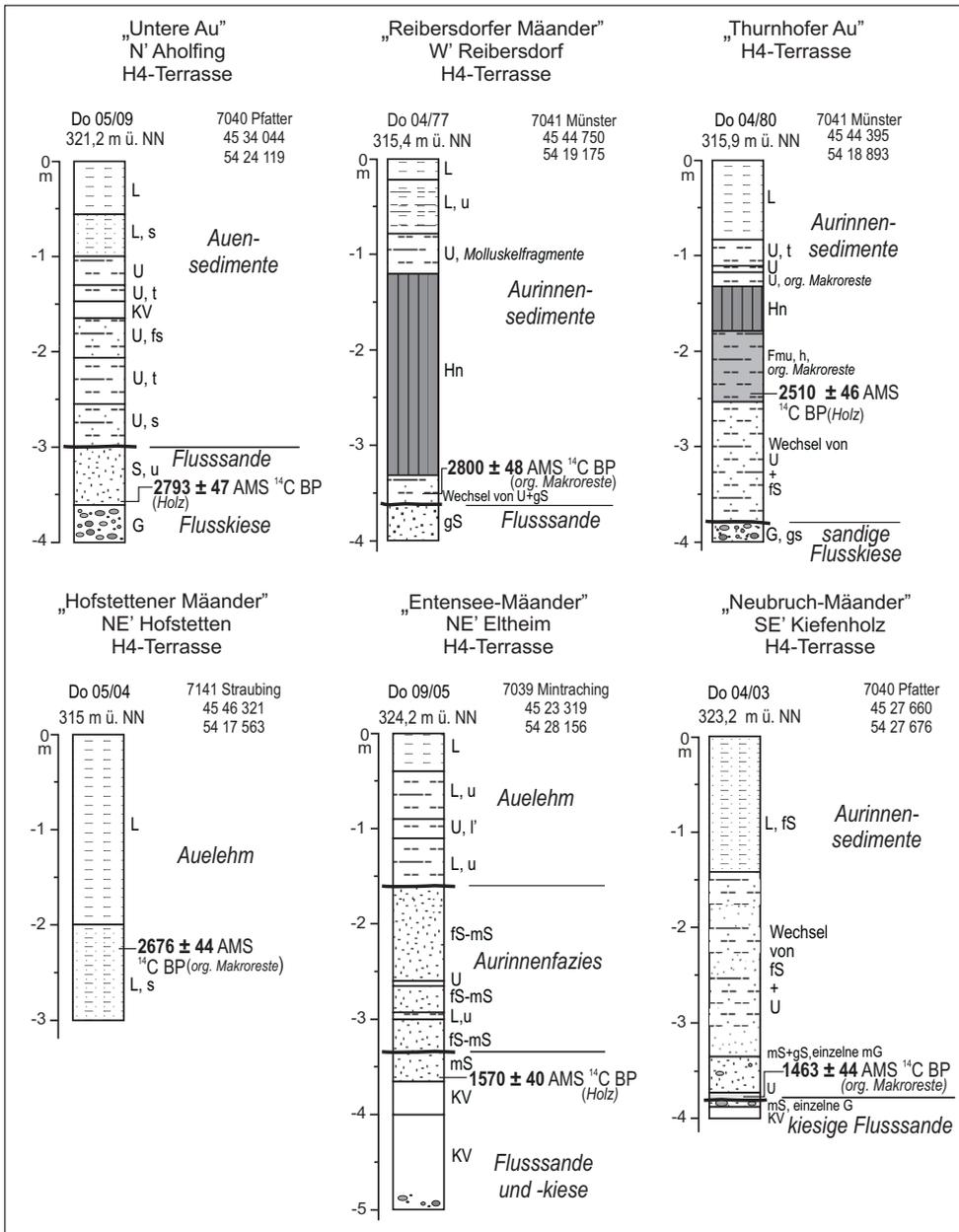
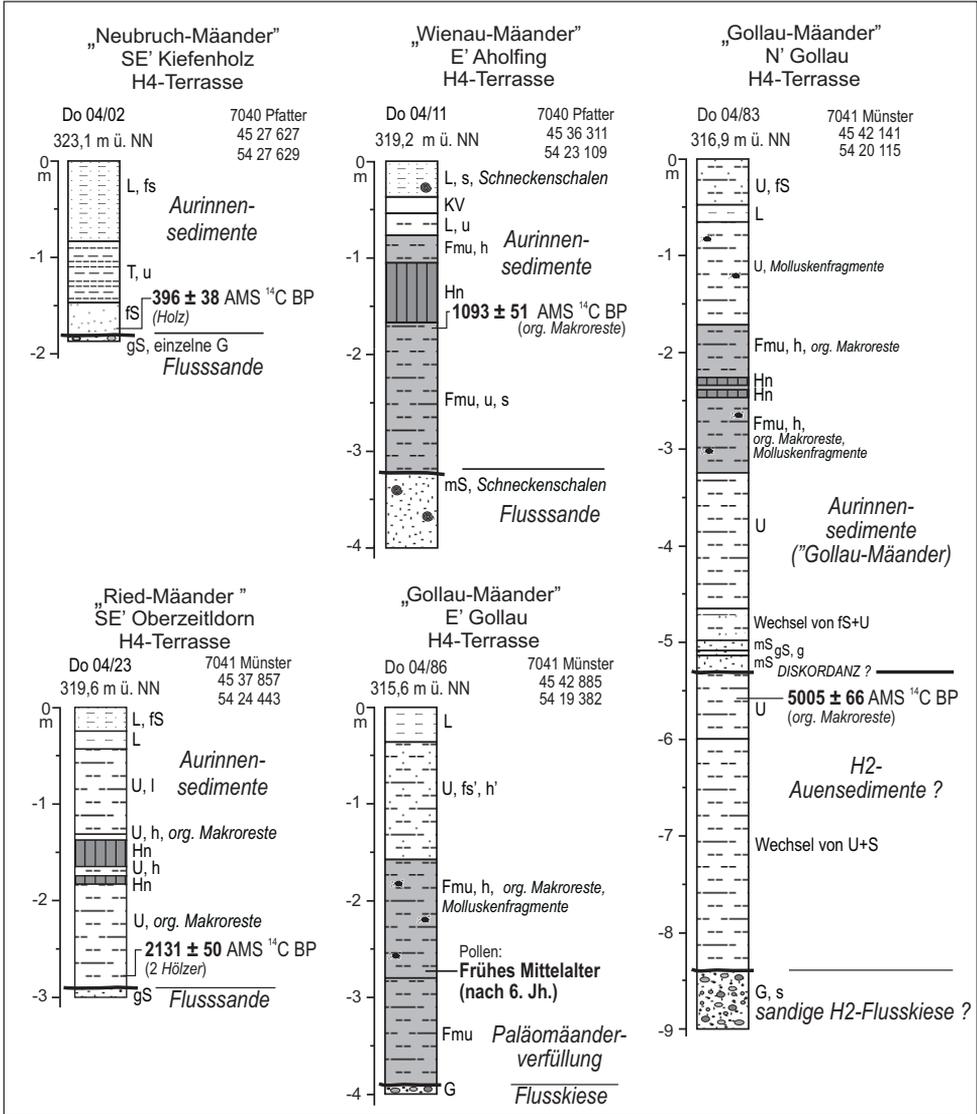


Abb. 27: Altersdatierungen aus Rammkernsondierungen auf der H4-Terrasse der Donau zwischen Eltheim und Bogen.

Das bedeutet, dass auch hier die vom Mäanderbogen umschlossene H4-Aue bereits im ausgehenden Subboreal entstanden ist.



Fortsetzung von Abb. 27.

Außer diesen spät-subborealen Bildungen der H4-Terrasse existieren zudem ausgedehnte H4-Auenflächen, die bis zum Ende der römischen Kaiserzeit von der Donau geschaffen wurden und wo der römische Donaulauf als Paläoflussbett erhalten ist. Dazu zählen der „Entensee-Mäander“ östlich von Eltheim, der sich vermutlich über die Donau hinweg im Mäanderbogen von Kleinkiefenholz fortsetzt (Abb. 19a; SCHELLMANN 1988: 222) sowie der „Neubruch-Mäander“ südöstlich von Kie-

fenholz, der „Wienau-Mäander“ östlich von Aholting, der „Ried-Mäander“ östlich von Oberzeitldorn und der „Gollau-Mäander“ östlich von Gollau (Abb. 19b).

Die AMS ^{14}C -Datierung eines Holzstücks am Top der Flusssande im Bereich des „Entensee-Mäander“ östlich von Eltheim ergab ein Alter von 1.570 ± 40 ^{14}C BP (Tab. 4: Do09/5; Abb. 27). Zu dieser Zeit war der Mäander noch ein Donauarm.

Der „Neubruch-Mäander“ östlich von Kleinkiefenholz begann um 1.463 ± 44 ^{14}C BP (Tab. 4: Do04/3; Abb. 27) zu verlanden.

Der „Wienau-Mäander“ östlich von Aholting war um 1.093 ± 51 ^{14}C BP bereits stärker verlandet und es bildeten sich lokal Niedermoore, die später von Hochflutlehmern begraben wurden (Tab. 4: Do04/11; Abb. 27).

Die ^{14}C -Datierung organischer Makroreste an der Basis der feinklastischen Paläo-Flussbettfüllung des „Ried-Mäanders“ südöstlich von Oberzeitldorn ergab ein Alter von 2.131 ± 50 ^{14}C BP und belegt die einsetzende Verlandung (Tab. 4: Do04/23; Abb. 27).

Der „Golau-Mäander“ östlich von Unterzeitldorn war nach BUCH (1989: 68) um 2.115 ± 70 ^{14}C BP noch ein Donauarm und um 1.662 ± 56 ^{14}C BP (Tab. 3: Mue 7041-B48) bzw. nach pollenanalytischen Datierungen (Tab. 4: Do04/86p; Abb. 27) spätestens im Frühmittelalter ein Altarm, der langsam verlandete. Nach BUCH (1989: Abb. 21) existierten im äußeren Mäanderbogen um 1.435 ± 50 ^{14}C BP lokale Vermoorungen.

Insgesamt begann die Ausbildung der H4-Terrasse im ausgehenden Subboreal und zwar mindestens einige Jahrzehnte vor 2.800 ^{14}C BP, also in etwa um 2.900 ^{14}C BP. Sie endete nach dem Verlandungsbeginn der jüngsten H4-Paläomäander am Ausgang der römischen Kaiserzeit um ca. 1.500 ^{14}C BP. Aus dem Blickwinkel der Siedlungsgeschichte ist die H4-Terrasse älter als die Gründung des in der H4-Aue gelegenen Dorfes Demling, das in der ersten Hälfte des 9. Jahrhundert erstmalig urkundlich erwähnt wird (SCHELLMANN 1988: 222, Tab. 33).

Die Ausbildung der H5-Terrassenflächen kann relativ gut belegt auf den Zeitraum vom Frühmittelalter um etwa 500 AD bis zum Ausgang des Hochmittelalters um 1300 AD eingeeengt werden. Älteste urkundliche Erwähnungen ihrer Fluren wie das „Gstütt“ bei Straubing aus dem Jahre 1301 AD (FEHN 1968: 65) und die Flur „Pillmoos“ bei Straubing aus dem Jahre 1353 AD (BAUMGARTNER 1927) belegen, dass zumindest die im Straubinger Raum erhaltenen H5-Auenflächen zu Beginn des 14. Jahrhunderts

Tab. 4: ¹⁴C- und pollenanalytische Datierungen an Torfen und feinklastischen Sedimenten auf den jungholozänen H4- bis H7-Terrassen.

Strat.	Bohr-Nr.	Rechts	Hoch	Lokalität	Ansatz m ü. NN	ET	Tiefe (m) a Probe	Tiefe (m) b OK	Alter (¹⁴ C, Pollen)	Abw	cal BP (2 sigma)	¹³ C	datierte Substanz
H4	Do 04/11	4536311	5423109	Wienau-Mäander	319,2	4	1,74	3,24	1093	51	925-1168	-28,8	Makroreste
H4	Do 04/02	4527627	5427629	Neubrunn-Mäander	323,1	1,9	1,73	1,8	396	38	318-514	-28,7	1 Holz
H4	Bu89: P1217	4527836	5427645	Neubrunn-Mäander	323,5		4		1360	115	1010-1519		Makroreste
H4	Bu89: P1214	4526326	5427203	Neubrunn-Mäander	323,6		4,9		1385	85	1084-1513		Makroreste
H4	Do 04/03	4527660	5427676	Neubrunn-Mäander	323,2	3,8	3,8	3,8	1463	44	1291-1505	-29,7	Makroreste
H4	Do09/5	4523319	5428156	Entensee-Mäander	324,2	5,0	3,61	3,35	1570	40	1375-1541	-25,1	Holz
H4	Do 04/186p	4542885	5419382	Gollau-Mäander	315,6	4	3,85 - 3,9	3,9	Früh-MA				
H4	Mue7041-B48	4542488	5418884	Gollau-Mäander	315,6	3	2,88-2,9		1662	56	1416-1696		Torf
H4	Bu89:Mue277-	4542823	5419533	Gollau-Mäander	315,5		1,9	2,0	2115	70	1932-2311		Makroreste
H4	Do 04/23	4537856	5424443	Ried-Mäander	319,6	3	2,77	2,9	2131	50	1991-2308	-29,5	2 Holzstücke
H4	Do 04/10	4533382	5424703	Untere Au-Mäander	321,1	3	2,1	2,59	324	41	303-483	-28	Makroreste
H4	Do05/09	4534044	5424119	Untere Au-Mäander	321,2	4	3,57	3,6	2793	47	2775-3057	-28,7	1 Holz
H4	Do05/04	4546321	5417563	Hofstetter-Mäander	315	3	2,3	>3,0	2676	44	2741-2861	-29,2	Makroreste
H4	Do 04/80	4544395	5418893	Thurnhofer Au	315,9	4	2,47	3,8	2510	46	2366-2744	-29,1	1 Holz
H4	Do 04/77	4544750	5419175	Reibersdorfer-Mäander	315,4	4	3,48 - 3,56	3,62	2800	48	2781-3060	-28,7	Makroreste
H5	Do 04/75	4546830	5419799	Bruchwiesen-Mäander	314,3	5	1,81 - 1,84		171	38	0-396	-27,3	Makroreste
H5	Do 04/75p						4,76 - 4,80	4,8	MA und jünger				Pollen
H5	Do 04/74	4547034	5420003	Bruchwiesen-Mäander	314,2	4	3,35	>4,0	176	43	0-300	-28,3	1 Holz
H5	Do 04/05	4529703	5427838	Bruchwiesen-Mäander	321,9	5	4	4,36	605	43	539-659	-31,8	Makroreste
H5	Do05/14	4530666	5428093	Wiesent-Mäander	320,7	4	2,24	3,0	618	42	544-662	-31,3	Makroreste
H5	Do 04/06	4530587	5427925	Wiesent-Mäander	320,5	2,8	2,19	2,2	704	59	552-733	-30,6	Makroreste
H5	Do 04/22p	4537757	5423871	Perlbachgraben-Mäander	319,8	2	1,85 - 1,9	1,92	Hoch-MA				Pollen
H5	Do 04/21p	4534849	5425089	SW Pondorf	320,4	5	3,95 - 4,0	4,1	nach 6. Jh.				Pollen
H6	Do05/11	4537051	5422442	Molzinger Au	319	7,5	5,4	7,27	303	40	290-475	-29,4	Holzstücke

a Tiefe (m) der Probe unter Geländeoberfläche b Tiefe (m) Oberkante Flusssande und -kiese ET = Endteufe cal BP: kalibriert mit IntCal04; Calib 5.1beta

Bu89: P1217 = ¹⁴C-Alter aus Buch (1989); Mue 7041-B48 = ¹⁴C-Alter aus Münzberger (2005) (Alter) = vermutlich umgelagert

MA = Mittelalter; pollenanalytische Datierung; Dr. Heike Schneider (Bamberg)

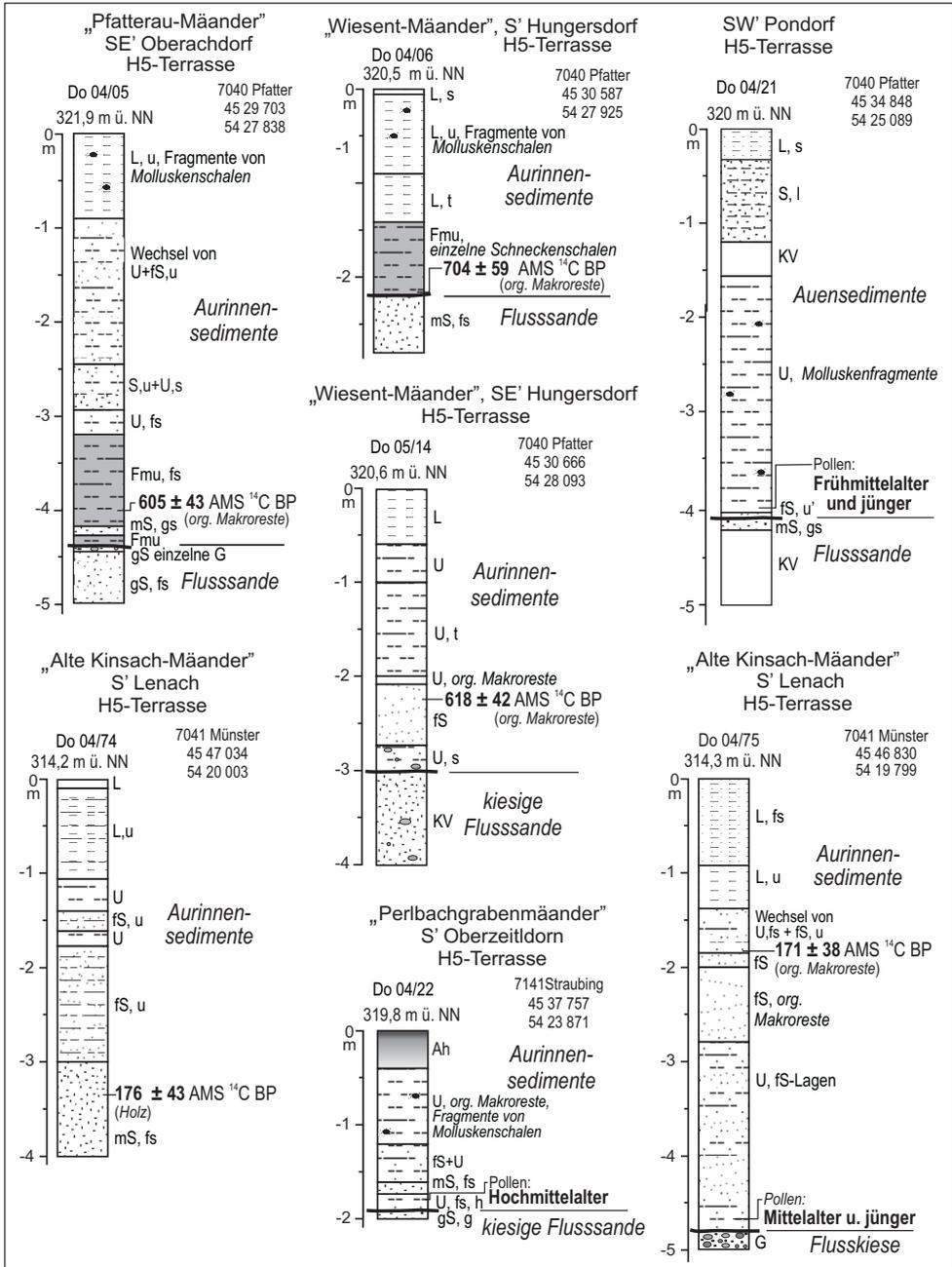


Abb. 28: Altersdatierungen aus Rammkernsondierungen auf der H5-Terrasse der Donau zwischen Griesau und Straubing-Bogen.

weitgehend ausgebildet waren. Das westlich von Niederachdorf auf der H5-Terrasse

gelegene Kiefelmauth ist nach SCHMID (1976) älter als 1698 AD. Die AMS ^{14}C -Datierung organischer Makroreste an der Basis feinklastischer Paläomäanderfüllungen belegt die beginnende Verlandung des H5-zeitlichen „Pfatterau-Mäanders“ südöstlich von Oberachdorf um 605 ^{14}C BP (Tab. 4: Do 04/05; Abb. 28) und des „Wiesent-Mäanders“ südöstlich von Hungersdorf um 704 bzw. vor 618 ^{14}C BP (Tab. 3: Do 04/06 und Do 05/14; Abb. 28). Die Auensedimentdecke auf der H5-Terrassenfläche in der Flur „Hagenfeld“ südwestlich von Pondorf ist nach pollenanalytischer Datierung ihrer Basislage nach dem 6. Jahrhundert abgelagert worden (Tab. 4: Do 04/21p; Abb. 28). Der Verlandungsbeginn des „Perlbachgraben-Mäanders“ südlich von Oberzeitldorn begann nach pollenanalytischer Altersbestimmung im Hochmittelalter (Tab. 4: Do 04/22; Abb. 28) und die Verlandung des H5-Mäanderbogens „Alte Kinsach“ südlich des Einzelhofs Lenach im Mittelalter oder jünger (Tab. 4: Do 04/75; Abb. 28). Das AMS ^{14}C -Alter von 176 ± 43 ^{14}C BP eines Holzes aus sandigen Aurinnensedimenten im Bereich des Alten Kinsachlaufs (Tab. 4: Do 04/74; Abb. 28) ist viel zu jung für die Bildungszeit der H5-Terrasse. Vermutlich wurden hier junge Bachablagerungen der Alten Kinsach erbohrt. Insgesamt ist davon auszugehen, dass die H5-Terrasse vor allem im Zeitraum zwischen ca. 500 bis 1300 AD gebildet wurde. Wie bereits von SCHELLMANN (1988: 224; Tab. 33) ausgeführt, steht damit im Einklang, dass zahlreiche der im Zuge des hochmittelalterlichen Landesausbaus innerhalb der Donauaue angelegten Siedlungen wie u.a. Auburg (vor 1442 AD), Öberau (vor 1146 AD, befestigter frühmittelalterlicher Donauübergang), Sossau (1146 AD, Einöde), Reibersdorf (12. Jh., Schwaiger und Fischer) und Lenach (1115 AD), die als Fischersiedlungen oder in Verbindung mit einem Donauübergang von der Donau als Wirtschaftsfaktor abhängig waren, auf älteren Auenterrassen unmittelbar am Übergang zur H5-zeitlichen Umlagerungszone der Donau gegründet wurden.

Die H6- und H7-Terrasse der Donau entstanden während der sog. „Kleinen Eiszeit“ von Mitte des 14. bis zur Mittelwasser-Regulierung und Lauffestlegung der Donau ab Mitte des 19. Jahrhunderts. Ihre Bildungszeiten lassen sich anhand historischer Karten und ersten urkundlichen Erwähnungen von Flurnamen relativ genau eingrenzen (siehe SCHELLMANN 1988; ders. 1990; BUCH 1988: 34ff.). Zum Beispiel wurde die H6-Terrassenfläche in der Flur „Wörth“ bei Breitenfeld oberhalb von Straubing bereits 1502 AD urkundlich erwähnt (SCHMIDT, o.J.) und auch die großen H6-Mäanderbögen in der Donauaue bei Donaustauf und in der Flur „Obere Au“ bei Pfatter (Abb. 19a) entstanden bereits vor Mitte des 16. Jahrhunderts. Dagegen bildete sich der große H6-Mäanderbogen in der „Gmünder Au“ weitgehend erst nach Fertig-

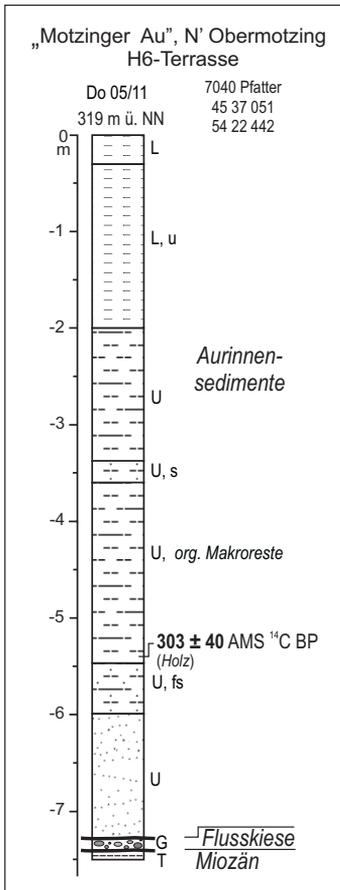


Abb. 29:

AMS ¹⁴C-Datierung organischer Makroreste aus einer Rammkernsondierung auf der H6-Terrasse der Donau in der „Motzinger Au“ nördlich von Obermotzing.

stellung der Landtafeln von APIAN (1568) Mitte des 16. Jahrhundert. Große Areale der H6-Terrasse in der Flur „Motzinger Au“ entstanden ebenfalls schon in der Frühzeit der H6-Terrassenbildung, deutlich vor Mitte des 17. Jahrhunderts. Das belegt das AMS ¹⁴C-Alter von 303 ± 40 ¹⁴C BP (kalibriertes Alter: 1475-1660 AD, 2 sigma Wahrscheinlichkeit) eines kleinen Holzstücks im tieferen Bereich einer Aurinnenfüllung (Abb. 29). Vor dieser Zeit existierten bereits große H6-Areale in der „Motzinger Au“.

Besonders ausgeprägte Mäandermigrationen ereigneten sich während der Bildungszeit der H7-Terrasse zwischen der Mitte des 18. Jahrhunderts und der Mitte des 19. Jahrhunderts in der Donauaue bei Pfatter. Kurze Zeit nach 1749 AD hatte dort die Donau den extremen H6-Mäanderbogen in der „Oberen Au“, die sogenannte „Alte Donau“, durchbrochen und bereits um 1796 AD einen neuen Mäanderbogen im heu-

tigen westlichen Außenrand der H7-Terrasse bei Pfatter ausgebildet. Dieser verlagerte sich bis zu seinem künstlichen Durchstich in den Jahren 1850 bis 1862 AD etwa 600 m donauabwärts.

Insgesamt ist davon auszugehen, dass größere Areale der H6-Terrasse schon zwischen 1350 bis 1550 AD entstanden und die H7-Terrasse, zumindest im Raum Pfatter, vor allem in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts im Zuge intensiver Flusslaufmigrationen gebildet wurde.

4. Schlussfolgerungen und Zusammenfassung

Der Beginn des Jungquartärs (Oberpleistozäns) ist im hier betrachteten Donautal zwischen Regensburg und Straubing weiterhin offen. Es sind keine Donauablagerungen bekannt, die geochronologisch abgesichert aus dem Eem oder dem Früh- bis Mittelwürm stammen. Eine der beiden oder beide unter kaltzeitlichen Klimabedingungen entstandenen Übergangsterrassen könnten früh- bis mittelwürmzeitliche Bildungen sein. Diese Annahme drängt sich auf, allerdings, es fehlt der Beweis. Dagegen ist die fluviale Entwicklung des Donautals seit dem Würm-Hochglazial wesentlich besser rekonstruierbar. Im Zeitraum zwischen vermutlich dem Denekamp-Interstadial vor etwa 28-30 ka ¹⁴C BP und dem Beginn des Holozäns vor ca. 10 ka ¹⁴C BP entstanden die drei Niederterrassen NT1 bis NT3. Der Terrassenkörper der NT1 ist vom Top der Flussbetsedimente bis zur blockreichen Basis von einem stark verwilderten Donaulauf („*braided river*“) aufgeschottert worden, wobei das aktive und wiederholt in Umgestaltung begriffene Flussbettareal eine Breite von mehreren Kilometern besaß. Diese sedimentüberlastete NT1-Donau existierte mit hoher Wahrscheinlichkeit nur bis zum Ende des Hochglazials im fluvialen bzw. gletschergeschichtlichen Sinne und damit bis vor etwa 17-18.000 ¹⁴C-Jahren (Abb. 30). Allerdings kann der Beginn und das Ende ihrer fluvialen Aufschotterung bisher nicht datiert werden. Die im Rahmen dieser Untersuchungen durchgeführten OSL-Datierungen an NT1-Flusssanden sind keine sicheren Altersbelege (s.o.) und das gilt auch für die OSL-Datierungen an den jüngeren NT2- und NT3-Flussbetsedimenten (Abb. 23). Die Hauptniederterrasse gliedert sich mit Annäherung an die hochglazialen Jungendmoränen in mehrere Teilfelder auf (u.a. MEGIES 2006; FELDMANN & SCHELLMANN 1994; GESSLEIN & SCHELLMANN in diesem Band), ist also entstanden, als die Stammbecken im nördlichen Alpenvorland noch vergletschert waren.

Die nächstjüngere Niederterrasse, die NT2, war bereits im frühen Spätglazial ak-

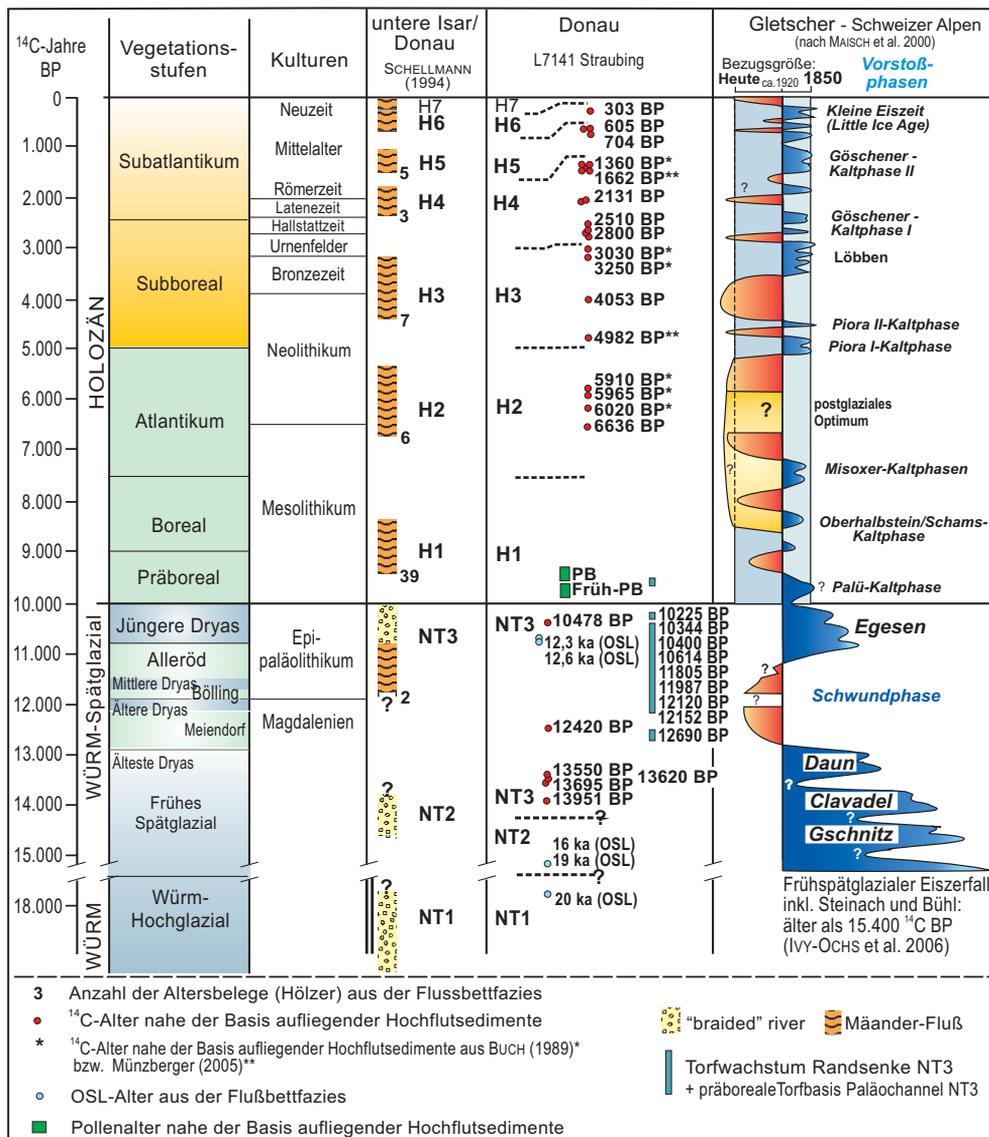


Abb. 30: Stratigraphische Übersicht zum Alter der Niederterrassen und Holozänterrassen an der unteren Isar (Datierung der Flußbettfazies) und der Donau (Datierung der aufliegenden Hochflutfazies und der NT3-Randsenkenfüllung).

tives Flussbettareal der Donau und wurde in vielleicht nur etwa 1.000 Jahren ebenfalls von einer verwilderten Donau hinterlassen. Ihr Terrassenkörper ähnelt vom Schichtungsbild und von seiner Lagerung im Tal (Abb. 23) in hohem Maße der NT1. Die Ausbildung der NT2 fällt ins frühe Spätglazial, vermutlich in den Zeitraum zwischen 14-15.000 ¹⁴C BP (Abb. 30). Vor der kaltzeitlicher Aufschotterung der NT2 kam es

zur kräftigen Ausräumung des NT1-zeitlich stark aufgehöhten Talbodens. In dieses, zum Teil einige Kilometer breite und um mehrere Meter in die NT1-Fluren eingeschnittene NT2-Flussbettareal wurde dann durch einen verwilderten Donaulauf der NT2-Kieskörper aufgeschottert. Die durch starke Seitenerosion geprägte NT2-Ausräumungsphase dürfte im Zusammenhang mit der ersten spätglazialen Klimaerwärmung und Vegetationsausbreitung („Tundravegetation“) stehen. Dabei kann man davon ausgehen, dass dadurch die Abflussmengen deutlich erhöht wurden als Folge a) eines enormen frühspätglazialen Eiszerfalls im alpinen Einzugsgebiet der Donau, b) eines ersten spätglazialen Auftauens des Dauerfrostbodens und c) wohl auch einer Zunahme der Jahresniederschläge. Andererseits dürfte der Sedimenteintrag aus den Einzugsgebieten der Donau infolge Vegetationsverdichtung (Gräser und Kräuter) zunächst deutlich zurückgegangen sein. Erhöhter Abfluss bei gleichzeitiger Verringerung der Flussbettfracht dürften diese Phase der NT2-Talausräumung dominiert haben. Kälterückschläge im frühen Spätglazial vermutlich zur Zeit des Gschnitz-Stadiums in den Alpen oder schon davor (Abb. 30) könnten die Aufschotterung der NT2 bewirkt haben.

Ein markanter Umbruch in der spätglazialen Donaugeschichte ereignete sich allerdings erst zu Beginn der Entstehung der jüngsten Niederterrasse, der NT3 (u.a. SCHELLMANN 1994a: 135ff.). Dieser Umbruch setzte mit einer markanten Tiefenerosionsphase ein und endete in weiten Arealen der NT3 mit der Ablagerung eines mehrere Meter mächtigen, horizontal- und troggeschichteten Kieskörpers. Die Donau besaß zu dieser Zeit ein immer noch kilometerbreites Flussbett mit stark verwilderten, sich häufig verlagernden Haupt- und Nebenarmen („*braided river*“). Diese bedeutende Tiefenerosionsphase zu Beginn der NT3-Bildung trat auch im unteren Isartal auf, wo drei allerödzeitliche Kiefern (11.861, 11.370 und 10.939 ¹⁴C BP) in Kolken an der Basis der quartären Talfüllung in ähnlicher Tiefenlage wie alt- und mittelholozäne Isarkiese verbreitet sind (u.a. SCHELLMANN et al. 1994). Nach der aktuell abgeschlossenen quartärgeologischen Blattaufnahme des Tals der Großen Laber zwischen Langquaid und Aufhausen bildeten sich größere Auenareale im Tal der Großen Laber, die morphologisch und vermutlich auch mit ihrem Sedimentkörper in die Hauptniederterrasse eingeschnitten sind, schon vor mehr als 11.480 ¹⁴C-Jahren (SCHELLMANN in ANNAU et al., in Vorb.). Das bedeutet, auch dort kam es vor oder im Bölling-Alleröd-Interstadial zu einer Phase kräftiger Ausräumung und Taleintiefung in das heute höhere Niveau der hochglazialen Hauptniederterrasse. Im hier betrachteten Donautal konnte erstmalig nachgewiesen werden, dass sich die mit Beginn der

NT3-Bildung einsetzende markante spätglaziale Ausräumungsphase mit Auswirkungen wahrscheinlich weit in die periglazialen Seitentäler der Donau hinauf nicht erst zu Beginn des Bölling-Alleröd-Interstadials ereignete, wie früher angenommen (u.a. SCHELLMANN 1994a), sondern schon vor mindestens 14.000 ¹⁴C-Jahren (Abb. 30).

Leider ist nicht bekannt, welches Schichtungsbild (V- oder L-Schotter *sensu* SCHIRMER 1983) der NT3-Kieskörper besetzt, der die datierte feinklastische Randsenkenfüllung an der Typuslokalität „Ksg. Wolf“ bei Atting unterlagert (Abb. 17). Es dürfte sich vermutlich um einen L-Schotter handeln, denn nur ein weitgehend einfadiger mäandrierender Donaulauf kann eine derartige enorme Tieferlegung der Talsohle bewerkstelligen. Insofern ist davon auszugehen, dass die schluffig-sandige NT3-Randsenkenfüllung zeitnah nach Ablagerung des unterlagernden Kieskörpers von den Hochwässern eines mäandrierenden, den Talgrund in der neuen spätglazialen Tiefenlinie umlagernden NT3-Donaulaufs abgelagert wurden. Dieser NT3-Mäanderfluss sollte mindestens bis zu Beginn des großflächigen Torfwachstums im Randsenkenbereich um ca. 12.150 ¹⁴C BP (Ältere Dryas) und maximal bis zum Beginn der Überdeckung der vermoorten Randsenke durch sandige und kiesige Schwemmkegelablagerungen der Kleinen Laber um ca. 10.500 ¹⁴C BP (Ende der ersten Hälfte der Jüngere Dryas) existiert haben. Die in der zweiten Hälfte der Jüngeren Dryas an der Mündung der Großen Laber erfolgte weitflächige Überdeckung der inzwischen stark vertorften NT3-Randsenkenfüllung mit sandigen und kiesigen Schwemmkegelsedimente der Kleinen Laber kann als Indiz für eine nun extreme Schuttbelastung der Donau angesehen werden. Sie löste eine erneute Flusslaufverwilderung („*braided river*“) aus, im Zuge derer es die in zahlreichen Kiesgruben in der Vergangenheit oberhalb des Grundwasserspiegels aufgeschlossenen horizontal- und troggeschichteten NT3-Flussbetsedimente abgelagert wurden. Anders ausgedrückt, es ist davon auszugehen, dass die Hauptaufschotterung der NT3 durch eine verwilderte Donau vor allem in der 2. Hälfte der Jüngeren Dryas erfolgt ist und dass die Tieferlegung der Talsohle bei gleichzeitiger Ablagerung eines basalen, vermutlich großbogig schräggeschichteten NT3-Kieskörpers durch eine mäandrierende Donau im Zeitraum zwischen ca. 14.000 ¹⁴C BP bis vermutlich in die Frühzeit der Jüngeren Dryas hinein stattfand.

Die NT3 oder Jüngere Niederterrasse ist an vielen mitteleuropäischen Flüssen erhalten und ihre Ausbildung wurde bisher generell in den Zeitraum vom Meiendorf-, Bölling- oder Alleröd- oder erst nach dem Alleröd-Interstadial bis zum Ausgang der Jüngeren Dryas angesehen (regionale Vergleiche u.a. DAMBECK 2005; URZ 2003; SCHIRMER 1995; SCHELLMANN 1994a). Die älteren Areale der NT3 und der ältere

„Sockelschotter“ an der Basis des NT3-Kieskörpers könnten ebenso wie die NT2 der Donau der von allerödzeitlicher Laacher See-Tephra bedeckten T6-Terrasse im nördlichen Oberrheingraben entsprechen (ERKENS et al. 2009). Dagegen korrelieren die jüngeren Areale der NT3 mit der seit langem bekannten jünger-dryaszeitlichen „Jüngeren Niederterrasse“ des Rheins („Ebinger Terrasse“ bzw. „NT3“ des Niederrheins *sensu* SCHIRMER 1995), die Lagen aus Laacher See-Tephra in ihren Flussbettsedimenten enthält.

Eine Erklärung für die zum Teil scheinbaren Diskrepanzen in der geochronologischen Einstufung dieser jüngsten spätglazialen Terrassenbildung in unseren Tälern als häufig ausschließlich jünger-dryaszeitliche Bildung mag vor allem darin liegen, dass nur wenige Altersdatierungen aus dieser Terrasse vorliegen. Zudem wird oft nicht zwischen der Hauptphase NT3-zeitlicher Sedimentablagerung und den Phasen, in denen Erosion und Talausträumung dominierten, differenziert. Generell umfasst das Bildungsalter einer Terrasse, unabhängig davon, ob es Nieder- oder Holozänterrassen sind, die gesamte Periode ihrer Entstehung, innerhalb deren mehrere Phasen mit dominierender Sedimentakkumulation (= Akkumulationsphase) oder Dominanz des Sedimentexports (= Erosionsphase) auftreten können (hierzu siehe auch SCHELLMANN 1994a: 141). Für die NT3 der Donau scheint eine bedeutende Phase der Sedimentakkumulation die Jüngere Dryas gewesen zu sein und zwar vor allem die zweite Hälfte der Jüngeren Dryas im Zeitraum zwischen etwa 10.500 und 10.200 ¹⁴C. Allerdings reicht die Terrassenbildung der NT3, also die erstmalige Ablagerung NT3-zeitlicher Flussbettsedimente, mindestens bis vor etwa 14.000 ¹⁴C-Jahren zurück. Betrachtet man die Kenntnisse über das Alter der jüngsten Niederterrasse in größeren Tälern des deutschen Mittelgebirgsraums, so gibt es auch dort Befunde, die belegen, dass diese Terrasse neben bedeutenden jünger-dryaszeitlichen Akkumulationen auch Areale umfasst, die vor der Jüngeren Dryas entstanden sind. Zum Beispiel ist die NT3 in der Hamelner Talweitung an der oberen Weser von Aurinnen durchzogen, die weitgehend mit feinklastischen Sedimenten verfüllt sind. Die Verfüllung einer solchen primären Aurinne begann pollenanalytisch belegt im frühen Alleröd und nach der ¹⁴C-Datierung an der Basis eingelagerter Ästchen um 11.550 ± 110 ¹⁴C BP (SCHELLMANN 1994a; SCHELLMANN & SCHIRMER, U. 1994). Größere Areale der NT3 haben also dort schon mindestens im frühen Alleröd existiert und weitere Areale waren noch in Bildung begriffen. Auch die jüngste Niederterrasse im Obermaintal, die Ebinger Terrasse, war schon im frühen Alleröd in Ausbildung (SCHELLMANN & SCHIRMER 1994: 75). Am Mittel- und Niederrhein wurde die NT2 nach SCHIRMER (u.a.1990a;

ders. 1990b) bereits prä-böllingzeitlich zerschnitten, der Rhein floß also bereits im NT3-Flussbettareal. Ähnliches gilt für den Oberrhein, wo die untere Niederterrasse (uNT), die mit hoher Wahrscheinlichkeit der NT2 im Donautal entspricht, nach DAMBECK (2005) im Zeitraum zwischen dem ausgehenden Hochglazial und dem frühen Spätglazial aufgeschottert wurde.

Die holozänen Donauterrassen H1- bis H7 sind große fluviale Umlagerungsperioden innerhalb deren ein oder mehrere Phasen verstärkter und abgeschwächter Umlagerung zusammengefasst sein können (siehe auch SCHELLMANN 1994a: 140ff.). Ihre Bildungszeit beginnt am Übergang vom Würm-Spätglazial zum Holozän und reicht bis zur Regulierung der Donau ab Mitte des 19. Jahrhunderts. Alle holozänen Auenterrassen sind Maänderterrassen. Es liegen keine Hinweise vor, die im Laufe des Holozäns grundlegende Abweichungen von diesem flussmorphologischen Erscheinungsbild der Donau als mäandrierender Fluss, wie von BUCH (u.a. 1988) und MÜNZBERGER (2005) postuliert, belegen. Die starke Tieferlegung der Flussbettsohle am Übergang Spätglazial/Holozän, die sich bis zur Ausbildung der spät-subborealen bis römerzeitlichen H4-Terrasse fortsetzte, konnte durch die wesentlich zahlreicher vorliegenden Schichtenverzeichnisse von Bohrungen, die bis zur Quartärbasis reichen, überprüft und letztlich bestätigt werden. Zum ersten Mal bestand dank des Einsatzes von AMS ¹⁴C-Datierungen die Möglichkeit, absolute Daten zum Bildungsalter der H1- bis H7-Terrassen in diesem Donautalabschnitt zu erhalten. Danach bestätigt sich weitgehend die von SCHELLMANN (1988) vorgenommene Alterseinstufung dieser Terrassen. Dennoch reichen die Altersdaten bei weitem nicht aus, um mehr als nur die großen Umlagerungsperioden, also die Bildungszeiten der Terrassen annähernd zu datieren. Es bedarf wesentlich mehr Datierungen, um Informationen zur Anlage und Ausbaugeschwindigkeit der einzelnen Terrassenflächen bzw. Mäanderbögen zu erhalten und damit Phasen gesteigerter und abgeschwächter Umlagerungstätigkeiten zu erkennen. Letzteres ist essentiell, will man den Ursachen von Flussbettverlagerungen nachgehen und zum Beispiel eine Korrelation zwischen holozänen Flussbettaktivitäten und Klimaschwankungen vornehmen (hierzu auch SCHELLMANN 1994a: 140ff.). Die neuen Befunde zum Alter der Holozänterrassen sind im wesentlichen (Abb. 30):

1. Die ältesten Areale der H1-Terrasse stammen aus dem frühen Präboreal und vermutlich dauerte deren Ausbildung mindestens bis in die zweite Hälfte des Boreals an, folgt man der relativ gut datierten Bildungszeit der H1-Terrasse an der unteren und mittleren Isar (SCHELLMANN et al. 1994). Dort belegen 77 datierte subfossile Kiefern aus H1-Flussbettsedimenten ein Alter der H1-Umlagerungs-

periode von 8.400 bis 9.800 ¹⁴C BP (Abb. 31).

2. Die Bildungszeit der H2-Terrasse fällt generell ins Atlantikum, wobei der genaue Zeitraum weiterhin nur lückenhaft bekannt ist. Um 6.634 ¹⁴C BP war die Terrasse in Bildung begriffen und um 5.900-6.000 ¹⁴C BP existierten schon große Terrassenareale. An der unteren und mittleren Isar weisen 5 Holzalter aus H2-Flussbett-sedimenten auf eine Bildungszeit zwischen 5.300 bis 6.500 ¹⁴C BP hin (SCHELLMANN et al. 1994).
3. Die H3-Terrasse entstand im Subboreal im Zeitraum zwischen ca. 5.100 (?) bis 3.000 ¹⁴C BP.
4. Die Bildung der H4-Terrasse begann nicht erst in der Eisenzeit (u.a. SCHELLMANN 1994a), sondern schon im ausgehenden Subboreal um ca. 2.900 ¹⁴C BP. Sie dauerte bis zum Ausgang der römischen Kaiserzeit um ca. 1.500 ¹⁴C BP an. Dabei deutet sich eine geochronologische Zweiteilung an in a) ältere spät-subboreale Terrassenflächen aus der Zeit zwischen 2.900 – bis ca. 2500 ¹⁴C BP und b) in jüngere früh-subatlantische Terrassenflächen, die erst im Zeitraum zwischen ca. 2.200 bis 1.500 ¹⁴C BP entstanden sind.
5. Die H5-Terrasse entstand im Früh- bis Hochmittelalter zwischen ca. 500 bis 1300 AD.
6. Die H6- und H7-Terrassen der Donau entstanden während der sog. „Kleinen Eiszeit“ von der Mitte des 14. Jahrhunderts bis zur Mittelwasser-Regulierung und Lauffestlegung der Donau ab Mitte des 19. Jahrhunderts. Dabei wurden große Areale der H6-Terrasse bereits vor Mitte des 17. Jahrhunderts ausgebildet, also zu Beginn der Kleinen Eiszeit. Dagegen ereigneten sich besonders ausgeprägte H7-Mäandermigrationen, zumindest lokal im Raum Pfatter, am Ausgang der Kleinen Eiszeit zwischen der Mitte des 18. Jahrhunderts und der beginnenden Donaukorrektur in der Mitte des 19. Jahrhunderts. Aus dem Donautal unterhalb der Isarmündung gibt es historische Belege dafür, dass die großen Mäanderbögen der H6-Terrasse bereits zu Beginn bzw. bis zur Mitte des 16. Jahrhunderts ausgebildet waren und dass sich stärkere H7-Flussbettverlagerungen der Donau im ausgehenden 18. und frühen 19. Jahrhundert ereigneten (SCHELLMANN 1990: 112f.).

Natürlich ist es ein beehrtes wissenschaftliches Anliegen, den Ursachen von Flussaktivitäten nachzugehen und dabei die komplexen Wechselwirkungen zwischen extern ausgelösten Veränderungen (hier vor allem Klimaschwankungen und seit dem Neolithikum der Mensch) systeminterner Faktoren der Flussarbeit sowie selbstgesteuerten autozyklischen Reaktionen („*complex responses*“) auf die konkrete regio-

nale fluviale Dynamik herauszufinden. Für das hier betrachtete Donautal wurden diese Aspekte und deren Auswirkungen auf den lokalen Terrassenbaustil bereits ausführlich bei SCHELLMANN (1994a) diskutiert.

Trotz der besseren geochronologischen Einstufung der würmzeitlichen und holozänen Donauterrassen ergeben sich nur wenige neuen Erkenntnisse, was die Korrelation mit bekannten Klimaschwankungen angeht, wie sie zum Beispiel in den spätglazialen und holozänen Gletscherschwankungen der Schweizer Alpen manifestiert sind (Abb. 30). Der Grund liegt darin, dass weiterhin eine geochronologische Auflösung der einzelnen fluvialen Aktivitätsphasen, innerhalb deren die verschiedenen Terrassenkörper im Wesentlichen entstanden sind, weitgehend fehlt (s.u.).

Zum Beispiel umfasst die Bildung der jüngsten spätglazialen NT3 wahrscheinlich folgende durch das Bölling-Alleröd-Interstadial getrennte Vorstöße der Alpen-gletscher: das Egesen-, Daun- und Clavadel-Stadium. Dabei wurde in großen Arealen der NT3 der jüngste, von der Terrassenoberfläche bis mindestens zum Grundwasserspiegel reichende NT3-Kieskörper eines verwilderten Donaulaufs vor allem während der Spätphase des Egesen-Stadiums in der zweiten Hälfte der Jüngeren Dryas abgelagert. Die NT3-Flussbettablagerungen, die im Liegenden spätglazialer, prä-böllingzeitlicher Torfe im Laberschwemmkegel bei Atting (Abb. 16 und 17) und nördlich der Donau an der Basis der NT3 westlich von Parkstetten (Abb. 18) verbreitet sind, stammen wahrscheinlich aus dem Zeitraum zwischen beginnendem Eisaufbau des Clavadel-Stadiums und dem Abschmelzen der Alpengletscher von den prä-böllingzeitlichen Daun-Moränen (Abb. 30). Die NT2 könnte spätestens während des Geschnitz-Stadiums entstanden sein, dass jünger als 15.400 ^{14}C BP ist (VAN HUSEN 2004; IVY-OCHS et al. 2006) und wahrscheinlich in der Zeit um 17-17,5 ka (ca. 14.500 ^{14}C BP) (IVY-OCHS et al. 2008: 567) seinen Maximalstand erreichte. Ihre Ausbildung könnte aber auch schon während des spät-hochglazialen Eiszerfalls eingesetzt haben. Die Aufschotterung der NT1 endete wahrscheinlich mit dem Abschmelzen der Vorlandvergletscherung von den Äußerer Jungendmoränen vor etwa 17-18.000 ^{14}C -Jahren.

Die älteren Areale der H4-Terrasse könnten vor und während der Göschener Kaltphase I (2,3-3,0 cal BP nach IVY-OCHS et al. 2009; siehe kalibrierte ^{14}C -Alter in Tab. 4) und die jüngeren Areale in der ersten Vorstoßphase von Göschen II zwischen 500-600 AD (IVY-OCHS et al. 2009; siehe kalibrierte ^{14}C -Alter in Tab. 4) entstanden sein. Die H6- und H7-Terrasse sind dagegen ohne Zweifel Bildungen der „Kleinen Eis-

zeit“, die H6 vor allem in deren Frühphase zwischen 1350 bis um 1550 bzw. 1650 AD und die H7 in deren Spätphase um 1750 bis 1850 AD.

Für die älteren holozänen H1 bis H3-Terrassen reichen die Datierungen selbst für tendenzielle Korrelationen zwischen Flussbettaktivitäten und Gletscherschwankungen nicht aus. Die nur punktuell vorliegenden Altershinweise ermöglichen es lediglich den Gesamtzeitraum einer Terrassenbildung, also die Umlagerungsperiode, halbwegs einzugrenzen. Die innerhalb dieser fluvialen Großzyklen auftretenden Phasen gesteigerter und abgeschwächter Flussbettsedimentation sind weiterhin unbekannt. Bei den holozänen Terrassen hat man an verschiedenen deutschen Flüssen versucht, solche Informationen indirekt über die Datierung subfossiler, in den Flussbettsedimenten eingelagerter Baumstämme zu erhalten (u.a. BECKER 1982; BECKER & SCHIRMER 1977; SCHELLMANN 1994a; STRIEDTER 1988). Üblicherweise wurde bei der Darstellung gehäufte Absterbealter von Baumstämmen als Indikatoren für Flussaktivitäten eine Fundortgewichtung der datierten Stämme vorgenommen (Abb. 31). Dadurch kann die Überrepräsentation einer Lokalität mit zahlreichen Baustammfunden in den Diagrammen zur gehäuften bzw. verringerter Einlagerung von Baumstämmen in Flussbettsedimenten abgeschwächt werden.

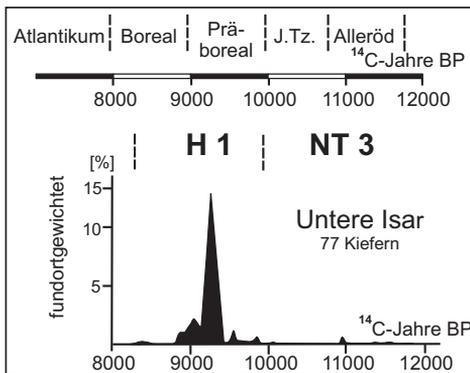


Abb. 31:
Fundortgewichtete Darstellung der Absterbealter subfossiler Hölzer aus H1- und NT3-Flussbettablagerungen der unteren und mittleren Isar nach SCHELLMANN et al. (1994).

Ein direkter Nachweis, dass das gehäufte Auftreten subfossiler Hölzer in Flussbettsedimenten auch tatsächlich mit einer verstärkten Umlagerungsaktivität des Flusses verbunden war, steht allerdings bis heute aus. In der Regel ist weder der konkrete Fundort des datierten Baumstammes innerhalb einer Kiesgrube bzw. aus welcher Sedimentlage bekannt oder dieser Lageaspekt innerhalb eines Terrassenkörpers wurde bei der Auswertung der Daten kaum bis gar nicht berücksichtigt. Dabei treten subfossile Baumstammablagerungen in Flussbettsedimenten öfters gehäuft innerhalb einer Flussrinne auf, während sie in benachbarten großen Arealen der Flussbettsedi-

mente seltener und unregelmäßig verteilt sind. Die Absterbealter solcher punktueller Baumstammkonzentrationen sind aber zumindestens an der jeweiligen Lokalität nicht Ausdruck verstärkter, sondern eher abgeschwächter Flussbettverlagerungen. Als Beispiel für alle anderen bisher publizierten Diagramme subfossiler Baumstammablagerungen in unseren Tälern sei hier die Darstellung spätglazialer und altholozäner Schotterumlagerungen im mittleren und unteren Isartal von SCHELLMANN et al. (1994) genauer betrachtet. Die Häufung der Absterbealter subfossiler Baumstämme in der H1-Umlagerungsperiode zwischen 8.800 und 9.400 ^{14}C BP (Abb. 31) beruht zu einem nicht unerheblichen Teil, nämlich 37 von insgesamt 67 H1-Hölzern, auf Holzfunden aus der in der H1-Terrasse gelegenen kleinen Kiesgrube „Gottfriedingerschwaige“ (Einzeldatierungen in SCHELLMANN et al. 1994). Die damalige Kiesgrube baute den H1-Kieskörper am Außenrand der Terrasse zur spätglazialen NT3 ab und das in etwa in einer Breite wie der natürliche Isarlauf (SCHELLMANN et al. 1994; SCHELLMANN 1990). Es wurden insgesamt 36 Kiefern mit Absterbealter zwischen 9200 und 9500 ^{14}C BP bzw. 9080 (1 Kiefer) ausgebaggert. Diese hier in wenigen Jahrhunderten erfolgte Konzentration subfossiler Baumstämme war ohne Zweifel kein Ergebnis verstärkter lateraler Flussbettverlagerungen der Isar an dieser Stelle mit starker Unterschneidung der Flussufer und ihrer Kiefern. Im Gegenteil, im fast lagestabilen Flussbett wurden über wenige Jahrhunderte hinweg wiederholt Kiefernstämme zusammengeschwemmt und eingesedimentiert. Statt einer fluvialen Aktivitätsphase, wie dies bei alleiniger Betrachtung der Anzahl der pro Zeit eingesedimentierten subfossilen Baumstämme (Abb. 31) suggeriert wird, müsste zumindest aus Sicht der lokalen Befunde aus der Kiesgrube „Gottfriedingerschwaige“ der Zeitraum zwischen ca. 9200 - bis 9500 ^{14}C BP eigentlich eine stark abgeschwächte Phase der Umlagerungsaktivitäten der Isar gewesen sein.

Insofern sind Häufigkeitsverteilungen von Absterbealtern subfossiler Baumstämme aus Flussbettsedimenten nicht zwingend Ausdruck erhöhter und abgeschwächter fluvialer Aktivitäten. Letztere sind nur über die Verbindung von Altersdaten mit dem räumlichen Kontext, also mit der verstärkten oder abgeschwächten Ablagerung von Flussbettsedimenten zu erfassen.

Zu diesem Zweck sollte der Fokus zukünftiger Arbeiten darauf liegen, durch systematische Sondierungen auf den Terrassenflächen, bei denen die interne Relieffgliederung durch primäre Aurinnenscharen und Paläomäander sowie deren raum-zeitliche Entwicklung ebenso berücksichtigt werden wie die verschiedenen Sedimentfazien (u.a. Auelehme, Aurinnensedimente, Flusssande, Flusskiese), organische Proben

von der Basis der Auensedimente oder besser noch aus den unterlagernden Flusssanden und -kiesen zu erhalten und mit Hilfe der AMS ^{14}C -Altersbestimmungsmethode zu datieren. Dadurch könnte, wie in ersten Ansätzen hier gezeigt, eine deutlich bessere Rekonstruktion der Bildungszeit und der Bildungsgeschwindigkeit der holozänen Mäanderterrassen gelingen. Über das Flächenwachstum pro Zeit können genauere Aussagen zu bedeutenden Aktivitätsphasen innerhalb der großen Umlagerungsperioden getroffen und die kausalen Mechanismen zwischen Flussdynamik und externen Einflussfaktoren wie Klima, Mensch sowie autozyklische Reaktionen entlang des Donaulaufs sicherlich besser verstanden werden.

Literatur

- 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, B. & SCHIRMER, W. (1977): Palaeoecological study on the Holocene valley development of the River Main, southern Germany. - *Boreas*, 6: 303 - 321; Oslo.
- 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.
- BÖHM, K. & SCHMOTZ, K. (1979): Die vorgeschichtliche Besiedlung des Donautales nordwestlich von Straubing und ihre geologischen Voraussetzungen. – Jahresbericht des Historischen Vereins für Straubing und Umgebung, 81: 39-88.
- BRUNNACKER, K. (1956): Geologische Karte von Bayern 1: 25.000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7142 Straßkirchen. – München (GLA).
- BRUNNACKER, K. (1959): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. – *Geologica Bavarica*, 34; München.
- BRUNNACKER, K. (1959): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25.000 von Bayern, Blatt Nr. 7636 Freising Süd. – München.
- 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; Straubing.
- BUCH, M.W. & HEINE, K.I. (1989): Klima-Geomorphologie oder Prozeßgeomorphologie - gibt das jungquartäre fluviale Geschehen der Donau eine Antwort? – Geogr. Rundschau, 40 (5): 16-26.
- BUCH, M. W. & ZÖLLER, L. (1990): Gliederung und Thermolumineszenz-Chronologie der Würmlössen im Raum Regensburg. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 40: 63-84.
- CHOI, S, PREUSSER, F. & RADTKE, U. (2007): Dating of lower terrace sediments from the Middle Rhine area, Germany. – Quaternary Geochronology, 2: 137–142.
- DAMBECK, R. (2005): Beiträge zur spät- und postglazialen Fluß- und Landschaftsgeschichte im nördlichen Oberrheingraben. – Diss., Universität Frankfurt.
- ELLWANGER, D. (1988): Würmeiszeitliche Rinnen und Schotter bei Leutkirch/Memmingen. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 30: 207 - 229; Freiburg.
- ERKENS, G., DAMBECK, R., VOLLEBERG, K.P., BOUMAN, M.T.I.J., BOS, J.A.A., COHEN, K.M., WALLINGA, J. & HOEK, W.Z. (2009): Fluvial terrace formation in the northern Upper Rhine Graben during the last 20 000 years as a result of allogenic controls and autogenic evolution. – Geomorphology, 103: 476-495.
- FELDMANN, L. & SCHELLMANN, G. (1994): Abflußverhalten und Auendynamik der Isar während des Spät- und Postglazials. – Düsseldorfer Geogr. Schr., 34: 95-110; Düsseldorf.
- FIEBIG, M. & PREUSSER, F. (2003): Das Alter fluvialer Ablagerungen aus der Region Ingolstadt (Bayern) und ihre Bedeutung für die Eiszeitenchronologie des Alpenvorlandes. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., 47: 449-467.
- FUHRMANN, R. (2007): Die obere Niederterrasse der Mulde bei Grimma (Sachsen) und die stratigraphische Gliederung des jüngeren Quartärs. – Mauritiana, 20: 93-105.
- GESSLEIN, B. & SCHELLMANN, G. (in diesem Band): Zur Verbreitung und stratigraphischen Gliederung jungquartärer Lechterrassen zwischen Jungendmoränen und Kaufering - erste Ergebnisse. – Bamberger Geogr. Schr., 24; Bamberg.

- HOMILIUS, J., WEINIG, H., BROST, E. & BADER, K. (1983): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau. – Geol. Jb., E 25; Hannover.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, CHR. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Geschnitz stadial. – *Journal of Quaternary Science*, 21: 115-130.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, FR., HEINE, KL., MAISCH, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, CHR. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. – *Journal of Quaternary Science*, 23: 559-573.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., MAISCH, M., CHRISTL, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, CHR. (2009): Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. – *Quaternary Science Reviews*:
- KLASEN, N. (2008): Lumineszenzdatierung glazifluvialer Sedimente im nördlichen Alpenvorland. – Inaug.-Diss., Universität zu Köln.
- KROEMER, E., VEIT, A. & NEIDINGER, A. (2007): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 7143 Deggendorf. – Bayerisches Landesamt für Umwelt; Augsburg.
- LECHNER, A. (2005): Paläoökologische Beiträge zur Rekonstruktion der holozänen Vegetations-, Moor- und Flussauenentwicklung im Oberrheintiefland. – Diss., Univ. Freiburg.
- LEGER, M. (1965): Les terrasses du Danube de Regensburg a Pleinting. – *Bull. de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*: 153-164; Paris.
- MAISCH, M., WIPF, A., DENNELER, B., BATTAGLIA, J. & BENZ, C. (2000): Die Gletscher der Schweizer Alpen. Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien. – *Schlußbericht NFP 31*; 2. Aufl., Zürich (v/d/f Hochschulverlag AG an der ETH Zürich).
- MÄUSBACHER, R., SCHNEIDER, H. & IGL, M. (2001): Influence of late glacial climate changes on sediment transport in the River Werra (Thuringia, Germany). – *Quaternary International*, 79: 101-109.
- MEGIES, Holger (2006): Kartierung, Datierung und umweltgeschichtliche Bedeutung der jungquartären Flussterrassen am unteren Inn. – *Heidelberger Geographische Arbeiten*, H. 120; Heidelberg.
- 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, Land-*

schaftsökologie und Quartärforschung, 8; Regensburg.

- PENCK, A. (1884): Ueber Periodicität der Thalbildung. – Verh. Ges. f. Erdkunde, XI: 39-59; Berlin.
- 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. (1982): Quartäre Klimaphasen und Subrosion als Faktoren der Bildung von Kies-Terrassen im südwestlichen Harzvorland. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 32: 109-136.
- 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. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 29; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1994a): Wesentliche Steuerungsmechanismen jungpleistozäner und holozäner Flußdynamik im deutschen Alpenvorland und Mittelgebirgsraum. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 34: 123-146; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1994b): Zur Talgeschichte der unteren Oberweser im jüngeren Quartär. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 34: 1-56; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (2009a): Quartär des Donautals. - Geologische Manuskriptkarte mit Erläuterungen. Blatt Nr. 7039 Mintraching.– Bayerisches Landesamt für Umwelt, Geologischer Dienst (unveröffentlicht).
- SCHELLMANN, G. (2009b): Quartär des Donautals und die quartären Terrassen im Tal der Großen und Kleinen Laaber. - Geologische Manuskriptkarte mit Erläuterungen. Blatt Nr. 7139 Aufhausen.– Bayerisches Landesamt für Umwelt, Geologischer Dienst (unveröffentlicht).
- SCHELLMANN, G. (2009c): Die quartären Terrassen der Großen Laaber. - Geologische Manuskriptkarte mit Erläuterungen. Blatt Nr. 7138 Lanquaid.– Bayerisches Landesamt für Umwelt, Geologischer Dienst (unveröffentlicht).
- SCHELLMANN, G., BECKER, B., FELDMANN, L. & KROMER, B. (1994): Absolute Daten zur spätglazialen und altholozänen Flußgeschichte an der Isar. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 34: 79 - 94; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. & SCHIRMER, U. (1994): Zur Altersstellung der Niederterrassen im

- Raum Hameln (unteres Oberwesertal). – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 34: 57-71; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. & SCHIRMER, W. (1994): Die Talgrundterrassen am Main und an der unteren Oberweser - ein Vergleich. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 34; Düsseldorf.
- 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).
- SCHELLMANN, G., IRMLER, R. & SAUER, D. (in diesem Band): Zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der Donauterrassen auf Blatt L7141 Straubing. – *Bamberger Geogr. Schr.*, 24; Bamberg.
- SCHIRMER, W. (1983): Holozäne Talentwicklung - Methoden und Ergebnisse. – *Geol. Jb.*, A 71: 370 S.; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1990a): Die Goldene Meile. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. deuqua-Führer*, 1: 94-98; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1990b) mit Beiträgen von SCHIRMER, U. & STRASSER, R: *Flußgeschichte um Düsseldorf*. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. deuqua-Führer*, 1: 228-262; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1995): Valley bottoms in the late Quaternary. – *Z. Geomorph., Suppl. Bd.* 100: 27-51.
- 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.
- SCHMID, D. (1976): Regensburg I. – *Historischer Atlas von Bayern, Teil Altbayern*, 41; München.
- SCHMIDT, W. (1970): Namen der Heimat. – In: LANDRATSAMT STRAUBING (Hrsg.): *Der Landkreis Straubing*: 72-161; Passau.
- STRIEDTER, K. (1988): *Holozäne Talgeschichte im Unterelsaß*. – Diss. Univ. Düsseldorf; Düsseldorf.
- STRUNK, H. (1990): Das Quartärprofil von Hagelstadt im Bayerischen Tertiärhügelland. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 40: 85-96; Hannover.
- UNGER, H.J. (1999): *Zur Geologie im Donautal zwischen Straubing und Pleinting*. – *Documenta naturae*, 128; München.

-
- URZ, R. (2003): Die jungpleistozäne Talfüllung der mittleren Lahn – ein Spiegel der kaltzeitlichen Klimaschwankungen im hessischen Mittelgebirge. – Z. Geomorph. N.F., 47: 1-27.
- van HUSEN, D. (2004): Quaternary glaciations in Austria. – In: EHLERS J & GIBBARD, PL. (eds): Quaternary Glaciations: Extent and Chronology Part I: 1-13; London (Elsevier).
- WEIDENFELLER, M. (2003): Jungquartäre Flussgeschichte der Mosel im Raum Trier. – GeoArchaeoRhein, 4: 245-258; Münster (Lit Verl.).
- WEINIG, H. (1980): Hydrogeologie des Donautales. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.): Wasserwirtschaftliche Rahmenuntersuchung Donau und Main. Hydrogeologie 9-26; Beilage 6, 7; München.
- WERNER, H. J. & SCHÖNWEISS, R. (1974): Eine epipaläolithische und mesolithische Wohnanlage von Sarching. Ldkr. Regensburg. Eine Fundstelle der „Atzenhofer Gruppe“ im Donautal? – Bonner Hefte z. Vorgeschichte, 8: 109-120; Bonn.

Fluviale Geomorphodynamik der Donau im Bereich des Rückstaus durch das Isarmündungsgebiet bei Deggendorf (Niederbayern) und Aussagen zur späthochglazialen und spätglazialen Entwicklung

Ernst KROEMER¹

Abstract

The investigated area is situated at the confluence of the rivers Donau and Isar (KROEMER et al. 2007). Donau flows here nearly W to E at the SW margin of the Bohemian massiv, whereas Isar comes from SW and reaches Donau near Deggendorf.

In this area six Pleistocene terraces can be identified. Three of them are covered with loess, two carry partly eolian sands. The two highest loess covered terraces (R1,G and R2,G) were claimed to be of Rissian age, the third and lowest one is placed in early Würmian time, due to the small amount of the loess cover, its wet soils and the OSL-dating results.

The oldest and highest of the loess-free terraces is thought to be the Hauptniederterrasse of LGM age (Wh,G ~20 ka BP), two areas of late glacial time (Ws1,G shortly after LGM to ?Oldest Dryas and Ws2,G ? Older to Younger Dryas) lie on the same level as the alluvial terraces. Six Holocene terraces can be divided into two groups: An older one with up to three terraces, which were built in older to middle Holocene (Preboreal to Subboreal) and a younger one with also up to three terraces of younger Holocene age (Subatlanticum). The different sediment bodies of the Niederterrassen of Isar and Donau show, that their accumulation stops directly after the first retreat of the Rhine glacier. It makes also possible that the older late glacial terrace (Ws1,G) starts to be built shortly after LGM.

The investigations were carried out in 2003-2004 within the project „*Schaffung geologischer und hydrogeologischer Informationsgrundlagen*“ financed by the former Bavarian Ministry of Environment, Health and Consumer Protection and by the EU.

¹ Bayerisches Landesamt für Umwelt (LFU), Geologische Landesaufnahme, Hans-Högn-Straße 12, 95030 Hof, ernst.kroemer@lfu.bayern.de

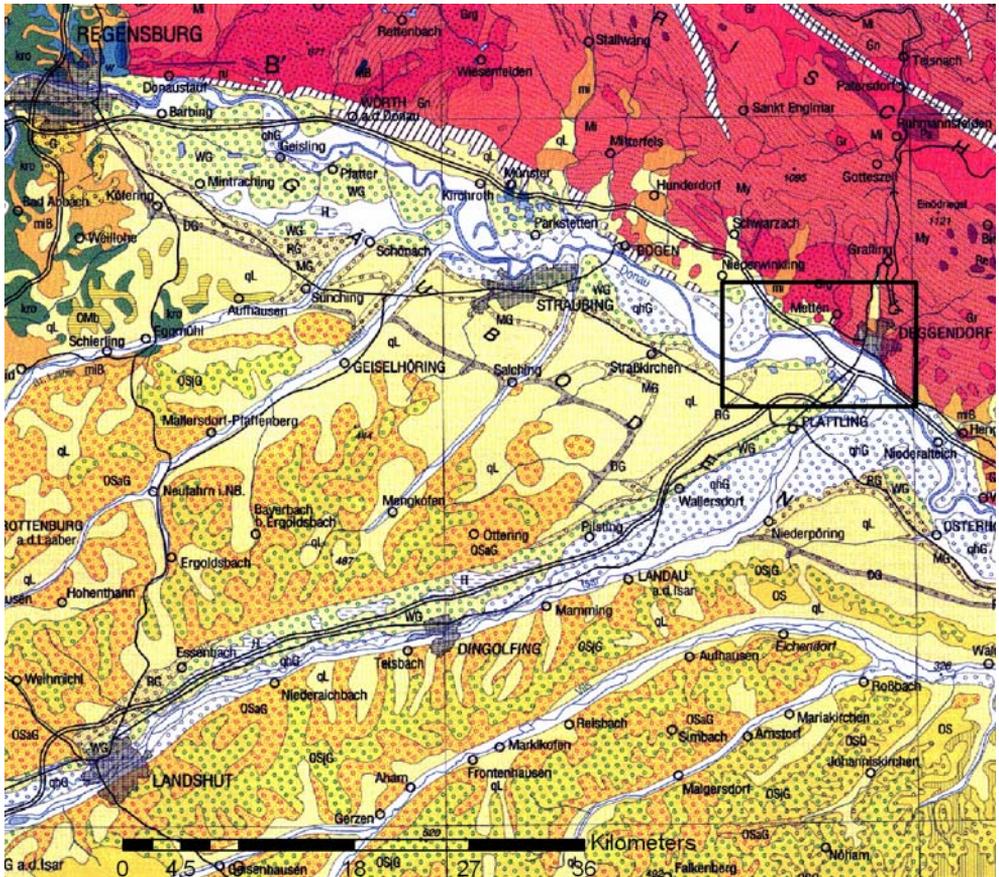


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebiets am Westrand der Böhmischen Masse. Ausschnitt aus der GK500 (BAYGLA 1995). Rote Farben kennzeichnen das Grundgebirge, gelbe Farben das Molassebecken mit den quartären Deckschichten.

1. Einleitung

Kartierungen im Rahmen der geologischen Landesaufnahme erlauben bei entsprechender Aufnahme gute Aussagen zur Morphogenese und fluvialen Dynamik größerer Fließgewässer. Im Allgemeinen sind aber solche Aussagen nur blattübergreifend für längere Flussabschnitte zu treffen. Für die Donau, deren bayerischer Anteil in verschiedene Talweitungen mit anschließenden Engtalabschnitten gegliedert ist, stellen sich solche gemeinsam zu betrachtenden Abschnitt folgendermaßen dar: von der Illermündung bis zur Lechmündung, von Neuburg a.d. Donau bis Neustadt a.d. Donau, von Regensburg bis zur Isarmündung und von der Isarmündung bis Pleinting. Bei diesen oben angeführten Segmenten des Donautals wirken die Zusammenflüsse

von Lech und Donau, sowie von Isar und Donau durch einen hydrologischen Rückstau und den Vorbau der Mündung wie ein Engtalabschnitt, vergleichsweise wie Oberstrom von Neuburg a. d. Donau. Für diese einzelnen Abschnitte existieren die meisten Aufnahmen, teilweise noch als Manuskriptkarten. Die letzten fehlenden Blätter werden in den kommenden Jahren aufgenommen.

Hier wird auf den Verzahnungsbereich der Terrassen von Isar und Donau (Abb. 1) eingegangen, wobei gerade die Verschneidungen der Niederterrassen und der Spätglazialterrassen Aussagen zulassen, die überregionale Bedeutung haben, da mehrfache Änderungen in der dominierenden Dynamik der beiden Flüsse zu erkennen sind und Aussagen zum Ablauf der Deglaziation gemacht werden können. Zum geologischen Rahmen und der Forschungsgeschichte wird auf SCHELLMANN et al. (2010, dieser Band) verwiesen.

2. Methodik

Die Aufnahmen erfolgten im Rahmen der klassischen geomorphologischen Interpretationen, ergänzt durch Aufschlußaufnahmen (selten), Handbohrungen und Rammkernsondierungen. Die morphologische Aufnahme legt besonderen Wert auf die Nahtrippenaufnahme. Wichtig ist in jedem Fall der Habitus der Terrassenoberfläche, da hier gut zwischen vertikal akkumulierend (V-Typ, SCHIRMER 1983) und lateral umgelagert (L-Typ, SCHIRMER 1983) unterschieden werden kann. Zusätzliche Informationen boten die Besiedlungsgeschichte, bzw. Bodenbefunde derselben (SCHMOTZ 1989) und das Bodeninformationssystem BIS des damaligen BayGLA. Zur zeitlichen Einordnung wurden zwei OSL-Datierungen 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. Weitere Alterdatierungen wurden aus MÜNZBERGER (2005) übernommen.

3. Ergebnisse

Auf Blatt Deggendorf sind sechs Pleistozän- und zwei Gruppen von je drei Holozänterrassen identifizierbar. Bei den pleistozänen Ablagerungen tragen die drei älteren Terrassen eine Lößbedeckung, zwei weitere sind bereichsweise mit Flugsand bedeckt. Die Gruppe der älteren Holozänterrassen tragen schwarze Auenböden, die aber auch noch die beiden jüngsten Pleistozänterrassen kennzeichnen, wobei hier auch ausge-

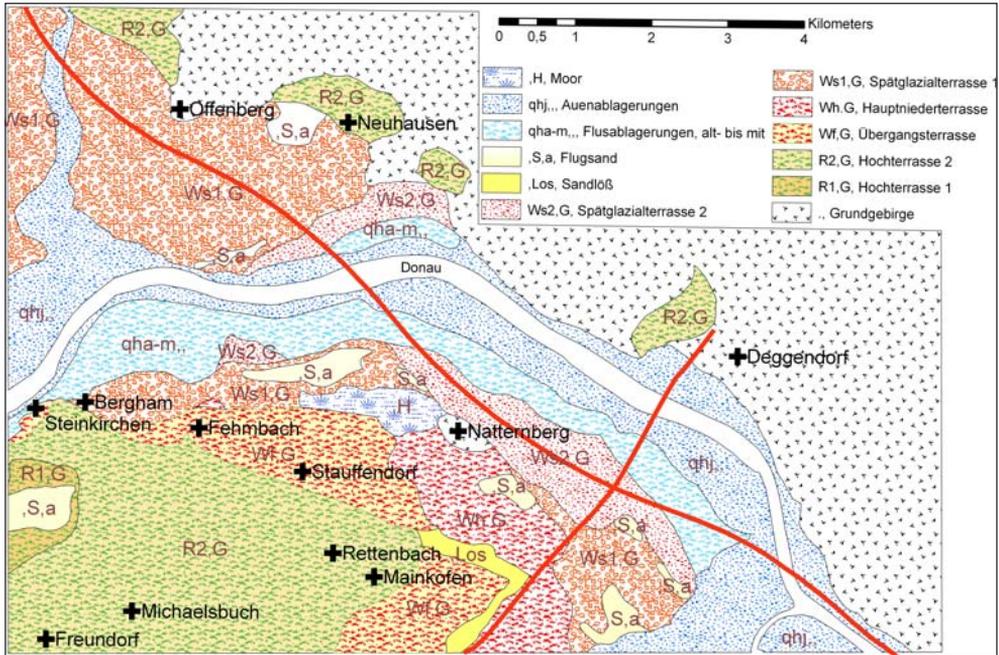


Abb. 2: Generalisierter Ausschnitt der GK25 Blatt Nr. 7143 Deggendorf (KROEMER et. al. 2007); Autobahntrassen sind rot gekennzeichnet, Donau und Isar freibleibend weiß.

dehnte Moore auftreten. Die Gruppe der jüngeren Holozänterrassen ist durch Auenrohböden charakterisiert.

Die stratigraphische Reichweite der Terrassen reicht von den rißzeitlichen Hochterrassen bis zur rezenten Auenterrasse (Abb. 2). Die Hochterrassen zwischen Steinkirchen und Mainkofen tragen bis zu 6 m mächtige äolische Decken mit Parabraunerden. Bei den Aufnahmen wurden Kurzbohrungen durchgeführt, um warmzeitlich Bodenrelikte unter den Lößdecken nachzuweisen. Es waren jeweils 6 Bohrungen nötig bis Bt-Zapfen in den Schotterkörpern identifiziert werden konnten. Während der Aufnahmen war innerhalb dieses Bereichs als einziger temporärer Aufschluß eine Baugrube ausgehoben, die jedoch nicht bis zur Basis des Lösses reichte. Verschiedene Naßböden waren im Profil erkennbar.

Die Schotteroberkante der älteren Hochterrasse (R1,G) südlich Steinkirchen ist etwa 4 m höher als die tiefer liegende jüngere Hochterrasse und trägt zusätzlich zu einer bis zu 5,5 m mächtigen Lößdecke noch ein Flugsandfeld.

In der nächste um 6 m tiefer liegende Übergangsterrasse (Wf,G) wurde während der Aufnahmen großflächig durch eine Kiesgrubenerweiterung aufgeschlossen.

Teilweise täglich wurde der Fortschritt der Arbeiten kontrolliert und die Variationen innerhalb der meist bis 1,5 m mächtigen Löß/Lößlehmdecke dokumentiert. Häufig war dabei unter dem verlehnten Bereich der Parabraunerde noch unverwitterter karbonatischer Löß vorhanden. Die untersten Dezimeter waren meist sandstreifig. Innerhalb der Lößprofile waren schwach ausgebildete Naßbodenhorizonte sichtbar, die wohl innerhalb des Hochwürm gebildet wurden. Zwischen Schotterkörper und Löß war einerspülungshorizont mit schwacher Verbraunung zu erkennen. Bereichsweise durchteufte die spätglazial/holozäne Bodenbildung jedoch die gesamte Lößdecke. Nur hier traten Bt-Zapfen im Schotterkörper auf.

Proben zur OSL-Datierung wurden aus der Basis der äolischen Ablagerungen, sowie aus einer Sandlinse des Schotterkörpers entnommen. Die Datierungen (gemessen von Nicole KLASSEN, Uni Köln) ergaben für das äolische Material ein hochglaziales Alter von $18,80 \pm 0,96$ ka bei Feldspäten und $23,09 \pm 2,81$ ka bei Quarzen. Die Analyse der Sandlinse zeigte mit $36,01 \pm 1,85$ ka für die Feldspäte und $30,43 \pm 3,67$ ka für die Quarze ein prä-hochwürmzeitliches Alter an. Die Bildungszeit der Terrasse wird also in das Frühwürm, im Sinne von prä-Hochwürm, gestellt. Ablagerungen in ähnlicher Position wurden von FIEBIG & PREUSSER (2003) mittels OSL zwischen 70 und 90 ka datiert. Erst weitere Datierungen können wirklich sichere Aussagen möglich machen.

Innerhalb des Wf,G an der Isarmündung waren keine Aufschlüsse vorhanden, jedoch ist in diesem Bereich an der Terrassenstirn eine dünenartige Aufwehung von sandstreifigem Löß ausgebildet.

Die Hauptniederterrasse der Donau ist hier vor allem südlich des Natternbergs erhalten. Durch Baugrubenaufschlüsse waren die oberen 2 m in Form von sandigen groben Schottern (gG, mg, s) aufgeschlossen. Als Boden ist hier eine Parabraunerde entwickelt. Die Niederterrasse ist als vertikal akkumulierter Schotter eines *braided river* zu verstehen (V-Typ, SCHIRMER 1983). Um den Primsenhof liegen an der Terrassenstirn Flugsandaufwehungen vor. Da die Hauptniederterrasse der Isar nicht aufgeschlossen war, wurden einige Bohrungen bis in den Schotterkörper abgeteuft. Dabei folgte auf einen sandigen Grobschotter (gG, mg, s) eine abschließende bis 1,2 m mächtige Flusssanddecke.

Die ältere Spätglazialterrasse (Ws1,G) der Donau trägt über den Schottern mächtige sandig-schluffige Hochflutablagerungen. Bereichsweise treten Flugsandfelder auf. Nördlich der Donau ist hier ein mächtiger spätglazialer Schwemmfächer der Schwarzach entwickelt. Über weite Bereiche sind Auenschwarzerden verbreitet. Nordwest-

lich des Natternbergs ist mit dem Rotmoos ein Niedermoor aufgewachsen. Datierungen von Deckschichten aus der Nahrinne zur Niederterrasse von MÜNZBERGER (2005) zeigen mit Altern von 6.287 ± 59 (Erl7201) in 50-55 cm Tiefe und 9.380 ± 175 (Hv24994) in 89-100 cm Tiefe ein Mindestalter der Terrasse an.

Im Gegensatz zur Donau ist die Ws1,G der Isar bis zur Oberfläche aus Grobschottern (gG, mg, s) aufgebaut.

Die jüngere Spätglazialterrasse (Ws2,G) der Donau trägt wie die Ws1,G mächtige Hochflutablagerungen über den Schottern. Auenschwarzerden sind nahezu flächendeckend entwickelt. An der Isar ist hier auf Blatt Nr. 7143 Deggendorf die Ws2,G durch die holozäne Dynamik ausgeräumt.

Die mittel- bis altholozänen Terrassen der Donau zeigen durch ihre Oberflächenformen die Ablagerung als Reihenmäanderterrassen (L-Typ, SCHIRMER 1983) an. Sie tragen mächtige Hochflutablagerungen auf denen Auenschwarzerden entwickelt sind.

Ähnlich sind auch die Terrassen des Jungholozäns ausgebildet. Es liegen ebenfalls Reihenmäanderterrassen vor. Es ist jedoch durch die anthropogene Mobilisierung der Erosionsdynamik eine Vergrößerung der Hochflutsedimente von überwiegend schluffigen, teilweise mit deutlichen Tongehalten, wie sie auf den älteren Terrassen auftreten, hin zu feinsandig grobschluffigen Auenmergeln zu erkennen. Es liegen dabei ausschließlich Auenrohböden vor, der jeweilige Verbraunungsgrad ist vom Alter der Akkumulation abhängig.

4. Diskussion

Für die Interpretation des variierenden Aufbaus von Niederterrasse und Spätglazialterrassen von Donau und Isar ist es nötig einen Blick auf die Einzugsgebiete, bzw. die Herkunft der Schmelzwässer, innerhalb dieser Zeitscheiben zu werfen. Für das Abflussverhalten der Donau sind dabei die Zuflüsse aus dem nordöstlichen Rheingletschergebiet während des LGM (*Last Glacial Maximum*) und das Ausbleiben derselben nach dem Rückschmelzen auf die inneren Jungendmoränen von entscheidender Bedeutung. Ähnliche Verhältnisse sind dabei an der Isar zu beobachten, da die Münchner Schotterebene, zusätzlich zu den Transfluenzen aus dem Inntal in den Isar-Loisach-Gletscher, direkte Zuflüsse aus dem Westflügel des Inn-gletschers erhält (siehe z. B. BAYGLA 1996). Von Bedeutung ist außerdem, dass sich die jeweilige Lage

der Firnlinien in Abhängigkeiten von Temperatur und Niederschlag einregelt (z. B. KROEMER 1999). Das bedeutet, dass Veränderungen von Temperatur oder Niederschlag sich im Innegletschereinzugsgebiet, das bezüglich der Niederschlagsexposition „trockener“ als das Rheingletschereinzugsgebiet ist, unterschiedlich auswirken sollten.

Zusätzlich unterscheiden sich Isar und Donau signifikant in ihrem Gefälle. Die Donau hat zwischen Regensburg und Deggendorf (ca. 70 km Luftlinie) in etwa 0,24 ‰ Gefälle, die Isar zwischen Landshut und Deggendorf (ca. 70 km Luftlinie) mit etwa 1,14 ‰ nahezu den fünffachen Wert.

Die Aufnahmen auf Blatt Deggendorf lassen einige Rückschlüsse auf die zeitliche Abfolge von Abschmelzprozessen im ausgehenden Hochwürm und variierender Dynamik von Donau und Isar im Spätwürm zu.

Die Grobschotter sedimentation der Niederterrasse an der Donau zeigt im Gegensatz zu der abschließenden Ablagerung von Flusssanden an der Isar, obwohl diese ein signifikant höheres Gefälle aufweist, einen überproportional stärkeren Abfluss der Donau am Ende der Akkumulationsphase der hochglazialen Niederterrasse. Wegen der guten Erhaltung der Terrassen in ihrer morphologischen und sedimentären Struktur sind diese Terrassen wohl direkt danach aus der fluviolen Formung ausgeschieden. Ob dies Hinweise liefert, dass der Rückzug der Gletscher im Einzugsbereich der Münchner Schotterebene vor dem Rückzug des Rheingletschers ablief, bleibt spekulativ. Die gut sortierten Flusssande könnten bereits auf die Existenz von Eisrandstauseen als Absatzbecken des feinkörnigen Sedimentanteils schließen lassen. Im Mangfalltal, als Teil der jetzigen zentripetalen Entwässerung des Rosenheimer Beckens, das aber hochglazial in die Münchner Schotterebene entwässerte, sind z. B. hochglaziale Staubeckensedimente (Blatt Nr. 8137 Bruckmühl, GROTTENTHALER et al. 2009, KUNZ & HERZ 2009) nachgewiesen. Kritisch zu dieser Interpretation steht, dass diese Sandakkumulation bisher nur vom Mündungsgebiet bekannt ist. Oberstrom sind nur Schotter dokumentiert (z. B. SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Es könnten also auch nur saisonal versetzte Schmelzwasserpulse der abschließenden Akkumulationsphase dokumentiert sein.

Die Ausprägung der älteren Spätglazialterrasse an der Donau zeigt, dass diese in ihrem Abflussgeschehen und ihrem Geschiebetransport deutlich reduziert war. Dies ist nur durch die jetzt fehlenden Zuflüsse aus dem Rheingletschergebiet erklärbar, so dass das geringe Gefälle von ca. 0,24 ‰ zwischen Regensburg und Deggendorf nur

noch eine eingeschränkte Geschiebeführung zulässt. Die Isar spielt nun ihr vergleichsweise hohes Gefälle von 1,14 ‰ zwischen Landshut und Deggendorf aus und hat mit der Münchner Schotterebene und dem Isartal genügend Material aus der Niederterrasse zur weiteren Umlagerung. Sie baut also aktiv den Mündungsbereich mit Grobschottern auf und zwingt die Donau an den Rand der Böhmisches Masse. Sie schafft damit für die Donau die Situation eines Engtalabschnitts, was Oberstrom zu einem hydrologischen Rückstau führt, der die Ablagerung der Hochflutsedimente zusätzlich begünstigt.

Der Aufbau der Niederterrassen und der älteren Spätglazialterrassen zeigen, dass die Niederterrassen direkt nach dem ersten Rückzug des Rheingletschers aus der fluvialen Formung ausgeschieden sind. Dies wiederum zeigt zumindest, dass die Erosion in Bereich der späteren Ws1,G im Hochglazial abgelaufen ist. Es deutet jedoch auch auf eine beginnende Ausbildung der älteren Spätglazialterrasse im ausgehenden Hochwürm hin.

Die Untersuchungen wurden im Rahmen eines Projektes „Schaffung geologischer und hydrogeologischer Informationsgrundlagen“ durchgeführt. Die Finanzierung erfolgte aus Mitteln des damaligen Staatsministeriums für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz und der EU.

Literatur

- BAYGLA (Hrsg.) (1996): Geologische Karte von Bayern 1:500.000. – 4. Auflage.
- GROTTENTHALER, W., HERZ, M., KROEMER, E. & KUNZ, R. (Manuskriptkarte 2009): Geologische Karte von Bayern 1:25.000 Blatt Nr. 8137 Bruckmühl.
- FIEBIG, M. & PREUSSER, F.(2003): Das Alter fluviatiler Ablagerungen aus der Region Ingolstadt (Bayern) und ihre Bedeutung für die Eiszeitenchronologie des Alpenvorlandes. – Z. Geomorph. N.F., 47: 449-467.
- KROEMER, E. A. (1999): Spätpleistozäne und holozäne Sedimentationsgeschichte an Oberflächenproben und Bohrkernen des Liefde- und Woodfjordgebietes (Nordwest-Spitzbergen). – Diss. TU-München, 98 S.; München (Hieronymus).
- KROEMER E., VEIT A. & S. NEIDINGER (2007): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7143 Deggendorf. – (LfU).
- KUNZ, R. & HERZ, M. (einger. Manuskript 2009): Geologische Karte von Bayern 1:25.000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 8137 Bruckmühl.

-
- 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.
- 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. – Düsseldorfer Geogr. Schr., 29: 131 S., Düsseldorf.
- SCHELLMANN; G., IRMLER, R. & SAUER, D. (in diesem Band): Zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der Donauterrassen auf Blatt L7141 Straubing. – Bamberger Geogr. Schr., 24; Bamberg.
- SCHIRMER, W. (1983): Holozäne Talentwicklung - Methoden und Ergebnisse. – Geol. Jb., A 71: 370 S.; Hannover.
- SCHMOTZ, K (1989): Die vorgeschichtliche Besiedelung im Isarmündungsgebiet. – Bayerisches Landesamt für Denkmalpflege, Abteilung Bodendenkmalpflege, 58; Kallmünz/Opf.

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 verwiterte 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

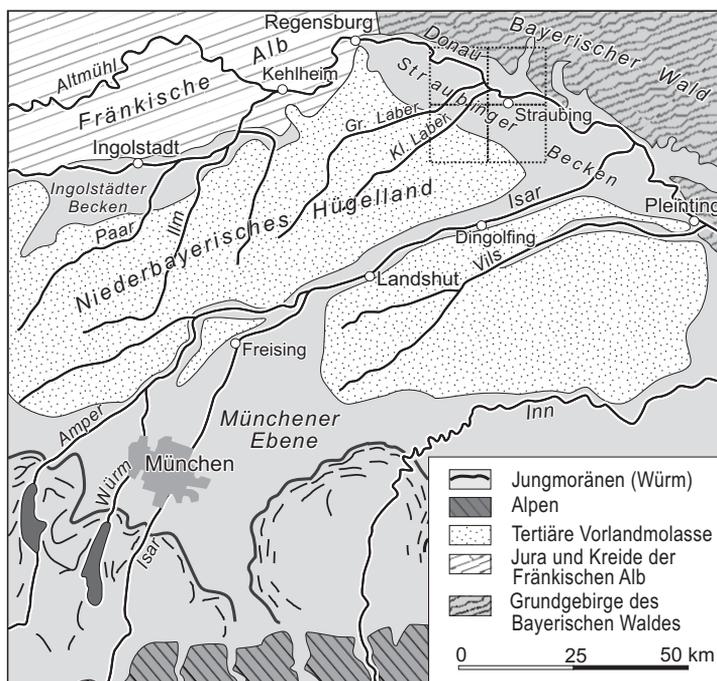


Abb. 1:
Übersichtskarte zur großräumigen Lage des Kartenblattes L7141 Straubing.

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-

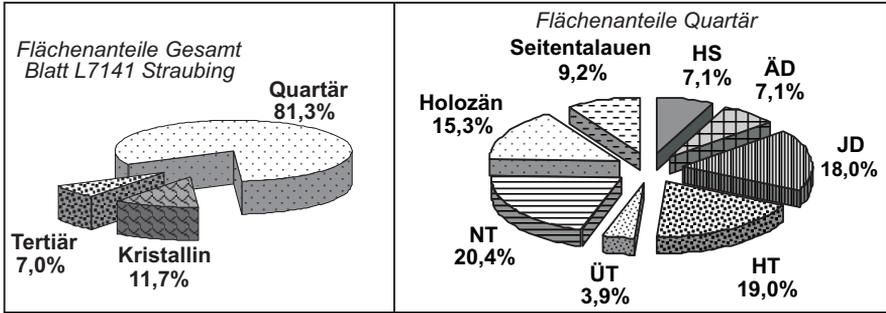


Abb. 2: Flächenanteile verschiedener geologischer Einheiten am Kartenblatt L7141 Straubing.

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, Sandlössen oder sehr sandstreifige Lössen 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 Helmberg, 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.

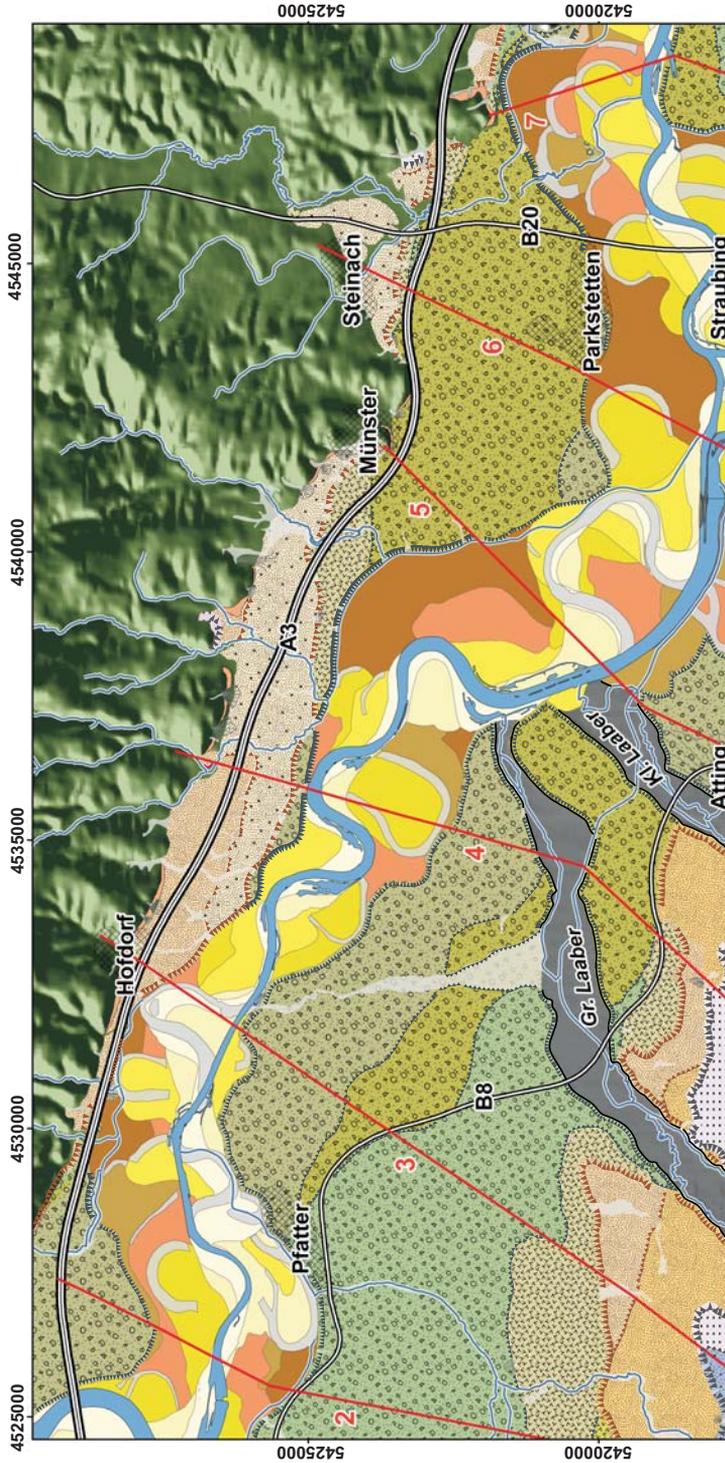


Abb. 3 oben: Verbreitung der quartären Donauterrassen auf Blatt L 7141 Straubing mit Lage der Geologischen Profile 2 bis 7.

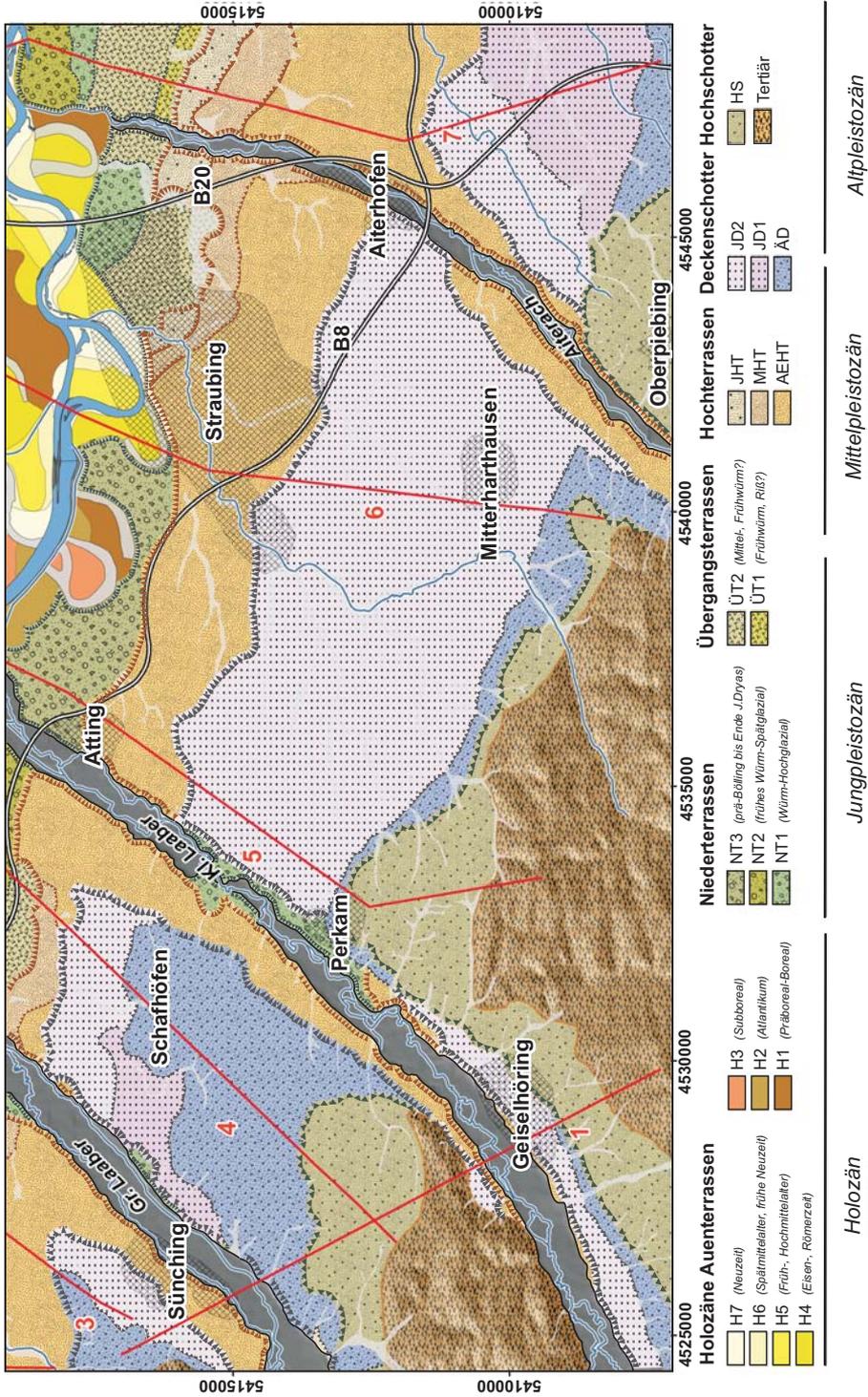


Abb. 3 unten: Verbreitung der quartären Donauterrassen auf Blatt L 7141 Straubing mit Lage der Geologischen Profile 1 und 3 bis 7.

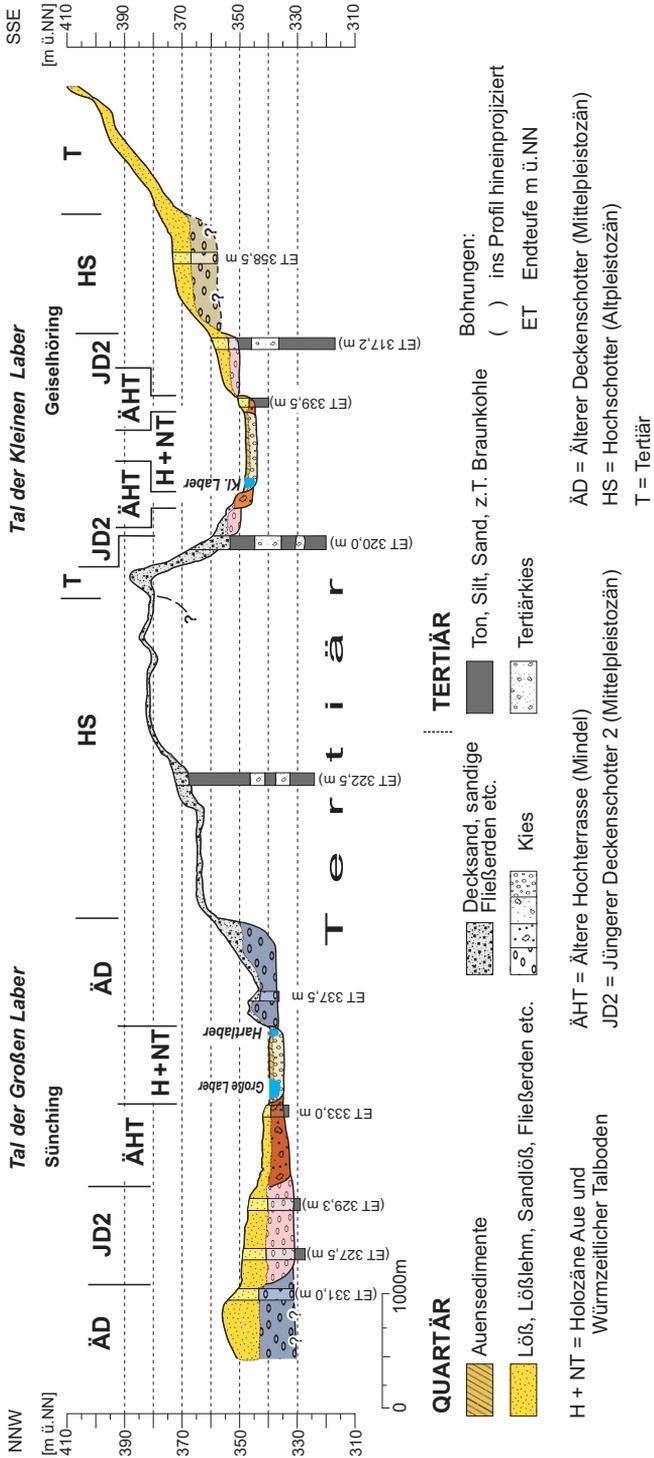


Abb. 4: Geologischer Profilschnitt 1. Zur Lage des Profils siehe Abb. 3.

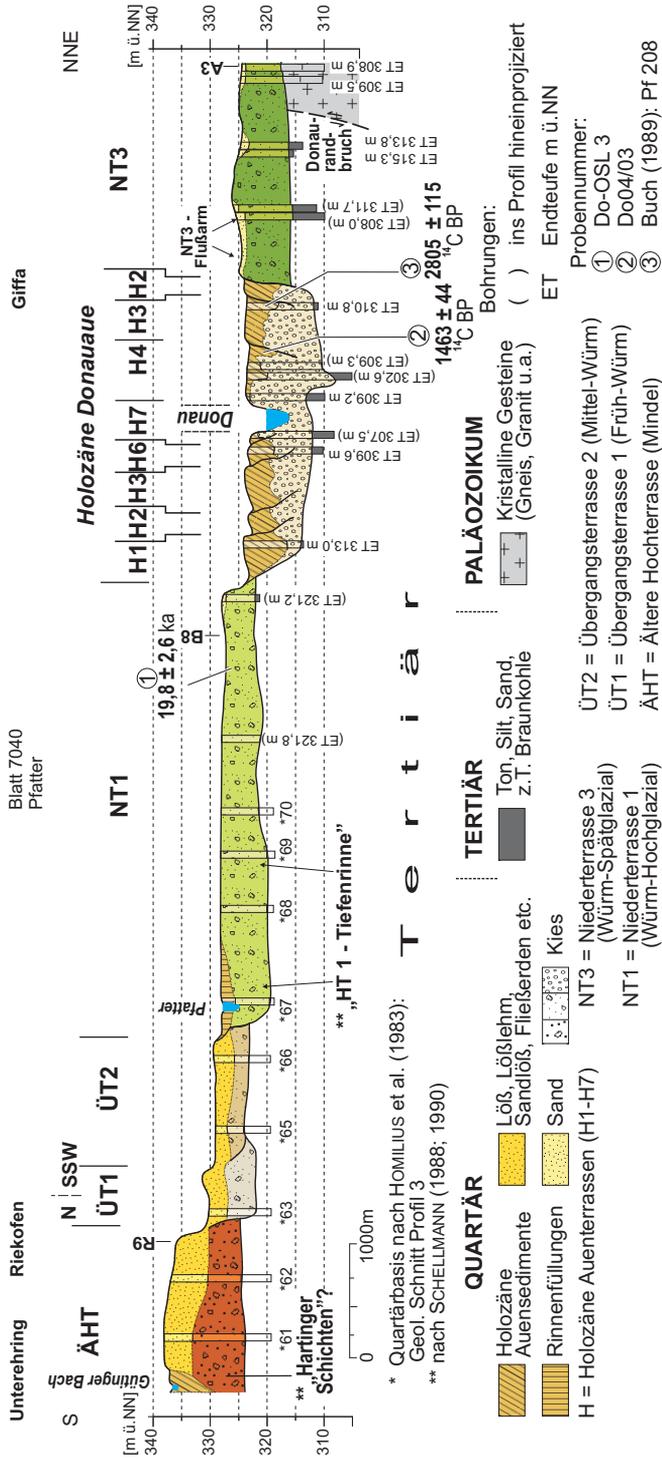


Abb. 5: Geologischer Profilschnitt 2. Zur Lage des Profils siehe Abb. 3.

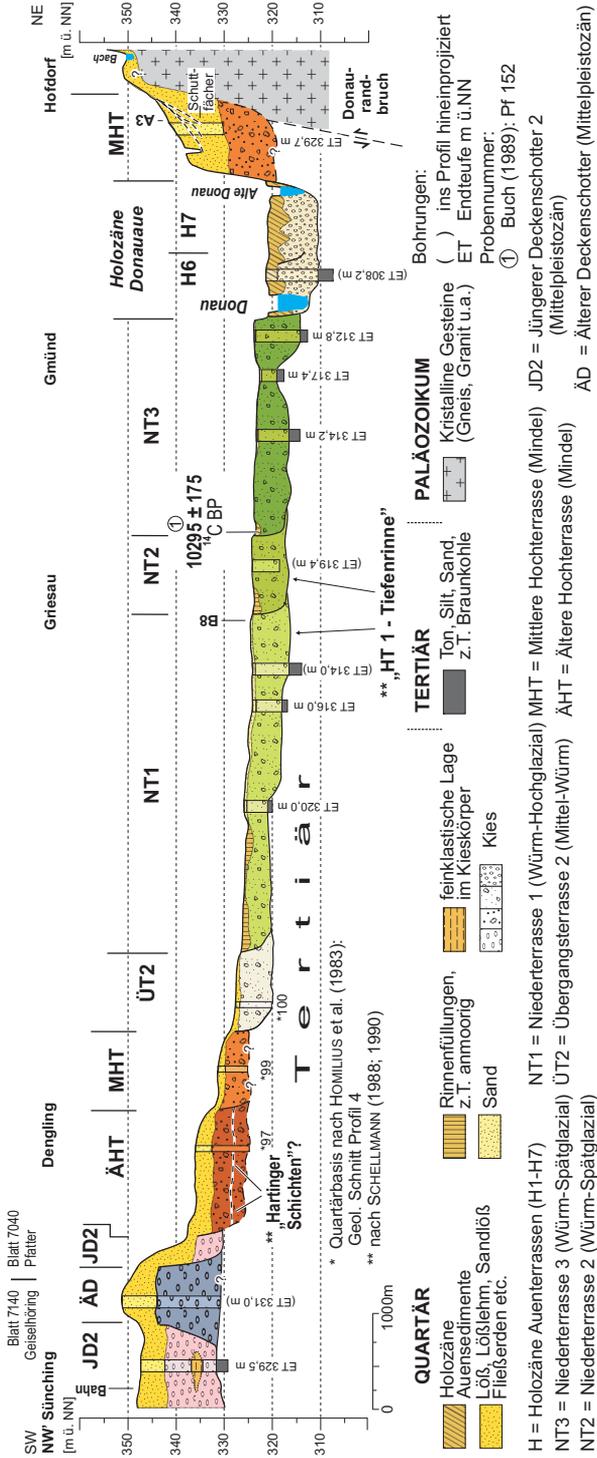


Abb. 6: Geologischer Profilschnitt 3. Zur Lage des Profils siehe Abb. 3.

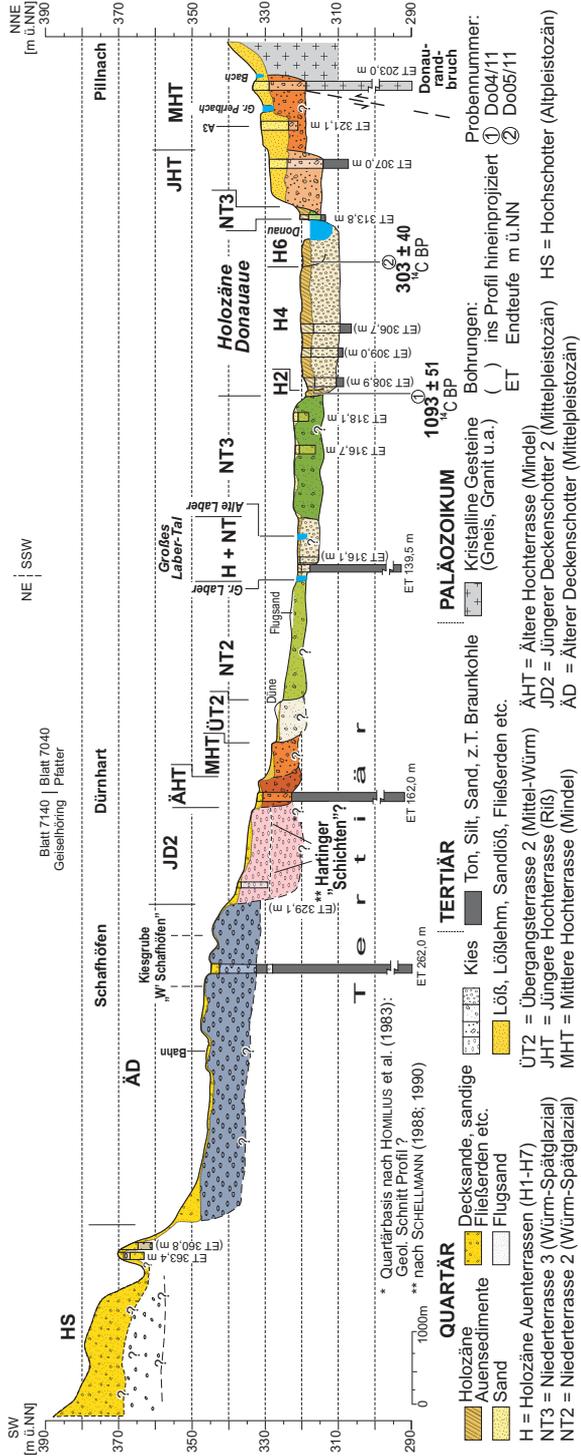


Abb. 7: Geologischer Profilschnitt 4. Zur Lage des Profils siehe Abb. 3.

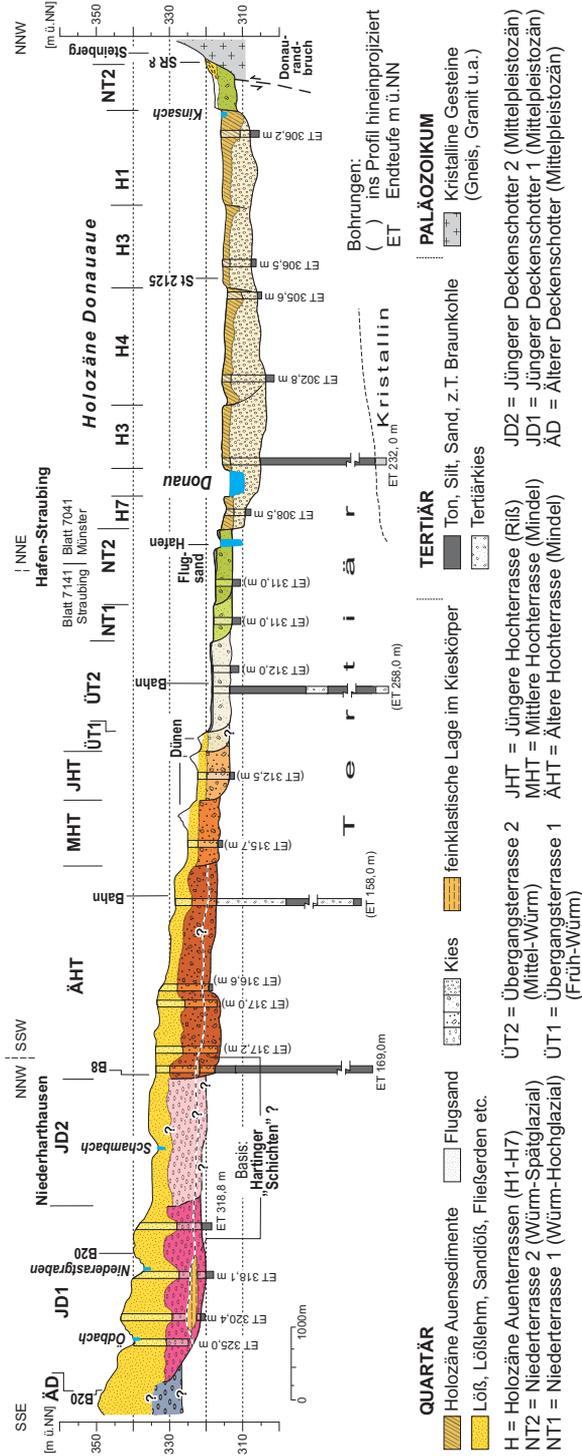


Abb. 10: Geologischer Profilschnitt 7. Zur Lage des Profils siehe Abb. 3.

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 Deckenschotter (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;

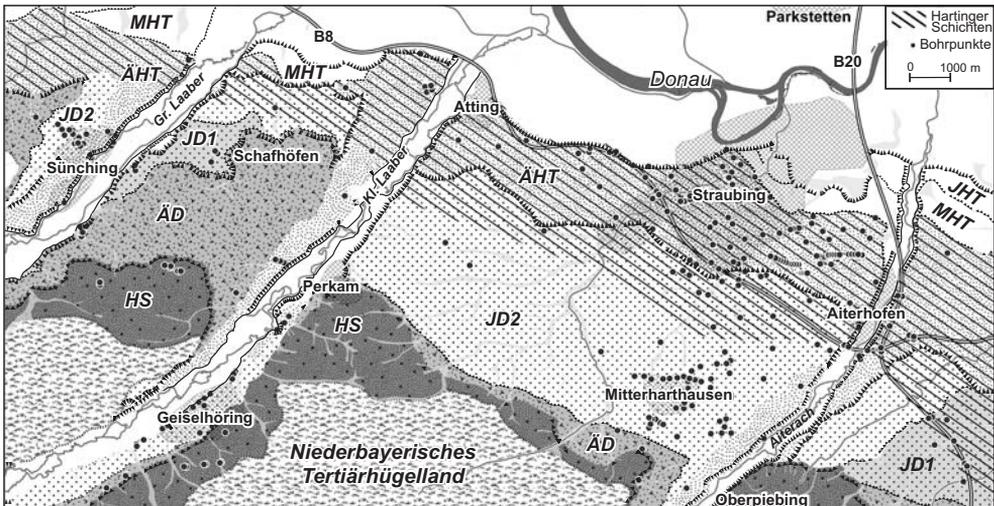


Abb. 11: Verbreitung der alt- und mittelpleistozänen Donauterrassen sowie der Hartinger Schichten im südlichen Blattgebiet der GK L 7141 Straubing.

- 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 – Mötzing 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);

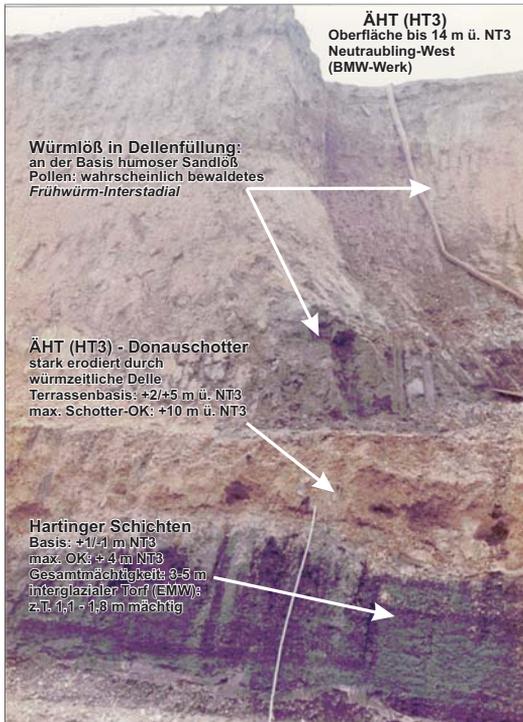
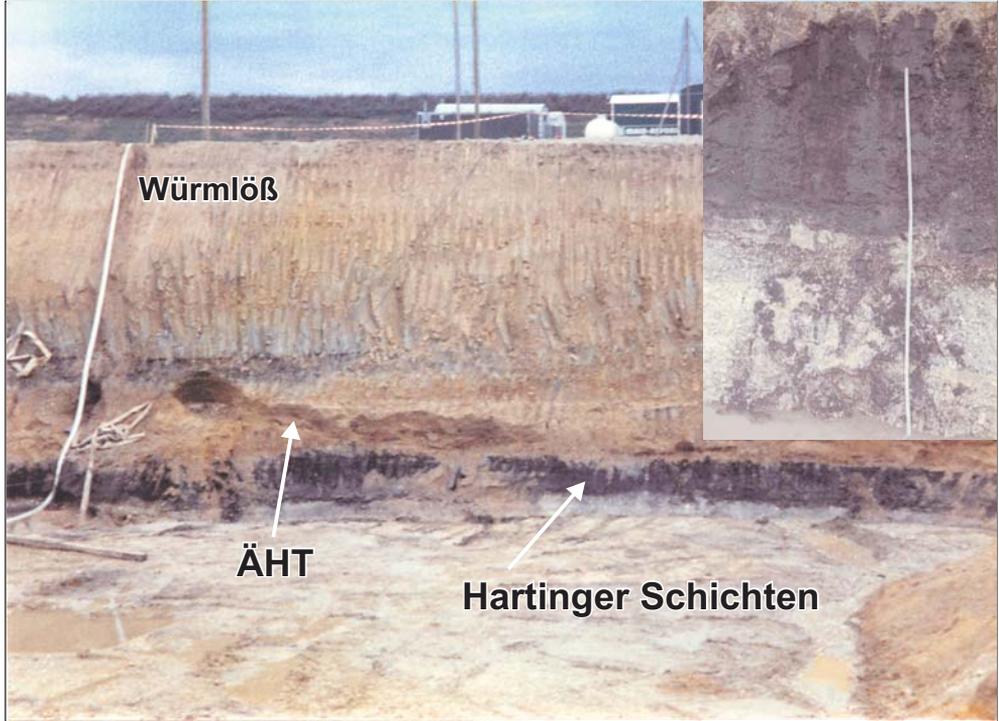
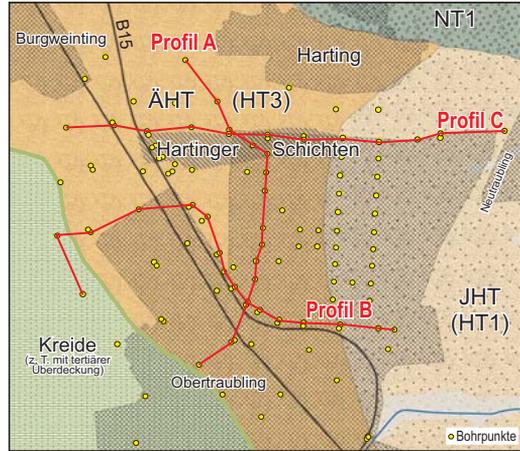
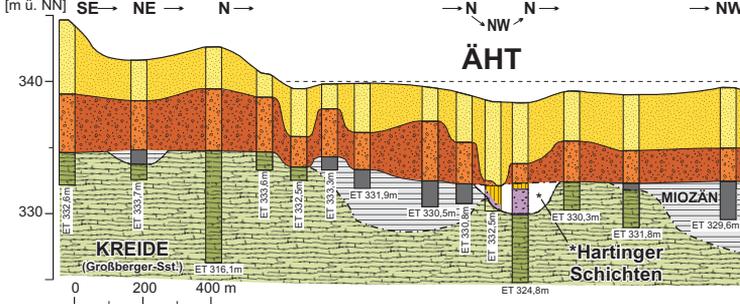


Photo 3:
Mittel- bis altquartäre Hartinger Schichten im Liegenden von Terrassenkiesen der Älteren Hochterrasse (ÄHT), die Mitte der 1980'er Jahre beim Bau des BMW-Werks südlich von Regensburg-Harting aufgeschlossen waren.

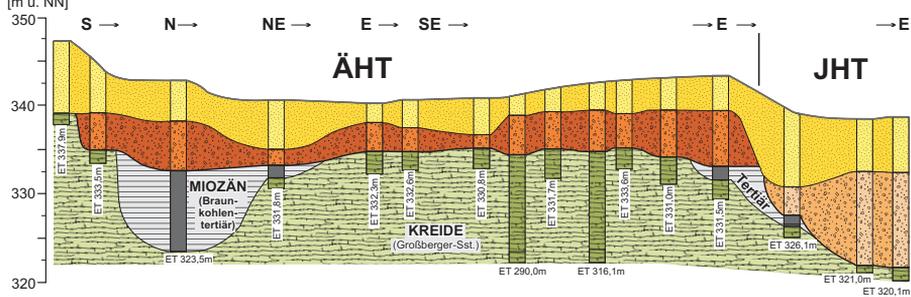
Abb. 12:
Verbreitung der Älteren Hochterrasse (ÄHT),
der Hartinger Schichten und der Jüngeren
Hochterrasse (JHT) zwischen Obertraubling
und Harting sowie Lage und Ausprägung der
geologischen Profile A bis C (wenig verändert
nach SCHELLMANN 1988).



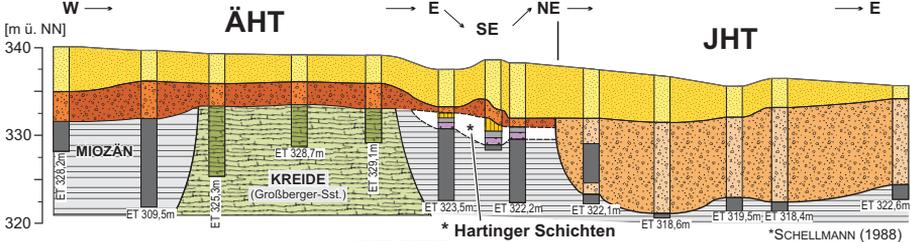
Geol. Schnitt A



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 Jüngerer 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 Jüngeren 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.

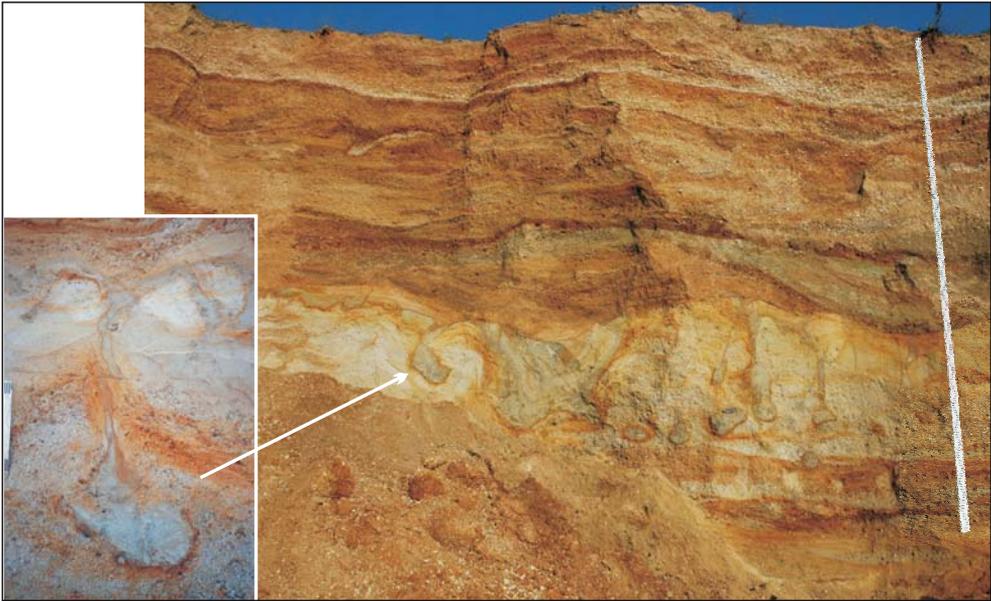


Photo 4: Horizontal- und troggeschichteter Kieskörper des Jüngeren Deckenschotter 1 (JD1) der Großen Laaber mit kaltzeitlichem Tropfenboden in ca. 4,6 m unter Oberfläche. Aufschluß: Kiesgrube „Hirschberger“ am südöstlichen Talrand der Gr. Laaber östlich von Mötzing.

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 –

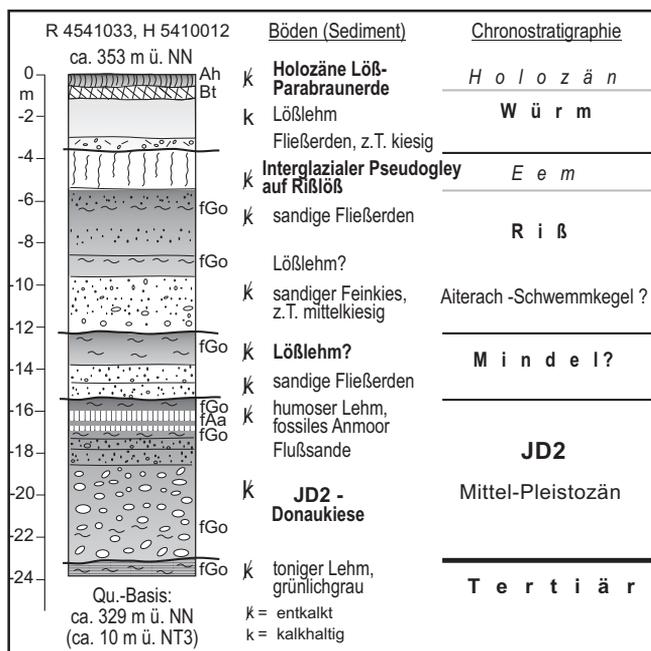


Abb. 13:

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 HOMMILUS 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).

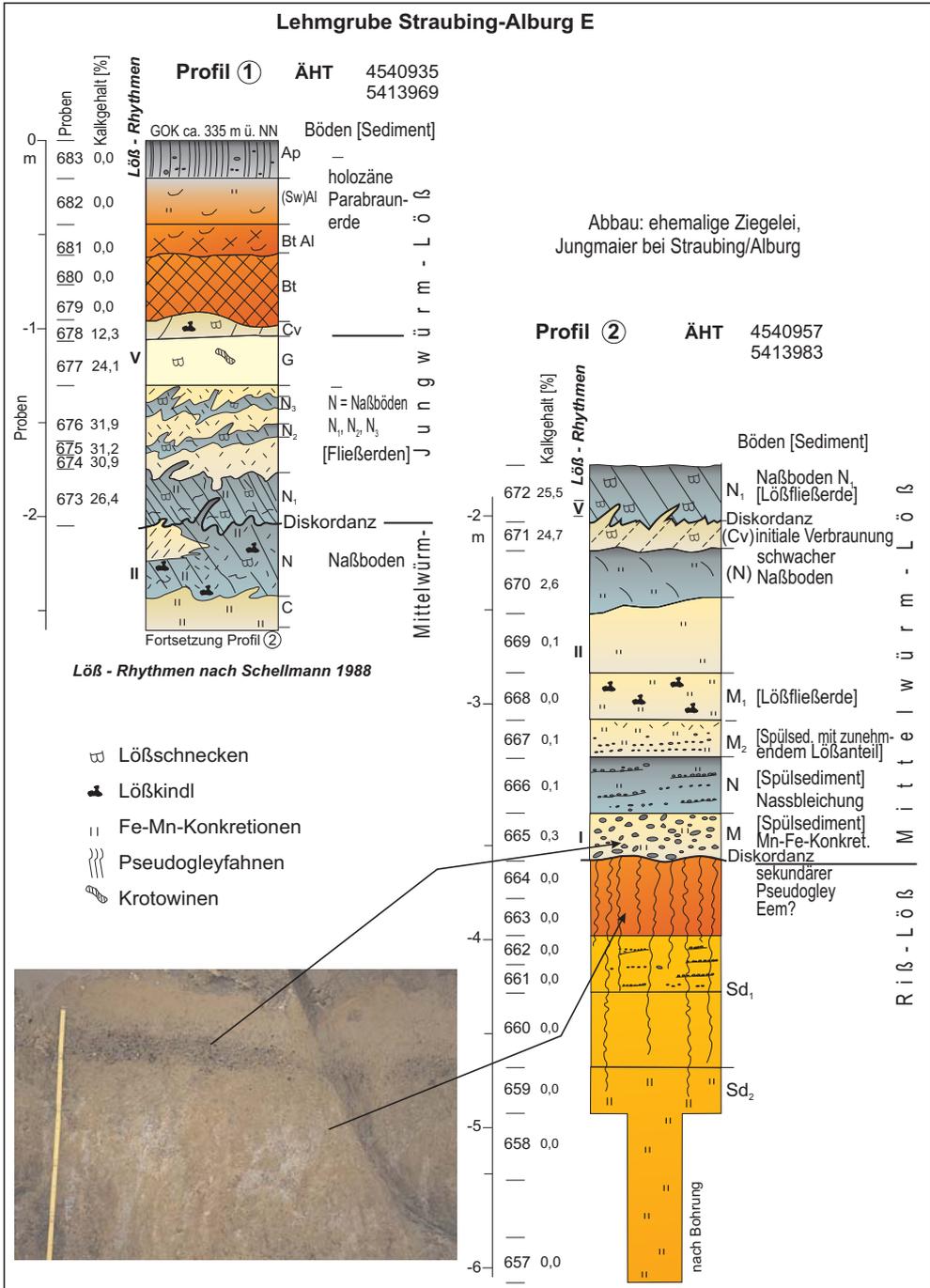


Abb. 14: Deckschichtenprofil auf der ÄHT östlich von Straubing-Alburg aufgenommen im Juli 1990.

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).

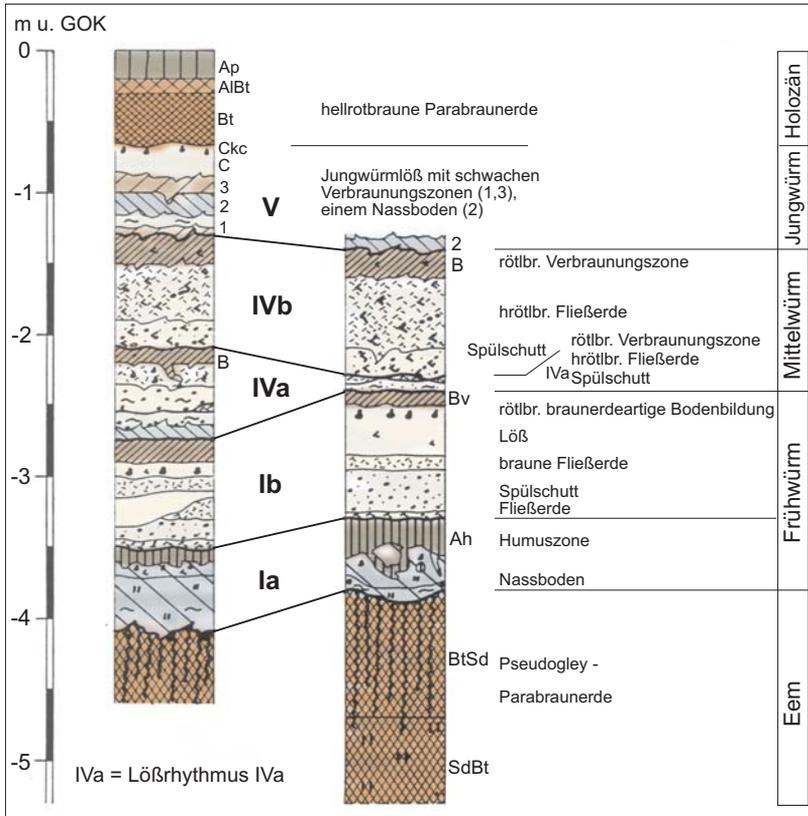


Abb. 15: Deckschichten und fossile Böden auf der MHT südlich von Hofdorf (wenig verändert nach SCHELLMANN 1988).

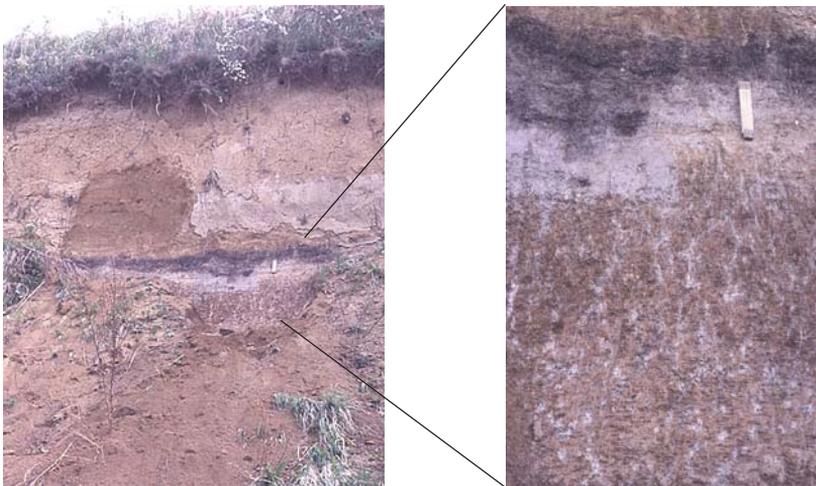


Photo 5: MHT südlich von Hofdorf mit letztinglazialer Pseudogley-Parabraunerde überlagert von wärmzeitlicher Humuszone.

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 fluviale 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 Flussbetsedimente, UK = Unterkante Flussbetsedimente

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 Malmkalcken, 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 Wörth/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-

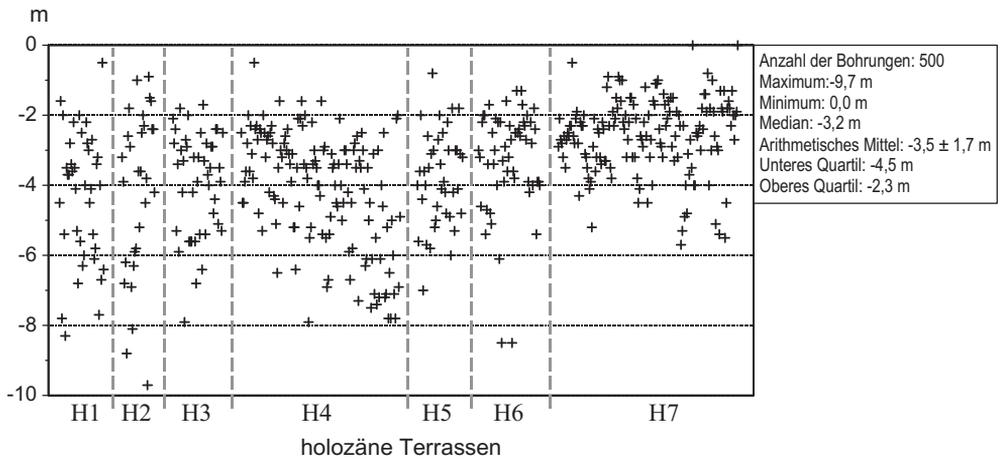


Abb. 16: Mächtigkeiten der Auensedimente (m unter Geländeoberfläche) im Bereich der holozänen Mäanderterrassen (H1 bis H7) der Donau auf Blatt L7140 Straubing nach Auswertung von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen.

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-

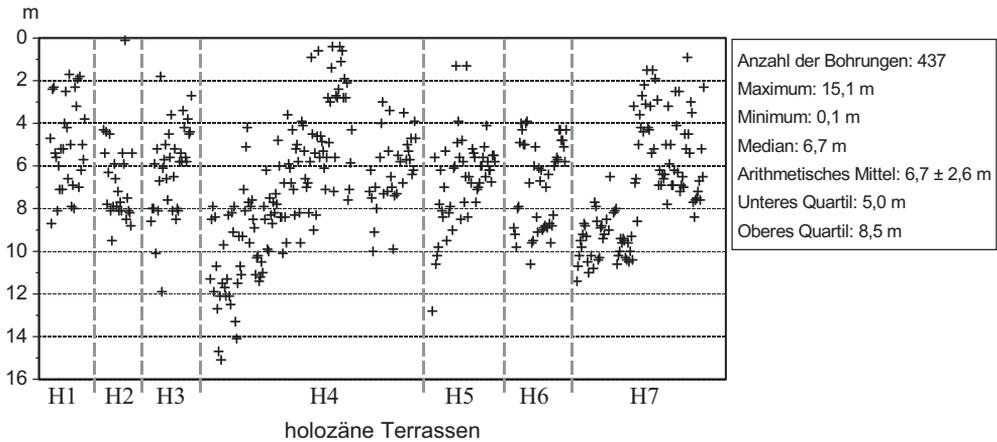


Abb. 17: Mächtigkeiten (m unter Geländeoberfläche) des Kieskörpers der holozänen Mäanderterrassen (H1 bis H7) der Donau auf Blatt L7140 Straubing nach Auswertung von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen.

ter über den eigentlichen sandigen Kieskörper, in einzelnen strömungsgünstigen Anschüttungsbereichen auch bis zu kiesführenden Flusssanden am Top der Flussbettablagierungen 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

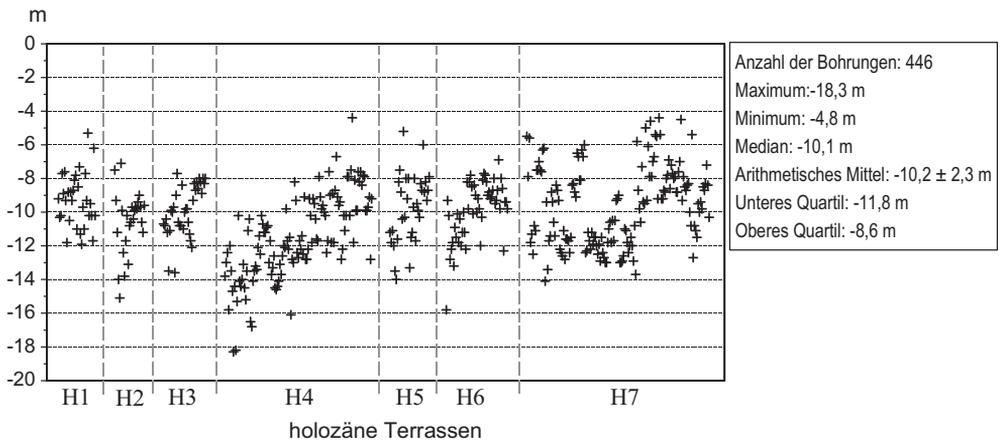


Abb. 18: Tiefenlagen der Quartärbasis (m unter Geländeoberfläche) im Bereich der holozänen Mäanderterrassen (H1 bis H7) der Donau auf Blatt L7140 Straubing nach Auswertung von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen.

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 Quartärbasen 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. TILLMANN 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 Flussbetsohle, 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-

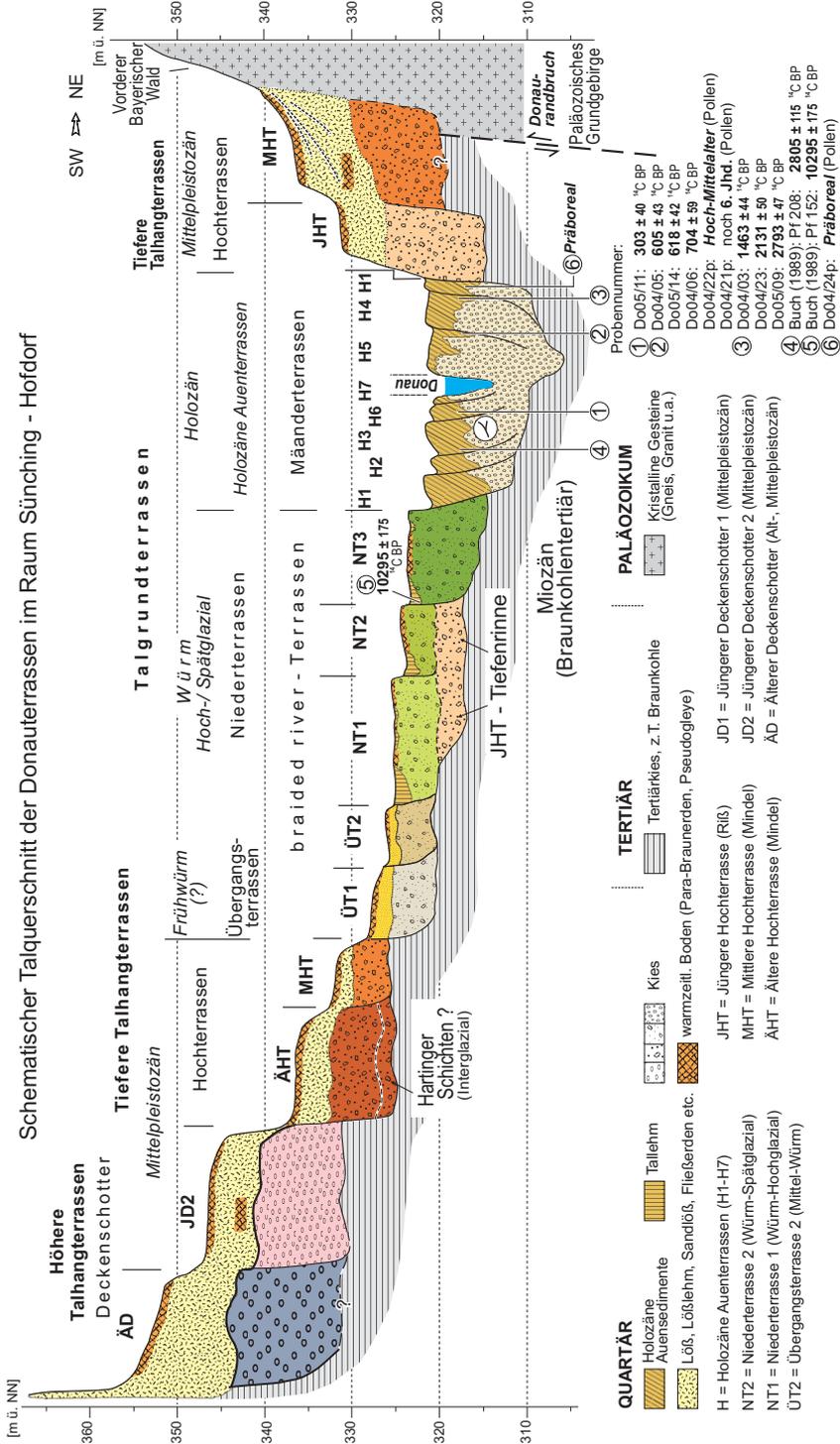


Abb. 19: Schematisches Talquerprofil der Donauterrassen im Raum Sünching - Hofdorf. Die Höhenlage der Terrassen ist maßstabgetreu, die horizontale Ausdehnung stark generalisiert.

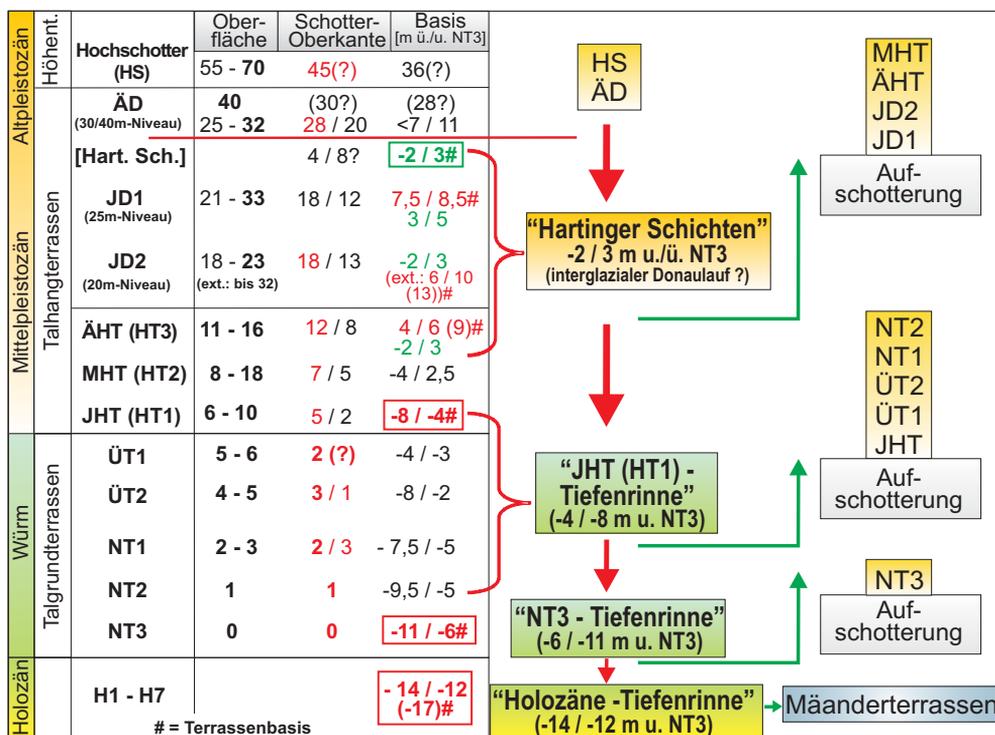


Abb.21: Übersicht zur Talgeschichte der Donau auf Blatt L7141 Straubing mit Höhenlage der Terrassenkörper und bedeutenden tektonisch und/oder klimatisch verursachten Eintiefungsphasen (offene Pfeile), kaltzeitlichen Aufschotterungsperioden (schwarze Pfeile) sowie warmzeitlich holozänen Mäanderterrassen.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

Ein Quartärbasismodell der Donauterrassen zwischen Pfatter und Straubing

Gerhard SCHELLMANN¹ & Christian GEBHARDT²

Abstract

An accurate projection map about the depth of the local base level of Quaternary fluvial deposits in valleys is important for diverse aspects of e.g. hydrogeology or engineering geology. However, boreholes with precise informations about it are limited and irregularly distributed. Detailed investigations and mapping of the fluvial terraces in the valley can help for isoline calculations of base level depth about the fluvial valley infill. This is because margins of fluvial terraces often coincide with changes of the base level of erosion. If a terrace body reaches up to the pre-Quaternary basement, its margins also indicate changes of the base level of a fluvial valley infill. Thus, supporting points with an supposable depth of the Quaternary basis can be set along the terrace margins and used for calculating isolines. Exemplarely, we show for the Danube valley between Pfatter and Straubing that a projection map of the base level of the Quaternary fluvial valley infill is more accurate if the Natural Neighbors Interpolation is used and supporting points are set along the terrace margins, where an in- or decrease of the base level is known from other valley sites.

1. Einführung

Im Rahmen einer stratigraphischen Differenzierung quartärer Flussablagerungen in unseren Tälern sind Informationen über deren Mächtigkeit, Lithologie und räumliche Lagerung ein wichtiger Aspekt sowohl für die Rekonstruktion von Perioden mit dominierender fluvialer Erosion oder Akkumulation von Sedimenten als auch für zahlreiche angewandte Fragestellungen vor allem der Hydrogeologie, Lagerstättenkunde und Baugrundgeologie. Dabei tritt in der Regel das Problem auf, dass Informationen aus punktuellen und räumlich sehr unregelmäßig verteilten Bohrdaten über das Tal

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

² Studentischer Mitarbeiter am Lehrstuhl für Physische Geographie, Universität Bamberg

oder Ausschnitte des Tals extrapoliert werden müssen. Am Beispiel des Donautals zwischen Pfatter und Straubing soll daher exemplarisch aufgezeigt werden, dass eine Berücksichtigung des morphologisch-geologischen Terrassenbaustils unseres Erachtens die Qualität, d.h. die Wahrscheinlichkeit der Korrektheit von Quartärbasis-karten deutlich verbessern kann. Dieser Abschnitt des Niederbayerischen Donautals bietet sich sowohl wegen des relativ gut bekannten morphologisch-geologischen Aufbaus der Donauterrassen an als auch wegen der zahlreich vorliegenden Bohrungen, die bis unter die quartäre Talsohle reichen.

Die Untersuchungen wurden in den Jahren 2004 bis 2006 im Auftrag des Bayerischen Geologischen Landesamtes im Rahmen der von der EU geförderten Maßnahme „Schaffung geologischer und hydrogeologischer Informationsgrundlagen“ durchgeführt. Im Vordergrund stand die Kartierung der Donauterrassen und der quartären Talfüllung von Aiterach, Großer und Kleiner Laber auf den vier Gradabteilungsblätter 7040 Pfatter, 7041 Münster, 7140 Geiselhöring und 7141 Straubing, deren Ergebnisse u.a. bei SCHELLMANN et al. (in diesem Band) zusammengefasst sind. Eine digitale Version der Kartierungen inklusive ausführlicher Erläuterungen sind im Abschlußbericht des Projektes erstellt worden und am Bayerischen Landesamt für Umwelt, Geologischer Dienst hinterlegt.

2. Datengrundlage und Methodik

Die Datengrundlage für die hier vorgestellte Quartärbasiskarte bilden 1054 Schichtenverzeichnisse von Bohrungen, in denen die prä-quartäre Talsohle erreicht wurde. Diese Unterlagen von Wasser- und Pegelbohrungen, sowie Kiesgruben- und Baugrundbohrungen stellten dankenswerter Weise zur Verfügung: das Bayerische Geologische Landesamt (heute: Landesamt für Umwelt), das Straßenbauamt und das Wasserwirtschaftsamt Regensburg, die Stadtwerke Straubing, die Rhein-Main-Donau-AG, das Wasserwirtschaftsamt Deggendorf, Herr Dr. Roland KUNZ von der IFB Eigenschenk (Deggendorf) und andere Ingenieurbüros.

Die Verteilung der Bohrpunkte über das Untersuchungsgebiet ist sehr unregelmäßig (Abb. 1), wobei einigen Lokalitäten mit einer Konzentration mehrerer Bohrungen große Areale des Donautals mit wenigen oder völlig fehlenden Informationen aus Bohrungen gegenüber stehen. In gut abgedeckten Arealen beträgt der mittlere Abstand der Bohrpunkte weniger als 400 m (Nordwesten, Osten; sowie vorwiegend in der holozänen Donauaue), in den schwächer abgedeckten zwischen 500 und 1.500 m

und in sehr gering abgedeckten Bereichen (Nieder- und Hochterrassen im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes) bis zu 2.000 m. Für die Erstellung einer Isolinkarte der Tiefenlage der Quartärbasis ist eine derartige unregelmäßige Verteilung natürlich sehr ungünstig, da in vielen Arealen die Interpolation sich kaum oder gar nicht auf vorhandene Informationen zur Tiefenlage der Quartärbasis stützen kann. Ideal wäre ein dichtes, regelmäßiges Raster, aber ein solches liegt auch in anderen Tälern, zumindest in der hier betrachteten großen räumlichen Ausdehnung, allein aus Kostengründen nicht vor.

Insofern galt es, mit den vorhandenen Daten ein möglichst realistisches Bild über die Tiefenlage der Quartärbasis zu erstellen. Als Interpolationsverfahren bietet sich das Natural Neighbors-Verfahren an (u.a. SIBSON 1981). Bei diesem Verfahren wird der Wert jedes vorhandenen Punktes in das Ergebnis exakt übernommen (lokales oder punktgetreues Verfahren) und nur Bereiche ohne gegebene Informationen werden interpoliert. Dabei werden Ungleichmäßigkeiten abgebildet, statt sie zugunsten eines Trends zu glätten wie dies etwa bei Kriging-Verfahren der Fall ist. Beim Natural Neighbors-Verfahren können also kleinräumigere Strukturen wie Rinnen oder Erhebungen an der Quartärbasis abgebildet werden. Die Gefahr, dass derartige Strukturen durch das Verfahren selbst erzeugt oder geglättet werden, besteht nicht. Zudem ist die Anwendung des Verfahrens benutzerfreundlich, da im Gegensatz zu Kriging-Verfahren kaum Parameter einstellbar sind. Damit sind die Interpolationen weniger individuell beeinflussbar, leichter nachvollziehbar und kontrollierbar. Kriging-Verfahren bieten sich unseres Erachtens vor allem für homogenere Werteverteilungen auf einer Fläche an. Für weitere Details zu den Interpolationsmethoden sei auf die Literatur der Geostatistik (u.a. CRESSIE 1993; HAINING 2003) verwiesen. Die Erstellung der Quartärbasiskarten mit Hilfe des Natural Neighbors-Verfahrens erfolgte in ArcGIS 9.3 unter Verwendung der Extension „3D-Analyst“.

3. Ergebnisse

Die unter Verwendung des Natural Neighbors-Verfahrens berechnete Karte der Tiefenlage der Quartärbasis im Donautal zwischen Pfatter und Straubing-Bogen (Abb. 1) zeigt trotz der unregelmäßigen Verteilung der Bohrdaten ein Bild, in dem die wesentlichen Grundzüge der Gliederung der quartären Talsohle (hierzu siehe SCHELLMANN et al. in diesem Band) deutlich hervortreten. So liegt die Quartärbasis im Bereich der Älteren (ÄHT) und Mittleren (MHT) Hochterrasse deutlich höher als im Bereich der

Jüngerer Hochterrasse (JHT), den Übergangs- (ÜT1, ÜT2) und Niederterrassen (NT1 bis NT3). Die Quartärbasis liegt im Bereich der holozänen Donauaue mit ihren Mäanderterrassen wiederum tiefer als im Bereich der pleistozänen Terrassen. In den einmündenden Seitentälern der Großen und vor allem der Kleinen Laber sind die Isolinien wegen der geringen Anzahl der Datenpunkte und unter Berücksichtigung des dort kleinräumigen Wechsels von Terrassenkörpern für akkurate Aussagen nicht verwendbar.

Innerhalb dieser großen Terrassenfluren des Donautals bilden sich auch weitere Details ab, wie der Verlauf zweier Tiefenrinnen innerhalb der Quartärbasis:

- a) die Tiefenrinne der „Hartinger Schichten“ im Bereich der ÄHT südlich und südöstlich von Straubing und
- b) die „JHT-Tiefenrinne“ im Bereich der Niederterrassen südlich von Pfatter (siehe hierzu SCHELLMANN et al. in diesem Band).

Die Quartärbasis besitzt in diesem Talabschnitt einige markante Abfälle und zwar vor allem a) von der relativ hohen Lage im Bereich der ÄHT zur tieferen Basis im Bereich der MHT bzw. den jüngeren Donauterrassen der JHT bis NT2 sowie b) zwischen den pleistozänen Terrassen und der tiefen Lage der Quartärbasis im Bereich der holozänen Donauaue (SCHELLMANN et al. in diesem Band). Dieser an den geologischen Grenzen auf relativ kleinem Raum stattfindende sprunghafte Abfall auf ein tieferes Basisniveau ist wegen ungleichmäßiger Verteilung, lokalen Konzentrationen und Fehlen von Bohrdaten in den Isolinien häufiger als mehr oder minder gleichmäßige, teilweise allmählich unter mehreren Terrassenkörpern hinweg abfallende Basisflächen wiedergegeben (Abb. 1). Berücksichtigt man die Genese der Quartärbasis durch Flussbetterosion, dann würde dies ein allmähliches Abgleiten der Flussbettsohle über mehrere Kaltzeiten hinweg bis zur Tiefenlinie im Bereich der holozänen Donauaue erfordern. Die Quartärbasis im Bereich der Donauterrassen ist aber das Ergebnis von mehreren fluvialen Ausräumungsphasen vor allem am Ausgang und zu Beginn der Kaltzeiten, kräftigen Akkumulationsphasen in den Kaltzeiten und lateralen Verlagerungen der Tiefenlinie der Donaubettsohle vor allem in den Warmzeiten (SCHELLMANN et al. in diesem Band). Insofern spiegeln die Isolinien nur dort, wo zahlreichere und in der Fläche besser verteilte Bohrdaten existieren, auch die tatsächlichen Verhältnisse an der Quartärbasis wider und zeigen mehrere unterschiedlich hohe Basisniveaus, die in sich durch Mulden und Rücken, also ehemalige Kolke und Untiefen an der Flussbettsohle, gegliedert sind oder manchmal auch von langgestreckten Paläorinnen wie die JHT-Tiefenrinne und die Tiefenzone der Hartinger Schichten

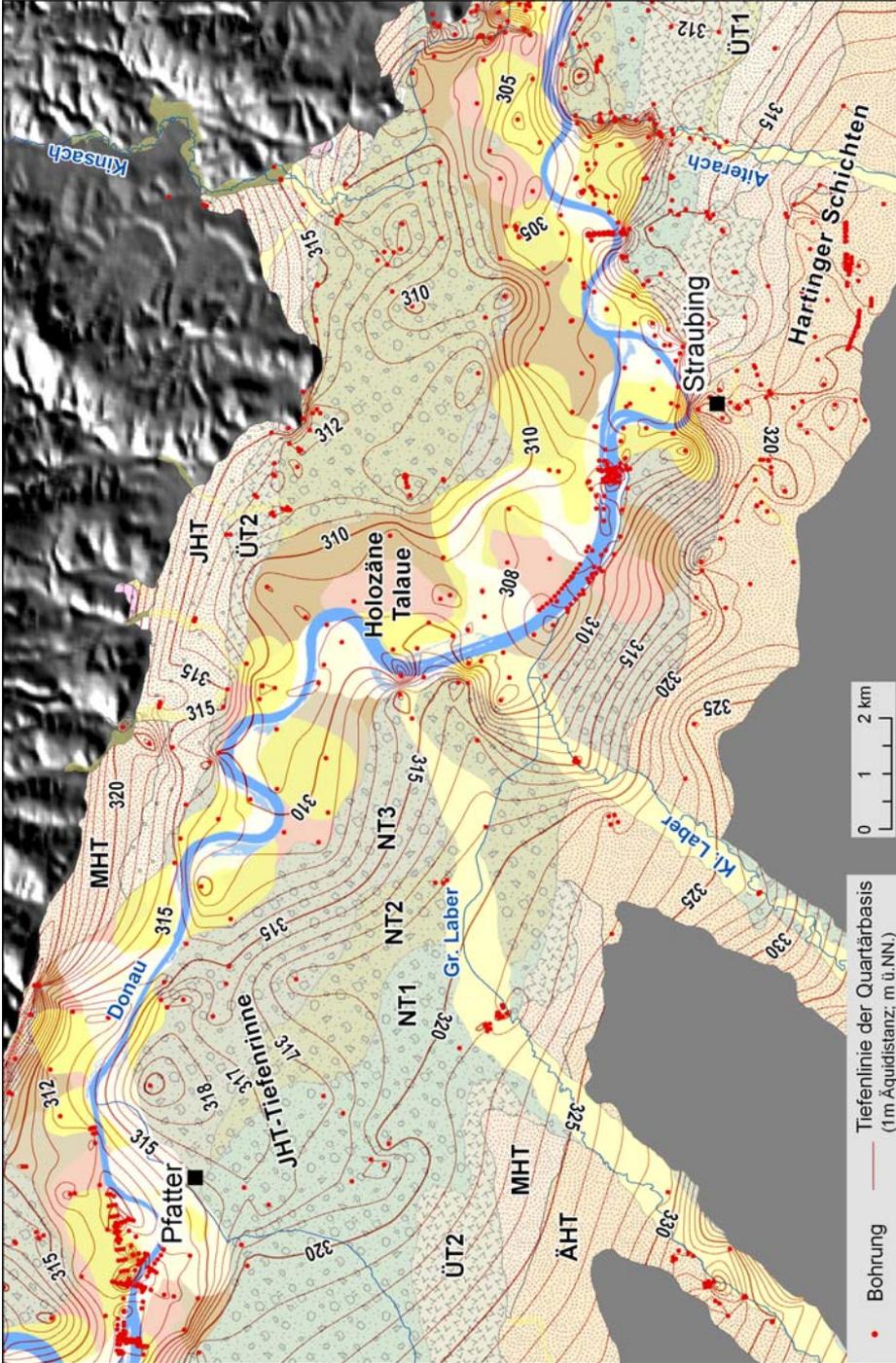


Abb. 1: Tiefenlage der Quartärbasis (m ü. NN) im Donautal zwischen Pfatter und Straubing-Bogen. Die Isolinien wurden im ArcGis 9.3 mit Hilfe des Natural Neighbors-Verfahrens berechnet.

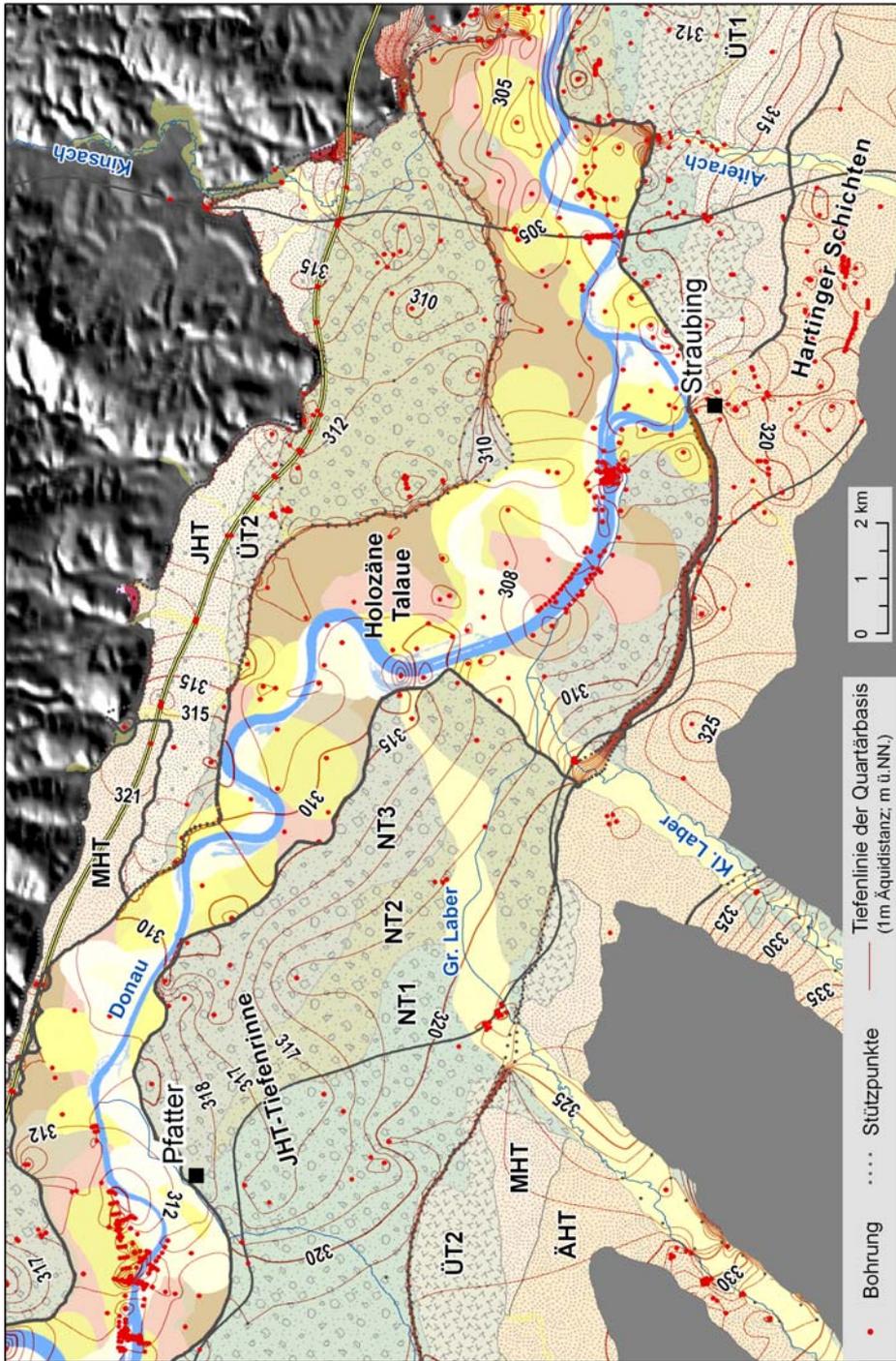


Abb. 2: Tiefenlage der Quartärbasis (m ü. NN) im Donaual zwischen Pfatter und Straubing-Bogen. Die Isolinen wurden im ArcGis 9.3 mit Hilfe des Natural Neighbors-Verfahrens unter Verwendung von Stützpunkten (siehe Text) berechnet.

durchzogen werden. Die Niveaus selbst sind durch stufenartige Abfälle bzw. Anstiege voneinander getrennt, wie dies in der Quartärbasiskarte (Abb. 1) halbwegs realitätsnah nördlich der Donau im östlichen Areal der NT2 und östlich von Straubing im Bereich der ÄHT und an der Außengrenze der holozänen Donauaue zum höheren Basisniveau der pleistozänen Terrassen der Fall ist. Das schließt mit ein, dass bei den Basisniveaus der kaltzeitlichen Terrassen die Quartärbasis manchmal am Außenrand zunächst leicht ansteigt, bevor der eigentliche Anstieg auf das nächsthöhere Basisniveau oder zum Talhang erfolgt und dass die Quartärbasis auch bei wechselnder Erosionswiderständigkeit des Gesteinsuntergrundes wenige Meter höher oder tiefer liegen kann (SCHELLMANN 1990). Letzteres betrifft im Untersuchungsgebiet allerdings nur Areale am nördlichen Talrand entlang des Donaurandbruchs, sofern dort statt miozäner Lockergesteine oder verwittertem Kristallin fester Fels ausstreicht.

Diese Differenzierung der Quartärbasis in verschiedene Niveaus resultiert aus der Seitenerosion von ehemaligen, unterschiedlich tief im Tal liegenden Flussbettsohlen. Das bedeutet, eine Änderung der Lage der Quartärbasis ist immer dann mit einer morphologischen Terrassengrenze verbunden, sobald die zur jüngeren Terrasse zugehörige Flussbettsohle tiefer lag als in der angrenzenden, von diesem Flussbett unterschrittenen älteren Terrasse.

Derartige sprunghafte Anstiege der Quartärbasis befinden sich im hier betrachteten Donautalabschnitt vor allem am Außenrand der holozänen Donauaue sowie nördlich der Donau am Außenrand der JHT gegen die MHT. Südlich der Donau existieren weitere sprunghafte Anstiege der Quartärbasis oberhalb von Straubing am Außenrand der Niederterrassenfluren gegen die Übergangs- und Hochterrassen sowie unterhalb von Straubing zwischen MHT und ÄHT.

Insofern ist es sinnvoll, Informationen aus der morphologisch-geologischen Verbreitung der Donauterrassen bei der Berechnung einer Quartärbasiskarte zu berücksichtigen. Dazu bietet es sich an, Stützpunkte an den bedeutenden Stufenabfällen zu setzen, die bei der Berechnung der Isolinien mit eingehen (Abb. 2). Die Quartärbasiswerte dieser Stützpunkte orientieren sich dabei an den Basiswerten möglichst in der Nähe liegender realer Bohrpunkte. Die Stützpunkte selbst sind als doppelte Punktreihen entlang der Terrassengrenzen zu legen und zwar eine Reihe entlang der Unter- und die andere entlang der Oberkante der Terrassenstufe. Dadurch und durch Wahl geringer Abstände der Stützpunkte (in Abb. 2 oft unter 5 m) können bei Anwendung des Natural Neighbors-Verfahrens die in der Natur auftretenden relativ steilen Abfäl-

le der Quartärbasis auch im Modell erzeugt werden.

Für die auf Stützpunkten basierte Nearest Neighbor-Interpolation der Quartärbasis in Abb. 2 wurden entlang der für die Quartärbasis relevanten Terrassengrenzen manuell etwa 8.000 Stützpunkte gesetzt, deren Quartärbasiswerte sich an den umliegenden realen Bohrpunkten orientieren.

Diese „interpretierte“ bzw. stützpunktbasierte Quartärbasiskarte dürfte den tatsächlichen Verhältnissen am ehesten entsprechen. Die unterschiedlichen Quartärbasisniveaus der holozänen Donauaue, der beiden älteren Niederterrassen, der JHT, der MHT und ÄHT sind nun klarer voneinander abgesetzt. Dennoch bleiben Areale, in denen wie zum Beispiel im Bereich der NT3 östlich von Pfatter aus Mangel an Bohrdaten allmähliche Abfälle der Quartärbasis auftreten, die sicherlich nicht den realen Verhältnissen entsprechen (siehe auch SCHELLMANN et al. in diesem Band). Das ist aber nur durch weitere Bohrdaten zu verbessern.

Es wurde ebenfalls getestet, inwieweit die Erstellung von Isolinien mit Hilfe diverser Kriging-Varianten realistischere Ergebnisse liefern könnte. Je nach individueller Wahl der zahlreichen beim Kriging-Verfahren zu wählenden Parameter ergeben sich teilweise stark voneinander abweichende Ergebnisse, die mitunter weit von einer realistischen Abbildung der Gegebenheiten entfernt waren. Ob ein „Feintuning“ aller geostatistischen Parameter hierbei bessere Ergebnisse liefern könnte, ist fraglich, denn die Verteilung der Quartärbasis folgt keinen statistischen Parametern. Nur weitere Quartärbasiswerte und eine gleichmässige Abdeckung des Raumes würden wesentliche Verbesserungen bringen.

4. Schlußfolgerungen

Das Ergebnis der Modellierung einer Quartärbasiskarte mit Hilfe eines „interpretierten“ (s.o.) Natural Neighbors-Verfahrens ist im Bereich hoher Bohrpunktdichten als gut und in den Arealen, in denen wenige Bohrpunkte mit Quartärbasiswerten vorliegen, dank der manuell gesetzten Stützpunkte als brauchbar anzusehen.

Es zeigt sich, dass bei der Berechnung von Quartärbasiskarten auf der Basis von Bohrdaten, die extrem unregelmäßig mit einzelnen räumlichen Konzentrationen verteilt sind, trotz noch so ausgeklügelter mathematischer Algorithmen letztlich weitere morphologisch-geologische Informationen in das Modell einfließen sollten, um ein

halbwegs realitätsnahes Modell erstellen zu können. Grundsätzlich gilt dabei „je mehr Bohrpunkte desto besser“, „je gleichmäßiger die Bohrpunkte im Raum verteilt sind, umso besser“ und im konkreten Fall je genauer die Stratigraphie der Donauterrassen bekannt ist und damit als Information über die Tiefenlage und Reliefgestaltung der quartären Talsohle einbezogen werden kann, umso realitätsnäher ist ein Quartärbasismodell.

Nach unserer Auffassung liefert das beschriebene manuell ergänzte und damit die morphologisch-geologischen Verhältnisse berücksichtigende Quartärbasismodell unter Verwendung des Natural Neighbors-Verfahrens insgesamt eine in vielen Arealen des Untersuchungsgebietes halbwegs zutreffende Darstellung der Tiefenlage der Quartärbasis. Natürlich wäre es nun von Interesse, mit Hilfe von Bohrungen zu überprüfen, inwieweit die aus der Interpolation berechnete Lage der Quartärbasis zutrifft und so die Interpolation zu verifizieren oder zu verbessern.

Literatur:

CRESSIE, N. (1993): *Statistics for spatial data*. – New York.

HAINING, R. (2003): *Spatial data analysis. Theory and practice*. – Cambridge.

SCHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 29; Düsseldorf.

SCHELLMANN, G., IRMLER, R. & SAUER, D. (in diesem Band): Zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der Donauterrassen auf Blatt L7141 Straubing. – *Bamberger Geogr. Schr.*, 24; Bamberg.

SIBSON, R. (1981): A brief description of Natural Neighbor Interpolation. – In: BARNETT, V. (Ed.): *Interpolating multivariate data*: 21-36; New York.

Zur Stratigraphie und Altersstellung der jungquartären Lechterrassen zwischen Kinsau und Prittriching – erste Ergebnisse

Benjamin GESSLEIN¹ & Gerhard SCHELLMANN²

Abstract

GPS based field mappings of the Lech river terraces between Kinsau and Prittriching demonstrate a stratigraphic differentiation of the valley bottom by a terrace flight of at least 15 Lech terraces. The valley floor is dominated by four Würmian terraces which engage about 65% of the valley plaine. While the oldest Lower Terrace (Niederterrasse), the Hauptniederterrasse is directly connected to the Würmian LGM (Last Glacial Maximum) moraines (e.g. GROTTENTHALER 2009), all subfield levels are younger and have no direct connection to a terminal moraine.

The Lateglacial „Stufe von Friedheim“ and „Zwischenstufe“ are the youngest Niederterrassen marking the morphological connection between the Pleniglacial and Holocene terraces. The Holocene terraces incorporate up to ten differently elevated river deposits. While the oldest Holocene terrace was formed during the early Preboreal the three youngest ones were built from Roman to Modern age.

1. Einleitung

Die hier vorgestellten Neuaufnahmen zur Stratigraphie und Altersstellung der jungquartären Lechterrassen zwischen Kinsau und Königsbrunn wurden im Rahmen einer vom Bayerischen Landesamt für Umwelt (Geologischer Dienst) geförderten geologischen Aufnahme des Landkreises Landsberg am Lech durchgeführt. Dabei zeichnen sich neue Ergebnisse zur flussgeschichtlichen Entwicklung seit dem Würmglazial und zum morpho- und chronostratigraphischen Aufbau des Lechtals ab.

Als alpiner Nebenfluss der Donau hat der Lech eine Gesamtlänge von 256 km bis er wenige Kilometer östlich von Donauwörth in die Donau mündet (Abb. 1). Das mittlere Lechtal zwischen Kinsau und Prittriching weist eine für das Alpenvorland außergewöhnliche Talbreite auf. Der bis zu 7,4 km breite jungquartäre Talboden ist

¹ Institut für Geographie, Universität Bamberg, D-96045 Bamberg, benjamin.gesslein@uni-bamberg.de

² Institut für Geographie, Universität Bamberg, D-96045 Bamberg

abgesehen vom Stadtgebiet Landsberg und einzelnen Kasernenarealen wenig anthropogen überformt. Dies ermöglicht großflächige morphologische Geländeaufnahmen und damit auch die Rekonstruktion der ehemaligen Flusssdynamik des heute von Stauwehren kontrollierten Lechs.

Denn noch vor 150 Jahren war das flussmorphologische Erscheinungsbild des Lechs das eines stark verzweigten Flusslaufs mit mehreren, sich häufig verlagernden Flussarmen und blockreichen Kiesinseln (u.a. BAUER 1979). Seit den um 1852 AD begonnenen flussbaulichen Korrektionsmaßnahmen wurde der Lech zunehmend auf ein engeres, durch Hochwasserdämme und verschiedene Uferverbauungen eingefasstes Flussbett beschränkt und mit dem Bau von Staustufen an der Wende zum 20. Jahrhundert letztendlich kanalartig verbaut. Heute regeln 24 Staudämme und Stauseen den Lechabfluss. Zeugnisse eines ehemals stark verzweigten und sich episodisch verlagernden Flussbetts auch in der älteren Flussgeschichte des Lechs sind die innerhalb holozäner Lechterrassen heute noch in der Geländeoberfläche erhaltenen Haupt- und Nebenarme des Lechs.

2. Forschungsstand

Die jungquartären Terrassen des mittleren Lechtals wurden erstmalig von TROLL (1926) kartiert und von KNAUER (1929) im Rahmen der Geognostischen Karte Bayerns (Blatt München West) 1:100 000 ergänzt (Tab. 1). Wie schon bei TROLL (1926), wurden von einer Alluvialzone entlang des Lechs abgesehen, alle weiteren Terrassen dem Würnglazial bzw. Würmspätglazial zugewiesen. Es war BRUNNACKER (1964), der erstmalig eine kleinräumliche Differenzierung der jungquartären Lechterrassen im Raum Epfach durchgeführt hat. Dabei konnte er mit der Unterscheidung von zwei Lorenzbergstufen und einer römerzeitlichen Terrasse drei holozäne Lechterrassen nachweisen. Erste großmaßstäbige Kartierungen der Lechterrassen im Raum Landsberg stammen von DIEZ (1964; ders. 1968). Seine Geologische Karte 1:25.000 des Blattes 7931 Landsberg (DIEZ 1964) zeigt erstmalig eine vielgliedrige Abfolge von Holozänterrassen.

Zuletzt wurde das Untersuchungsgebiet von SCHREIBER (1985) und GROTTENTHALER (2009) in enger Anlehnung an DIEZ (1968) und BRUNNACKER (1964) bearbeitet. SCHREIBERS (1985) Schwerpunkte lagen im Bereich der Sediment- und Geröllanalyse. Dadurch konnte er die Lechablagerungen faziell den Isar-Loisach- und Iller-Lech-Vorlandgletschern zuordnen.

Tab. 1: Vergleichende stratigraphische Übersicht zur jungquartären Terrassengliederung im Lechtal zwischen den Jungendmoränen bei Kinsau und dem Lechfeld bei Augsburg nach verschiedenen Bearbeitern.

Altersteilung	Geflein 2010	Grottenhaier 2009	Schreiber 1985	Diez 1973	Brunnacker 1964	Knauer 1929	Troll 1926
Neuzeitlich	Jüngste Auenstufe (qh3)	Jüngste Auenstufe (qh3)	Jüngere Auenstufe	Jüngste Auenstufe (qh3)	Talboden (neuzeitlich)	Alluvium	
Mittelalterlich	Jüngere Auenstufe (qh2)	Jüngere Auenstufe (qh2)	Jüngere Auenstufe	Jüngere Auenstufe (qh2)	Talboden (neuzeitlich)	Alluvium	
Römerzeitlich	Ältere Auenstufe (qh1)	Ältere Auenstufe (qh1)	Ältere Auenstufe	Ältere Auenstufe (qh1)	Talstufe	Alluvium	
Subborreal	Stufen von Seestall (qhm3/32)						
Subborreal	Untere Lorenzbergstufe (qhm22)	Untere Lorenzbergstufe (qha4)	Untere Lorenzbergstufe	Stufe von Pitzling (qhm2)	Untere Lorenzbergstufe		
Subborreal	Obere Lorenzbergstufe (qhm21)	Obere Lorenzbergstufe (qha3)	Obere Lorenzbergstufe (alt-sub.?)		Obere Lorenzbergstufe		
Atlantikum	Stufe von Mundraching (qhm1)						
Praeborreal	Untere Epiächstufe (qha12)	Untere Epiächstufe (qha2)	Untere Epiächstufe (allant.)	Stufe von Spötting (qhm1)	Untere Epiächstufe (spätglazial)	Kinsau-Spöttinger Stufe (spätglazial)	Kinsauer Stufe (spätglazial)
Praeborreal	Obere Epiächstufe (qha11)	Obere Epiächstufe (qha1)	Obere Epiächstufe (allant.)		Obere Epiächstufe (spätglazial)	Epiächer Stufe (glazial)	
(Prae-)borreal			Stufe vom Bht. Kaufering	Stufe von Zehnerhof/Bht. Kaufering (qha)			
(Prae-)borreal			Stufe vom Zehnerhof				
Spätwürm	Stufe von Friedheim/Zwischenstufe (Ws3, G)		Stufe von Friedheim (jungtundr.)	Stufe von Friedheim (W, G3)			
			Zwischenstufe (ältesttundr.)				
Späthochwürm	Stufe von Unterigling (Ws2, G)		Stufe von Unterigling (ältesttundr.)	Stufe von Unterigling (W, G2)			
Späthochwürm	Stufe von Schongau-Peiling (Ws1, G)	Stufe von Schongau-Peiling (W, G3)	Stufe von Schongau-Peiling (ältesttundr.)	Stufe von Schongau-Peiling (W, G1)			
		Stufe von Hohenfurch (W, G24)	Stufe von Hohenfurch (ältesttundr.)				
Späthochwürm	Stufe von Allenstadt (Wh2, G)	Stufe von Allenstadt (W, G23)	Stufe von Allenstadt (ältesttundr.)		Römerastufe (hochwürm)	Römerastufe (hochwürm)	Römerastufe (hochwürm)
		Stufe von St. Ursula (W, G22)	Stufe von St. Ursula				
Hochwürm	Hauptniederterrasse (Wh1, G)	Hauptniederterrasse (W, G21)	Hauptniederterrasse		Hauptniederterrasse	Hauptniederterrasse	Hauptniederterrasse

3. Methodik

Neben einer geomorphologischen Aufnahme und stratigraphischen Differenzierung der Lechterrassen erfolgte eine umfassende Dokumentation der zahlreichen Aufschlüsse hinsichtlich ihrer Lithologie, Sedimentologie, Deckschichten und Bodenentwicklung. Ergänzend ermöglichten Bohrverzeichnisse (Bayerisches Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaftsämter, Straßenbauämter etc.) einen Einblick in die Mächtigkeiten der einzelnen Sedimentationskörper. Daneben wurden eigene Handbohrungen hinsichtlich der Böden und Deckschichten durchgeführt. Historische Kartenwerke (Flurkarten der Bayerischen Uraufnahme 1808-1811, Renovationsaufnahmen 1846 und Bayerische Landtafeln) dienten der Rekonstruktion alter Flussläufe und der Abgrenzung der jüngsten Terrassenstufe. Hochauflösende LIDAR-Daten (2 m Bodenauflösung), auf deren Basis 3D-Geländemodelle und Hangschattierungsmodelle errechnet wurden, ermöglichten eine feingliedrige Reliefdifferenzierung in schwer zugänglichem Gelände.

4. Lage des Untersuchungsgebiets

Das Untersuchungsgebiet ist das im westlichen Alpenvorland gelegene Lechtal zwischen Kinsau und Prittriching (Abb. 1). Der kartierte Talabschnitt ist etwa 37 km lang und liegt im Landkreis Landsberg am Lech. Die Jungmoränenlandschaft im südöstlichen

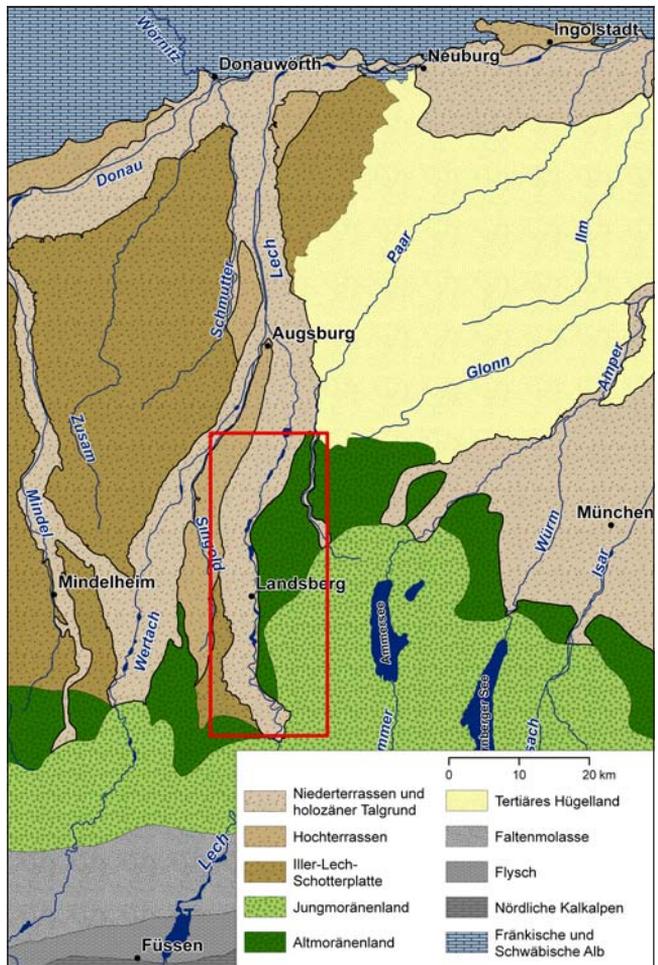


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes.

Abschnitt und das lößbedeckte Altmoränengebiet im Nordosten bilden dessen östlichen Rahmen. Westlich flankieren Deckenschotter unterschiedlicher zeitlicher Stellung das Lechtal. Sie sind großflächig verbreitet und nur lokal steht Obere Süßwassermolasse an der Geländeoberfläche an. Unterhalb von Pitzling wird das Lechtal von der rißzeitlichen Hochterrasse begleitet, die mit den Altmoränen des Wertachgebiets verbunden ist. Sie erstreckt sich als „Augsburger Hochterrasse“ bis in das Stadtgebiet von Augsburg, wo sie von Lech und Wertach erodiert wurde. Der Untersuchungsraum liegt im Vorland des hochwürmzeitlichen Maximalvorstoßes von Lech- und Ammerseegletscher und beginnt im Süden am Übergangскеgel der äußeren Jungendmoränen des Lechgletschers und reicht nach Norden weit ins ehemalige Periglazialgebiet hinein.

5. Die Lechterrassen im Einzelnen

5.1 Der Kalktuff von Hurlach und die Übergangsterrasse südlich Landsberg

Neben holozänen Sinterkalkablagerungen, die als Quellenkalke an den Talhängen des Lechs auftreten (DIEZ 1964, GROTTENTHALER 2009), sind auf Höhe der Kolonie Hurlach am westlichen Lechufer auf etwa 800 m Länge letztinterglaziale Kalktuffe aufgeschlossen, die von Lechkiesen unterlagert werden. Sie bilden dort eine steile Uferböschung von 2,5 bis 3 m Höhe. Die U/Th-Datierung des Kalktuffs in ca. 1 m unter GOK (= Geländeoberkante) ergab nach JERZ (1989) ein Alter von 120.300 ± 5.750 Jahren BP. Damit fällt die Bildungszeit des Kalktuffs in das letzte Interglazial (Eem). Nach JERZ (1989) folgen unter den Kalktuffen noch Lechschotter unbekanntes Alters und Mächtigkeit, die von schluffigen Mergeln überdeckt sind. Bei Sondierungsbohrungen in einer etwa 1 km westlich entfernten Kiesgrube auf der Stufe von Altenstadt wurden in etwa 20 m unter GOK ebenfalls Kalktuffbänke erbohrt. Aufgrund ihrer stratigraphischen Lage unter hochwürmzeitlichen Niederterrassenkiesen und aufgrund ihrer Höhenlage im Tal korrelieren sie wahrscheinlich mit den letztinterglazialen Hurlacher Kalktuffbänken am Lech.

Die älteste bisher bekannte würmzeitliche Lechterrasse ist von etwa einen Meter mächtigen sandstreifigen Lössablagerungen bedeckt und als schmale Terrassenleiste am östlichen Talrand südlich von Landsberg erhalten (Abb. 2). Aufgrund ihrer Höhenlage im Tal und ihrer Sandlössbedeckung ist sie älter als die hochglaziale, über Schmelzwasserbahnen mit den Jungendmoränenständen im Raum Hohenfurch verknüpfte Hauptniederterrasse (HNT).

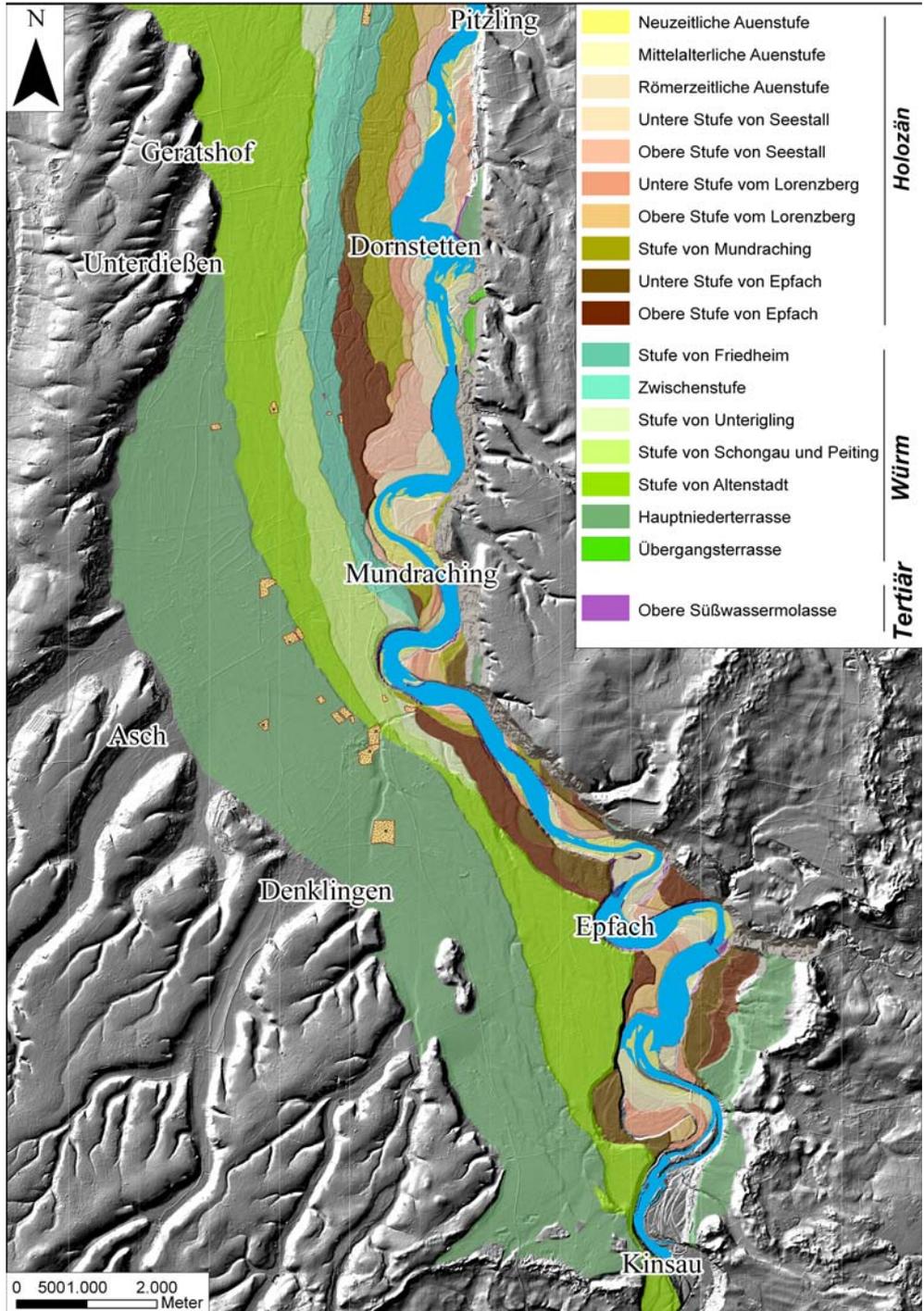


Abb.2: Geologische Karte des Lechtals zwischen Kinsau und Unterdießen.

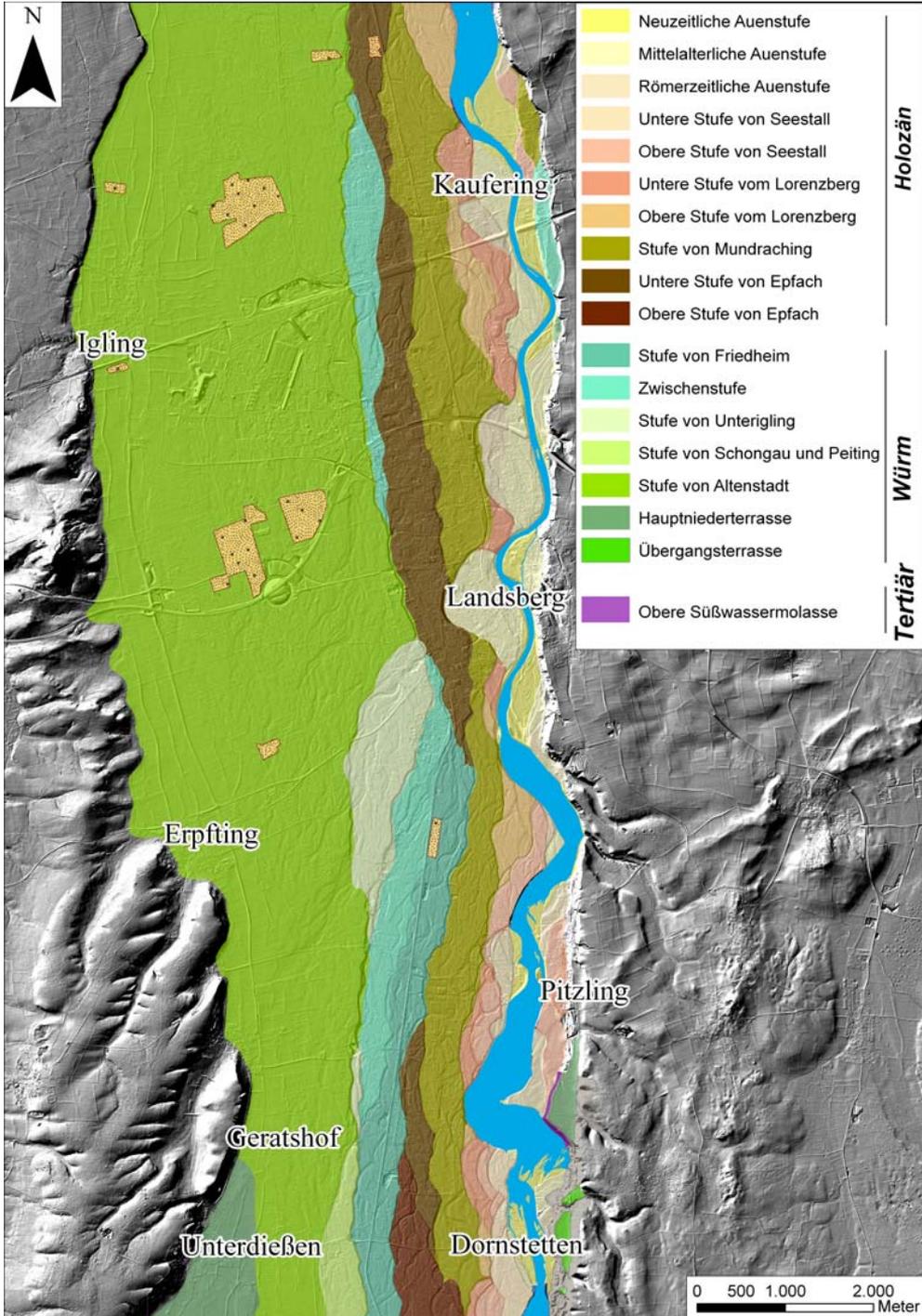


Abb.3: Geologische Karte des Lechtals zwischen Unterdießen und Kaufering.

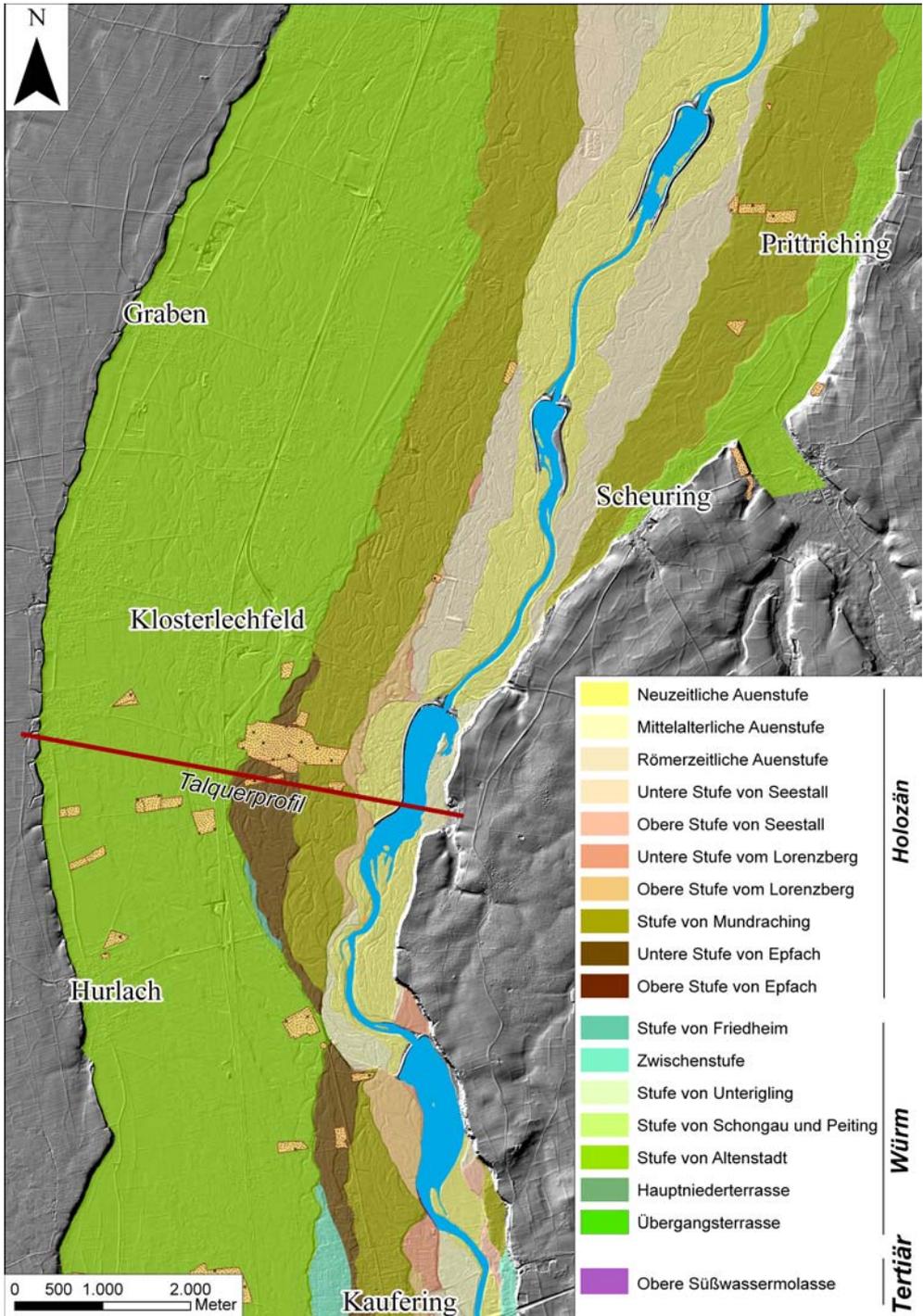


Abb.4: Geologische Karte des Lechtals zwischen Kaufering und Prittriching.

5.2 Die würmzeitlichen Niederterrassen im Überblick

Die lößfreie Hauptniederterrasse (HNT) und ihre proglazialen Teilfelder im Sinne von TROLL (1926) („Stufe von Altenstadt“, „Stufe von Schongau-Peiting“ und „Stufe von Unterigling“) nehmen mit einer Fläche von rund 122 qkm etwa 60% des kartierten Talgrunds ein. Bezüglich der morphostratigraphischen Anbindung der HNT und ihrer proglazialen Teilfelder an die verschiedenen hochglazialen Jungendmoränenstände stellen DIEZ (1968), SCHREIBER (1985) sowie TROLL (1926) fest, dass die HNT morphologisch mit dem Übergangskegel der äußersten Jungendmoränen des Lechgletschers bei Hohenfurch zu verknüpfen ist. Die tiefer gelegene „Stufe von Altenstadt“ ist mit dem Rückzugsstand des Lech- bzw. Isar-Loisach-Gletschers bei Tannenberg, die „Stufe von Schongau-Peiting“ mit dem Rückzugsstand bei Bernbeuern und die „Stufe von Unterigling“ mit dem Rückzugsstand bei Weilheim im Füssener Becken zu korrelieren.

Talabwärts gehen die zunächst voneinander morphologisch klar abgesetzten Oberflächen der HNT und der „Stufe von Altenstadt“ bis zum Ort Unterdießen sukzessive in ein morphologisch nicht weiter differenzierbares Niederterrassenniveau über. Die nachfolgenden späthochglazialen Oberflächen der „Stufe von Schongau-Peiting“ und der „Stufe von Unterigling“, aber auch die spätglazialen Schotterkörper der „Stufe von Friedheim“ und der „Zwischenstufe“ sind talabwärts bis zu ihrer Ausräumung durch jüngere Lechterrassen in der Regel durch deutliche Terrassenkanten voneinander abgesetzt (Abb. 2 bis Abb. 4). Insofern sind, entgegen bisheriger Ansprachen (s.o.), diese Stufen keine Teilfelder im engeren Sinne, sondern eigenständige Flussterrassen.

Der Kieskörper der HNT und auch ihrer Teilfelder *sensu stricto* (s.o.) wurde während dem Würm-Hochglazial von einem stark verzweigten, breitbettigen Flusssystem („braided river“) aufgeschüttet, dessen Rinnenstrukturen noch heute deren Oberflächen prägen. Bereichsweise wurden die Terrassenoberflächen noch im ausgehenden Würm (vor der Jüngeren Tundrenzeit) unter periglazialen Klimabedingungen von Trockentälern zerschnitten. Das größte periglaziale Trockental im Untersuchungsgebiet erstreckt sich mit einer Länge von 2 km im Talraum zwischen Denklingen und der Lechstaustufe 11. Es besitzt eine maximale Breite von bis zu 190 m und eine Tiefe der Talsohle von bis zu 12 m unterhalb der umgebenden Terrassenoberfläche. Ebenso wie andere kleinere periglaziale Trockentäler auf den Niederterrassen besitzt es einen asymmetrischen Talquerschnitt mit steilem Ost- und mäßig einfallenden Westhang. Seine Wurzel liegt auf der HNT östlich von Denklingen und nicht, wie von KNAUER

(1929) angenommen, weiter talaufwärts in Fortsetzung des hochwürmzeitlichen Schmelzwassertals des Wurzenbaches. Talabwärts erstreckt sich das Trockental in nordöstlicher Richtung über die HNT und die drei anschließenden Niederterrassen der Stufen von Altenstadt, Schongau-Peiting und Unterigling hinweg und endet über der holozänen Terrassenoberfläche der Oberen Epfachstufe.

Kiesgruben zeigen für alle Niederterrassenkiese ein vertikal aufgehöhhtes, horizontal- und troggeschichtetes Sedimentationsbild. Ein solches Sedimentationsbild ist für grobklastische Ablagerungen hochenergetischer verwilderter („*braided-river*“) und stark verzweigter Flüsse typisch. Hinweise, die auf eine längere interstadiale bzw. interglaziale Unterbrechung der Schotterakkumulation hindeuten könnten, wurden nicht gefunden. Das Geröllspektrum wird dominiert von Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen und des Rhenodanubischen Flyschs. Zentralalpine Kristallingesteine finden sich nur untergeordnet. So zeigen Schotteranalysen von SCHREIBER (1985), dass die Niederterrassenkiese u.a. aus dem Lech- und dem Loisachgebiet stammen. Die Hauptunterschiede dieser beiden Faziestypen liegen in unterschiedlichen Kristallin-, Kalkstein- und Dolomitgehalten.

Großflächig betriebener Ackerbau lässt heute nur punktuell Einblicke auf die natürlichen Bodenmächtigkeiten und Bodenentwicklungen zu. Hochflutsedimente bilden das Ausgangssubstrat für die typischen Parabraunerden und Braunerden der würmzeitlichen Schotterfelder (DIEZ 1964). Generell besitzt die Hauptniederterrasse mächtigere sandig-schluffige Deckschichten als die jüngeren Niederterrassen.

5.2.1 Die Hauptniederterrasse

Der Übergangskegel vom Maximalstand des Lechgletschers setzt sich im weiteren Talverlauf nördlich von Hohenfurch in der hochglazialen Hauptniederterrasse (HNT) fort (Abb. 5). Diese liegt bei Kinsau in etwa 73 m, ca. 14 km N' bei Unterdießen noch in etwa 33 m oberhalb des heutigen Lechmittelwasserspiegels. Auf der 5 km langen Talstrecke nördlich Kinsau besitzt die HNT eine Breite von etwa 1,5 km und ein Talgefälle von 7,5‰.

In diesem Talabschnitt sind in der Oberflächenmorphologie der HNT kleinere, nicht durchhaltende Geländestufen erhalten. Die Oberflächen dieser proglazialen Teilfelder dachen in Richtung des heutigen Lechlaufs ab und verlieren sich dann in einem einheitlichen Hauptniederterrassenniveau. Weiter talabwärts, zwischen Asch und

Unterdießen, verringert sich das Oberflächengefälle der HNT auf etwa 5,4%. Gleichzeitig nimmt die Terrassenbreite auf etwa 2 km zu. Am westlichen Talrand zwischen Denklingen und Asch bildet sich im südlichen Kartiergebiet erstmalig eine Randsenke aus. Dort nimmt sie den seitlich auf die HNT einmündenden Wiesbach auf.

Die Schotter der HNT erreichen im Bereich des Übergangskegels Mächtigkeiten von über 67 m. Im weiteren Talverlauf nimmt die Mächtigkeit auf 35 m im Raum Kinsau und auf 17 m im Raum Unterdießen ab. Auf der HNT sind weiträumig überwiegend sandige Deckschichten von 50 bis 100 cm Mächtigkeit verbreitet, auf denen Parabraunerden, wie bereits von DIEZ (1968) beschrieben, entwickelt sind. Aufgrund der Verknüpfung der HNT mit den äußeren Jungendmoränen des Lech- und des Loisachgletschers (*Sachsenrieder bzw. Reichlinger Stand*) kann von einem Entstehungsalter zwischen etwa 18-20 000 BP (Kalenderjahre vor heute) ausgegangen werden.

5.2.2 Die Stufe von Altenstadt

Die Stufe von Altenstadt (früher Römerastufe) korreliert mit dem ersten Rückzugsstadium des Lechgletschers (Tannenberger Stand; vgl. GROTTENTHALER 2008, DIEZ 1968, KNAUER 1929, TROLL 1926). KNAUER (1929) sieht eine Verknüpfung dieses ältesten Teilfeldes der Niederterrasse mit einem Endmoränenkranz nördlich von Burggen.

Die Stufe von Altenstadt ist nach dem Durchbruch durch die Jungendmoränen ab Kinsau im gesamten Untersuchungsgebiet auf der westlichen Talseite des Lechs morphologisch erhalten. Ihre größte Ausdehnung von bis zu 3,3 km Breite besitzt sie nördlich Unterdießen, wo die HNT bei ihrer Bildung ausgeräumt wurde. Während sie im Talraum oberhalb von Unterdießen durch einen mehrere Meter hohen Stufenrand morphologisch deutlich von der höheren Hauptniederterrasse abgesetzt ist, gleichen sich die Oberflächenniveaus beider Terrassenstufen infolge ihrer unterschiedlichen Oberflächengefälle (HNT ca. 5,4‰, Stufe von Altenstadt ca. 5,0‰) im Raum Unterdießen zunehmend an.

Bisher liegen keine Informationen über die Tiefenlage ihrer Terrassenbasis und damit über den Tiefgang der Ausräumung des HNT-Schotterkörpers vor. Im Lechtal unterhalb von Unterdießen bildet die Stufe von Altenstadt die dominante älteste Niederterrassenfläche (Abb. 2 bis 5). Bis Landsberg nimmt das Oberflächengefälle der Stu-



Photo 1: Horizontal- und troggeschichteter Kieskörper der spät-hochglazialen Stufe von Altenstadt in der Kiesgrube Rennig Nord.

fe von Altenstadt weiter auf etwa 4‰ ab. Dabei besitzt ihre Oberfläche eine schwache Neigung von etwa 1‰ zum westlichen Talrand hin. Ab dem Ort Scheuring ist erstmals auch auf der östlichen Seite des Lechs eine Niederterrasse erhalten, die von ihrer Höhenlage im Tal mindestens der Stufe von Altenstadt entspricht. Auf diese Terrassenleiste mündet von Südosten das würmzeitliche Schmelzwassertal des „Verlorenen Baches“ aus, welches mit dem ersten Rückzugsstand des Ammerseeegletschers (KRAUSE, mündl. Mitteilung) verbunden werden kann.

Die Gesamtmächtigkeiten der Schotter im Bereich der Stufe von Altenstadt schwanken zwischen 30 m im südlichen Untersuchungsgebiet und 15 m südlich von Klosterlechfeld. Wie viel davon noch älteren würmzeitlichen Schüttungen zugerechnet werden muss, ist nicht bekannt. Während südlich von Landsberg keine faziellen und sedimentationsbedingten Unterschiede zu den dortigen HNT-Kiesgruben erkennbar sind, zeigen sich in den Aufschlüssen nördlich von Landsberg Abweichungen. Dort besitzen die obersten 1 bis 1,5 m mächtigen stark sandigen Kieslagen keine deutliche Schichtung, wodurch sie sich von dem liegenden horizontal- und troggeschichteten Kieskörper abheben (Photo 1). Vermutlich sind es diese wenig geschichteten Toplagen, die DIEZ (1968: S. 104ff.) als jüngere postglaziale Ablagerungen interpretiert.

Vom fehlenden bzw. stark abgeschwächten Schichtungsbild abgesehen gibt es aber keine Hinweise für einen längeren zeitlichen Hiatus zwischen den Toplagen und

dem liegenden Kieskörper. Die Stufe von Altenstadt weist ebenso wie die HNT eine sandige Auflage auf, die allerdings nur bis zu 60 cm Mächtigkeit erreicht.

Da die Stufe von Altenstadt nach mehreren Bearbeitern (GROTTENTHALER 2008, DIEZ 1968, KNAUER 1929, TROLL 1926) mit dem 1. Rückzugsstand des Lechglätschers zu verknüpfen ist, ist auch diese Stufe in das Würm-Hochglazial vor ca. 18-20 000 BP einzustufen. Sie ist vermutlich nur wenige Jahrhunderte jünger als die HNT.

5.2.3 Die Stufe von Schongau-Peiting

Die Stufe von Schongau-Peiting wurde erstmalig von TROLL (1926) südlich des Arbeitsgebietes im „Peitinger Trockental“ und auf dem Umlaufberg von Schongau beschrieben. Nach DIEZ (1968) entstand diese Stufe im Hochglazial, zu einer Zeit, als der Lechglätscher etwa die Hälfte des ehemals eisbedeckten Vorlandes freigegeben hatte.

Im Untersuchungsgebiet ist die Stufe von Schongau-Peiting, anders als die beiden bisher beschriebenen hoch- und späthochglazialen Akkumulationsterrassen der HNT und der Stufe von Altenstadt, erst unterhalb der Äußeren Jugendmoränen und ihrer hochglazialen Übergangskegel erhalten (Abb. 2 bis 5). Die Terrassenfläche setzt unterhalb von Epfach ein und erstreckt sich bis zum Geratshof. Sie ist im gesamten Untersuchungsgebiet morphologisch deutlich von der Stufe von Altenstadt abgesetzt. Ihr Oberflächengefälle beträgt lediglich 3,7‰.

Da die zum westlichen Talrand hin angrenzende Stufe von Altenstadt ein höheres Oberflächengefälle aufweist, nähern sich die Höhenlagen beider Terrassenoberflächen zwischen Denklingen und Unterdießen bis auf wenige Dezimeter an. Im Gegensatz zu den älteren Niederterrassenstufen besitzt die Stufe von Schongau-Peiting erstmalig sehr deutlich ausgeprägte Flussrinnensysteme (*Channels*), die meist parallel zum Außenrand der Terrasse verlaufen. Sie sind nur wenige Dezimeter tief und verfügen über keine feinklastischen Füllungen.

Die Gesamtmächtigkeit der Quartärschotter unter der Terrasse schwankt zwischen 16 bis 31 m. Die Tiefenlage der Basis der unmittelbar zur Terrasse gehörigen Schotterakkumulation ist nicht bekannt. Aufschlüsse, die Aussagen über das Schichtungsbild des Terrassenkörpers ermöglichen, existieren nicht. Allerdings ist aufgrund des verzweigten Gerinnebettmusters in der Terrassenoberfläche von einem

ähnlichen Sedimentationsbild wie bei den älteren Niederterrassen auszugehen. Auch der Grad der maximalen Bodenentwicklung in Form von Parabraunerden mit durchschnittlichen Mächtigkeiten von 40 bis 50 cm (DIEZ 1968) liefert kein Unterscheidungsmerkmal zu den älteren Terrassenstufen. Die Stufe von Schongau-Peiting ist jünger als die Stufe von Altenstadt und kann nach TROLL (1926) mit den Jungendmoränen von Bernbeuren verknüpft werden. Sie kann demnach ins späte Hochglazial gestellt werden.

5.2.4 Die Stufe von Unterigling

Die Stufe von Unterigling wurde erstmalig von TROLL (1926) mit den Jungendmoränen des Lechgletschers am Nordrand des Füssener Beckens und des Ammerseegletschers bei Weilheim verknüpft. DIEZ (1964; ders. 1968) und SCHREIBER (1985) folgten bei ihren Kartierungen der Alterseinstufung von Troll (1926).

Im Untersuchungsgebiet ist sie lediglich in Form von vier kleineren Terrassenresten erhalten. Ihre Oberfläche konvergiert talabwärts mit der Stufe von Altenstadt. Dadurch verringert sich deren Höhenunterschied von etwa 2 m im Raum Erpfting auf nur wenige Dezimeter am südwestlichen Stadtrand von Landsberg. Dort endet die Stufe an der Kante zum holozänen Talboden und setzt sich nicht, wie von DIEZ (1968) angenommen, weiter talabwärts fort.

Ebenso wie die älteren Niederterrassen besitzt auch die Oberfläche der Stufe von Unterigling zahlreiche Flussrinnen und wird ebenfalls von einem markanten periglazialen Trockental zerschnitten. Die Mächtigkeiten der quartären Kieskörper und Deckschichten im Bereich dieser Terrasse schwanken zwischen 21 und 26 m, ohne dass wiederum die Sohle der zugehörigen Aufschüttung bekannt wäre.

Informationen über das Schichtungsbild der Flussbettsedimente liegen mangels entsprechender Aufschlüsse nicht vor. Allerdings ist aufgrund des verzweigten Paläoflußrinnenmusters in ihrer Terrassenoberfläche von einem Sedimentationsmuster ähnlich den älteren Niederterrassen auszugehen. Die maximale Bodenentwicklung in Form von Parabraunerden (DIEZ 1968) entspricht weitgehend der auf den älteren Niederterrassen. Aufgrund ihrer Verknüpfung mit den oben genannten Jungendmoränenständen (u.a. TROLL 1926) ist die Stufe von Unterigling als (spät)hochglaziale Bildung anzusehen, allerdings jünger als die Stufe von Schongau-Peiting.

5.2.5 Die Stufe von Friedheim/Zwischenstufe

Die Stufe von Friedheim und die Zwischenstufe wurden erstmalig von DIEZ (1968) beschrieben. Beide Terrassen weisen einen äußerst geringen Höhenunterschied zueinander auf, verlaufen südlich von Landsberg über weite Strecken nebeneinander und besitzen zudem eine nahezu identische Oberflächenmorphologie.

Beide Terrassen sind im südlichen Kartengebiet erstmals nördlich der Lechschleife erhalten. Weiter talabwärts bilden sie ausgedehnte Terrassenflächen beiderseits der B17 (Abb. 2 bis 4). Bei Landsberg sind sie vom jungholozänen Mäanderbogen des Lechs ausgeräumt worden. Unterhalb von Landsberg ist die Stufe von Friedheim nur noch als schmale Terrassenleiste östlich von Hurlach erhalten. Dagegen erstreckt sich die Zwischenstufe bis Kaufering, wo sie auch östlich des Lechs als schmaler Terrassenrest verbreitet ist. Das durchschnittliche Oberflächengefälle beider Terrassen liegt bei 3,4%. Es ähnelt damit dem Gefälle der Stufe von Schongau-Peiting, ist aber deutlich niedriger als das der hochglazialen Niederterrassenfelder. Die Stufe von Friedheim und die Zwischenstufe sind morphologisch sowohl von den hochglazialen Niederterrassen als auch von den holozänen Lechterrassen deutlich abgesetzt. Dagegen sind beide Stufen nur durch eine wenige Dezimeter bis maximal 1,5 m hohe Terrassenkante voneinander getrennt. Ihre Oberflächen besitzen vor allem unmittelbar südlich von Landsberg eine stärkere Reliefierung in Form zahlreicher, wenige Dezimeter tiefer ehemaliger Flussarme. Zudem treten immer wieder kleinere Stufenränder auf, die in der Terrassenoberfläche auslaufen. Die Basis der Terrassenkörper ist nicht bekannt. Die Quartärbasis liegt mit 18 bis 23 m u. GOK in einer durchaus ähnlichen Tiefenlage wie bei der Stufe von Unterigling.

Informationen über das Schichtungsbild der Stufe von Friedheim lieferte ein Bauaufschluss an der neuen Trassenführung der B17 am südlichen Stadtrand von Landsberg. Anders als bei den Kieskörpern der Niederterrassen sind dort in dem hangenden, 4 bis 5 m mächtigen, horizontal- und troggeschichteten V-Schotterkörper Mergelschollen mit Resten von Schneckenschalen eingelagert. Ebenso wie die älteren würmzeitlichen Terrassenstufen besitzen auch diese beiden Stufen mehr oder minder anthropogen gekappte Parabraunerden mit Dezimeter mächtigen basalen Schotteranwitterungshorizonten.

Aufgrund der präborealen Alterstellung der Stufen von Epfach (s.u.) kann bei der Stufe von Friedheim und der Zwischenstufe von einer Bildungszeit im jüngeren Spätglazial DIEZ (1964) ausgegangen werden. Aktuell in Vorbereitung befindliche Datie-

rungen an Schneckenschalen lassen eine genauere stratigraphische Einstufung erwarten (GESSLEIN in Vorbereitung).

6. Die holozänen Einzelterrassen

Auch im weiteren Verlauf des Holozäns hatte der Lech das Bestreben sein Gefälle, das im Hochglazial stark erhöht wurde, auszugleichen. Durch die fortschreitende Eintiefung entstanden bis zu zehn treppenartig angeordnete Terrassenniveaus, die aber in keinem Talabschnitt in konkordanter Abfolge erhalten sind. Alle Einzelterrassen sind im Untersuchungsgebiet von der Höhenlage ihrer Terrassenoberflächen klar voneinander abgesetzt. Daher ist es möglich, auch kleinere Terrassenrelikte morphostratigraphisch einzuordnen. Absolute Alterseinstufungen stützen sich aktuell bei den jüngsten Auenterrassen vor allem auf historische Flurkarten und wenigen Bodendenkmälern sowie bei den Stufen von Epfach und der Stufe von Mundraching auf ^{14}C -Daten.

Die nur wenige Meter mächtigen holozänen Kieskörper liegen direkt den würmzeitlichen Schmelzwasserschottern auf (Abb. 6) und sind häufig durch eine Blocklage mit eingelagerten Lehmschollen von diesen abgesetzt. Im Gegensatz zu den pleistozänen Kiesen treten in den holozänen Terrassenkörpern häufig Humusschollen auf. Im Schichtungsbild des Schotterkörpers dominiert aber ebenfalls eine Horizontal- und Trogschichtung, ein Beleg für die Ablagerung durch einen stark verzweigten Lechlauf. An Bodenentwicklungen dominieren auf den alt- und mittelholozänen Terrassen Braunerden und Rendzinen. Die jungholozänen Terrassen sind durch ihre bis zu 2 m mächtigen Flussmergeldecken und den wenig entwickelten Auenrendzinen von den älteren Terrassen des Lechs deutlich abgesetzt.

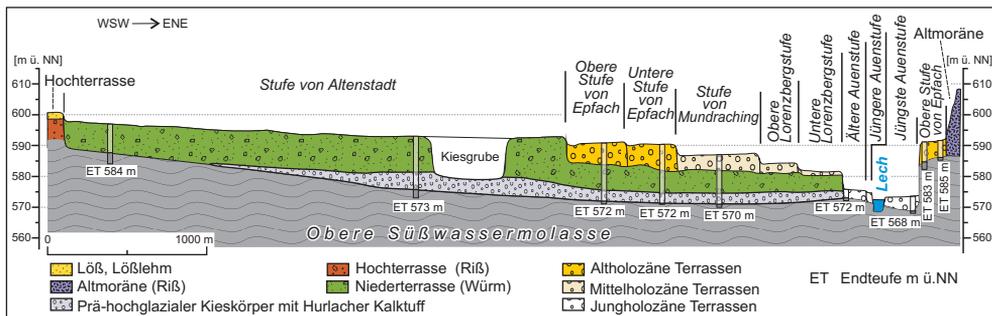


Abb. 6: Talquerprofil des Lechtals im Raum Klosterlechfeld. Zur Lage des Profils siehe Abb. 4.

6.1 Die Stufen von Epfach

Die Obere und Untere Stufe von Epfach wurden bereits von TROLL (1926) und später von BRUNNACKER (1964) und DIEZ (1968) nach der auf ihnen liegenden Ortschaft Epfach benannt. Der westliche Teil des Ortes befindet sich auf der höheren Stufe von Epfach, der östliche auf der etwa 1,5 m niedrigeren Unteren Stufe von Epfach. Beide Epfachstufen sind nördlich des würmzeitlichen Jungendmoränengürtels bei Hohenfurch erstmalig als kleinere Terrassenreste etwa 1 km südlich von Kinsau erhalten (GROTTENTHALER 2008).

Am *locus typicus* bei Epfach bilden die beiden Terrassen westlich des Lechs einen etwa 400 m schmalen und 3,7 km langen Terrassenstreifen. Südlich von Landsberg und der Staustufe 18 bei Kaufering nehmen beide Stufen große Areale westlich der Bundesstraße B17 ein, wobei im Stadtgebiet von Landsberg die Untere Epfachstufe das morphologisch vermittelnde Element zwischen der Stufe von Altenstadt und der mittelalterlichen Auenstufe ist. Talabwärts setzen die Stufen von Epfach erneut nördlich Kaufering ein und bilden einen etwa 4,2 km langen Terrassenstreifen. Das Oberflächengefälle der Epfacher Stufen beträgt lediglich 2,7‰ bis 3,0‰ und ist damit geringer als bei den älteren Lechterrassen. Das mag der Grund dafür sein, dass die Untere Epfachstufe erstmalig einen mäandergeformten Außenrand besitzt.

Die gesamte Quartärmächtigkeit im Bereich der Stufen von Epfach schwankt zwischen 6 und 22 m, wobei der Kieskörper der beiden Stufen von Epfach lediglich eine Mächtigkeit von etwa 2 bis 4 m besitzt. Der Kieskörper der Unteren Epfachstufe war in einer Kiesgrube nördlich von Kaufering aufgeschlossen und zeigt die beschriebene Stapelung. Der hangende, etwa 2 bis 3,6 m mächtige Kieskörper führte im basalen Bereich zahlreiche stark humose Lehmschollen und matrixfreie Grobkieslagen. Er wurde von einem mehr als 3 m mächtigen, horizontal- und troggeschichteten Kieskörper mit häufig schluffiger und schwach lehmiger Matrix unterlagert. Der liegende Kieskörper könnte zeitnah zur Bildung der Unteren Epfachstufe abgelagert worden sein, könnte allerdings auch ein Überrest einer Niederterrasse oder einer noch älteren Lechablagerung sein. Die schluffige Matrix weist auf eine äolische, d.h. kaltzeitliche Windstaubsedimentation, hin. Folgt man dieser Ansprache müsste der Liegendschotter ein kaltzeitliches Alter besitzen.

Pedologisch unterscheiden sich nach DIEZ (1968) beide Epfachstufen durch ihre wenig entwickelten 25 bis 30 cm mächtige Braunerden von den älteren Terrassenflächen und deren Parabraunerden.

Die ^{14}C -Datierung einer Schneckenschale aus einer Lehmscholle in 1,75 m Tiefe im Kieskörper der Unteren Epfachstufe nördlich von Kaufering geborgen, ergab ein Alter von 9950 ± 50 ^{14}C BP. Paralleldatierungen an einer mittelholozäne Holzkohle und einer Schneckenschale aus einer Lehmscholle (GESSLEIN in Vorbereitung.) bzw. das Altersbild von ^{14}C -Datierungen an Schneckenschalen und Holzkohlen aus verschiedenen Lehmschollen aus der Stufe von Mundraching (s.u.) weisen daraufhin, dass die ^{14}C -Alter der Schneckenschalen nicht wesentlich durch einen Hartwasser-effekt verfälscht sind. Insofern ist eine präboreale Altersstellung der Unteren Stufe von Epfach wahrscheinlich. Die Obere Stufe von Epfach könnte ebenfalls eine präboreale, allerdings auch eine jungtundrenzeitliche Terrasse sein.

6.2 Die Stufe von Mundraching

Die Stufe von Mundraching wurde im Rahmen dieser Kartierung erstmalig ausgegliedert. Sie bildet im Untersuchungsgebiet die flächenmäßig am weitesten verbreitete holozäne Terrassenstufe. Da der Ort Mundraching zu großen Teilen auf dieser Terrasse liegt, wird sie als Stufe von Mundraching bezeichnet. Kleinere Terrassenreste sind nordwestlich von Epfach auf beiden Lechseiten anzutreffen. Größere Terrassenareale erstrecken sich am *locus typicus* Mundraching sowie nördlich von Seestall. Von dort setzt sich die Stufe von Mundraching über 7,8 km talabwärts bis zur hochmittelalterlichen Lechschleife im Zentrum von Landsberg fort. Weiter talabwärts ist sie mit einer durchschnittlichen Breite von etwa 500 m bis zur Lechstaustufe 18 bei Kaufering erhalten, wo sie im Jungholozän ausgeräumt wurde. Im weiteren Verlauf flankiert die Terrasse die Lechaue zunächst nur auf der westlichen Talseite. Etwa 750 m südwestlich von Scheuring ist sie dann auch östlich des Lechs erhalten.

Die Stufe von Mundraching weist ein Oberflächengefälle auf, das im Raum südlich von Landsberg bei etwa 3,3‰ liegt und talabwärts auf 3,1‰ abnimmt. Ihre Oberfläche wird in der Regel von zahlreichen, zum Teil mit feinklastischen Sedimenten verfüllten Flussrinnen eines verzweigten Lechlaufs geprägt, die bis zu 1,5 m tief sein können.

Die Quartärmächtigkeiten im Bereich der Mundrachinger Terrassenstufe schwanken zwischen 6 bis 16 m. Nach einer Aufschlussbeobachtung besitzt ihr Kieskörper eine mittlere Mächtigkeit von 4,4 m und wird von älteren Lechschottern unbekannter Zeitstellung unterlagert. Der Kieskörper der Mundrachinger Stufe zeigt vor allem an der Basis zahlreiche Lehmschollen, matrixarme Grobkieslagen sowie zahlreiche Blöcke



Abb. 7: Terrassengrenze zwischen der Unteren Epfachstufe und der Stufe von Mundraching aufgeschlossen in der Kiesgrube „Rennig Neu“ (Nordwand). Beide etwa 2 bis 4 m mächtigen holozänen Terrassenkörper werden von einem vermutlich hochwürmzeitlichen Niederterrassenkies unterlagert.

(Abb. 7). Der bis in 7,9 bis 8,5 m Tiefe aufgeschlossene Liegendschotter besitzt ebenfalls eine ausgeprägte Horizontalschichtung, wobei Lehmschollen weitgehend fehlen und die Kieslagen vielfach eine schluffige und schwach lehmige Matrix besitzen.

Eine flächenhafte Überdeckung durch Flussmergel fehlt weitgehend, so dass die weit verbreiteten humusreichen Rendzinen in der Regel unmittelbar auf den Terrassenkiesen bzw. auf wenige Dezimeter mächtigen Flussmergelaufgaben entwickelt sind.

Die ^{14}C -Datierung von Pflanzenhäcksel aus einer Mergelscholle in ca. 3 m Tiefe unter Geländeoberfläche, die von DOPPLER im Jahre 1990 in einer Kiesgrube bei Obermeitingen geborgen wurden, ergab ein ^{14}C -Alter von 5855 ± 205 BP. Etwa 600 m weiter talabwärts konnte aus einer in der gleichen Terrassenfläche gelegenen Kiesgrube Holzkohlen aus einer Lehmscholle in ca. 3 m Tiefe unter Geländeoberfläche datiert werden. Das AMS ^{14}C -Alter von 5900 ± 40 BP weist ebenfalls auf eine Ausbildung der Mundrachinger Terrassenstufe während des Atlantikums hin. Das wird auch durch eine weitere AMS ^{14}C -Datierung einer Schneckenschale (Alter 5720 ± 40 BP) aus einer Lehmscholle bestätigt, die nochmals etwa 1 km weiter südlich des vorherigen Fundortes in etwa 3 m Tiefe unter Geländeoberfläche eingelagert war.

6.3 Die Stufen vom Lorenzberg

Die Obere und die Untere Lorenzbergstufe wurden erstmalig von BRUNNACKER (1964)

beschriebenen und von DIEZ (1968) übernommen. Am *locus typicus* dem Lorenzberg sind sie allerdings lediglich als zwei kleine Terrassenreste erhalten. So steht die Kapelle des Lorenzberges auf der Oberen Lorenzbergstufe, während der etwa 3 m niedrigere nordöstliche Bereich des Lorenzberges zur Unteren Lorenzbergstufe gehört. BRUNNACKER (1964) konnte für beide Terrassen eine unterschiedliche Tiefenlage ihrer Terrassenbasis über Molasseablagerungen belegen.

Im Untersuchungsgebiet sind sie unter anderem aufgrund der Nähe zu den jungholozänen Lechauen nur in kleinen Terrassenresten erhalten. Diese verteilen sich beiderseits der Lechauen in Form von insgesamt 35 kleinen Terrassenfragmenten. Die quartären Schottermächtigkeiten erreichen hier nur 2 bis 6 m, so dass davon auszugehen ist, dass die Quartärbasis der Terrassenbasis entspricht. Informationen über das Schichtungsbild der Lorenzbergstufen liegen nicht vor. Beide Lorenzbergstufen können kleinräumig von bis zu 1 m mächtigen Flussmergeln bedeckt sein, auf denen unter Wald nach DIEZ (1968) Braunerden mit geringer Entwicklungstiefe verbreitet sind.

Absolute Altersdaten liegen aus beiden Lorenzbergstufen bisher nicht vor. Aufgrund ihrer Lage im Tal sind sie älter als die Seestallstufen und die römische Auenstufe und jünger als die im Atlantikum entstandene Mundrachinger Stufe.

6.4 Die Stufen von Seestall

Die Obere und Untere Stufe von Seestall konnten erstmals im Rahmen dieser Kartierung nachgewiesen werden. Der *locus typicus* ist der Ort Seestall, der sich über beide Stufen hinweg erstreckt. Höhenmäßig liegen beide Seestallstufen zwischen den Lorenzbergstufen und den Auenstufen. Dabei ist die Oberfläche der Oberen Seestallstufe etwa 1,5 m höher als die der Unteren Seestallstufe.

Beide Terrassen sind im Untersuchungsgebiet flächenmäßig am wenigsten vertreten. Das ausgedehnteste und durch mehrere Geländestufen weiter untergliederte Terrassenareal der Unteren Seestallstufe ist zwischen Seestall und Dornstetten erhalten. Aussagen über das Oberflächengefälle beider Terrassenstufen können wegen ihrer kleinräumigen Erhaltung lediglich für den Talraum zwischen Seestall und Dornstetten getroffen werden. Dort beträgt es etwa 3‰ und liegt damit in einer Größenordnung, die den anderen holozänen Terrassen entspricht.

Die Quartärbasis wird im Mittel bereits bei 2 bis 6,5 m unter Geländeoberfläche

erreicht, so dass davon auszugehen ist, dass diese auch der Terrassenbasis entspricht. Wegen fehlender Aufschlüsse gibt es keine Informationen über den lithologischen Aufbau des Terrassenkörpers. Die Obere Seestallstufe weist in der Regel keine sandige Auenmergeldecke auf, während auf der Unteren Seestallstufe häufiger Hochflutauflagen aus bis zu 30 cm mächtigen Mergeln, Sanden und Feinkies verbreitet sind. Beide Stufen besitzen weitflächig rendzinaartige Böden.

Absolute Altersdaten liegen aus beiden Seestallstufen bisher nicht vor. Aufgrund ihrer Lage im Tal sind sie älter als die römische Auenstufe und jünger als die beiden Lorenzbergstufen.

6.5 Auenstufen (ältere, jüngere und jüngste)

Beiderseits des Lechs sind bis zu drei jungholozänen Auenstufen erhalten. Wegen der ähnlichen Höhenlage ihrer Oberflächen ist eine Zuordnung isolierter Terrassenreste schwierig, so dass für deren Einstufung jeweils das morphostratigraphische Mindestalter gewählt wurde.

Vor allem südlich von Landsberg sind die Auenstufen nur noch fragmentarisch erhalten, da große Areale durch den Bau der Staustufen überflutet wurden. Größere Auengebiete sind dort bei Epfach, Mundraching und Dornstetten sowie flussabwärts bei Pitzling und Landsberg erhalten. Unterhalb der Staustufe Kaufering bilden die Auenterrassen dann einen bis an den Nordrand des Untersuchungsgebietes reichenden, 15 km langen und den Lech in durchschnittlich 800 m Breite beiderseits begleitenden Streifen.

Im südlichen Untersuchungsgebiet bei Epfach bilden die drei Auenstufen eine morphologische Terrassentreppe mit einem Höhenunterschied von insgesamt 3 m zwischen der am höchsten gelegenen römischen Terrasse und der am niedrigsten gelegenen neuzeitlichen Terrasse. Weiter talabwärts nähern sich deren Oberflächenniveaus zunehmend aneinander an. Unterhalb von Kaufering sind sie fast höhengleich, tragen zudem in großen Arealen Auwald und können daher fast nur über den Verlauf ihrer primären Aurinnenscharen morphologisch abgegrenzt werden. Dabei zeigt gerade die jüngste Auenstufe eine starke Reliefierung von sich verzahnenden Aurinnensystemen, Paläoflussbetten, Strudellöchern und ausgeprägten Sand- und Kiesrücken. In ihrem Relief spiegelt sich das junge Alter einer teilweise noch im 19. und 20. Jahrhundert aktiv gestalteten und von zahlreichen Einzelarmen durchzo-

genen Flusslandschaft wieder.

Typisch für die im Hochflutbereich liegenden Terrassenoberflächen sind Auenmergeldecken mit Mächtigkeiten von mehreren Dezimetern. In ehemaligen Flussrinnen treten mächtigere Auenfüllungen auf in Größenordnungen von bis zu 2 m.

Der Kieskörper der Auenstufen, der teilweise auch bis an die Terrassenoberfläche reicht, besitzt Mächtigkeiten von bis zu 10 m. Über dessen Aufbau und Schichtungsbild liegen mangels Aufschlüsse keine Informationen vor.

Archäologische Funde am Fuße des Lorenzberges bei Epfach weisen nach DIEZ (1968) der „Älteren Auenstufe“ eine Bildung in der römischen Kaiserzeit zu. Im Bereich der Altstadt von Landsberg findet man auf der Älteren Auenstufe bereits hochmittelalterliche Gebäudereste. Die jüngste Auenstufe konnte mit Hilfe historischer Flurkarten aus der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts altersmäßig in die späte Neuzeit eingestuft werden. Für die jüngere Auenstufe wird analog zu anderen Flussgebieten eine Entstehung im Mittelalter angenommen.

7. Schlussfolgerungen

Insgesamt konnte durch die Neuaufnahmen gezeigt werden, dass die Terrassenlandschaft des Lechs nach bisherigem Kenntnisstand aus mindestens 15 jungquartären Terrassenstufen besteht (Tab. 2), die als Terrassentreppe in der Regel durch markante Geländestufen voneinander abgesetzt sind. Infolge nachträglicher Erosion sind nirgendwo im Untersuchungsgebiet alle Terrassenstufen in unmittelbarer konkordanter Abfolge erhalten.

Die ältesten, vermutlich würmzeitlichen Lechterrassen bilden dabei zwei schmale, lössbedeckte Terrassenleisten südlich Landsberg. Aufgrund ihrer Höhenlage und Lössbedeckung kann mindestens ein mittelwürmzeitliches Alter angenommen werden. Die ältesten Lechterrassen, die letztlich im Talgrund dominieren, sind mindestens vier hoch- und späthochglaziale Niederterrassen (HNT, Stufe von Altenstadt, Stufe von Schongau-Peiting, Stufe von Unterigling) der Würm-Kaltzeit.

Die nächstjüngeren Lechterrassen sind die Stufen von Friedheim/Zwischenstufe. Sie wurden bereits von DIEZ (1968) als spätglaziale Bildungen angesehen. Aktuelle Befunde aus dem Lechtal im Raum Landsberg bestätigen diese Einstufung weitgehend (GESSLEIN *in Vorbereitung*). Unklar ist, ob die Obere Stufe von Epfach ebenfalls

Tab. 2: Stratigraphie und Altersbelege der würmzeitlichen und holozänen Lechterrassen zwischen Jungendmoränen und Prittriching.

Terrassen	Quartär- mächtig- keiten	Altersbelege
Jüngste Auenstufe	bis 1 m	Historische Flurkarten aus den Jahren 1808 und 1846
Jüngere Auenstufe	bis 1 m	---
Ältere Auenstufe	bis 2 m	Römerzeitlicher (röm. Kaiserzeit) Flussübergang bei Epfach (DIEZ 1968), Hochmittelalterlicher Kirchenbau in der Landsberger Altstadt*
Seestallstufen (untere, obere)	2 – 7 m	---
Lorenzbergstufen (untere, obere)	2 – 6 m	---
Stufe von Mundraching	6 – 17 m	¹⁴ C-Alter (Doppler): 5855 ± 205 BP (Pflanzenhäcksel, Holzkohle aus Lehmscholle), 3 m u. GOK AMS ¹⁴ C-Alter (Le08/1): 5900 ± 40 BP (Holzkohle aus Lehmscholle), 3 m u. GOK AMS ¹⁴ C-Alter (Le08/4): 5720 ± 40 BP (Holzkohle aus Lehmscholle), 3 m u. GOK
Stufen von Epfach (untere, obere)	8 – 23 m	Unterschneidung einmündendes periglaziales Trockental nordwestlich von Epfach, Älteres Holozän (Präboreal) AMS ¹⁴ C-Alter: 9950 ± 50 BP (SchneckenSchale aus Sand unter Humusscholle), 1,75 m u. GOK
Stufe von Friedheim und Zwischenstufe	18 – 24 m	Spätglazial (vgl. GESSLEIN in Vorbereitung)
Stufe von Unterigling	21 – 26 m	Zerschneidung durch periglaziale Trockentäler, Anknüpfung an Endmoränenstand im nördl. Füssener Becken (Ammerseestadium) (DIEZ 1968, SCHREIBER 1985)
Stufe von Schongau- Peiting	16 – 31m	Zerschneidung durch periglaziale Trockentäler, Anknüpfung an Endmoränenstand bei Butzau (nach TROLL 1926), 3. Rückzugsstand nach GROTTENTHALER (2009)
Stufe von Altenstadt (Römerau)	15 – 27 m	Zerschneidung durch periglaziale Trockentäler, Anknüpfung an Endmoränen des Tannenbergstadiums (DIEZ 1968, SCHREIBER 1985)
Hauptniederterrasse	15 – 68 m	Übergangskegel am Inneren Wall der Äußeren Jungendmoränen bei Hohenfurch (u.a. GROTTENTHALER 2009)

noch eine spätglaziale oder schon eine präboreale Lechterrasse ist.

Die nachfolgenden, treppenartig angeordneten holozänen Lechterrassen entstanden im Zeitraum Beginn Präboreal bis zur weitgehenden Flusslaufregulierung im 19. Jahrhundert. Absolute Altersbelege deuten auf ein präboreales Alter der Unteren Stufe von Epfach und ein atlantisches Alter der Stufe von Mundraching hin. Archäologische Befunde bei Epfach belegen für die Ältere Auenstufe ein römerzeitliches Alter, historische Flurkarten für die jüngste Auenstufe eine Bildung seit dem frühen 19. Jahrhundert.

Danksagung

Für die umfassende Unterstützung der Arbeiten bedanken sich die Verfasser beim Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU, Geologischer Dienst) und insbesondere den Kollegen Dr. Gerhard Doppler (LfU) und Dr. Ernst Kroemer (LfU). Für die Bereitstellung von Daten über Bodendenkmälern im Untersuchungsgebiet danken wir dem Bayerischen Landesamt für Denkmalpflege.

Literatur

- BAUER, F. (1979): Das flußmorphologische Verhalten des bayerischen Lechs. – Schriftenreihe des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft, 9; München.
- BRUNNACKER, K. (1964): Die geologisch-bodenkundlichen Verhältnisse bei Epfach. – Münchner Beitr. Vor- und Frühgeschichte, 7: 140-156; München.
- DIEZ, T. (1968): Die wülm- und postwülmglazialen Terrassen des Lech und ihre Bodenbildungen. – Eiszeitalter und Gegenwart, 19: 102-128; Öhringen.
- GESSLEIN, B. (in Vorbereitung): Zur Stratigraphie und Altersstellung der jungquartären Lechterrassen zwischen Kinsau und Augsburg unter Verwendung hochauflösender Airborn-LIDAR-Daten.
- GROTTENTHALER, W. (2009): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8131 Schongau. – München (Bayer. L.-Amt f. Umwelt)
- JERZ, H. & MANGELSDORF, J. (1989): Die interglazialen Kalksinterbildungen bei Hurlach nördlich Landsberg am Lech. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 39: 29-32; Hannover.
- KNAUER, J. (1929): Geognostische Karte von Bayern 1:100 000, Blatt München-West (Nr. XXVII), Teilblatt Landsberg. – Mit Erläuterungen, München (Geol. L.-Untersuch. Bayer. Oberbergamt). München.
- SCHREIBER, U. (1985): Das Lechthal zwischen Schongau und Rain im Hoch-, Spät- und Postglazial. – Geol. Inst. Univ. Köln, Sonderveröff., 58: 192 S.; Köln.
- TROLL, K. (1926): Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. – Forsch. dt. Landes- u. Volkskunde, 24 (4): 158-256; Stuttgart.

Neuzeitliche Flusslaufverlagerungen des Lechs und der Donau im Lechmündungsgebiet – qualitative und quantitative Analysen historischer Karten

Patrick Schielein¹

Abstract

Avulsion and migration of the rivers Lech and Danube can be reconstructed due to the analysis of historical maps from the Lech – Danube confluence. Both rivers exhibit distinct differences concerning their fluvial dynamics. While the Danube upstream of the confluence clearly appears as a meandering river on historical maps, the Lech consists of numerous anabranches. The Danube downstream of the confluence shows a transitional pattern. The channel patterns in the three reaches have been analyzed by using visual interpretation of maps since the 16th century and fluvial parameters of the river channels shown on maps from the 19th century. Furthermore, the maps from the 19th century allow to quantify the amount of reworked floodplain areas for several time intervals. The results of the qualitative and quantitative analysis demonstrate that even in a small study area the channel pattern of different rivers might vary significantly. It is assumed that predominantly internal factors such as valley gradient, sediment load and distribution of discharge determined the fluvial activity of Danube and Lech. The meandering Danube river upstream of the confluence experienced little variability of the internal factors during the modern era, whereas the anabranching channel pattern of the lower Lech river was primarily caused by the higher sediment entry, which also induced the moderate anabranching of the Danube downstream of the confluence.

1. Einleitung

Die ehemaligen Flussläufe der Donau im Bereich der Lechmündung und des unteren Lechs werden in zahlreichen historischen Karten dargestellt. Beide Flüsse wurden ab der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts durch Korrekturen und Staustufenbauten ihrer natürlichen Dynamik beraubt. Die Karten vor diesen anthropogenen Eingriffen reichen bis ins 16. Jahrhundert zurück und erlauben eine Rekonstruktion der natürli-

¹ Lehrstuhl für Physische Geographie, Universität Bamberg, D-96045 Bamberg, patrick.schielein@uni-bamberg.de

chen Flusslaufverlagerungen. Dabei zeigen sich deutliche Unterschiede zwischen dem Lech, der Donau oberhalb und der Donau unterhalb der Mündung. Mit Hilfe visuell - qualitativer Analysen aller Karten sowie der Georeferenzierung der geodätisch aufgenommenen Karten nach 1800, der Berechnung von umgestalteten Flächen und der Bestimmung von flussmorphologischen Parametern werden die unterschiedlichen Flussbettgrundrisse an den einzelnen Flussabschnitten charakterisiert, um abschließend der Frage nachzugehen, welche Einflussfaktoren auf die fluviale Dynamik und somit auf die Gestaltung der Flussläufe wirkten.

2. Untersuchungsgebiet

Die Untersuchungsgebiete liegen im Norden des Bayerischen Alpenvorlandes und umfassen das Mündungsgebiet des Lechs in die Donau (Abb. 1). Die Donau entspringt im Schwarzwald und nimmt während ihres Verlaufes nach Nordosten zur Lechmündung mehrere Nebenflüsse aus der Schwäbisch – Fränkischen Alb, aus dem Alpenvorland und mit der Iller auch einen abflussreichen alpinen Fluss auf. Der Lech entspringt in den Nördlichen Kalkalpen und fließt nach Norden durch das Alpenvorland, wo er ca. 40 km nördlich von Augsburg auf einer Höhe von 393 m ü. NN in die Donau mündet. Das Talgefälle im Unterlauf des Lechtals beträgt ca. 1,4‰, im Donautal ca.

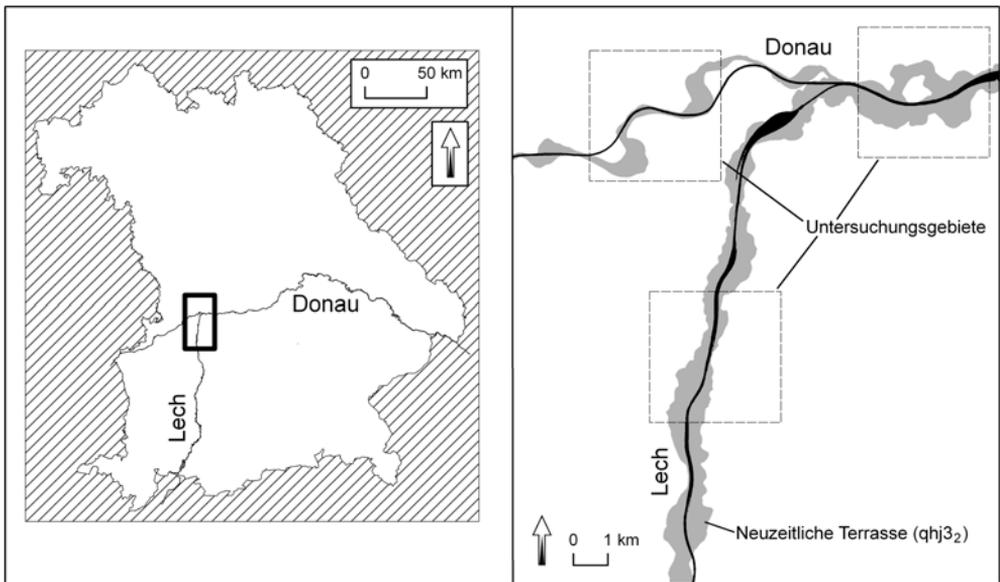


Abb. 1: Lage des Lechmündungsgebietes und der einzelnen Untersuchungsgebiete.

0,7%. In den Tälern von Lech und Donau sind zahlreiche pleistozäne und holozäne Flussterrassen erhalten. Zur Terrassenverbreitung an der Lechmündung siehe Schiel-ein et al. (in Vorb.). Im Untersuchungsgebiet lassen sich teilweise zwei junge Terrassen ($qhj3_1$, $qhj3_2$) auskartieren, die wahrscheinlich seit dem Spätmittelalter entstanden sind. Die zeitliche Einordnung der zweitjüngsten Terrasse ($qhj3_1$) ist durch die Analyse historischer Karten nicht eindeutig möglich. Die Ausbildung der jüngsten, neuzeitlichen Terrasse ($qhj3_2$) kann durch Kartendarstellungen an der Donau oberhalb der Lechmündung seit dem 17. Jahrhundert, am Lech seit dem 18. Jahrhundert belegt werden. Im Fokus dieser Arbeit stehen die, durch historische Karten gut dokumentierten Flussverlagerungen innerhalb dieser Terrasse.

3. Datengrundlagen und Methodik

Zur Rekonstruktion der frühneuzeitlichen und neuzeitlichen Flusslaufverlagerungen dienten historische Karten, welche die Flussgrundrisse vor der ab Ende des 19. Jahrhunderts durchgeführten Korrektur von Lech und Donau zeigen (Tab. 1). Die ältesten Karten reichen bis ins 16. Jahrhundert zurück, weisen jedoch aufgrund Generalisierung und schemenhafter Darstellung sowie teilweise starken Lageverzerrungen hohe Ungenauigkeiten auf. Ein quantitativer Vergleich von Flussgrundrissen ist für historische Karten vor Beginn des 19. Jahrhunderts daher nicht möglich. Die Auswertung dieser Karten und teilweise beiliegenden Textbeschreibungen beschränkt sich auf qualitative Aussagen zu Verlagerungen der Flussläufe. Die Verortung der Flussläufe konnten nur über die ungefähre Lage von Siedlungen vorgenommen werden.

Ab Beginn des 19. Jahrhunderts wurde das Kartenmaterial mit Hilfe von Vermessungstechniken erstellt. Dazu zählt der *Stromatlas*, der im Jahr 1806 von Adrian Riedl veröffentlicht wurde (BAYR. STAATSBIBLIOTHEK 2008). Der *Stromatlas* besteht aus drei Hydrologischen Karten im Maßstab 1:230.800, welche große Teile des südbayerischen Gewässernetzes abbilden, und 12 Karten einzelner Flüsse im Maßstab 1:28.800. Da der relativ kleine Maßstab der Hydrologischen Karten keine genauen Aussagen über die Flussläufe zulässt, wurde für diese Arbeit nur die großmaßstäbliche Flusskarte der Donau im Bereich der Lechmündung herangezogen. Sie beinhaltet den kompletten Donaulauf und einen Teil des einmündenden Lechs. Der *Stromatlas* basiert zwar auf geodätischen Grundlagen (FINSTERWALDER 1995), beim Georeferenzieren dieser Karte mittels der Lage von Kirchtürmen in aktuellen Topographischen Karten ergaben sich Lageverzerrungen von nur wenigen Metern. Jedoch sind die Signaturen

Tab. 1: Historische Karten vom Lechmündungsgebiet.

Bezeichnung	Einzelblätter	Erstellungsdatum	Quelle	Maßstab	Abb. Nr.
Wassereinbrüche und Schlachtbauten an der Lechmündung		1580	BayHStA 2008 PLS: 2736	o.A.	Abb. 2
Donau bei Bertoldsheim		1598 (1772 nachgezeichnet)	StAA 2009 (Findbuch: A 11)	o.A.	Abb. 11
Die Donau zwischen Donauwörth und der Lechmündung		1607	BayHStA 2008 PLS: 3775	o.A.	Abb. 8
Die Wörte der Donau bei Marxheim		1610	BayHStA 2008 PLS:3744	o.A.	Abb. 12
Das Mündungsgebiet des Lechs		ca. 1620	BayHstA 2008 PLS:3746	o.A.	Abb. 3
Die Donau zwischen Neffsend und Altisheim		6. Juni 1620	BayHStA 2008 Neuburg Nr. 26	o.A.	Abb. 9
Der Lech von Schongau bis zur Mündung in die Donau		1648	BayHStA 2008 PLS: 1272	1Stunde Weg = 13 cm	Abb. 4
Rain und die Lechbrücke		Mitte 17 Jh	StAA 2009 (Findbuch: C 18)	o.A.	Abb. 5
Die Donau von Donauwörth bis Neuburg	Ausschnitt	1692	BayHStA 2008 PLS: 4052	o.A.	
Der Lech bei Rain		1789	BayHStA 2008 PLS: 2236	2000 Schuh = 29,4cm	Abb. 6
Stromatlas von Adrian Riedl	Plan des Donaustroms, Blatt 2, Sectio 4	veröffentlicht 1806	Bayr. Staatsbibliothek 2008	1:28000	Abb. 13
Topographischer Atlas des Königreichs Bayern	Blatt Wittelsbach	veröffentlicht 1817, erstellt um 1809	Landesamt für Vermessung und Geoinformation 2008	1:50000	
Uraufnahmen		1813-14	Landesamt für Vermessung und Geoinformation 2008	1:5000	
Finanzamtlicher Extraditionsplan		1831-34	Vermessungsamt Donauwörth 2008	1:5000	
Sonstige Flurkarten	NW 29-19	1847	Vermessungsamt Donauwörth 2008	1:5000	Abb. 15

für die Vegetation zum Teil nicht eindeutig zu differenzieren. Die Berechnung von Flächenumgestaltungen und der flussmorphologischen Parameter sind für dieses Kartenwerk zwar möglich, können aber durchaus Fehler aufweisen.

Ab 1801 wurden Vermessungsarbeiten für den *Topographischen Atlas vom Königreich Bayern* durchgeführt (HABERMAYER 1993). Bereits 1809 waren einige Kartenblätter im Maßstab 1:50.000 fertiggestellt, von denen jedoch viele in den folgenden Jahren überarbeitet wurden. Dazu gehört das Kartenblatt „Wittelsbach“, welches den südlichen Teil des Untersuchungsgebiets abbildet und im Jahre 1817 erschien. Jedoch waren die Geländeaufnahmen 1809 weitgehend abgeschlossen und wurden zwischen 1811 und 1817 nur noch geringfügig nachgebessert (HABERMAYER 1993). Der auf dem Blatt „Wittelsbach“ dargestellte Flusslauf des Lechs entspricht demnach vermutlich einem Stand um 1809. Ab 1817 wurden mittlerweile erstellte Flurkarten (*Uraufnahmen*) in die noch ausstehenden Blätter des *Topographischen Atlases* übernommen (APPELT 1988), wie auch die benachbarten Blätter „Neuburg“ (1823), „Dillingen“ (1831) und „Nördlingen“ (1822) zeigen. Der *Topographischen Atlas vom Königreich Bayern* wurde wiederum mittels Kirchtürmen georeferenziert. Hier traten bei Geländestrukturen und persistenten Gebäuden zum Teil Abweichungen zur aktuellen Topographischen Karte im Zehnermeterbereich auf. Da zudem die Uferlinien der Lecharme auffällig unregelmäßig dargestellt sind, ist der quantitative Vergleich dieser verhältnismäßig kleinmaßstäblichen Karte mit den jüngeren, großmaßstäblichen Kartenwerken nur unter Vorbehalt zu betrachten.

Die *Uraufnahmen* entstanden im Lechmündungsgebiet in den Jahren 1813 bis 1814. Sie wurden geodätisch exakt aufgenommen, so dass bei der Georeferenzierung mittels Blatteckwerten vernachlässigbare Abweichungen zu aktuellen Topographischen Karten auftreten. Die Flurkarten erfuhren in verschiedenen Gebieten Bayerns zum Teil mehrere Überarbeitung. Eine vollständige Neuvermessung (*Renovationsmessung*) fand jedoch nur in Oberbayern zwischen 1851 bis 1863 statt und liegt nicht für das Lechmündungsgebiet vor (ZIEGLER 1976). Eine zusammenhängenden Darstellung der Flussläufe von Donau und Lech im Untersuchungsgebiet ist weiterhin im *Finanzamtlichen Extraditionsplan* zu finden (VERMESSUNGSAMT DONAUWÖRTH 2008). Dieser Plan besteht aus Flurkarten, welche in den Jahren 1831 bis 1834 auf Basis der Uraufnahmen erstellt wurden. Jüngere Karten erlauben auf Grund der fortschreitenden Korrektur und teilweisen Aufstauung von Lech und Donau kaum Aussagen über die natürliche Dynamik der beiden Flüsse. Eine Ausnahme bildet das Kartenblatt NW 2919 aus dem Jahr 1847, wo ein Teil der noch nicht korrigierten Donau

unterhalb der Lechmündung dargestellt ist (Abb. 15). Einzelne Flurkarten aus den Jahren 1891 bis 1911 zeigen nur noch die korrigierten Flussläufe mit abgetrennten Altarmen.

Die geodätisch aufgenommenen Karten ab 1806 konnten in einem Geographischen Informationssystem (GIS) georeferenziert und die darauf dargestellten Flussläufe digitalisiert werden. Für diese Daten war der quantitative Vergleich von Flächenumgestaltungen (Flächengewinn / -verlust) für verschiedene Zeitschnitte aus der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts möglich, um die jeweilige Umlagerungstätigkeit in einem definierten Zeitraum zu bestimmen. Daneben wurden für diese Karten flussmorphologische Parameter berechnet. Der Mäandrierungsfaktor (Sinuosität) nach LEOPOLD & WOLMAN (1957) ergibt sich aus der Division der Flusslauflänge durch die Tallänge. Je stärker ein Fluss mäandriert, desto größer ist der Mäandrierungsfaktor. Ein Wert ab 1,5 bezeichnet in verschiedenen Veröffentlichungen zur Flussmorphologie (LEOPOLD & WOLMAN 1957, MANGELSDORF & SCHEURMANN 1980, BRICE 1983) eindeutig einen Mäanderfluss. In der vorliegenden Arbeit wurde die Flusslauflänge für den jeweiligen Hauptstrom und wenn nötig für mehrere Hauptströme gemessen. Dem Mäanderfluss wird der *braided river* gegenübergestellt, welcher idealerweise kaum mäandriert aber zahlreiche Verzweigungen aufweist (LEOPOLD & WOLMAN 1957). Für die Messung des Verzweigungsgrades gibt es verschiedene Ansätze, die von EGOZI & ASHMORE (2008) diskutiert werden. In dieser Arbeit wurden die Indizes von BRICE (1964) und FRIEND & SINHA (1993) angewendet, welche auf die Größe von Inseln und Bänken bzw. der Länge umgebender Rinnen in einem Flussabschnitt basieren (Tab. 2). BRICE (1964) gibt für den *total braiding index* einen Wert von mindestens 1,5 für einen *braided river* an. Dieser Index bezieht sich auf alle Inseln und Bänke im Flussbett, während beim *stabilized braiding index* nur bewachsene Inseln und beim *transient braiding index* nur unbewachsene Bänke berücksichtigt werden. Der auf dem Index von BRICE (1964) basierende *braiding index* von GERMANOSKI & SCHUMM (1993) berücksichtigt zusätzlich die Anzahl der Bänke im betrachteten Flussabschnitt, um zu verhindern, dass eine einzelne große Flussbank oder Insel einen Index produziert, der auf starke Verzweigungen hinweisen würde. Diese von GERMANOSKI & SCHUMM (1993) vorgeschlagene Addition erbrachte jedoch in dieser Studie keinen zusätzlichen Nutzen und wurde daher vernachlässigt. Der *braiding channel ratio* nach FRIEND & SINHA (1993) ist eine Variante des Index von HONG & DAVIES (1979), der von ROBERTSON-RINTOUL & RICHARDS (1993) als *total sinuosity* bezeichnet wird. FRIEND & SINHA (1993) ersetzen dabei

Tab. 2: Berechnung flussmorphologischer Parameter zur Messung des Verzweigungsgrades.

BRICE (1964): <i>total braiding index</i> =	$\frac{2 \times \text{Summe der Längen von Inseln und Bänken}}{\text{Flusslauflänge}}$
RUST (1978): <i>braiding parameter</i> =	$\frac{\text{Anzahl der braids (Mittellinien aller Rinnen zwischen Inseln und Bänken)}}{\text{Durchschnittliche Wellenlänge eines Mäanders}}$
GERMANOSKI & SCHUMM (1993) <i>braiding index</i> =	$\text{total braiding index (BRICE 1964)} + \frac{\text{Anzahl der Inseln und Bänke}}{\text{Flusslauflänge}}$
Friend & Sinha (1993): <i>braid channel ratio</i> =	$\frac{\text{Summe der Lauflängen aller primären Rinnen}}{\text{Lauflänge des Hauptstroms}}$

Tab. 3: Ergebnisse flussmorphologischer Parameter für die Flussabschnitte (vgl. Abb. 1).

Flussmorphologische Parameter (vgl. Tab. 1)	Lech	Donau oberhalb der Lechmündung	Donau unterhalb der Lechmündung
BRICE (1964): <i>total braiding index</i> =	1813/14: 1,26 1831/34: 0,98	1813/14: 0,21 1831/34: 0,25	1813/14: 0,84 (Gesamt) 0,56 (nördl. Flussarm) 1,13 (südl. Flussarm) 1831/34: 1,46
Friend & Sinha (1996): <i>braid channel ratio</i> =	1813/14: 2,18 1831/34: 1,86	1813/14: 1,17 1831/34: 1,17	1813/14: 1,63 (Gesamt) 1,45 (nördl. Flussarm) 1,82 (südl. Flussarm) 1831/34: 2,25

die Tallänge des Flussabschnitts durch die Lauflänge des Hauptstroms. Für einen mäandrierenden Fluss ergibt dieser Index einen Wert von 1 und steigende Werte bei zunehmenden Verzweigungen. Der Parameter von RUST (1978) erwies sich bei der Anwendung als wenig praktikabel, da die durchschnittlich Mäanderlänge nur an der Donau oberhalb der Lechmündung bestimmbar war und hier jedoch kaum Verzweigungen auftraten. Am Lech und an der Donau unterhalb der Mündung war zudem der kleinräumige Wechsel von mäandrierenden und verzweigten Streckenabschnitten problematisch.

Die aktiven Flussbettareale auf den historischen Karten wurden anhand der Vegetationssignaturen auf den Inselgebieten ausgewiesen. Flussarme, die von Inseln mit Wald oder Buschwerk abgetrennt werden, wurden als inaktiv eingestuft, während in einem Flussabschnitt unbewachsene Inseln und Bänke die aktiven Flussarme unterteilen. Letztere wurden zur Berechnung der verschiedenen *braiding* – Parameter genutzt. Die flussmorphologischen Parameter (Mäandrierungsfaktor / Verzweigungsgrad) wurden für die drei Untersuchungsgebiete am Lech, an der Donau oberhalb der Mündung und an der Donau unterhalb der Mündung berechnet und jeweils für mehrere Zeitschnitte miteinander verglichen (Tab. 4).

Tab. 4: Ergebnisse der Flächenberechnungen für die Flussabschnitte (vgl. Abb. 1).

Fläche des gesamten Flusslaufes	Lech		Donau oberhalb der Lechmündung		Donau unterhalb der Lechmündung	
	in ha	in %	in ha	in %	in ha	in %
1831/34	78,8	29,3	100,5	41,4	131,8	28,7
1813/14	88,2	32,8	99,5	41,0	129,1	28,1
1809	117,4	43,7	-	-	-	-
1806	-	-	93,7	38,6	88,9	19,3
Fläche der neuzeitl. Terrasse (qhj3 ₂)	268,61	100	242,8	100	460,1	100

4. Neuzeitliche Flussdynamik

4.1 Lech

Der historische Flusslauf des Lechs unterscheidet sich in allen Karten deutlich von dem der Donau oberhalb der Lechmündung. So ist schon auf der ältesten Kartendarstellung von 1580 (Abb. 2) ein breiter Strom mit zahlreichen Inseln zu erkennen, der zwar teilweise einen leicht gekrümmten Lauf, aber kaum eindeutige Mäandrierungstendenzen aufweist. Die Inseln, vor allem an der Lechbrücke in der Nähe der Stadt Rain, sind größtenteils mit Wald- bzw. Buschsignaturen versehen, was für ein Bestehen über längere Zeiträumen von mindestens einigen Jahrzehnten spricht. Die jungen, unbewachsenen Anlandungen am westlichen Ufer sind durch die Uferschutzbauten entstanden. Dadurch wurde der Stromstrich nach Osten abgelenkt und erodierte dort das Ufer. Durch die Verbauung des westlichen Ufers sollte das Flurstück „Im Bogen“ geschützt werden, welches noch wenige Jahrzehnte vor Erstellung der Karte zu Oberpeiching gehörte, da der Lech ehemals dieses Flurstück im



Abb. 2: Wassereinbrüche u. Schlachtbauten a. d. Lechmündung - 1580 (oben = Westen) (BayHStA 2008).



Abb. 3: Das Mündungsgebiet des Lechs - ca. 1620 (oben = Westen) (BayHStA 2008).

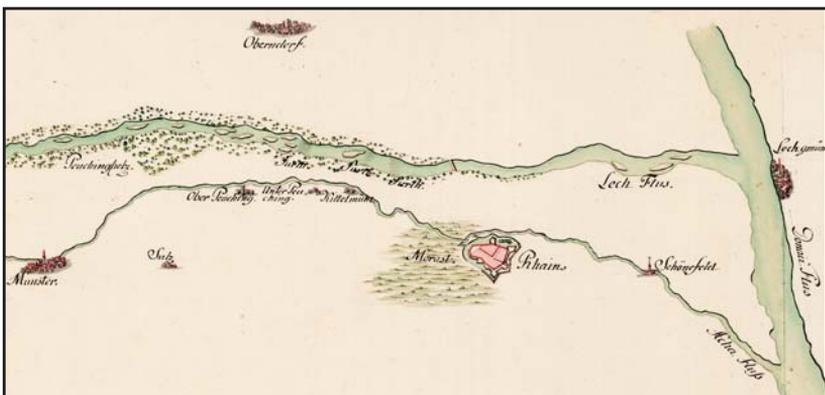


Abb. 4: Der Lech von Schongau bis zur Mündung in die Donau (Ausschnitt) - 1648 (oben = Westen) (BayHStA 2008).

Westen umfloss (LEIDEL & RUTH-FRANZ 1998). Der alte Flusslauf wird noch von einer wassergefüllten Rinne markiert. Sie wird auf der westlichen Seite von einem hölzernen Schutzwall eingefasst. Nach LEIDEL & RUTH-FRANZ (1998) verlagerte sich der Lech einige Jahre später so, dass das Gebiet wieder vom östlichen Ufer zugänglich war. In einer Karte von 1620 (Abb. 3) ist ein weit ausgreifender Mäanderbogen südlich von Oberndorf dargestellt, der möglicherweise wieder die oben genannte, wassergefüllte Rinne nutzt. Im übrigen Teil der Karte treten weder weitere Mäander noch Flussverzweigungen auf. Eine Ausnahme findet sich im Bereich der Lechbrücke bei Rain, welche wiederum über mehrere Flussarme führt. In einer weiteren Karte aus dem Jahr 1648 (Abb. 4) ist der Lech weitestgehend als gestreckter Flusslauf mit allenfalls leichten Bögen und einigen Inseln dargestellt. Vermutlich werden diese sowie weitere Details des damaligen Flusslaufes aufgrund der Generalisierung dieser sehr kleinmaßstäblichen Karte des Lechs von Schongau bis zur Mündung nicht dargestellt. Bemerkenswert ist die Lage der Lechmündung gegenüber der alten Burganlage „Lechsgemünd“, im heutigen Ort Lechsend. Auch auf einer Darstellung aus dem Jahr 1607 (Abb. 8) ist der Lech als ein relativ schmaler, einfadiger Flusslauf abgebildet, der nahe des Ortes Lechsend in die Donau mündet. In einer Karte von 1692 ist die Mündung gegenüber einer alten Burganlage bei Marxheim und somit über einen Kilometer flussabwärts von Lechsend lokalisiert. Sind diese Lageangaben in den historischen Karten korrekt, lag die Lechmündung im 17. Jahrhundert deutlich oberhalb der heutigen Mündung und verlagerte sich seitdem flussabwärts. Ein Abschnitt des mehrfadigen Lechs bei Rain ist auf einer Karte aus der Mitte des 17. Jahrhunderts dargestellt (Abb. 5).

Abbildung 6 aus dem Jahr 1789 zeigt den unteren Lech, nachdem die Lechbrücke bei Rain durch einen Eisstoß im Januar des Jahres 1789 und mehrere Hochwasser im folgenden Sommer stark beschädigt worden war (LEIDEL & RUTH-FRANZ 1998). Dies ist die älteste Darstellung des unteren Lechs, die über eine längere Strecke einen Flussgrundriss aus einer Vielzahl von verzweigten Armen und Altwässern beinhaltet. Dazwischen befinden sich bewachsene Inseln und als „Letten“ bezeichnete junge Anlandungen aus feinkörnigen Sedimenten. Der Hauptstrom, in der Karte mit kleinen Floßsignaturen markiert, weist zwar einen mäandrierenden Verlauf auf, jedoch spalten sich mehrfach einzelne Arme ab und verbinden sich wieder mit ihm. In der Anlage zur Karte wird ausdrücklich auf die Gefahr hingewiesen, dass sich der Lech bei Hochwasser in einen Nebenarm oder in ein Altwasser ergießen könnte (LEIDEL & RUTH-FRANZ 1998). Die auf der Karte vorgeschlagenen Korrekturen zur Kontrolle des

Lechs wurden nicht durchgeführt. Eine ähnliche Intention lag einem Plan von 1806 zugrunde. Mit einem Durchstich sollte der Lech „...eine gerade Richtung erhalten (...), um ihn von der Stadt Rain, auf die er bis auf etwa hundert Meter direkt zuströmte, um dann im fast rechten Winkel wieder nach Norden abzuschwenken, wegzu-leiten.“ (aus: LEIDEL & RUTH-FRANZ 1998). Diese Schutzmaßnahme sollte die Uferverbauungen, die bei Rain zerstört worden waren, ersetzen, wurde aber wiederum nicht durchgeführt.



Abb. 5: Rain und die Lechbrücke - Mitte 17. Jh. (oben = Norden) (StAA 2009).

Die ab Beginn des 19. Jahrhunderts geodätisch vermessenen Karten lassen einen exakten Vergleich verschieden alter Flussläufe des Lechs zu. Für das Blatt „Wittelsbach“ aus dem Topographischen Atlas vom Königreich Bayern ist zu beachten, dass es südlich von Rain endet und das Aufnahmedatum nicht eindeutig festgelegt werden kann (s.o.). In Abbildung 7 sind verschiedene Zeitschnitte für ein definiertes Untersuchungsgebiet gegenübergestellt, um die Flussdynamik des unteren Lech im frühen 19. Jahrhundert zu verdeutlichen. In allen Karten kann ein Hauptstrom nur streckenweise ausgewiesen werden. Ein deutlich mäandrierender Hauptstrom ist bei Rain in Abbildung 7b zu erkennen. Südlich davon hat der Hauptstrom in den Uraufnahmen das vormals bewaldete Gebiet (Abb. 7a) durchbrochen und folgt dem Mäanderbogen bei Rain. Knapp 20 Jahre später fließt im ehemaligen Mäanderbogen nur noch ein kleiner Nebenarm, während der Hauptstrom wiederum eine bewachsene Insel durchbrochen hat (7c). Im ganzen Untersuchungsgebiet kommt es sowohl an Mäanderbögen – wie oben beschrieben – als auch an nahezu gestreckten Laufstrecken zu Durchbrüchen des Lechs durch bewachsenes Gelände, ohne dass dort ein Altwasser oder ein Nebenarm in den Karten als vorgeformte Abflussrinne erkennbar wäre. Daneben sind



Abb. 6: Der Lech bei Rain - 1789 (BayHStA 2008).

auch Verlagerungen einzelner Arme und das Wechseln des Hauptstromes in Nebenarme oder ehemalige Hauptarme festzustellen. Dies lässt sich beim Vergleich der Flussläufe von 1809 (Abb. 7a), 1813-14 (Abb. 7b) und 1831-34 (Abb. 7c) im Gebiet westlich von Unterpeiching beobachten, wo der Lech Abflussrinnen über Jahrzehnte beibehält und teilweise als Neben- oder Hauptarme nutzt. Der untere Lech erscheint im Kartenbild streckenweise stark verzweigt.

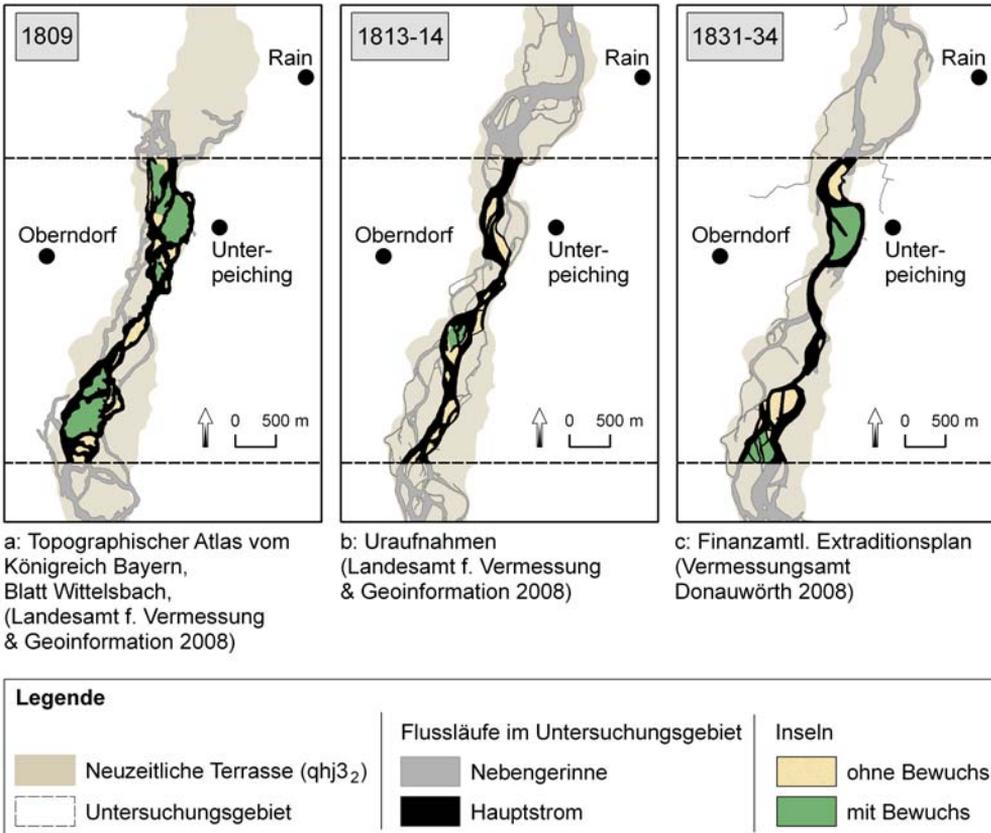


Abb. 7: Vergleich historischer Flussläufe im Untersuchungsgebiet am unteren Lech.

Die Parameter für den Verzweigungsgrad sowohl von BRICE (1964) als auch von FRIEND & SINHA (1993) verweisen auf einen Fluss mit Verzweigungen, aber nicht auf einen *braided river*. Bei beiden Zeitschnitten bleiben die Werte für den *total braiding index* deutlich unter dem von BRICE (1964) genannten Schwellenwert von 1,5. Die Werte für den *braided channel ratio* liegen nach FRIEND & SINHA (1993) im Bereich eines relativ schwach ausgeprägten *braided rivers* (Tab. 3). Es sind aber

auch Streckenabschnitte mit einer eindeutigen Tendenz zur Mäanderbildung erkennbar. Der Mäandrierungsfaktor liegt hier für alle Zeitschnitte bei ca. 1,1 bis 1,2. Somit muss von einer Übergangsform zwischen einem Mäanderfluss und einem *braided river* ausgegangen werden. Die treffendste flussmorphologische Einteilung für den unteren Lech ist die des *anabranching river* nach BRICE (1983). Dieser Typus weist neben den nur kurz bestehenden Sand- und Kiesinseln auch bewachsene Inseln auf, die über längere Zeiträume bestehen. Ein statistischer Vergleich zwischen 1813/14 und 1831/34 (Tab. 4) präsentiert eine geringe Abnahme der von den Flussläufen eingenommenen Fläche. Dass der Flusslauf um 1809 mit fast 40% Flächenanteil an der neuzeitlichen Terrasse weit größer ist als in den weiteren Zeitschnitten, ist wahrscheinlich eine Folge der Generalisierung auf der Karte im Maßstab 1:50.000.

4.1 Donau oberhalb der Lechmündung

Für einzelne Talabschnitte der Donau oberhalb der Lechmündung liegen historische Abbildungen vor, die Aussagen über Veränderungen des Donaulaufes zurück bis in das Jahr 1607 gestatten. Abbildung 8 zeigt eine Zeichnung der Donau zwischen Donauwörth und der Lechmündung. Deutlich sind das großbogige Mäandrieren der Donau sowie mehrere durchschnittene Mäanderbögen erkennbar. Letztere sind zum Teil verlandet, zum Teil noch als Altwasser vorhanden, wie der abgetrennte Mäander südlich von Altisheim – in der Karte als „Alte Donaw“ bezeichnet, dessen Prallhang wiederum einen älteren Mäander anschneidet. Die Überprüfung im Gelände ergab an dieser Stelle eine neuzeitliche Terrassenfläche, in der sich der damalige Donaulauf verlagerte sowie eine ältere Terrasse, welche vom zweiten abgetrennten Mäandern umfasst wird. Weitere Altwässer und einmündende Nebengerinne der Donau sind im übrigen Teil der Darstellung zu erkennen.

Ein ähnliches Bild vermittelt die nächstjüngere Karte aus dem Jahre 1620 (Abb. 9). Der mäandrierende Verlauf der Donau hat sich kaum verlagert. Der nach Nordwesten ausgreifende Mäanderbogen südlich von Altisheim wird schon als teilweise verlandet dargestellt. Die Stützpfeiler einer ehemaligen Brücke sind hier noch zu erkennen. Südlich der Donau sind zusätzliche Altwasser und verlandete Mäander dargestellt. Zwischen den Schwaighöfen „Crazers Lehen“ und „Braitwang“ ist eine Bogenstruktur mit der Bezeichnung „in der alten thonaw“ zu sehen. Diese ist heute noch morphologisch als Paläomäander erkennbar. Auf einer Karte der Lechmündung (Abb. 3), die wiederum aus dem Jahr 1620 stammt, ist der mäandrierende Verlauf der Donau

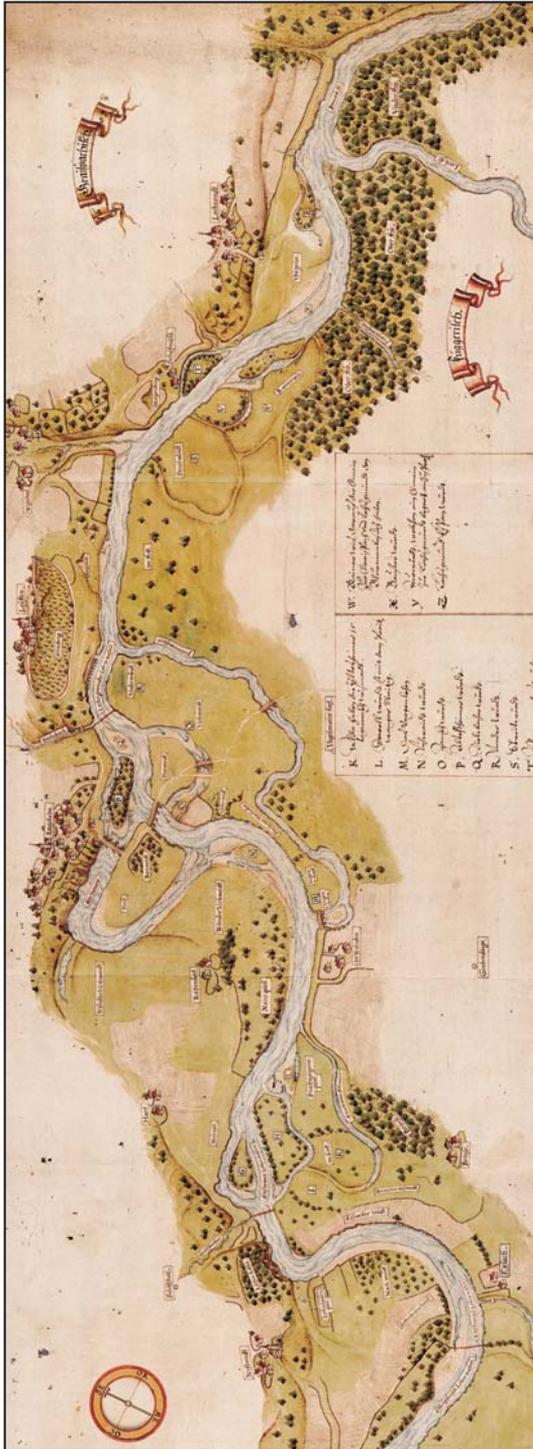


Abb. 8: Die Donau zwischen Donauwörth und der Lechmündung (Ausschnitt) - 1607 (BayHStA 2008).

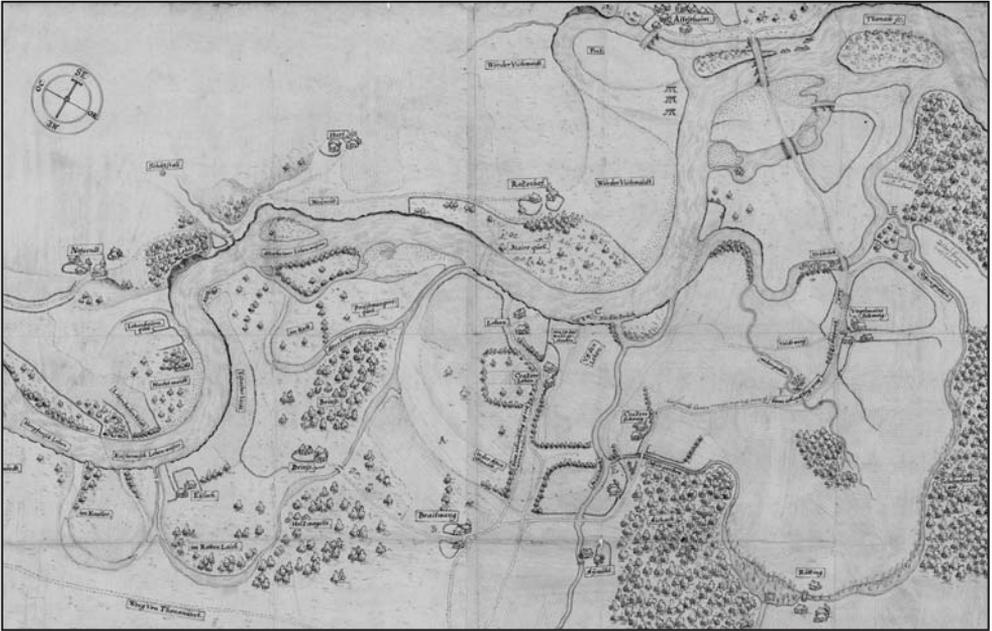


Abb. 9: Die Donau zwischen Neffsend und Altisheim - 1620 (BayHStA 2008).

zwischen Neffsend und Altisheim nur leicht angedeutet. Hingegen sind mehrere Mäanderbögen südlich der Donau klar zu erkennen. Diese stimmen mit den Mäandern in ihren Lagebeziehungen zu den Schwaighöfen und den Flurbezeichnungen aus den oben beschriebenen Karten weitgehend überein. Einige dieser Mäander ließen sich bei der Geländeaufnahme nachweisen. So beschreiben die beiden Mäanderbögen, welche die Flurstücke „im Kneller“ und „im rotten Laich“ am südlichen Donauufer bei Neffsend umrahmen (Abb. 3 & 9) eine morphologisch abgrenzbare Terrassenfläche älteren Datums.

In einer weiteren, aber weit weniger detaillierten Zeichnung aus dem Jahr 1692 (LEIDL & RUTH-FRANZ 1998) wird die Donau stark überdimensioniert dargestellt. Die alten Mäander bei Altisheim sind nicht mehr erkennbar. Jedoch ist ein verlandeter Mäanderbogen südlich der Donau bei der „Vogelmairs Schwaig“ vorhanden. Er ist mit der Bezeichnung „Alte Rinnsal der Thonaw“ versehen. In älteren Karten wird dieser damalige Nebenarm der Donau als „Pronnwasser“ (Abb. 8) bzw. „Giessen“ (Abb. 9) bezeichnet. Trotz der abweichenden Darstellungsweise der jüngsten Zeichnung, verdeutlicht ein Vergleich der Flussgrundrisse im Abschnitt zwischen Neffsend und Altisheim, dass sich die Donau hier in einem Zeitraum von über 80 Jahren kaum verlagerte. Innerhalb dieses definierten Flussabschnitts lassen sich in allen vorliegen-

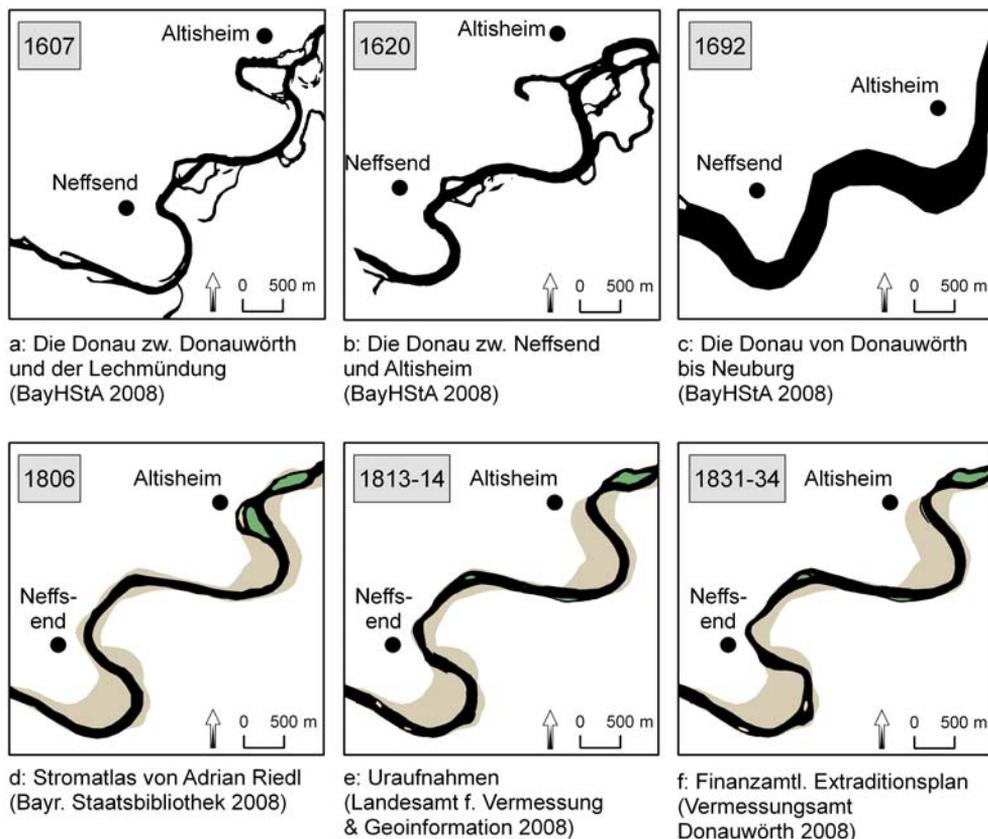


Abb. 10: Vergleich historischer Flussläufe im Untersuchungsgebiet an der Donau oberhalb der Lechmündung (Legende siehe Abb. 7).

den Karten aus dem 17. Jahrhundert (Abb. 10a-c) drei große Mäanderbögen mit einer ähnlichen Ausdehnung erkennen, während ein Viertel am östlichen Rand des Rahmens angeschnitten wird. Gleiches gilt auch für die geodätisch aufgenommenen Kartenwerke nach 1800. Bei Abbildung 10d handelt es sich um einen Ausschnitt aus dem Stromatlas von Adrian Riedl, welcher 1806 veröffentlicht wurde. Die vier Mäanderbögen sind wiederum zu sehen und unterliegen in den weiteren Zeitschnitten – Uraufnahmen (1813/14) und Finanzamtlicher Extraditionsplan (1831/34) – nur minimalen Veränderungen.

Dies wird auch durch räumliche Kennwerte für dieses Gebiet verdeutlicht (Tab. 4). Die absoluten Flächeninhalte für den jeweiligen Flusslauf, sowie deren flächenmäßiger Anteil an der neuzeitlichen Terrasse ändern sich über knapp 30 Jahre kaum. Insbesondere der Vergleich der Abbildungen 10e und 10f zeigt die geringe Flussdynamik, die in diesem Bereich wirkte. Die hier vorgestellten historischen Flussläufe seit

1607 bewegen sich alle innerhalb der neuzeitlichen Terrasse. Der Mäandrierungsfaktor für alle Zeitschnitte nach 1800 beträgt bei einer Tallänge von ca. 4,7 km und einer Flusslauflänge von jeweils ca. 8 km etwa 1,7. Der Flussbettgrundriss lässt sich in diesem Abschnitt der Donau oberhalb der Lechmündung eindeutig dem Typus des Mäanderflusses zuordnen. Die verschiedenen Parameter für den Verzeigungsgrad bestätigen dies (Tab. 3). Die Dynamik der Donau oberhalb der Lechmündung ist geprägt vom Pendeln des Stromstriches. Dadurch ergeben sich Mäanderschlingen, welche durch Erosion am Prallhang und Akkumulation am Gleithang kontinuierlich talabwärts wandern (LEOPOLD & WOLMAN 1957). Durch die Korrektur der Donau, welche zuerst auf einem Flurkartenblatt aus dem Jahr 1891 (Vermessungsamt Donauwörth 2008) dokumentiert ist, wird die Mäanderbewegung der Donau weitgehend beendet.

4.3 Donau unterhalb der Lechmündung

Die neuzeitliche Terrasse der Donau dehnt sich unterhalb der Lechmündung auf eine Breite von teilweise über 1,5 km aus. Abgesehen von einem zentral gelegenen älteren Terrassenrest nutzen die historischen Flussläufe der Donau die gesamte neuzeitliche Terrassenfläche.

Leider liegt kaum historisches Kartenmaterial vor 1800 für diesen Bereich vor. In der Abbildung 8 wird die Donau unterhalb der Lechmündung nur am Kartenrand als ein gerader Strom ohne Verzweigungen dargestellt, der nach Süden abknickt. In der stark generalisierten Abbildung 4 sind für die gesamte Donau, oberhalb wie unterhalb der Lechmündung, keine Grundrissformen erkennbar, die Rückschlüsse auf die Flussdynamik zulassen würden. Eine Karte von 1598 (Abb. 11) zeigt deutlich zahlreiche Verzweigungen der Donau zwischen Marxheim und dem Juradurchbruch bei Stepperg aber auch Mäandrierungstendenzen und einzelne abgeschnittene Paläomäander. Eine Detailaufnahme der Donau bei Marxheim ist in Abbildung 12 zu finden. Diese Zeichnung aus dem Jahr 1610 ist stark verzerrt. Ein deutlicher Mäanderbogen reicht weit nach Süden, während nördlich der Donau mehrere Altarme erkennbar sind. Aufgrund der Verzerrung und anderslautenden Flurbezeichnungen sind Entsprechungen in anderen Karten nicht zu finden. In einer Karte von 1692 (LEIDL & RUTH-FRANZ 1998) reicht ein Donaumäander wiederum weit nach Süden. Der Flussgrundriss des einzelnen Hauptstroms ist hier wie im weiteren Verlauf durch einige Inseln aufgeteilt. Doch auch diese Darstellung ist kritisch zu betrachten, da starke Lageverzerrungen

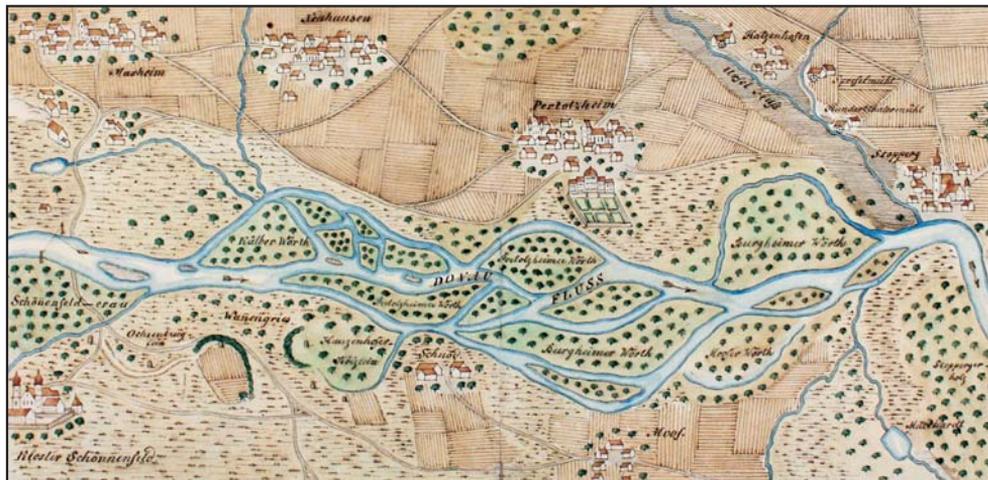


Abb. 11: Donau bei Bertoldsheim - 1589 (oben = Norden) (StAA 2009).

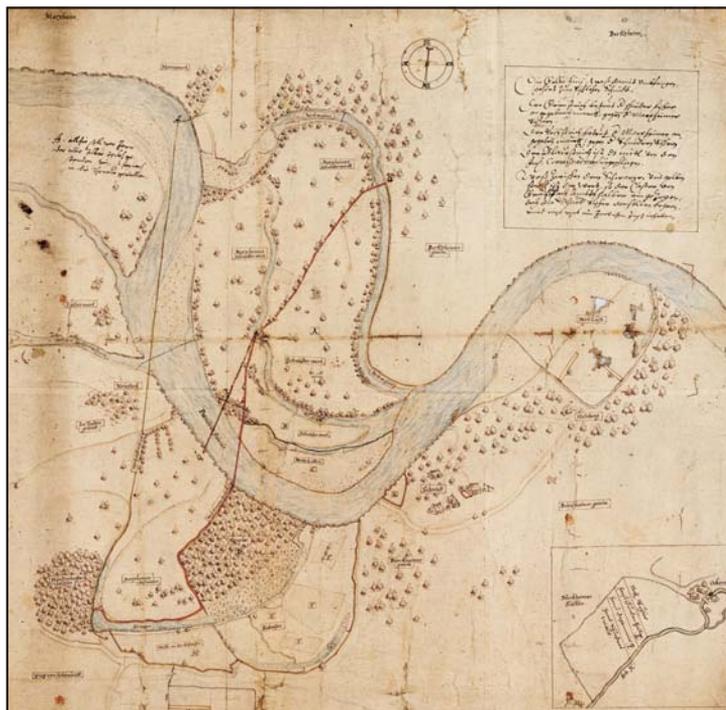


Abb. 12: Die Wörte der Donau bei Marxheim - 1610 (BayHStA 2008).



Abb. 13: Der Stromatlas von Adrian Riedl (Ausschnitt) - 1806 (oben = Norden) (Bayr. Staatsbibliothek 2008).

vorliegen.

Die erste räumlich auswertbare Karte ist der Stromatlas aus dem Jahr 1806 (Abb. 13). Hier liegt die Lechmündung an gleicher Stelle wie heute. Mehrere hundert Meter unterhalb spaltet sich die Donau in zwei Hauptarme. Der Nördliche fließt in einem weiten Mäanderbogen um den älteren Terrassenrest und trifft ca. 1 km flussabwärts wieder auf den südlichen Hauptstrom. Letzterer ist breiter dargestellt, beschreibt mehrere Mäander und schneidet zahlreiche Altwasser an (Abb. 14a). Auffällig ist ein weit nach Süden ausgreifender Bogen mit einigen Verzweigungen, der im Stromatlas (Abb. 14) als „alte verlassene Donau“ bezeichnet wird. Wie die Geländeaufnahme ergab, liegt diese Struktur bereits auf einer älteren Terrassenfläche.

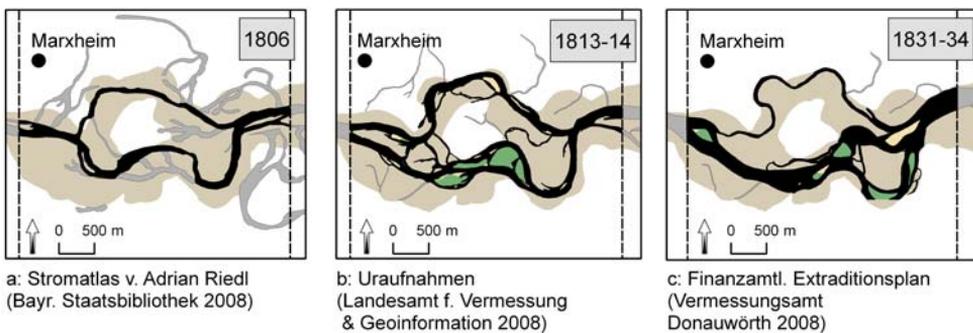


Abb. 14: Vergleich historischer Flussläufe im Untersuchungsgebiet an der Donau unterhalb der Lechmündung (Legende siehe Abb. 7).

Im weiteren Verlauf der Donau sind bis zum Juradurchbruch am Steppberg einige kleinräumliche Verzweigungen, aber auch mehrere Mäander zu erkennen (Abb. 13). Der aus den Uraufnahmen von 1813-14 entnommene Flusslauf in Abbildung 14b zeigt zwei gleich breite Arme der Donau, welche sich im Bereich einer ehemaligen Sandinsel (Abb. 14a) teilen. Südlich verläuft die Donau streckenweise nochmals in mehrere Arme aufgegliedert zwischen bewachsenen Inseln. Der Flusslauf in historischen Karten aus dem 19. Jahrhundert (Abb. 14a-d) zeigt aber auch eine andere Dynamik, indem sich Mäanderbögen erweitern und verlagern. Der nördliche Arm (Abb. 14b) nutzt die ältere Rinne von 1806 (Abb. 14a), baut mehrere Mäander aus und erreicht teilweise die kartierte Grenze der neuzeitlichen Terrasse. In der etwa 20 Jahre jüngeren Darstellung (Abb. 14c) sind diese kleinen Mäanderbögen maximal ausgebildet. Der nördliche Arm ist allerdings zu einem Nebenarm degradiert. Die Wasserführung konzentriert sich auf einen südlichen Hauptstrom, welcher sich wiederum in zwei Arme aufteilt. Der südlichere der beiden stellt einen Mäanderbogen dar, dessen Prall-

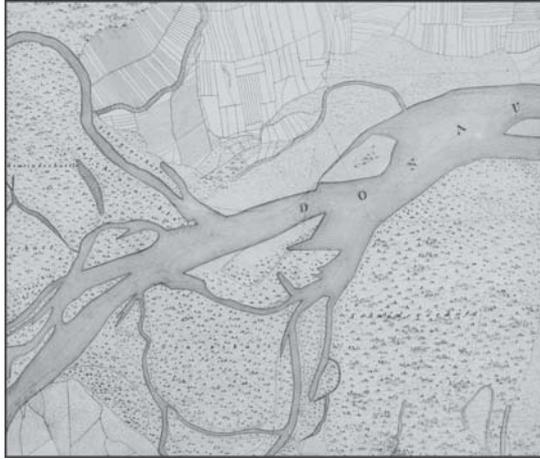


Abb. 15: Flurkarte NW XXIX 19 - 1847 (oben = Norden) (Vermessungsamt Donauwörth 2008).

hang sich in den verschiedenen alten Darstellungen (Abb. 14a-d) immer weiter talabwärts verlagert und die Terrassengrenze bildet. Der nördlichere Arm nutzt eine alte Rinne, die schon um 1806 als ehemaliger Donaulauf dargestellt wurde (Abb. 14a). Hier wird der Mäanderbogen durchbrochen. Dementsprechend verläuft im Jahr 1847 (Abb. 15) der Hauptstrom der Donau, durch einzelne bewaldete Inseln aufgeteilt, entlang dieses Durchbruchs. Der Mäanderbogen im Süden ist nur noch als ein Altwasser vorhanden. Die Flächenberechnungen für diesen Flussabschnitt (Tab. 4) zeigen einen deutlichen Anstieg der Wasserfläche der Donau innerhalb von ca. 30 Jahren.

Der Mäandrierungsfaktor liegt im dargestellten Untersuchungsgebiet bei ca. 1,3 (Abb. 15a). In den folgenden Zeitschnitten (Abb. 15b-c) schwankt er bei verschiedenen Hauptströmen zwischen 1,2 und 1,4, bleibt aber immer deutlich unter dem Wert von 1,7 an der Donau oberhalb der Lechmündung. Die Berechnungen für die verschiedenen *braided indices* ergeben für die verschiedenen Zeitschnitte unterschiedliche Werte. Auf den Uraufnahmen aus den Jahren 1813/14 ist die Donau durch Auenflächen der neuzeitlichen Terrasse und einen älteren Terrassenrest in zwei Arme aufgeteilt, zwischen denen mehrere schmale Verbindungen bestehen. Der südliche Arm ist stärker verzweigt, beide erreichen jedoch nicht den Verzweigungsgrad des untersuchten Flussabschnitts am Lech (Tab. 3). 1831/34 liegen die Werte für den nun dominierenden südlichen Arm bei beiden Parametern zwar höher, der visuelle Eindruck einer mäandrierenden Dynamik ist im Kartenbild dennoch eindeutig.

5. Fazit

Die Rekonstruktion der historischen Flussläufe und die Geländeaufnahmen verweisen auf stark unterschiedliche Flussdynamiken am unteren Lech und an der Donau im Bereich der Lechmündung. Der Lech zeigt vor allem in den Karten ab Ende des 18. Jahrhunderts den Grundriss eines *anabranching river* mit zahlreichen Verzweigungen, aber teilweise auch Mäandertendenzen des Hauptstroms und der Nebenarme innerhalb einer breiten neuzeitlichen Terrasse. Der Vergleich eines Flussabschnitts in drei Karten aus einem Zeitraum von ca. 25 Jahren zu Beginn des 19. Jahrhunderts gibt Hinweise darauf, dass sich einzelne Arme stark verlagerten, der Hauptstrom in Nebenarme oder alte Rinnen wechselte und auch langfristig persistente Inseln und Ufergebiete durchbrochen hat. In den Karten aus dem 16. und 17. Jahrhundert konnte dies nicht eindeutig beobachtet werden. Hier sind nur Inseln und in einigen Fällen Määnder erkennbar. Rückschlüsse auf eine differente Flussdynamik sind aufgrund der größtenteils stark vereinfachten Darstellungsweise der alten Karten (vor 1800) nicht möglich. Die statistischen Berechnungen in Tabelle 4 weisen für den Lech auf eine starke Umlagerungstätigkeit hin, ausgedrückt durch hohe Landverluste und -gewinne. Es ist eine leichte Tendenz zur Verringerung der Wasserfläche des Lechs erkennbar, wobei die hohen Werte aus dem kleinmaßstäblichen Topographischen Atlas auf die Generalisierung zurückgeführt werden können. Durch die Berechnung von Parametern für Sinuosität und Verzweigungsgrad konnten die Flussgrundrisse auch quantitativ als Übergangsform zwischen einem mäandrierenden und einem verzweigten Fluss charakterisiert werden.

An der Donau oberhalb der Lechmündung ist ein typisch mäandrierendes Verhalten in der relativ schmalen neuzeitlichen Terrasse zu beobachten. Dies belegen die Flächenberechnungen für die verschiedenen Flussläufe aus allen Kartenwerken zu Beginn des 19. Jahrhunderts (Tab. 4), die Kennwerte für Sinuosität und Verzweigungsgrad (Tab. 3), und die Geländeaufnahmen. In Karten, die bis 1607 zurückgehen, ist eine einheitliche Dynamik mit talwärtigem Wandern der Prallhänge und einzelnen Määnderdurchbrüchen dokumentiert.

Unterhalb der Lechmündung gestaltet die Donau in allen Zeitschnitten ab 1800 einen großen Flächenanteil der neuzeitlichen Terrasse. Zwischen 1806 und 1834 nimmt die Wasserfläche durch Landverluste stark zu (Tab. 4). Zudem ist in der Gegenüberstellung der Flussläufe aus den verschiedenen Zeitschnitten eine zunehmende Tendenz zur Verzweigung erkennbar (Abb. 7). Neben den Merkmalen eines verzweigten

Flusses (Verzweigungen, Wechsel der Hauptströme zwischen den Armen, geringer Mäandrierungsfaktor), wie sie auch am Lech beschrieben wurden, sind mäandrierende Tendenzen wie oberhalb der Mündung erkennbar. Diese Beobachtungen sind nur in den Karten des frühen 19. Jahrhunderts möglich, während frühere Darstellungen aufgrund starker Lageverzerrungen wenig aussagekräftig sind.

Die unterschiedlichen Flussgrundrisse an Lech und Donau lassen sich durch die internen Faktoren des jeweiligen fluvialen Systems erklären. Als allgemeine Bedingungen für ein mäandrierendes Verhalten werden von MANGELSDORF & SCHEURMANN (1980) eine ausreichend große Wassertiefe (größer als 0,1m), eine geringe Fließgeschwindigkeit und geringe Turbulenzen angegeben. LEOPOLD & WOLMAN (1957) geben als mögliche ausschlaggebende Variablen vor allem ein relativ geringes Gefälle sowie einen ausgeglichenen Abfluss mit nur selten auftretenden Spitzenwerten an. Dies trifft auf die Donau oberhalb der Lechmündung zu. Der Lech hingegen führt aufgrund des höheren Talgefälles mehr Grobfracht mit sich und neigt wegen unregelmäßigen, aber häufig auftretenden Abflussspitzen während Hochwasserereignissen zu kurzfristigen Umgestaltungen seines Flussgrundrisses. Durch den hohen Sedimenteintrag des Lechs kommt es zumindest im Zeitraum nach 1800 unterhalb der Lechmündung zu einer Verflachung des Donaustromes und einer Aufspaltung der Flussläufe. Außerdem verweisen verschiedene historische Karten auf ein Abwandern der Lechmündung nach Osten, was sich auch auf die vergleichsweise höhere Sedimentfracht des Lechs und deren Ablagerung im Mündungsgebiet zurückführen ließe.

Neben den internen Faktoren beeinflussen externe Größen wie der Raum, das Klima und der Mensch die fluviale Dynamik (vgl. z. B. SCHELLMANN 1994). Der Einfluss der letzten Hochphase der „Kleinen Eiszeit“ (vgl. z. B. LAMB 1977) auf den Lech und somit auch auf die Donau unterhalb der Lechmündung ist für den Zeitraum zwischen etwa 1800 und ca. 1850 denkbar, da sich hier das flussmorphologische Erscheinungsbild innerhalb kurzer Zeit mehrfach veränderte. Die relativ ungenauen Kartendarstellungen aus dem 16. bis 18. Jahrhundert geben keine gutes Vergleichsmaterial, so dass hierzu keine eindeutigen Aussagen möglich sind (s.o.).

Anthropogene Einflussfaktoren, wie Brücken-, Mühl- und Wehrbauten, Flößerei, Rodungen und die Ausweitung landwirtschaftlicher Nutzflächen, bestanden sicherlich im Untersuchungszeitraum an Lech und Donau und können demnach nicht die differente Dynamik in den verschiedenen Flussabschnitten der Donau oberhalb und unter-

halb der Lechmündung, bzw. am Lech ausgelöst haben. Ein eindeutiger Beleg für einen menschlichen Eingriff vor den Flusskorrekturen im 19. Jahrhundert liegt nur für den Lech vor, wo schon Ende des 16. Jahrhunderts Uferschutzbauten für eine verstärkte Erosion am gegenüberliegenden Ufer sorgten. Insgesamt ist davon auszugehen, dass vor allem die internen Faktoren in Abhängigkeit vom jeweiligen Einzugsgebiet ausschlaggebend für die Ausgestaltung der historischen Flussgrundrisse waren.

Danksagung

Die vorliegende Studie wurde durch die Ständige Kommission für Forschung und wissenschaftlichen Nachwuchs (FNK) der Universität Bamberg gefördert. Auch dem Landesamt für Umwelt (München) gebührt ein besonderer Dank für die Unterstützung der Kartierarbeiten im Untersuchungsgebiet. Für die Bereitstellung des historischen Kartenmaterials und für die Genehmigung zur Veröffentlichung ergeht ein herzlicher Dank an das Bayerische Hauptstaatsarchiv (München), an das Landesamt für Vermessung und Geoinformation (München), an die Bayerische Staatsbibliothek (München), an das Staatsarchiv Augsburg und an das Vermessungsamt Donauwörth.

Literatur

- APPELT, G. (1988): Amtliche Kartographie in Bayern seit 1800. In: WOLFF, H. (ed.): *Cartographia Bavariae*: 223-246; Weißenhorn in Bayern (Konrad).
- BRICE, J. (1964): Channel patterns and terraces of the Loup Rivers in Nebraska. Geolog. Survey Prof. Paper 422-D.
- BRICE, J. (1983): Planform properties of meandering rivers. In: ELLIOT, C. (ed.): *River meandering. Proceedings of the October 24-26 Rivers 83'Conference*, ASCE, New Orleans: 1-29.
- FINSTERWALDER, R. (1995): Adrian von Riedl und der erste bayerische Straßen- und Gewässeratlas. In: WOLFF, H. (ed.): *Vierhundert Jahre Mercator, Vierhundert Jahre Atlas*: 105-116; Weißenhorn in Bayern (Konrad).
- FRIEND, P.F. & SINHA, R. (1993): Braiding and meandering parameters. In BEST, J. L. & BRISTOW, C. S. (eds.): *Braided Rivers*. The Geological Society, Special Publications 75: 105-112; London.
- GERMANOSKI, D. & SCHUMM, S.A. (1993): Changes in braided river morphology resulting from aggradation and degradation. – *Journal of Geology*, 101: 451-

466.

- EGOZI, R. & ASHMORE, P. (2008): Defining and measuring braiding intensity. – *Earth Surface Processes and Landforms*, 33: 2121-2138.
- HABERMAYER, A. (1993): Die topographische Landesaufnahme von Bayern im Wandel der Zeit. – Stuttgart (Wittwer).
- HONG, L.B. & DAVIES, T.R.H. (1979): A study of stream braiding. – *Geological Society of America Bulletin*, 90: 1839-1859.
- KRAUSEN, E. (1973): Die handgezeichneten Karten im Bayerischen Hauptstaatsarchiv sowie in den Staatsarchiven Amberg und Neuburg a. d. Donau bis 1650. – Neustadt a.d.Aisch (Degener).
- LAMB, H.H. (1977): *Climate, Present, Past and Future. Volume 2: Climatic History and the future.* – London (Methuen).
- LEIDL, G. & RUTH-FRANZ, M. (1998): Altbayerische Flußlandschaften an Donau, Lech, Isar und Inn: handgezeichnete Karten des 16. bis 18. Jahrhunderts aus dem Bayerischen Hauptstaatsarchiv. – Weißenhorn in Bayern (Konrad).
- LEOPOLD, L.B. & WOLMAN, M.G. (1957): River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight. *Geolog. Survey Prof. Paper 282-B.*
- MANGELSDORF, J. & SCHEURMANN, K. (1980): *Flußmorphologie – Ein Leitfaden für Naturwissenschaftler und Ingenieure.* – München, Wien (Oldenbourg Verlag).
- SCHIELEIN, P., SCHELLMANN, G. & JUNG, D. (in Vorb.): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7231 Genderkingen. – München (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- SCHELLMANN, G. (1994): Wesentliche Steuerungsmechanismen jungquartärer Flußdynamik im deutschen Alpenvorland und Mittelgebirgsraum. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 34: 123-146; Düsseldorf.
- ROBERTSON-RINTOUL, M.S.E. & RICHARDS, K.S. (1993): Braided channel pattern and paleohydrology using an index of total sinuosity. – In: BEST, J. L. & BRISTOW, C. S. (eds.): *Braided Rivers. The Geological Society, Special Publications*, 75: 113-118; London.
- RUST, B.R. (1978): A classification of alluvial channel systems. In MIALD A.D. (ed.): *Fluvial Sedimentology, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 5: 187-198; Calgary.
- ZIEGLER, T. (1976): Die Entstehung des bayerischen Katasterwerks. – München (Deutscher Verein für Vermessungswesen).

Kartenquellen

BayHStA (2008) – Bayerisches Hauptstaatsarchiv, München.

Bayr. Staatsbibliothek (2008), München.

Landesamt f. Vermessung & Geoinformation (2008), München.

StAA (2009) – Staatsarchiv Augsburg.

Vermessungsamt Donauwörth (2008).

BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN

(ISSN 0344-6557)

Herausgegeben von H. Becker, A. Dix, D. Göler, K. Garleff und G. Schellmann

-
- Band 1: HANS BECKER u. HORST KOPP [Hrsg.]
Resultate aktueller Jemen-Forschung - eine Zwischenbilanz. 1978. XII + 150 S.,
zahlr. Abb. u. (z.T. farbige) Photos.
Ladenpreis € 13,55
- Band 2: JOACHIM BURDACK
Entwicklungstendenzen der Raumstruktur in Metropolitan Areas der USA. 1985.
XII + 166 S., mit 45 Abb. und 54 Tab.
Ladenpreis € 17,28
- Band 3: JÖRG JANZEN
Die Nomaden Dhofars/Sultanat Oman. Traditionelle Lebensformen im Wandel.
1980. XXII + 314 S., 71 Abb., 35 Photos, 15 Tab.
Ladenpreis € 26,18
- Band 4: HANS BECKER [Hrsg.]
Kulturgeographische Prozeßforschung in Kanada - eine Bestandsaufnahme junger
Feldforschung. 1982. X + 329 S., reich illustriert.
Ladenpreis € 13,75
- Band 5: HELGA LIEBRICHT
Das Frostklima Islands seit dem Beginn der Instrumentenbeobachtung. 1983. XII
+ 110 S., 22 Tab., 47 Abb. im Text und als Beilage.
Ladenpreis € 15,65
- Band 6: RÜDIGER BEYER
Der ländliche Raum und seine Bewohner. Abgrenzung und Gliederung des
ländlichen Raumes, durchgeführt am Beispiel einer bevölkerungsgeographischen
Unter-suchung des Umlandes von Bamberg und Bayreuth. 1986. XVIII + 182 S.,
21 Abb. und 37 Tab. im Text sowie 12 Karten als Beilage.
Ladenpreis € 20,96
- Band 7: K. GARLEFF; E.M.A. DE VAZQUEZ & H. WAHLE
Geomorphologische Karte 1: 100 000 'La Junta - Agua Nueva, Mendoza/
Argentinien'. Möglichkeiten und Ergebnisse geomorphologischer Kartierungen und
ihre einfarbige Darstellung. (Zweisprachige Ausgabe: Deutsch/Spanisch). 1989.
VII + 100 S., 9 Abb. im Text, 3 Karten als Beilage.
Ladenpreis € 19,22

- Band 8: FRANK SCHÄBITZ
Untersuchungen zum aktuellen Pollenniederschlag und zur holozänen Klima- und Vegetationsentwicklung in den Anden Nord-Neuquéns, Argentinien. 1989. XII + 132 S., 40 Abb. im Text u. als Beilage, 2 Farbtafeln, 27 Tab.
Ladenpreis € 21,32
- Band 9: MANFRED GABRIEL
Boomstädte: ein prozessualer Stadttyp, erörtert an den Beispielen Fairbanks, Whitehorse und Yellowknife. 1991. XIV + 208 S., mit 60 Abb. u. 29 Tab.
Ladenpreis € 18,41
- Band 10: HANS BECKER [Hrsg.]
Jüngere Fortschritte der regionalgeographischen Kenntnis über Albanien. Beiträge des Herbert-Louis-Gedächtnissymposiums. 1991. VII + 184 S., 57 Abb. u. 36 Tab. im Text u. einer Farbkarte Albanien (Beilage).
Ladenpreis € 13,50
- Band 11: KARSTEN GARLEFF u. HELMUT STINGL [Hrsg.]
Südamerika: Geomorphologie und Paläoökologie im jüngeren Quartär. 1991. VIII + 394 S., mit 110 Abb. im Text u. 5 Beilagen.
Ladenpreis € 22,24
- Band 12: JOACHIM BURDACK
Kleinstädte in den USA. Jüngere Entwicklungen, dargestellt am Beispiel der Upper Great Lakes Area. 1993. XII + 194 S., mit 70 Abb. und 14 Tab.
Ladenpreis € 15,29
- Band 13: THOMAS HÖFNER
Fluvialer Sedimenttransfer in der periglazialen Höhenstufe der Zentralalpen, südliche Hohe Tauern, Osttirol. Bestandsaufnahme und Versuch einer Rekonstruktion der mittel- bis jungholozänen Dynamik. 1993. XI + 125 S., mit 94 Abb. und 13 Tab.
Ladenpreis € 15,24
- Band 14: HARALD STANDL
Der Industrieraum Istanbul. Genese der Standortstrukturen und aktuelle Standortprobleme des verarbeitenden Gewerbes in der türkischen Wirtschaftsmetropole. 1994. XVI + 177 S., mit 37 Tab., 12 Abb. und 15 Kartenbeilagen.
Ladenpreis € 18,02
- Band 15: KARSTEN GARLEFF u. HELMUT STINGL [Hrsg.]
Landschaftsentwicklung, Paläoökologie und Klimageschichte der Ariden Diagonale Südamerikas im Jungquartär. 1998. VIII + 401 S., mit 129 Abb. und 19 Tab.
Ladenpreis € 23,20

- Band 16: CHRISTIAN KECK
Zeitschnitte durch die Stadtentwicklung von Halberstadt im 19. und 20. Jahrhundert. Fallstudie zur städtebaulichen Kontinuität einer traditionsreichen Mittelstadt des nordöstlichen Vorharzgebietes. 1997. X + 98 S., mit 12 Skizzen und 7 Kartenbeilagen.
Ladenpreis € 18,46
- Band 17: FRANK SCHÄBITZ
Paläoökologische Untersuchungen an geschlossenen Hohlformen in den Trockengebieten Patagoniens. 1999. XVI + 239 S., mit 51 Tab., 85 Abb. und 12 Kartenbeilagen.
Ladenpreis € 27,97
- Band 18: DANIEL GÖLER
Postsozialistische Segregationstendenzen: Sozial- und bevölkerungsgeographische Aspekte von Wanderungen in Mittelstädten der Neuen Länder. Untersucht an den Beispielen Halberstadt und Nordhausen. 1999. XIV + 155 S., mit 5 Tab., 19 Abb. und 41 Karten.
Ladenpreis € 13,91
- Band 19: FRANK SCHÄBITZ u. HELGA LIEBRICHT [Hrsg.]
Beiträge zur quartären Landschaftsentwicklung Südamerikas. Festschrift zum 65. Geburtstag von Professor Dr. Karsten Garleff. 1999. XXXII + 255 S., mit 19 Tab., 75 Abb. und 22 Photos.
Ladenpreis € 24,54 (vergriffen)
- Band 20: GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]
Von der Nordseeküste bis Neuseeland. Beiträge zur 19. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“ vom 24. – 27. Mai 2001 in Bamberg. 2001. VIII + 299 S., mit 19 Tab., 136 Abb. und 15 Photos.
Ladenpreis € 21,88
- Band 21: CHRISTIAN FIEDLER
Telematik im ländlichen Raum Bayerns. Möglichkeiten und Grenzen zur Minderung von Standortnachteilen. 2002. XIV + 170 S., mit 29 Abb. und 18. Tab.
Ladenpreis € 17,60
- Band 22: GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]
Bamberger physisch-geographische Studien 2002 – 2007, Teil I: Holozäne Meeresspiegelschwankungen – ESR-Datierungen aragonitischer Muschelschalen – Paläotsunamis. 2007. VIII + 199 S., mit 26 Tab., 56 Abb. und 10 Photos.
Ladenpreis € 22,50

Band 23: CHRISTOPH BAUMANN

Die albanische „Transformationsregion“ Gjirokastra. Strukturwandel im 20. Jahrhundert, räumliche Trends und Handlungsmuster im ruralen Raum. 2008. XVI + 306 S., mit 45 Abb., 10 Tab., 60 Fotos und 24 Karten.

Ladenpreis € 25,40

Band 24: GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]

Bamberger physisch-geographische Studien 2002 – 2008, Teil II: Studien zur quartären Talgeschichte von Donau und Lech. 2010. VIII + 241 S., mit 22 Tab., 78 Abb. und 8 Photos.

Selbstverlag des Instituts für Geographie an der Universität Bamberg · Bamberg

Bezug durch den Buchhandel