

## 14 Bamberger Geographische Schriften – Sonderfolge

Gerhard Schellmann (Hrsg.)

### Bamberger physisch-geographische Studien 2008 - 2017

Teil V: Geomorphologisch-quartärgeologische Kartierungen  
im bayerischen Isar- und Donautal sowie  
im Großen und Kleinen Labertal



University  
of Bamberg  
Press

BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN  
SONDERFOLGE

# BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN SONDERFOLGE

herausgegeben vom Institut für Geographie  
Andreas Dix, Daniel Göler, Marc Redepenning, Gerhard Schellmann

Schriftleitung: Astrid Jahreiß

---

Nr. 14

# **Bamberger physisch-geographische Studien 2008 - 2017**

Teil V: Geomorphologisch-quartärgeologische Kartierungen  
im bayerischen Isar- und Donautal sowie  
im Großen und Kleinen Labertal

Gerhard Schellmann (Hrsg.)

Bibliographische Information der Deutschen Nationalbibliothek

Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliographie; detaillierte bibliographische Informationen sind im Internet über <http://dnb.ddb.de/> abrufbar.

**Hinweis:**

Auf den Seiten 1, 105, 163, 205 und 235 befinden sich detaillierte quartärgeologische Karten. Wir empfehlen, sich diese in der Online-Version in der Vergrößerung anzusehen: <https://opus4.kobv.de/opus4-bamberg/frontdoor/index/index/docId/52585>

Dieses Werk ist als freie Onlineversion über den Hochschulschriften-Server (OPUS; <http://www.opus-bayern.de/uni-bamberg/>) der Universitätsbibliothek Bamberg erreichbar. Kopien und Ausdrücke dürfen nur zum privaten und sonstigen eigenen Gebrauch angefertigt werden.

Herstellung und Druck: docupoint, Magdeburg

Layout: Gerhard Schellmann

Umschlaggestaltung: University of Bamberg Press, Larissa Günther

Umschlagbild: begradigtes Flussbett der Isar unterhalb der Brücke nach Oberhummel (März 2017, © Gerhard Schellmann).

© University of Bamberg Press Bamberg, 2018

<http://www.uni-bamberg.de/ubp/>

ISSN: 0175-3894

ISBN: 978-3-86309-601-4 (Druckausgabe)

eISBN: 978-3-86309-602-1 (Online-Ausgabe)

URN: urn:nbn:de:bvb:473-opus4-525851

DOI: <http://dx.doi.org/10.20378/irbo-52585>

## Vorwort

Der vorliegende Band präsentiert eine Reihe quartärgeologischer Blattkartierungen, die im Zusammenarbeit mit dem Bayerischen Landesamt für Umwelt (Geologischer Dienst) und den dortigen Kollegen Dr. Ernst KROEMER und Dr. Gerhard DOPPLER in den Jahren 2008 bis 2017 am Lehrstuhl für Physische Geographie und Landschaftskunde der Otto-Friedrich-Universität Bamberg entstanden sind. Dieser Band setzt den zweiten, dritten und vierten Band (SCHELLMANN 2010; SCHELLMANN 2016; SCHELLMANN 2017) von Bamberger physisch-geographischer Studien fort, die sich thematisch mit regionalen Forschungsthemen zur fluvialen Dynamik im bayerischen Alpenvorland befaßt (Abb. 1). Dabei handelt es sich in diesem Band um quartärgeologische Kartierungen im Donau- und Isartal sowie in den beiden südlich von Regensburg gelegenen Tälern der Großen und Kleinen Laber. Leider muss in den Karten auf eine Darstellung von Terrassenkanten weitgehend verzichtet werden, weil diese manuell per Handzeichnung mit hohem Zeit- und damit Kostenaufwand hätten ergänzt werden müssen.

Zwar werden die Kartierungen im Rahmen der GK25 von Bayern als Kartenblätter in den nächsten Jahren sukzessive vom LfU veröffentlicht, eine Publikation der zugehörigen Erläuterungen der Karten ist aber leider nicht absehbar. Ohne Erläuterungen verlieren meines Erachtens die Karten allerdings sehr an wissenschaftlichem und wirtschaftlichem Wert. Daher werden wie in den drei vorherigen Bänden Bamberger physisch-geographischer Studien (SCHELLMANN 2010; SCHELLMANN 2016; SCHELLMANN 2017) auch in diesem Band der Sonderfolge der Bamberger Geographischen Schriften die noch ausstehenden Karten und Erläuterungen der vom Lehrstuhl kartierten Areale publiziert. Nachträglich wird auch noch die quartärgeologische Karte der GK50 L7140 Straubing veröffentlicht, deren Erläuterung bereits bei SCHELLMANN et al. (2010) und SCHELLMANN (2010) erschienen ist. Ursprünglich sollte diese Karte beim ehemaligen Bayerischen Geologischen Landesamt als Sonderkarte im Massstab 1:50.000 veröffentlicht werden. Stattdessen wird sie in Form von vier Einzelkarten im Massstab 1:25.000 gedruckt. Damit fehlt der publizierten Erläuterung von SCHELLMANN et al. (2010) die Gesamtkarte, was in diesem Band nun nachgeholt wird. Zudem wird die bisher unveröffentlichte Karte und ihre Stratigraphie durchaus von anderen Bearbeitern des Gebietes (s.u.) weitgehend unverändert benutzt, was natürlich sehr begrüßenswert ist. Leider mangelt es dabei manchmal an einem genauen Quellen- bzw. Urheberzitat.

Die originalgetreue Veröffentlichung der vom Lehrstuhl kartierten quartärgeologischen Karten und ihrer Erläuterungen im Rahmen dieser Schriftenreihe bietet zudem den Vorteil, das die farbliche Gestaltung der Karten wesentlich mehr Möglichkeiten hat, als dies im Rahmen der geologischen Kartenblätter des Landesamtes möglich ist.

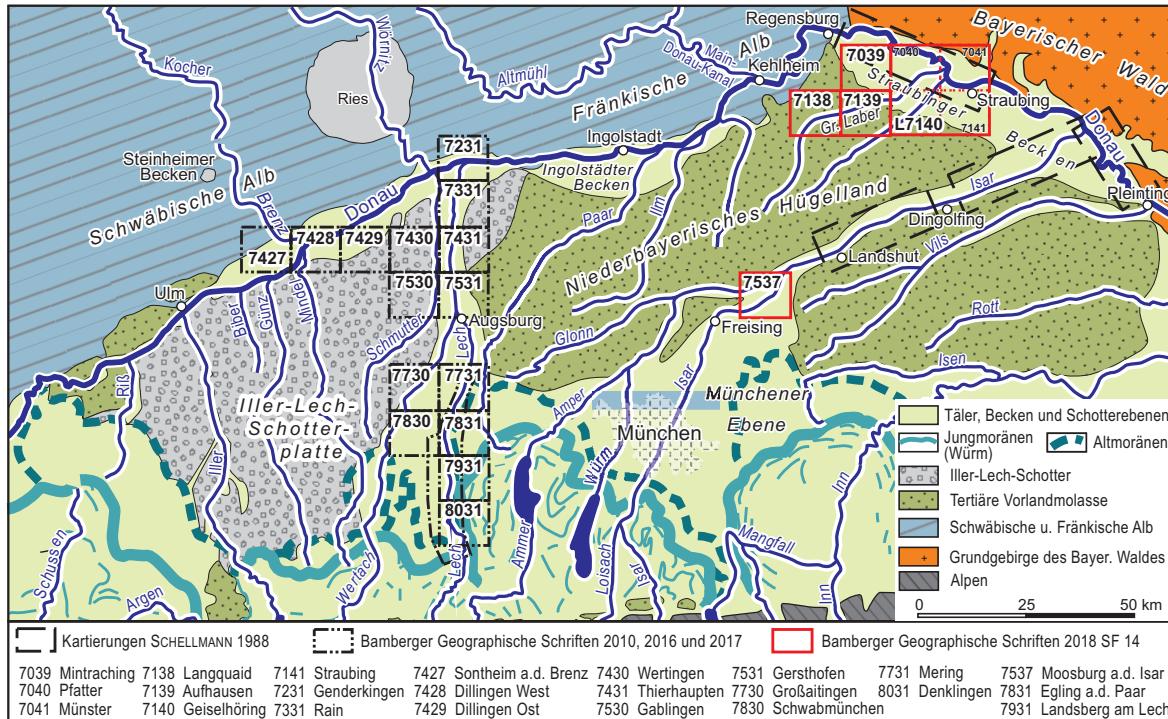


Abb. 1: Lage publizierter und zur Publikation anstehender quartärgeologischer Kartierungen von Flusstälern des Alpenvorlandes durch Mitarbeiter des Bamberger Lehrstuhls für Physische Geographie.

Auch die für die verschiedenen stratigraphischen Einheiten verwendete Nomenklatur muss nun nicht der Generallegende des LfU folgen. Dort, wo es nach Auffassung der Verfasser sinnvoller ist, wie im Donau- und Isartal, werden existierende regionale Nomenklaturen weiter verwendet. Anders als bei der chronostratigraphischen Nomenklatur der Generallegende des LfU werden nun die mittel- und jungpleistozänen Flussterrassen zunächst morpho- und chronostratigraphisch mit den von PENCK (1884) im Alpenvorland eingeführten Begriffen Älterer und Jüngerer Deckenschotter, Hochterrasse (= Riss) und Niederterrasse (= Würm) sowie dem von SCHELLMANN (1988; ders. 1990; ders. 1994) eingeführten Begriff „Übergangsterrasse (= Früh- und/oder Mittelwürm) bezeichnet (siehe auch DOPPLER et al. 2011). Diese werden oft weiter, und zwar häufig morpho-stratigraphisch, in höhere und niedrigere oder jüngere und ältere Terrassenglieder oder mit numerischen Ziffern (NT1 bis NT3, NT = Niederterrasse) weiter unterteilt. Ähnliches gilt für die holozänen Terrassen (H1 bis H7, H = Holozänterrasse).

Diesen regionalen Nomenklaturen wird deshalb der Vorrang gegeben, weil die vom LfU verwendeten chronostratigraphischen Bezeichnungen von Flussterrassen wie z.B. „qhm (= „quartär holozän mittel“)-Terrasse“ immer Gefahr laufen, dass bei eventuellen neuen Alterseinstufungen des Terrassenkörpers auch der bisherige stratigraphische Namen zu ändern ist.

Im Vordergrund dieses Bandes stehen quartärgeologische Kartierungen im Isar- und Ampertal, im Donautal sowie im Tal der Großen und der Kleinen Laber. Dabei

entsprechen die hier publizierten Fassungen von Karte und Erläuterungen weitgehend dem jeweiligen Projektabschluss der Blattbearbeitungen. Für jedes kartierte Blatt- bzw. Talgebiet der jeweiligen TK25 wird zunächst die quartärgeologische Karte zum Teil mit Talquerschnitten als Beilagen und anschließend die zugehörige Erläuterung wiedergegeben. Räumlich werden zuerst die kartierten Talabschnitte von Isar- und Amper, und anschließend die kartierten Talabschnitte des Donautals und des Gr. und Kl. Labertals behandelt (Abb. 1).

Die aufwendigen Gelände- und Laborarbeiten wären ohne finanzielle Unterstützungen durch das Bayerische Landesamt für Umwelt (LFU) nicht möglich gewesen, wofür an dieser Stelle vielmals gedankt sei. Besonderen Dank gebührt allen Mitarbeiter am hiesigen Lehrstuhl, darunter Frau Dipl. Geogr. Silke SCHWIEGER, die wieder einmal mit großem Engagement die umfangreichen Grafik- und GIS-Arbeiten durchgeführt hat. Nicht zuletzt sei den beiden Kollegen Dr. Ernst KROEMER und Dr. Gerhard DOPPLER vom Bayerischen Landesamt für Umwelt (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, sehr gedankt.

Bamberg, den 8. März 2018

Gerhard Schellmann

### Literatur

- DOPPLER, G., KROEMER, E., RÖGNER, K., WALLNER, J., JERZ, H. & GROTENTHALER, W. (2011): Quaternary Stratigraphy of Southern Bavaria. – *Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal)*, **60**: 329–365.
- PENCK, A. (1884): Ueber Periodicität der Thalbildung. – *Verh. Ges. f. Erdkunde*, **XI**: 39-59; Berlin.
- SHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. – *Inaug.-Diss. Universität Düsseldorf*, 332 S., 16 Beil.; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **29**: 131 S.; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (Hrsg.) (1994a): Beiträge zur jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im deutschen Mittelgebirgsraum und Alpenvorland. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **34**: 146 S.; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (Hrsg.) (2010): Bamberger physisch-geographische Studien 2002 – 2008, Teil II: Studien zur quartären Talgeschichte von Donau und Lech. – *Bamberger Geographische Schriften*, **24**: 241 S.; Bamberg.
- SHELLMANN, G. (2010): 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 Geographische Schriften*, **24**: 1-77; Bamberg.

#### IV

- SCHELLMANN, G. [Hrsg.] (2016): Bamberger physisch-geographische Studien 2008 – 2015, Teil III: Geomorphologisch-quartärgeologische Kartierungen im bayerischen Lech-, Wertach- und Schmuttertal. – Bamberger Geographische Schriften, SF 12: 356 S.; Bamberg (University of Bamberg Press).
- SCHELLMANN; G. [Hrsg.] (2017): Bamberger physisch-geographische Studien 2012 – 2014, Teil IV: Geomorphologisch-quartärgeologische Kartierungen im bayerischen Donautal. – Bamberger Geographische Schriften, SF 13; Bamberg (University of Bamberg Press).
- SCHELLMANN, G., IRMLER, R. & SAUER, D. (2010): Zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der Donauterrassen auf Blatt L7141 Straubing. – Bamberger Geographische Schriften, 24: 89-178; Bamberg.

**Inhalt**

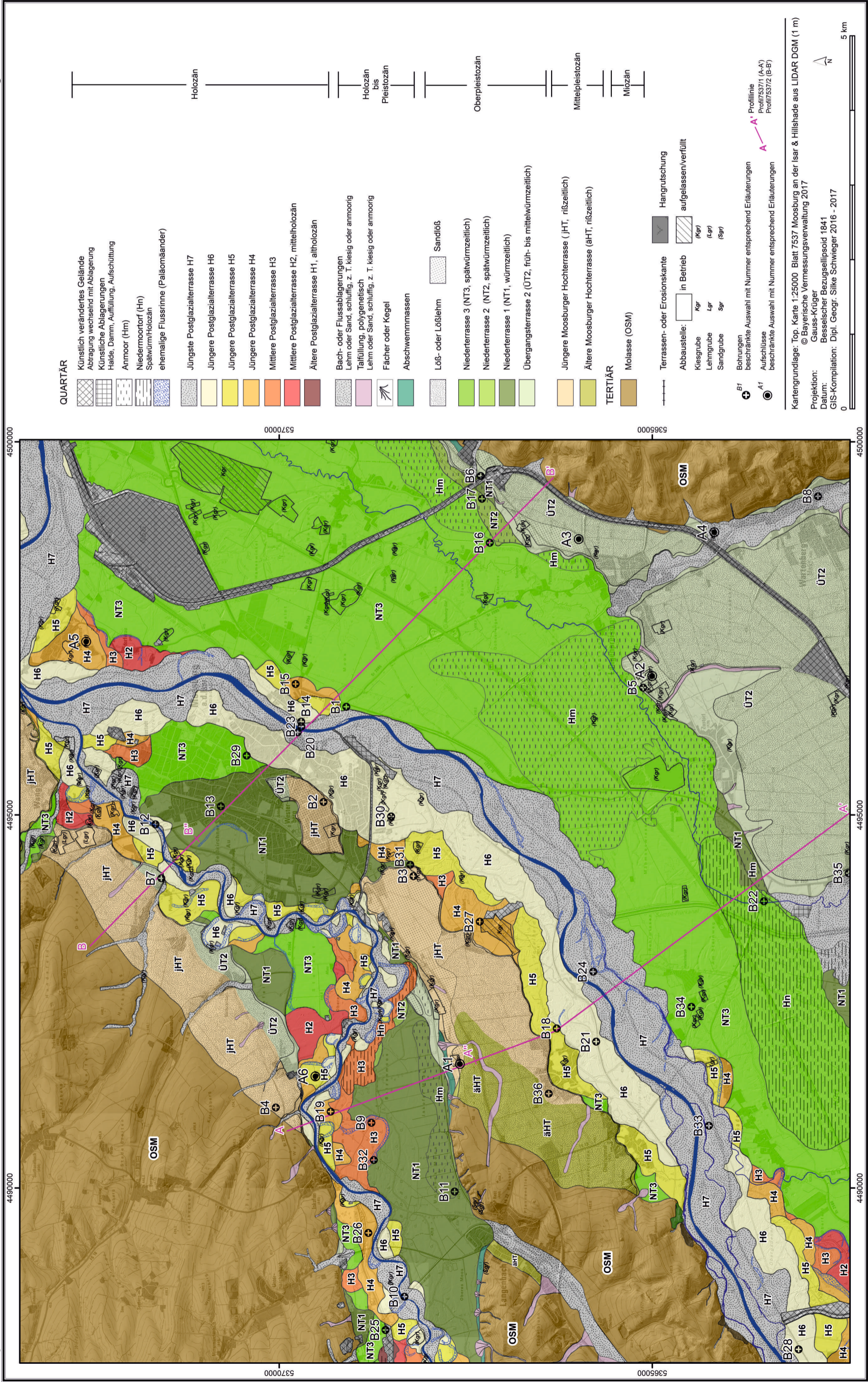
Gerhard SCHELLMANN Quartärgeologische Karte 1:25.000 des Isar- und Ampertals auf Blatt 7537 Moosburg mit 5 Beilagen.....	1
Gerhard SCHELLMANN Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25.000 des Isar- und Ampertals auf Blatt 7537 Moosburg – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2015 bis 2017 ...	7
Gerhard SCHELLMANN Quartärgeologische Karte 1:25.000 des Donautals auf Blatt 7039 Mintraching mit 6 Beilagen .....	105
Gerhard SCHELLMANN Erläuterungen zur Quartärgeologische Karte 1:25.000 des Donautals auf Blatt 7039 Mintraching – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2008 und 2009 .....	111
Gerhard SCHELLMANN Quartärgeologische Karte 1:25.000 der Täler von Großer und Kleiner Laber sowie des Donautals auf Blatt 7139 Aufhausen mit 7 Beilagen .....	163
Gerhard SCHELLMANN Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25.000 der Täler von Großer und Kleiner Laber sowie des Donautals auf Blatt 7139 Aufhausen – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2008 und 2009 .....	171
Gerhard SCHELLMANN Quartärgeologische Karte 1:25.000 des Tals der Großen Laber auf Blatt 7138 Langquaid mit 6 Beilagen .....	205
Gerhard SCHELLMANN Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25.000 des Tals der Großen Laber auf Blatt 7138 Langquaid – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2008 und 2009 .....	211
Gerhard SCHELLMANN, Ralf IRMLER & Daniela SAUER Quartärgeologische Karte 1:50.000 des Donautals und der Täler von Großer und Kleiner Laber auf Blatt L7140 Straubing .....	235
Gerhard SCHELLMANN Wenige Bemerkungen zur quartärgeologischen Karte 1:50.000 des Donautals und der Täler von Großer und Kleiner Laber auf Blatt L7140 Straubing – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2004 und 2005 .....	249



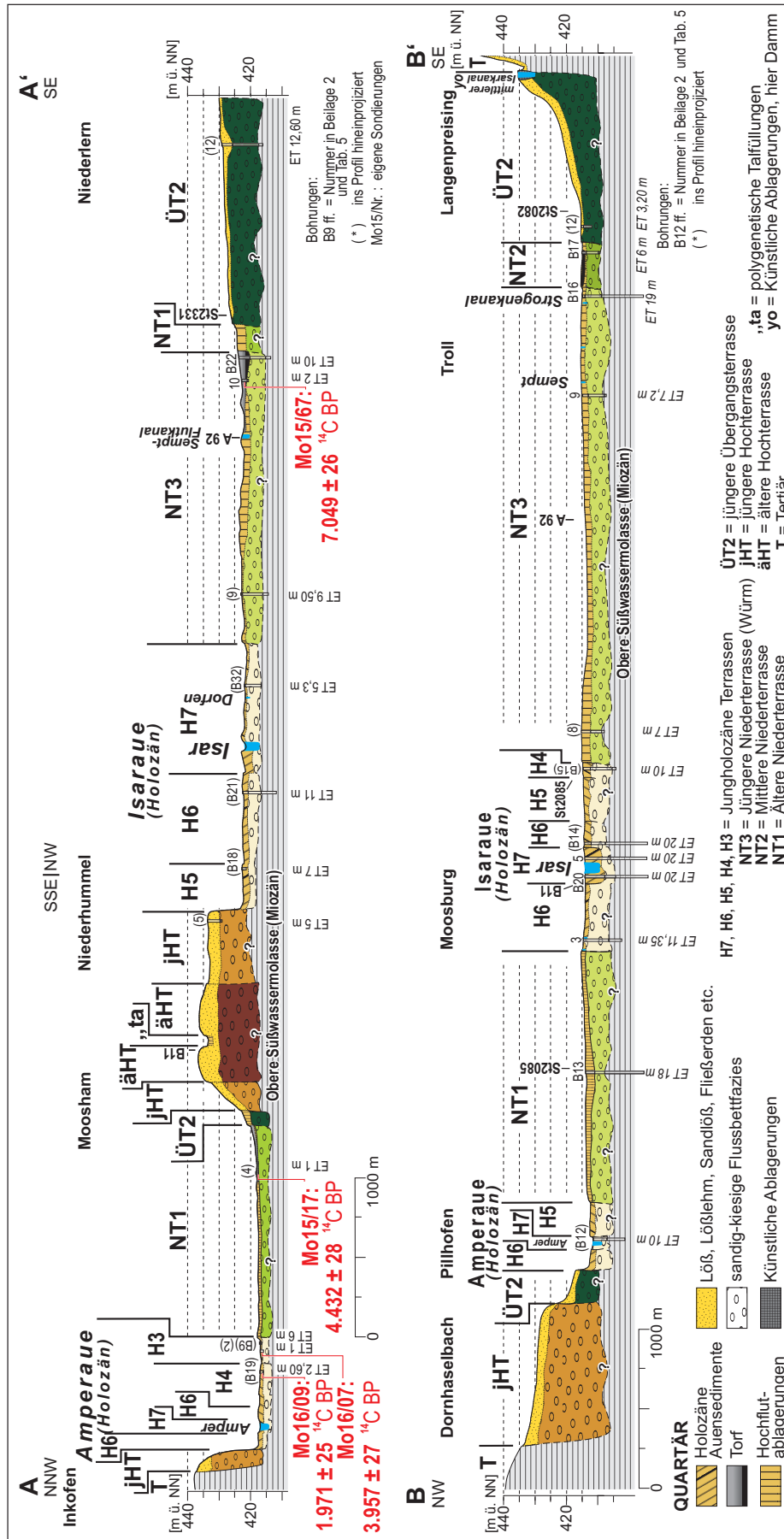
Quartärgeologische Karte 1: 25.000 Blatt Nr. 7537 Moosburg a.d. Isar

7537 Moosburg an der Isar

Geologische Aufnahme: GERHARD SCHELLMANN 2015 - 2017







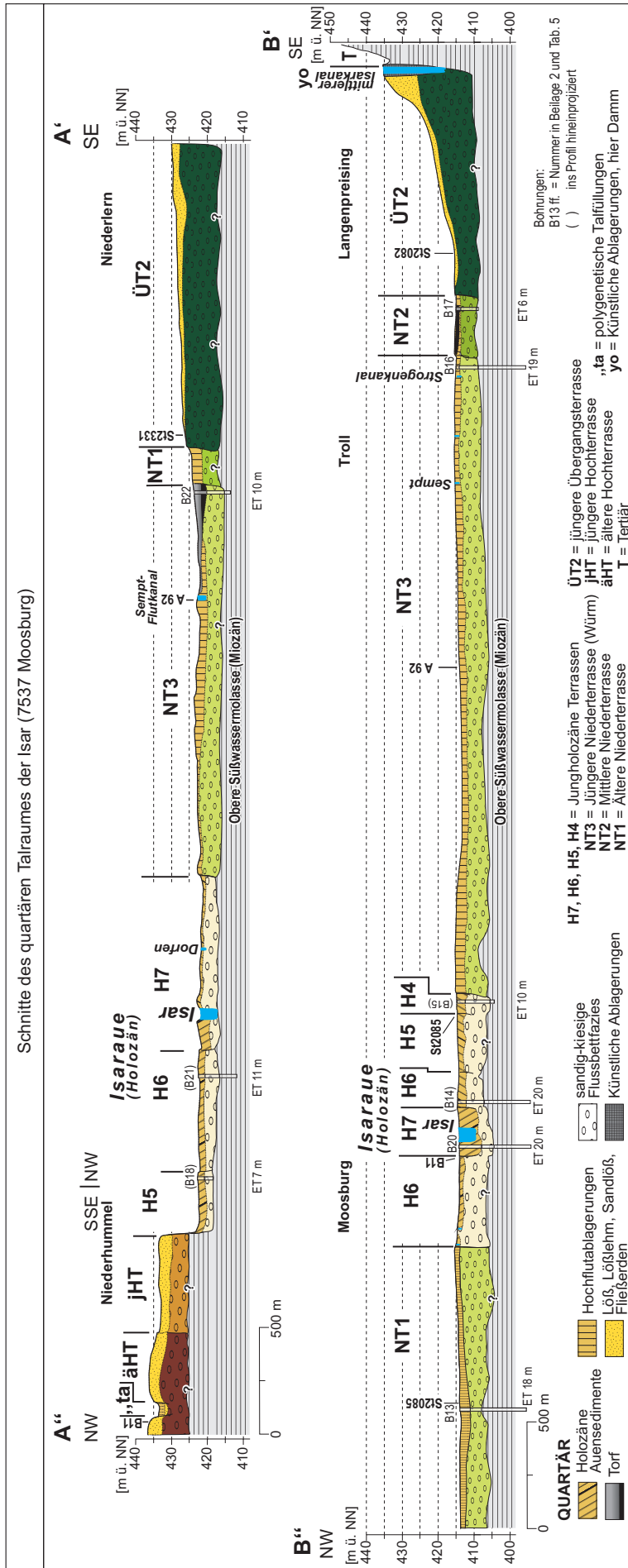
Beilage 1: Geologische Profilschnitte 1 (oben) und 2 (unten). Eine Zusammenstellung der verwendeten Bohrungen befindet sich in Beilage 2.

Nr.	OBJEKTID	OBJEKTNAME	TERRASSE	x	y	Ansatz	ET [m]	OK [m]	UK [m]	Stratigraphie	ARCHIV	TK
<b>7537 Profil 1</b>												
B19	Mo16/09	SE' Inkofer Sondierung Mo16/09	H4	4491024	5369310	417,10	2,60	2,20	>2,36	Quartär	Universität Bamberg	7537
2	Mo16/07	SE' Inkofer Sondierung Mo16/07	H3	4490376	5368732	417,90	1,00	0,85	>1	Quartär	Universität Bamberg	7537
B9	7537BG000685	Moosburg, Gw-Erk. LfW 14,10, FS 2, GwM 910	H3	4490874	5368764	418,11	6,00	0,80	3,90	OSM	Landesamt für Umwelt Hof	7537
4	Mo15/17	NE' Langenbach, Amper Mo15/17	NT1	4490422	5367899	419,5	1,00	0,73	>1	Quartär	Universität Bamberg	7537
5	7537BG015194	Niederhummel, Institut f. Umwelt u. Boden, Baugrund S1	JHT	4491265	5366388	434,00	5,00	4,50	>5	Quartär	Landesamt für Umwelt Hof	7537
B18	7537BG015215	Niederhummel, Deutsche Transalpine Ölleitung, ISN-GWM-01-TAL Isarkanal Nord	H5	4492139	5366281	422,92	7,00	0,35	6,55	OSM	Landesamt für Umwelt Hof	7537
B21	7537BG015186	BA 05b GWM 2/14	H6	4491982	5365762	423,90	11,00	2,00	6,20	OSM	Landesamt für Umwelt Hof	7537
8	7537BG015211	N Gaden, FHM, GWM 3245Q-1	H7	4490835	5364241	426,15	5,30	0,55	>5,3	Quartär	Landesamt für Umwelt Hof	7537
9	7537BG015187	BA 10 GWM 3/14	NT3	4492428	5364477	424,99	9,50	0,70	7,20	OSM	Landesamt für Umwelt Hof	7537
10	Mo15/67	W' Zusterf, Schloßwiesen, Isar Mo15/67	NT3	4493844	5363759	423,40	2,00	1,75	>2	Quartär	Universität Bamberg	7537
B22	7537BG015148	B18-1 Brücke Sempt Bergleim/1882	NT3	4493843	5363504	425,06	10,00	2,90	7,65	OSM	Landesamt für Umwelt Hof	7537
12	7537BG000633	Niederlern, Abwasserbeseitigung, BGW 7	ÜT2	4494219	5362368	429,02	12,60	oben A	11,60	OSM	Landesamt für Umwelt Hof	7537
<b>7537 Profil 2</b>												
B12	7537 Amperradweg, B2	Moosburg, Amperradwegbrücke B2	H7	4494874	5371658	410,66	10,00	oben A	4,80	OSM	Bauamt Moosburg	7537
B13	7537BG000564	Moosburg, Bahnunterführung, BK 3/94	NT3	4495116	5370781	413,90	18,00	3,20	6,70	OSM	Landesamt für Umwelt Hof	7537
3	7537BG015023	Förderbrunnen 2 - Süd-Chemie	H6	4495743	5370210	413,82	11,35	0,00	8,00	OSM	Landesamt für Umwelt Hof	7537
B20	7537BG015156	Moosburg, Baugrund Brücke über Isar, SIBaFS.1/6-2, GW-Stockwerk	H7	4496107	5369762	418,15	20,00	5,60	9,60	OSM	Landesamt für Umwelt Hof	7537
5	7537BG015158	Moosburg, Baugrund Brücke über Isar, SIBaFS.3/6-3, GW-Stockwerke	H7	4496185	5369702	413,75	20,00	oben A	7,60	OSM	Landesamt für Umwelt Hof	7537
B14	7537BG015161	Moosburg, Baugrund Brücke über Isar, SIBaFS.6/6-2, GW-Stockwerk	H6	4496251	5369705	412,50	20,00	1,70	6,10	OSM	Landesamt für Umwelt Hof	7537
B15	7537BG015014	E Moosburg, BV Degempoint, B 9	H4	4496765	5369780	414,63	10,00	2,30	9,10	OSM	Landesamt für Umwelt Hof	7537
8	7537BG015001	E Moosburg, BV Degempoint, GWM B 6	NT3	4497115	5369705	413,02	7,00	1,90	5,40	OSM	Landesamt für Umwelt Hof	7537
9	7537BG000692	N Troil, E.ON Mittlerer Isarkanal, GWM KLS 04 05 2 405 (MI 1080 neu)	NT3	4498665	5368132	414,40	7,20	1,70	6,90	OSM	Landesamt für Umwelt Hof	7537
B16	7537BG015099	SI2085 Langenpreising BW /1/1 Ost	NT3	4498648	5367178	414,77	19,00	1,00	6,60	OSM	Landesamt für Umwelt Hof	7537
B17	7537BG000602	W Feldmann, GWM BWK, MI-1074	NT2	4499237	5367283	414,81	6,00	1,70	5,50	OSM	Landesamt für Umwelt Hof	7537
12	7537BG015106	SI2085 Langenpreising BSP6	ÜT2	4499098	5366958	417,76	3,20	0,30	>3,29	Quartär	Landesamt für Umwelt Hof	7537

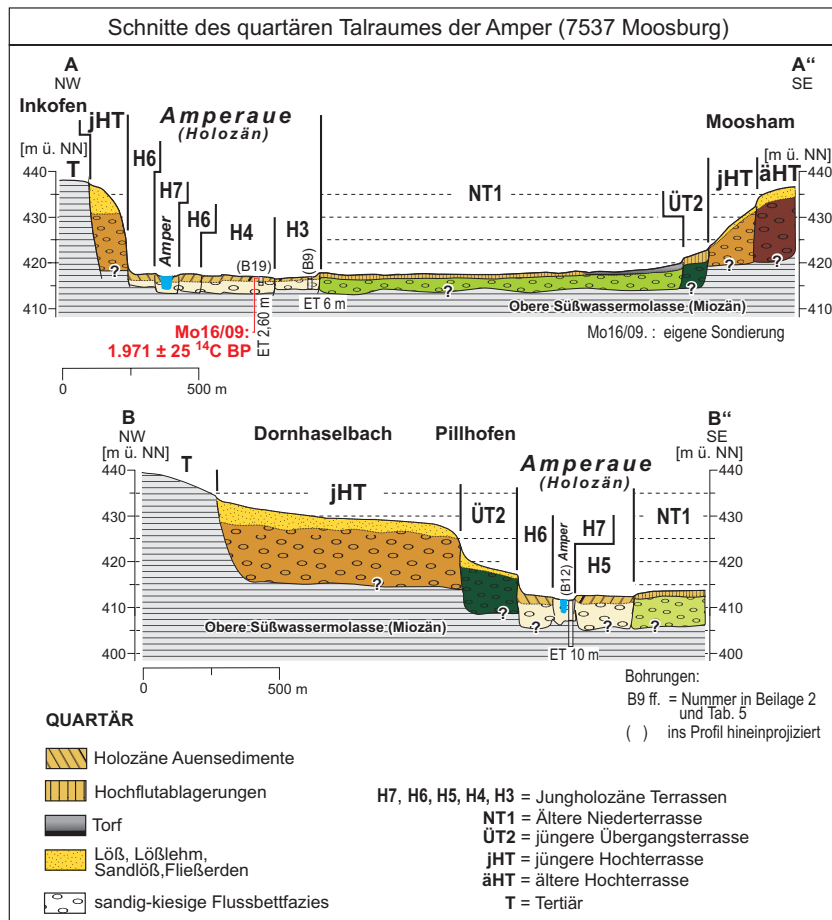
B9, B12 ff. = Bohrungen aus Geologischer Karte (vgl. Tab. 05)

ET = Erdteufe OK = Oberkante Flussbettfazies (Flussande und -kiese) UK = Unterkante Flussbettfazies (Flussande und -kiese) oben A = Auffüllung

## Beilage 2: Zusammenstellung der Bohrungen in den Profilschnitten 1 und 2.



Beilage 3: Geologische Detailprofile des Isartals.



Beilage 4: Geologische Detailprofile des Ampertals.

**Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25.000 des Isar- und Ampertals  
auf Blatt 7537 Moosburg  
– Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2015 bis 2017**

Gerhard SCHELLMANN

**Vorwort**

Die geologische Neuaufnahme des Gradabteilungsblattes 1:25 000 Nr. 7537 Moosburg im Bereich des Isar- und Ampertals unter Einbeziehung der angrenzenden Hochterrassenfluren wurde vom Verfasser im Zeitraum Sommer 2015 bis Frühjahr 2017 durchgeführt.

Die Gestaltung der Kartenlegende erfolgte anhand der morphostratigraphischen Nomenklatur von SCHELLMANN (1988; ders. 1990; ders. 1994; ders. 2010) aus dem unteren Isar- und angrenzenden Donautal. Sie wurde im Isartal ebenfalls schon von FELDMANN (1990; ders. 1994) und FELDMANN & SCHELLMANN (1994) benutzt. Diese Nomenklatur unterscheidet zwischen mittelpleistozänen Hochterrassen (äHT, mHT, jHT), früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrassen (ÜT1 und ÜT2), hoch- und spätwürmzeitlichen Niederterrassen (NT1 bis NT3) sowie verschiedenen Holozänterrassen (H1 bis H7). Da es sich bei diesen Bildungen um Akkumulationsterrassen handelt, implizieren diese morphostratigraphischen Begriffe gleichzeitig auch zugehörige Terrassenkörper bestehend aus sandig-kiesigen Flussbettsedimenten. Diese können von feinklastischen Deckschichten wie Hochflutablagerungen (Auensedimenten), Löß oder Sandlössen, Anmooren und Niedermooren oder am Talrand auch von Schwemmkegel bedeckt sein. Bis auf die Hochflutablagerungen, deren Verbreitung und Mächtigkeit in dieser Erläuterung beschrieben werden, ist die Ausdehnung der anderen Deckschichten in der Karte als Übersignatur wiedergegeben.

An geowissenschaftlichen Karten, die das Blattgebiet betreffen, sind vor allem die geologische Übersichtskarte 1:200 000 Blatt CC 7934 München (UNGER et al. 1991) sowie die Bodenschätzungs-Übersichtskarte von Bayern 1:25 000 Blatt 7537 Moosburg a.d. Isar (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1985) zu nennen. Weitere Informationen lieferten die bereits kartierten geologischen Nachbarblätter der GK25 (Abb. 1) das Blatt 7636 Freising Süd (BRUNNACKER 1959a), das Blatt 7636 Freising Nord (BRUNNACKER 1962), die GK50 Blatt L7538 Landshut (UNGER 1991) und die im Rahmen ihrer Dissertationen durchgeführten Kartierungen der Isarterrassen im Talraum zwischen München und Freising von FELDMANN (1990) und des unteren Isartals von SCHELLMANN (1988).

An nicht veröffentlichten Unterlagen konnten bei der Kartenbearbeitung verschiedene Boden- und Molassekarten des Geologischen Dienstes am Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU), eine Quartärbasiskarte sowie mehrere von Ernst

KROEMER (LfU) erstellte vorläufige geologische Karten des Blattgebiets und seiner Umgebung genutzt werden. Ein besonderer Dank gebührt dem Bauamt der Stadt Moosburg, das freundlicherweise Schichtenverzeichnisse von Bohrungen zur Verfügung stellte.

Diverse historische Karten konnten bei der Rekonstruktion der jüngsten Flussgeschichte von Amper und Isar herangezogen werden. Zu nennen sind die bayerischen Kataster-Uraufnahmen im Maßstab 1:5 000 überwiegend aus den Jahren 1810/11 und 1857 sowie diverse Kartenblätter des topographischen Atlas von Bayern aus den Jahren 1814 bis 1824. Weiterhin wurden die Positionsblätter 1:25 000 Nr. 587 Moosburg aus dem Jahr 1874, Nr. 615 Marzling ebenfalls aus dem Jahr 1874, Nr. 616 Wartenberg (o.J.) und Nr. 558 Landshut West aus dem Jahr 1870 genutzt. Uraufnahmen und Positionsblätter wurden vom Bayerischen Landesamt für Vermessung und Geoinformation genauso zur Verfügung gestellt wie hochauflösende LiDAR-Daten (Gitterweiten 2 m, 1 m und 0,3 m). Weitere historische Karten zu neuzeitlichen Flusslaufverlagerungen der Isar, zu Amper- und Isarkorrekturen aus der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts und dem Beginn des 20. Jahrhunderts häufig im Maßstab 1:5 000 sowie über historische Hochwassergrenzen wurden dankenswerterweise vom Wasserwirtschaftsamt München (WWA München), teilweise auch vom Vermessungsamt Freising und dem Staatsarchiv München (StAA München) zur Verfügung gestellt.

Massenspektrometrische  $^{14}\text{C}$ -Datierungen von organischem Material wurden durch das AMS  $^{14}\text{C}$ -Labor in Mannheim (Curt-Engelhorn-Zentrum Archäometrie GmbH) durchgeführt. Die ESR-Altersbestimmungen an fossilen Schneckenschalen wäre ohne die Nutzung der ESR-Geräte am Institut für Geographie an der Universität zu Köln nicht möglich gewesen. Dem Kollegen Prof. Dr. Helmut BRÜCKNER und seinem Mitarbeiter im Elektronen-Spin-Resonanz (ESR)-Labor Christoph BUROW sei dafür und für die herzliche Aufnahme im Labor besonders gedankt. Die Gammabestrahlung der Proben führten meine Mitarbeiter Dr. Patrick SCHIELEIN und Roland BEER am Helmholtz-Zentrum in München mittels einer  $^{60}\text{Co}$ -Quelle durch. Massenspektrometrische Bestimmungen (ICP-MS) der Urangelhalte der Schneckenschalen sowie der Uran- und Thorium-Gehalte des umgebenden Sedimentes wurden vom Forschungszentrum Jülich GmbH (Dr. Volker NISCHWITZ) durchgeführt. Die Kaliumgehalte der umgebenden Sedimente stammen vom LfU (RFA-Analyse) und dem Kollegen Prof. Dr. Ludwig ZÖLLER (Universität Bayreuth; AAS-Analyse). Die Artenbestimmungen der Schneckenschalen führte überwiegend Dr. Wolfgang RÄHLE (Staatliches Museum für Naturkunde Stuttgart) durch, wofür Ihm herzlichst gedankt sei. An einigen Schneckenschalen wurde die im Rahmen der ESR-Datierungen notwendigen Quantifizierungen der Schalendicke mit Hilfe einer Mikrometerschraube und durch mehrere Kontrollmessungen in Form von Rasterelektronenaufnahmen bestimmt. Für letztere danke ich ganz besonders dem Bamberger Kollegen Prof. Dr. Rainer DREWELLO (Pro-

fessur für Restaurierungswissenschaft in der Baudenkmalpflege) und seiner Frau Dipl.-Biol. Ursula DREWELLO für die tatkräftigen Hilfen bei Vorbereitung und Durchführung der Rasterelektronenaufnahmen. Die in den datierten Schneckenschalen gespeicherte Paläo-Strahlungsbelastung (Paläodosis) wurde mit Hilfe des Programms „simplex-fit“ (Version 1993) und die ESR-Alter mit dem Programm „ESR-Data V.6“ berechnet. Beide Programme wurden von Rainer Grün geschrieben.

Korngrößenanalysen der Matrix von Bodenhorizonten und Sedimenten wurden mit Hilfe der Pipettmethode nach KÖHN & KÖTTGEN, Kalkgehalte gasvolumetrisch nach SCHEIBLER und Kohlenstoffgehalte kolorimetrisch nach nasser Oxidation mit Kaliumdichromat im Labor der Physischen Geographie an der Universität Bamberg bestimmt.

An dieser Stelle sei dem Kollegen Dr. ERNST KROEMER (LfU) sehr für die hervorragende und tatkräftige Zusammenarbeit gedankt. Einen besonderen Dank gebührt auch den Studenten und Mitarbeitern des Lehrstuhls, darunter dem studentischen Bohrteam, das unter Leitung von Herrn Roland BEER (Laborleiter) zahlreiche Deckschichtensondierungen im Blattgebiet durchgeführt hat. Aber ohne meine Mitarbeiterin Frau Dipl.-Geogr. Silke SCHWIEGER, die in bewährter Weise ihren großen

Sachverstand im GIS- und Grafikbereich eingebracht hat, wäre das Projekt in so kurzer Zeit nicht durchführbar gewesen.

Die Finanzierung erfolgte durch das Bayerische Staatsministerium für Umwelt im Rahmen des Projektes „Flächendeckende geologische Landesaufnahme in der Planungsregion 14 München — Phase 1“. Auch dafür herzlichen Dank.

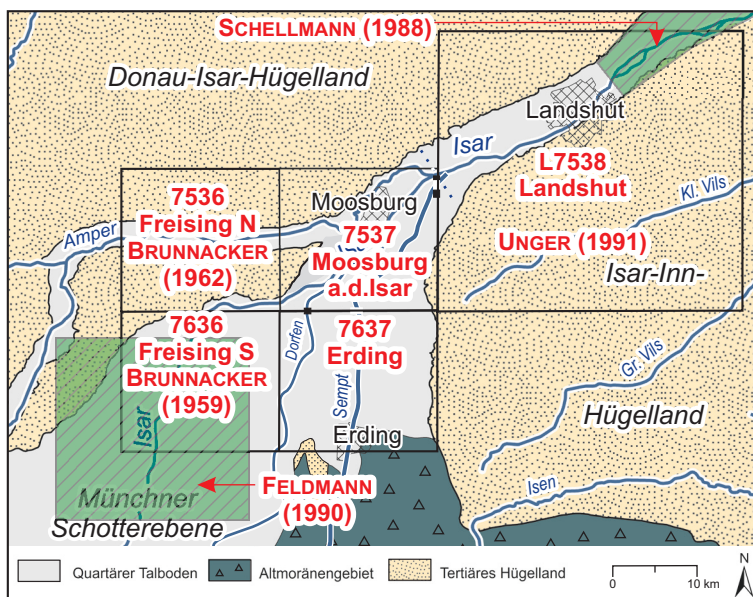


Abb. 1: Übersichtskarte zur Lage des Blattgebiets und in der Umgebung bereits vorliegender geologischer Kartierungen des Isar- und Ampertals.

## 1. Naturräumlicher Überblick

Abb. 1 zeigt die Lage des Gradabteilungsblatt 7537 Moosburg a.d. Isar und die in der Umgebung bereits vorliegenden Kartierungen des Isar- und Ampertals. Dabei handelt es sich um die Kartierungen der Kartenblätter 7636 Freising Süd und 7536 Freising Nord von BRUNNACKER (1959 und 1962) sowie die im Rahmen seiner Dissertation

durchgeführten Kartierungen der Münchener Schotterebene durch FELDMANN (1990). Isarabwärts zählen dazu auch die Kartierung des Isartals von JERZ (in UNGER 1991) im Bereich des Blatts L7538 Landshut sowie die Kartierungen des unteren Isartals unterhalb von Landshut von SCHELLMANN (1988). Das Gradabteilungsblatt 7537 Moosburg liegt nördlich der Moränengebiete alpiner Vorlandgletscher am Nordostrand der Münchener Ebene (Abb. 2), dort wo das mittlere Isartal oder Moosburger Isartal (MICHLER 1994: 114) und das breite Schmelzwassertal der Amper zusammenlaufen. Zur geologischen und geomorphologischen Entstehung der Münchener Ebene sei auf SCHAEFER (1968; ders. 1978) sowie FELDMANN (1991) verwiesen.

Tab. 1: Flächenausdehnung (km<sup>2</sup>) und Flächenanteile (%) der Amper- und Isarterrassen am jungquartären Talboden.

Jungquartärer Talboden - Ampertal	Terrassen	Fläche	Anteil
		[km <sup>2</sup> ]	[%]
Jungholozäne Terrassen		<b>6,66</b>	<b>36</b>
	H7	2,53	14
	H6	1,42	8
	H5	1,51	8
	H4	1,20	7
Mittel- und Altholozäne Terrassen		<b>1,84</b>	<b>10</b>
	H3	1,27	7
	H2	0,52	3
	H1	0,05	0
Niederterrassen		<b>9,01</b>	<b>49</b>
	NT3	1,21	7
	NT2	0,06	0
	NT1	7,74	42
Übergangsterrassen		<b>0,98</b>	<b>5</b>
	ÜT	0,98	5
<i>Gesamtfläche Jungquartär Ampertal</i>		18,50	<b>100</b>
Jungquartärer Talboden - Isartal			
Jungholozäne Terrassen		<b>23,35</b>	<b>32</b>
	H7	12,08	16
	H6	6,55	9
	H5	2,83	4
	H4	1,89	3
Mittel- und Altholozäne Terrassen		<b>0,89</b>	<b>1</b>
	H3	0,49	1
	H2	0,40	1
Niederterrassen		<b>37,50</b>	<b>50</b>
	NT3	36,27	49
	NT2	0,31	0
	NT1	0,92	1
Übergangsterrassen		<b>12,41</b>	<b>17</b>
	ÜT	12,41	17
<i>Gesamtfläche Jungquartär Isartal</i>		74,15	<b>100</b>
Blattgebiet 7537			
Seitentäler der Amper		1,47	<b>1</b>
Seitentäler der Isar		2,09	<b>2</b>
<i>Gesamtfläche Jungquartär Ampertal</i>		18,50	<b>14</b>
<i>Gesamtfläche Jungquartär Isartal</i>		74,15	<b>54</b>
Hochterrassen		9,82	<b>7</b>
Tertiärhügelland		30,98	<b>23</b>
<i>Gesamtfläche TK 7537</i>		137,01	<b>100</b>

Das Blattgebiet hat Anteile an unterschiedlichen Naturräumen. So erstrecken sich zwischen den jungquartären Talböden von Isar und Amper und am Nordrand des Ampertals löß- und sandlößbedeckte Moosburger Hochterrassen (Abb. 2), deren Ältere im Riß-Glazial und deren Jüngere im Riß/Würm-Interglazial entstanden ist. Flächenmäßig nehmen diese kalt- und warmzeitlichen Hochterrassen, deren Verebnungen sich deutlich vom angrenzenden Tertiärhügelland abheben, nur etwa 7% des Kartenblatts ein. Die jungquartären Talböden von Isar und Amper mit ihren Übergangs-, Würm- und Holozänterrassen bedecken fast 70% des Blattgebiets (Tab. 1).

Einige Dezimeter mächtige Deckschichten aus Löß- und Lößlehm oder Sandlöß tragen auch die durch ihre Höhenlage zwischen Talboden und Hochterrassenverebnungen vermittelnden Übergangsterrassen des Früh- bis Mittelwürms, die im Amper- und im Isartal großflächig erhalten sind (Tab. 1).

Innerhalb des von karbonatreichen Kiesen und Auenmergeln geprägten

würmzeitlichen und holozänen Talbodens der Isar beherrschen vermoorte oder anmoorige Flächen des Erdinger Mooses (Abb. 2) mit lokalen Almvorkommen größere Areale der spätwürmzeitlichen Niederterrasse am Südrand des Isartalbodens zwischen Gaden und Moos. Mehrere Flurnamen auf „moos“ wie Viehlasmoos, Trattmoos, Mähmoos- und Viehmooswiesen, Deutmoos, Rothemoos bei Moos weisen auf die

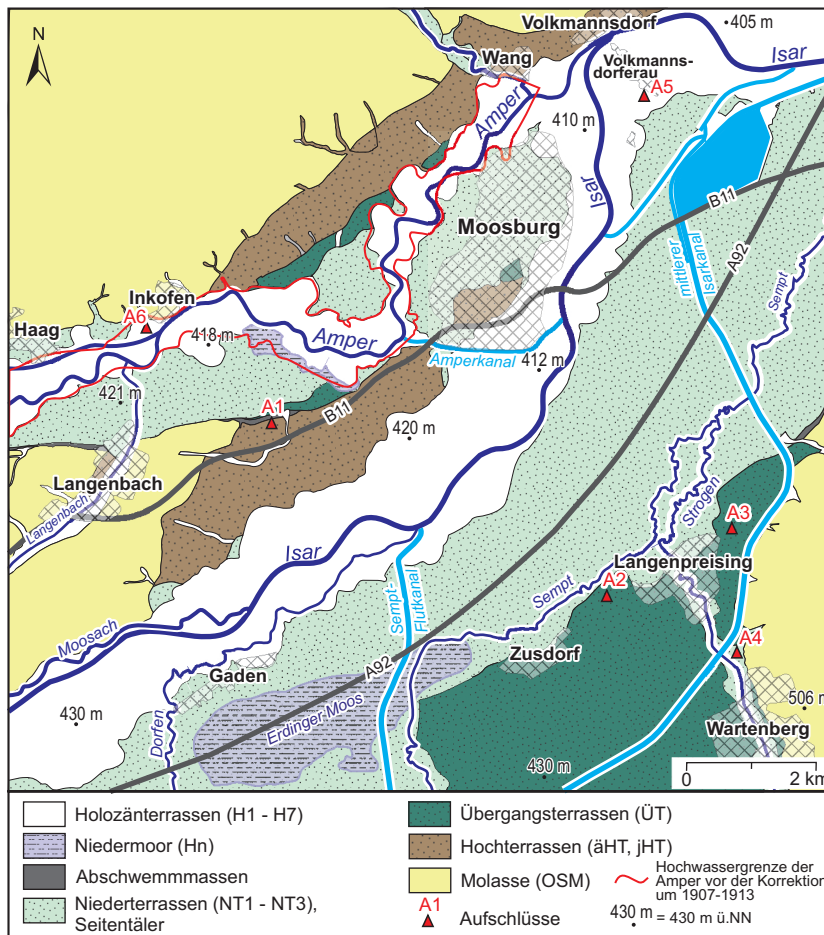


Abb. 2: Übersichtskarte der geologischen Haupteinheiten auf Blatt 7537 Moosburg mit Lage wichtiger Aufschlüsse (A).

Feuchtgebiete Kiesoberflächen und Auelehmdecken verbreitet sind. Zahlreiche, zum Teil wassergefüllte Altarme (Paläomäander) durchziehen die holozänen Amperauen. Sie belegen ehemalige Mäanderverlagerungen, wobei die jüngsten Mäanderbögen im Zuge der neuzeitlichen Flusskorrekturen durchstochen wurden.

Der älteste Naturraum im Blattgebiet ist das häufig ebenfalls von Löss bedeckte und aus Gesteinen der Oberen Süßwassermolasse (OSM) aufgebaute Tertiärhügelland, respektive Niederbayerische Hügelland. Es bildet im Westen, Nordwesten und Südosten die Umrahmung der mittel- und jungquartären Talfluren von Isar und Amper (Abb. 2). Im Westen und Nordwesten wird es auch als Donau-Isar-Hügelland und im Südosten als Isar-Inn-Hügelland (Bild 1) bezeichnet (u.a. MICHLER 1994). Diese Hügelländer besitzen am Blattgebiet einen Flächenanteil von etwa 23% (Tab. 1). Die dort verbreiteten limnisch-fluvialen Ablagerungen der miozänen Oberen Süßwassermolasse (OSM) aus Wechselfolgen von Kies, Sanden (v.a. Flinzsande; enthalten fein

Existenz zumindest früherer Moorflächen in diesen Gebieten hin. Große Areale des Viehlasmoos und Trattmoos sind heute unter Naturschutz gestellt.

Auch im Ampertal tragen die Niederterrassenflächen am Talrand nördlich der Amper bei Haag und südlich der Amper (u.a. Unteres Moos, Inkofer Moos) zwischen Langenbach und Thonstetten ausgedehnte Nieder- und Anmoore, während außerhalb dieser



Bild 1: Blick über die Übergangsterrasse der Isar westlich von Langenpreising, die im Südosten jenseits des Strogen Tal vom Isar – Inn Hügelland begrenzt wird (Photo: G. SCHELLMANN April 2016).

glitzernde Glimmerblättchen = „Flinserl“, MICHLER 1994: 44), Mergeln, Tonen und Schluffen bilden auch sonst im Blattgebiet den Untergrund quartärer Ablagerungen. Stratigraphisch handelt es sich dabei primär um häufig kiesige Ablagerungen der Hangendserie, respektive der Oberen Serie und des Nördlichen Vollschoeters, resp. des Hauptschoeters, resp. der Lithozone 2 *sensu* UNGER (1989; ders. 1991). Die OSM besitzt südöstlich von Moosburg eine Mächtigkeit von etwa 215 m (Basis bei ca. 200 m ü. NN). Darunter folgen weitere Molasseablagerungen bis zum Erreichen von Oberkreidegesteinen in ca. 920 m Tiefe (Kap. 6: Bohrung B1).

Dort, wo am Steilufer zur Isar mergelige und tonige Ablagerungen der OSM ausstreichen, wie am Isarprallhang bei und unterhalb von Hagenham, sind bis heute Hangrutschungen sehr aktiv. Auch am Abfall der jüngeren Hochterrasse zur Amperaue östlich von Inkofen treten kleinräumig Hangrutschungen auf. Quellaustritte belegen hier ebenfalls eine oberhalb der Aue ausstreichende Hochterrassenbasis auf wasserstauenden miozänen Feinsedimenten der OSM.

Eine naturräumliche Besonderheit ist das Langenbacher Tal (Abb. 2). Dieses etwa 300 bis 400 m breite Trockental durchschneidet zwischen Marzling im Isartal (7536 Freising Nord) und Langenbach im Ampertal von SW nach NE verlaufend das Amper-Isar-Hügelland. Nach BRUNNACKER (1962: 8) ist es ein altes, im Tertiärhügelland angelegtes Tal, das bei Marzling durch Seitenerosion der Isar unterschritten wurde, wodurch sein Einzugsgebiet verloren ging. Die höchsten Erhebungen liegen am südöstlichen Blatttrand im Isar-Inn-Hügelland mit über 480 bis 500 m ü. NN. Dort liegt östlich des Burgstalls bei Wartenberg mit 510 m ü. NN auch der höchste Punkt im Blattgebiet. Allerdings ist auch das Donau-Isar-Hügelland im Westen und Norden des

Blattgebiets mit Höhen von fast 500 m ü. NN nur unwesentlich niedriger. Dort sind die Talquerschnitte oft asymmetrisch mit steilen west- und südexponierten Hängen und flach abfallenden ost- und nordostgeneigten Hängen. Letztere besitzen häufig Lößwächten, die während der Kaltzeiten unter periglazialen Klimabedingungen nach Osten vorgebaut wurden, was zur Hangverflachung führte. Die sonnenreicheren Süd- und Westhänge unterlagen dagegen in diesen Zeiten mit Dauerfrostboden bedeutenden gelsolifluidalen Hangabtragungen mit entsprechender Versteilung der Mittel- und Oberhänge.

Den niedrigsten Bereich bilden die holozänen Talauen der Isar mit Geländehöhen von etwa 432 m ü. NN am südwestlichen Kartenrand und 402 m ü. NN am nordöstlichen Blattrand, dort, wo die Isar das Blattgebiet verlässt und wenige Kilometer talabwärts im Raum Landshut in das kastenförmig eingeschnittene Tal der unteren Isar eintritt (Abb. 2).

Auch das annähernd in west-östlicher Richtung verlaufende Ampertal bildet mit einer durchschnittlichen Breite des jungquartären Talbodens von ca. 1,5 bis 2 km eine markante Tiefenzone im Blattgebiet. Es besitzt Höhenlagen von etwa 420 m ü. NN am westlichen Blattrand und 408 m ü. NN im Bereich seiner Ausmündung ins Isartal am Isareck unterhalb von Wang. Damit hat das Ampertal ein Gefälle von etwa 1,1‰, die holozänen Isarauen zwischen Hangenham und Volkmannsdorferau dagegen ein deutlich höheres Gefälle von etwa 1,8‰.

Das gesamte Blattgebiet wird durch die Isar entwässert, die an der Ampermündung einen gemittelten Abfluss von 122 m<sup>3</sup>/s besitzt (BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR LANDESENTWICKLUNG UND UMWELTFRAGEN 1980: Tab. 12.6). Bedeutende Zuflüsse (Abb. 2) sind südlich der Isar die Bäche Dorfen (ohne Abflussdaten), Sempt mit einem mittleren Abfluss (MQ) von 2,3 m<sup>3</sup>/s (Zeitraum 1976 bis 2016) und Strogen (ohne Abflussdaten). Dabei kann die Sempt bei Hochwasser extrem anschwellen und durchaus Abflussmengen von 195 m<sup>3</sup>/s erreichen, wie dies beim Jahrhunderthochwasser vom September 1920 der Fall war (Mittlere Isar AG 1926: 52). Nördlich der Isar sind es die Moosach mit einem MQ von 2,53 m<sup>3</sup>/s (Zeitraum 1990 bis 2012) und die Amper, die am Pegel Inkofen (Zeitraum 1926 bis 2016) einen gemittelten Abfluss von 44,9 m<sup>3</sup>/s besaß.

Hinsichtlich der Wasserführung besitzt die Isar den Abflussgang eines alpinen Flusses mit hohen Abflussspitzen vor allem in den Sommermonaten Mai bis August. Dabei lagen im Zeitraum von 1959 bis 2012 die niedrigsten Abflusswerte am Pegel Freising bei 5 bis 6 m<sup>3</sup>/sec und die höchsten Werte bei 650 bis 1050 m<sup>3</sup>/sec. Die niedrigsten Abflusswerte am unterhalb des Werkkanals der Amper gelegenen Pegel Inkofen lagen im Zeitraum 1926 bis 2012 bei 16 bis 20 m<sup>3</sup>/sec., während bei Hochwasser Abflusswerte von 240 bis 300 m<sup>3</sup>/sec. auftraten. Abflussspitzen treten an der



Bild 2: Begradigter und kanalisierter Isarlauf unterhalb der Brücke nach Oberhummel (Photo: G. SCHELLMANN März 2016).

Amper vor allem in den Sommermonaten Juni bis August auf. Die Abflussdaten stammen vom gewässerkundlichen Dienst Bayern (Internet-Abfrage im Dez. 2016).

Heute ist die im natürlichen Zustand durch Kiesbänke in zahlreiche Flussarme verzweigte Isar vollständig begradigt und mit Hochwasserdämmen kanalartig eingefasst (Bild 2). Diese flussbaulichen Maßnahmen begannen teilweise schon im ausgehenden 19. Jahrhundert. Isaraufwärts oberhalb der Brücke nach Oberhummel war das schon ab dem Jahre 1869 der Fall. Dort war die Begradigung und Lauffestlegung der Isar schon um 1895 weitgehend abgeschlossen (Staatsarchiv München, Akte Wasserwirtschaftsamt 1402/1 und 1402/4 „Isarkorrektion bei Oberhummel im Jahr 1895“).

Weiter isarabwärts fanden die Korrekturen der Isar erst später statt. Zwischen der Brücke von Oberhummel und Moosburg war das vor allem in den Jahren 1910 bis 1919 der Fall (Pläne des Wasserwirtschaftsamt München aus den Jahren 1910 bis 1920; SEIBERT 1962: 16) und unterhalb von Moosburg bis zum Jahr 1928 (HEINDEL 1936: 39, 43). Im Rahmen dieser umfangreichen Flusskorrekturen entstand zwischen 1906 bis 1908 auch das unterhalb von Moosburg gelegene ältere Uppenborn-Kraftwerk (Bauzeit 1928 bis 1930), was flussaufwärts im Raum Moosburg zu einer Erhöhung der Flussbettsohle führte (HEINDEL 1936: 104).

An der mäandrierenden Amper wurde ein erster Mäanderdurchstich im Blattgebiet südlich von Wang wenige Jahre vor 1857 durchgeführt. Er ist bereits in den erstmalig revidierten bayerischen Kataster-Uraufnahmen aus dem Jahr 1857 vorhanden. Die eigentlichen Korrektionsarbeiten fanden aber mit über einem Dutzend Mäanderdurchstichen und Bau von Hochwasserdämmen Anfang des 20. Jahrhunderts zwischen 1907 bis 1913 statt (KÖNIGLICHES STRASSEN- UND FLUSSBAUAMT MÜNCHEN 1914).

Dabei verkürzte man die ursprüngliche Länge der Amper im Blattgebiet um fast 9% von rd. 17 km im Jahr 1811 auf heute 15,5 km. Damit ging eine leichte Erhöhung des Flussgefälles einher von 0,6 bis 0,7‰ auf 0,7 bis 0,9‰ (KÖNIGLICHES STRASSEN- UND FLUSSBAUAMT MÜNCHEN 1914). Zu Zwecken der Energiegewinnung wurde südlich von Haag im Jahr 1923 der Amper-Werkkanal und das Kraftwerk Haag gebaut, in dem bis Inkofen ein Großteil des Amperwassers fließt.

Durch den Bau des 65 km langen Kanals der Mittleren Isar zwischen 1920 und 1930 (u.a. MITTLERE ISAR AG 1926; MITTLERE ISAR AG 1931; HEINDEL 1936: 94ff.; BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR LANDESENTWICKLUNG UND UMWELTFRAGEN 1980: 34) mit vier innerhalb der Kanalstrecke gelegenen Kraftwerken (1925-29) hat die Isar viel Wasser verloren. So liegt heute der Abfluss der Isar an der Abzweigung des Mittleren Isarkanals bei etwa 15 m<sup>3</sup>/s, während bis zu 150 m<sup>3</sup>/s in den Mittleren Isar-Kanal abgeleitet werden (WASSERWIRTSCHAFTSAMT MÜNCHEN, Internet Nov. 2016). Das führte nach HEINDEL (1936) in der Isaraue zwischen Moosach und Moosburg schon wenige Jahre nach Bau des Kanals zu einer Absenkung des Grundwasserspiegels um einige Dezimeter, nach SEIBERT (1962: 17) um fast einen Meter im Jahr 1961.

Der Mittlere Isar-Kanal tritt östlich von Mitterlern am Thenner See ins Blattgebiet ein und mündet auf dem östlichen Nachbarblatt etwa 2,5 km oberhalb von Landshut und unterhalb des jüngeren Uppenborn Kraftwerks II (Baujahr 1951) in die Isar. Letzteres erhält zudem über den Amper-Überleitungskanal zusätzlich noch bis zu 30 m<sup>3</sup>/s Amperwasser (SCHEURMANN 1981: 31).

Weitere bedeutende Kanalbauten sind im Isartal der Strogenkanal, der ein Teil des Wassers der Strogen bei Langenpreising abführt. Strogenkanal und Strogen münden weiter talabwärts in die Sempt. Weiterhin ist der Semptflutkanal zu nennen, der im Zusammenhang mit dem Bau des Mittleren Isarkanals in den Jahren 1922 bis 1924 zum Hochwasserschutz des Isartals gebaut wurde. Er leitet bei einem Sempt-Hochwasser bis zu 140 m<sup>3</sup>/s Wasser (MITTLERE ISAR AG 1926: 54) auf kürzestem Weg nach Norden zur Isar ab.

Großklimatisch liegt das Blattgebiet im Alpenvorland mit seinen häufigen Föhn-Wetterlagen und nach der Klimaklassifikation von KÖPPEN & GEIGER (1961) in einem kühlgemäßigten immerfeuchten Cfb-Klima mit warmen Sommern. Dabei erreichen in Moosburg (445 m ü. NN) die Jahresdurchschnittstemperaturen im Mittel 8,2°C mit mittleren Temperaturmaxima von 17,6°C im wärmsten Monat Juli und mittleren Monatsminima von -2°C im kältesten Monat dem Januar. Die mittlere Jahresschwankung der Temperaturen liegt bei etwa 19,6°C (<http://de.climate-data.org/>, Internet Nov. 2016). Am im Erdinger Moos gelegenen Münchener Flughafen (446 m ü. NN) lagen nach Deutschem Wetterdienst (<http://www.dwd.de>, Internet Nov. 2016) die gemittelten Jahresdurchschnittstemperaturen zwischen 1981 bis 2010 in ähnlicher Höhe bei 8,7°C.

Die mittlere Jahresschwankung der Temperatur erreichte in dieser Zeit vergleichbare Amplituden von im Mittel 19,3°C. Die mittleren Jahresniederschläge erreichten in Moosburg in der Normalperiode zwischen 1981 bis 2010 Summen von etwa 847 mm und am Münchener Flughafen im Erdinger Moos 834 mm. Die niederschlagsreichsten Monate waren an beiden Standorten die Sommermonate Juni, Juli, August mit gemittelten Monatniederschlägen von jeweils um die  $100 \pm 10$  mm pro Monat. In den trockenen Wintermonaten liegen die Niederschläge im Monatmittel oft bei unter 60 mm. Der niederschlagsärmste Monat ist häufig der Februar mit unter 50 mm Monatmittel. Auch diese Temperatur- und Niederschlagsdaten stammen vom Deutschen Wetterdienst (<http://www.dwd.de>, Internet Nov. 2016).

Vor allem im Sommerhalbjahr können lokale Gewitter mit Hagelschlag und Sturmböen große Niederschlagsvariationen hervorrufen. Im Herbst und Winter ist bei Hochdruckwetter und schwachen Ostwindlagen mit bis zu 70 Tagen im Jahr in den Moorgebieten des Erdinger Moores und den Talböden des Isar- und Ampertals Nebel verbreitet (DEUTSCHER WETTERDIENST 2008: 286f.). Im Winterhalbjahr ist in Moosburg an etwa 16 bis 112 Tagen mit Schneebedeckung zu rechnen, wobei die mittlere Andauer einer Schneebedeckung bei etwa 46 Tagen liegt (Untersuchungszeitraum 1951/52 bis 1995/96, Quelle: Arbeitskreis KLIWA. o.J.: Anlage 1). Die vorherrschende Windrichtung ist Südwest, West bis Nordwest.

Bezüglich der Bodennutzung überwiegt auf den löß- und sandlößbedeckten Terrassenflächen der Hoch- und Übergangsterrassen und ihren fruchtbaren Parabraunerden und Braunerden eine ackerbauliche Nutzung. Diese ist auch auf den kiesigen oder von Auelehmen bedeckten Talgrundterrassen des Ampertals und ihren unterschiedlich entwickelten Auenböden (Auenpararendzinen, Auenbraunerden) weit verbreitet. Auf den Spätglazial- und Niederterrassen des Isartals findet man eine ackerbauliche Nutzung vor allem im Bereich der trockeneren Standorte, also außerhalb der dort trotz Grundwasserabsenkung heute noch erhaltenen Niedermoor- und Anmoorgebiete. Letztere verdanken ihre Entstehung geringen Grundwasserflurabständen vor allem im Randsenkenbereich und den zahlreichen ehemaligen Flussrinnen der jüngsten würmzeitlichen Niederterrasse der NT3. Diese Feuchtgebiete tragen heute meist Grünland und wurden erst seit der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts systematisch kultiviert. Die jungen mittelalterlichen bis neuzeitlichen Talauen der Isar und ihre insgesamt wenig entwickelten Auenböden (Auenrohböden, Auenpararendzinen, Auenrendzinen) auf Auenmergeln oder auf Kalkschottern tragen indessen großflächig einen häufig 1 bis 1,5 km breiten Auwald. Ältere holozäne Auenflächen vor allem in der Volkmanndorferau werden dagegen ackerbaulich genutzt. Eine ausführliche Darstellung der Auenvegetation der Isar im Blattgebiet und ihre Beeinflussung durch den Menschen gibt SEIBERT (1962).

Zwischen Haag und oberhalb von Kirchamper bilden die am Talhang oder am Terrassenhang der Hochterrasse zur Amperniederung unter quartären Lockersedimenten oder Amperkiesen anstehenden feinklastischen Tertiärschichten Wasserstauer, die sich am Unterhang in Form von Quellaustritten und Quellnischen bemerkbar machen.

Der Abbau quartärer Kiese und Sande im Blattgebiet konzentriert sich von kleinen Gemeindekiesgruben auf der jüngeren Moosburger Hochterrasse westlich von Moosham und der Übergangsterrasse zwischen Langenpreising und Zustorf abgesehen auf zwei größere Kiesgruben. Eine Kiesgrube baut die Isarschotter der Spätwürmterrasse (NT3) nördlich von Aich ab und eine andere Kiesgrube südlich von Grünseiboldsdorf jungholozäne Isarablagerungen. Beide Kiesgruben besitzen bei hochstehendem Grundwasserspiegel leider kaum stehende Wände und lieferten so keine Informationen über Aufbau und Schichtungsbild der dort abgebauten Isarkiese.

## 2 Erdgeschichte

### 2.1 Quartär

Mit dem Beginn des Quartärs führten extreme Klimaschwankungen zu einem neuen Abschnitt der Landschaftsgeschichte, dem „Eiszeitalter“, das durch eine Vielzahl längerer Kalt- und kürzerer Warmzeiten geprägt ist. Dabei begann der längste Abschnitt des Quartärs, das Pleistozän, vor etwa 2,6 Mio. Jahren und endete mit einer letzten Kaltphase, der Jüngeren Dryas, vor 11.650 Kalenderjahren bzw. 10.000 <sup>14</sup>C-Jahren. Anschließend folgte die heutige Warmzeit, das Holozän, das von alt nach jung in die Vegetationsperioden Präboreal, Boreal, Atlantikum, Subboreal und Subatlantikum untergliedert wird.

In den pleistozänen Eiszeiten waren Alpen und Alpenvorland mehrfach vergletschert, wobei das Blattgebiet zum nördlich gelegenen nicht vergletscherten, aber durch Dauerfrostboden geprägten Periglazialraum gehörte. Spätestens während der Riß-Kaltzeit erreichte der Inn-Gletscher seine größte Ausdehnung im Alpenvorland und erreichte sogar Erding, nur etwa 9 bis 10 km südlich der Blattrandgrenze. Die dort erhaltene Erdinger Altmoräne inklusive der nördlich angrenzenden Erdinger Hochterrasse sind wahrscheinlich Hinterlassenschaften dieses mindestens rißzeitlichen Gletschervorstoßes (siehe auch BRUNNACKER 1965). Auch die älteren Moosburger Hochterrassenkiese bei Oberhummel dürften in dieser Zeit von Schmelzwasserströmen der Isar abgelagert worden sein. Die übrigen jüngeren Hochterrassenflächen im Blattgebiet sind wegen der Funde von im Kies eingelagerten warmzeitlichen Schneckenfaunen erst im Riß/Würm-Interglazial entstanden.

Die Schmelzwässer der alpinen Vorlandvergletscherungen schufen durch intensive Seitenerosion bei gleichzeitiger Tendenz zur Aufhöhung der Flussbettsohle die aus überwiegend würmzeitlichen Schmelzwasserkiesen aufgebaute Münchener Ebene und auch den ungewöhnlich breiten Talboden der Amper. Dort, wo in den Interglazi-

alen durch fluviale Tiefenerosion schmale Flussrinnen in die Talsohle eingeschnitten und mit Kiesen verfüllt wurden, können diese nachfolgend überschottert und dadurch heute im Liegenden jüngerer Ablagerungen als ältere Sockelschotter (Liegendschotter) erhalten sein. Das betrifft einzelne Hochterrassenprofile nordöstlich von München (BRUNNACKER 1965) und ebenso weite Niederterrassenareale in der nördlichen Münchener Ebene, wo ausgeprägte Tiefenrinnen in der tertiären Talsohle auftreten (u.a. FELDMANN 1990: 180 ff., Beilage 1). Zur Erforschungsgeschichte der Münchener Ebene sei auf die ausführliche Darstellung bei FELDMANN (1990: 166ff.; ders. 1991), zur Erforschungsgeschichte der Flussterrassen von Isar und Amper sei auf FELDMANN (1990) und SCHELLMANN (1988) und dort zitierter Literatur verwiesen.

Kaltzeitliche Klimabedingungen hatten zur Folge, dass von wenigen kurzen Auftau-perioden in den kräftigeren Interstadialen abgesehen, Dauerfrostboden vorherrschte. Dadurch konnten Schneeschmelz- und Niederschlagswasser nicht mehr versickern. Deren Abflussrinnen durchziehen heute als abflusslose Dellentälchen die Hochterrassenflächen zwischen Amper- und Isartal und am Nordrand des Ampertales unterhalb von Inkofen. Sie besitzen eigene Sedimentfüllungen, die in der Karte als polygenetische Talfüllungen zusammengefasst sind, da sie verschiedener Herkunft (fluviatil, abluativ, gelisolifluidal, kolluvial) und unterschiedlichen Alters sein können. Schon bei geringer Hangneigung kam es zur Gelisolifluktion und bei sommerlicher Schneeschmelze zu abluationsbedingten Sedimentverlagerungen. An den Mündungen von Dellentälchen und Seitentälern bildeten sich häufiger größere Schwemmkegel und am Außenrand der würmzeitlichen Talböden kam es lokal zur Ablagerung von Abschwemm Massen und Fließerden. Diese Hangfußsedimente prägen heute noch gemeinsam mit jungen Ackerkolluvien den Hangfuß zum Beispiel am Anstieg vom jungquartären Talboden des Ampertals zur jüngeren Moosburger Hochterrasse bei Moosham.

Beides, Gelisolifluktion und Abluation, führten zu saisonal stark erhöhten Sedi-menteinträgen in Amper und Isar, wodurch beide Flüsse in dieser Zeit zu starken Flusslaufverwilderungen („braided river“) neigten. Dies wurde zusätzlich noch dadurch unterstützt, dass infolge des kaltzeitlichen Klimas der Jahresabfluss beider Flüsse insgesamt geringer war als heute und sich in extremer Weise in Form von Gletscher-schmelzwässern auf das späte Frühjahr und den Frühsommer konzentrierte. Extreme jahreszeitliche Abflusskonzentration und hohe Sedimenteinträge führten im Isar- und Ampertal zur Ausbildung ausgedehnter kaltzeitlicher Flussterrassenkörper (Tab. 2) wie die ältere rißzeitliche Moosburger Hochterrasse (äHT), die jüngere Riß/Würm-interglaziale Moosburger Hochterrasse (jHT), eine früh- bis mittelwürmzeitliche Übergangsterrasse (ÜT), eine hochwürmzeitliche Niederterrasse (NT1) sowie zwei post-hochwürmzeitliche Niederterrassen (NT2 und NT3).

Sandstürme, Staubstürme und Staubablagerungen (Löß) sind auch im Blattgebiet ein weiteres Phänomen kaltzeitlicher Morphodynamiken. Zum Teil mehrere Meter mächtige Lößdecken und Sandlöße auf den Moosburger Hochterrassen resultieren ebenso daraus, wie die meist nur wenige Dezimeter mächtigen Löße, Lößlehme und Sandlöße auf den Übergangsterrassen von Amper und Isar. Die häufig hohen Feinsandanteile in diesen äolischen Deckschichten weisen auf die nahe Lage dieser Terrassen zum Auswehungsgebiet hin, dem breiten würmzeitlichen Flussbett von Isar und Amper. Wahrscheinlich spielte bei der Ablagerung der Sandlöße und ihrem hohen Feinsandanteil auch die Lage des Blattgebiets oberhalb der Landshuter Talenge eine Rolle, indem im Würm-Hochglazial ein dadurch ausgelöster Düseneffekt die Windstärke der von Süden und Südwesten wehenden Gletscherwinde (katabatische Fallwinde) zusätzlich verstärkte.

Im Gegensatz zu den Kaltzeiten herrschte in den zwischengeschalteten, relativ kurzen Warmzeiten, wie dem Holozän, fast eine morphodynamische Ruhezeit. Sie wurde ermöglicht durch eine dichte Waldvegetation mit ausgedehnten Vermoorungen auf den Niederterrassen sowie durch die im Vergleich zur Kaltzeit relativ ausgeglichenen ganzjährigen Abflussmengen von Amper und Isar. Bei insgesamt deutlich reduziertem Sedimentaufkommen führte dies dazu, dass spätestens an der Wende Spätglazial/Holozän bei Talgefällen von unter 1‰ Bäche und Flüsse wie die Amper nicht mehr verwilderten, sondern mäandrierten. Bei höherem Tagefalle wie das der Isar verringerte sich zumindest die Anzahl der Flussarme und aus einem verwilderten wurde ein verzweigter Fluss mit einigen doch recht lagestabilen bewaldeten Flussinseln. Die mäandergeformten holozänen Terrassen der Amper und die von einem verzweigten Fluss hinterlassenen Postglazialterrassen der Isar entstanden in unserer holozänen Warmzeit, die jüngere Moosburger Hochterrasse dagegen in der vorletzten Warmzeit, dem Riß/Würm-Interglazial.

Spätestens ab dem mittleren Holozän, dem Neolithikum, hat dann der Mensch mit intensiven Waldrodungen und Ackerbau wieder eine Offenlandschaft geschaffen und nachfolgend zunehmend stärker in den Naturhaushalt eingegriffen. Meliorationen, Torfabbau, Grundwasserabsenkungen und Winderosion führten zum Rückgang der ehemals ausgedehnten Niedermoorflächen nach Mitte des 19. Jahrhunderts. Zahlreiche Staubstürme in den 1930er bis 1960er Jahren (SEPP & STEIN 2006; KARL 1965: 5) waren eine Folge der Trockenlegung dieser Moosflächen. Begräbigungen und Eindeichungen zwangen Isar und Amper in ein künstliches Korsett, dass Flussbettverlagerungen weitgehend beendete. Grundwasserhöhen und Grundwasser-Fließrichtungen wurde zudem durch die Kanalbauten Mittlerer Isarkanal, Semptflutkanal, Strogenkanal, Werkkanal der Amper, Amper-Überleitungskanal stark verändert.

Eine zusammenfassende Betrachtung des Eiszeitalters in Bayern liegt von JERZ (1993) vor. DOPPLER et al. (2011) geben einen detaillierten Einblick in den aktuellen Stand der in dieser Zeit in Bayern entstandenen fluvialen und glazialen Ablagerungen.

### 3. Quartäre Schichtenfolge

Die oberflächennahen geologischen Verhältnisse gewähren Einblick in die Erdgeschichte seit dem jüngeren Tertiär, von der miozänen oberen Süßwassermolasse (vor allem Fluviale und Limnische Süßwasserschichten) bis hin zu den neuzeitlichen Ablagerungen von Amper und Isar. Dabei bestehen etwa 77% der Oberfläche im Blattgebiet (Tab. 1) aus wenige Meter mächtigen quartären Ablagerungen. Jungtertiäre Gesteinsfolgen stehen zwar nur in knapp einem Viertel des Blattgebiets an der Oberfläche oder sehr oberflächennah an, sind aber im Liegenden aller quartären Schichten verbreitet.

Die im Blattgebiet an der Oberfläche auftretenden quartären Einheiten werden nachfolgend in der Reihenfolge der Kartenlegende besprochen.

#### 3.1 Quartär

Die quartären Ablagerungen und Formen im Blattgebiet werden dominiert von den jungquartären Talböden von Amper und Isar, in denen zahlreiche holozäne Postglazialterrassen erhalten sind (Tab. 2). Diese holozänen Flussauen bilden aber meistens nur relativ kleine Terrassenmosaik beiderseits der korrigierten und eingedeichten Flussläufe. Sie werden größtenteils begleitet von ausgedehnten wärmzeitlichen Terrassenfluren, an der

Tab. 2: Stratigraphische Übersicht der im Blattgebiet verbreiteten Flussterrassen von Isar und Amper. In Klammern die Nomenklatur der Isarterrassen von SCHELLMANN (1988) und FELDMANN (1990).

Age (Ka)	International			Bavaria			Isar- und Ampertal
	Marine Isotop Stage	Magnetostr.	System (Str.-Seits)	Stratigraphie		Terrassen	
11,5	1		Holozän	Holozän		Postglazialterrassen	<b>Holozänterrassen (H)</b> H1 - H7
32	2		Upper (Late) Pleistocene	Jungpleistozän	Wü r m	Ober-Wü r m Spät-wü r m	NT3 NT2 NT1 <b>Niederterrassen</b>
70	3		QUATERNARY	Upper (Late) Pleistocene	Jungpleistozän	Mittel-wü r m	ÜT2 <b>Übergangsterrassen</b>
	4					Früh-Mittel-wü r m	
	5a					Übergangsterrassen-schotter	ÜT1
115	5d						<b>Jüngere Moosburger Hochterrasse (jHT)</b>
132	5e					Riß/Wü r m	
	6						<b>Ältere Moosburger Hochterrasse (äHT)</b>
			Middle Pleistocene				
	10		Mittelpleistozän				
	11					Mindel/Riß	
	12		Altpleistozän			Mindel	
						Jüngere Deckerschotter	

Amper häufig beiderseits der Amperauen (Abb. 2), an der Isar vor allem südlich und südöstlich der Isarauen. Die wärmzeitlichen Terrassenflächen bestehen stratigraphisch aus bis zu drei hoch- und spätwärmzeitlichen Niederterrassen sowie einer früh- bis mittelwärmzeitlichen Übergangsterrasse (Tab. 2). Letztere

bildet morphologisch oft den Übergang von den Talgrundterrassen zu den Hochterrassen des Talrandes. Durch ihre Löß- und Sandlößdecke hebt sie sich von den hoch- und spätwürmzeitlichen sowie holozänen Talgrundterrassen zusätzlich ab.

Zwischen Isar- und Ampertal und am Nordostrand des Ampertals (Abb. 2) erstrecken sich außerdem ausgedehnte Hochterrassenfluren, die von ihrer morphologischen Höhenlage und vom Alter her in eine tiefere jüngere Moosburger Hochterrasse (jHT) und in eine höhere ältere Moosburger Hochterrasse (äHT) unterteilt werden können (Abb. 3). Die Bezeichnung „Moosburger“ Hochterrassen wurde hier neu eingeführt, um Vergleiche mit anderen Hochterrassengebieten im bayerischen Alpenvorland wie u.a. die „Erdinger“, „Augsburger“, „Langweider“, „Meringer“, „Dillinger“ oder „Straubinger“ Hochterrasse zu vereinfachen. Zeitlich sind die Flussschotter der jHT im Riß/Würm-Interglazial und die der äHT im Riß-Glazial abgelagert worden (Tab. 2; s.u.).

### 3.1.1 Pleistozän

#### 3.1.1.1 Ältere Moosburger Hochterrasse (äHT)

*Mittelpleistozän (international: Mittelpleistozän), Riß*

Nachdem Ludwig v. AMMON (1894) die Erdinger Hochterrasse im südlich angrenzenden Blattgebiet Erding beschrieben hatte, waren es PENCK & BRÜCKNER (1909: 71), die als Erste die zwischen Ampertal und Münchener Ebene bzw. die von Ober- und Niederhummel bis Moosburg sich erstreckenden lößbedeckten höheren Terrassenfluren als Hochterrassenbildungen einstufen. Das Auftreten von Sandlagen im Kieskörper mit warmzeitlichen Molluskenfaunen u.a. in Form der *Fagotia acicularis* FÉRUSAC (NATHAN 1953; BRUNNACKER & BRUNNACKER 1962; BRUNNACKER 1965; ders. 1966; KOVANDA 2006) führte auch zur Bezeichnung „Fagotien-Schotter südwestlich von Moosburg“ (NATHAN 1953; BRUNNACKER 1966). Dieser entspricht hier der jüngeren Moosburger Hochterrasse (jHT).

Die ältere Moosburger Hochterrasse (äHT) ist nur im westlichen Areal des zwischen Amper- und Isartal gelegenen Moosburger Hochterrassenspornes erhalten (Abb. 3). Sie erstreckt sich dort in etwa 439 bis 441 m Höhe ü. NN (ca. 15 bis 16 m ü. Isaraue) als bis zu 1 km breite Terrassenfläche entlang des Anstiegs zum Niederbayerischen Hügelland im Westen und Nordwesten. Im Osten grenzt sie an die jHT, deren Oberfläche westlich von Grünseiboldsdorf mit 433 bis 435 m ü. NN (ca. 12 bis 14 m ü. Isaraue) ihre maximale Höhenlage erreicht. Zwischen Windham und Oberhummel besitzt die äHT einen 19 bzw. 10 m hohen Steilabfall zum angrenzenden spätwürmzeitlichen und holozänen Isartalboden (Bild 3) und im Nordosten in der Flur „Moosacker“ einen ähnlich hohen Steilabfall zum hochwürmzeitlichen Talboden des Ampertals (Bild 4).

Die äHT ist häufig von über 4 m mächtigen Lößdeckschichten bedeckt. BRUNNACKER (1966: Abb. 5) beschreibt von der heute völlig eingeebneten Kiesgrube von

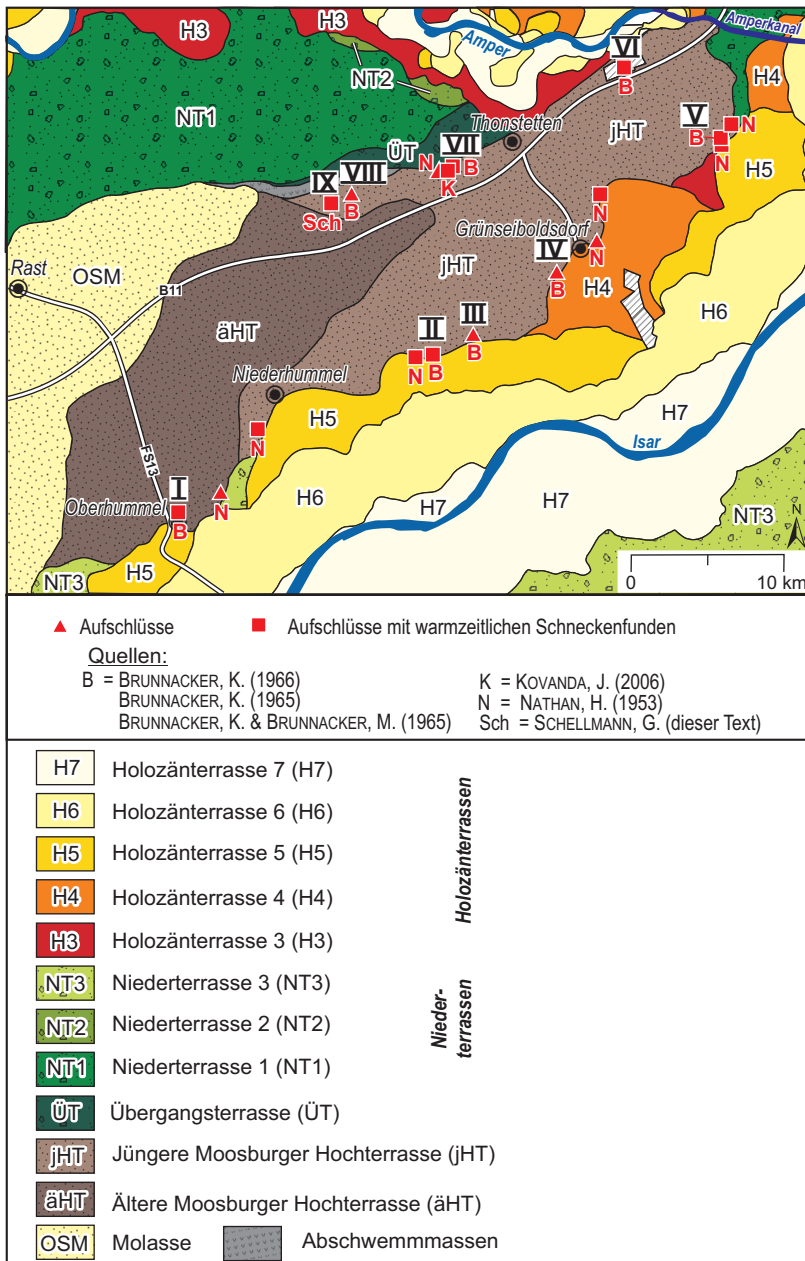


Abb. 3: Übersichtskarte mit Lage aktueller und ehemaliger Aufschlüsse und Fossilfundpunkte im Bereich der zwischen Amper- und Isartal erhaltenen Moosburger Hochterrassen.

Aktuell sind die horizontal geschichteten, Go-streifigen und teilweise sehr steinreichen Hochterrassenkiese hinter Gebäuden am Steilufer zwischen Windham und Oberhummel einsehbar (Bild 5).

In einem Hangaufschluss am südöstlichen Ortsrand von Windham liegt die Kiesoberkante bei etwa 430 m ü. NN, was als Mindesthöhe anzusehen ist. Über die Tiefenlage der Kiesbasis liegen wenige Informationen vor. Da am Hangfuß keine Quellaustritte bzw. auch keine Rutschungen auftreten, was bei einem Ausstreichen der OSM in diesem Raum im Hang üblich ist, ist davon auszugehen, dass die Hochterrassenkiese etwa bis ins Niveau der Isaraue bei etwa 426 m ü. NN hinabreichen.

Oberhummel 4,9 m mächtige feinklastische Decksedimente aus mehreren Lößgliedern und begrabenen periglazialen Gleyböden. Zwischen Kies und Lößdeckschichten waren nach BRUNNACKER (1966) ein frühwürmzeitlicher Auenmergel und ein Riß/Würm-interglazialer Auenboden eingeschaltet.

**Mächtigkeit:** Nach Aufschlussbeobachtungen von BRUNNACKER (1965; ders. 1966: 219f., Abb. 5) ist der ältere Hochterrassenschotter bei Oberhummel etwa 5 m mächtig. Er trägt eine fast 5 m mächtige feinklastische Deckschicht aus Löß, Auenmergel und Auelehm (Abb. 3: Auf-



Bild 3: Steilabfall der älteren Moosburger Hochterrasse (äHT) zum Isartal zwischen Windham (Häuser links) und Oberhummel (Häuser rechts). Blick nach NNE. Pfeil markiert Hausaufschluss mit Kieskörper der äHT in Bild 5 (Photo: G. SCHELLMANN März 2016).



Bild 4: Steilabfall der älteren Moosburger Hochterrasse (äHT) zum Ampertal westlich von Moosham. Blick nach Norden Richtung Kirchamper (Photo: G. SCHELLMANN Sept. 2015).

NATHAN (1953: 316) berichtet, dass am östlichen Ortsrand von Oberhummel noch 2 m kleinkalibrige Quarzschotter der OSM aufgeschlossen waren, bevor darüber 3 bis 4 m mächtige, Sandlinsen führende Kalkschotter folgten. Insofern ist davon auszugehen, dass die Kiesbasis der äHT oberhalb des Grundwasserspiegels etwa in Höhenlage des Isartalbodens liegt.

**Lithologie und Fazies:** Hangaufschlüsse am Steilufer zwischen Windham und Oberhummel zeigen einen horizontal geschichteten grobkiesigen, zum Teil zahlreiche



Bild 5: Horizontal geschichteter kalkalpiner Isarschotter der älteren Moosburger Hochterrasse (äHT) in einem Hausaufschluss am westlichen Ortsausgang von Oberhummel nach Windham. Zur Lage des Hausaufschlusses siehe auch Bild 3 (Photo: G. SCHELLMANN Okt. 2016).

Steine führenden Schotterkörper mit starker Dominanz kalkalpiner Gerölle, ähnlich dem heutigen Isarschotter. In der ehemaligen Kiesgrube von Oberhummel führte der Hochterrassenschotter nach BRUNNACKER (1965) an der Basis bis 0,5 m mächtige Nagelfluhschollen. Während die liegenden Schotter hohe Anteile von Molassekiesen führten, waren dort die hangenden 3 m mächtigen Kiese durch Verwitterung an Kalken und Dolomiten verarmt („Restschotterspektrum“, BRUNNACKER 1965). Der  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt in der Fraktion  $<2$  mm erreichte nach BRUNNACKER (1965: Beilage 1) etwa 55%.

**Alter und Fossilführung:** In der ehemaligen Kiesgrube von Oberhummel (Abb. 3: Aufschluss I) konnte BRUNNACKER (1966: 219) anders als in mehreren Kiesgruben im Bereich der jHT keine Mollusken-schalen finden. Eine Bildung in der Riß-Kaltzeit ist sehr wahrscheinlich durch das bisherige Fehlen warmzeitlicher Mol-

luskenfunde, durch die Überdeckung mit würmzeitlichem Löß mit interglazialer Bodenbildung auf den Terrassenkiesen im Liegenden (Bild 6; BRUNNACKER 1966) und durch die morphostratigraphische Position nämlich älter als die im Riß/Würm-Interglazial entstandene jüngere Moosburger Hochterrasse.

**Aufschlüsse:** Während der Blattaufnahme existierten vorübergehende Hangaufschlüsse an der Straße von Oberhummel nach Windham (Bild 5) sowie ein kurzzeitiger Bauaufschluss in Oberhummel (Bild 6).

### 3.2.1.2 Jüngere Moosburger Hochterrasse (jHT)

*Mittelpleistozän (international: Mittelpleistozän), Riß/Würm-Interglazial*

Terrassenflächen der jüngeren Moosburger Hochterrasse (jHT) erstrecken sich in den zentralen und westlichen Arealen des Hochterrassensporns zwischen Amper- und Isartal (Abb. 3). Auch die Gebiete westlich der Altstadt von Moosburg sowie die am nordwestlichen Talrand des Ampertals zwischen Kirchampfer und Wang erhaltene Hochterrassenleiste sind von der Höhenlage ihrer Oberflächen jüngere Hochterrassen. Allerdings fehlt von dort bisher der Nachweis warmzeitlicher Schneckenfaunen in den



Bild 6: Rötlichbrauner Btv-Horizont einer interglazialen Parabraunerdebildung am Top des Kieskörpers der älteren Moosburger Hochterrasse (äHT) in einem Bauaufschluss östlich der Kirche von Oberhummel. Nach oben folgen würmzeitliche Fließerdren und Lößdeckschichten (Photo: G. SCHELLMANN Okt. 2016).

Hochterrassenkiesen, so dass eine kaltzeitliche Genese im jüngeren Riß nicht ausgeschlossen ist.

Die zwischen Amper- und Isartal erhaltene jHT wird im Westen von der deutlich höheren älteren Moosburger Hochterrasse in 439 bis 441 m ü. NN (15 bis 16 m ü. Isaraue) begrenzt. Von den angrenzenden Terrassenfluren des würmzeitlichen und holozänen Talbodens von Isar und Amper trennt sie eine markante Steilstufe (Bild 7). Dabei besitzt die jHT in diesem Raum zwei unterschiedliche Niveaus. Die höhere Ter-



Bild 7: Terrassenhang der jHT am Außenrand der römische Talau der Isar südlich von Grünseiboldsdorf (Photo: G. SCHELLMANN Okt. 2015).

rassenfläche in ca. 434 m Höhe ü. NN (13 bis 14 m ü. Isaraue) erstreckt sich zwischen Niederhummel und Grünseiboldsdorf. Nach Osten folgt dann zwischen Moosham, Grünseiboldsdorf Nord und Oberreit eine tiefer gelegene jHT in ca. 428 bis 431 m ü. NN (10 bis 11 m ü. Isaraue). Dieser Höhenunterschied ist wahrscheinlich vor allem ein Ergebnis unterschiedlicher Deckschichtenmächtigkeiten auf den liegenden Hochterrassenkiesen.

**Mächtigkeit:** Nach BRUNNACKER (1966), der Übersichtsbodenkarte 1:25000 Blatt 7537 Moosburg (LfU 2013) sowie der Bodenschätzungs-Übersichtskarte von Bayern 1:25000 Blatt 7537 Moosburg a.d. Isar (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1985) tragen die Hochterrassenschotter im Blattgebiet unterschiedliche Deckschichten. Während die jHT im Raum westlich und nördlich von Grünseiboldsdorf und die jHT am nördlichen Rand des Ampertales mehrere Meter mächtige Lößdeckschichten haben, besitzen die tieferen jHT-Areale zwischen Moosham, Grünseiboldsdorf Ost und Oberreit meist nur etwa 1 bis 2 m mächtige Deckschichten aus Sandlöß und lehmigen Sanden (BRUNNACKER 1966: Abb. 2; Kap. 6: Bohrung B3). So durchteuften eigene Sondierungen südlich der B11 bei Oberreit mehr als 1 m mächtige, von einer Braunerde überprägte gelbbraune und lehmige Feinsande, ohne den liegenden Kieskörper der jHT zu erreichen. Auf der höheren jHT im Raum Niederhummel erreichen die Lößdeckschichten Mächtigkeiten von bis zu 4,5 m (Kap. 6: Bohrung B2).

Hochflutlehme mit interglazialer Parabraunerde, begraben unter einer Deckschicht aus lehmigen Sand, waren nach BRUNNACKER (1966) im Bereich der jHT in der ehemaligen Kiesgrube westlich des Bauernhofs „Weigl hinterm Holz“ einsehbar. Aktuell sind in der Gemeindokiesgrube auf der jHT westlich von Moosham (Abb. 3: Lokalität IX; Kap. 5: Aufschluss A1) intensiv kryoturbar verstellte rotbraune Bt-Horizonte einer interglazialen Schotterparabraunerde aufgeschlossen (Bild 8).

Die jHT-Flächen westlich der Altstadt von Moosburg und am Nordrand des Ampertals zwischen Kirchamper und Wang tragen ebenfalls mehrere Meter mächtige Lößdeckschichten, wobei genauere Informationen über deren Mächtigkeit bisher nicht vorliegen. Eigene Sondierungen auf der jHT nordwestlich von Kirchamper durchteuften 3 m mächtige Lößdeckschichten ohne den Terrassenschotter zu erreichen (Kap. 6: Bohrung B4). An der Basis der Lößdeckschichten sind manchmal (alte Kiesgruben Thonstetten-Moosham, Thonstetten, Weigl hinterm Holz) fossile interglaziale Bodenhorizonte erhalten in Form von roten Parabaunerden, die in Kesseln und Trichtern noch einige Dezimeter in die liegenden Hochterrassenschotter hineingreifen (NATHAN 1953; BRUNNACKER 1965; ders. 1966; KOVANDA 2006: 9f.).

Der jHT-Kieskörper ist meist 5 bis 7 m mächtig (Kap. 6: Bohrung B3), wobei seine Basis in etwa im Bereich oder 1 bis 2 m über der Oberfläche der angrenzenden Talböden von Isar und Amper ausstreicht (BRUNNACKER 1965; ders. 1966; NATHAN 1953).

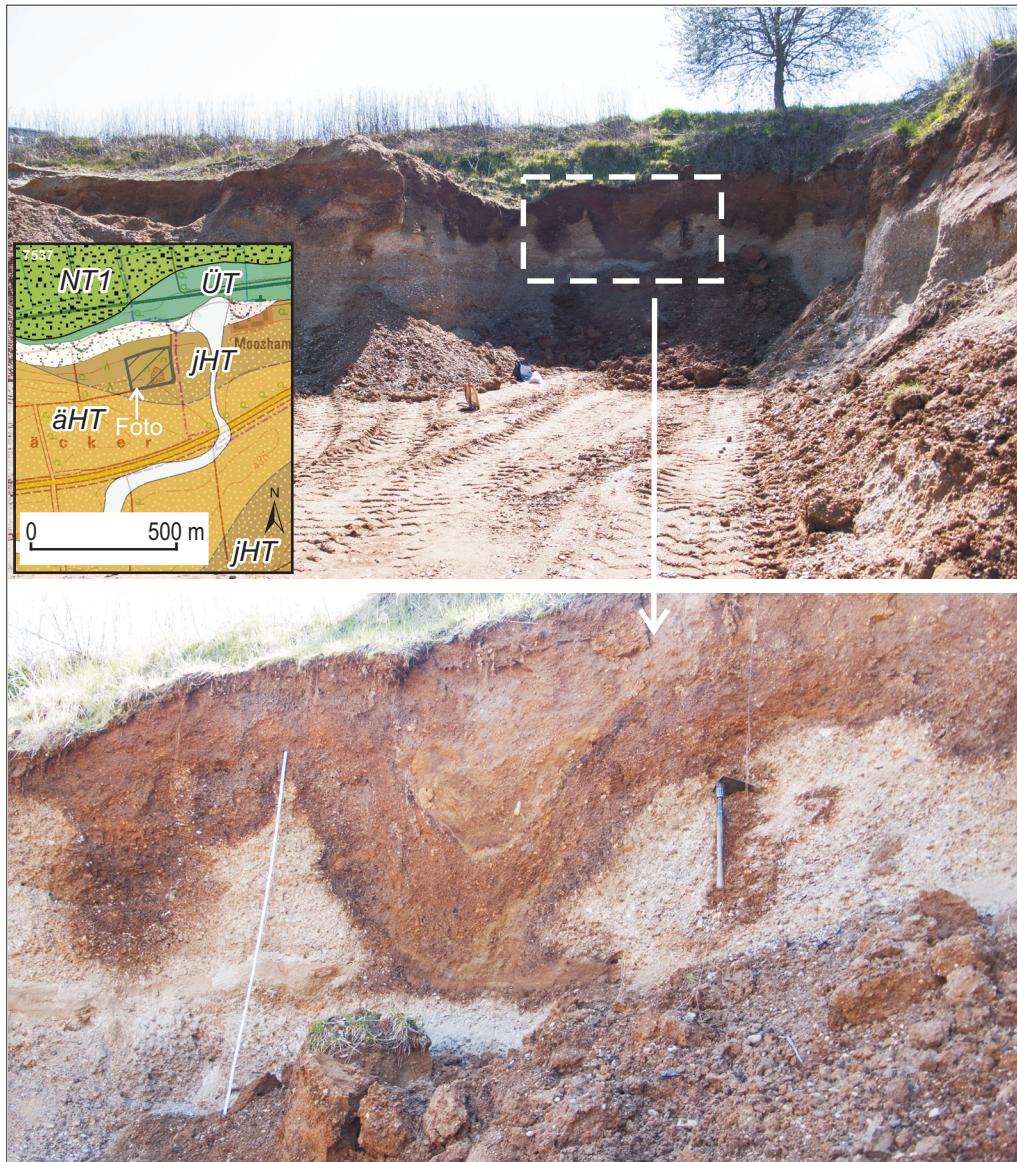


Bild 8: Kryoturbat verstellter Bt-Horizont einer interglazialen Schotterparabraunerde in der Gemeindekiesgrube westlich von Moosham (Kap. 5: Aufschluß A1, siehe Abb. 4). Die hangenden etwa 1,5 m mächtigen feinklastischen Deckschichten sind abgeschoben. Der horizontal geschichtete Kieskörper führt zahlreiche alpine Kalke, Quarze, Sandsteine, wenige kristalline Gerölle (u.a. Gneise, Granite) und keine Radiolarite (Photo: G. SCHELLMANN April 2015; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

**Lithologie und Fazies:** Bei Niederhummel besitzt der etwa 7 m mächtige jüngere Hochterrassenschotter nach BRUNNACKER (1965: 352) einen 2 m mächtigen Liegendschotter aus umgelagerten Tertiärkiesen. Darüber folgen sehr kalkreiche Schotter mit warmzeitlichen Molluskenfaunen. Nach NATHAN (1953: 319) treten in den obersten 4 m der hier anstehenden Hochterrassenkiesen Sandlinsen auf, die eine warmzeitliche *Fagotia*-Fauna führen.

Die Kalkgehalte erreichen in der Fraktion <2 mm ebenfalls um die 55% (BRUNNACKER 1965: Beilage 1). Der ca. 5,5 m mächtige jHT-Kieskörper bei Thonstetten hat nach BRUNNACKER (1965: Abb. 1) im Liegenden eine etwa 1,5 m mächtige Amperfazies, die

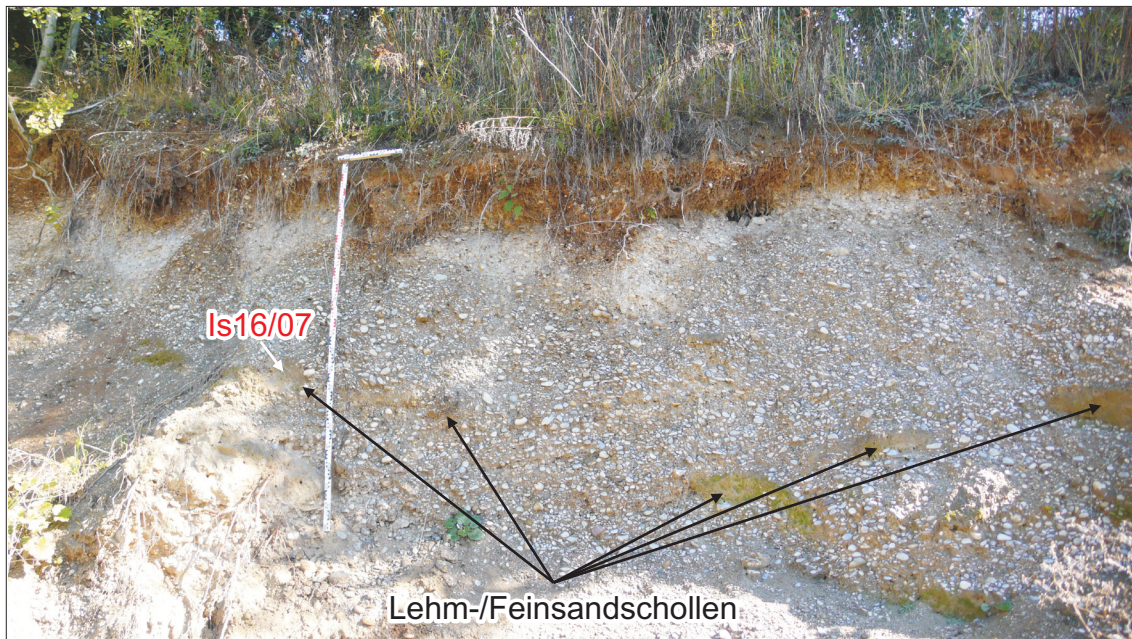


Bild 9: Feinsandige Lehm- und lehmige Feinsandschollen, die im gefrorenen Zustand in den Kieskörper der Jüngerer Hochterrasse (jHT) westlich von Moosham (Kap. 5: Aufschluss A1, siehe Abb. 4) eingebettet wurden (Photo: G. SCHELLMANN Okt. 2016). Die mit einem Pfeil markierte Sedimentscholle führte warmzeitliche Schneckenschalen (siehe Text).

von einer kalkschotterreichen Isarfazies überlagert wird. An der Basis konnten BRUNNACKER & BRUNNACKER (1962) ein 0,3 m mächtiges Feinsediment mit warmzeitlicher Molluskenfauna nachweisen (s.u.).

Von der ehemaligen Kiesgrube „Weigl hinterm Holz“ (Abb. 3: Lokalität V) beschreibt NATHAN (1953: 321) einen etwa 6 m mächtigen, warmzeitliche Schneckenschalen (u.a. *Fagotia*) führenden Kalkschotter, der nach oben durch einen 0,4 bis 1,10 m mächtigen Roterdehorizont (Bt-Horizont einer warmzeitlichen Parabraunerde, BRUNNACKER 1966: Abb. 2) mit etwa 1 m mächtigem aufliegenden Sand abgeschlossen wird.

In der bereits erwähnten Gemeindekiesgrube westlich von Moosham (Abb. 3: Lokalität IX; Kap. 5: Aufschluss A1) besitzt der horizontal geschichtete Kieskörper der jHT zahlreiche alpine Kalke, Quarze, Sandsteine, wenige kristalline Gerölle (u.a. Gneise, Granite) und keine Radiolarite. Im nordöstlichen Grubenareal sind einzelne Sandlinsen und mehrere Sedimentschollen aus lehmigen Feinsanden und feinsandigen Lehmschollen eingelagert (Bild 9).

**Fossilführung:** Im Bereich der jüngeren Hochterrasse südwestlich von Moosburg wurden in den vergangenen Jahren in mehreren Kiesgruben warmzeitliche Molluskenschalen gefunden. Sie waren im Schotterkörper in Sandlinsen oder in Lehmschollen eingebettet. Dabei belegen die Sandlinsenfunde, dass die sehr zerbrechlichen Molluskenschalen *in situ* anstehen und nicht umgelagert sind. Aus folgenden, inzwischen meist aufgelassenen, rekultivierten oder verfüllten Kiesgruben liegen Funde warmzeitlicher Molluskenschalen vor (Abb. 3).

1. Niederhummel (Abb. 3: Aufschlüsse II, III): 4 m mächtiger Kalkschotter mit mehreren, die *Fagotia*-Fauna führende Sandlinsen (NATHAN 1953; BRUNNACKER 1965). Darunter lagerte ein ca. 1,5 m mächtiger Liegendschotter, in der eine warmzeitliche Mollusken führende Lehmscholle eingelagert war (BRUNNACKER 1965: 352).
2. Grüneiboldsdorf (Abb. 3: Aufschluss IV): 2,5 m Isarschotter darüber 2,5 m Restschotter mit nicht bestimmbareren Molluskenschill (BRUNNACKER 1965: 352) bzw. lediglich Wasserarten ohne *Fagotia* (KOVANDA 2006: 8).
3. Ksg. „Weigl hinterm Holz“ (Abb. 3: Aufschluss V): 6 m mächtiger, an Kalken und Dolomiten verarmter Schotter mit *Fagotia*-Fauna in den obersten Lagen des Schotterers sowie in Sandlinsen in 4 m Tiefe unter Schotteroberkante (NATHAN 1953: 321f.; BRUNNACKER 1965: 352; ders. 1966: 216f.). *Fagotia*-Fauna trat ebenfalls in Sanden auf den Kalkschottern auf und unter der interglazialen roten Parabraunerde („Roterdehorizont“ *sensu* NATHAN 1953) sowie in Sandlinsen in 4 und 4,8 m unter der Kiesoberkante (KOVANDA 2006: 8).
4. Oberreith (Abb. 3: Aufschluss VI): 2 m mächtiger, an Kalken und Dolomiten verarmter Restschotter mit *Fagotia acicularis*, darunter noch 3 m Isarschotter (BRUNNACKER 1965: 352; NATHAN 1953: 323).
5. Thonstetten (Abb. 3: Aufschluss VII): Sandlage an der Basis des unteren Hochterrassenschotterers mit interglazialer Molluskenfauna (BRUNNACKER 1965; BRUNNACKER & BRUNNACKER 1962).
6. Thonstetten-Moosham West (Abb. 3: Aufschluss VIII): Spärliche interglaziale Molluskenfauna aus Feinsediment (BRUNNACKER 1962: 350f.) bzw. reich entwickelte interglaziale Molluskenfauna mit *Fagotia articularis* aus Molluskenschalen führenden Sandlagen in 1,4 m und 3,5 m unter Kiesoberkante (KOVANDA 2006: 11).
7. Moosham West (Abb. 3: Aufschluss IX): in der aktuell im Abbau befindlichen Gemeindeg Kiesgrube konnten Molluskenschalen aus bisher insgesamt drei feinsandigen Lehmschollen bzw. lehmigen Feinsandschollen zwischen 2 bis 2,5 m Tiefe unter Kiesoberkante geborgen werden (Bild 9, Abb. 4; Kap. 5: Aufschluss A1). Nach schriftlichen Mitteilungen von RÄHLE (Okt. 2016 und März 2017, Staatliches Museum für Naturkunde Stuttgart) handelt es sich bei allen drei beprobten feinsandigen Lehmschollen bzw. lehmigen Feinsandschollen um eine warmzeitlich interglaziale Fauna, die in ihrer Zusammensetzung der bisher bekannten Artenzusammensetzung des sog. „Fagotien-Schotterers“ von NATHAN (1953) sehr ähnelt. Insgesamt wurden nach RÄHLE folgende Arten gefunden: zahlreich *Aegopinella cf. nitens* (Bild 10), zahlreich *Arianta arbustorum*, *Cepaea spec.*, *Trochulus villosus*, *Vitrea crystallina*, *Vitrinobrachium breve*, zahlreich *Cochlicopa lubrica*, zahlreich *Nesovitrea hammonis*, *Nesovitrea petronella*, zahlreich *Succinella oblonga*, zahlreich *Trochulus hispidus*, *Vallonia costata*, *Galba truncatula*, häufig *Oxyloma elegans*. Dabei war das Artenspektrum der beiden, an Schneckenschalen reichen Lehmschollen Is16/07

und Is17/1b nahezu identisch. Nach RÄHLE (schr. Mitt. März 2017) bestehen aus malakozoologischer Sicht keine Einwände gegen die Ansprache der Lehm- bzw. Feinsandschollen als Auensedimente.

Eine ausführliche Zusammenstellung der Fundstellen von interglazialen Molluskenschalen im Kieskörper der jüngeren Moosburger Hochterrasse bzw. im Fagotien-Schotter gibt KOVANDA (2006). Danach wurden abgesehen von der neuen Fundstelle westlich von Moosham bisher insgesamt 70 fossile Molluskenarten geborgen. Darunter waren sowohl interglaziale Wasserarten wie die *Fagotia acicularis* als auch verschiedene interglaziale terrestrische Arten. KOVANDA (2006: 12) geht davon aus, dass die *Fagotia*-Fauna aus einem einzigen Interglazial stammt.

**Alter:** KOVANDA (2006) postuliert wegen der roten Bodenentwicklung („Roterde“) auf den Schottern und wegen des meist höheren pleistozänen Alters von *Fagotia*-Faunen in Deutschland für den jüngeren Hochterrassenschotter ein Alter von älter als Mindel-



Bild 10: Schneckenschalen der warmzeitlichen Gattung *Aegopinella cf. nitens* (schriftl. Mitt. W. RÄHLE Okt. 2016) aus einer feinsandigen Lehmscholle, eingelagert im Jüngeren Moosburger Hochterrassenschotter westlich von Moosham (Kap. 5: Aufschluss A1, siehe Abb. 4).

und Ba56 aus der Lehmscholle Is17/1b ebenfalls letztinterglaziale Alter von  $127 \pm 14$  ka bzw.  $115 \pm 14$  ka erzielten.

Bei der Probe Ba43 wurde ein Gemisch aus Schneckenschalen der Gattung *Aegopinella cf. nitens*, *Arianta arbustorum*, *Succinella oblonga* und *Trochulus hispidus*, bei der Probe Ba56 ein Gemisch aus Schneckenschalen der Gattung *Aegopinella nitens* und *Trochulus hispidus*, und bei der Probe Ba55 wurden mehrere Schalen der Gattung *Arianta arbustorum* verwendet. Nur so konnte das für eine ESR-Datierung notwendige Schalenmaterial erhalten werden.

Glazial. Die morphostratigraphische Position und die wärmzeitlichen Deckschichten über nur einem fossilen wärmzeitlichen Boden weist dagegen auf eine Bildung im Riß/Würm-Interglazial, wie dies zuvor schon von allen anderen Bearbeitern (NATHAN 1953; BRUNNACKER & BRUNNACKER 1962; BRUNNACKER 1966; Jerz 1993) vorgenommen wurde.

Das bestätigen auch die ESR-Datierungen an wärmzeitlichen Schneckenschalen (z.B. Bild 10) aus zwei verschiedenen feinsandigen Lehmschollen (Abb. 4: Scholle Is16/7 und Scholle Is17/1b) in der Gemeindekiesgrube westlich von Moosham mit letztinterglazialen Altern. Die Probe Ba43 aus der Lehmscholle Is16/7 (Abb. 4; Tab. 3) ergab ein letztinterglaziales (MIS 5e) ESR-Alter von  $130 \pm 16$  ka, während die beiden Proben Ba55

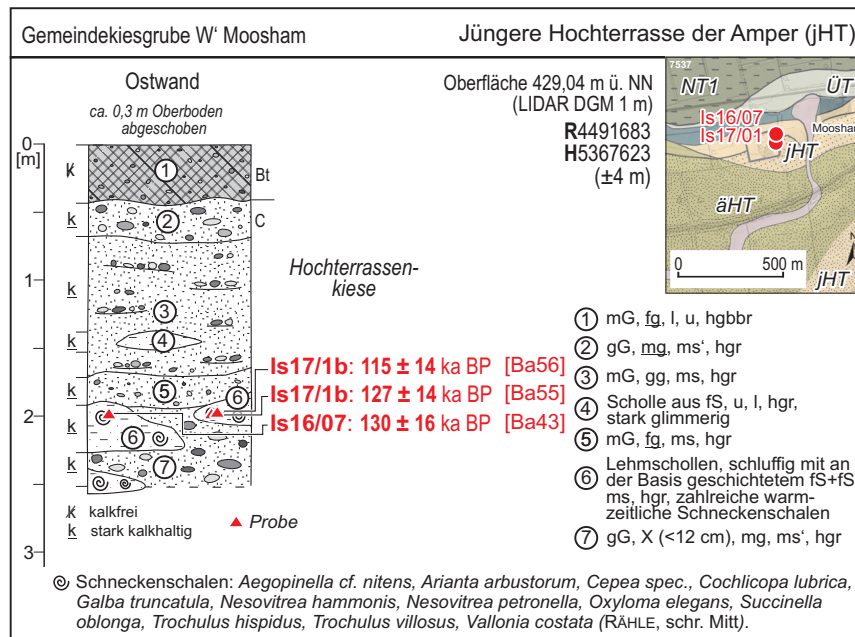


Abb. 4: Ein Aufschlussprofil mit ESR-Alter wärmzeitlicher Schnecken-  
schalen im Kieskörper der Jüngeren Moosburger Hochterrasse  
westlich von Moosham (Kap. 5: Aufschluss A1; Kartengrundlage:  
Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung  
2016).

Zur Berechnung der gespeicherten Strahlungsdosis ( $D_E$ ) mittels einer additiven Dosis-Wirkungskurve wurden 20 Aliquots zu je 0,03 g Einwaage hergestellt und mit einer  $^{60}\text{Co}$ -Quelle am Helmholtz Zentrum in München mit verschiedenen Bestrahlungsschritten bis maximal 563 Gy bzw. 544 Gy gamma-bestrahlt. Bei diesen und allen weiteren in diesem Text genannten ESR-Altern wurde die Paläodosistrategie auf der Basis massenspektrometrischer Bestimmungen (zum Teil Doppelbestimmungen) der Uran-gehalte in den Schnecken-  
schalen sowie über die Uran-, Thorium- und Kaliumgehalte ((Königswasseraufschluss; Uran (U) und Thorium (Th) durch Massenspektrometrie, Kalium (K) durch Atomabsorptionsspektroskopie (AAS) bzw. Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)) im umgebenden Sediment berechnet. Die Dicke der Schnecken-  
schalen wurde mit Hilfe einer Mikrometerschraube (Auflösung 10  $\mu\text{m}$  und Eichung der Mes-  
sungen an rasterelektronenmikroskopischen Aufnahmen) und der Wassergehalt des umgebenden Sediments mit einer Bodenfeuchtesonde im Gelände gemessen.

Bei der Berechnung der ESR-Alter wurde von einer frühen U-Aufnahme der Schnecken-  
schale ausgegangen, wie dies bei vielen Molluskenschalen der Fall ist (SCHELLMANN et al. 2008). Da zudem die U-Gehalte der datierten Schnecken-  
schalen unter 0,5 ppm liegen, sind keine Altersunterschiede auch bei Berechnung des ESR-  
Alters unter Annahme einer allmählichen linearen U-Aufnahme vorhanden.

**Aufschlüsse:** Aufschluss A1 Gemeindekiesgrube westlich von Moosham (Bild 8 bis  
Bild 10, Abb. 5; Kap. 5: A1), R: 44 91 683, H: 53 67 623.

Tab. 3: Übersicht zu den ESR Datierungen an Schneckenschalen aus drei Lehmschollen im Kieskörper der Jüngerer Moosburger Hochterrasse sowie den Lößdeckschichten auf der ÜT westlich von Langenpreising und westlich von Stauffendorf (Isarmündung).

Sample No	Ba32	Ba33	Ba43	Ba55	Ba56
Locality	Is16/4	Is16/5	Is16/7	Is17/1b	Is17/1b
Stratigraphy	ÜT	ÜT	jHT	jHT	jHT
Species	<i>Succinea putris</i>	<i>Trochulus sp.</i>	<i>Arianta arbustorum</i>	<i>Arianta arbustorum</i>	<i>Aegopinella nitens</i>
	<i>Succinea oblonga</i>	<i>Succinea putris</i>	<i>Aegopinella cf. nitens</i>		<i>Trochulus hispidus</i>
		<i>Stagnicola spec.</i>	<i>Succinella oblonga</i>		
			<i>Stagnicola spec.</i>		
Thickness (µm)	100 ± 41	117 ± 39	214 ± 88	390 ± 104	112 ± 38
Weight/Aliquot (g)	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
Sample Depth (cm)	50 ± 10	105 ± 10	250 ± 20	200 ± 30	200 ± 30
Aliquots (n)	19	18	20	20	20
1) Calcit (ESR, XRD)	yes	yes	no	weak	weak
Dmax (Gy)	140.2	131.9	562.9	544.25	544.25
U shell	0.47 ± 0.13	0.531 ± 0.014	0.4631 ± 0.0123*	0.449 ± 0.006	0.430 ± 0.3
U sed.	1.8 ± 0.04	1.0 ± 0.04	1.405 ± 0.065*	1.52 ± 0.03	1.52 ± 0.03
Th sed.	3.1 ± 0.7	8.6 ± 0.5	6.5 ± 0.25	5.1 ± 0.2	5.1 ± 0.2
K sed.	0.844 ± 0.024*	1.0055 ± 0.06*	0.859 ± 0.02*	1.05 ± 0.01	1.05 ± 0.01
H <sub>2</sub> O	16 ± 3	14 ± 3	10 ± 3	12 ± 2	12 ± 2
D' (µGy/a)	1841 ± 93	1539 ± 81	1424 ± 90	1327 ± 65	1548 ± 66
D <sub>E</sub> (Gy)	30.44 ± 4.66	36.71 ± 1.57	182.3 ± 20.27	168.64 ± 16.35	177.62 ± 19.95
<b>age (early U-uptake)</b>	<b>16.4 ± 2.6</b>	<b>23.2 ± 1.4</b>	<b>130 ± 16</b>	<b>127 ± 14</b>	<b>115 ± 14</b>
age (linear U-uptake)	16.4 ± 2.6	23.5 ± 1.4	130 ± 16	127 ± 14	115 ± 14
1) <sup>14</sup> C age	16160 ± 40 <sup>14</sup> CBP	18680 ± 60 <sup>14</sup> CBP			
3) cal BP (2 sigma)	19670-19324 cal BP	22715-22385 cal BP			

1) Calcit (ESR) yes or no = with Mn<sup>2+</sup> or without Mn<sup>2+</sup> lines  
1) AMS <sup>14</sup>C ages (Beta Analytic Florida)  
3) calibrated with IntCal 13 (Calib Rev 7.0.4); due to hardwater effect the real age is most probably younger than the atmospheric calibrated <sup>14</sup>C age  
\* mean value of double or tripple analysis

### 3.2.1.2 Übergangsterrassen (ÜT)

#### Unter- bis Mittelwürm (Früh- bis Mittelwürm)

Im Blattgebiet sind mehrere würmzeitliche Schmelzwasserschotter erhalten, darunter die ältesten bisher aus der Würmkaltzeit im Alpenvorland bekannten Flussterrassen, die von Löß und Sandlöß bedeckten Übergangsterrassen (ÜT) (Abb. 2, Abb. 5).

Eine ausgedehnte jüngere Übergangsterrasse (ÜT2) ist im Isartal großflächig am südöstlichen Blattrand zwischen Langenpreising, Zustorf und Wartenberg erhalten und erstreckt sich von dort weiter nach Süden über das Kartenblatt hinaus bis zur Erdinger Hochterrasse im Vorland der Erdinger Altmoränen. Dort ist östlich der Sempt und im unmittelbaren Vorland der Erdinger Hochterrasse bei Tittenkofen (7637 Erding) nach Übersichtsbegehungen morphologisch eine Zweiteilung der Übergangsterrasse vorhanden: eine 0,5 bis 2 m höhere lößbedeckte ÜT1 und eine entsprechend tiefer gelegene ÜT2 (Abb. 5, Abb. 6). Letztere erstreckt sich bis ins Blattgebiet hinein. Eine zweigeteilte ÜT wurde erstmalig von SCHELLMANN (2010) aus dem Donautal zwischen Regensburg und Straubing beschrieben. Dort wurde die ÜT1 altersmäßig mindestens ins Frühwürm sowie die jüngere ÜT2 mindestens ins Mittelwürm gestellt.

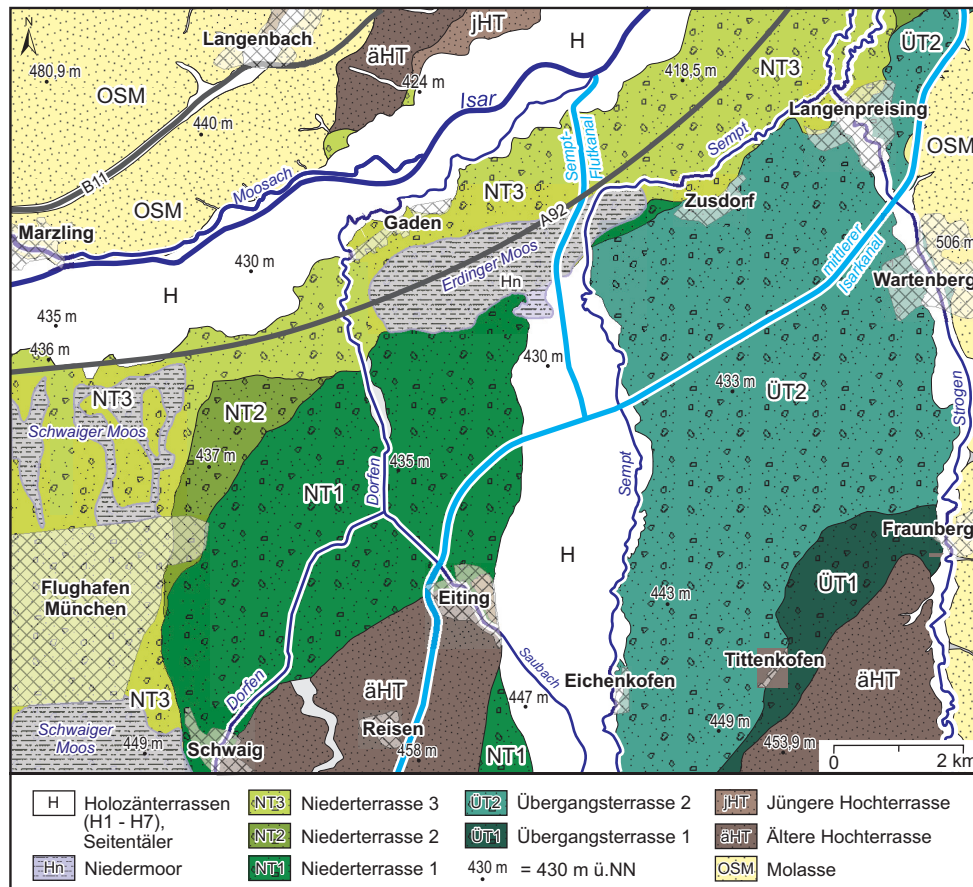


Abb. 5: Übersichtskarte der Würmterrassen südlich der Isar zwischen Langenpreising (7537 Moosburg), Schwaig (7636 Freising Süd und 7637 Erding) und Fraunberg (7637 Erding).

Eine ÜT ist im Isartal auch weiter talabwärts auf dem östlichen Nachbarblatt Landshut nördlich der Isar am Anstieg zur Landshuter Hochterrasse zwischen Altheim und Unterwattenbach erhalten (SCHELLMANN 1988: Beilage 3a) und dann wieder an der Isarmündung, wo die ÜT von Isar und Donau zusammenmünden (SCHELLMANN 1988: Beilage 3b und Beilage 15; KROEMER et al. 2007). Im Landshuter Raum wurde die dort erhaltene ÜT von JERZ (1991) als von Schwemmlöß bedeckte Niederterrasse bezeichnet. Im Ampertal ist die ÜT dagegen, von einem kleinen Vorkommen westlich von Thonstetten abgesehen, fast ausschließlich nördlich der Amper erhalten (Abb. 2). Zwischen Kirchamper und Wittismühle bildet sie eine meist 200 bis 300 m breite und von Löß bedeckte Terrassenleiste, die sich zwischen den wenige Meter tiefer gelegenen und lößfreien Nieder- und Auenterrassen des Talbodens und den mehrere Meter höheren und lößbedeckten Hochterrassen des tieferen Talhangs erstreckt (Bild 11).

**Mächtigkeit:** Die im Isartal südlich von Langenpreising erhaltene ÜT2 besitzt eine im Mittel 0,6 bis 1,3 m mächtige (Abb. 7), durch die Bodenbildung (v.a. Parabraunerden) häufig entkalkte und verlehmt Lößbedeckung, die zum jungquartären Talboden der Isar hin, dem damaligen Auswehungsgebiet der Lössen, von feinsandigen Sandlössen ersetzt wird (Abb. 8 und Abb. 9, Bild 12 und Bild 14).

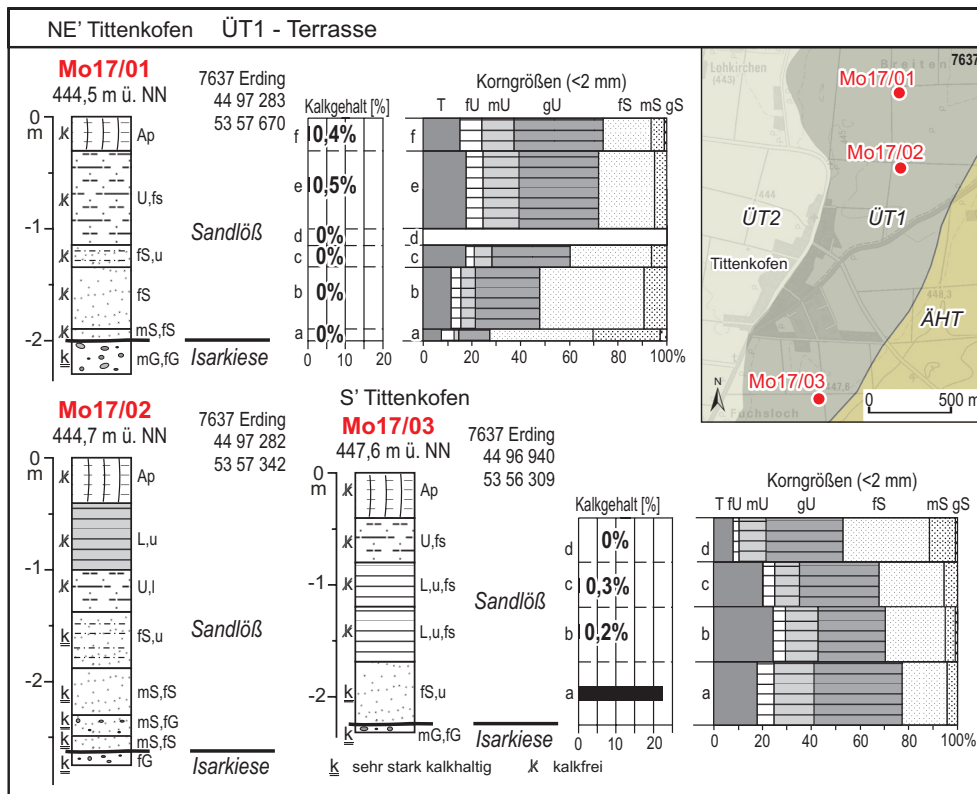


Abb. 6: Sandlöß-Deckschichten auf der ÜT1 der Isar bei Tittenkofen nordöstlich von Erding (TK 7637 Erding).

Der Kieskörper der ÜT2 ist im Isartal nach Schichtenverzeichnissen von zwei Bohrungen etwa 7 bis 9 m mächtig (Abb. 18), wobei die Kiesoberkante meist 1 bis 2 m, selten bis zu 5 m über dem angrenzenden spätwürmzeitlichen Isartalboden hinausragt. Im Kiesgrubenareal westlich von Langenpreising liegt die Kiesbasis mit 412 m ü. NN (Kap. 6: Bohrung 5) in einer ähnlichen Tiefenlage wie die Quartärbasis in der angrenzenden jüngsten Niederterrasse NT3. Ähnliches gilt für die ÜT2 am Mittleren Isarkanal bei Feldmann. Dort wurden unter 2,9 m mächtigen Feinsanden ein 7,6 m mächtiger quartärer Kieskörper erbohrt, der grauen Schluffen der OSM auflagerte (Kap. 6: Bohrung B6). Die Kiesbasis lag mit 409,8 m ü. NN ebenfalls in einer ähnlichen Tiefenlage wie die Kiesbasen in der westlich angrenzenden Späthochwürmterrasse NT2. Die Kiesoberkante mit 417,4 m ü. NN lag dagegen etwa 3 bis 4 m über der Kiesoberkante der angrenzenden NT2.

Auch im Ampertal ist die dort erhaltene ÜT von einigen Dezimeter mächtigen Lößdeckschichten bedeckt. In einer Sondierung auf der ÜT östlich von Pillhofen (Kap. 6: Bohrung B7) erreichten sie Mächtigkeiten von 1,6 m. Über den unterlagernden Kieskörper liegen keine Informationen vor.

**Lithologie:** Der mehr als 2,6 m mächtige Kieskörper der ÜT2 der Isar führte in der Gemeindekiesgrube westlich von Langenpreising (Abb. 8, Bild 14) und ebenso im Bauaufschluss im neuen Gewerbegebiet nordöstlich von Langenpreising (Abb. 9) vor allem alpine Kalke, daneben Quarze, braune Hornsteine; Sandsteine und Gneise. Radiolarite



Bild 11: Blick von der Hauptniederterrasse (NT1) in ca. 416 m ü. NN über die Übergangsterrasse (ÜT) in ca. 419 m ü. NN zur Jüngeren Hochterrasse (jHT) der Amper in ca. 431 m ü. NN unterhalb des Dorfes Kirchamper (Photo: G. SCHELLMANN März 2016).

wurden nur vereinzelt oder gar nicht angetroffen. Die Kalkgehalte der Schottermatrix lagen bei etwas über oder unter 20% (Abb. 8 und Abb. 9) und damit in einer ähnlichen Größenordnung (Abb. 9) oder auch teilweise deutlich unter (Abb. 8) den Kalkgehalten im hangenden unverwitterten Sandlöß. Letzterer besitzt westlich von Langenpreising Sandgehalte zwischen etwa 25 bis 50 Gew.% (Abb. 8) und im Gewerbegebiet nordöstlich von Langenpreising Sandgehalte zwischen ca. 25 bis 35 Gew.% (Abb. 9). An beiden Lokalitäten dominieren Feinsande die Sandfraktion. An der Basis der Sandlößdecke

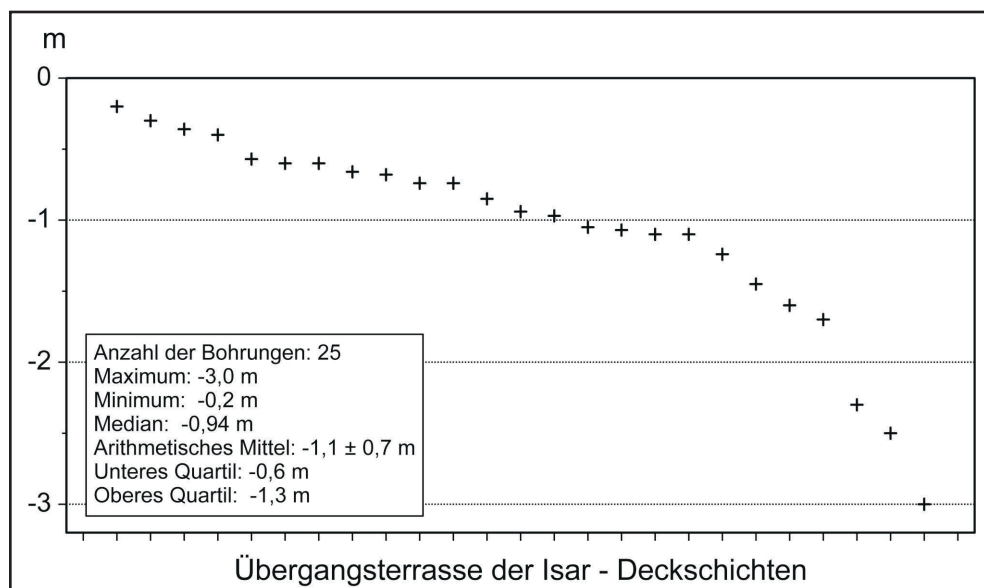


Abb. 7: Übergangsterrasse der Isar bei und südlich von Langenpreising – Mächtigkeiten der Sandlöß- und Lößdeckschichten in Metern unter Geländeoberfläche nach Aufschlussbeobachtungen und eigenen Sondierungen (n = 20) sowie Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bayerischen Bodeninformationssystem des LfU (7537 Moosburg).

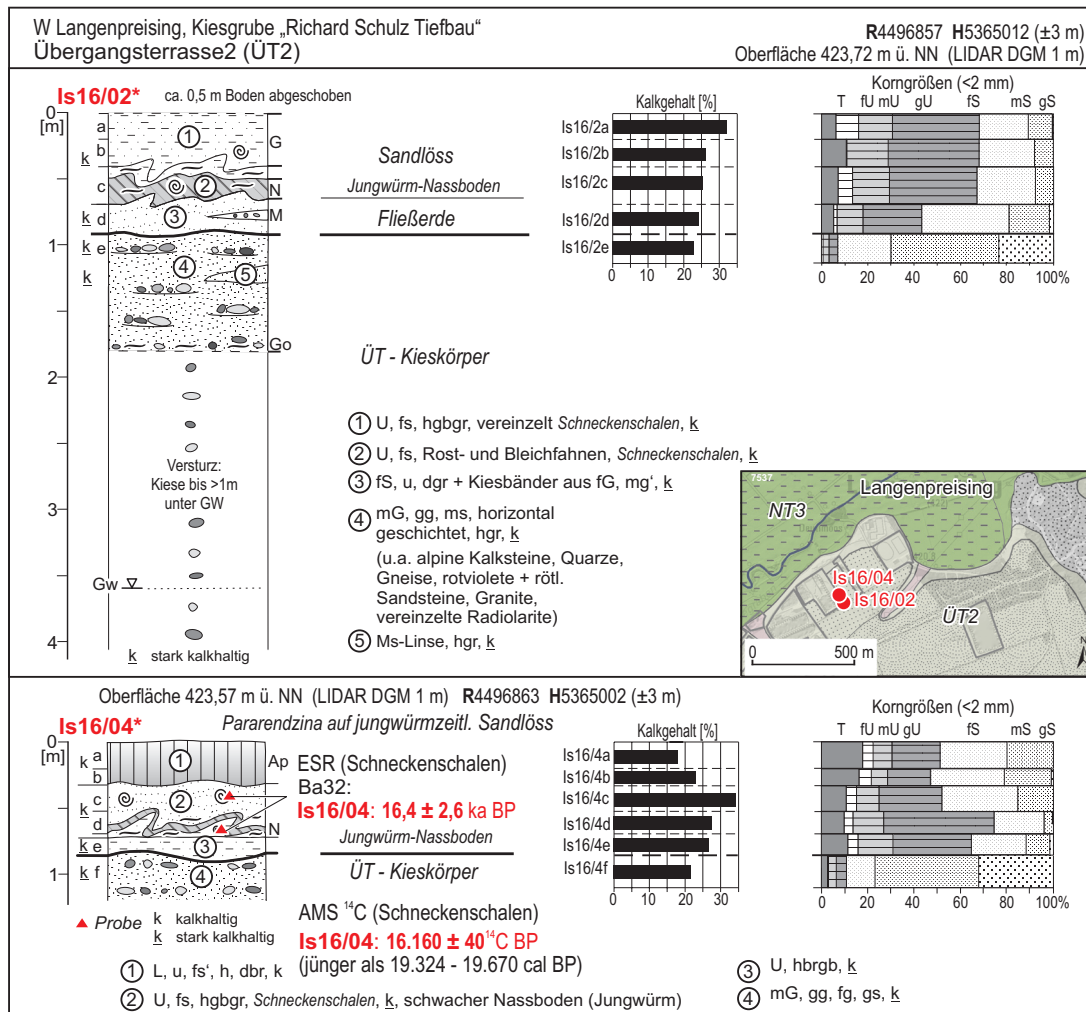


Abb. 8: Jungwürmzeitliche Sandlössе auf der ÜT2 westlich von Langenpreising (Profile Is16/02 und Is16/04; Kap. 5: Aufschluss A2; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

treten häufiger ein bis zwei Dezimeter mächtige, stärker sandige, zum Teil Kies-schnüre führende Fließерden auf (Abb. 8).

In beiden Aufschlüssen sind am Top der Sandlössdecke statt Braun- und Parabraunerden nur wenig entwickelte Pararendzinen erhalten (Bild 12), ein Hinweis auf junge Bodenerosion. Darauf weisen auch die im Gewerbegebiet nordöstlich von Langenpreising in flachen Rinnen erhaltenen und bis zu 1,2 m mächtigen humosen Kolluvien hin (Bild 13).

**Fazies:** Der Kieskörper der ÜT2 der Isar wird aktuell in der Gemeindekiesgrube von Langenpreising westlich des Ortes an der Straße nach Zustorf abgebaut (Kap. 5: Aufschluss A2). Der oberhalb des Grundwassers anstehende sandige und stark grobkiesige Isarschotter ist horizontal geschichtet (Bild 14) und wurde von einem verzweigten oder verwilderten (*braided river*) Isarlauf abgelagert.

**Alter:** Die beiden Übergangsterrassen entstanden im bayerischen Alpenvorland nach SCHELLMANN (2010) sowie DOPPLER et al. (2011) im Früh- und Mittelwürm. Unter

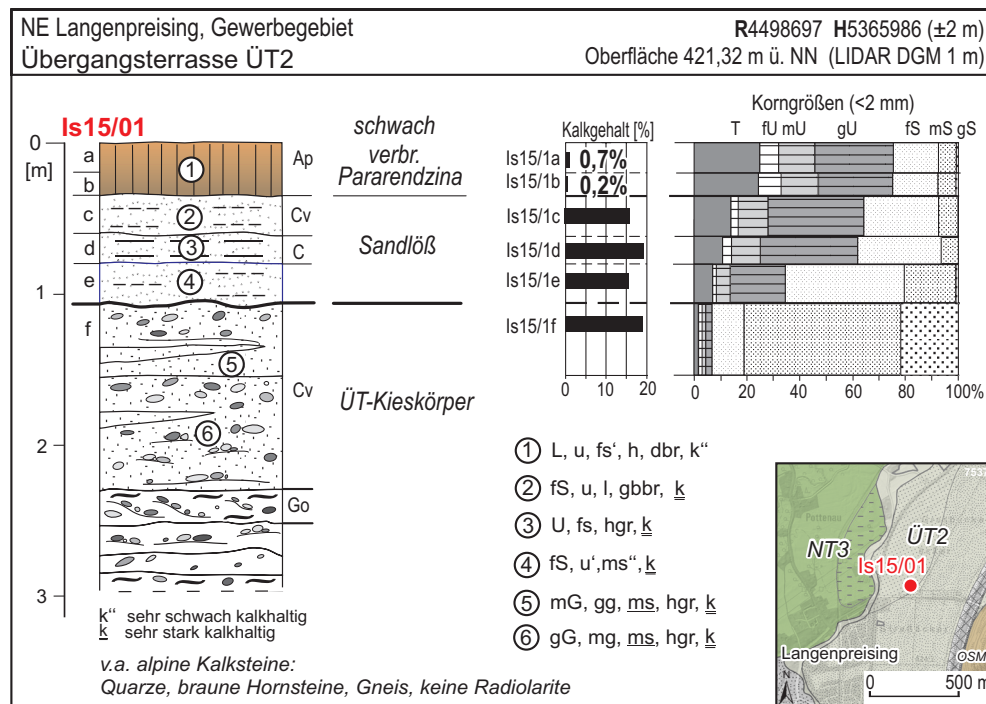


Abb. 9: Jungwürmzeitliche Sandlöße auf der ÜT2 nordöstlich von Langenpreising zeitweilig aufgeschlossen in einem Bauaufschluss im neuen Gewerbegebiet (Profil Is15/01, Kap. 5: Aufschluss A3; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Frühwürm wird hier der Zeitraum vom Ausgang des letzten Interglazials (MIS 5e) vor etwa 115.000 Jahren bis zum Odderade-Interstadial (Ausgang MIS 5a) vor etwa 70.000 Jahren und unter Mittelwürm der Zeitraum nach dem Odderade- bis zum Ende des Denekamp-Interstadials vor etwa 32.000 Jahren verstanden. In diesem Zeitraum dürften auch die im Blattgebiet erhaltenen Übergangsterrassenschotter von Isar und Amper abgelagert worden sein. Gegen ein älteres prä-würmzeitliches Alter spricht, dass im gesamten bayerischen Alpenvorland am Top der ÜT-Terrassenkiese keine kräftige interglaziale Bodenbildung vorhanden ist. Für ein mittelwürmzeitliches Alter der im Blattgebiet erhaltenen ÜT spricht, dass ihre Sandlößdecke lediglich ein oder zwei sehr schwache (initiale) Naßböden führt (Bild 15), wie diese für das Jungwürm (Spätwürm, Oberwürm) typisch sind.

Das bestätigt auch die ESR-Datierung von Schneckenschalen der Gattung *Succinea putris* aus der Sandlößdecke (Abb. 8: Ba32; Tab. 3), die ein jungwürmzeitliches Alter von  $16,4 \pm 2,6$  ka ergab. Eine parallel durchgeführte AMS  $^{14}\text{C}$ -Datierung der Schneckenschalen erzielte ebenfalls ein jungwürmzeitliches Alter von  $16.160 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  BP, was atmosphärisch kalibriert ein Alter von 19.324 bis 19.670 cal BP entspricht. Da Landschneckenschalen infolge eines Hartwassereffekts zu hohe  $^{14}\text{C}$ -Alter besitzen, sind die Schneckenschalen wahrscheinlich einige Jahrhunderte, im Extremfall auch bis zu drei Jahrtausende jünger. Zu dieser Zeit war die würmspätglaziale NT3 nur wenige hundert Meter nördlich der Kiesgrube in Ausbildung begriffen. Gelisolifluktion dürfte die Ursache sein, dass an diesem Standort nur sehr junger Würmlöß



Bild 12: Pararendzina auf Sandlöß in der Gemeindekiesgrube westlich von Langenpreising (Kap. 5: Aufschluss A2, siehe Abb. 8; Photo: G. SCHELLMANN April 2016).



Bild 13: Humose Kolluvien auf Sandlöß im neuen Gewerbegebiet nordöstlich von Langenpreising (Kap. 5: Aufschluss A3, siehe Abb. 9; Photo: G. SCHELLMANN April 2016).



Bild 14: Horizontal geschichteter Kieskörper der ÜT2 westlich von Langenpreising mit etwa 1 m mächtiger jungwürmzeitlicher Sandlössdecke (Kap. 5: Aufschluss A2, siehe Abb. 8; Photo: G. SCHELLMANN Sept. 2015).



Bild 15: Schwacher jungwürmzeitlicher Naßboden in der Sandlössdecke der ÜT westlich von Langenpreising (Kap. 5: Aufschluss A2, siehe Abb. 8; Photo: G. SCHELLMANN April 2016).

erhalten ist. Auch heute hat im Zuge der ackerbaulichen Nutzung dieses Areals Bodenerosion dazu geführt, dass nur junge, wenig entwickelte Pararendzinen (Bild 12) ausgebildet sind und die Sandlössdecke mit Annäherung an den Terrassenabfall zur NT3 zunehmend bis vollständig abgetragen ist.

Bei der ESR-Datierung dieser kleinen, wenige Millimeter großen Schnecken schalen wurden zur Berechnung der gespeicherter Strahlungsdosis ( $D_E$ ) mittels einer additiven

Dosis-Wirkungskurve mehrere Individuen der Gattung *Succinea putris* zerkleinert. Anschließend wurden 19 Aliquots der Korngröße 150 bis 250µm zu je 0,02 g Einwaage abgewogen und mit einer  $^{60}\text{Co}$ -Quelle am Helmholtz Zentrum in München mit verschiedenen Bestrahlungsschritten bis maximal 140 Gy gamma-bestrahlt (Tab. 3).

Betrachtet man weitere Datierungsergebnisse zur Alterstellung der ÜT im Bayerischen Alpenvorland so ist eine mittelwürmzeitliche Bildung zumindest der jüngeren ÜT inzwischen recht gut gesichert. So ergab die ESR-Datierung von Schnecken Schalen der Gattungen *Trochulus sp.*, *Succinea putris*, *Stagnicola spec.* aus Lössdeckschichten auf der ÜT der Donau nördlich der Isarmündung zwischen Fehmbach und Stauffendorf ein jungwürmzeitliches ESR-Alter der Deckschichten von  $23,2 \pm 1,4$  ka (Abb. 10; Tab. 3: Ba33). Eine parallel durchgeführte AMS  $^{14}\text{C}$ -Datierung erzielte ebenfalls ein jungwürmzeitliches Alter von  $18.680 \pm 60$   $^{14}\text{C}$  BP, was atmosphärisch kalibriert und ohne Berücksichtigung eines wahrscheinlichen Hartwassereffekts unbekannter Größenordnung einem Alter von jünger als 22.715 bis 22.385 cal BP entspricht. Nach KROEMER (2010) wurden die basalen Lössdeckschichten der Stauffendorfer ÜT im Jungwürm vor  $18,8 \pm 0,96$  ka nach Lumineszenzdatierungen an Feldspäten (Fsp.) bzw.  $23,09 \pm 2,81$  ka an Quarzen (Qu.) angewandt, während die Ablagerung einer Sandlinse im ÜT-Kieskörper in Mittelwürm um von  $36,01 \pm 1,85$  ka (Fsp.) bzw.  $30,43 \pm 3,67$  ka (Qu.) datiert (Abb. 10).

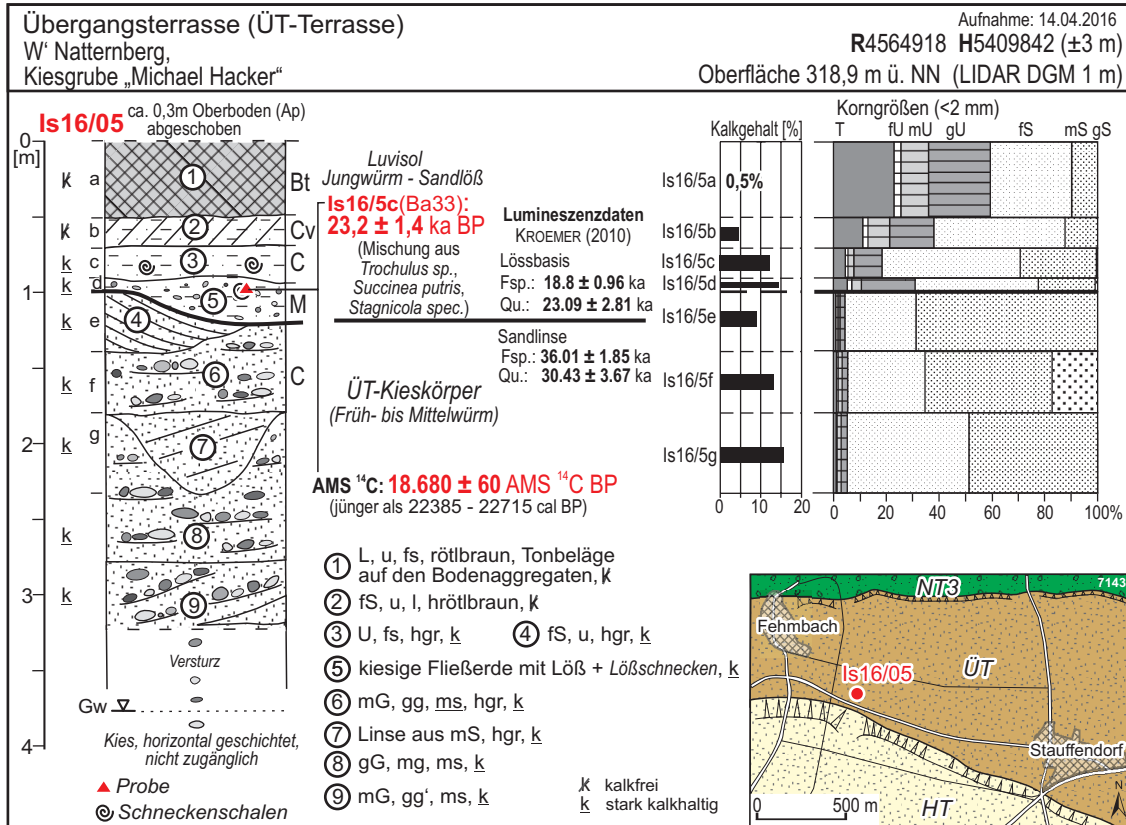


Abb. 10: Übergangsterrasse (ÜT) der Donau an der Isarmündung westlich vom Natternberg. Numerische Alter (ESR, Radiokohlenstoff diese Arbeit; Lumineszenzdaten nach KROEMER 2010) aus den äolischen Deckschichten auf der ÜT und einer Sandlinse in den ÜT-Flussbettsedimenten.

Für ein mittelwürmzeitliches Alter der im Blattgebiet südlich der Isar erhaltenen ÜT spricht neben dem Fehlen älterer, prä-jungwürmzeitlicher Lößdeckschichten, dass auf dem südlichen Nachbarblatt 7637 Erding zwischen Tittenkofen und Pillkofen eine noch ältere lößbedeckte ÜT erhalten ist (Abb. 5). Sie entspricht wahrscheinlich einer älteren mindestens frühwürmzeitlichen ÜT1, während die im Blattgebiet südlich der Isar erhaltene ÜT2 wahrscheinlich mit der mittelwürmzeitlichen ÜT2 von SCHELLMANN (2010) im Straubinger Donautal zeitlich korreliert. Für die im Ampertal erhaltene ÜT ist eine genauere stratigraphische Einstufung wegen des Fehlens weiterer morfo- oder chronostratigraphischer Altershinweise nicht möglich.

**Aufschlüsse:** Eine im Abbau befindliche Gemeindeg Kiesgrube westlich von Langenpreising, Profil Is16/02 und Is15/02, R 44 96 857, H 53 65 012 (Abb. 8, Bild 12, 14 und 15, Kap. 5: A2); Profil Is16/04, R 44 96 863, H 53 65 002 (Abb. 8, Kap. 5: A2). Kurzzeitiger Bauaufschluss im neuen Gewerbegebiet nordöstlich von Langenpreising, Profil Is15/01, R 44 98 697, H 53 65 986 (Abb. 9, Bild 13, Kap. 5: A3).

### 3.2.1.3 Niederterrasse 1 (NT1)

*Jungpleistozän (international Oberpleistozän), Hochwürm*

Im Isar- und Ampertal existieren bis zu drei hoch- und spätwürmzeitliche Schmelzwasserschotter bzw. Niederterrassenfluren *sensu* FELDMANN (1990) und SCHELLMANN (1988): eine hochwürmzeitliche Niederterrasse 1 (NT1) sowie zwei jüngere, nach dem Würm-Hochglazial abgelagerte Niederterrassenschotter NT2 und NT3. Nomenklatorisch entspricht die NT1 der höheren Altstadtstufe sowie die NT2 und die NT3 der tieferen Altstadtstufe von BRUNNACKER (1959a) im Raum Attaching und Schwaig auf dem südwestlichen Nachbarblatt 7636 Freising Süd. Im Landshuter Raum entspricht die Altstadtstufe von JERZ (1991) der NT3.

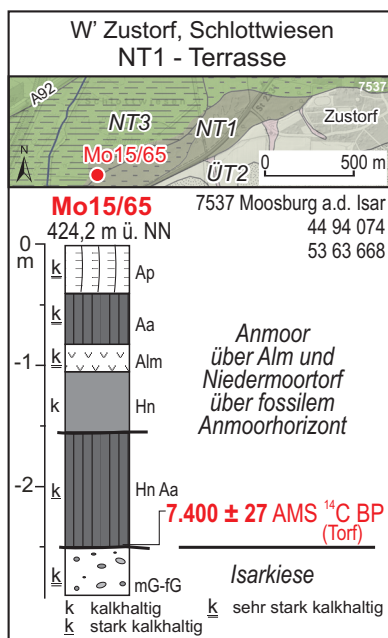
Im Ampertal sind alle drei hoch- und spätwürmzeitlichen Schmelzwasserschotter bzw. Niederterrassenfluren im Bereich des westlichen Nachbarblatts 7536 Freising Nord von BRUNNACKER (1962) weitgehend in einer Niederterrasse zusammengefasst. Dort wurden nach BRUNNACKER (1962: 37) im Holozän nur lehmige Sande und erst im Bereich der jüngsten neuzeitlichen Auwald-Stufe erst wieder Kiese überdeckt von max. 1,5 m mächtigem, kalkhaltigem sandigen Lehm abgelagert.

Im Ampertal unterscheiden sich die Hoch- und Spätwürmterrassen von den anderen holozänen und pleistozänen Terrassen durch das Fehlen einer mäandergeformten Oberfläche, durch ihre Höhenlage von etwa 0,5 bis 1,5 m über den holozänen Amperauen und durch das Fehlen einer Lößdecke. Im Isartal sind es neben der etwa 1 bis 2,5 m höheren Lage über den jüngeren Isarterrassen vor allem die meist relativ ebene Erstreckung der Terrassenoberflächen und die fehlende Lößbedeckung, die diese von den jüngeren und den älteren Isarterrassen abhebt.

Alle drei Hoch- und Spätwürmterrassen nehmen im Isar- und Ampertal etwa die Hälfte des würmzeitlichen und holozänen Talbodens ein (Abb. 3, Tab. 1). Dabei ist im Isartal mit 49% Flächenanteil am würmzeitlichen und holozänen Talboden fast ausschließlich die spätwürmzeitliche NT3 erhalten, während im Ampertal mit 42% Flächenanteil am Talboden die hochwürmzeitliche Niederterrasse NT1 dominiert (Tab. 1; Abb. 17).

Die hochwürmzeitliche Niederterrasse NT1 ist als älteste der drei im Blattgebiet vorhandenen Hoch- und Spätwürmterrassen im Isartal nur kleinräumig erhalten und zwar: im südlichen und südöstlichen Blattgebiet am Mittleren Isarkanal nordwestlich der Siedlung Feldmann, am südlichen Blattrand westlich von Zustorf und südlich der Flur „Schlottwiesen“ sowie westlich der Sempt in der Flur „Trattmoos“. Von dort erstreckt sie sich über die Blattrandgrenze hinaus weit nach Südwesten bis nach Schwaig (Abb. 5; Nachbarblätter 7636 Freising Süd und 7637 Erding), wo diese Terrassenfläche von BRUNNACKER (1959a) als spätglaziale „höhere Altstadtstufe“ und von FELDMANN (1990; ders. 1994) als „hochwürmzeitliche Hauptniederterrasse NT1“ bezeichnet wurde. Letzterer findet westlich von Schwaig zur heutigen Isar hin ebenfalls noch zwei jüngere spätwürmzeitliche Niederterrassen die NT2 und die großflächig erhaltene NT3 der Isar (FELDMANN 1990: Abb. 42).

**Mächtigkeit:** Die hochwürmzeitliche Niederterrasse der Isar trägt auf den kalkalpinen Schmelzwasserkiesen in der Flur „Trattmoos“ keine oder maximal nur 0,5 m mächtige



stark kalkhaltige Hochflutlehme. Dagegen besitzt die Niederterrassenfläche westlich von Zustorf und nordwestlich der Siedlung Feldmann häufig größere, zum Teil kalkhaltige Lehmmächtigkeiten von 1 bis über 2 m.

Westlich Zustorf und nordwestlich des Dorfes Feldmann sind zudem großflächig schwarze Anmoore mit lokal erhaltenen Niedermoortorfen und eingeschalteten Almlinsen verbreitet. Solche stark organischen Deckschichten können westlich von Zustorf am Terrassenabfall zur angrenzenden NT3 Mächtigkeiten von 2,5 m erreichen (Abb. 11). Hier begann der Torfaufwuchs im frühen Atlantikum um 7.400 <sup>14</sup>C BP.

Abb. 11: Deckschichten in einer Bohrstock-Sondierung (Mo15/65) auf der hochglazialen Niederterrasse (NT1) der Isar westlich von Zustorf (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Auch die hochwürmzeitliche Niederterrasse NT1 des Ampertals besitzt ober- und unterhalb von Langenbach weit verbreitet kalkfreie und kiesführende Verwitterungslehme von meist nur 0,3 bis 0,8 m Mächtigkeit (Abb. 12). Lediglich im Stadtgebiet von Moosburg sind

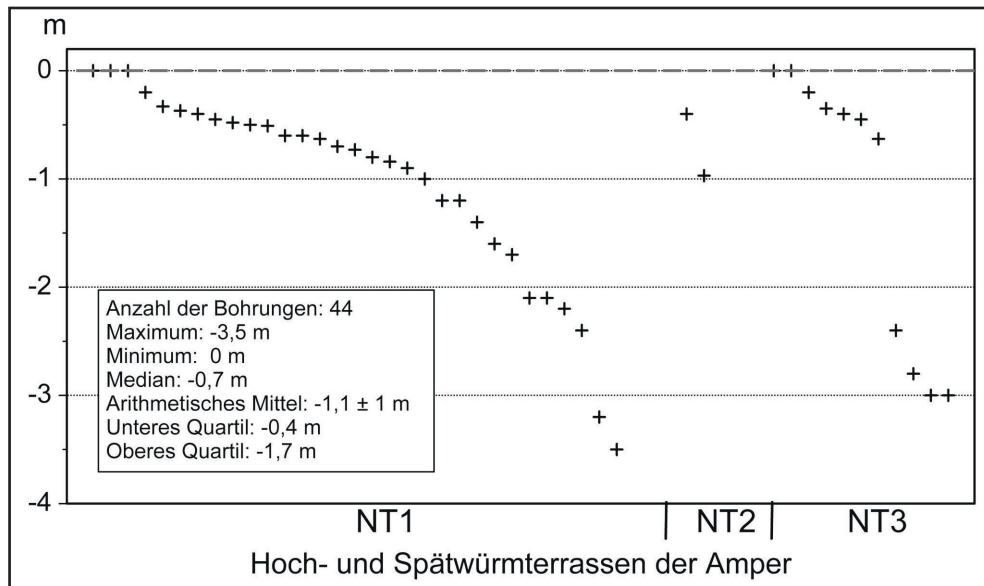


Abb. 12: Hoch- und Spätwürmterrassen der Amper – Mächtigkeiten feinklastischer Deckschichten in Metern unter Geländeoberfläche nach eigenen Sondierungen ( $n = 29$ ) sowie Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bayerischen Bodeninformationssystem des LfU (7537 Moosburg).

in Schichtenverzeichnissen von Bohrungen, die dort auf der NT1 niedergebracht wurden, ungewöhnlich hohe Deckschichtenmächtigkeiten von über 1,5 m verzeichnet. Wahrscheinlich wurde hier als Decksediment auch anthropogener Schutt durchbohrt und im Schichtenverzeichnis nicht als solcher ausgewiesen.

In der Randsenke zwischen Langenbach und Thonstetten sind zudem im Bereich der Fluren „Unteres Moos“ und „Inkofer Moos“ großflächig mehrere Dezimeter, selten über 1 m mächtige schwarze Anmoore mit vereinzelt Almlinsen verbreitet. Diese relativ mächtigen Vorkommen von Anmooren sind wahrscheinlich überwiegend das Ergebnis einer Zersetzung ehemaliger Niedermoortorfe im Zuge künstlicher Entwässerungen und dadurch ausgelöster lokaler Grundwasserabsenkungen. Niedermoortorfe sind aktuell nur noch in einzelnen ehemaligen Flussrinnen wie in der Flur „Unteres Moor“ an der Lokalität Mo15/09 (Abb. 13) erhalten. Dort begann der Torfaufwuchs bereits im Bølling/Allerød-Interstadial um  $11.653 \pm 42$   $^{14}\text{C}$  BP. An anderer Stelle entstanden die heute weitgehend zu Anmooren umgewandelten ehemaligen Torfe erst um  $4.430 \pm 28$   $^{14}\text{C}$  BP (Abb. 13: Mo15/17).

Der quartäre Kieskörper im Bereich der hochwürmzeitlichen Niederterrasse der Amper ist im Stadtgebiet von Moosburg überwiegend 5 bis 7 m mächtig (Abb. 14). Es ist davon auszugehen, dass in den übrigen talaufwärts erhaltenen Niederterrasseflächen ober- und unterhalb von Langenbach sowie bei Haag ähnliche Kiesmächtigkeiten vorliegen. Dabei gibt es keine Hinweise für einen hochwürmzeitlichen Niederterrasenschotter im Liegenden jüngerer Flussablagerungen der Amper, wie dies von BRUNNACKER (1959a) im Bereich des westlichen Nachbarblatts 7536 Freising Süd angenommen wurde. Die nur kleinräumig erhaltene NT1 der Isar hat nach zwei aus dem Blattgebiet

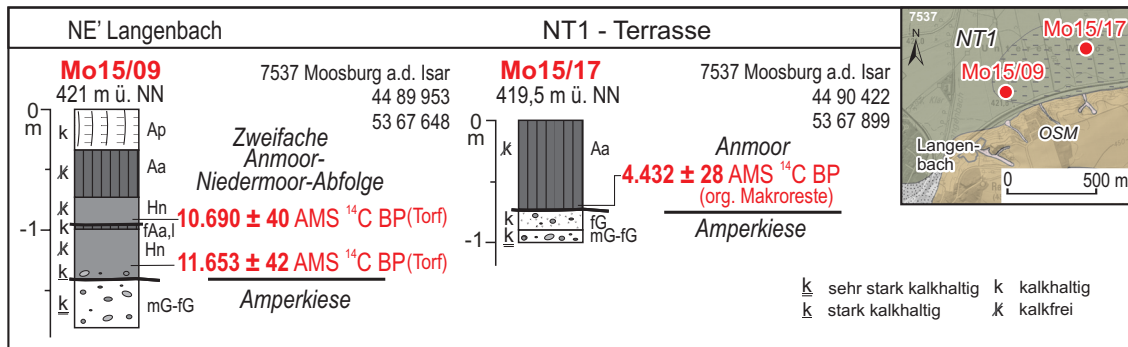


Abb. 13: Torfige und anmoorige Deckschichten in zwei Bohrstock-Sondierungen (Mo15/09, Mo15/17) auf der hochglazialen Niederterrasse (NT1) der Amper nordöstlich von Langenbach in der Flur „Unteres Moos“ (Kap. 5: Bohrung B11; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

vorliegenden Schichtenverzeichnissen von Bohrungen einen 7,9 bis 9,2 m mächtigen Kieskörper (Abb. 18). Ähnliche Kiesmächtigkeiten besitzt die NT1 in der Flur „Trattmoos“ und von dort weiter nach Südwesten bis in den Raum Schwaig. Von dort berichtet FELDMANN (1990: 180f.), dass im Bereich der NT1 6 bis 7,5 m mächtige Kiese verbreitet sind, wobei in einer lokalen Tiefenrinne im tertiären Sohlgestein auch quartäre Kiesmächtigkeiten von fast 13 m auftreten.

**Lithologie und Fazies:** Aktuell existieren keine Aufschlüsse, die Einblick in den lithologischen Aufbau der kiesigen Flussbettsedimente der Niederterrasse von Isar und Amper geben. Wahrscheinlich wird es sich um einen von einer stark verwilderten Isar bzw. Amper abgelagerten horizontal- und troggeschichteten kalkalpinen Schotterkörper handeln.

Im Ampertal und zwar auf dem westlichen Nachbarblatt 7536 Freising Nord stellt BRUNNACKER (1962: 25ff., Tab. 4) fest, dass dort der Fluvioglazialschotter der

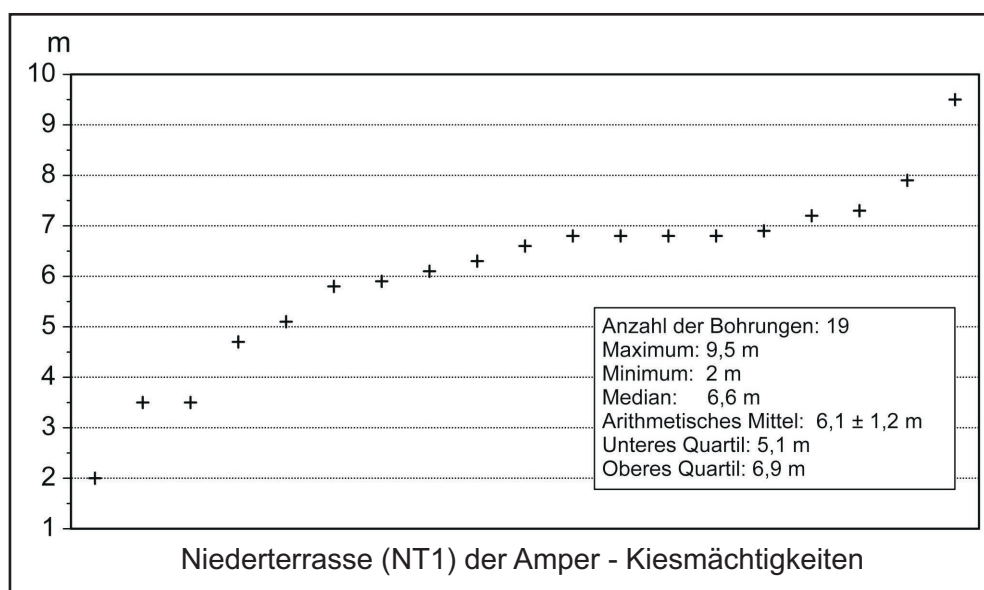


Abb. 14: Kiesmächtigkeiten (m) im Bereich der hochwürmzeitlichen Niederterrasse (NT1) der Amper nach Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Moosburger Stadtgebiet.

Amper-Niederterrasse vorzugweise aus kalkalpinen Material besteht mit in der Grobkiesfraktion etwa 50% kalkalpinen Kiesen, 14% zentralalpinen Kiesen, 35% Quarze (Harte) sowie 0,4% Sonstige.

**Alter:** Für die Alterseinstufung der NT1 liegen aus dem Blattgebiet keine numerische Datierungen vor. Als älteste Würmterrasse der Isar ohne Lößbedeckung dürfte sie würmhochglazialen Alters sein und damit der Würmterrasse entsprechend, die südlich von München an den Jugendmoränen als fluvioglazialer Übergangskegel ansetzt. Im Isartal entspricht sie isaraufwärts der NT1 von FELDMANN (1990; ders. 1994), auf Blatt 7636 Freising Süd der höheren Altstadtstufe von BRUNNACKER (1959a) bei Schwaig und isarabwärts der NT1 von SCHELLMANN (1988; ders. 1994). Im Ampertal entspricht die hochwürmzeitliche Niederterrasse zumindest an der Blattrandgrenze südlich des Weilers Amperhof dem dort von BRUNNACKER (1959a) kartierten und an kalkalpinem Material reichen hochglazialen Niederterrassenschotter.

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die Einblicke in den Akkumulationskörper der NT1 von Isar und Amper ermöglichten.

#### 3.2.1.4 Niederterrasse 2 (NT2)

*Jungpleistozän (international: Oberpleistozän), frühes Würm-Spätglazial (Bayern) bzw. spätes Hochwürm (international)*

Die Niederterrasse 2 (NT2) *sensu* SCHELLMANN (1988) und FELDMANN (1990), die nach internationaler Gliederung des Spätglazials altersgemäß als Späthochwürmterrasse zu bezeichnen ist, ist nur noch in wenigen kleinen Terrassenflächen im Amper- und im Isartal erhalten. Im Ampertal sind es zwei schmale, zwischen NT1 und H3 erhaltene Terrassenleisten nordwestlich von Thonstetten, deren Oberfläche etwa 0,5 m unter der angrenzenden NT1 und ca. 1 m über der angrenzenden subborealen Amperaeue liegen. Auch die Oberfläche der einzigen im Isartal erhaltenen Terrassenleiste der NT2 am nordöstlichen Blattrand beiderseits des Mittleren Isarkanals bei der Siedlung Feldmann ist etwa 1 m niedriger als die zum Talrand hin angrenzende Terrassenleiste der NT1. Sie ist dort etwa 0,5 m höher als die isarwärts großflächig verbreitete Spätwürmterrasse NT3. Nur knapp 2 km südsüdwestlich von Gaden ist die NT2 auf dem Nachbarblatt 7637 Erding bei und östlich von Grünschwaige erhalten (Abb. 5) und wurde dort von FELDMANN (1990; ders. 1994) als spätwürmzeitliche NT2 kartiert.

**Mächtigkeit:** Nach FELDMANN (1994) besitzt die NT2 der Isar südwestlich des Blattgebiets einen 5 bis 6,5 m mächtigen Schotterkörper, der meist bis an die Oberfläche reicht und dessen Basis etwas tiefer liegt als die Terrassenbasis der NT1. Dies trifft so nicht für die schmale NT2-Terrassenleiste der Isar am nordöstlichen Blattrand zu. Dort reicht der nach Schichtenverzeichnissen von zwei Bohrungen insgesamt nur etwa 3,8 bis 5,5 m mächtige quartäre Kieskörper (Abb. 18) nicht bis an die Oberfläche, sondern trägt bis zu 1,7 m mächtige feinklastische Deckschichten. Die quartäre Kiesbasis liegt

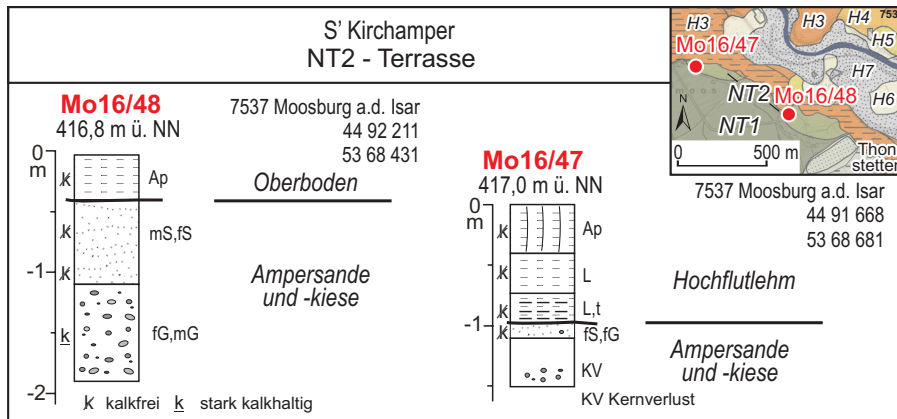


Abb. 15: Deckschichten auf der Niederterrasse 2 (NT2) der Amper nordwestlich von Thonstetten nach Sondierungen (Mo16/47, Mo16/48; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

in einer Tiefe von etwa 409 m ü. NN und damit in ähnlicher Tiefenlage oder maximal 2 m höher als die Quartärbasis im Bereich der nordwestlich angrenzenden NT3.

Die beiden schmalen Terrassenleisten der NT2 der Amper nordwestlich von Thonstetten tragen 0,4 bis 1 m mächtige kalkfreie Hochflutlehme (Abb. 15). Darunter folgen geringmächtige und ebenfalls entkalkte Flusssande sowie kalkhaltige Amperkiese unbekannter Mächtigkeit.

**Lithologie und Fazies:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die hierzu Informationen liefern konnten.

**Alter:** Aus dem Blattgebiet liegen keine Belege zum Alter der NT2 vor. FELDMANN & SCHELLMANN (1994: 98) gehen davon aus, dass die NT2 der Isar älter als das Bølling-Interstadial ist und wahrscheinlich beim Auslaufen des Wolfratshausener Sees in der Ältesten Dryas entstand. Im Isar- und Ampertal ist sie älter als die spätwürmzeitliche NT3, deren Ausbildung nach Befunden aus dem Donautal bei Straubing nach dem Würm-Hochglazial und schon vor mehr als 14.000 <sup>14</sup>C-Jahren begann (SCHELLMANN 2010).

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die Einblicke in den Akkumulationskörper der NT2 von Isar und Amper ermöglichten.

### 3.2.1.5 Niederterrasse 3 (NT3)

*Jungpleistozän (international Oberpleistozän), Spätwürm (Älteste Dryas bis Ausgang Jüngere Dryas)*

Die Niederterrasse 3 (NT3) *sensu* SCHELLMANN (1988) und FELDMANN (1990) ist die jüngste der drei im Blattgebiet erhaltenen Hoch- und Spätwürmterrassen. Sie beherrscht vor allem das Isartal (Abb. 5), wo sie fast die Hälfte des würmzeitlichen und holozänen Talbodens einnimmt. Dort erstreckt sie sich als 2 km, teilweise als über 3 km breite Terrassenfläche südlich der holozänen Isarauen vom südwestlichen

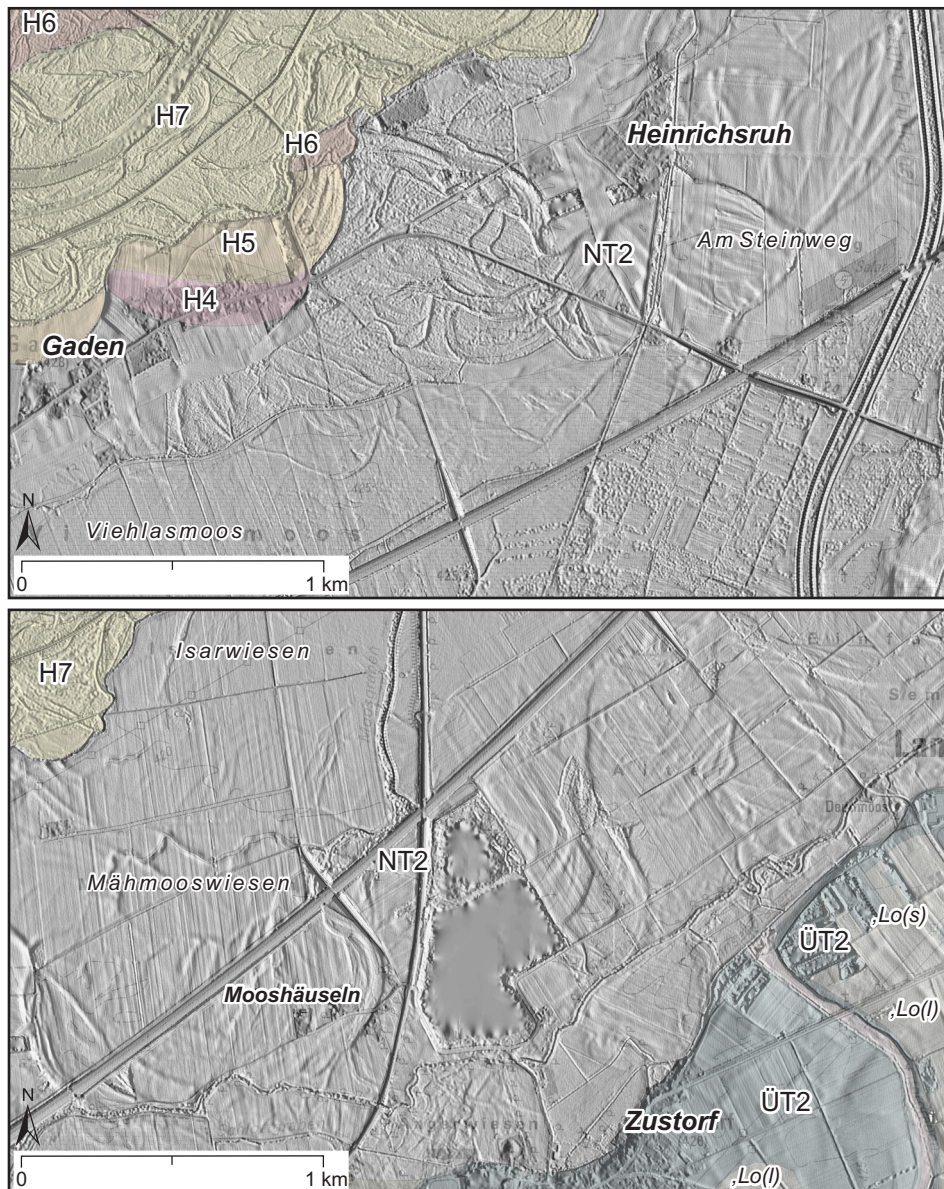


Abb. 16: LiDAR-Hillshade der NT3 der Isar östlich von Gaden (oben) und nordwestlich von Langenpreising (unten). In der Oberfläche der NT3 ist das stark verzweigte Gerinnebettmuster eines verwilderten Flusses (braided river) erhalten. Östlich von Gaden in der Flur „Am Steinweg“ (oben) und beim Mooshäuseln nordwestlich von Zustorf ist auch mal ein deutlicher Paläomäander erhalten. Die auffällig reliefarme Oberfläche der NT3 im Viehlasmoos südlich von Gaden (oben) ist eine Folge der dort verbreiteten Niedermoortorfe (Kartengrundlage: LiDAR-Daten 1 m © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Blattrand südlich von Gaden bis zum östlichen Blattrand im Bereich und südlich des Ausgleichsweihers des Mittleren Isarkanals. Ihre Oberfläche durchziehen zahlreiche, sich verzweigende alte Flussrinnen (*Paläochannel*), die selten auch einmal einzelne kräftige Mäander besitzen. Dies ist zum Beispiel der Fall in der Flur „Am Steinweg“ östlich von Gaden bzw. südlich von Heinrichsruh oder am Weiler „Mooshäuseln“ nordwestlich von Zustorf (Abb. 16). Diese Paläo-Flussrinnen wurden von einer verwilderten Isar (*braided river*) hinterlassen, ein flussmorphologisches Erscheinungsbild, wie es für viele Flüsse des Alpenvorlandes in den Kaltzeiten typisch war. Es gibt aus dem Blatt-

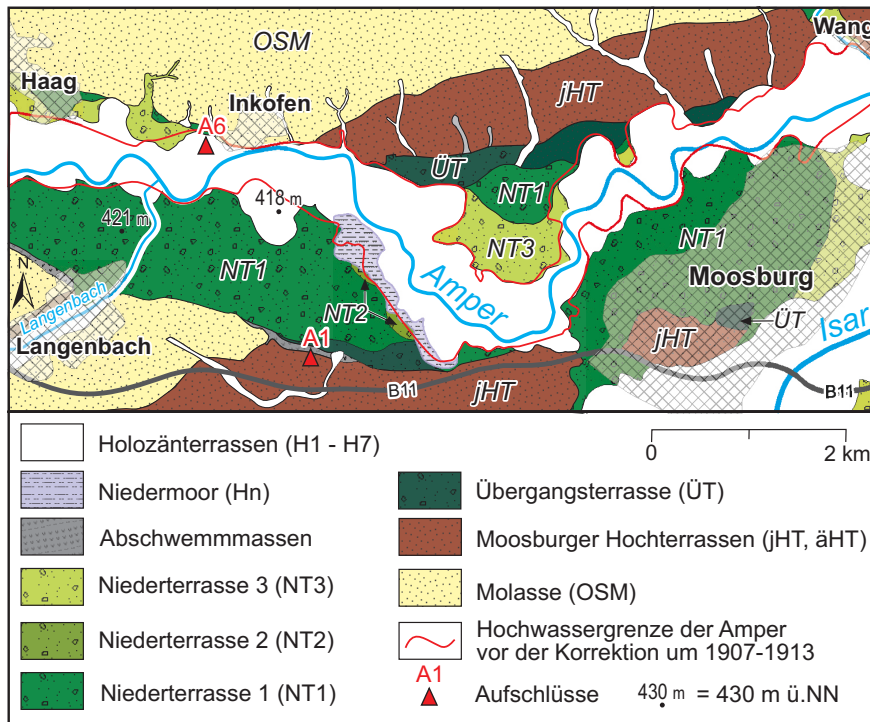


Abb. 17: Verbreitung der jungquartären Terrassen im Ampertal zwischen Haag und Wang sowie Grenze des Überschwemmungsgebietes vor der Korrektur der Amper in den Jahren 1907 bis 1913 (Quelle des Überschwemmungsgebietes: KÖNIGLICHES STRASSEN- UND FLUSSBAUAMT MÜNCHEN (1914): Übersichts-lageplan Amperkorrektur und Entwässerung des Ampertals zwischen Allershausen und Wang, M = 1:25 000).

gebiet von den beschriebenen einzelnen kräftigeren Mäanderbögen abgesehen keine Hinweise auf eine mäandrierende Isar, wie dies von FELDMANN (1990: 198ff.) westlich der Isar im Raum Garching und wahrscheinlich auch östlich der Isar beim Bau des Erdinger Flughafens (7636 Freising Süd) anhand eines großbogig schräggeschichteten (Gleithangschichtung) Kieskörpers beobachtet wurde.

Die NT3 der Isar besitzt gegenüber der NT1 eine ca. 2 bis 3 m und gegenüber der NT2 der Isar eine ca. 1 m tiefere Oberfläche. Ihre zentralen Terrassenareale liegen etwa 0,5 m über der holozänen Isaraue und damit oberhalb der Reichweite extremer Hochwasserereignisse. Allerdings folgten vor Bau des Mittleren Isarkanals die Hochwässer der einmündenden Seitenbäche Dorfen, Sempt und Strogen der Randsenke der NT3 talabwärts. Auch die im Ampertal erhaltene NT3 ist schon in der Vergangenheit vor der Amperkorrektur des frühen 20. Jahrhunderts (1907 bis 1913) hochwasserfrei gewesen (Abb. 17: siehe Hochwassergrenze vor der Amperkorrektur). Ihre Oberfläche liegt oft etwa 0,5 m über der holozänen Amperraue und 0,5 bis 1 m tiefer als die der Hauptniederterrasse NT1.

**Mächtigkeit:** Die quartären Kiesmächtigkeiten schwanken im Bereich der NT3 der Isar nach zahlreichen Schichtenverzeichnissen von Bohrungen meist zwischen 3,5 bis 7 m (Abb. 18). Vereinzelt treten auch ungewöhnlich hohe quartäre Kiesmächtigkeiten von

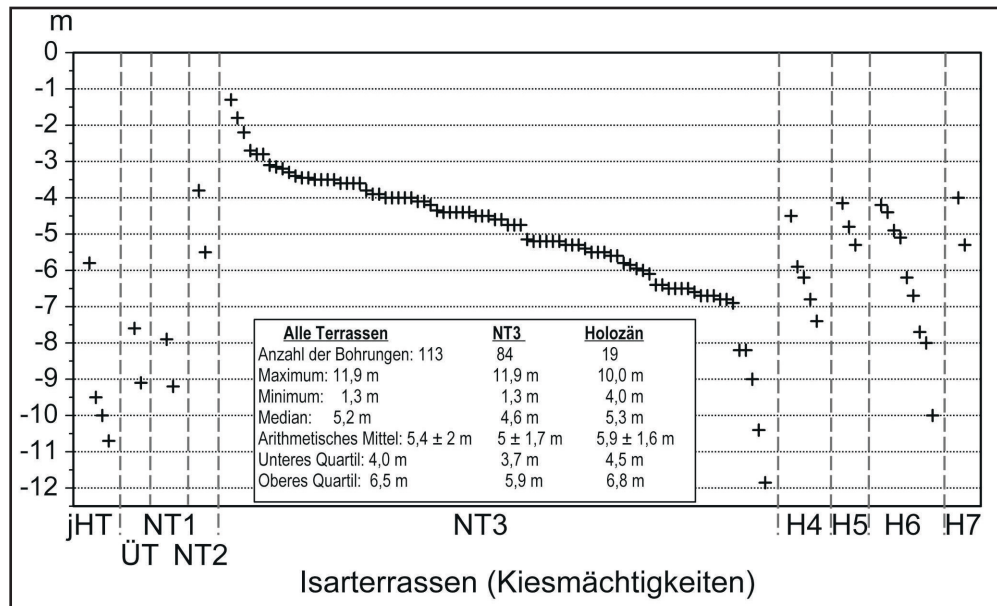


Abb. 18: Kiesmächtigkeiten (m) im Bereich der mittel- und jungpleistozänen Fluss-terrassen der Isar nach Schichtenverzeichnissen von Bohrungen (7537 Moosburg).

über 8 m auf, wobei allerdings unsicher ist, ob dabei nicht fälschlicherweise bereits tertiäre Kiese mit einbezogen sind.

FELDMANN (1990: 200f.) berichtet isaraufwärts von einem der Tertiäroberfläche aufliegenden, 9 bis 10 m mächtigen ungestapelten Kieskörper der NT3. Dabei stützt er sich auf Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen sowie auf eigene Aufschlussbeobachtungen beim Bau des Flughafens München (7636 Freising Süd). In zwei Bohrungen wurden dort aber auch Maximalwerte von 12,7 m und 13,5 m erreicht, die FELDMANN (1990: 202) als lokale Rinnenfüllungen in der Tertiäroberfläche ansieht. Er berichtet, dass in einer solchen Rinne, die im Bauaufschluss des Münchener Flughafens (7636 Freising Süd) angeschnitten wurde, in 9,35 m Tiefe mehrere Fichtenhölzer eingelagert waren. Die Datierung eines dieser Fichtenhölzer ergab ein mittelwürmzeitliches Alter von  $34.730 \pm 550$   $^{14}\text{C}$  BP (FELDMANN 1990: 188). Berücksichtigt man, dass so hohe  $^{14}\text{C}$ -Alter in der Regel viel zu jung sind und dass vegetationsgeschichtlich im Mittelwürm keine Nadelwälder mehr in Mitteleuropa existierten, müssen die Hölzer mindestens ein frühwürmzeitliches Alter haben. Insofern könnten es sich um einen relikthaft erhaltenen Sockelschotter der älteren ÜT1 gehandelt haben.

Im Blattgebiet dacht die quartäre Kiesbasis im Bereich der NT3 der Isar generell von einer Tiefenlage bei ca. 417 m ü. NN östlich von Gaden auf ca. 402 m ü. NN am östlichen Blattrand östlich des Ausgleichsweiher ab (Kap. 4). Daraus ergibt sich ein mittleres Sohlgefälle von ca. 1,5‰, was in etwa dem Oberflächengefälle der NT3 entspricht, aber niedriger ist als das Oberflächengefälle der holozänen Isaraue von etwa 1,76‰.



Bild 16: Kiesige Oberfläche der NT3 in der Flur „Mähmooswiesen“ nordwestlich von Zustorf (Photo: G. SCHELLMANN April 2016).

Häufig reicht der Kieskörper bis an die Geländeoberfläche (Bild 16). Daneben existieren aber auch große Areale mit bis zu 1,9 m (Abb. 19), zum Teil auch noch mächtigeren kalkhaltigen bis stark kalkhaltigen holozänen Hochflutsedimenten in Form von Mergeln und schluffigen Feinsanden, teilweise mit begrabenen schwarzen Anmooren. Letztere wurden von BRUNNACKER (1959b) auch als „Pechanmoore“ bezeichnet. Anmoore, zum Teil mit Almausfällungen in Pflugtiefe sind großflächig vor allem in der Randsenke der NT3 am Außenrand zu den höheren Nieder- und Übergangsterrassen weit verbreitet (Abb. 20: Mo15/26).

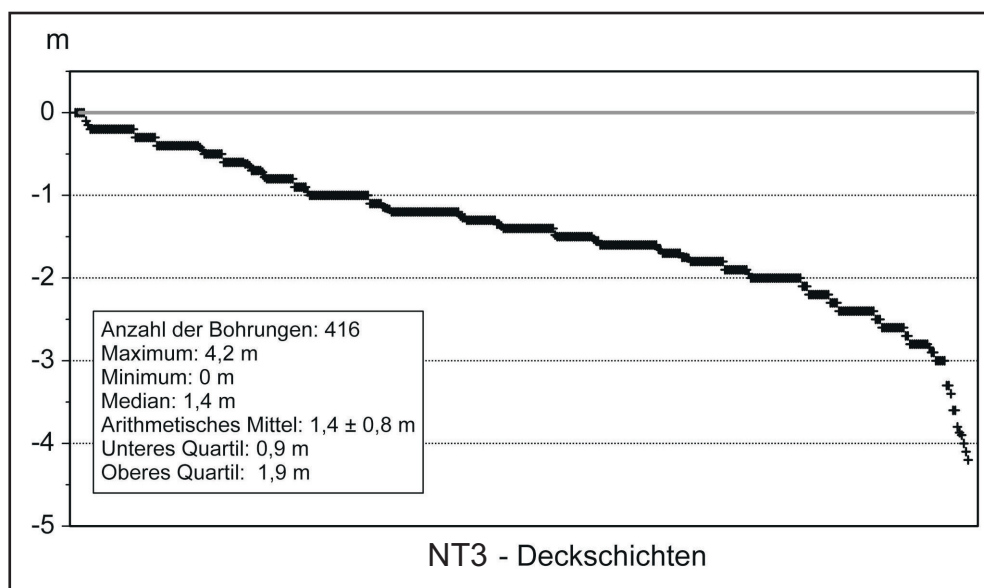


Abb. 19: Niederterrasse 3 (NT3) der Isar – Mächtigkeiten feinklastischer Deckschichten, zum Teil An- und Niedermooren in Metern unter Geländeoberfläche nach Schichtenverzeichnissen von Bohrungen und eigenen Sondierungen (7537 Moosburg).

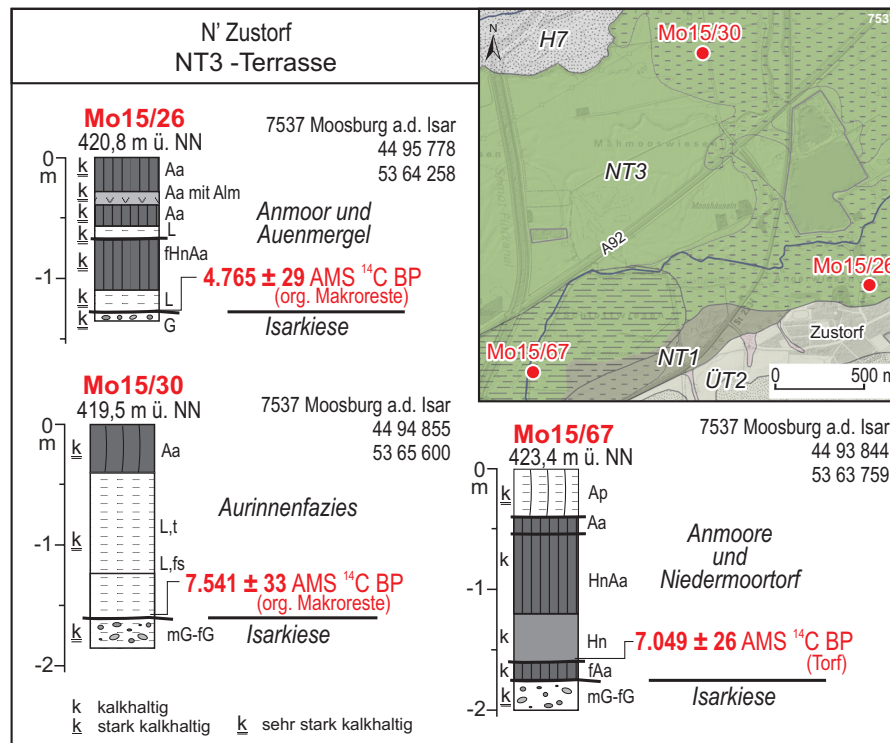


Abb. 20: Organische Randsenkenverfüllungen aus holozänen Anmooren, Alm und Niedermoortorfen am Außenrand der NT3 der Isar westlich und nördlich von Zustorf (Sondierungen Mo15/26, Mo15/30 und Mo15/67; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

In den „Schlottwiesen“ westlich von Zustorf erreichen organische Randsenkenverfüllung aus holozänen Anmooren, Alm und Niedermoortorfen vereinzelt Mächtigkeiten von 1,75 m (Abb. 20: Mo15/67). Kleinräumig können die Anmoore und Hochflutlehme in einzelnen Flussrinnen auch Mächtigkeiten von etwa 4 m erreichen, wie dies in einer Sondierung auf der NT3 östlich von Rosenau der Fall war (Abb. 21: Mo16/70). Zum Teil über 1 m mächtige Torfe und Anmoore sind vor allem südlich von Gaden (Abb. 22: Mo15/58, Mo15/59, Mo15/63) und kleinräumig auch nordwestlich von Langenpreising (Abb. 23: Mo15/73) erhalten. Bei Langenpreising und nordwestlich der Ortschaft überwiegen allerdings Areale mit geringmächtigen Anmoorbildungen in ehemaligen Flussrinnen und Areale mit zur Oberfläche reichenden Kiesen, die manchmal von einigen Dezimeter mächtigen Hochflutmergeln überdeckt sind.

Auch die NT3 der Amper trägt westlich von Haag zum Teil 2,4 m mächtige Abfolgen aus Torfen, Anmooren und Hochflutsedimenten. Dabei wurden die Niedermoortorfe westlich von Haag, an der östlichen Blattrandgrenze des Nachbarblatts 7536 Freising Nord, bereits ausführlich von VIDAL & HOHENSTATTER (1962) beschrieben. Danach erreicht das dort verbreitete Quellmoor eine maximale Mächtigkeit von 1,7 m und besteht aus meist wenig zersetzten *Carex-Phragmites*-Torfen (Riedtorfen) mit zwei eingeschalteten Horizonten aus *Sphagnum*-Waldmoortorfen. Außerhalb der Niedermoorgebiete reicht der Kieskörper der NT3 der Amper oft bis an die Geländeoberfläche oder ist von nur geringmächtigen Hochflutlehm bedeckt (Abb. 12). In

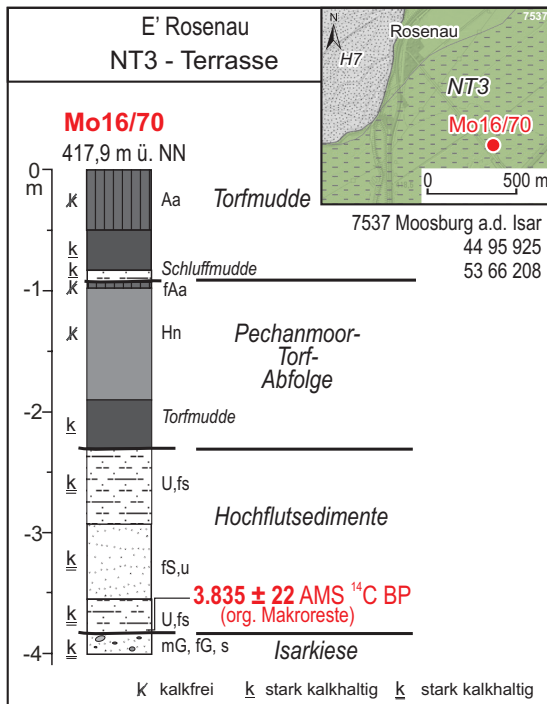


Abb. 21:  
Organische Randsenkenverfüllungen aus liegenden Hochflutsedimenten und hangenden Torf – Anmoor – Abfolgen auf der NT3 der Isar östlich von Rosenau (Mo16/70; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

der Flur „Stocket“ südlich von Niederambach trägt die NT3 einen entkalkten Verwitterungslehm, der meist weniger als 0,5 m mächtig ist. Dabei kann die Entkalkung noch bis zu 20 cm tief in die Amperkiese hinabreichen. Zu den Kiesmächtigkeiten liegen keine Informationen vor.

**Lithologie und Fazies:** Aktuell existieren keine Aufschlüsse, die Einblick in den lithologischen Aufbau der kiesigen Flussbettsedimente der NT3 von Isar und Amper geben. Das im Isartal an der Terrassenoberfläche erhaltene verzweigte Gerinnebettmuster weist auf einen vertikal aufgehöhten „V-Schotter“ *sensu* SCHIRMER (1983) hin. Lediglich in den wenigen ausgeprägten Mäanderbögen wie in der Flur „Am Steinweg“ östlich von Gaden oder am Weiler „Mooshäuseln“ nordwestlich von Zustorf könnte der Kieskörper lokal auch eine großbogige Schrägschichtung besitzen, wie sie FELDMANN (1990: 198ff.) und FELDMANN et al. (1991) isaraufwärts von der NT3 nördlich von Garching beschreiben. Petrographisch dürfte die NT3 im Isar- und im Ampertal einen stark kalkalpinen Kieskörper besitzen.

**Alter:** Es gibt zur Ablagerung der Flussbettsedimente der NT3 im Blattgebiet keine numerischen Altersdaten. Eine Alterseinstufung ist daher lediglich über das Alter der den sandig-kiesigen Flussbettsedimenten aufliegenden organogenen Deckschichten möglich.

Nach den bisher vorliegenden massenspektrometrischen <sup>14</sup>C-Datierungen (Tab. 5) entstanden leider viele Hochflutmergel, Torfe und Anmoore auf der NT3 der Isar erst im Holozän an der Wende Boreal/Atlantikum vor etwa 7.500 <sup>14</sup>C-Jahren und danach (Abb. 20, Abb. 21, Abb. 22). Die jüngsten Anmoor/Niedermoor-Hochflutmergel-Sequenzen wurden sogar erst ab dem älteren Subboreal vor etwa 4.765 (Abb. 20) bzw.

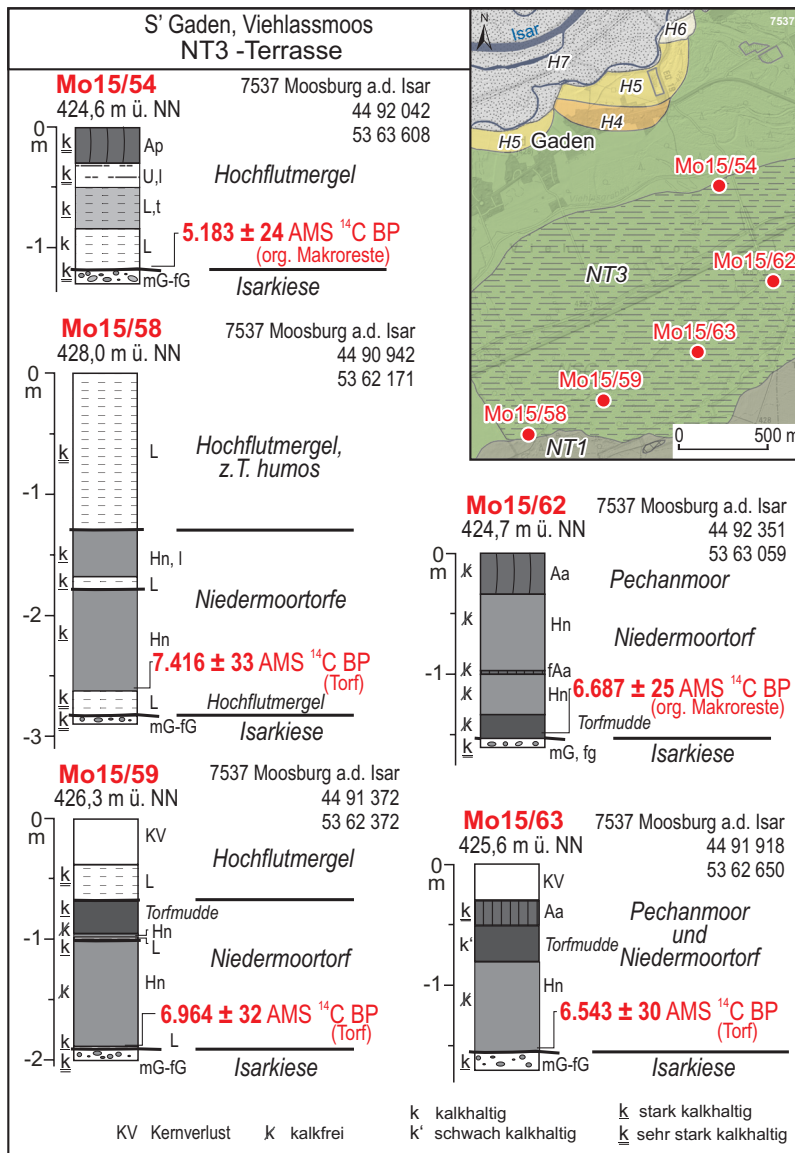


Abb. 22: Niedermoortorfe und Hochflutmergel auf der NT3 der Isar südlich von Gaden (Sondierungen Mo15/54, Mo15/58, Mo15/59, Mo15/62, Mo15/63; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

4.606 <sup>14</sup>C BP (Abb. 23) gebildet. Insofern helfen diese relativ jungen Deckschichtendatierungen bei der Alterseinstufung der NT3 nicht weiter.

Deutlich älter ist dagegen die Torfbildung auf der NT3 der Amper westlich von Haag. Nach pollenanalytischen Untersuchungen von SCHMEIDL (1962) setzte sie zu Beginn der Jüngeren Dryaszeit (Pollenzone III nach FIRBAS 1949) ein und dauerte kontinuierlich mindestens bis in das Boreal (Pollenzone V nach FIRBAS 1949) hinein an. Die Ausfällung der Kalkmudde im Liegenden der Torfe ereignete sich nach SCHMEIDL (1962) im Allerød (Pollenzone II nach FIRBAS 1949), eventuell auch schon in der Älteren Dryas (Pollenzone Ic nach FIRBAS 1949). Die liegenden NT3-Amperkiese sind dort also älter als Allerød, eventuell auch älter als die Ältere Dryas.

SHELLMANN et al. (1994) gehen davon aus, dass die Aufschüttung der NT3 der Isar im Bølling/Allerød-Interstadial begann und die große Masse der Schotter in der Jüngeren Dryas abgelagert wurden. Daher sind in ihrem Kieskörper flussaufwärts im Isartal nördlich von Garching zahlreiche umgelagerte Auelehmschollen („Geliso-

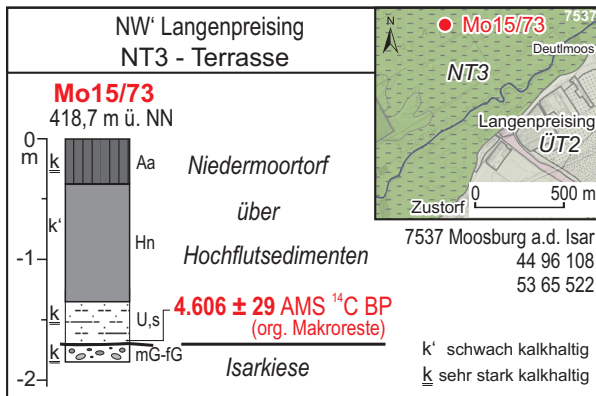


Abb. 23:  
Niedermoortorfe auf der NT3 der Isar nord-  
westlich von Langenpreising (Sondierung  
Mo15/73; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000  
© Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

lumplatten“ *sensu* FELDMANN et al. 1991) mit allerød- und jüngeren dryaszeitlichen Pollenspektren eingelagert (FELDMANN et al. 1991). Dabei soll die Isar im Allerød für kurze Zeit von München bis zur Mündung einen überwiegend mäandrierender Flusslauf gehabt haben, dessen Flussbettsohle direkt auf dem tertiären Sohlgestein lag (FELDMANN & SCHELLMANN 1994: 99).

JERZ (1991) berichtet vom östlichen Nachbarblatt L7538 Landshut, dass die Moorbildung auf der spätglazialen Altstadtstufe (= NT3) nordöstlich von Altheim vor mindestens  $10.600 \pm 140$   $^{14}\text{C}$ -Jahren begann. SCHELLMANN (2010) konnte im Donautal bei Straubing nachweisen, dass die Aufschotterung der NT3 der Donau bereits vor dem Bølling/Allerød-Interstadial in der Ältesten Dryas vor mindestens 14.000  $^{14}\text{C}$ -Jahren begann und bis ans Ende der Jüngeren Dryas andauerte. Dabei fanden kräftige Schotterablagerungen vor allem in der Ältesten Dryas und in der zweiten Hälfte der Jüngeren Dryas statt. Die NT3 der Donau und der Isar entstanden zeitgleich, da beide Terrassen im Isarmündungsgebiet zusammenfließen (SCHELLMANN 1988).

Auch im Donautal bei Dillingen begann die Aufschotterung der NT3 nach Datierungen organischer Makroreste in ihren Deckschichten bereits deutlich vor dem Bølling/Allerød-Interstadial und dauert wahrscheinlich bis ans Ende der Jüngeren Dryas an (SCHELLMANN 2017).

Ähnliches gilt auch für die jüngere Niederterrasse des Schmuttertals, wo der Aufwuchs von Niedermoortorfen teilweise schon im frühen Bølling-Interstadial vor 12.200 und 12.100  $^{14}\text{C}$ -Jahren einsetzte (SCHELLMANN 2016a: 26; ders. 2016b: 95f.).

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die Einblicke in den Akkumulationskörper der NT3 von Isar und Amper ermöglichten.

### 3.2.1.6 Löß und Lößlehm

*Jungpleistozän (international: Oberpleistozän), Würm*

Pleistozäner Löß und Lößlehm bedeckt meist mit mehreren Metern Mächtigkeit nicht nur große Areale des Tertiärhügellandes, sondern auch die im Blattgebiet erhaltenen Hochterrassen. Mit wenigen Dezimeter Mächtigkeit bedecken sie auch große Areale

der am südlichen Blattrand verbreiteten Übergangsterrasse. Allerdings sind auf der unteren Hochterrasse und der Übergangsterrasse neben schluffigen oder lehmigen Lößdeckschichten auch Sandlöße (s.u.) weiter verbreitet.

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeiten der Lößdeckschichten können stark variieren. Sie liegen meist über 2 m, bei und östlich von Niederhummel zwischen 2,4 bis 4,5 m (Bohrarchiv LfU: 7537BG015194, 7537BG015196; NATHAN 1953: 318f.). Dabei ist davon auszugehen, dass noch größere Mächtigkeiten von über 4,5 m vor allem in Lößwächten am Außenrand der Hochterrassen zum tertiären Hügelland hin auftreten.

**Lithologie:** Löß ist ein äolisches Sediment aus karbonathaltigem, schwach feinsandigem Schluff (Silt) mit geringen Tonanteilen, der meist eine gelblich-hellbraune Farbe und Nadelstichporen besitzt. Im Blattgebiet besitzt er öfters einen höheren Feinsandanteil. Lößlehm ist eine pedogene oder diagenetische Umbildung des Löß in der Regel verbunden mit einer Entkalkung und einer Erhöhung des Tonanteils auf teilweise über 40 Gew.%. Nach BRUNNACKER (1966: Abb. 4) besitzt der Löß auf der älteren Hochterrasse bei Oberhummel etwa 40% CaCO<sub>3</sub>, unterlagernde Lößlehme etwa 22-33% CaCO<sub>3</sub>.

**Fazies:** Die Lößdeckschichten sind äolischer Genese. In ihnen sind Lagen aus periglazialen Fließerden, periglazialen Spülsedimenten sowie interstadialen (Nassböden, Verbraunungshorizonten, Humuszonen) und manchmal auch interglazialen (Pseudogley-Parabraunerden bis hin zu sekundären Pseudogleyen) Bodenhorizonten eingelagert.

**Alter und Fossilführung:** Die Lößdeckschichten auf der äHT bei Oberhummel enthalten nach BRUNNACKER (1966: Abb. 4) zum Teil viele Schneckenschalen vor allem von *Succinea oblonga*, seltener von *Succinea putris* und *Gyraulus gredleri* (Süßwasserschnecke). NATHAN (1953: 318) berichtet vom Auftreten von *Succinea oblonga* in den Lößdeckschichten auf der jHT bei Niederhummel und Grünseiboldsdorf. Die Lößdeckschichten auf den Hochterrassen wurden im Laufe der Würmkaltzeit abgelagert, die auf den Übergangsterrassen wahrscheinlich erst im Jungwürm nach dem Dene-kamp-Interstadial.

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die die Lößdeckschichten auf den Hochterrassen von Isar und Amper erschlossen.

### 3.2.1.7 Sandlöß

*Jungpleistozän (international: Oberpleistozän), Würm*

Da es innerhalb des engen zeitlichen Rahmens der Kartierungen nicht möglich war, flächendeckende Sondierungen zur Verbreitung von Sandlöß-, Löß- und Lößlehmgebieten durchzuführen, wurde die räumliche Verbreitung der Sandlößgebiete sehr stark von der digitalen Übersichtsbodenkarte des BAYERISCHEN LANDESAMT FÜR UMWELT (2013) übernommen.

Die Übergangsterrasse 2 trägt westlich und östlich von Langenpreising am Abfall zu den Niederterrassenfluren des Isartales eine meist weniger als 1 m mächtige Sandlößdecke, die ohne interglaziale Bodenbildung direkt dem frischen Übergangsterrassenschotter aufliegt (Abb. 8 und Abb. 9). Auch die zwischen Amper- und Isartal gelegene jüngere Hochterrasse besitzt, wie dieses bereits von BRUNNACKER (1966) und der aktuellen digitalen Übersichtsbodenkarte des BAYERISCHEN LANDESAMT FÜR UMWELT (2013) für Blatt Moosburg dargestellt wurde, häufig eine über einen Meter mächtige Sandlöß-, Lösssand- und kleinräumig auch Flugsanddecke. An der Basis dieser überwiegend äolisch abgelagerten Deckschichten war nach BRUNNACKER (1966) in der heute aufgelassenen Kiesgrube bei „Weigl hinterm Holz“ eine fossile, ziegelrote interglaziale Parabraunerde erhalten, zum Teil auf Hochflutsedimenten, zum Teil mit Verwitterungszapfen in den Hochterrassenschotter hineingreifend.

**Mächtigkeit:** Auf der unteren Hochterrasse westlich von Moosburg besitzen die Sandlöße nach den vorliegenden Schichtenverzeichnissen von Bohrungen meistens Mächtigkeiten zwischen 0,9 bis 1,7 m. NATHAN (1953: 321) berichtet, dass in zwei Kiesgruben beim Bauernhof „Weigl hinterm Holz“ unter etwa 1 m mächtigem Sand und sandigem Lehm ein bis 1,10 m mächtiger Roterdehorizont aufgeschlossen war. Er griff dort taschen- und trichterförmig in den warmzeitliche Conchylien führenden Hochterrassenschotter hinein. Größere Sandlöß-Mächtigkeiten treten im Bereich der unteren Hochterrasse im westlichen Stadtgebiet von Moosburg. Bereits Penck & Brückner (1909: 71) berichten dort von 6 m mächtigen Lößdeckschichten in der alten Moosburger Ziegelei nördlich des Stadtteils „Bonau“. Etwa 400 m weiter östlich durchteufte eine Bohrung 5,8 m mächtige Sandlößdeckschichten (Kap. 6: Bohrung B2).

**Lithologie:** Sandlöße und Lössande sind äolischer Herkunft, die meist in der Nähe von Auswehungsgebieten abgelagert werden. Beide unterscheiden sich durch ihre Sandanteile. Sandlöße besitzen Sandgehalte (überwiegend Feinsande) von >20 bis 50 Gew.-% und Lössande Sandgehalte von >50 bis 75 Gew.-% (AG BODEN 2005; HOFMANN 1986). Unverwitterte Sandlöße auf der ÜT2 im Raum Langenpreising (Abb. 8 und Abb. 9) besitzen vorwiegend Sandgehalte zwischen 24 bis 38 Gew.-% (v.a. Feinsand), wobei einzelne sandigere Lagen am Top oder an der Basis auch Sandgehalte von bis 48 bis 65 Gew.-% besitzen können. Die Tongehalte liegen im unverwitterten Sandlöß meistens bei 5 bis 11 Gew.-%, die Schluffgehalte zwischen 52 bis 65 Gew.-%. Dabei wechseln sich innerhalb einer Sandlößdecke häufig Lagen aus schluffigen Feinsanden mit Lagen aus feinsandigen Schluffen ab. Die Kalkgehalte schwanken in der Sandlößdecke im Bereich der ÜT westlich von Langenpreising (Abb. 8) zwischen 23 bis 34% und liegen in der Sandlößdecke auf der ÜT östlich von Langenpreising (Abb. 9) etwas niedriger bei 15 bis 19%. Häufig treten innerhalb der Sandlößdecke auf der ÜT bei Langenpreising pedogene Überprägungen durch ein oder zwei schwache Naßböden auf (Abb. 8, Bild 15), wie sie für jungwürmzeitliche Lößablagerungen typisch sind.

**Fazies:** Sandlössе sind ein äolisches Produkt, wobei allerdings häufig Lagen periglazialer Fließerden oder periglazialer Spülsedimente mit eingelagert sind. Die im Blattgebiet auf der Übergangsterrasse bei Langenpreising verbreiteten Sandlöß-Deckschichten besitzen an der Basis manchmal einige Dezimeter mächtige Lagen periglazialer Fließerden aus Feinsanden und Kiesen (Abb. 8).

**Alter:** Die Sandlössе wurden wahrscheinlich vor allem im Würm-Hochglazial und im Würm-Spätglazial abgelagert. Das ESR-Alter von  $16.4 \pm 2.6$  ka und auch das  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $16.140 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  BP (Abb. 8) der mitten im Sandlöß eingelagerter Schneckenschalen auf der ÜT westlich von Langenpreising weisen darauf hin, dass die Anwehung des Sandlösses noch im Würmspätglazial, wahrscheinlich bis zu Beginn des Bølling-Interstadials andauerte.

**Aufschlüsse:** Im Abbau befindliche Gemeindeg Kiesgrube westlich von Langenpreising, Profil Is16/02 und 15/02, R 44 96 857, H 53 65 012 (Abb. 8, Bild 12, 14 und 15, Kap. 5: A2); Profil Is16/04, R 44 96 863, H 53 65 002 (Abb. 8, Kap. 5: A2). Kurzzeitiger Bauaufschluss im neuen Gewerbegebiet nordöstlich von Langenpreising, Profil Is15/01, R 44 98 697, H 53 65 986 (Abb. 9, Kap. 5: A3).

### 3.2.2 Pleistozän bis Holozän

#### 3.2.2.1 Abschwemmmassen

Abschwemmmassen erstrecken sich zum einen als eine meist wenige Zehner von Metern breite Zone am Südrand des Ampertals und zwar am Übergang des Talbodens zum Talhang des Tertiärhügellandes oder der Moosburger Hochterrassen. Auch im Südosten des Isartals bei der Siedlung Feldmann bildet ein schmales Areal aus Abschwemmmassen den Übergang von der ÜT zum Anstieg des Tertiärhügellandes.

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeiten der Abschwemmmassen schwanken stark und können vermutlich mehrere Meter betragen.

**Lithologie und Fazies:** Das Material der Abschwemmmassen ist abhängig vom Einzugsgebiet. Im Amper- und im Isartal sind dies vor allem verschwemmter Löss und Kolluvien häufig mit unterschiedlichen Kiesanteilen. Am Anstieg zum Niederbayerischen Hügelland können stärker verschwemmte Partikel aus den dort anstehenden Lockergesteinen des Tertiärs vor allem quarzreiche Kiese, Feinsande und Mergel beteiligt sein. Faziell sind die Abschwemmmassen überwiegend ein Ergebnis periglazialer Solifluktion und Ablation, untergeordnet auch jungholozäner Verspülungen bei ackerbaulicher Nutzung des Einzugsgebiets.

**Alter:** Die Umlagerungen und Ablagerung der Abschwemmmassen waren am intensivsten in der Würm-Kaltzeit, wurden aber im Holozän durch ackerbauliche Nutzungen reaktiviert.

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die Einblicke in die Mächtigkeit und die lithologische Zusammensetzung der Abschwemmmassen ermöglichten.

### 3.2.2.2 Talfüllung, polygenetisch

Die nicht weiter differenzierten Füllungen der Dellentälchen auf den Moosburger Hochterrassen sind als polygenetische Talfüllungen zusammengefasst. Am Ausgang größerer und kleinerer periglazialer Dellentälchen, vor allem denen, deren Einzugsgebiete im Niederbayerischen Hügelland liegen, sind manchmal Schwemmfächer und Schwemmkegel erhalten, die in den Kaltzeiten als Folge des plötzlich stark reduzierten Gefälles im Vorland sedimentiert wurden. Sie wurden in der Karte nur bei klarer morphologischer Erhaltung und nur als Übersignatur über den in Fächer- oder Kegelform endenden Ablagerungen dargestellt. Allerdings ist davon auszugehen, dass sich periglaziale Fließerden und Spülsedimente am Ausgang der Dellentälchen im Untergrund noch weit ins Vorland erstrecken.

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeit der Talfüllungen und auch der Schwemmfächer und Schwemmkegel ist stark schwankend zwischen oft nur wenigen Dezimetern bis hin zu mehreren Metern.

**Lithologie und Fazies:** Die Sedimentfüllungen in den Dellentälchen auf den Moosburger Hochterrassen bestehen wahrscheinlich überwiegend aus kaltzeitlich verlagerten lehmigen Löß-Fließerden, teilweise mit Sandlagen. Die Füllungen der Dellentälchen sind, wie deren Anlage selbst, ein Produkt periglazialer Solifluktion- und Ablationsdynamiken. Dabei können lokal in den Talfüllungen und in den Schwemmfächern und -kegeln junge Kolluvien als Folge ackerbaulich bedingter Spüldenudation verbreitet sein.

**Alter:** Die Sedimentfüllungen in den Dellentälchen auf den Hochterrassen im Blattgebiet sind überwiegend würmzeitlich, wobei genauere Altersbefunde nicht vorliegen. Auch die im Blattgebiet verbreiteten Schwemmfächer und Schwemmkegel wurden überwiegend letztmalig in der letzten Kaltzeit abgelagert.

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die Einblicke in den Aufbau der polygenetischen Talfüllungen ermöglichten.

### 3.2.2.3 Bach- oder Flussablagerungen

Isar und Amper besitzen im Blattgebiet mehrere große und kleine Seitenbäche. Dazu zählen im Isartal die am südlichen Blattrand einmündenden größeren Bäche Dorfen, Sempt, Strogen und Pfrombach. Im Ampertal sind aufgrund ihrer Größe zu nennen der Langenbach bei Langenbach sowie die größeren Bäche am Nordrand des Tals wie der Plörnbach bei Haag, der Marchenbach westlich von Inkofen, der Ambacher Bach



Bild 17: Bauaufschluss im Strogental an der Einmündung des Hofer Baches östlich der Siedlung Appolding. Das Bild zeigt eine stark kalkhaltige Auenpararendzina auf horizontal geschichteten stark kalkhaltigen Fein- und Mittelkiesen der Strogen. Die rostfarbenen und schwarzen Bänder sind ein fossiler Go-Horizont und markieren einen ehemaligen Grundwasserstand (Kap. 5: Aufschluss A4; Photo: G. SCHELLMANN April 2016).

bei Niederambach, der Haselbach bei Dornhaselbach sowie der Mauerner Bach bei Wang.

**Mächtigkeit:** Es existieren im Blattgebiet kaum Informationen über Tiefenlage und Mächtigkeit der quartären Talfüllungen der Seitenbäche von Isar und Amper. Im Strogental standen an der Einmündung des Hofer Bachs östlich der Siedlung Appolding in einem Bauaufschluss (Kap. 5: A4) über zwei Meter mächtige stark kalkhaltige und grobsandige Fein- und Mittelkiese an, ohne dass deren Basis aufgeschlossen war (Bild 17). Auf den horizontal geschichteten Kiesen lagerten 25 cm mächtige Auenmergel, auf denen eine stark kalkhaltige Auenpararendzina entwickelt war.

Nach dem Schichtenverzeichnis einer Bohrung in der Talaue der Strogen bei Wartenberg (Kap. 6: Bohrung B8) bestehen die dortigen Bachablagerungen der Strogen aus quarzreichen Feinkiesen, die in 6,5 m unter Geländeoberfläche tonigen bis schluffigen Gesteinen der OSM aufliegen. Auf den Kiesen liegen 3,35 m mächtige Niedermoortorfe, die von einem 0,9 m mächtigem Lehm, vermutlich Auelehm, überdeckt sind.

**Lithologie und Fazies:** Zur Lithologie der Bachbettablagerungen liegen mangels Aufschlüssen fast keine Informationen vor. Im Strogental bei Wartenberg scheinen die Strogenkiese hohe Anteile quarzreicher Molassekiese zu führen, während weiter talabwärts im Bauaufschluss östlich der Siedlung Appolding hohe Anteile kalkalpiner Gerölle, wahrscheinlich Umlagerungen aus der umgebenden Übergangsterrasse,

enthalten sind. Insgesamt dürften kalt- und warmzeitliche Bachablagerungen am Talboden der Seitenbäche beteiligt sein.

**Alter:** Über das Alter der Bachablagerungen liegen keine Informationen vor. Generell sind sie jünger als die von ihnen zerschnittenen Flussterrassen von Amper und Isar.

**Aufschlüsse:** Bauaufschluss Strogental östlich der Siedlung Appolding bei der Einmündung des Hofer Bachs. Lage: R 44 98 790, H 53 64 169 (Kap. 5: A4).

### 3.2.3 Holozän

#### 3.2.3.1 Ältere und Mittlere Holozänterrassen H1 bis H3

##### *Alt- und Mittelholozän*

Die holozänen Isar- und Amperauen nehmen im Blattgebiet etwa 46% bzw. 33% der jeweiligen jungquartären Talböden ein (Tab. 1). Sie erstrecken sich beiderseits von Isar und Amper, an der Isar mit einer mittleren Breite der Talauen von 1,3 bis 2 km, an der Amper meistens mit einer Breite von 400 bis 700 m. Als Reihenterrassen besitzen alle Holozänterrassen eine ähnliche Höhenlage ihrer Oberflächen, obwohl im Gelände die jungholozänen Talauen vor allem wohl wegen ihrer stärkeren Gliederung durch Aurinnen oft den Eindruck einer tieferen Aue erzeugen.

Von FELDMANN (1990) und SCHELLMANN (1988) wurden in den Isarauen oberhalb und unterhalb des Blattgebiets bis zu sieben holozäne Terrassen mit den Bezeichnungen H1 bis H7 (H= Holozän, 1 = alt, 7 = am jüngsten) unterschieden. Beide Nomenklaturen und deren zugehörige Altersstellungen sind in Tab. 4 zusammengestellt. Bezüglich der älteren holozänen Terrassengliederungen des Isartals von BRUNNACKER (1959a) im Talraum zwischen München und Freising, von HOFMANN (1966; ders. 1973) und JERZ (1991) im Raum Landshut sowie von WEINIG (1972) im unteren Isartal sei auf SCHELLMANN (1988; SCHELLMANN et al. 1994: Tab. 1) und FELDMANN (1990) verwiesen.

Im Blattgebiet sind innerhalb der Isarauen nur bis zu sechs unterschiedlich alte holozäne Isarterrassen erhalten, die H2 bis H7. Ältere Holozänterrassen wie die H1 der Isar sind im Blattgebiet nicht vorhanden. Aber nur wenige Kilometer isaraufwärts ist die H1 zwischen dem westlichen Areal des Flughafens München und Attaching (7636 Freising Süd) erhalten. Nach FELDMANN (1990: 235) wurden dort beim Bau des Flughafens Münchens aus dem H1-Kieskörper bis zu 8 m lange Kiefernstämme ausgebaggert. Datierungen von drei Kiefernstämmen ergaben präboreal/boreale Alter zwischen 9.270 und 8.985 <sup>14</sup>C BP (FELDMANN 1990: 235). Auenareale, in denen alle mittel- und jungholozänen Terrassen der Isar im räumlichen Nebeneinander verbreitet sind, erstrecken sich nur am westlichen Blattrand östlich von Hirschau und in der Volkmannsdorferau. Außerhalb dieser Auengebiete sind auch die mittelholozänen Isarterrassen weitgehend ausgeräumt und es dominieren die jungholozänen

Tab. 4: Stratigraphische Übersicht der im Blattgebiet verbreiteten Flussterrassen von Isar und Amper sowie Stratigraphie und Alter der Isarterrassen von SCHELLMANN (1988) und FELDMANN (1990). Der Buchstabe H steht für Holozän, die Bezeichnung NT für hoch- oder spätwürmzeitliche Niederterrassenkörper und die Abkürzung ÜT für früh- bis mittelwürmzeitliche Übergangsterrasse.

Terrassen	Generallegende (LfU)	Mittlere Isartal FELDMANN (1990; ders. 1994)		Untere Isartal und Donautal unterhalb von Regensburg (SCHELLMANN 1988; ders. 1994 und 2010)	
<b>H7</b>	qhj3 <sub>2</sub>	H7	1760 AD bis Regulierung Ende 19. Jh.	H7	Mitte 18. bis Regulierung ab Mitte 19. Jh.
<b>H6</b>	qhj2 <sub>2</sub>	H6	1460 bis 1740/50 AD	H6	ca. 1350 bis 1750 AD
<b>H5</b>	qhj2 <sub>1</sub>	H5	Mittelalter	H5	ca. 500 bis 1300 AD
<b>H4</b>	qhj1	H4	Römerzeit (1.900 ± 50 <sup>14</sup> C BP)	H4	spätes Subboreal bis Ende Römerzeit (ca. 2.900 – 1.500 <sup>14</sup> C BP)
<b>H3</b>	qhm2	H3	Frühes bis mittleres Subboreal (4.590 – 3.420 <sup>14</sup> C BP)	H3	Subboreal (ca. 5.000 – 3.000 <sup>14</sup> C BP)
<b>H2</b>	qhm1	H2	Atlantikum (6.465 ± 69 <sup>14</sup> C BP)	H2	Atlantikum (ca. 6.700 – 5.600 <sup>14</sup> C BP)
<b>H1</b>	qha	H1	Präboreal/Boreal (9.270 – 8985 <sup>14</sup> C BP)	H1	Präboreal – älteres Boreal (ca. 9.600 bis 8.400 <sup>14</sup> C BP)
<b>NT3</b>	Ws2	NT3	Würm-Spätglazial (älter/gleich Allerød bis Jüngere Dryas)	NT3	Würm-Spätglazial (älter 13.950 – ca. 10.200 <sup>14</sup> C BP)
<b>NT2</b>	Ws1	NT2	Frühes Würm-Spätglazial (prä-Bölling und post-Hochglazial)	NT2	Frühes Würm-Spätglazial
<b>NT1</b>	Wh	NT1	Würm-Hochglazial	NT1	Würm-Hochglazial
<b>ÜT</b>	Wf	-	-	ÜT1 ÜT2	Früh- bis Mittelwürm

Isarablagerungen der H4 bis H7. Da sie noch stärker von wenig verfüllten Aurinnen durchzogen sind, erwecken sie oft den Eindruck einer tiefer gelegenen Aue.

In den Amperauen bei Haag sind dagegen bis zu sieben holozäne Amperterrassen, die H1 bis H7, im räumlichen Nebeneinander erhalten. Allerdings dominieren auch hier die jungholozänen Terrassen, die genauso wie im benachbarten Isartal über ein Drittel des jungquartären Talbodens einnehmen (Tab. 1). Dennoch sind mittelholozäne Auenflächen als schmale Terrassenleisten häufiger am Rande der Amperaue zwischen Haag und Wang sowie nordwestlich von Thonstetten erhalten, altholozäne Auenfläche nur am westlichen Blattrand südwestlich von Haag.

Bei allen holozänen Auenterrassen von Isar und Amper gilt, sofern keine numerischen Altersdaten vorliegen, dass sie nur relativ stratigraphisch aufgrund ihrer morphologischen Lage und der sich daraus ergebenden stratigraphischen Lagebeziehungen in der Aue eingestuft sind. Diese Einstufungen stellen daher lediglich Mindestalter dar, ein höheres Alter ist durchaus möglich.

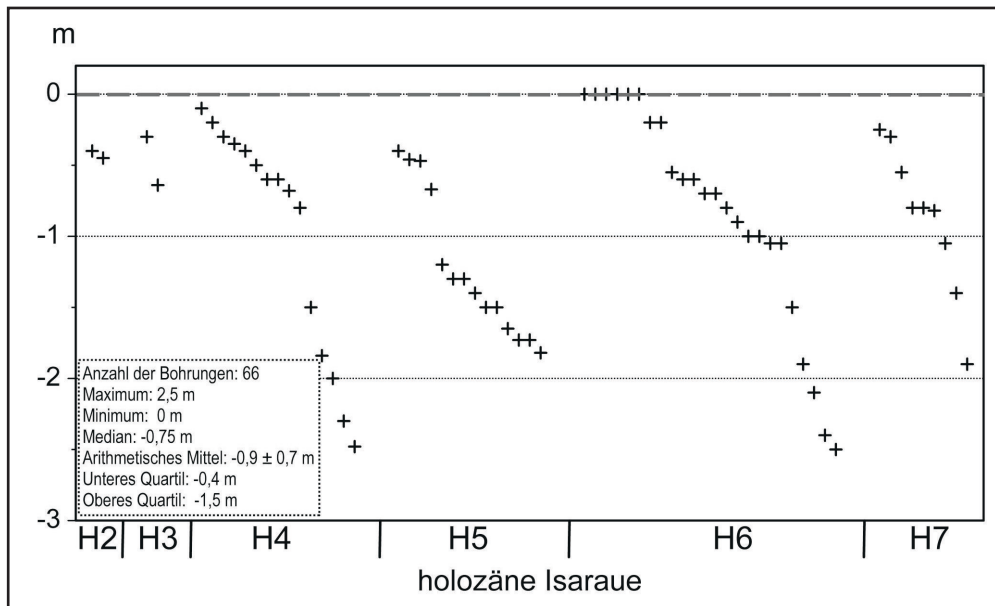


Abb. 24: Holozäne Isaraue – Mächtigkeiten feinklastischer Deckschichten in Metern unter Geländeoberfläche nach eigenen Sondierungen ( $n = 54$ ) sowie Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bayerischen Bodeninformationssystem des LfU, Blatt 7537 Moosburg.

**Mächtigkeit:** Alle holozänen Terrassen der Isar tragen außerhalb von Aurinnen oft keine oder im Mittel nur wenige Dezimeter bis 1,5 m mächtige Überdeckungen aus stark kalkhaltigen Auenmergeln und feinsandig-schluffigen Aurinnensedimenten (Abb. 24). Das trifft auch für die im Blattgebiet erhaltenen H2- und H3-Terrassen der Isar zu, deren kiesige Flussbettsedimente allerdings häufig an der Oberfläche anstehen. Nach eigenen Sondierungen treten dort vor allem außerhalb primärer Aurinnen und Altarme nur 0,4 m bis 0,7 m mächtige Auenmergel auf (Abb. 24). Auf den kalkreichen Hochflutsedimenten sind dunkelbraune Auenpararendzinen (Kalkpaternien) und auf den sehr kalkreichen Isarschottern stark humose dunkelbraune bis schwarze Auenrendzinen entwickelt. Mangels Aufschlüssen gibt es keine Informationen über das Vorhandensein oder Fehlen von Schotteranwitterungshorizonten unter den humosen Oberböden, wie diese von SCHELLMANN (1988) und FELDMANN (1990) für die alt- und mittelholozänen Isarterrassen beschrieben wurden. Die stark humosen dunkelbraunen bis schwarzen Oberböden heben sich deutlich von den wenig entwickelten, graubraunen bis hellgrauen Auenpararendzinen der jungholozänen Isarterrassen ab.

Die Mächtigkeiten der quartären Kieskörper im Bereich der mittelholozänen Terrassen sind nicht bekannt. Sie dürfte jedoch in der Größenordnung der Kiesmächtigkeiten im Bereich der jungholozänen Terrassen der Isar (H4 bis H7) von meist 4 bis 8 m liegen (Abb. 18). Es liegen keine Informationen über die Tiefenlage der jeweiligen Terrassenbasen vor. Feinklastische Sedimentfüllungen ehemaliger Flussrinnen reichen nach den bisher vorliegenden Daten (Abb. 24) nur bis in eine Tiefe von max. 2,5 m unter Geländeoberfläche (u. GOK). Sie weisen auf die Mindesttiefe zugehöriger

Paläoflussarme der Isar und damit auf eine Mindesttiefe der zugehörigen Terrassenbasis hin.

FELDMANN (1994) geht in der Isaraue südlich von Freising auf der Basis von Bohrungen, Kies- und Baugruben davon aus, dass die dort 5 bis 8 m mächtigen Kieskörper der alt- und mittelholozänen H1 bis H3 und auch noch der 8 bis 11 m mächtige Schotterkörper der jungholozänen H4 bis zum miozänen Sohlgestein hinabreichen. Erst die Terrassenbasis der H5 bis H7 liegt nach FELDMANN (1994) deutlich höher. Diese Terrassen sind dort also in die älteren holozänen Terrassen eingeschachtelt.

Insgesamt liegt die Quartärbasis im Bereich der holozänen Isarauen im Blattgebiet in einer ähnlichen Tiefe der miozänen Talsohle auf wie im Bereich der südlich angrenzenden spätwürmzeitlichen Terrassenfluren (Abb. 48; Beilage 1: Geol. Talquerprofile). Nach FELDMANN (1994: Abb. 3) ist das auch im Isartal südlich von Freising der Fall. Im Blattgebiet dacht die Quartärbasis im Bereich der holozänen Isarauen mit einem mittleren Sohlengefälle von 1,6‰ von ca. 426 m ü. NN am westlichen auf ca. 403 m ü. NN im Bereich der Ampermündung am östlichen Blattrand ab.

Zu den Kiesmächtigkeiten der holozänen Terrassen im Ampertal liegen kaum Daten vor. Nach den Schichtenverzeichnissen von nur 2 Bohrungen, die den Sedimentkörper vollständig und ohne anthropogene Störung durchteuften und die Quartärbasis erreichten, besitzen die Kiese in den Amperauen Mächtigkeiten um 3 m (Kap. 6: Bohrungen B9 und B10). So durchteufte südöstlich von Inkofen eine dieser beiden Bohrungen den nur 3,1 m mächtigen Kieskörper der H3 (Kap. 6: Bohrung B9), der in 3,9 m Tiefe u. GOK dem tertiären Sohlgestein auflagerte. Da die feinklastischen Auensedimentfüllungen ehemaliger Flussrinnen in den Amperauen etwa 2 bis 4 m unter Flur hinabreichen (Abb. 24), ist davon auszugehen, dass die holozänen Kieskörper weitgehend ohne Zwischenschaltung eines älteren Sockelschotters direkt der miozänen Talsohle aufliegen. Insgesamt dacht die quartäre Talsohle im Bereich der holozänen Amperauen mit einem mittleren Sohlengefälle von ca. 1,3‰ von 415 m ü. NN am westlichen Blattrand südlich von Haag auf 403 m ü. NN oberhalb der Ampermündung südlich von Wang ab (Abb. 49).

Innerhalb der Amperauen sind außerhalb der Aurinnen im Mittel 0,5 bis 1,1 m mächtige Auelehme weit verbreitet, ohne dass zwischen den einzelnen Auenterrassen Mächtigkeitsunterschiede zu erkennen sind (Abb. 26). Dabei sind die Auensedimente auf den alt- und mittelholozänen Amperterrassen häufig bis in eine Tiefe von 0,6 bis 1 m unter Geländeoberfläche (u. GOK) entkalkt.

**Lithologie und Fazies:** Petrographisch bestehen die holozänen Isarkiese überwiegend aus alpinen Kalkschottern sowie untergeordnet aus verschiedenen Kristallingesteinen alpiner Herkunft. Auf den Flusskiesen liegen manchmal wenige Dezimeter mächtige



Bild 18: Flussufer der Isar südöstlich von Niederhummel am Fluss-km 101. Am Ufer sind neuzeitliche Isarkiese überlagert von einigen Dezimeter mächtigen, sandstreifigen Auenmergel aufgeschlossen (Photo: G. SCHELLMANN April 2016).

kiesige Flusssande, meist folgen stark kalkhaltige Auenmergel mit kleinräumig stark variierenden Mächtigkeiten zwischen häufig 0,2 bis 1,5 m (Bild 18; Abb. 24).

Während die holozänen Isarauen von mehreren, sich häufig verzweigenden Flussarmen geschaffen wurden, sind die holozänen Amperauen durch seitliche Mäanderverlagerungen einer mäandrierenden, meist einfadigen Amper entstanden (Abb. 25). An zahlreichen Stellen sind daher in den Amperauen natürliche oder durch die neuzeitlichen Begradigungen der Amper entstandene Paläomäander als verlandete oder wassergefüllte Altarme erhalten. Ihre Flussbettsedimente aus überwiegend grobsandigen Mittel- bis Feinkiesen sollten daher großbogig schräggeschichtet (Gleithangschichtung) sein. Im stark kalkhaltigen Kieskörper überwiegen alpine Kalke, gefolgt von Quarzen. Im Hangenden des Kieskörpers folgen oft Flussbettsedimente und zwar im Gleithangbereich in Form einiger dezimetermächtiger Mittel- und Feinsandlagen, die meistens eine 0,5 bis 1,1 m mächtige Auelehmdecke (Abb. 26) tragen.

**Alter:** Im Einzelnen liegen bisher folgende Daten für die Alterseinstufung der Älteren und der beiden Mittleren Holozänterrassen H1 bis H3 von Isar und Amper vor. Die im Blattgebiet nicht erhaltene H1 der Isar wurde isaraufwärts durch Datierungen eingelagerter subfossiler Hölzer von FELDMANN (1994) in den Zeitraum spätes Präboreal und Frühes Boreal (ca. 9.300 bis 8.990 <sup>14</sup>C BP) und isarabwärts von SCHELLMANN et al. (1994) in den Zeitraum mittleres Präboreal bis spätes Boreal (9.600 bis 8.400 <sup>14</sup>C BP) gestellt (Tab. 4).

Aus dem Ampertal, wo die H1 südwestlich von Haag erhalten ist, liegen bisher keine Datierungen vor.

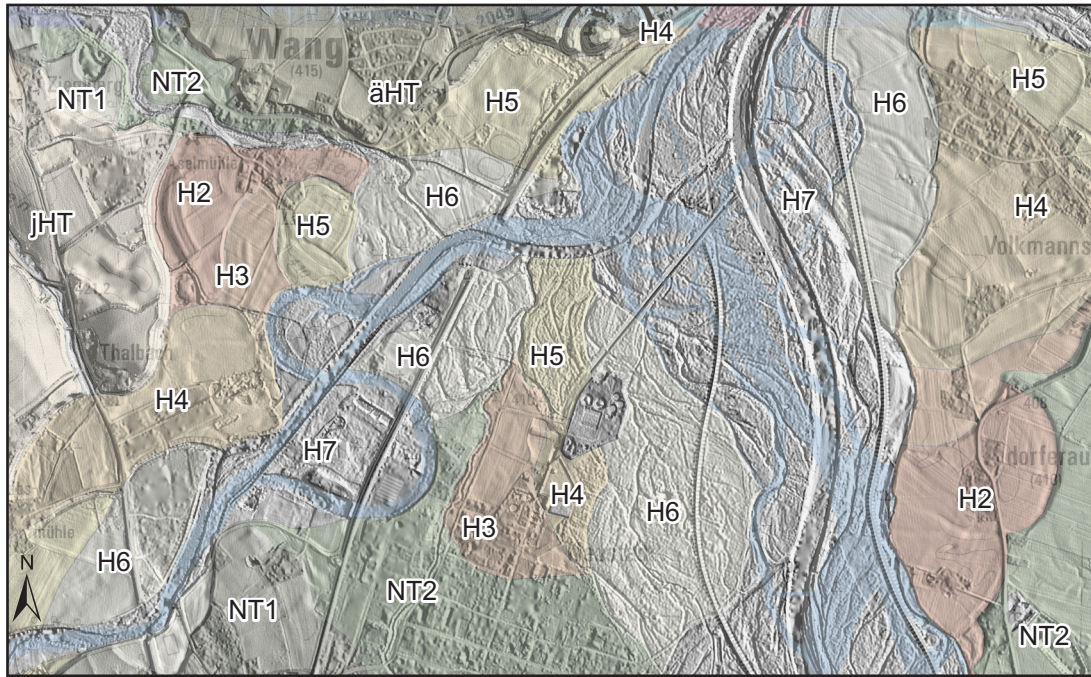


Abb. 25: LiDAR-Hillshade der holozänen Amper- und Isaraue an der Ampermündung südlich Isareck mit historischen Flussläufen von Isar und Amper aus dem Jahr 1857 (© Bayerische Vermessungsverwaltung 2016; Erste Revision der bayerischen Uraufnahme im Maßstab 1:5.000 aus dem Jahr 1857; LiDAR-Daten 1 m und 2,5 m Rasterweite).

Das Alter der im Blattgebiet am westlichen Blattrand und in der Volkmanndorferau erhaltenen H2 der Isar ist unbekannt. Isaraufwärts und isarabwärts entstand die H2 nach FELDMANN (1994) und SCHELLMANN et al. (1994) im Atlantikum (ca. 6.500 bis 5.300 <sup>14</sup>C BP).

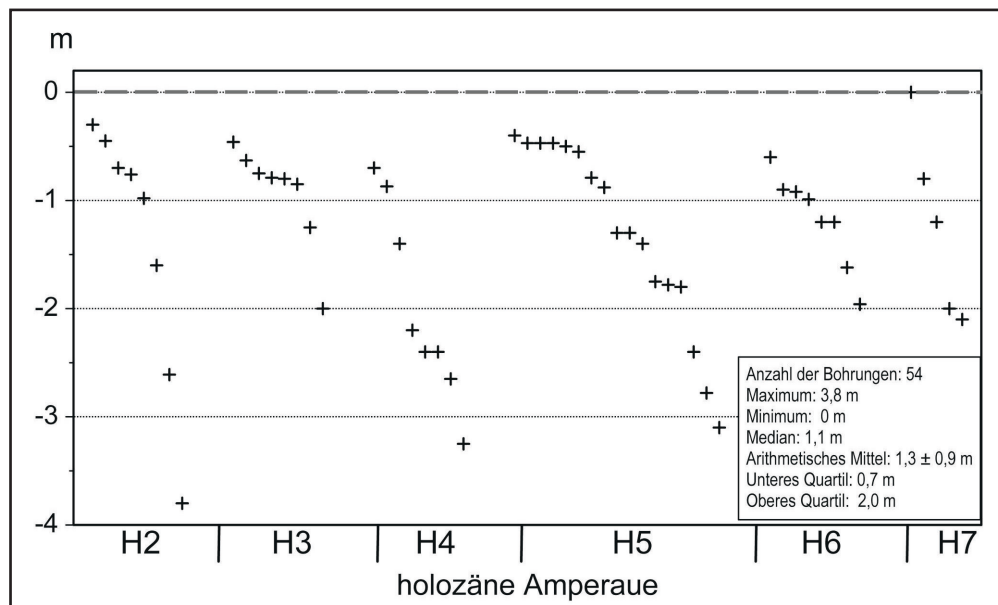


Abb. 26: Holozäne Amperau – Mächtigkeiten feinklastischer Deckschichten in Metern unter Geländeoberfläche nach eigenen Sondierungen (n = 45) sowie nach Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bayerischen Bodeninformationssystem des LfU (7537 Moosburg).

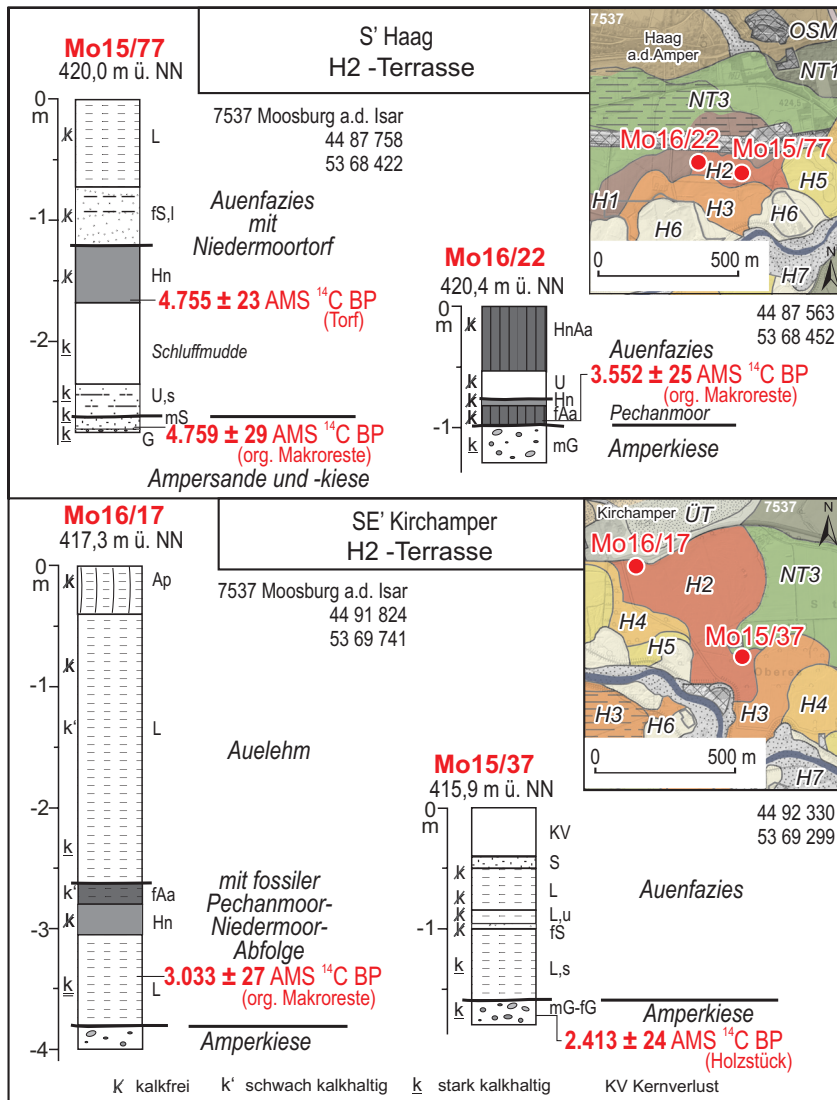


Abb. 27:  
 $^{14}\text{C}$ -Alter organischer  
 Makro- und Holzreste in  
 Sondierungen auf Terrassen-  
 flächen der H2 der Amper  
 südlich von Haag (Mo15/77  
 und Mo16/22) und südöstlich  
 von Kirchamper (Mo16/17  
 und Mo15/37; Karten-  
 grundlage: Top. Karte  
 1:25 000 © Bayerische  
 Vermessungsverwaltung  
 2016).

Eine Sondierung auf der H2 der Amper südlich von Haag erbohrte eine bis 2,61 m u. GOK hinabreichende, zum Teil torfige Aurinnenfazies. Die Basis des 47 cm mächtigen dunkelbraun-schwarzen Torfes mit Basis in 1,67 m Tiefe u. GOK datiert mit einem Alter von  $4.755 \pm 23$   $^{14}\text{C}$  BP ins frühe Subboreal (Abb. 27: Mo15/77). Unter den Aurinnensedimenten folgt zunächst eine 11 cm mächtige Mittel- und Feinsandlage mit organischen Makroresten, die wahrscheinlich beim Bohren aus dem hangenden Torfhorizont nach unten verlagert wurden. Dadurch ist das fast identische  $^{14}\text{C}$ -Alter eingelagerter organischer Makroreste mit der hangenden Torfbasis erklärbar. Die basalen Ampersande und -kiese der H2 müssen deutlich älter sein als die im frühen Subboreal einsetzende Niedermoorbildung in dieser ehemaligen Flussrinne. Weiter westlich setzte der Aufwuchs von An- und Niedermooren auf der H2 sogar erst im mittleren Subboreal um  $3.552 \pm 25$   $^{14}\text{C}$  BP ein (Abb. 27: Mo16/22), ein viel zu junges Alter für die Ablagerung der liegenden Amperkiese. Bereits im ausgehenden Subboreal war die Ausbildung der H2 südlich von Kirchamper abgeschlossen. Darauf weist das subboreale Alter von  $3.033 \pm 24$   $^{14}\text{C}$  BP nahe der Basis der lehmigen Aurinnenfüllung mit fossiler Pechanmoor-Niedermoor-Sequenz hin (Abb. 27: Mo16/17).

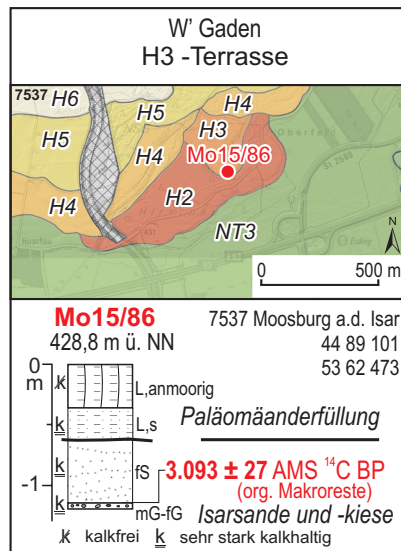


Abb. 28: <sup>14</sup>C-Alter organischer Makroreste in einer Sondierung auf der H3 der Isar westlich von Gaden (Mo15/86; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Deutlich zu jung erscheint das Alter von  $2.413 \pm 24$  <sup>14</sup>C BP eines Holzstücks aus den obersten Amperkiesen des H2-Mäanderbogens ebenfalls südöstlich von Kirchamper (Abb. 27: Mo15/37). Eventuell ist das kleine Holzstück aus den hangenden Deckschichten beim Bohren nach unten verlagert worden.

Die H3-Terrasse der Isar westlich von Gaden war nach dem Alter eines organischen Makrorest von  $3.093 \pm 27$  <sup>14</sup>C BP von der sandigen Basis ihrer Paläomäanderfüllung im späten Subboreal weitgehend abgeschlossen (Abb. 28). Isaraufwärts und isarabwärts entstand die H3 nach FELDMANN (1994) und SCHELLMANN et al. (1994) im Subboreal (ca. 4.600 bis 3.400 <sup>14</sup>C BP). Im angrenzenden Straubinger Donautal dauerte ihre Ausbildung nachweislich noch bis etwa 3.030 <sup>14</sup>C BP an (SCHELLMANN 2010).

Im Ampertal existierten große Areale der H3 südwestlich von Haag bereits im späten Subboreal. Schon um  $3.516 \pm 27$  <sup>14</sup>C BP begann der am Außenrand erhaltene Paläomäander zu verlanden (Abb. 29: Mo15/76). Im mittleren Subboreal um  $3.957 \pm 27$  <sup>14</sup>C BP war der am Außenrand der H3-Terrasse der Amper südöstlich von Inkofen erhaltene Paläomäander aktives Flussbett (Abb. 30: Mo16/07) und um  $1.532 \pm 20$  <sup>14</sup>C BP (429 - 592 cal AD) war er dann verlandet. Es entstand an der Basis der Verlandungssedimente das heute entkalkte schwarze Pechanmoor (Abb. 30: Mo16/08). Auch nordwestlich von Thonstetten war die dortige H3 um  $3.669 \pm 22$  <sup>14</sup>C BP (3925 - 4085 cal BP) und  $4.280 \pm 40$  <sup>14</sup>C BP (4722 - 4965 cal BP) in Ausbildung (Abb. 31: Mo17/04; Abb. 32: Mo16/69). Auch dort entstand lokal um  $1.630 \pm 30$  <sup>14</sup>C BP (346 - 535 AD) an der Basis torfiger und anmooriger Deckschichten (Torf-Anmoor-

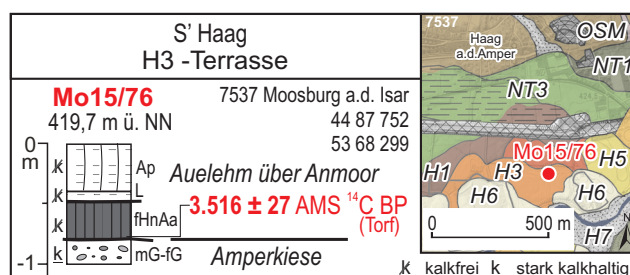


Abb. 29: <sup>14</sup>C-Alter organischer Makro- und Holzreste in einer Sondierung auf der H3 der Amper südlich von Haag (Mo15/76; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

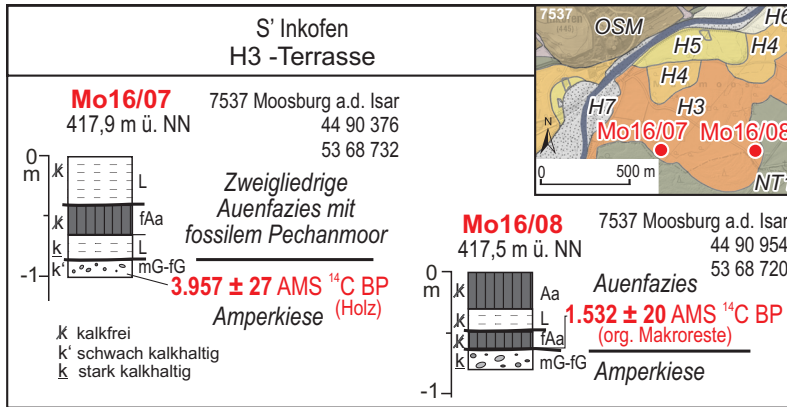


Abb. 30:  
<sup>14</sup>C-Alter organischer  
Makro- und Holzreste  
in Sondierungen auf der  
H3 der Amper südlich  
von Inkofen (Mo16/07 und  
Mo16/08; Kartengrundlage:  
Top. Karte 1:25 000 © Bayerische  
Vermessungsverwaltung 2016).

Abfolge) ein schwach torfiges schwarzes Pechanmoor (Abb. 31: Mo17/04). Die ältesten Niedermoortorfe datieren schon auf  $3.606 \pm 22$  <sup>14</sup>C BP (3851 - 3975 cal BP; Abb. 32: Mo16/46). Sie belegen, dass zu dieser Zeit die Ausbildung der H3 in diesem Bereich weitgehend abgeschlossen war.

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die Einblicke in den Aufbau der H1- bis H3-Terrassen ermöglichten.

### 3.3.3 Jüngere Holozänterrassen H4 bis H7

#### Spätes Mittelholozän und Jungholozän

Die jüngeren Holozänterrassen H4 bis H7 der Isar sind großflächig beiderseits des begradigten Isarlaufs erhalten. Dabei nimmt der Flächenanteil der vier jüngeren Holo-

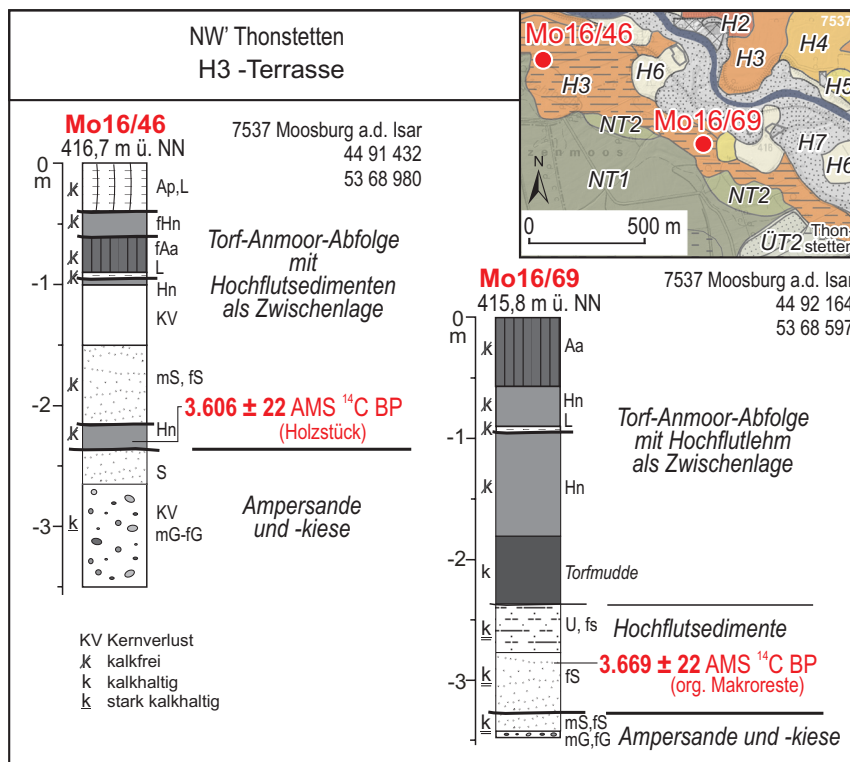


Abb. 31: Torfe, Anmoore und Hochflutsedimente auf der H3 der Amper nordwestlich von Thonstetten (Sondierungen Mo16/46, Mo16/69; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

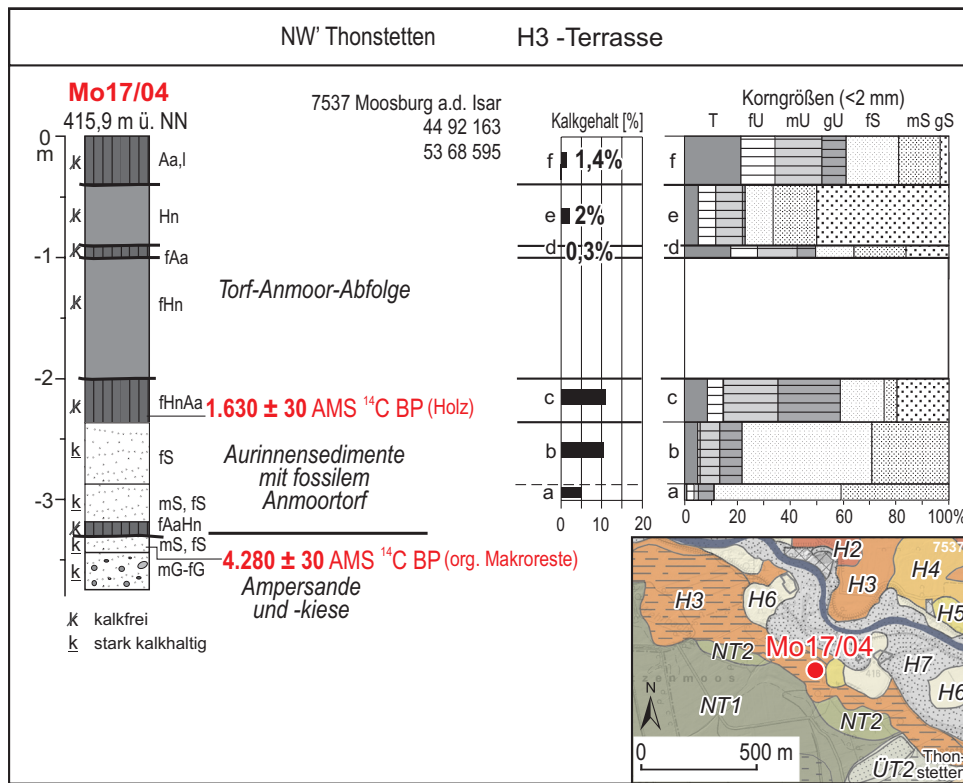


Abb. 32: Torfe, Anmoore und Hochflutsedimente auf der H3 der Amper nordwestlich von Thonstetten (Sondierungen Mo17/04).

zänterrassen am jungquartären Isartalboden von der jüngsten H7 mit 16% über die H6 mit 9% zur H5 und H4 auf 4% bzw. 3% ab (Tab. 1). Alle vier jüngeren Holozänterrassen sind vorwiegend von Auenmergeln bedeckt, auf denen schwach entwickelte Auenpararendzinen (Kalkpaternien) verbreitet sind. Dabei nimmt die Farbe des Oberbodens von überwiegend hellgrauer Farbe bei den jüngsten neuzeitlichen Flussablagerungen der Isar, der H7-Terrasse, auf eine gelbbraune Farbe bei der ältesten jungholozänen H4-Terrasse zu. Nach FELDMANN & SCHELLMANN (1994) können die älteren jungholozänen Terrassen H4 bis H6 bereits schwach verbraunte Cv-Horizonte im Liegenden der meist wenig humosen Oberböden besitzen.

Die jungholozänen Terrassen der Amper begleiten ebenfalls den heutigen Flusslauf meist auf beiden Seiten und nehmen über einen Drittel (36%) des jungquartären Talbodens ein (Tab. 1). Sie tragen ebenfalls großflächig Auensedimente, allerdings in Form kalkhaltiger Auelehme, auf denen mehr oder minder tief entkalkte Auenpararendzinen (Bild 19, Bild 20) entwickelt sind. Darunter folgen manchmal einige Dezimeter mächtiger Flusssande über Flusskiesen oder direkt sandige Amperkiese.

**Mächtigkeit:** Über die Mächtigkeit der jungholozänen Isar- und Amperkiese liegen mangels Aufschlüssen und entsprechend tiefen Bohrungen kaum Informationen vor. Im Bereich der jungholozänen Isarterrassen liegen die Kiesmächtigkeiten meist bei 4 bis 8 m (Abb. 18). Es gibt keine Informationen über die Tiefenlage der jeweiligen Terrassenbasen. In der Volkmannsdorferau sind die Isarkiese der H5 bis in eine Tiefe von



Bild 19: Großbogig schrägschichtete Isarkiese der H5 in einer kleinen Baukiesgrube in der Volkmannsdorferau (Kap. 5: Aufschluss A5, siehe Abb. 35). Die Datierung von eingelagerten Holzkohleflittern aus 3,5 m Tiefe unter Flur ergaben ein Alter von  $1.763 \pm 25$   $^{14}\text{C}$  BP (Tab. 5: Probe Is15/3; Photo: G. SCHELLMANN Okt. 2015).



Bild 20: Stark kalkhaltige Auenpararendzina auf Auelehm über stark grobkiesigen Amperkiesen der H5 der Amper südlich von Kirchamper (Kap. 5: Aufschluss A6, siehe Abb. 40; Photo: G. SCHELLMANN März 2016).

4,3 m einsehbar (Kap. 5: A5), ohne dass die Kiesbasis erreicht wurde.

Aus dem Ampertal liegen kaum Daten zu den Kiesmächtigkeiten im Bereich der jungholozänen Amperauen vor. Südlich von Haag durchteufte eine Bohrung einen nur 3 m mächtigen Kieskörper der H7, der in 5 m Tiefe u. GOK dem tertiären Sohlgestein auflagerte (Kap. 6: Bohrung B10). Der bis in eine Tiefe von 1,2 m u. GOK aufgeschlossene Kieskörper der H5 in der kleinen Kiesgrube im Ampertal südwestlich von Kirchamper (Abb. 40) erreichte nicht deren Kiesbasis.

**Lithologie und Fazies:** Trotz des verzweigten Gerinnbettmusters der holozänen Isar besitzen die meist grobsandigen Mittel- bis Grobkiese der H5-Terrasse in der Volkmannsdorferau zumindest lokal eine großbogige Schrägschichtung (Bild 19). Petrographisch überwiegen kalkalpine Gerölle, wobei vor allem in der Fein- und Mittelkiesfraktion zahlreiche Quarze enthalten sind. Über den kiesigen Flussbettsedimenten folgen

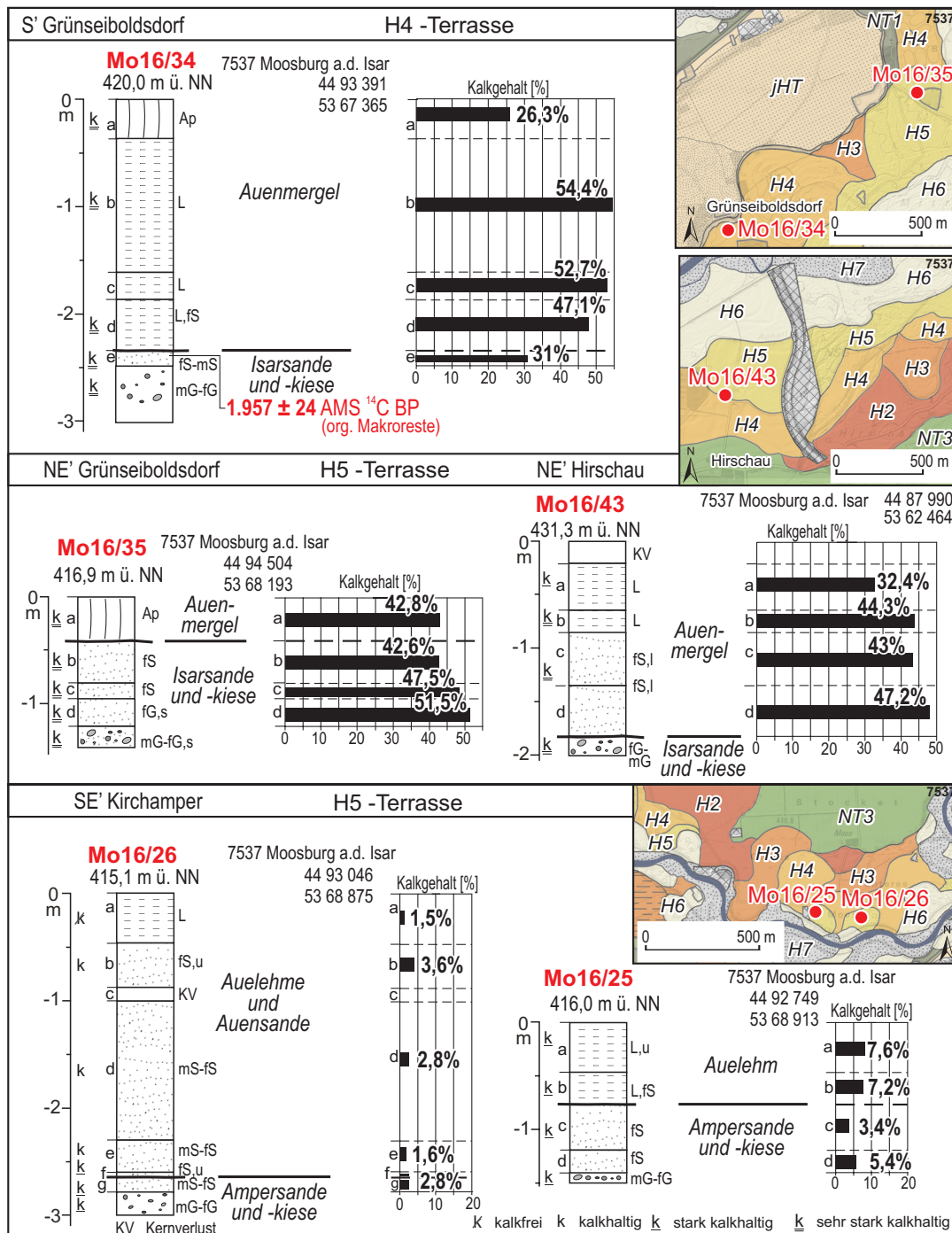


Abb. 33: Kalkgehalte jungholozäner Auenmergel im Isartal (Sondierungen Mo16/34, Mo16/35, Mo16/43) und jungholozäner Auelehme im Ampertal (Sondierungen Mo16/25, Mo16/26, siehe auch Abb. 38: Am16/1d; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

bei allen jungholozänen Auenterrassen der Isar in der Regel stark kalkhaltige Auenmergel.

Dabei besitzen die jungholozänen Auenmergel der H4 südlich von Grünseiboldsdorf Kalkgehalte zwischen 47 bis 54% (Abb. 33: Mo16/34), der H5 nordöstlich von Grünseiboldsdorf ca. 43% (Abb. 33: Mo16/35) und nordöstlich von Hirschau ca. 43 bis 47% (Abb. 33: Mo16/43). In den liegenden Flusssanden schwanken die Kalkgehalte zwischen 31 und 52%.

Auch die jungholozänen Amperkiese und -sande sind großflächig von feinklastischen Hochflutsedimenten bedeckt (Bild 20). Diese Auelehme sind primär, wahrscheinlich wegen höherer Anteile von kalkfreien Feinsedimenten aus dem beiderseits des Tals angrenzenden tertiären Hügelland, wesentlich kalkärmer. So besitzen die jungholozänen Auelehme der H5 südwestlich und südöstlich von Kirchamper lediglich Kalkgehalte zwischen 2 bis 9% (Abb. 33: Mo16/25, Mo16/26; Abb. 40: Am16/01).

Aufgrund der insgesamt geringen primären Kalkgehalte schreitet die pedogene Entkalkung relativ schnell voran. So sind die Auelehme auf den älteren jungholozänen Amperterrassen H4 bis H6 öfters bereits bis 0,3 bis 0,6 m unter Flur entkalkt.

**Alter und Fossilführung:** Im Einzelnen liegen bisher die nachfolgenden Daten zur Alterseinstufung der Jüngeren Postglazialterrassen von Isar und Amper vor. Die H4 der Isar südlich von Grüneiboldsdorf war nach der Datierung organischer Makroreste aus Flusssanden am Top ihrer kiesigen Flussbetsedimente um  $1.957 \pm 24$   $^{14}\text{C}$  BP (23 cal BC - 120 cal AD) noch in Ausbildung begriffen (Abb. 34: Mo16/34).

Weiter isarabwärts wurden in der Volkmannsdorferau die dort erhaltenen Kiese der H4 römerzeitlich um  $1.763 \pm 25$   $^{14}\text{C}$  BP (213 - 352 cal AD) abgelagert (Abb. 35). Isaraufwärts und isarabwärts entstand die H4 nach FELDMANN (1994) in der Römerzeit um  $1.900 \pm 50$   $^{14}\text{C}$  BP und nach SCHELLMANN et al. (1994) in der Eisen-/Römerzeit (2 Daten: um 350 v. Chr. und um  $1.775 \pm 60$   $^{14}\text{C}$  BP). Im angrenzenden Straubinger Donautal datiert die dort erhaltene H4 aus dem Zeitraum 2.800 bis 1.360  $^{14}\text{C}$  BP (SCHELLMANN 2010).

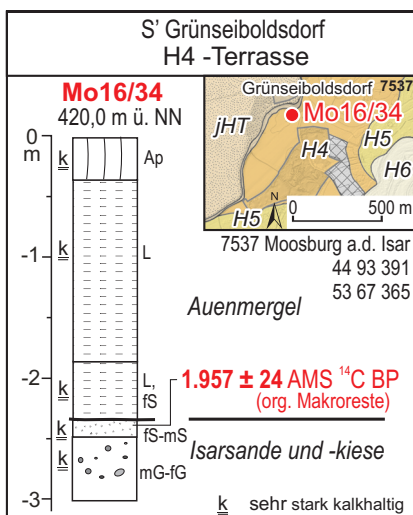


Abb. 34:  
 $^{14}\text{C}$ -Alter organischer Makroreste in einer Sondierung (Mo16/34) auf der H4 der Isar südlich von Grüneiboldsdorf (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Die Ausbildung der H4 der Amper südwestlich von Inkofen reicht ebenso wie im Straubinger Donautal bis in das späte Subboreal zurück. So war eine ehemalige Flussrinne der H4 in der Flur „Mähmoos“ bereits um  $2.690 \pm 20$   $^{14}\text{C}$  BP (895 - 807 cal BC) in Verlandung begriffen (Abb. 36: Mo16/10). In der Völkerwanderungszeit um  $1.430 \pm 23$   $^{14}\text{C}$  BP (588 - 654 cal AD) war die Ausbildung der H4 südwestlich von Inkofen weitgehend abgeschlossen (Abb. 36: Mo16/06).

Talabwärts war die unterhalb von Inkofen und südlich der Amper erhaltene H4 schon um  $1.971 \pm 25$   $^{14}\text{C}$  BP (39 cal BC - 76 cal AD) weitgehend ausgebildet (Abb. 36: Mo16/09). Zu dieser Zeit setzte dort die Bildung eines lokalen, schwach torfigen Pechanmoors ein. Südöstlich von Kirchamper sind

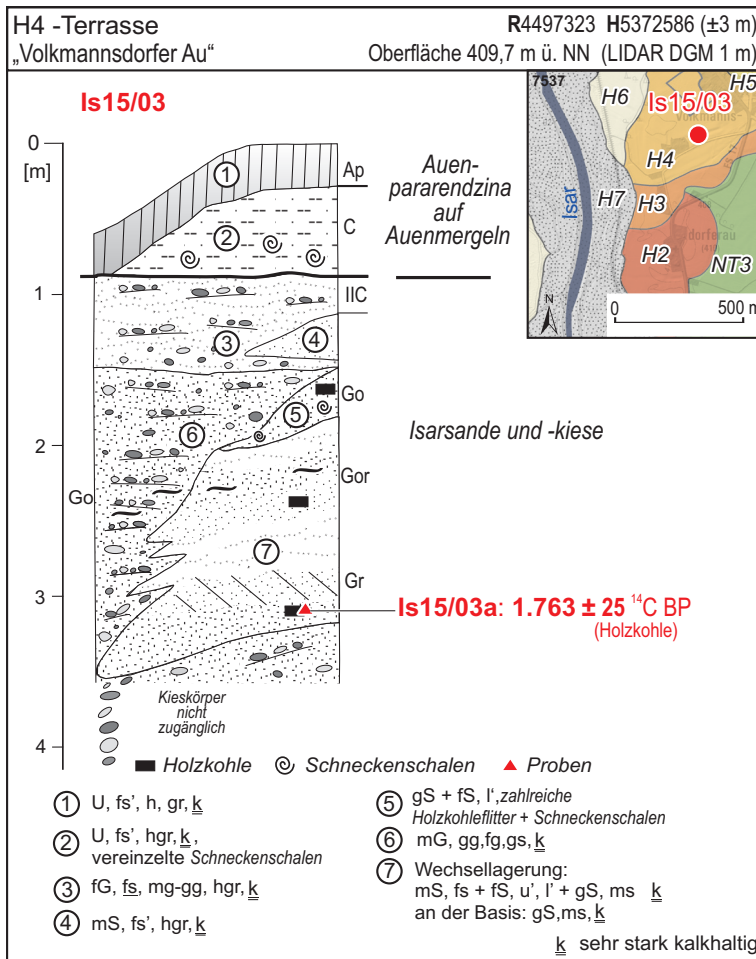


Abb. 35:  
<sup>14</sup>C-Alter von Holzkohlen einer versandeten Flussrinne der H4 der Isar in der Volkmanndorferau (Kap. 5; Aufschluss A5; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

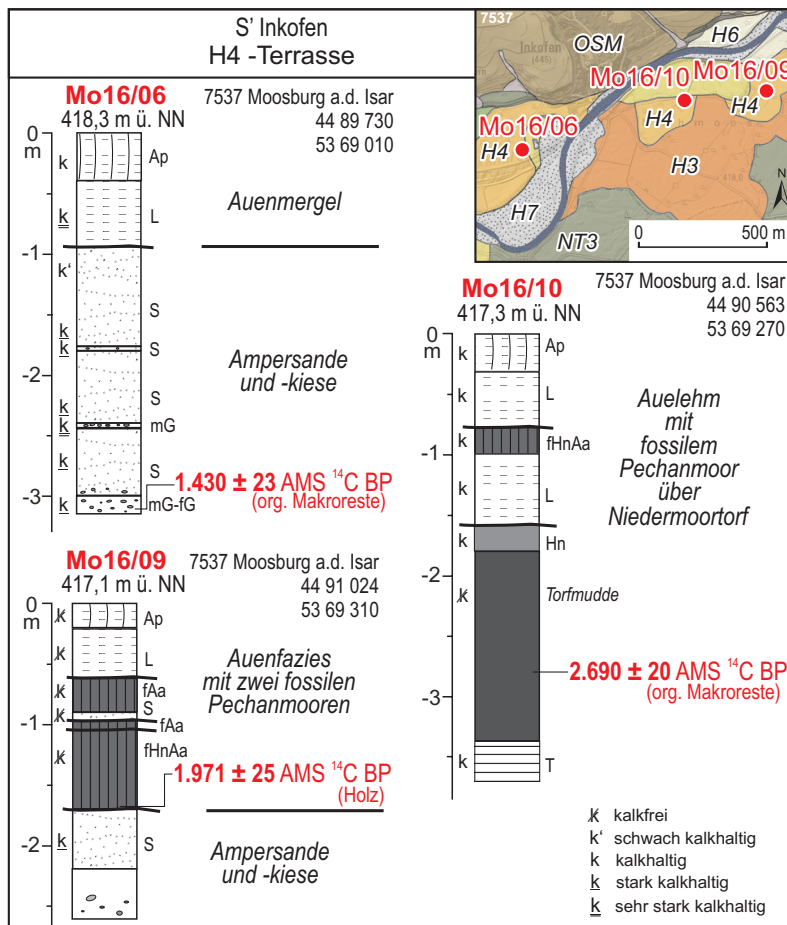


Abb. 36:  
<sup>14</sup>C-Alter organischer Makroreste und eines Holzstücks in Sondierungen auf Terrassenflächen der H4 der Amper südlich und südöstlich von Inkofen (Mo16/06, Mo16/09, Mo16/10; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

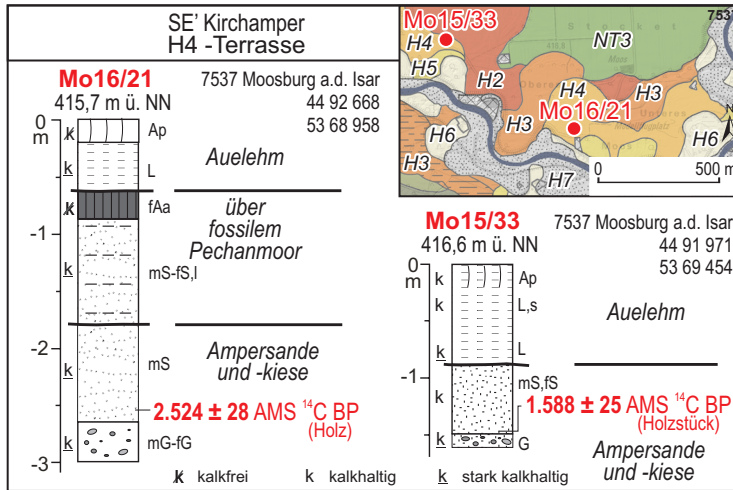


Abb. 37:  $^{14}\text{C}$ -Alter organischer Makroreste und eines Holzstücks in Sondierungen auf den H4-Terrassen der Amper südöstlich von Kirchamper (Mo16/21 und Mo15/33; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

zwei große H4-Terrassenflächen erhalten. Die näher zum Dorf gelegene H4 war spät-römisch um  $1.588 \pm 25$   $^{14}\text{C}$  BP (414 - 539 cal AD) (Abb. 37: Mo15/33) und die weiter talabwärts erhaltene H4 früheisenzeitlich um  $2.524 \pm 28$   $^{14}\text{C}$  BP (Abb. 37: Mo16/21) in Ausbildung begriffen.

Insgesamt deutet sich damit im hier untersuchten Isar- und Ampertal an, dass die dort erhaltenen Flussbettsedimente der H4 im Zeitraum spätes Subboreal vor mehr als 2.700  $^{14}\text{C}$  BP bis in die späte Römerzeit um ca. 1.400  $^{14}\text{C}$  BP abgelagert wurden.

Schon im frühen Mittelalter um  $1.325 \pm 24$   $^{14}\text{C}$  BP (653 - 765 cal AD) war die H5 der Isar östlich von Niederhummel nach dem Alter organischer Makroreste von der Basis der schluffigen und lehmigen Auenfazies in Bildung begriffen (Abb. 38). Bereits um  $1.069 \pm 19$   $^{14}\text{C}$  BP (901 - 1018 cal AD) war sie dann an dieser Stelle von mehreren Dezimeter mächtigen Auemergeln bedeckt (Abb. 38).

Isaraufwärts und isarabwärts entstand die H5 nach FELDMANN (1994) im Mittelalter ohne genauere Altersbelege und nach SCHELLMANN et al. (1994: Tab. 1) im Früh- bis

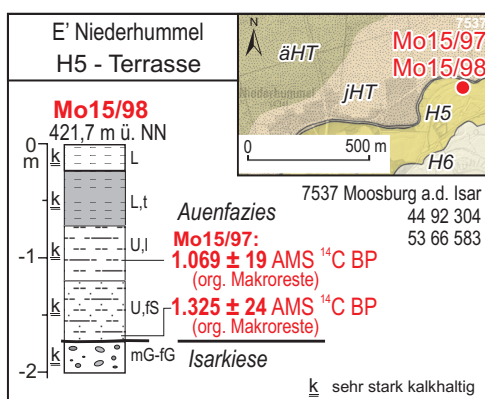


Abb. 38:  $^{14}\text{C}$ -Alter organischer Makroreste in einer Sondierung (Mo15/98) auf der H5 der Isar östlich von Niederhummel (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Hochmittelalter (500 n. Chr. und vor 1558 AD). Im angrenzenden Straubinger Donautal datiert die dort erhaltene H5 nach SCHELLMANN (2010) ebenfalls ins Früh- bis Hochmittelalter und zwar in den Zeitraum nach 1.360  $^{14}\text{C}$  BP und bis um 605 - 704  $^{14}\text{C}$  BP (ca. nach 650 cal AD und bis um 1.300 bis 1.400 cal AD).

Im Ampertal datiert die dortige H5 ebenfalls ins Früh- und Hochmittelalter zwischen 1.439  $^{14}\text{C}$  BP (579 - 651 cal AD) und um 662  $^{14}\text{C}$  BP (1.280 - 1.389 cal AD). Um  $990 \pm 23$   $^{14}\text{C}$  BP (992 - 1.150 cal AD) war die H5 südwestlich von Inkofen in Bildung (Abb. 39: Mo16/04) und

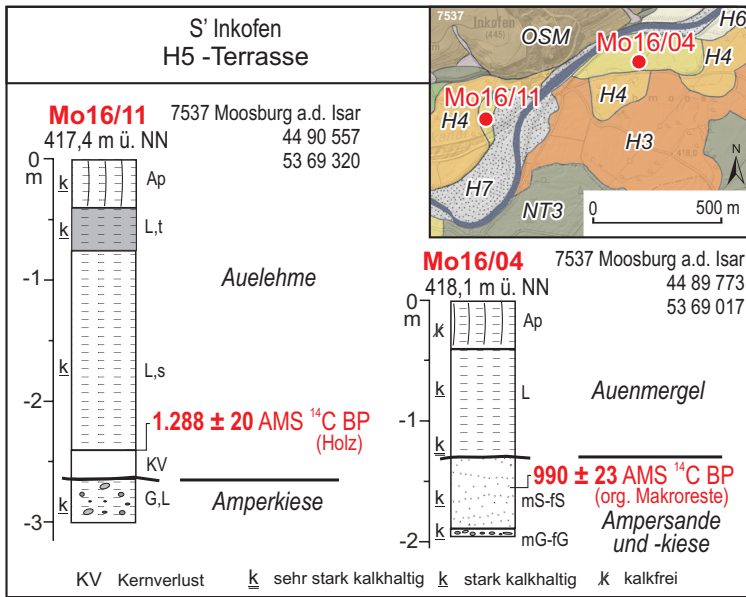


Abb. 39: <sup>14</sup>C-Alter organischer Makro- und Holzreste in Sondierungen (Mo16/04, Mo16/11) auf der H5 der Amper südwestlich und südöstlich von Inkofen (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

schon um  $1.288 \pm 20$  <sup>14</sup>C BP (669 - 768 cal AD) waren südöstlich von Inkofen größere Areale westlich des Paläomäanders der H5 ausgebildet (Abb. 39: Mo16/11).

Amperabwärts entstand der große Mäanderbogen der H5 südlich von Kirchamper nach der Datierung einer am Top der Amperkiese eingelagerte Unioschale nach 2.096 <sup>14</sup>C BP (Abb. 40: Am16/01). Die Größenordnung des Hartwassereffekts, den Schalen von Flussmuscheln besitzen, ist leider nicht bekannt. Er ist die Ursache für das mit hoher Wahrscheinlichkeit um einige Jahrhunderte zu hohe <sup>14</sup>C-Alter.

Wenige hundert Meter weiter talabwärts war die dort ebenfalls nördlich der Amper erhaltene H5 um  $730 \pm 24$  <sup>14</sup>C BP (1.253 - 1.294 cal AD) noch in Ausbildung (Abb. 41: Mo16/19). In der nördlich der Amper gelegenen Flur „Unteres Moos“ südöstlich von Kirchamper ist der bisher älteste H5-Mäanderbogen erhalten. Organische Makroreste

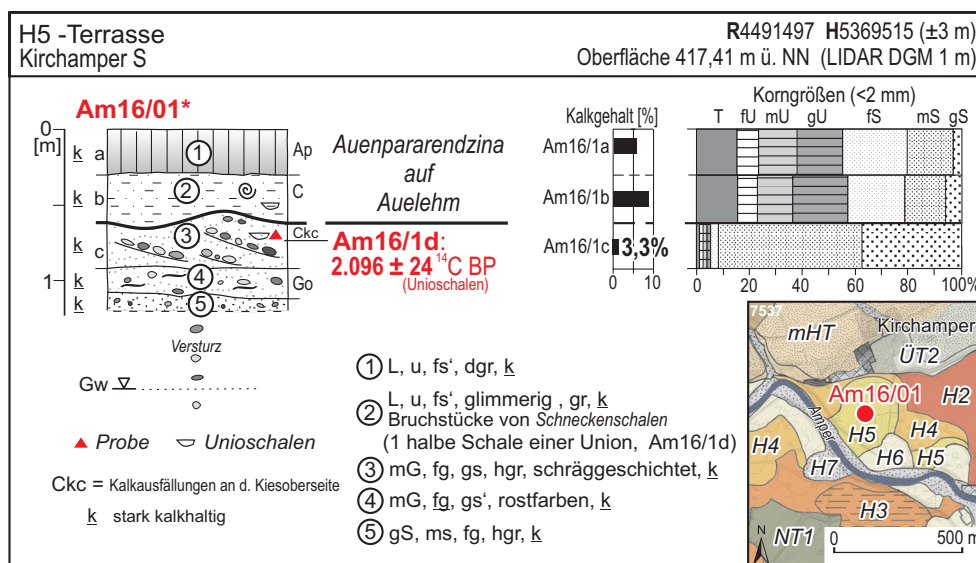


Abb. 40: Kleiner Kiesaushub (Kap. 5: Aufschluss A6) auf der H5 der Amper südlich von Kirchamper (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

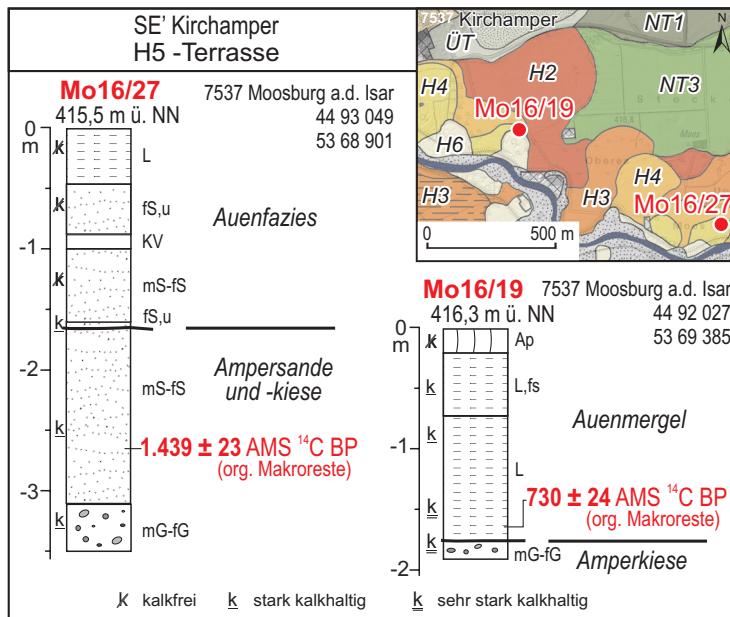


Abb. 41:  
 $^{14}\text{C}$ -Alter organischer Makro- und Holzreste in Sondierungen (Mo16/19, Mo16/27) auf Terrassenflächen der H5 der Amper südöstlich von Kirchamper (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

aus der sandigen Flussbettfazies datieren mit einem Alter von  $1.439 \pm 23 \text{ }^{14}\text{C BP}$  (579 - 651 cal AD) in die Völkerwanderungszeit (Abb. 41: Mo16/27).

Deutlich jünger ist der nördlich der Amper gelegene Mäanderbogen der H5 in der Flur „Ländl“ südlich von Wang. Die im Paläomäander von der Basis der sandigen

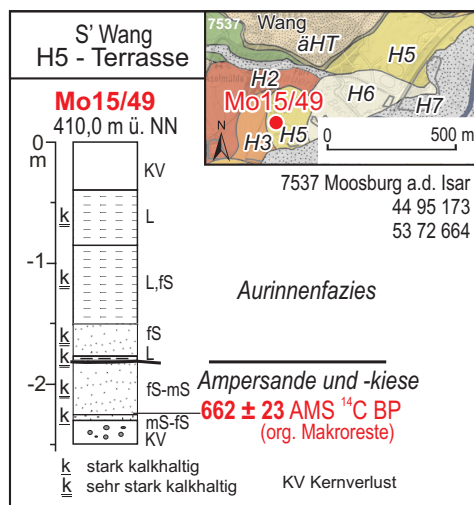


Abb. 42:  
 $^{14}\text{C}$ -Alter organischer Makroreste in einer Sondierung (Mo15/49) auf der H5 der Amper südlich von Wang (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Flussbettsedimente geborgenen und datierten organischen Makroreste (Abb. 42: Mo15/49) erzielten ein späthochmittelalterliches Alter von  $662 \pm 23 \text{ }^{14}\text{C BP}$  (1.280 - 1.389 cal AD).

Die beiden jüngsten Auenterrassen von Isar und Amper entstanden während der sogenannten „Kleinen Eiszeit“ von Mitte des 14. Jahrhunderts bis zur vollständigen Lauffestlegung ab Mitte des 19. und vor allem im frühen 20. Jahrhundert. Dabei fällt die Bildungszeit der H6 von Isar und Amper in den Zeitraum Spätmittelalter (nach dem 14. Jahrhundert) bis in die frühe Neuzeit und zwar einige Jahre vor Anfang des 19. Jahrhunderts. Bereits in den Uraufnahmen des frühen 19. Jahrhunderts, die im Blattgebiet um 1810 und 1811 AD erschienen sind, ist die Ausbildung der H6 beider Flüsse abgeschlossen, und es waren bereits die heute ältesten Auenbereiche der H7 der Isar entstanden (Abb. 45: vor 1810 AD). Auch isaraufwärts und -abwärts ist die Ausbildung der H6 der Isar deutlich vor dem 19. Jahrhundert beendet. Isaraufwärts geschah dies nach FELDMANN (1994: 242) vor 1768 AD, und isarabwärts nach SCHELLMANN (1988: 98) vor 1769 AD. Im angrenzenden Straubinger Donautal entstand die H6 nach histo-

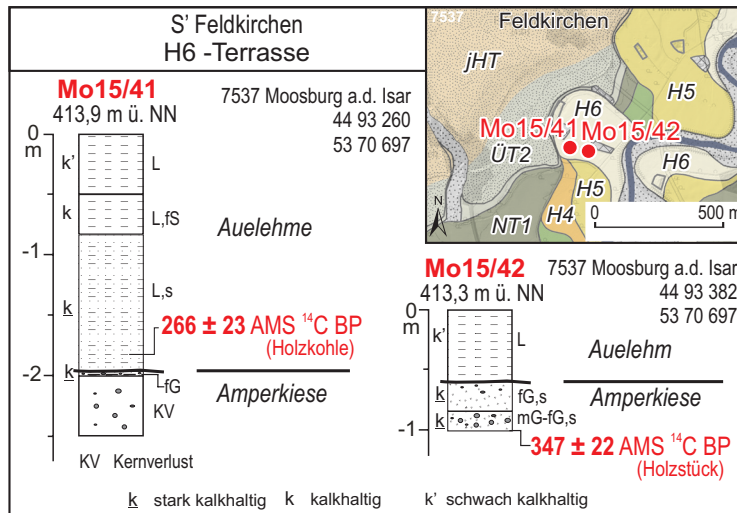


Abb. 43:

$^{14}\text{C}$ -Alter organischer Makroreste und eines Holzstücks in zwei Sondierungen (Mo15/41, Mo15/42) im Bereich des Mäanderbogens der H6 der Amper südlich von Feldkirchen (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

rischen Karten und urkundlichen Erwähnungen von Flurnamen von der Mitte des 14. Jahrhunderts bis zur Mitte des 18. Jahrhunderts (SCHELLMANN 2010: 60f.).

Aus dem Blattgebiet liegen bisher nur aus dem Ampertal zwei numerische Altersbelege aus den Sedimentkörpern der H6 vor, die obige Alterseinstufungen stützen. So ergab die Datierung eines Holzstücks aus der kiesigen Flussbettfazies des Paläomäanderbogens der H6 südlich von Feldkirchen (Abb. 43: Mo15/42) ein Alter von  $347 \pm 22$   $^{14}\text{C}$  BP (1.466 - 1.635 cal AD). Zu dieser Zeit war der Mäanderbogen weitgehend ausgebildet. Eine weitere Sondierung (Abb. 43: Mo15/41), die etwa 120 m weiter westlich am Außenrand des Mäanderbogens niedergebracht wurde, erbohrte Holzkohleflitter an der Basis des dort fast 2 m mächtigen Auelehms. Deren Alter von  $266 \pm 23$   $^{14}\text{C}$  BP (1.523 - 1.667 cal AD) weist darauf hin, dass die Ausbildung des Mäanderbogens abgeschlossen war.

Die H7 ist die jüngste Auenterrasse beider Flüsse. Sie entstand an der Amper im Zeitraum ab Mitte des 18. Jahrhunderts bis zur vollständigen Regulierung und Eindeichung der begradigten Amper, die im Blattgebiet zwischen 1907 bis 1913 durchgeführt wurde. Auch die H7 der Isar entstand wahrscheinlich ebenfalls schon ab Mitte des 18. Jahrhunderts. Sie endete auch dort mit den Isarkorrekturen des späten 19. und frühen 20. Jahrhunderts. Diese waren oberhalb der Brücke nach Oberhummel schon im Jahr 1895 (Staatsarchiv München, Akten des WWA München 1402/1 und 1402/4 „Isarkorrektur bei Oberhummel im Jahr 1895“) weit fortgeschritten.

Anschließend wurde die Isar zwischen Oberhummel und Moosburg vor allem in den Jahren 1910 bis 1919 (Pläne des Wasserwirtschaftsamt München aus den Jahren 1910 bis 1920; SEIBERT 1962: 16) und unterhalb von Moosburg bis zum Jahr 1928 (HEINDEL 1936: 39, 43) begradigt und mit Deichen eingefasst.

Historische Karten aus dem 19. Jahrhundert wie die Kataster-Uraufnahmen aus den Jahren 1810/11 und deren erste Revision im Jahr 1857 zeigen sehr schön den Gegensatz zwischen langsamen lateralen Mäanderverlagerungen der Amper und extremen

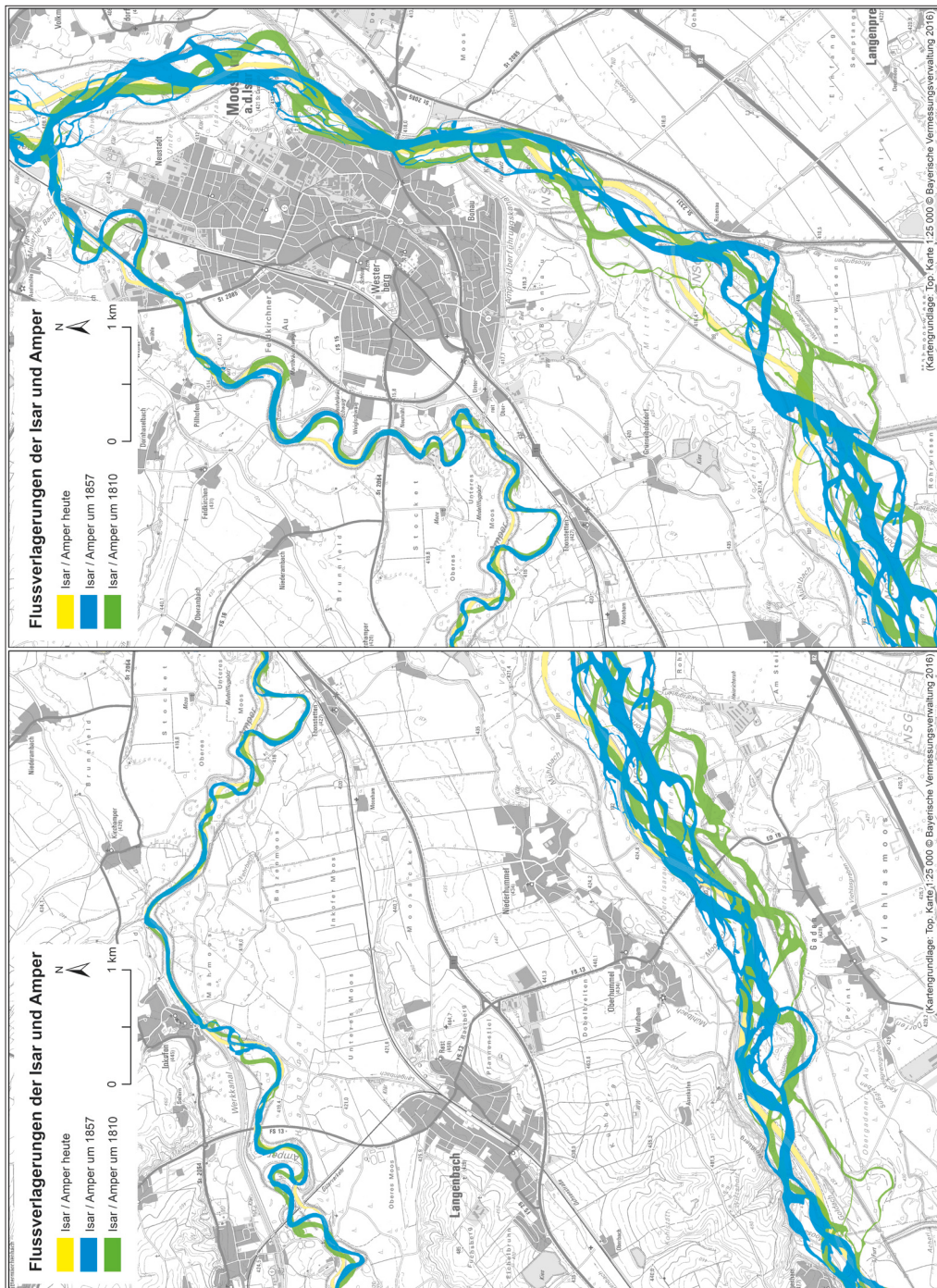


Abb. 44: Historische Flusslaufverlagerungen von Isar und Amper zwischen 1810 und 1857 sowie den endgültigen Flussläuffixierungen am Anfang des 20. Jahrhunderts (= heutiger Flusslauf) (Quelle: Bayerische Kataster-Uraufnahmen aus den Jahren 1810/11 und deren erste Revision im Jahr 1857; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Gerinnebettverlagerungen der vor allem oberhalb von Moosburg meist sehr stark verzweigten Isar (Abb. 44).

Mit Hilfe historischer Karten sowie unter Einbeziehung hochauflösender LiDAR-Daten und darin erkennbarer Paläo-Gerinnenbettmuster kann die H7 der Isar in unterschiedlich alte Auenareale unterteilt werden, wie dies in Abb. 45 beispielhaft für die neuzeitliche Isaraue bei Niederhummel und Oberhummel gezeigt wird. Selbst diese schon sehr genaue zeitliche Auflösung von Sedimentumlagerungen in der Aue von wenigen Jahrzehnten reicht aber immer noch nicht aus, um Zeiten verstärkter oder abgeschwächter Flussbettverlagerungen zu erkennen. Es scheint eher so, als ob der hier betrachtete Zeitraum zwischen ca. 1810 bis 1910 insgesamt ein Zeitraum

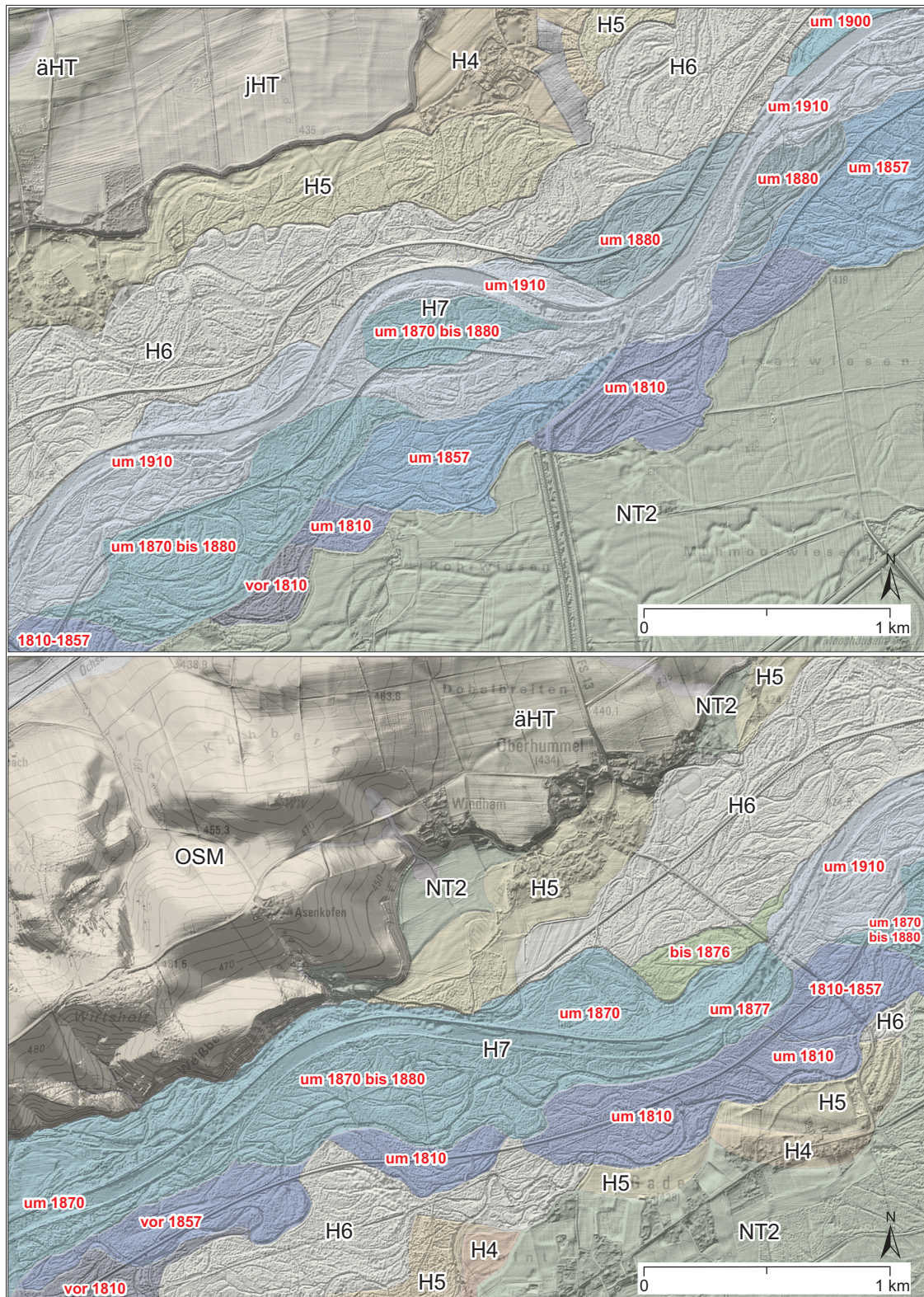


Abb. 45: Stratigraphische Unterteilungen der H7 Auenflächen bei Niederhummel (oben) und Oberhummel (unten) basierend auf historischen Karten und Auswertungen von LiDAR-Hillshades (Rastergröße 0,3 m und 1 m; Kartengrundlage: LiDAR 0,3 m und LiDAR 1 m © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016). An historischen Karten wurden verwendet: Kataster-Uraufnahmen aus den Jahren 1810/11 und deren erste Revision im Jahr 1857 (BAYERISCHE VERMESSUNGSVERWALTUNG 1916); Situation der Isar östlich von Freising um 1878 (Staatsarchiv München, Akten des WWA München 1402/3); Isarkorrektion bei Oberhummel 6. August 1883 (Staatsarchiv München); Lagepläne der Isar zwischen Oberhummel und Moosburg aus den Jahren 1910, 1911, 1919 und 1920 (WWA München).

ungewöhnlich ausgeprägter Flussbettverlagerungen der Isar im Blattgebiet war. Mitverursacher könnten vor allem die oberhalb im Münchener und Freisinger Raum wiederholt durchgeführten Isarbegradigungen und anderen flussbaulichen Maßnahmen (HEINDEL 1936) gewesen sein.

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es nur während der Blattaufnahme kurzfristig die in Abb. 35 und Abb. 40 dargestellten kleinen Aufschlüsse in der H4-Terrasse der Isar und der H5-Terrasse der Amper. Sie wurden noch vor Abschluss der Geländearbeiten bereits wieder weitgehend verfüllt.

### 3.2.3.3 Ehemalige Flussrinnen (Paläomäander)

*Holozän, jüngster Flusslauf in einer Terrassenoberfläche*

Die holozänen Terrassen in den Ampereien bestehen aus Mäanderterrassen, also aus fluvialen Anschüttungskörpern, die durch laterale Verlagerungen des Flussbettes entstanden sind. Im Zuge dieser Verlagerungen kam es häufig zur Ausbildung großer Mäanderbögen, deren Mäanderhals bei Flusslaufverkürzungen durchbrochen wurde. Dadurch wurde das innerhalb des Mäanderbogens erhaltene Amperbett zum Altarm, der nach und nach mit Hochflutsedimenten verfüllt wurde und so verlandete. In vielen Mäanderbögen sind diese mehr oder minder verlandeten Paläomäander der Amper noch heute erhalten und bilden eine markante morphologisch-geologische Tiefenzone. Natürlich durchziehen auch den Talboden des Isartales viele schmalere und breitere Paläo-Flussrinnen, die aber wegen ihrer hohen Zahl und ihrer geringen Breite in der Karte nicht dargestellt wurden.

**Mächtigkeit:** Die feinklastischen, z.T. torfigen und/oder anmoorigen Sedimentfüllungen sind im Ampertal öfters 2 bis 4 m mächtig (Abb. 26).

**Lithologie und Fazies:** Im basalen Bereich sind oft sandstreifige Hochflutsedimente („Aurinnensedimente“) verbreitet, die zum Hangenden meistens in feinsandige und kalkhaltige Auelehme übergehen. Paläomäander sind das Ergebnis eines mäandrierenden Flusslaufs. Dabei repräsentiert die morphologische Form inklusive ihrer überwiegend feinklastischen Sedimentfüllungen das ehemalige Flussbett, das nach dem Verlassen mit Hochwasserablagerungen nach und nach oder in mehreren Zyklen verfüllt wurde.

**Alter:** Ein Paläomäander markiert in der Regel das finale Bildungsstadium der umgebenden Mäanderterrasse, so dass die Datierung des Beginns seiner feinklastischen Verfüllung ein Mindestalter für die Bildungszeit der von ihm eingeschlossenen Mäanderterrasse liefert (u.a. SCHELLMANN 1990; ders. 2010).

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die Einblicke in den Aufbau der Paläomäanderfüllungen gewährten.



Bild 21: Überlaufquelle genannt „Schlottbrunnen“ in den Schlottwiesen westlich von Zustorf (Photo: G. SCHELLMANN Okt. 2016). Die Quelle liegt in der Randsenke der NT3 vor dem Anstieg zur hochglazialen Niederterrasse (NT1). Die Quellschüttung ist sehr gering, kaum wahrnehmbar. Die topographische Lage des Schlottbrunnens zeigt Abb. 46.

### 3.2.3.4 Niedermoor

#### *Spätwürm und Holozän*

Im südwestlichen Blattgebiet reicht südlich von Gaden das ehemals größte zusammenhängende Moorgebiet Bayerns (VIDAL et al. 1966: 15), das Erdinger Moos oder Isarmoor genannt, ins Blattgebiet hinein. Viehlassmoos und Trattmoos bilden dort trotz zahlreicher Entwässerungsgräben und der Grundwasserabsenkung vor allem durch Bau des Mittleren Isarkanals in den 1920er Jahren eine heute noch etwa 4,1 km<sup>2</sup> (413 ha) große Niedermoorfläche. Früher war es allerdings wesentlich ausgedehnter. Noch um 1930 erstreckte sich das Erdinger Moos nach einer Kartierung von DIENER (1931) weit nach Nordosten bis südlich von Moosburg und besaß eine Fläche von etwa 15,9 km<sup>2</sup> (1590 ha). Heute sind die Torfe dort weitgehend mineralisiert und zum Teil durch Winderosion abgetragen. Dadurch sind in ehemaligen Flussrinnen und in der Randsenke der NT3 heute großflächig Anmoore verbreitet, die manchmal noch relikthaft erhaltene Niedermoor torfe überdecken (Abb. 20 bis Abb. 23).

Beim Erdinger Moos handelt sich um ein von Grundwasseraustritten ernährtes Quellmoor, das im Moorentwicklungskonzept Bayerns auch als „Schotterplattenquellmoor“ bezeichnet wird (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT 2005: 52ff.). Der „Schlottbrunnen“ in der Flur „Schlottwiesen“ westlich von Zustorf ist ein solcher Quellaustritt (Bild 21), der auch in der Bayerischen Kataster-Uraufnahme des Gebietes aus dem Jahr 1811 verzeichnet ist (Abb. 46). Er liegt in der vermoorten Randsenke der NT3 unmittelbar am Anstieg zur hochglazialen Niederterrasse NT1. Heute ist die Quellschüttung sehr gering, kaum wahrnehmbar.

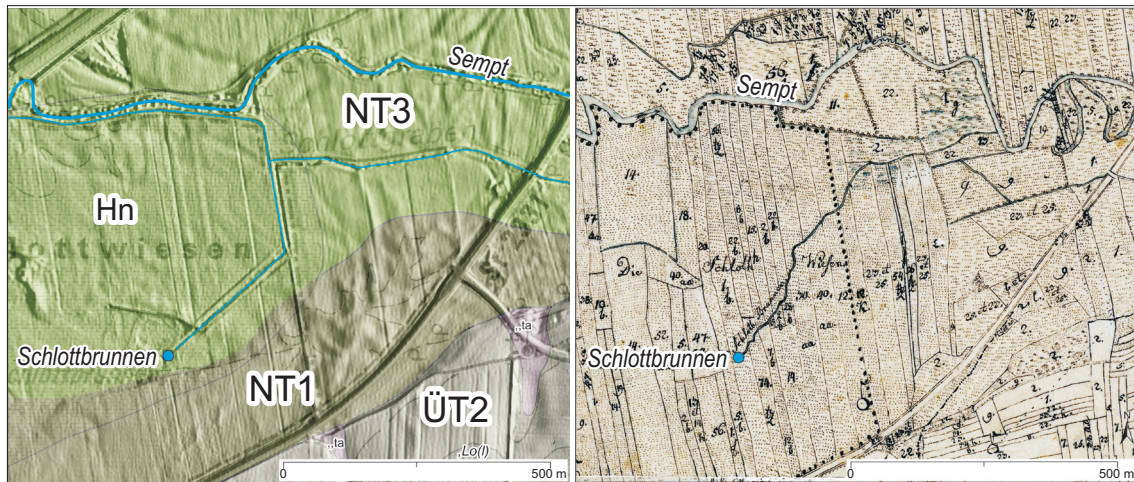


Abb. 46: Entwässerungsgräben und Flureinteilungen der Schlottwiesen mit dem Schlottbrunnen im Erdinger Moos westlich von Zustorf, rechts in der Bayerischen Uraufnahme Blatt NO XIV 12 von 1811 (Kartengrundlage: Uraufnahmen und LiDAR-Daten 1 m © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Das Niedermoorgebiet südöstlich von Gaden wurde bis Mitte des 19. Jahrhunderts wohl überwiegend als Viehweide und Streuwiesen genutzt (DIENER 1931). Allerdings zeigen bereits die Kataster-Uraufnahme von 1811 in den Schlottwiesen westlich von Zustorf (Abb. 46) und auch das Kartenblatt Nr. 71 Erding des topographischen Atlas von Bayern aus dem Jahr 1824 im Niedermoorgebiet westlich von Zustorf, dort wo die Sempt in das hoch- und spätwurmzeitliche Isartal einmündet, die Existenz von ersten Entwässerungsgräben. Diese Art der Moorkultivierung wurde dann aber vor allem in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts mit Anlage weiterer Entwässerungsgräben und Torfstiche deutlich gesteigert. Anders als die revidierten Kataster-Uraufnahmen aus dem Jahr 1857 zeigt das Positionsblatt 616 Wartenberg, erschienen im Jahr 1875, erstmalig Entwässerungsgräben und Torfstiche in großen Arealen des Niedermoorgebiets südöstlich von Gaden (Abb. 47). Vor allem die Zahl der Torfstiche hat sich dann in der Folgezeit bis in die 1960er Jahre weiter erhöht. Das belegen die topographische Karte des Deutschen Reichs im Maßstab 1:200 000 Blatt 181 München von 1909, die Kartierung der Kultivierung des Erdinger Moos durch DIENER (1931) sowie die Ausgaben der TK25 Blatt 7537 Moosburg aus den Jahren 1960, 1963 und 1969. In den 1970er Jahren wurde die Torfstiche weitgehend eingestellt und das Viehlaßmoos südöstlich von Gaden im Jahr 1983 unter Naturschutz gestellt.

Die Trockenlegung der Niedermoorgebiete durch Grundwasserabsenkungen und Entwässerungsgräben ab Mitte des 19. Jahrhunderts führten letztlich nicht nur zum starken Rückgang der ehemals ausgedehnten Niedermoorflächen im Erdinger Moos, sie lösten auch eine starke Winderosion aus, die in zahlreichen Staubstürmen in den 1930er bis 1960er Jahren gipfelte (SEPP & STEIN 2006; KARL 1965: 5).

Auch im Ampertal treten im Bereich ehemaliger Paläomäander kleinräumige Vermoorungen („Altwassermoore“) auf, die meist nur wenige Zentimeter bis Dezimeter

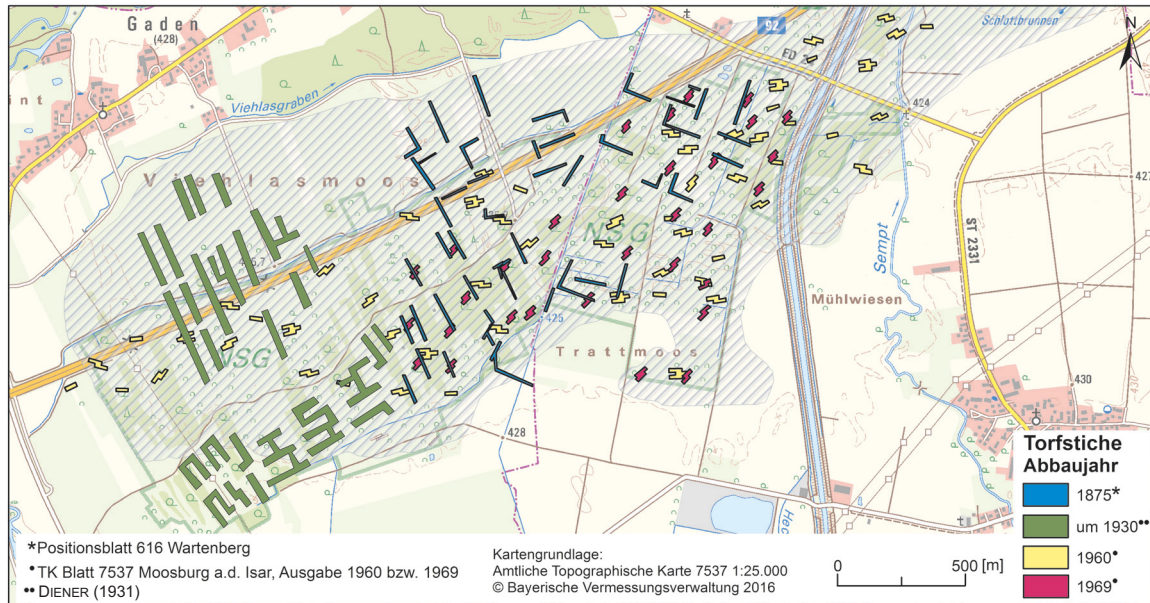


Abb. 47: Torfstiche im Erdinger Moos auf Blatt 7536 Moosburg nach topographischen Karten aus den Ausgabejahren 1875 (=Positionenblatt 616 Wartenberg), 1931 (=DIENER 1931), 1960 und 1968 (= TK25 7537 Moosburg; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

mächtig sind (Abb. 27, Abb. 36). Sie sind in der geologischen Karte nicht dargestellt. Auch die innerhalb der Anmoorgebiete manchmal noch nicht mineralisierten, sondern noch erhaltenen lokalen Torfvorkommen wie auf der hochwürmzeitlichen Niederterrasse (NT1) der Amper nordöstlich von Langenbach (Abb. 13) sind in der Karte wegen ihrer geringen Größe nicht wiedergegeben. Das größte Niedermoorgebiet mit einer Ausdehnung von etwa 34 ha (0,34 km<sup>2</sup>) befindet sich auf der H3 der Amper nordwestlich von Thonstetten. Hinzu kommt südwestlich und westlich von Haag am Außenrand der NT3 eine meist nur geringmächtige Randsenkenvermoorung, die zum Teil auf die angrenzende H1 der Amper und auf den Hangfuß zum angrenzenden Tertiärhügelland übergreift. Der Torf wurde nach BRUNNACKER (1962) früher in kleineren Torfstichen genutzt. Dieses zweite größere Niedermoorgebiet im Ampertal mit etwa 26 ha (0,26 km<sup>2</sup>) Ausdehnung erstreckt sich weiter talaufwärts, wo es im Bereich des westlichen Nachbarblatts 7536 Freising Süd eine noch größere Ausdehnung erreicht (BRUNNACKER 1962).

**Mächtigkeit:** Die Torfe im Bereich des Niedermoorgebietes südlich von Gaden inklusive anmooriger Zwischen- oder Toplagen erreichen heute selten Mächtigkeiten von mehr als 1,5 m (Abb. 11, Abb. 20 bis Abb. 23). Meist sind sie nur 0,4 bis 1,2 m mächtig. Dabei treten größere Vermoorungen vor allem in den zahlreichen ehemaligen Flussrinnen und im Bereich der Randsenke der NT3 auf. Oft reichen die Torfe nicht bis an die Geländeoberfläche, sondern sind von einigen Dezimetern, selten über 1 m mächtigen Hochflutmergeln bedeckt.

Im Ampertal besitzen die Torfe westlich von Haag nach Sondierungen und einer Schürfgrube von VIDAL & HOHENSTATTER (1962: 37 und 49f.) maximale Mächtigkeiten

von 1,70 m. Auf der NT1 nordöstlich der Einmündung des Langenbachtals treten lokal weitere Anmoor-Niedermoor-Abfolgen, wobei die Torfe meist nur wenige Dezimeter Mächtigkeit erreichen (Abb. 13). Dagegen können die auf der H3 nordwestlich von Thonstetten verbreiteten Anmoore, Torfe und Torfmudden manchmal bis in 2,4 m Tiefe unter GOK hinabreichen (Abb. 31: Sondierung Mo16/69; Abb. 32: Sondierung Mo17/04). Bisweilen sind dort allerdings mächtigere sandige Hochflutsedimente zwischen den organischen Horizonten eingeschaltet (Abb. 31).

**Lithologie:** Bezüglich der lithologischen Gegebenheiten im Erdinger Moos sei auf die moorgeologischen und -bodenkundlichen Spezialuntersuchungen von VIDAL & HOHENSTATTER (1959) im Bereich des südwestlichen Nachbarblatts 7637 Freising Süd verwiesen. Ebenso wie dort, handelt es sich auch im Blattgebiet überwiegend um meist stark zersetzte, kalkfreie, manchmal auch stark kalkhaltige, braune bis dunkelbraune Seggen-Schilf-Torfe (*Carex-Phragmites*-Torfe) örtlich mit Linsen aus Alm und Eisenocker. Lokal auftretende fossile Anmoorhorizonte oder eingeschaltete Lagen aus Hochflutlehm (Abb. 22) belegen zeitweilige Unterbrechungen der Torfbildung.

Im Niedermoorgebiet südlich von Gaden sind mit den Torfen und Anmooren hin und wieder geringmächtige und seitlich auslaufende Linsen von Alm und Lagen von Eisenocker verzahnt. Eisenocker als grundwasserbedingte Eisenausfällung entsteht nach BRUNNACKER (1959a: 73) wahrscheinlich unter Beteiligung von Bakterien (siehe auch OVERBECK 1975: 115). Der Alm, abgeleitet von „*terra alba*“ (MÜNICHSDORFER 1927: 59), ist in Bayern ein weißer, ungeschichteter, lockerer Quellkalk aus kleinen Körnern von fast reinem Kalziumkarbonat, der häufig Molluskenschalen führt (VIDAL et al. 1966: 178).

Eine ausführliche Beschreibung der Verbreitung und Genese von Almvorkommen im Erdinger Moos geben VIDAL et al. (1966). Bezüglich der lithologischen Zusammensetzung und Genese des teilweise über 1 m mächtigen Alms im Bereich des südwestlichen Nachbarblatts 7636 Freising Süd sei auf VIDAL & HOHENSTATTER (1959: 43ff. und 68ff.) verwiesen. Mit der Genese der Almbildungen in Südbayern befassen sich JERZ (1983) und weitere dort zitierte Arbeiten.

Die Randsenkenvermooring im Ampertal westlich von Haag besteht nach VIDAL & HOHENSTATTER (1962) überwiegend aus *Carex-Phragmites*-Niedermoortorfen und *Sphagnum-Polytrichum*-Waldmoortorfen.

**Alter:** Nach den bisher vorliegenden massenspektrometrischen Radiokohlenstoff-Datierungen setzte der Torfaufwuchs im Erdinger Moos an mehreren Stellen erst im ausgehende Boreal bis mittleren Atlantikum um ca. 6.500 bis 7.500 <sup>14</sup>C BP ein (Abb. 11; Abb. 20; Abb. 22). An anderen Stellen begann er sogar erst im Subboreal nach 4.600 und 3.800 <sup>14</sup>C BP (Abb. 21; Abb. 23). Im Bereich des südwestlichen Nachbarblatts 7636

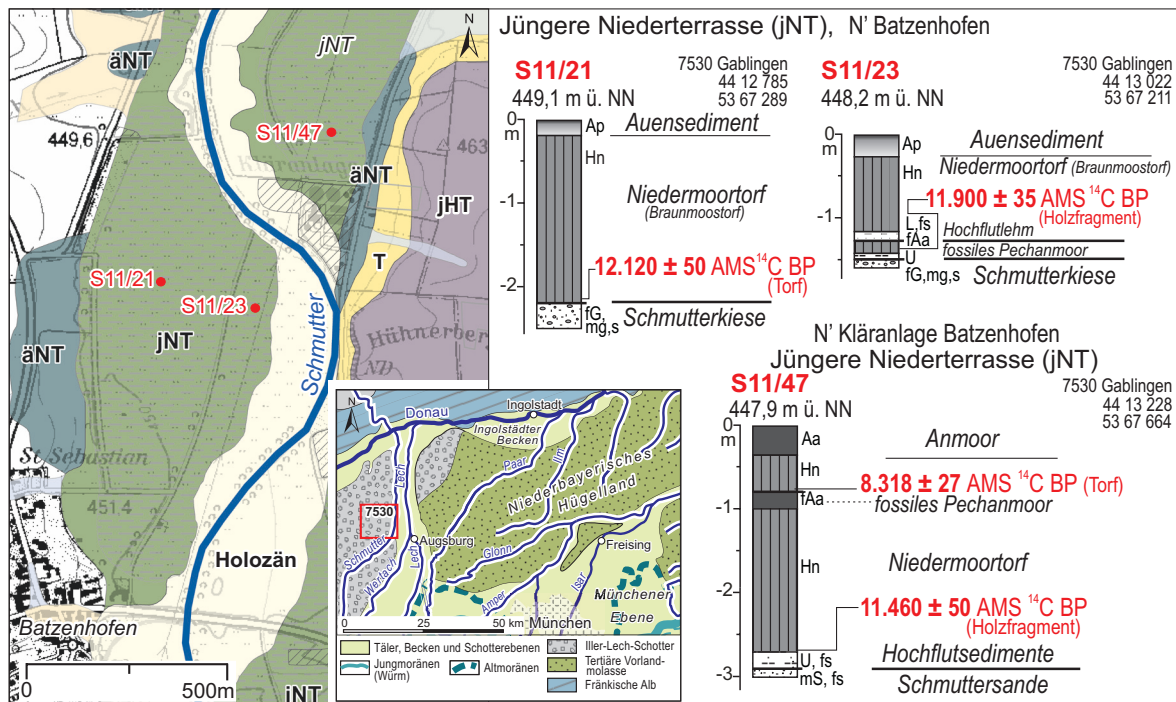


Abb. 48: Beginn des Torfaufwuchs im Niedermoorgebiet auf der jüngeren Niederterrasse (jNT) der Schmutter zwischen Batzenhofen und Gablingen (Sondierungen S11/23, S11/47, S11/21). Zur Geologie siehe auch SCHELLMANN (2016a) und (2016b) (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2016).

Freising Süd setzte nach pollenanalytischen Untersuchungen von SCHMEIDL (in BRUNNACKER 1959a: 61ff.) der Aufwuchs des Torfes im Erdinger Moos früher ein und zwar spätestens im ausgehenden Präboreal.

Deutlich älter sind die Niedermoorbildungen im Ampertal. Bereits im Bølling/Allerød-Interstadial (*sensu* HOEK & BOHNCKE 2001) begann vor etwa 11.650 <sup>14</sup>C-Jahren der Torfaufwuchs auf der NT1 der Amper nordöstlich von Langenbach (Abb. 13: Sondierung Mo15/09). Ähnlich frühe spätglaziale Niedermoorbildungen sind zum Beispiel aus Tälern des bayerischen Alpenvorlandes um 12.370 <sup>14</sup>C BP vom Gundelfinger Moos im bayerischen Brenztal bei Sontheim, wo das Torfwachstum bis in die Jüngere Dryaszeit um 10.560 <sup>14</sup>C BP andauerte (SCHELLMANN 2017: 7428 Dillingen West). Am Beginn des Bølling-Interstadials um 12.200 <sup>14</sup>C BP begann im Schmuttertal ein Torfwachstum auf der jüngeren Niederterrasse (jNT) nordwestlich von Markt (SCHELLMANN 2016a: 96f.) und nach neueren Datierungen um 12.120 bis 11.460 <sup>14</sup>C BP auf der jNT zwischen Batzenhofen und Gablingen (Abb. 48; SCHELLMANN 2016b: 30). Im Straubinger Donautal kam es im Bereich der spätglazialen NT3 bereits um 12.690 <sup>14</sup>C BP und verstärkt ab 12.152 <sup>14</sup>C BP zum Auswuchs von Niedermooren. Dieser Aufwuchs dauerte in der Randsenke der NT3 der Donau bei Atting zum Teil kontinuierlich bis in die Jüngere Dryas um 10.400 <sup>14</sup>C BP hinein an (SCHELLMANN 2010: 29ff.).

Nach pollenanalytischen Untersuchungen von SCHMEIDL (1962) setzte die Torfbildung in der Randsenke der NT3 westlich von Haag in der Jüngeren Dryas (Pollenzone

III nach FIRBAS 1949) ein und dauerte mindestens bis ins Boreal an. Deutlich jünger sind die Torfe und Anmoore auf H3 der Amper nordwestlich von Thonstetten (Abb. 31, Abb. 32), die erst im Subboreal entstanden nach 4.280 <sup>14</sup>C BP um ca. 3.600 <sup>14</sup>C BP und ab 1.630 <sup>14</sup>C BP.

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die Einblicke in den Aufbau der Niedermoore gewährten.

### 3.2.3.5 Anmoor mit Alm-Einlagerungen

#### *Spätwürm und Holozän*

Anmoore sind organomineralische Böden, die einen Anteil von Torf oder Torfmudde haben können. Dabei ist die Grenze zwischen Nieder- und Anmooren und auch die Grenze zwischen Anmooren und Mineralböden vor allem bei ackerbaulicher Nutzung mit Unsicherheiten behaftet. Zudem ist der Übergang vom Niedermoor zum Anmoor häufig fließend, nicht zuletzt weil letztere im Blattgebiet häufig durch Zersetzung ehemaliger Torfe entstanden sind.

Im Blattgebiet besitzen die Anmoore oft eine schwarze bis schwarzgraue Farbe, sind häufig sehr tonig und sind manchmal entkalkt. Diese schwarzen, häufig stark tonigen, oft entkalkten Anmoorvarianten wurden von BRUNNACKER (1959b) im Sinne von KUBIENA (1953) als „Pechanmoore“ bezeichnet. SCHELLMANN (1988; ders. 1998; ders. 2017) konnte im unteren Isartal und im Dillinger Donautal zeigen, dass die dort verbreiteten alt- und frühmittelholozänen Pechanmoore in morphologischen Hochpositionen bzw. in Trockenstandorten in Feuchtschwarzerden (Tschernitzen, Pseudotschernoseme) übergehen. Letzteres konnte mangels Aufschlüssen im Blattgebiet bisher nicht gefunden werden, ist aber wahrscheinlich auch hier verbreitet.

Größere Anmoorgebiete mit lokalen Almeinlagerungen befinden sich vor allem auf der NT3 der Isar in östlicher Fortsetzung des Niedermoorgebietes südlich von Gaden zwischen Zustorf, Rosenau und Langenpreising. Unterhalb von Langenpreising erstreckt sich ein weiteres ausgedehntes Anmoorgebiet. Es liegt im Vorland der höherliegenden Übergangsterrasse und folgt weitgehend der Randsenke der NT3, wobei zum östlichen Blattrand hin auch die dort erhaltenen schmalen Terrassenleisten von NT2 und NT1 ganz oder bei der NT1 in tieferen Rinnen Anmoore tragen.

Im Ampertal sind die Torfe in den Fluren „Unteres Moos“ bzw. „Inkofer Moos“ heute weitgehend zu Anmooren abgebaut (Abb. 13). Dagegen sind meist nur die obersten Dezimeter der Niedermoorortorfe auf der H3 nordwestlich von Thonstetten in Anmoore umgewandelt (Abb. 31; Abb. 32).

**Mächtigkeit:** Die einzelnen rezenten und fossilen Anmoor-Horizonte (Aa, fAa) sind meistens etwa 10 bis 50 cm mächtig.

**Lithologie:** Anmoore bestehen in der Regel aus einem Gemisch von Mineralboden (Ton, Schluff, Sand, Lehm) und 15 bis 30 Masse-% stark organischer Substanz (AG BODEN 2005: 94; OVERBECK 1975: 47). Sie sind im Blattgebiet häufig das Abbauprodukt von Torfen. Das gilt insbesondere für große Areale des früher weiter nach Nordosten bis südlich von Moosburg reichenden Erdinger Mooses (DIENER 1931), in dem heute nur noch nördlich und nordöstlich von Zustorf Anmoore, manchmal mit lokalen Torfinseln verbreitet sind.

Ähnliches gilt auch für die ehemalige ausgedehnte Randsenkenvermooring der NT3 der Isar unterhalb von Langenpreising und der NT1 der Amper unterhalb von Langenbach. Statt Niedermoortorfe sind in diesen drei Gebieten heute meist nur geringmächtige Anmoore weit verbreitet und nur noch lokal kleine Inseln mit Niedermoortorfen. Beispiele solcher lokaler Torfvorkommen befinden sich auf der NT3 der Isar bei Zustorf (Abb. 20: Mo15/67), nordwestlich von Langenpreising (Abb. 23: Mo15/73) oder bei Rosenau (Abb. 21: Mo16/70) und auf der NT1 der Amper nordöstlich von Langenbach (Abb. 13: Mo15/09).

In den Anmoor- und Niedermoorgebieten sind mit den Torfen und Anmooren hin und wieder geringmächtige und seitlich auslaufende Linsen von Alm verzahnt wie zum Beispiel auf der hochglazialen Niederterrasse NT1 der Isar westlich von Zustorf (Abb. 11) oder auf der NT3 der Isar nördlich von Zustorf (Abb. 20: Mo15/26).

**Alter:** Die Anmoore des Isartals entstanden im Blattgebiet ähnlich wie die Torfe, aus denen viele hervorgegangen sind, erst seit dem Mittelholozän. Nach Datierungen organischer Makroreste von der Basis der Anmoore oder unterlagernder Hochflutsedimente ist die Bildung schwarzer Anmoore auf der NT3 der Isar in der Flur „Isarwiesen“ nördlich von Zustorf jünger als 7.500 <sup>14</sup>C BP (Abb. 20: Mo15/30). In der Randsenke der NT3 der Isar bei Zustorf und nordwestlich von Langenpreising setzte sie anscheinend erst im Subboreal nach ca. 4.700 <sup>14</sup>C BP ein (Abb. 20: Mo15/26; Abb. 23) und im Bereich der NT3 der Isar östlich von Rosenau sogar noch später und zwar erst nach 3.800 <sup>14</sup>C BP (Abb. 21:).

Auch im Ampertal sind die an der Oberfläche verbreiteten oder als fossile Horizonte erhaltenen Anmoorbildungen überwiegend erst seit dem Mittelholozän, vor allem seit dem Subboreal entstanden. Das gilt für die rezenten oder fossilen Anmoorhorizonte im Niedermoorgebiet auf der H3 der Amper nordwestlich von Thonstetten (Abb. 31, Abb. 32). Es trifft ebenso zu für die fossilen Anmoore im Bereich holozäner Paläomaänder und Aurinnen auf der H2 und der H3 südlich von Haag (Abb. 27: Mo16/22; Abb. 29: Mo15/76) oder südöstlich von Kirchamper (Abb. 27: Mo16/17). Das fossile Pechanmoor an der Basis der Paläomaänderfüllung der H3 der Amper südlich von Inkofen entstand dagegen erst im älteren Subatlantikum um 1.500 <sup>14</sup>C BP (Abb. 30: Mo16/08). Ein ähnlich junges Alter besitzen auch die fossilen Anmoorhorizonte,

die in Sedimentfüllungen eisen-/römerzeitlicher Aurinnen und Paläomäander der H4 der Amper erhalten sind. So entstanden die südöstlich von Inkofen in solchen Rinnenfüllungen der H4 erhaltenen fossilen Anmoore deutlich nach 2.690 <sup>14</sup>C BP (Abb. 36: Mo16/10) im älteren Subatlantikum um 1.900 <sup>14</sup>C BP (Abb. 36: Mo16/09). In dieser Zeit dürfte auch das entkalkte Pechanmoor entstanden sein, das am Top der primären Auensedimentation der H4 der Amper südöstlich von Kirchamper unter jungen Auelehmen angetroffen wurde (Abb. 37; Mo16/21). Die liegenden Ampersande wurden um 2.524 ± 28 <sup>14</sup>C BP abgelagert. Die Bildung des hangenden Pechanmoors setzte wahrscheinlich nur wenige Jahrzehnte später ein.

Anders ist die Situation im Bereich der jüngeren subatlantischen Terrassen H5 bis H7 von Amper und Isar. Dort wurden auch kleinräumig keine rezenten oder fossilen Anmoore angetroffen. Wahrscheinlich verhinderte eine erhöhte Sedimentation klastischer Auensedimente im Bereich dieser jungen Auenterrassen im jüngeren Subatlantikum eine Anmoorbildung.

Vergleicht man die aus dem Blattgebiet vorliegenden Bildungszeiten von Pechanmooren mit anderen bayerischen Flusstälern, so fehlen im Blattgebiet bisher spätglaziale Bildungen, wie sie aus anderen Alpenvorlandstälern bekannt sind. So bildeten sich Pechanmoore bereits im Bølling/Allerød-Interstadial auf der Riedhausen-Gundelfinger NT3 der bayerischen Donau oberhalb von Dillingen (SCHELLMANN 2017) oder vor mehr als 10.560 <sup>14</sup>C-Jahren auf der NT3 des Lechtals nördlich von Langweid (SCHIELEIN & SCHELLMANN 2016: 129). Im Schmuttertal südlich von Gablingen entstanden die ersten Pechanmoore wahrscheinlich ebenfalls schon im Bølling/Allerød-Interstadial (Abb. 47: Sondierung S11/23; SCHELLMANN 2016a: 34). Weitere schwarze Anmoore stammen dort aus dem mittleren Boreal vor ca. 8.300 <sup>14</sup>C Jahren (Abb. 47: Sondierung S11/47) und aus dem Atlantikum bis Subboreal, manchmal sogar erst aus dem Subatlantikum (SCHELLMANN 2016a: 34; SCHELLMANN 2016b: 101; SCHIELEIN & SCHELLMANN 2016: 127ff.).

Auch in anderen Tälern des bayerischen Alpenvorlandes entstanden Pechanmoore noch bis ins ausgehende Subboreal und Subatlantikum hinein und damit länger, als dies für das Isartal von FELDMANN & SCHELLMANN (1994) sowie SCHELLMANN (1998: 189f.) beschrieben wurde. So ist zum Beispiel auch im Schmuttertal südlich von Westendorf ein dort unter jungen Hochflutlehmern begrabenes Pechanmoor jünger als 2.620 <sup>14</sup>C BP (SCHIELEIN & SCHELLMANN 2016: Abb. 6). Auch auf der hochglazialen Niederterrasse NT1 der Donau südlich von Dillingen entstand ein dort unter jungen Hochflutsedimenten der Glött begrabenes, toniges und entkalktes Pechanmoor erst im späten Subboreal zwischen 4.170 und 2.770 <sup>14</sup>C BP. Weiterhin bildet sich dort in einem Paläomäander der H3-Terrasse noch vor etwa 3.600 und jünger als vor 3.100 <sup>14</sup>C-Jahren eine Pechanmoor-Torf-Pechanmoor-Abfolge (SCHELLMANN 2017). Vom Tal

Tab. 5: Alter organischer Substanzen von im Text genannten <sup>14</sup>C-Datierungen.

Strat.	Pr.-Nr.	Fundort	Herkunft, Material	x	y	Probe	Sand/Kies-	<sup>14</sup> C BP	±	cal BP; cal BC/AD	d <sup>13</sup> C	Labor-Nr.
						Tiefe (m)	oberkante (m)			2 sigma (>95%)		
<b>Ampertal</b>												
H6	Mo15/41	S' Feldkirchen	Basis Auelehm, Holzkohle	4493263	5370697	1,83	1,96	<b>266</b>	<b>23</b>	1523 - 1667 cal	-28,6	MAMS 26184
H6	Mo15/42	S' Feldkirchen	Flusskiese, Holz	4493382	5370697	0,90	0,60	<b>347</b>	<b>22</b>	1466 - 1635 cal AD	-29,3	MAMS 26185
H5	Mo15/49	S' Wang	Flusssande, Holz, org. Makroreste	4495173	5372664	2,25	1,80	<b>662</b>	<b>23</b>	1280 - 1389 cal AD	-29,4	MAMS 26186
H5	Mo16/19	SE' Kirchhamper	Basis Auelehm, org. Makroreste	4492027	5369385	1,65	1,75	<b>730</b>	<b>24</b>	1253 - 1294 cal AD	-27,5	MAMS 27724
H5	Mo16/04	S' Inkofen	Flusssande, org. Makroreste	4489773	5369017	1,6	1,3	<b>990</b>	<b>23</b>	992 - 1150 cal AD	-25,2	MAMS 27719
H5	Mo16/11	SE' Inkofen	Auelehm, Holz	4490557	5369320	1,92	2,64	<b>1288</b>	<b>20</b>	669 - 768 cal AD	-24,5	MAMS 29358
H5	Mo16/27	SE' Kirchhamper	Flusssande, Holz	4493049	5368901	2,65	0,87	<b>1439</b>	<b>23</b>	579 - 651 cal AD	-28,2	MAMS 27728
H5	Am16/1d	Kirchhamper S	Schale einer <i>Unio</i> sp.	4491497	5369515	0,75	0,6	<b>2096</b>	<b>24</b>	Hartwassereffekt ?	-8,1	MAMS 27730
H4	Mo16/06	S' Inkofen	Flusskiese, org. Makroreste	4489730	5369010	3,1	0,95	<b>1430</b>	<b>23</b>	588 - 654 cal AD	-27,5	MAMS 27720
H4	Mo15/33	SE' Kirchhamper	Flusssande, Holz	4491971	5369454	1,48	0,87	<b>1588</b>	<b>25</b>	414 - 539 cal AD	-30,5	MAMS26182
H4	Mo16/09	SE' Inkofen	Basis Pechanmoor, Holz	4491024	5369310	1,7	1,7	<b>1971</b>	<b>25</b>	39 cal BC - 76 cal AD	-28,7	MAMS 27722
H4	Mo16/21	SE' Kirchhamper	Flusssande, org. Makroreste	4492668	5368958	2,55	0,87	<b>2524</b>	<b>28</b>	794 - 544 cal BC	-33,1	MAMS 27725
H4	Mo16/10	SE' Inkofen	Holz und org. Makroreste	4490563	5369270	2,80		<b>2690</b>	<b>20</b>	895 - 807 cal BC	-20,3	MAMS 29357
H3	Mo16/08	SE' Inkofen	Pechanmoor Basis, org. Makroreste	4490954	5368720	0,63	0,63	<b>1532</b>	<b>20</b>	429 - 592 cal AD	-28,0	MAMS 29356
H3	Mo17/04	NW Thonstetten	Pechanmoor Basis, org. Makroreste	4492163	5368595	2,36	3,30	<b>1630</b>	<b>30</b>	346 - 535 cal AD	-29,3	Beta 477825
H3	Mo15/76	S' Haag, Amper	Pechanmoor Basis, org. Makroreste	4487752	5368299	0,80	0,80	<b>3516</b>	<b>27</b>	3704 - 3866 cal BP	-27,7	MAMS 25698
H3	Mo16/46	NW Thonstetten	Basis Torf, Holz	4491432	5368980	2,30	2,36	<b>3606</b>	<b>22</b>	3851 - 3975 cal BP	-27,0	MAMS 29359
H3	Mo16/69	NW Thonstetten	Basis Hochflutsed., org. Makroreste	4492164	5368427	2,87	3,30	<b>3669</b>	<b>22</b>	3925 - 4085 cal BP	-30,0	MAMS 29360
H3	Mo17/04	NW Thonstetten	Flusssande, org. Makroreste	4492163	5368595	3,40	3,30	<b>4280</b>	<b>30</b>	4822 - 4955 cal BP	-29,3	Beta 474762
H2	Mo15/37	SE' Kirchhamper	Flusskiese, org. Makroreste	4492330	5368299	1,72	1,60	<b>2413</b>	<b>24</b>	729 - 404 cal BC	-28,4	MAMS 26183
H2	Mo15/77	S' Haag, Amper	Torfbasis, org. Makroreste	4487758	5368422	1,67	2,61	<b>4755</b>	<b>23</b>	5465 - 5585 cal BP	-25,4	MAMS 26192
H2	Mo15/17	S' Haag, Amper	org. Makroreste, umgelagert ?	4492754	5368422	2,69	2,61	<b>4759</b>	<b>29</b>	5333 - 5587 cal BP	-20,0	MAMS 25699
H2	Mo16/17	SE' Kirchhamper	nahe Basis Auelehm, org. Makroreste	4491824	5369741	3,4	3,8	<b>3033</b>	<b>27</b>	3160 - 3343 cal BP	-25,2	MAMS 27723
H2	Mo16/22	S' Haag	Basis Anmoor, org. Makroreste	4487563	5368452	0,98	0,98	<b>3552</b>	<b>25</b>	3724 - 3914 cal BP	-29,2	MAMS 27726
NT3	Mo16/07	SE' Inkofen	Flusskies, Holz	4490376	5368732	0,98	0,85	<b>3957</b>	<b>27</b>	4349 - 4518 cal BP	-28,5	MAMS 27721
NT1	Mo15/17	NE' Langenbach	Basis Pechanmoor, org. Makroreste	4490422	5367899	0,70	0,73	<b>4432</b>	<b>28</b>	4877 - 5275 cal BP	-17,7	MAMS 25693
NT1	Mo15/09	NE' Langenbach	Torfbasis, org. Makroreste	4489953	5367648	1,30	1,30	<b>11653</b>	<b>42</b>	13410 - 13573 cal BP	-27,5	MAMS 25692
<b>Isartal</b>												
H5	Mo15/97	E' Niederhummel	Basis Auenmergel, org. Makroreste	4492303	5366583	1,00	1,73	<b>1069</b>	<b>19</b>	901 - 1018 cal AD	-20,7	MAMS 26193
H5	Mo15/98	E' Niederhummel	Basis Auenmergel, org. Makroreste	4492304	5366583	1,70	1,73	<b>1325</b>	<b>24</b>	653 - 765 cal AD	-1,1	MAMS 25701
H4	Is15/3a	Volkmannsdorfer Au	Flussbetsed., Holzkohle	4497323	5372586	3,20	0,90	<b>1763</b>	<b>25</b>	213 - 352 cal AD	-26,5	MAMS 25703
H4	Mo16/34	S' Grünseiboldsdorf	Flusssande, org. Makroreste	4493391	5367365	2,44	2,34	<b>1957</b>	<b>24</b>	23 cal BC - 120 cal AD	-29,7	MAMS 27729
H3	Mo15/86	W' Gaden	Flusssande, org. Makroreste	4489101	5362473	1,15	0,64	<b>3093</b>	<b>27</b>	3233 - 3373 cal BP	-21,3	MAMS 25700
NT3	Mo16/70	E' Rosenau	Basis Hochflutsed., org. Makroreste	4495925	5366208	3,83	3,87	<b>3835</b>	<b>22</b>	4150 - 4354 cal BP	-23,5	MAMS 29361
NT3	Mo15/73	W' Langenpreising	Basis Hochflutsed., org. Makroreste	4496108	5365522	1,56	1,79	<b>4606</b>	<b>29</b>	5287 - 5450 cal BP	-19,4	MAMS 25697
NT3	Mo15/26	N' Zustorf	Basis Auenmergel, org. Makroreste	4495778	5364258	1,13	1,27	<b>4765</b>	<b>29</b>	5464 - 5588 cal BP	-15,1	MAMS 25694
NT3	Mo15/54	Viehlassmoos	Basis Hochflutsed., org. Makroreste	4492042	5363608	1,17	1,17	<b>5183</b>	<b>24</b>	5908 - 5990 cal BP	-22,4	MAMS 26187
NT3	Mo15/63	Viehlassmoos	Torfbasis, org. Makroreste	4491918	5362650	1,55	1,55	<b>6543</b>	<b>30</b>	7421 - 7505 cal BP	-27,5	MAMS 26189
NT3	Mo15/62	S' Gaden	Torfbasis, org. Makroreste	4492351	5363059	1,53	1,53	<b>6687</b>	<b>25</b>	7506 - 7595 cal BP	-24,6	MAMS 29362
NT3	Mo15/59	Viehlassmoos	Torfbasis, org. Makroreste	4491372	5362372	1,88	1,90	<b>6964</b>	<b>32</b>	7698 - 7862 cal BP	-27,0	MAMS 26188
NT3	Mo15/67	Schlottwiesen	nahe Torfbasis, org. Makroreste	4493844	5363759	1,60	1,75	<b>7049</b>	<b>26</b>	7836 - 7946 cal BP	-23,0	MAMS 26191
NT3	Mo15/58	S' Gaden	Torfbasis, org. Makroreste	4490942	5362171	2,60	2,84	<b>7416</b>	<b>33</b>	8178 - 8329 cal BP	-29,6	MAMS 25696
NT3	Mo15/30	N' Zustorf	Basis Hochflutsed., org. Makroreste	4494855	5365600	1,34	1,60	<b>7541</b>	<b>33</b>	8315 - 8413 cal BP	-15,5	MAMS 25695
NT1	Mo15/65	Schlottwiesen	Torfbasis	4494074	5363668	2,49	2,50	<b>7400</b>	<b>27</b>	8175 - 8316 cal BP	-22,5	MAMS 26190
<b>Schmuttertal</b>												
JNT	S11/23	Schnuttertal	Holzstück	4413022	5367211	1,38	1,50	<b>11900</b>	<b>35</b>	13578 - 13785 cal BP	-25,4	MAMS 29364
JNT	S11/47	Schnuttertal	Torf	4413228	5367664	0,80	2,92	<b>8318</b>	<b>27</b>	9265 - 9434 cal BP	-23,3	MAMS 29363
JNT	S11/47	Schnuttertal	Holzstück	4413228	5367664	2,71	2,92	<b>11460</b>	<b>50</b>	13185 - 13431 cal BP	-27,9	Beta 303175
JNT	S11/21	Schnuttertal	org. Makroreste	4412785	5367289	2,18	2,20	<b>12120</b>	<b>50</b>	13798 - 14136 cal BP	-30,9	Beta 298031

<sup>14</sup>C-Labor-Nr.: MAMS = Curt-Engelhorn-Zentrum Archäometrie Mannheim; Beta = Beta Analytic Miami  
cal. BP, cal. BC/AD: kalibriert mit Calib Rev 7.0.4 (IntCal13), 2 sigma und >95% Wahrscheinlichkeit

der Kleinen Laber südlich von Regensburg berichtet NILLER (2001) von einem jüngeren Anmoor-Torf-Komplex, der ebenfalls erst im jüngeren Subboreal zwischen 2.500 bis 3.200 <sup>14</sup>C BP entstanden ist. SCHELLMANN (in diesem Band: 7139 Aufhausen) weist daraufhin, dass in den Talauen von Kleiner und Großer Laber weitere fossile schwarze Anmoore erst im Subatlantikum nach 2.140<sup>14</sup>C BP (Kleine Laber) bzw. 2.010 <sup>14</sup>C BP (Große Laber) entstanden sind.

Insofern endete die Bildungszeit schwarzer Anmoore in den bayerischen Talauen zu verschiedenen Zeiten. In den großen Tälern von Isar und Donau endete sie weitgehend im späten Subboreal bereits vor dem Subatlantikum, während ihre Bildung in

den kleineren Tälern von Amper, Schmutter und den beiden Labertälern noch bis ins Subatlantikum hinein möglich war, wahrscheinlich wegen einer dort noch wesentlich geringeren Suspensionsfracht der Hochwässer bis ins Mittelalter hinein.

Im Bereich der Anmoor- und Niedermoorgebiete treten im Isartal öfters örtlich begrenzte Linsen oder Lagen von Alm auf. Über deren Bildungszeit liegen aus dem Blattgebiet kaum Informationen vor. Die westlich von Zustorf erbohrte Almlage (Abb. 11: Sondierung Mo15/65) ist wahrscheinlich im Atlantikum einige Zeit nach 7.400 <sup>14</sup>C BP entstanden. Weitere Almausfällungen nördlich von Zustorf (Abb. 20: Sondierung Mo15/26) sind deutlich jüngere, wahrscheinlich subboreale Bildungen nach 4.700 <sup>14</sup>C BP.

Beide Altershinweise stehen im Einklang mit den pollenanalytischen Untersuchungen von SCHMEIDL (in BRUNNACKER 1959a: 61ff.) im Bereich des Erdinger Moos auf dem südwestlichen Nachbarblatt 7636 Freising Süd. Danach sind die dortigen Almausfällungen im mittleren Atlantikum spätestens zu Beginn der Pollenzone VII entstanden. Das Ende der Almbildung im Erdinger Moos sehen VIDAL et al. (1966: 192) im frühen Subatlantikum in einer durch keltenezeitliche Rodung bedingten Änderung des Grundwasserhaushaltes. Auch im bayerischen Donautal bei Dillingen entstand der dort auf der NT3 weit verbreitet Alm erst ab dem mittleren Atlantikum und dauerte wahrscheinlich bis zu Beginn des Subboreals an (SCHELLMANN 2017).

**Aufschlüsse:** Im Blattgebiet gab es während der Blattaufnahme keine Aufschlüsse, die Einblicke in den Aufbau der Anmoore gewährten.

### 3.3.3.6 Künstliche Ablagerungen, künstlich verändertes Gelände

#### *Jungholozän, Industriezeitalter*

Sowohl künstliche Aufschüttungen, Kanalbauten und auch anthropogen stark veränderte Areale wurden als eigene Kartiereinheit dargestellt, sofern größere Areale davon betroffen sind. Anthropogene Umgestaltungen, zum Beispiel durch Gewerbegebiete, Sportplätze, Verkehrswegebau, Dammbauten oder Siedlungstätigkeit lassen sich aus den topographischen Karten ableiten. Sie wurden als künstlich verändertes Gelände nur dargestellt, wenn die stratigraphische Einstufung des geologischen Untergrundes in diesen Arealen unsicher ist. Eine Besonderheit künstlich veränderter Gelände sind mehrere Kanalbauten wie der zwischen 1920 und 1930 gebaute Kanal der Mittleren Isar mit Thenner See, Pfrombach Kraftwerk, Ausgleichsweiher und Uppenborn Kraftwerk I. Hierzu zählt auch der im Jahr 1923 fertig gestellte Amper-Werkkanal mit dem Kraftwerk Haag sowie der Amper-Überleitungskanal westlich von Moosburg. Bei allen drei Kanälen und bei den Kraftwerksbauten wurde die quartäre Talfüllung bis zum tertiären Sohlgestein entfernt und damit ein ungehindertes Strömen von Grundwasser im quartären Kieskörper in ihrem Bereich beendet.

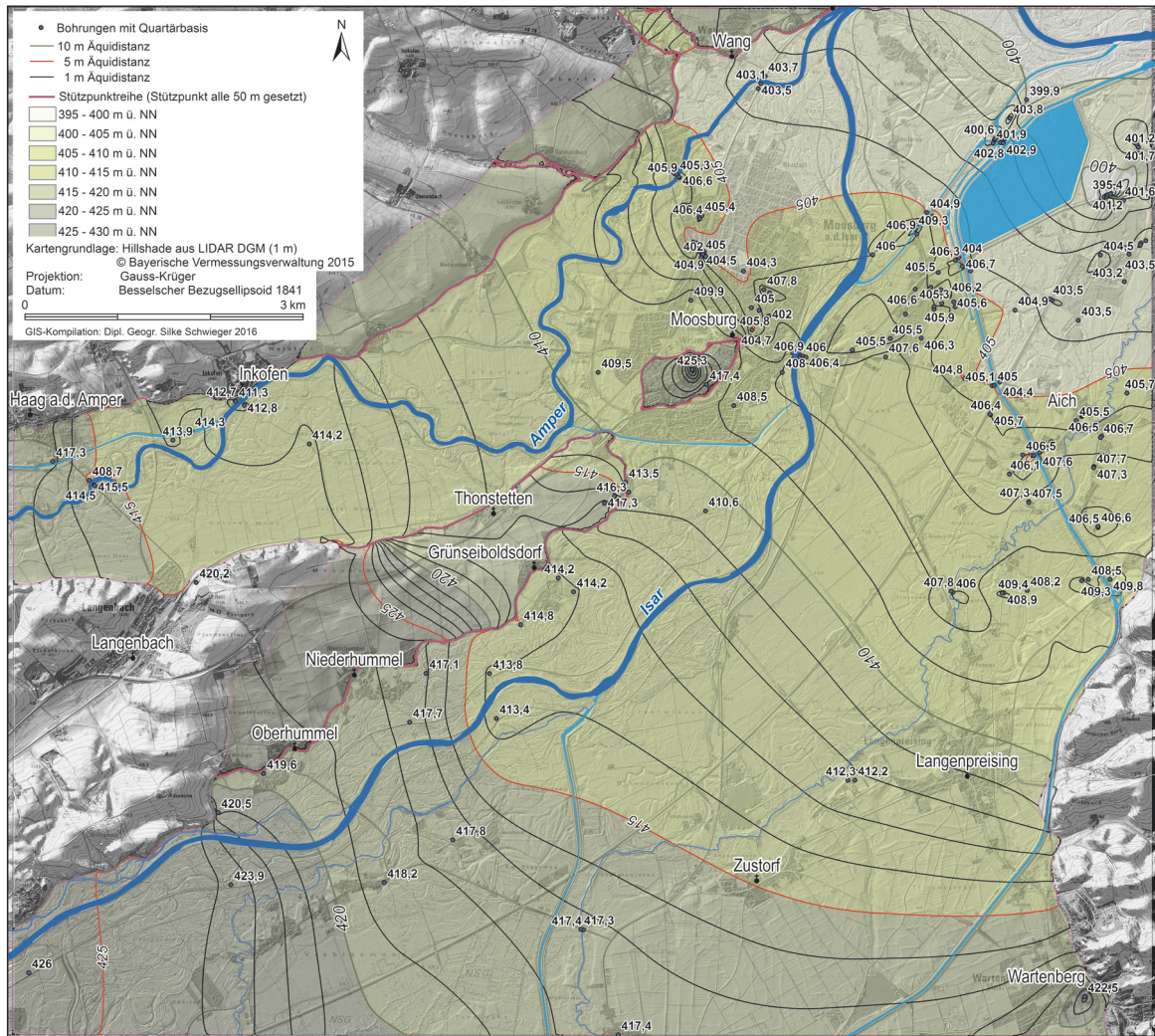


Abb. 49: Stützpunkt-basierte Modellierung der Tiefenlage der Quartärbasis (m ü. NN) im Isar- und Ampertal nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen des Bayerischen Bodeninformationssystem BIS (LfU 2016); Kartengrundlage: LiDAR 1 m © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

#### 4. Schichtlagerung

Die Quartärbasiskarte (Abb. 49) basiert auf Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt. Aus den Schichtenverzeichnissen wurde die Quartärbasis bestimmt und in einem Geographischen Informationssystem (ArcMap 10.2) unter Verwendung des „*natural-neighbor*-Interpolationsverfahrens“ ein flächendeckendes Modell der Quartärbasis errechnet. Zum methodischen Vorgehen sei auf SCHELLMANN & GEBHARDT (2010) verwiesen. Bei Berechnung der Isolinien wurden zwischen Talboden und Tertiärhügelland sowie zwischen Talboden und die eine höhere Quartärbasis besitzenden Hochterrassen Stützpunkt-reihen eingesetzt, um die Isolinien der Quartärbasis an diesen bedeutenden Grenzen enden zu lassen. Bei Interpretation der Karte ist zu berücksichtigen, dass insgesamt relativ wenige Bohrungen mit Informationen zur Tiefenlage der Quartärbasis aus dem Blattgebiet vorliegen und das vor allem im Bereich der Hochterrassen und des Ampertals.

Insgesamt zeigt die Karte eine generelle Abdachung der Quartärbasis im Isar- und Ampertal dem Oberflächengefälle folgend und zwar im Talboden des Isartals von etwa 426 m ü.NN auf 400 m ü.NN und im Ampertal von ca. 415 m ü.NN auf etwa 403 m ü.NN an der Ampermündung. Mangels Bohrungen ist die dargestellte Tiefenlage und Abdachung der Quartärbasis im Bereich der Hochterrassen sehr unsicher. Im nordöstlichen Blattgebiet, wo die Bohrdichte enger ist, deuten sich im Isartal einzelne, wenige Meter tiefe Rinnen in der tertiären Talsohle an, wie sie zum Beispiel von FELDMANN (1991) isaraufwärts zwischen München und Freising beschrieben wurden.

## 5. Geologische Aufschlüsse

Nachfolgend werden die wichtigsten Aufschlüsse (A1 usw.) im Blattgebiet aufgeführt. In eckigen Klammern stehen entsprechend der Zuordnung des Objekts die Identifikationsnummer aus dem Bayerischen Bodeninformationssystem (BIS, [www.bis.bayern.de](http://www.bis.bayern.de)). Dort sind jeweils unter Beachtung des Datenschutzes ggf. zusätzliche Informationen erhältlich.

**A1** Gemeindeg Kiesgrube auf der jHT westlich von Moosham (siehe Abb. 4: Profil Is16/07, Is71/1a, Is17/1b)

Lage: R 44 91 683 , H 53 67 623; Geländehöhe 429 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: G. SCHELLMANN 2016 und 2017)

- ca. 0,3 m Oberboden abgeschoben
  - Quartär, Riß/Würm-Interglazial
  - Jüngere Moosburger Hochterrasse, jHT, R/W
  - 0,4 m Mittelkies, stark feinkiesig, lehmig, schluffig, hellgelbbraun, entkalkt, überprägt durch Unterboden einer holozänen Parabraunerde (Bt-Horizont)
  - 0,6 m Grobkies, stark mittelkiesig, schwach mittelsandig, hgr, stark kalkhaltig
  - 1,6 m Mittelkies, stark grobkiesig, mittelsandig, hellgrau, stark kalkhaltig, bei 1,5 m Tiefe Lehmscholle („Gelisolumplatte“ *sensu* FELDMANN et al. 1991) aus Feinsand, schluffig, lehmig, stark glimmerig, hellgrau, stark kalkhaltig
  - 1,,8 m Mittelkies, stark feinkiesig, mittelsandig, hgr, stark kalkhaltig
  - 2,,8 m Grobkies, steinführend (bis 12 cm), mittelkiesig, schwach mittelsandig, hellgrau, stark kalkhaltig mit warrmzeitlichen Schneckenschalen führenden Lehmschollen in 2 m (Is16/07 und Is17/1b) und 2,5 m Tiefe (Is17/1a)
- (= Aufschlusshöhe)

**A2 Profil 16/02** Gemeindeg Kiesgrube auf der ÜT2 westlich von Langenpreising (siehe Abb. 8)

Lage: R 44 96 857, H 53 65 012; Geländehöhe 423,7 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: G. SCHELLMANN 2016)

- ca. 0,5 m Oberboden abgeschoben
  - Quartär, Würm
  - Sandlöß
  - 1,00 m Wechsellagerung Schluff, feinsandig, hellgrau, vereinzelte Schneckenschalen, stark kalkhaltig und Feinsand, schluffig, dunkelgrau mit schwachem Jungwürm-Naßboden; basal mit Kiesbändern aus Feinkies, schwach mittelkiesig, stark kalkhaltig (Fließerde)
  - Quartär, Mittelwürm
  - Schmelzwasserschotter der Übergangsterrasse 2, ÜT2
  - 4,10 m vor allem horizontal geschichteter Mittelkies, grobkiesig, mittelsandig, stark kalkhaltig, zum Teil verstückt; bei 4,1 m aktueller Grundwasserspiegel
- (= Aufschlusshöhe)

**A2 Profil 16/04** Gemeindeg Kiesgrube auf der ÜT2 westlich von Langenpreising (siehe Abb. 8)

Lage: R 44 96 863, H 53 65 002; Geländehöhe 423,6 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: G. SCHELLMANN 2016)

- Quartär, Würm  
Sandlöß
- 0,90 m Wechsellagerung Schluff, feinsandig, hellgelbgrau, zahlreiche Schneckenschalen, stark kalkhaltig und Schluff, hellbraungelb, stark kalkhaltig; schwacher Jungwürm-Naßboden in ca. 0,6 m Tiefe unter Flur
- Quartär, Früh- bis Mittelwürm  
Schmelzwasserschotter der Übergangsterrasse 2, ÜT2
- 1,20 m Mittelkies, grobkiesig, feinkiesig, grobsandig, stark kalkhaltig (= Aufschlusshöhe)

**A3 Profil 15/01** Bauaufschluss im neuen Gewerbegebiet nordöstlich von Langenpreising (siehe Abb. 9)

Lage: R 44 98 697, H 53 65 986; Geländehöhe 421,3 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: G. SCHELLMANN 2016)

- Quartär, Würm  
Sandlöß
- 1,10 m Wechsellagerung Feinsand, schluffig, stark kalkhaltig und Schluff, feinsandig, stark kalkhaltig
- Quartär, Früh- bis Mittelwürm  
Schmelzwasserschotter der Übergangsterrasse 2, ÜT2
- 2,90 m Wechsellagerung von Grobkies, mittelkiesig, stark mittelsandig, hellgrau, stark kalkhaltig und Mittelkies, grobkiesig, stark mittelsandig, hellgrau, stark kalkhaltig; bei 2,3 bis 2,5 m und bei 2,9 m unter Flur fossile Go-Horizonte. (= Aufschlusshöhe)

**A4** Bauaufschluss Strogental, E' Siedlung Appolding; Einmündung Hofer Bach

Lage: R 44 98 790, H 53 64 169; Geländehöhe 424 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: G. SCHELLMANN 2016)

- Quartär, Holozän  
Talaue der Strogen  
Auenmergel
- 0,25 m humoser Oberboden (Ap), Lehm, schluffig, schwach feinsandig, schwach kiesführend, humos, dunkelbraun, stark kalkhaltig
- Bachkiese
- 0,45 m Mittelkies, feinkiesig, grobsandig, hellgrau, stark kalkhaltig
  - 0,55 m Feinkies, mittelkiesig, schwach grobsandig, oben schwarz, unten rostfarben (fossiler Go-Horizont), stark kalkhaltig
  - 0,85 m Mittelkies, schwach grobkiesig, stark grobsandig, hellgrau, stark kalkhaltig
- >– 2,15 m Kieskörper verstürzt  
(= Aufschlusshöhe)

**A5** Kleiner Kiesaushub in der Volkmannsdorferau (Abb. 35)

Lage: R 44 97 323, H 53 72 586; Geländehöhe 409,7 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: G. SCHELLMANN 2016)

- Quartär  
Jungholozän  
Auenmergel
- 0,30 m gepflegter humoser Oberboden (Ap), grau, stark kalkhaltig
  - 0,80 m Schluff, schwach feinsandig, vereinzelte Schneckenschalen, hellgrau, stark kalkhaltig
- Quartär, Eisen-/Römerzeit  
Flussschotter der Holozänterrasse H4
- 1,60 m Feinkies, stark feinsandig, mittel- und grobkiesführend, hellgrau, stark kalkhaltig
  - 3,50 m Mittelkies, grob- und feinkiesig, grobsandig, stark kalkhaltig
- <sup>14</sup>C-Alter von Holzkohle aus Grobsandlage in 3,10 m Tiefe: 1.763 ± 25 <sup>14</sup>C BP (Tab. 5: Probe Is15/3a)
- 4,30 m Kieskörper nicht zugänglich  
(= Aufschlusshöhe)

**A6** Kleiner Kiesaushub südwestlich von Kirchamper (siehe Abb. 38)

Lage: R 44 91 497, H 53 69 515; Geländehöhe 417,4 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: G. SCHELLMANN 2016)

- Quartär  
 Jungholozän  
 Auelehm
- 0,30 m gepflügter humoser Oberboden (Ap), Lehm. schluffig, schwach feinsandig, dgr, stark kalkhaltig
  - 0,60 m Lehm, schluffig, schwach feinsandig, glimmerig, Bruchstücke von *Unio*-Schalen, grau, stark kalkhaltig
- Quartär, Frühmittelalter  
 Flussschotter der Holozänterrasse H5
- 0,90 m Mittelkies, feinkiesig, grobsandig, kleinbogig schräggeschichtet, Schale einer *Unio* sp. (Tab. 5: Am 16/1d, 2.096 ± 24 <sup>14</sup>C BP)
  - 1,10 m Mittelkies, stark feinkiesig, schwach grobsandig, rostfarben (Go), stark kalkhaltig
  - 1,20 m Grobsand, mittelsandig, feinkiesig, hellgrau, stark kalkhaltig  
 (= Aufschlusshöhe)

**6. Bohrungen**

Nachfolgend werden die wichtigsten Bohrungen im Blattgebiet aufgeführt (siehe auch Tab. 6). Die vorangestellten Nummern (**B1** usw.) sind in der Geologischen Karte wiedergegeben. In eckigen Klammern stehen die Identifikationsnummer aus dem Bayerischen Bodeninformationssystem (BIS, [www.bis.bayern.de](http://www.bis.bayern.de)).

**B1**, Moosburg, Tiefe Geothermie [7537BG000557]

Lage: R 44 96 450, H 53 69 100; Ansatzhöhe: 414,31 m ü. NN

Bohrverfahren: Bohrverfahren mit Gewinn unvollständiger Proben; Jahr: 1990

Endteufe: 1585,00 m

Geologisches Profil (Aufnahme: UNGER, H.J. &amp; MEYER, R., Bayerisches Geol. L.-Amt):

- Quartär, wurde nicht erfasst  
 Tertiär, Obere Süßwassermolasse, OSM  
 Nördlicher Vollsotter
- 174,00 m Wechselfolgen von Kies, Ton, Schluff, glimmeriger Sand, grau, grünlichgrau bis oliv  
 Tertiär, Obere Süßwassermolasse, OSM  
 Fluviale Süßwasserschichten
  - 215,00 m Wechselfolge von Ton, Schluff, Mergel mit Fein- bis Mittelsand, grau bis oliv  
 Tertiär, Obere Brackwassermolasse, OBM  
 Kirchberger Schichten
  - 235,00 m Ton bis Schluff, grau  
 Tertiär, Obere Meeresmolasse, OMM
  - 350,00 m Blättermergel, Ton bis Schluff, olivhellgrau, bräunlichgrau
  - 398,00 m Neuhofener Schichten, Ton bis Schluff, Basis Grobsand, graugrün bis dunkelockergrau  
 Tertiär, tiefere Molasse, zusammengefasst
  - 891,00 m Wechselfolge von Ton und Schluff, Sand, Kalksandstein, hellgrau, weißgrau bis braungrau und grünlichgrau  
 Oberkreide, Turonium, Cenomanium
  - 990,00 m Wechselfolge aus Kalkmergelstein, Tonmergel, Sandstein, hellgrau bis geblichgrau  
 Jura, Malm
  - 1569,00 m Wechselfolge aus Kalkstein, Dolomitstein, Mergelstein, hell  
 Jura, Dogger
  - 1585,00 m Wechselfolge aus Ornatenton und oolithische Kalksteine  
 (= 1585,00 m)

**B2**, Brunnenbohrung Moosburg [7537BG015049]

Lage: R 44 95 174, H 53 69 406; Ansatzhöhe: 429,00 m ü. NN

Bohrverfahren nicht bekannt; Jahr: 1984

Endteufe: 51,00 m

Geologisches Profil (Aufnahme: nicht bekannt; Deutung: G. SCHELLMANN):

- Quartär
- Sandlößdeckschichten
- 5,80 m Sand, schluffig, gelbbraun
- jüngere Moosburger Hochterrasse, R/W
- 11,60 m Kies, sandig, grau
- Tertiär, obere Süßwassermolasse, OSM
- 14,60 m Schluff, sandig, oben kiesig, gelbbraun
- 23,40 m Ton, blaugrau
- 25,50 m Kies, sandig, grau
- 31,00 m Ton, blaugrau
- 47,60 m Kies, sandig, hellgrau
- 51,00 m Feinkies, feinsandig, blaugrau
- (= 51,00 m)

**B3**, Kommunale Wasserbohrung Moosburg Br. 2 [7537BG000550]

Lage: R 44 94 180, H 65 68 200; Ansatzhöhe: 428,00 m ü. NN

Bohrverfahren nicht bekannt; Jahr: 1946

Endteufe: 20,50 m

Geologisches Profil (Aufnahme: nicht bekannt; Deutung: G. SCHELLMANN):

- Quartär
- Sandlößdeckschichten
- 1,70 m Lehm, sandig, grau
- Riß/Würm-Interglazial
- jüngere Moosburger Hochterrasse, jHT
- 6,30 m Grob- und Mittelkiese, grauweiß
- 9,00 m Kiesige Nagelfluhbänke
- 11,70 m Grob- und Mittelkiese, grauweiß
- Tertiär, obere Süßwassermolasse, OSM
- 13,50 m Lehm, kiesig, gelbbraun
- 20,50 m Mittel- und Grobkiese, grauweiß
- (= 20,50 m)

**B4**, Sondierung 7537 Mo16/87 NW' Kirchamper

Lage: R 44 91 079, H 53 70 045, Ansatzhöhe 435,5 m ü. NN

Bohrverfahren: Pürckhauer; Jahr: 2016

Endteufe: 3 m

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Interpretation: G. SCHELLMANN):

- Holozän
- Parabraunerde auf Löß
- 0,40 m Schluff, lehmig, hellbraun, humos, kalkfrei
- 1,33 m Schluff, lehmig, hellbraun, kalkfrei
- Würm
- Lößdeckschichten
- 2,00 m Schluff, lehmig, hellbraun, sehr stark kalkhaltig
- 2,55 m Lehm, schluffig, hellbraun, sehr stark kalkhaltig
- 3,00 m Lehm, schluffig, hellbraun, stark kalkhaltig
- (=3,00 m)

**B5**, Grundwassermessstelle 2 Langenpreising [7537BG015070]

Lage: R 44 96 706, H 53 65 12; Ansatzhöhe: 422,38 m ü. NN

Bohrverfahren nicht bekannt; Jahr: 2010

Endteufe: 11,00 m

Geologisches Profil (Aufnahme: nicht bekannt; Deutung: G. SCHELLMANN):

- Quartär
- Sandlößdeckschichten
- 1,00 m Sand, schwach schluffig und im Liegenden Sand, schwach kiesig, braun
- Mittelwürm
- Übergangsterrassenschotter 2, ÜT2

- 9,70 m Kies, sandig, braungrau  
Tertiär  
Obere Süßwassermolasse, OSM
- 11,00 m Sand, schluffig und Sand, schwach schluffig, schwach kiesig, oliv bis grün  
(=11,00 m)

**B6, W` Feldmann, Mittlerer Isarkanal GWM [7537BG000614]**

Lage: R 44 99 544, H 53 67 299; Ansatzhöhe: 420,28 m ü. NN

Bohrverfahren: Rammkernbohrung; Jahr: 23.04.2002

Endteufe: 11,00 m

Geologisches Profil (Aufnahme: nicht bekannt; Deutung: G. SCHELLMANN):

- Quartär  
Sandlößdeckschichten (?)
- 2,90 m Feinsand, braun  
Mittelwürm  
Übergangsterrassenschotter 2, ÜT2
- 10,50 m Kies, feinsandig, braun  
Tertiär  
Obere Süßwassermolasse, OSM
- 11,00 m Schluff, feinsandig, tonig, grau  
(=11,00 m)

**B7, Sondierung 7537 M016/50 E' Pillhofen**

Lage: R 44 94 151, H 53 71 579, Ansatzhöhe 417,4 m ü. NN

Bohrverfahren: Pürckhauer; Jahr: 2016

Endteufe: 2 m

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Interpretation: G. SCHELLMANN):

- Würm  
Lößlehm
- 1,60 m Lehm, schluffig, gelbbraun, kalkfrei  
Früh- bis Mittelwürm  
Übergangsterrassenschotter, ÜT
- 1,83 m Feinsand, vereinzelt Feinkies, gelb, stark kalkhaltig
- 2,00 m Feinsand, vereinzelt Mittelkies, grau, sehr stark kalkhaltig  
(=2,00 m)

**B8, Grundwassererkundung Wartenberg [7537BG000539]**

Lage: R 44 99 270, H 53 62 780; Ansatzhöhe: 429 m ü. NN [ $\pm$  2 m]

Bohrverfahren nicht bekannt; Jahr: 1928

Endteufe: 40,00 m

Geologisches Profil (Aufnahme: Ludolf RUF; Deutung: G. SCHELLMANN):

- Holozän  
Auelehm (?)
- 0,90 m Lehm, gelb  
Niedermoortorf
- 4,25 m Moorletten zum Teil mit Holz- und Kieseinlagerungen  
Holozän  
Flussbettablagerungen der Strogen
- 6,00 m Feinkies, zahlreiche Quarze  
Tertiär, obere Süßwassermolasse, OSM
- 40,00 m Wechsellagerungen von grauen bis graublauen Tonen bis Schluffen,  
quarzreichen Fein-, Mittel- und Grobkiesen sowie grauen Sandlagen  
(=40,00 m)

**B9**, Moosburg, Gw-Erk. LfW 14.10 [7537BG000685]Lage: R 44 90 874, H 53 68 764; Ansatzhöhe: 418,11 m ü. NN [ $\pm 0,01$  m]

Bohrverfahren: nicht bekannt; Jahr: 1979

Endteufe: 6,00 m

Geologisches Profil (Aufnahme: nicht bekannt; Deutung: G. SCHELLMANN):

- Holozän
- Anmoor
- 0,80 m Humus, schwarz, steif
- Subboreal
- Flussbettsedimente, H3
- 1,80 m fein- bis Mittelsand, grau bis braun
- 3,90 m Kies, sandig, grau
- Tertiär
- Obere Süßwassermolasse, OSM
- 6,00 m Schluff, feinsandig, glimmerhaltig, blaugrau, fest (=6,00 m)

**B10**, Langenbach Baugrund [7537BG015067]Lage: R 44 88 544, H 53 68 322; Ansatzhöhe: 419,46 m ü. NN [ $\pm 1$  m]

Bohrverfahren: Rammrotationskernbohrung; Jahr: 2012

Endteufe: 15,00 m

Geologisches Profil (Aufnahme: nicht bekannt; Deutung: G. SCHELLMANN):

- Holozän
- Auensedimente
- 2,00 m Schluff, sandig und Sand, schluffig, graubraun
- Neuzeit
- Flussbettsedimente, H7
- 4,10 m Sand, kiesig, graubraun
- 5,00 m Sand, schluffig, kiesig, graubraun
- Tertiär
- Obere Süßwassermolasse, OSM
- 5,00 m Sand, schluffig, hellgrau
- 15,00 m Kies, sandig, zum Teil schluffig, hellbraun bis grau (=15,00 m)

**B11**, Sondierung 7537 Mo15/09 NE' LangenbachLage: R 44 89 953, H 53 67 648; Ansatzhöhe: 421 m ü. NN [ $\pm 1$  m]

Bohrverfahren: Pürckhauer; Jahr: 2015

Endteufe: 1,70 m

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Deutung: G. SCHELLMANN):

- Holozän
- An-, Niedermoor
- 0,73 m Anmoor, schwarz, kalkfrei
- 0,95 m Torf, kalkfrei
- Würm-Spätglazial
- An-, Niedermoor
- 0,99 m Anmoor, lehmig, dunkelbraun-schwarz, kalkhaltig
- 1,30 m Torf, dunkelbraun, kalkfrei (Basis:  $11.653 \pm 42$   $^{14}\text{C}$  BP)
- 1,40 m Torf, kiesig, dunkelbraun, kalkhaltig
- Würm-Spätglazial
- Flussbettsedimente, NT1
- 1,80 m Mittel- und Feinkies, gelblichgrau, sehr stark kalkhaltig (= 1,80 m)

Tab. 6: Weitere ausgewählte Bohrungen im Blattgebiet mit Tiefenlage der kiesigen und sandigen Flussbettfazies der Isar- und Amperterrassen.

Nr.	OBJEKTID	OBJEKTNAME	TERRASSE	x	y	Ansatz	ET [m]	OK [m]	UK [m]	Stratigraphie	TK	ARCHIV
B1	7537BG000557	Moosburg, Moosburg SC4	NT3	4496450	5369100	414,31	1585,00			Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B2	7537BG015049	Stadthalle	JHT	4495174	5369406	429	51,00	5,80	11,60	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B3	7537BG000550	Moosburg, Br. 2	JHT	4494180	5368200	428,00	20,50	1,70	11,70	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B4	Mo16/87	Mo 16/87, N' Kirchammer	JHT	4491079	5370045	435,52	3,00			Quartär	7537	Universität Bamberg
B5	7537BG015070	Gde Langenpreising GWM 2	ÜT	4496706	5365123	422	11,00	0,60	9,70	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B6	7537BG000614	GWM KLS 04 05 2 402	ÜT	4499544	5367299	420,28	11,00	2,90	10,50	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B7	Mo16/50	Mo 16/50, E' Pillhofen	ÜT	4494151	5371579	417,42	2,00	1,83		Quartär	7537	Universität Bamberg
B8	7537BG000539	Wartenberg, Br. GW-Erk.	„f	4499270	5362780	429,00	40,00	4,25	6,50	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B9	7537BG000685	Moosburg, Gw-Erk. LfW 14,10, FS 2, GwM 910	NT3	4490874	5368764	418,11	6,00	0,80	3,90	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B10	7537BG015067	Langenbach-Baugrund	H7	4488544	5368322	419,46	15,00	2,00	5,00	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B11	Mo15/09	NE Langenbach Mo15/9	NT1	4489953	5367648	421,03	1,80	1,40		Quartär	7537	Universität Bamberg
B12	7537_Amperradweg_B2	Moosburg, Amperradwegbrücke B2	H7	4494874	5371658	410,66	10,00	oben A	4,8	Qu., OSM	7537	Bauamt Moosburg
B13	7537BG000564	Moosburg, Bahnunterführung, BK 3/94	NT3	4495116	5370781	413,90	18,00	3,20	6,70	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B14	7537BG015161	Moosburg, Baugrund Brücke, StBaFS, 6/6-2	H6	4496251	5369705	412,50	20,00	1,70	6,10	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B15	7537BG015014	E Moosburg, BV Degermpoint, B 9	H4	4496755	5369780	414,63	10,00	2,30	9,10	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B16	7537BG015099	St2085 Langenpreising BW 1/1 Ost	NT3	4498648	5367178	414,77	19,00	1,00	6,60	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B17	7537BG000602	GWM BWK, MI-1074	NT2	4499237	5367283	414,81	6,00	1,70	5,50	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B18	7537BG015215	Niederhummel, ISN-GWM-01-TAL	H5	4492139	5366281	422,92	7,00	1,65	5,80	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof

OK = Oberkante Flussbettfazies (Flusssande und -kiese)    UK = Unterkante Flussbettfazies (Flusssande und -kiese)    oben A = Auffüllung

Qu. = Quartär    OSM = Obere Süßwassermolasse

Tab. 6: Fortsetzung.

Nr.	OBJEKTID	OBJEKTNAME	TERRASSE	x	y	Ansatz	ET [m]	OK [m]	UK [m]	Stratigraphie	TK	ARCHIV
B19	Mo16/09	SE' Inkofen Sondierung Mo16/09	H4	4491024	5369310	417,10	2,60	2,20	>2,36	Quartär	7537	Universität Bamberg
B20	7537BG015156	Moosburg, Baugrund Brücke, SiBaFS, 1/6-2	H7	4496107	5369752	418,15	20,00	5,60	9,60	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B21	7537BG015186	BA 05b GWM 2/14	H6	4491962	5365752	423,90	11,00	2,00	6,20	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B22	7537BG015148	B18-1 Brücke Sempt Berglern/1882	NT3	4493843	5363504	425,06	10,00	2,90	7,65	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B23	7537BG015158	Moosburg, Baugrund Brücke, SiBaFS, 3/6-3GW	H7	4496185	5369702	413,75	20,00	oben A	7,60	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B24	7537BG000045	NE Niederhummel, Sanierung Isardeich, B 3	H7	4492900	5365792	421	10,00	1,05	7,60	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B25	7537BG000058	Haag a. d. Amper, BV Kraftwerk, B 8	NT3	4488097	5368875	421,72	17,00	3,00	4,40	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B26	7537BG000023	Haag a. d. Amper, BV Werkkanal, B 602	H4	4489398	5368805	419,37	25,10	3,25	5,50	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B27	7537BG0000598	S Moosburg, Fa., Würfl, GWM 2	H4	4493570	5367312	420,7	7,50	0,35	6,55	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B28	7537BG000043	S Hangerham, Sanierung Isardeich, B 1	H6	4487838	5363040	431	10,00	1,05	5,00	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B29	7537BG015025	Förderbrunnen 7 - Süd-Chemie	NT3	4495796	5370435	413,76	30,00	0,50	6,00	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B30	7537BG000002	Moosburg KW, Aufschlussbohrung Moosburg 1	H6	4494980	5368500	416	1075,70			Jura	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B31	7537BG0000543	Moosburg, kommun. WV, TB 1	NT1	4494333	5368243	421,01	100,00	2,60	10,50	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B32	Mo16/07	SE' Inkofen Sondierung Mo16/07	NT3	4490376	5368732	417,90	1,00	0,85	>1	Quartär	7537	Universität Bamberg
B33	7537BG015211	N Gaden, FHM, GWM 3245Q-1	H7	4490835	5364241	426,15	5,30	0,55	>5,3	Quartär	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B34	7537BG015187	BA 10 GWM 3/14	NT3	4492428	5364477	424,99	9,50	0,70	7,20	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B35	7537BG0000633	Niederlern, Abwasserbeseitigung, BGW 7	ÜT	4494219	5362368	429,02	12,60	oben A	11,60	Qu., OSM	7537	Landesamt für Umwelt Hof
B36	7537BG015194	Niederhummel, Institut f. Umwelt u. Boden, Baugrund S1	jHT	4491265	5366388	434,00	5,00	4,50	>5	Quartär	7537	Landesamt für Umwelt Hof

OK = Oberkante Flussbetffazies (Flussande und -kiese)      UK = Unterkante Flussbetffazies (Flussande und -kiese)      oben A = Auffüllung  
 Qu. = Quartär      OSM = Obere Süßwassermolasse

## 7. Zusammenfassung

Der oberflächennahe geologische Aufbau des Gebietes der vorliegenden Geologischen Karte zeichnet sich vor allem durch weit verbreitete, im Mittel- und Jungpleistozän abgelagerte sandige Kiesvorkommen von Isar und Amper aus, die bedeutende Grundwasserreservoirs sind und zugleich auch als Baurohstoffe interessant sind. In diesen Flussablagerungen, die als Hoch-, Übergangs-, Nieder- und Holozänterrassen beide Flüsse begleiten, sind landschaftsgeschichtliche Dynamiken seit der Riß-Kaltzeit dokumentiert. Die beiden ältesten im Blattgebiet erhaltenen Flussterrassen sind die ältere und jüngere Moosburger Hochterrasse. Während die kiesigen Flussbettsedimente der älteren Hochterrasse wahrscheinlich in der Rißkaltzeit abgelagert wurden, sind die jüngeren Hochterrassenschotter (Fagotienschotter) Bildungen des Riß/Würm-Interglazials. Letzteres bestätigen eingelagerte warmzeitliche Schneckenschalen, die nach ESR-Datierungen ein vorletztinglaziales Alter von etwa 130 ka Jahren besitzen. In der anschließenden Würmkaltzeit entstanden die im Blattgebiet erhaltenen Schotterkörper der mittelwürmzeitlichen Übergangsterrasse 2 (ÜT 2), der hochwürmzeitlichen Niederterrasse 1 (NT1) und der beiden Spätglazialterrassen Niederterrasse 2 (NT2) und Niederterrasse 3 (NT3).

Die auf der Übergangsterrasse weit verbreiteten Sandlöß- und Lößdeckschichten wurden dort vor allem im jüngeren Abschnitt der Würm-Kaltzeit nach dem Dene-kamp-Interstadial vor etwa 30.000 Jahren abgelagert. So ergab die ESR-Datierung kaltzeitlicher Schneckenschalen aus der Sandlößdecke auf der Übergangsterrasse 2 (ÜT2) der Isar westlich von Langenpreising ein jungwürmzeitliches Alter von  $16,4 \pm 2,6$  ka. Eine massenspektrometrische Radiokohlenstoffdatierung (AMS  $^{14}\text{C}$ ) erzielte ein Alter von  $16.160 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  BP, was atmosphärisch kalibriert etwa einem Alter von 19320 – 19670 cal BP ergibt. Dabei ist zu berücksichtigen, dass  $^{14}\text{C}$ -Alter terrestrischer Schneckenschalen durch Einbau von altem,  $^{14}\text{C}$ -verarmtem  $\text{CO}_2$  („Hartwassereffekt“) um einige Jahrhunderte und bis zu 3000 Jahren zu alt sein können.

Bereits im Bølling/Allerød-Interstadial setzte vor etwa 11.700  $^{14}\text{C}$ -Jahren der Torfaufwuchs auf der hochwürmzeitlichen Niederterrasse der Amper nordöstlich von Langenbach ein. Dagegen begann nach den bisher vorliegenden massenspektrometrischen Radiokohlenstoff-Datierungen der Torfaufwuchs im Erdinger Moos an mehreren Stellen erst im ausgehenden Boreal bis mittlerem Atlantikum vor ca. 6.500 bis 7.500  $^{14}\text{C}$ -Jahren. Im Holozän kam es im Laufe seitlicher Gerinnebettverlagerungen von Amper und Isar zur Ausbildung der heutigen Flussauen und ihren bis zu sechs (Isar) bzw. bis zu sieben (Amper) unterschiedlich alten Holozänterrassen.

Fruchtbare Ackerböden auf den eiszeitlich angewehten Lössanwehungen, die die Moosburger Hochterrassen und die Übergangsterrasse bedecken, sollten nachhaltig vor Bodenversiegelung, Bodenabtrag und Einbringung schädlicher Stoffe geschützt

werden. Dergleichen gilt für die ausgedehnten Auwälder in den jungholozänen Auen von Isar und Amper und den in beiden Tälern erhaltenen Niedermoorgebieten.

### Literatur

- AMMON, L. v. (1894): Die Gegend von München. – Festschr. geogr. Ges. München: 1–152; München.
- AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 5. Aufl., 438 S., Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe).
- ARBEITSKREIS KLIWA. (o.J.): Langzeitverhalten der Schneedecke in Baden-Württemberg und Bayern. KLIWA-Projekt A 1.1.4: „Flächendeckende Analyse des Langzeitverhaltens verschiedener Schneedeckenparameter in Baden-Württemberg und Bayern.“ – KLIWA-Berichte, H. 6: 76 S.; München (Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft).
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1985): Bodenschätzungs-Übersichtskarte von Bayern 1 : 25 000, Blatt 7537 Moosburg a.d. Isar. – München.
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (2005): Moorentwicklungskonzept Bayern, Moortypen in Bayern. – Schriftenreihe H. 180, Augsburg(LfU).
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (2013): Digitale Übersichtsbodenkarte von Bayern im Maßstab 1:25.000 (ÜBK 25) Blatt 7537 Moosburg. – Augsburg.
- BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR LANDESENTWICKLUNG UND UMWELTFRAGEN (1980): Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Isar. Bd. 1 Planung, Gutachten. – München.
- BRUNNACKER, K. (1959a): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7636 Freising Süd mit Erläuterungen. – München (GLA).
- BRUNNACKER, K. (1959b): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. – *Geologica Bavarica*, 43: 74–150, München(Bayerisches Geologisches Landesamt).
- BRUNNACKER, K. (1962): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7537 Freising Nord mit Erläuterungen. – München (GLA).
- BRUNNACKER, K. (1965): Die Entstehung der Münchner Schotterfläche zwischen München und Moosburg. – *Geologica Bavaria*, 55: 341–359, München.
- BRUNNACKER, K. (1966): Die Deckschichten und Paläoböden über dem Fagotien-Schotter westlich von Moosburg. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1966, 1: 214–227; Stuttgart.
- BRUNNACKER, M. & BRUNNACKER, K. (1962): Weitere Funde pleistozäner Molluskenfaunen bei München. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 13: 129–137; Öhringen/Württ.
- DIENER, H. O. (1931): Geschichte der Besiedelung und Kultivierung des Erdinger Moores. – Schriftenreihe zur bayerischen Landesgeschichte, 7: 184 S., 10 Tafeln, München.
- DEUTSCHER WETTERDIENST (2008): Regionale Flugklimatologie (RFK) für die Allgemeine Luftfahrt in der Bundesrepublik Deutschland. – 2. Ausgabe, Offenbach am Main.
- DOPPLER, G., KROEMER, E., RÖGNER, K., WALLNER, J., JERZ, H. & GROTTENTHALER, W. (2011): Quaternary Stratigraphy of Southern Bavaria. – *Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal)*, 60: 329–365.
- FELDMANN, L. (1990): Jungquartäre Gletscher- und Flußgeschichte im Bereich der Münchener Schotterebene. – Diss. Univ. Düsseldorf: 355 S., 4 Beil., Düsseldorf.
- FELDMANN, L. (1991): Die Entwicklung der Münchner Schotterebene seit der Rißeiszeit. – *Mitt. Geogr. Ges. München*, 76: 23–38, München.
- FELDMANN, L. (1994): Die Terrassen der Isar zwischen München und Freising. – *Z. dt. geol. Ges.*, 145: 233–248, Hannover.

- FELDMANN, L. & SCHELLMANN, G. (1994): Abflußverhalten und Auendynamik der Isar während des Spät- und Postglazials. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **34**: 95–110, Düsseldorf.
- FELDMANN, L., GEISSERT, F., SCHIRMER, U. & SCHIRMER, W. (1991): Die jüngste Niederterrasse der Isar nördlich München. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1991**, 127-144, Stuttgart.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nachezeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. – Jena (Gustav Fischer).
- HEINDEL, K. (1936): Die Umgestaltung der Isar durch den Menschen. – Inaug. Diss. LMU München: 129 S. und 8 Tafeln, München.
- HOEK, W. Z. & BOHNCKE, S. J. P. (2001): Qxygen-Isotope wiggle as a tool for synchronizing ice-core and terrestrial records over termination 1. – *Quaternary Science Rev.*, **20**: 1251–1264.
- HOFMANN, B. (1966): Bodenkarte von Bayern 1:25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7439 Landshut Ost. – München.
- HOFMANN, B. (1973): Geologische Karte von Bayern 1:25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7439 Landshut Ost. – München.
- HOFMANN, B. (1986): Löß, Sandlöß. – In: FETZER, K.D., GROTTENTHALER, W., HOFMANN, B., JERZ, H., RÜCKERT, G., SCHMIDT, F. & WITTMANN, O.: Erläuterungen zur Standortkundlichen Bodenkarte von Bayern 1:50 000 München – Augsburg und Umgebung: 24–26, München (Bayerisches Geol. L.-Amt).1994)
- JERZ, H. (1983): Kalksinterbildungen in Südbayern und ihre zeitliche Einstufung. – *Geologisches Jahrbuch*, **A71**: 291–300, Hannover.
- JERZ, H. (1991): Quartär. – In: UNGER, H.J. (1991): Geologische Karte von Bayern 1:50 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7538 Landshut. – München (GLA).
- JERZ, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern. – 243 S., Stuttgart.
- KARL, H. (1965): Das Erdinger Moos. – Sonderdruck aus der Zeitschrift „Das Gartenamt“, Jg. 1965: 497–502, 535–539, Hannover (Patzer Verl.).
- KÖNIGLICHES STRASSEN- UND FLUSSBAUAMT MÜNCHEN (1914): Die Korrektio n der Amper und die Entwässerung des Ampertales von Allershausen bis Wang. – 29 S., 25 Tafeln, München (Wolf & Sohn).
- KÖPPEN, W. & GEIGER, R. (1961): Die Klimate der Erde. – Gotha (Klett Pertes Verl.).
- KOVANDA, J. (2006): „Fagotia-Faunen“ und quadriglazialistisches stratigraphisches System des Pleistozäns im nördlichen Alpenvorland im Vergleich zu einigen Fundorten im Bereich der nordischen Vereisung Deutschlands. – *Journal of Geological Sciences, Anthropozoic*, **26**: 5–37, Prague (Czech Geological Survey).
- KROEMER, E., VEIT, A. & NEIDINGER, S. (2007): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7143 Deggendorf. – Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- KROEMER, E. (2010): Fluviale Geomorphodynamik der Donau im Bereich des Rückstaus durch das Isarmündungsgebiet bei Deggendorf (Niederbayern) und Aussagen zur späthochglazialen und spätglazialen Entwicklung. – *Bamberger Geographische Schriften*, **24**: 79-87, Bamberg.
- KUBIENA, W.L. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. – Stuttgart.
- MICHLER, G. (1994): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 181 München. – Geographische Landesaufnahme 1 : 200 000, Naturräumlichen Gliederung Deutschlands. – Bonn-Bad Godesberg.
- MITTLERE ISAR AG (1926): Die Durchführung der Bauarbeiten beim ersten Ausbau der Wasserkraftanlagen der Mittlere Isar A.G. – Veröffentlichungen der Mittlere Isar A.G., **H. 3**: 64 S., 5 Tafeln, München.

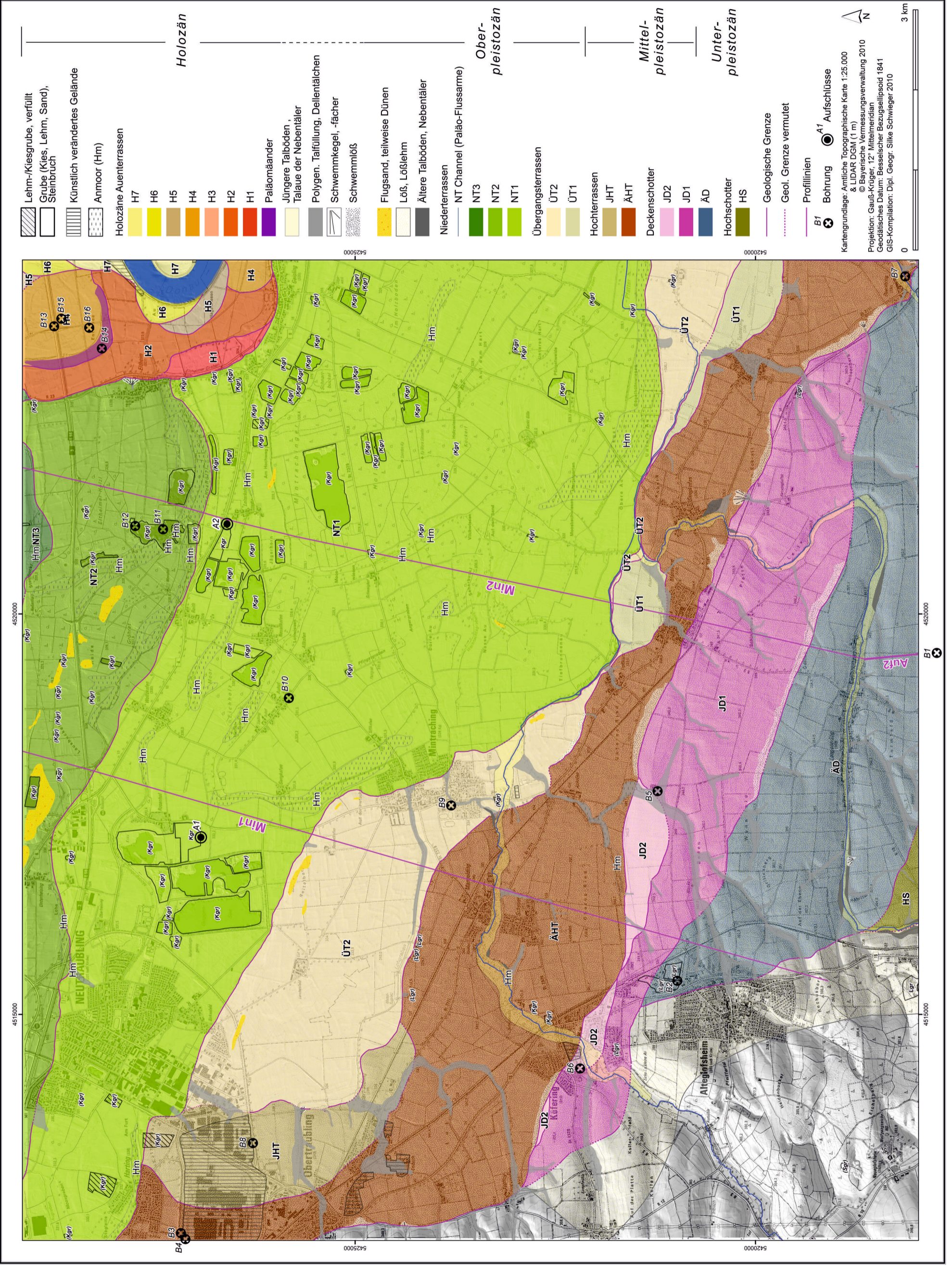
- MITTLERE ISAR AG (1931): Die maschinellen und elektrischen Einrichtungen des zweiten Ausbaus der Wasserkraftanlagen der Mittlere Isar A.G. – Veröffentlichungen der Mittlere Isar A.G., H. 5: 31 S., 3 Tafeln, München.
- MÜNICHSDORFER, F. (1927): Über Almbildung und einen interglazialen Alm in Südbayern. – Geognost. Jh., **40**: 59–86, München.
- NATHAN, H. (1953): Ein interglazialer Schotter südlich Moosburg in Oberbayern mit *Fagotia acicularis* FÉRUSSAC (Melanopsenkies). – Geologica Bavarica, **19**: 315–334, München.
- NILLER, H.-P. (2001): Wandel Prähistorischer Landschaften – Kolluvien, Auelehme und Böden: Archive zur Rekonstruktion vorgeschichtlicher anthropogener Landschaftsveränderungen im Lößgebiet bei Regensburg. – Erdkunde, **55**: 32-48.
- OVERBECK, Fr. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte. – Neumünster (Karl Wachholtz Verl.).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/09): Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bände, Leipzig.
- SCHAEFER, I. (1968): Münchener Ebene und Isartal. – Mitt. Geogr. Ges. München, **53**: 175–203, München.
- SCHAEFER, I. (1978): Die Gliederung der Münchener Ebene. – Mitt. Geogr. Ges. München, **63**: 37–67, 1 Beil., München.
- SHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. – Inaug.-Diss. Universität Düsseldorf, 332 S., 16 Beil., Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – Düsseldorfer Geogr. Schr., **29**: 131 S., Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (Hrsg.) (1994): Beiträge zur jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im deutschen Mittelgebirgsraum und Alpenvorland. – Düsseldorfer Geogr. Schr., **34**: 146 S., Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (1998): Spätglaziale und holozäne Bodenentwicklungen in einigen mitteleuropäischen Tälern unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen. – GeoArchaeoRhein, **2**: 153–193, Münster (Litt Verl.).
- SHELLMANN, G. (2010): 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 Geographische Schriften, **24**: 1–77, Bamberg.
- SHELLMANN, G. (2016a): Quartärgeologische Karte 1:25 000 des Schmuttertals auf Blatt Nr. 7430 Wertingen mit Erläuterungen – Kartierungsergebnisse aus dem Jahr 2011. – Bamberger Geogr. Schr., **SF12**: 75– 106, Bamberg (University of Bamberg Press).
- SHELLMANN, G. (2016b): Quartärgeologische Karte 1:25 000 des Schmuttertals auf Blatt Nr. 7530 Gablingen mit Erläuterungen. – Kartierungsergebnisse aus dem Jahr 2011. – Bamberger Geogr. Schr., **SF12**: 1–40, Bamberg (University of Bamberg Press).
- SHELLMANN, G. (2017): Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25 000 des Donautals auf Blatt Nr. 7428 Dillingen West – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2012 bis 2014. – Bamberger Geographische Schriften, **SF13**, Bamberg (University of Bamberg Press).
- SHELLMANN, G. (in diesem Band): Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25 000 der Täler von Großer und Kleiner Laaber und des Donautals auf Blatt Nr. 7139 Aufhausen – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2008 und 2009. – Bamberger Geographische Schriften, **SF14**, Bamberg (University of Bamberg Press).
- SHELLMANN, G. & GEBHARDT, C. (2010): Ein Quartärbasismodell der Donauterrassen zwischen Pfatter und Straubing. – Bamberger Geographische Schriften, **24**: 179–187, Bamberg.

- SCHELLMANN, G., BEERTEN, K., RADTKE, U. (2008): Electron spin resonance (ESR) dating of Quaternary materials. – *E & G Quaternary Science Journal*, **57**: 150–178. – Hannover (DEUQUA).
- SCHELLMANN, G., BECKER, B., FELDMANN, L. & KROMER, B. (1994): Absolute Daten zur spätglazialen und altholozänen Flußgeschichte der Isar. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **34**: 79–94, Düsseldorf.
- SCHEURMANN, K. (1981): Die flussgeschichtliche Entwicklung bayerischer Flüsse im 19. und 20. Jahrhundert.
- SCHIELEIN, P. & SCHELLMANN, G. (2016): Quartärgeologische Karte 1:25.000 des Lech- und Schmuttertals auf Blatt 7431 Thierhaupten mit Erläuterungen. – Kartierungsergebnisse aus dem Jahr 2011. – *Bamberger Geogr. Schr.*, **SF12**: 107–134, Bamberg (University of Bamberg Press).
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. – *Geol. Jb.*, **A71**: 11–43, Hannover.
- SCHMEIDL, H. (1962): Pollenanalytische Untersuchungen. – In: BRUNNACKER, K. (1962): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7537 Freising Nord mit Erläuterungen: 58–72. – München (GLA).
- SEIBERT, P. (1962): Die Auenvvegetation an der Isar nördlich von München und ihre Beeinflussung durch den Menschen. – *Landschaftspflege und Vegetationskunde*, **H. 3**: 123 S., 1 Beil., 2 Karten, 30 Tab., München (Bayerische Landesstelle für Gewässerkunde).
- SEPP, FL. & STEIN, Cl. (2006): Trockenlegung des Erdinger Mooses. – *Historisches Lexikon Bayerns* ([http://www.historisches-lexikon-bayerns.de/Lexikon/Trockenlegung des Erdinger Mooses](http://www.historisches-lexikon-bayerns.de/Lexikon/Trockenlegung_des_Erdinger_Mooses); Aufruf 25.11.2016).
- UNGER, H.J. (1989): Die Lithozonen der Oberen Süßwassermolasse Südostbayerns und ihre vermutlichen zeitlichen Äquivalente gegen Westen und Osten. *Geologica Bavarica*, **94**: 195–237, München.
- UNGER, H.J. (1991): Geologische Karte von Bayern 1 : 50 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7538 Landshut. – München (GLA).
- UNGER, H.J., DOPPLER, G. & JERZ, H. (1991): Geologische Übersichtskarte 1:200 000 Blatt CC 7934 München. – Hannover.
- VIDAL, H. & HOHENSTATTER, E. (1959): Moorgeologische und -bodenkundliche Spezialuntersuchungen im Freisinger und Erdinger Moos. – In: BRUNNACKER, K. (1959): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7636 Freising Süd mit Erläuterungen: 26–74, München (GLA).
- VIDAL, H. & HOHENSTATTER, E. (1962): Moorgeologische und bodenkundliche Untersuchungen im unteren Amper-Tal zwischen Palzing und Haag an der Amper. – In: BRUNNACKER, K. (1962): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7537 Freising Nord mit Erläuterungen: 28–57, München (GLA).
- VIDAL, H., BRUNNACKER, K., BRUNNACKER, M., KÖRNER, H., HARTEL, Fr., SCHUCH, M. & VOGEL, J.C. (1966): Der Alm im Erdinger Moos. – *Geologica Bavarica*, **56**: 177–200, München.
- WEINIG, H. (1972): Hydrogeologie des Isartales zwischen Landshut und Landau und ihre Beeinflussung durch Stauanlagen. – Diss. München.

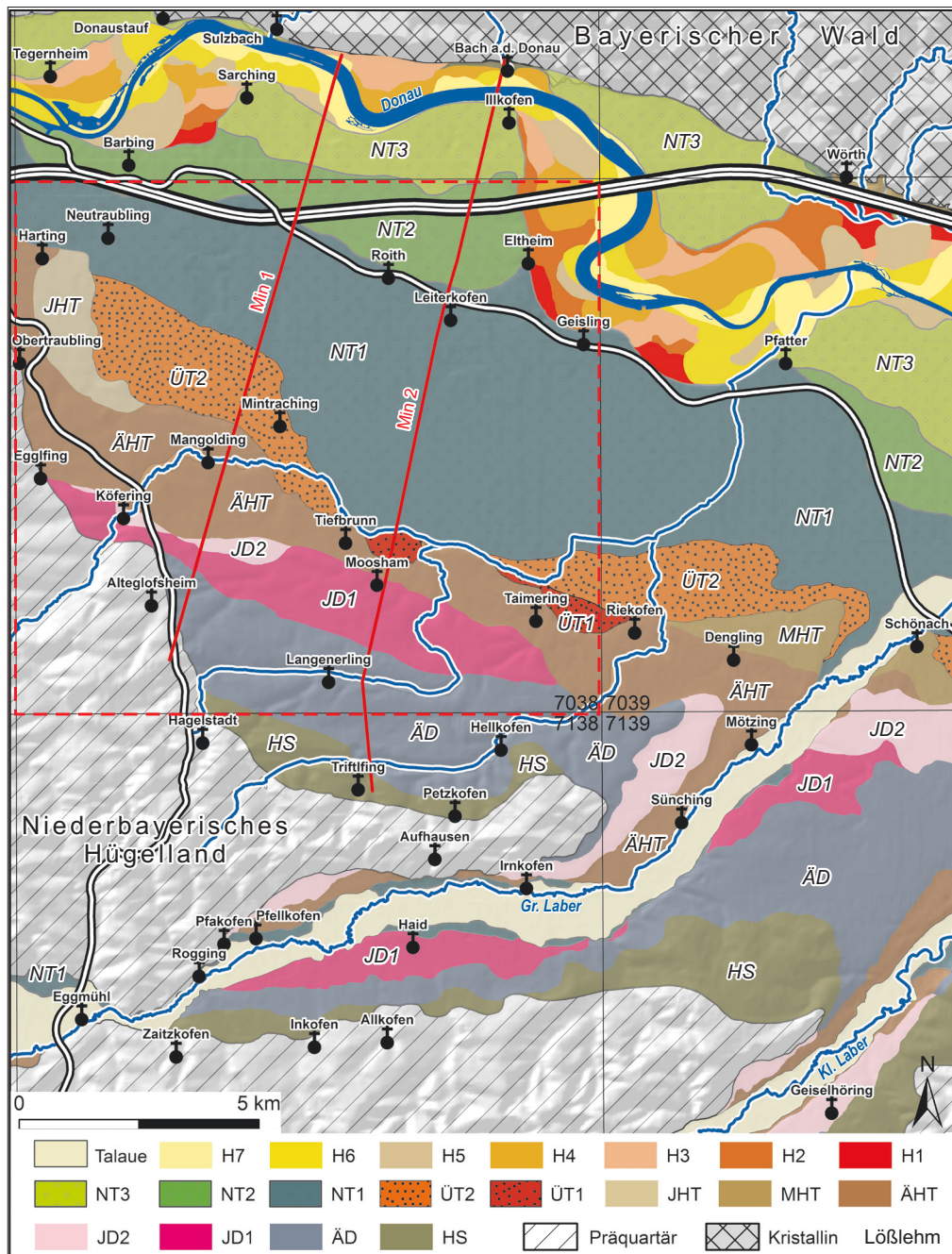
# Quartärgeologische Karte 1: 25.000 Blatt Nr. 7039 Mintraching

7039 MINTRACHING

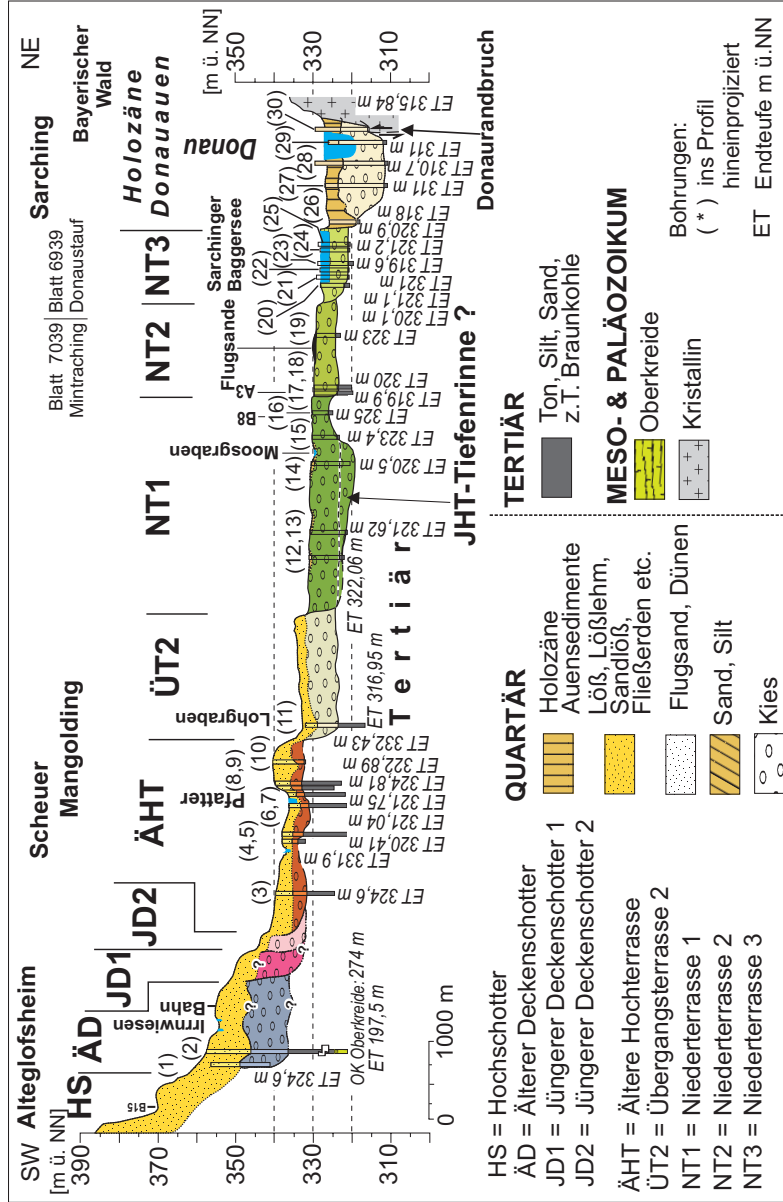
Geologische Aufnahme: GERHARD SCHELLMANN 2008 - 2009



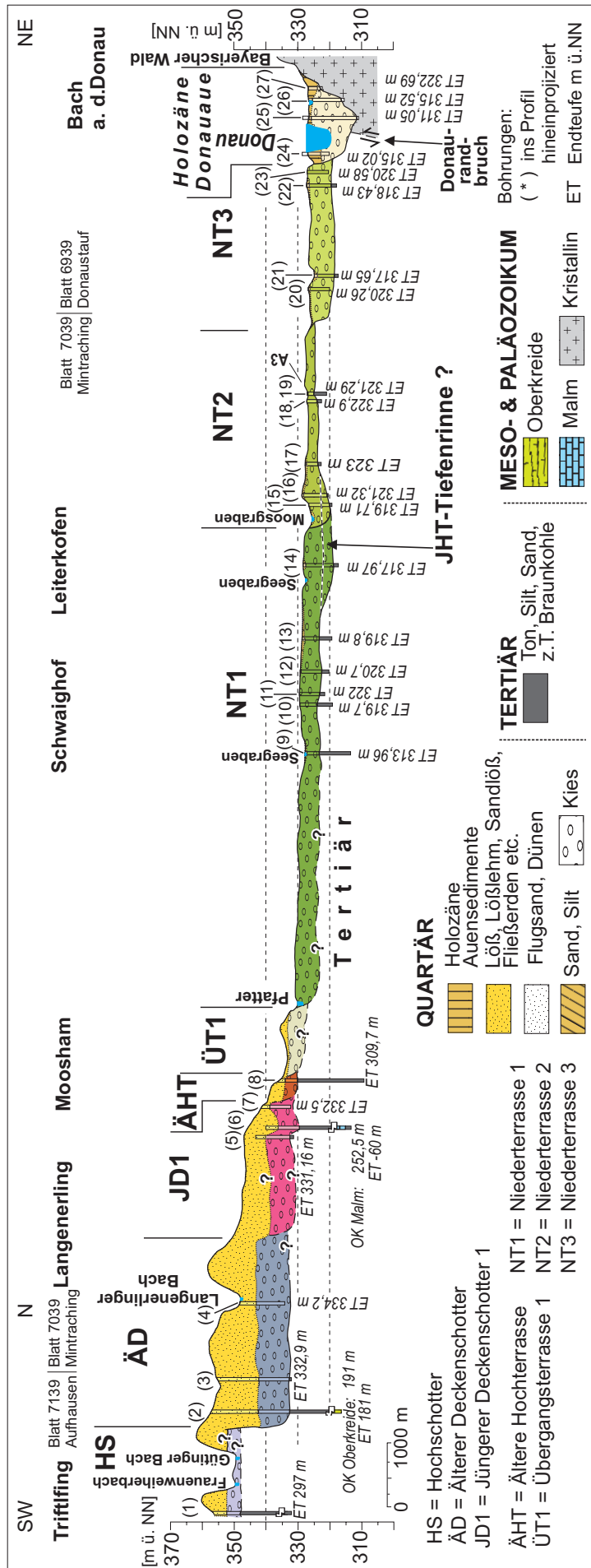




Beilage 1: Geologische Übersichtskarte des Blattgebiets und seiner Umgebung mit Lage der Profilschnitte Min1 und Min2 (Kartengrundlage: Hillshade aus LiDAR DGM (3 m) © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).



Beilage 2: Geologischer Profilschnitt Min1 von Alteglofsheim über Mangolding und Mintraching nach Sarching. Zur Lage des Profils siehe Beilage 1. Die Herkunft der Bohrungen ist in Beilage 5 zusammengestellt.



Beilage 3: Geologischer Profilschnitt Min2 von Triffling und Langenerling über Leiterkofen nach Bach. Zur Lage des Profils siehe Beilage 1. Die Herkunft der Bohrungen ist in Beilage 5 zusammengestellt.

Nr.	TERRASSE	ARCHIV	OBJEKTID	OBJEKTNAME	TK
<b>7039_Min1</b>					
1	ÄD	Straßenbauamt Regensburg		BK 77 12 01	7039
2	ÄD	Landesamt für Umwelt	7039BG000048	Betonwerk Meier, Alteglofsheim	7039
3	ÄHT	Landesamt für Umwelt	ScanDB	7039_2GLA	7039
4	ÄHT	Straßenbauamt Regensburg		BK 98 12 02.	7039
5	ÄHT	Straßenbauamt Regensburg		BK 82 11 01	7039
6	ÄHT	Straßenbauamt Regensburg		BK 75 00 01	7039
7	ÄHT	Straßenbauamt Regensburg		BK 82 11 02	7039
8	ÄHT	Straßenbauamt Regensburg		BK 82 11 03	7039
9	ÄHT	Straßenbauamt Regensburg		BK 94 20 05	7039
10	ÄHT	Straßenbauamt Regensburg		BK 82 11 04	7039
11	ÜT1	Landesamt für Umwelt	ScanDB	Mintraching B2 (7039_MinB2)	7039
12	NT1	Landesamt für Umwelt	ScanDB	7039_Oberheising_B3 (7039_Obh_B3)	7039
13	NT1	Landesamt für Umwelt	ScanDB	7039_Oberheising_B4 (7039_Obh_B4)	7039
14	NT1	Landesamt für Umwelt	7039BG000033	Mintraching, Rohoelleitung (MERO), A48	7039
15	NT1	Wasserwirtschaftsamt Regensburg		Rosenhof 1095/18	7039
16	NT1	Landesamt für Umwelt	7039BG015016	7039_R26	7039
17	NT2	Autobahndirektion Südbayern Dienststelle Regensburg		7039_KB36	7039
18	NT2	Autobahndirektion Südbayern Dienststelle Regensburg		7039_KB37	7039
19	NT2	Landesamt für Umwelt	7039BG015001	n Roith, Donauausbau, F 1	7039
20	NT3	Neubauamt Donauausbau Regensburg		6939_ZR25b	6939
21	NT3	Autobahndirektion Südbayern Dienststelle Regensburg		6939_B9	6939
22	NT3	Autobahndirektion Südbayern Dienststelle Regensburg		6939_B7	6939
23	NT3	Autobahndirektion Südbayern Dienststelle Regensburg		6939_B8	6939
24	NT3	Autobahndirektion Südbayern Dienststelle Regensburg		6939_B5	6939
25	NT3	Autobahndirektion Südbayern Dienststelle Regensburg		6939_B2	6939
26	Holozäne Donauaue	Neubauamt Donauausbau Regensburg		6939_ZR31	6939
27	Holozäne Donauaue	Landesamt für Umwelt	ScanDB	6939_13	6939
28	Holozäne Donauaue	Neubauamt Donauausbau Regensburg		6939_FD21	6939
29	Holozäne Donauaue	Landesamt für Umwelt	ScanDB	6939_12	6939
30	Holozäne Donauaue	Landesamt für Umwelt	6939BG015006	6939_L18d	6939
<b>7039_Min2</b>					
1	HS	Wasserwirtschaftsamt Regensburg	7139 Triftling 105/0	Triftling 105/0	7139
2	ÄD	Landesamt für Umwelt	7139BG015012	Hellkofen, ca. 0,9 km SW der Kirche	7139
3	ÄD	Landesamt für Umwelt		7139_Hellkofen 1 K. Meyer	7139
4	ÄD	Wasserwirtschaftsamt Regensburg		Langenerling 100/5	7139
5	JD1	Celler Brunnenbau GmbH Celle		7039_Aukofen_Br1	7039
6	JD1	Landesamt für Umwelt	7039BG000035	Koefering GW 11.05	7039
7	ÄHT	Wasserwirtschaftsamt Regensburg		Moosham 231/14	7039
8	NT1	Landesamt für Umwelt	7039BG000042	Moosham	7039
9	NT1	Landesamt für Umwelt	ScanDB	ST 2329 Seegrabenbruecke B2	7039
10	NT1	Landesamt für Umwelt	ScanDB	7039_4	7039
11	NT1	Landesamt für Umwelt	7039BG000007	Regensburg-Sued VB2	7039
12	NT1	Landesamt für Umwelt	7039BG000009	Regensburg-Sued VB5,7039_7	7039
13	NT2	Landesamt für Umwelt	7039BG000010	Regensburg-Sued VB6,7039_8	7039
14	NT2	Landesamt für Umwelt	7039BG015234	Leiterkofen,KG Wolf GWM P8	7039
15	NT2	Landesamt für Umwelt	7039BG015051	w Eltheim, Kiesabbau Wolf, B 1	7039
16	NT2	Landesamt für Umwelt	7039BG015053	w Eltheim, Kiesabbau Wolf, B 3	7039
17	NT2	Landesamt für Umwelt	7039BG000026	Feuchtbiodop Mooshof, B2	7039
18	NT3	Landesamt für Umwelt	7039BG015006	n Roith, Donauausbau, F 5	7039
19	NT3	Landesamt für Umwelt	7039BG015020	7039_R40a	7039
20	NT3	Landesamt für Umwelt	6939BG015069	6939_R39	6939
21	NT3	Landesamt für Umwelt	6939BG015082	6939_R46	6939
22	NT3	Landesamt für Umwelt	6939BG015068	6939_R38a	6939
23	NT3	Landesamt für Umwelt	6939BG015044	w Kruckenberg, Do-Ausbau, L 29/1	6939
24	Holozäne Donauaue	Landesamt für Umwelt	6939BG015078	6939_R45f	6939
25	Holozäne Donauaue	Landesamt für Umwelt	6939BG015027	s Bach, Do-Ausbau, L 26B	6939
26	Holozäne Donauaue	Landesamt für Umwelt	6939BG015047	s Bach, Do-Ausbau, L I	6939
27	Holozäne Donauaue	Landesamt für Umwelt	6939BG015025	so Bach, Do-Ausbau, L 26/1	6939

Beilage 4: Quellen der Schichtverzeichnisse der Bohrungen in den Beilagen 2 und 3.

**Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25.000 des Donautals auf Blatt  
7039 Mintraching  
– Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2008 und 2009**

Gerhard SCHELLMANN

**Vorwort**

Die quartärgeologische Aufnahme des Donautals im Bereich des Gradabteilungsblattes Nr. 7039 Mintraching erfolgte in den Jahren 2008–2009. Die hier publizierten Fassungen von Karte und Erläuterung stammen weitgehend unverändert aus dem Frühjahr 2010.

Das Gebiet des Kartenblattes war bereits in der Vergangenheit Gegenstand geologischer Kartierungen. Übersichtskarten zum Donauquartär erstellten u.a. LEGER (1965; ders. 1988), WEINIG (1980) sowie HOMILIUS et al. (1983). Die von SCHELLMANN (1988, ders. 1990) publizierten Kartierungen der mittel- und jungquartären Donauterrassen in diesem Donautalabschnitt bildeten die Grundlage für die durchgeführten Neukartierungen des Donauquartärs. Die Nomenklatur der Terrassenbezeichnungen folgt weitgehend den genannten Arbeiten.

An nicht veröffentlichten Unterlagen standen bei der Kartenbearbeitung zur Verfügung: das Bohrarchiv (Bodeninformationsarchiv BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt (LfU) sowie weitere zahlreiche Schichtenverzeichnisse von Brunnen- und Pegelbohrungen, von Aufschluss- und Baugrundbohrungen und von geothermischen Erkundungsbohrungen. Letztere wurden dankenswerter Weise von folgenden Stellen zur Verfügung gestellt: den Wasserwirtschaftsämtern in Regensburg, Landshut und Kehlheim, dem Staatlichen Bauamt Regensburg, den Landratsämtern Kehlheim und Regensburg, der Autobahndirektion Süd, der Rhein-Main-Donau-AG und diversen Ingenieurbüros (u.a. IFB Eigenschenk in Deggendorf, Celler Brunnenbau, Terrasond GmbH & Co KG (Günzburg-Delfingen), E + M Brunnenbau und Bohrtechnik (Hof)). Die Auswertungen der Schichtenverzeichnisse der Bohrungen sowie die Ergebnisse eigener Sondierungen sind beim LfU hinterlegt.

Historische Karten wie die Uraufnahmen der Flurkarten aus den Jahren 1816 und 1827 (Bayerisches Landesvermessungsamt München) waren 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.

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

Sigma durchgeführt. Optisch stimulierte Lumineszenz (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. J. LOMAX (Universität Wien) und Dr. Frank PREUSSER (Universität Bern) vorgenommen. Die im Text genannten OSL-Alter der NT2-Flussande bei Parkstetten wurden von Dr. N. KLASSEN (Universität zu Köln) bestimmt.

Den Mitarbeitern des Lehrstuhls für Physische Geographie in Bamberg (Frau Dipl. Geogr. Silke SCHWIEGER, Herrn Roland BEER, Frau Annette BEHR, Herrn Dipl. Geogr. Benjamin GESSLEIN) und zahlreichen studentischen Hilfskräften, die durch ihre Unterstützung bei den Geländearbeiten sowie bei der Erstellung der digitalen Karten und Abbildungen tatkräftig mitgewirkt haben, sei herzlich gedankt.

Die Finanzierung erfolgte durch das Bayerische Staatsministerium für Umwelt im Rahmen des EU-kofinanzierten Projektes „Informationsoffensive Oberflächennahe Geothermie 2008-2011“.

## 1. Naturräumlicher Überblick

Das Kartenblatt Mintraching erstreckt sich unmittelbar südöstlich von Regensburg (Abb. 1) im westlichen Bereich des Straubinger Beckens, das auch als „Dungau“, „Straubinger Gäu“ oder „Gäuboden“ bezeichnet wird. Geologisch liegt es im nordöstlichen Teil des Molassebeckens, dort, wo die Regensburger Kreide der südöstlichen Fränkischen Alb unter die tertiären Lockersedimente des nördlichen Alpenvorlandes abtaucht.

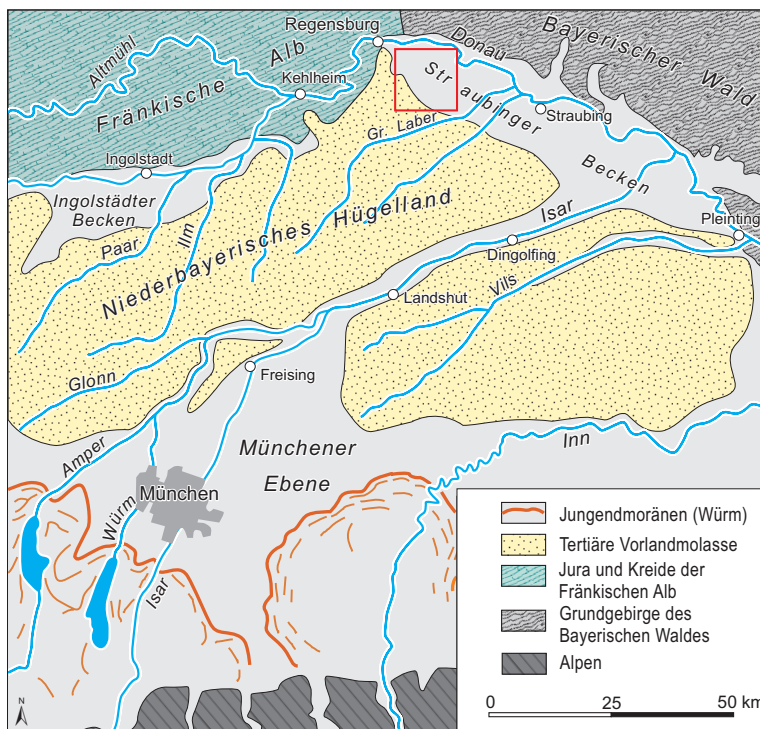


Abb. 1: Übersichtskarte zur großräumigen Lage des Kartenblattes 7039 Mintraching.

Diese großräumige geomorphologisch-geologische Lage spiegelt sich in den beiden das Blattgebiet dominierenden großen Landschaftsräumen wider. Landschaftsbestimmend sind die am östlichen Stadtrand von Regensburg weit nach Süden und Südosten ausgreifenden Terrassenfluren der Donau, die fast 90% des Kartenblattes einnehmen. Morphologisch bilden diese eine zum südlichen

und südwestlichen Talrand hin ansteigende Terrassentreppe mit der am tiefsten gelegenen holozänen Donauaue (ca. 324 m ü. NN) im nordöstlichen Blattgebiet über die einige Meter höheren und hochwasserfreien Nieder- und Übergangsterrassenflächen des Talgrundes bis hin zu den ausgedehnten Verebnungen der Hochterrassen-, Deckenschotter- und Hochschotterfluren in 8 m bis 50 m Höhe über der Donauaue.

Die südwestliche Umrahmung dieser auch als „Regensburger Bucht“ (MANSKE 1982) bezeichneten Donautalweitung bilden die am Nordrand des Alpenvorlandes gelegenen sanften Bergkuppen und -rücken, im Blattgebiet häufig eher flachwellige Hochflächen des Niederbayerischen Hügellandes (Unterbayerisches Hügelland, Niederbayerisches Tertiärhügelland, Donau-Isar-Hügelland) in etwa 380 bis 410 m ü. NN. Hier liegt auch die höchste Erhebung des Blattgebietes: der Eichelberg (410 m ü. NN). An der Oberfläche dominieren dort im Niederbayerischen Hügelland jungtertiäre und quartäre Lockersedimente, während auf dem westlichen Nachbarblatt Bad Abbach die Oberkreide oberflächennah ausstreicht.

Einen flächenmäßig nur geringen Anteil an den quartären Donauterrassen (ca. 3% der Blattfläche) hat die im nordöstlichen Blattgebiet verbreitete holozäne Donauaue. Mit einem durchschnittlichen Oberflächengefälle von etwa 0,3‰ dacht sie von 325 m ü. NN am nördlichen Blatteintritt auf 324 m ü. NN am Blattaustritt ab. Die Donauauen sind die zentrale morphologische und quartärgeologische Tiefenlinie im Blattgebiet. Ihre Oberfläche liegt innerhalb extremer Hochwassergrenzen 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. Zudem heben sich die holozänen Donauauen durch die flächenhaft verbreitete feinklastische Hochflutsedimentdecke (v.a. Auelehme) von allen pleistozänen Terrassen deutlich ab. Im Mittel besitzen diese Hochflutsedimente eine Mächtigkeit von 2 bis 4 m, wobei feinklastische Verfüllungen einzelner Altarme und Aurinnen bis zu 9,2 m unter die Geländeoberfläche hinabreichen können. Die Bodenentwicklungen reichen von jungen Auenpararendzinen auf jungen Hochflutablagerungen bis hin zu Auenbraunerden im Bereich der höheren und älteren Auenflächen (BUCH 1988; SCHELLMANN 1988, ders. 1990). Auengleye und Auentchernose („Feuchtschwarzerden“) prägen dagegen die feuchteren Standorte von Aurinnen und verlandeten Altarmen („Paläoflussbetten“). Die Donauauen werden überwiegend ackerbaulich genutzt. Wiesen und Grünlandwirtschaft beschränken sich fast ausnahmslos auf die Feuchtstandorte tieferer Aurinnen und Altarme (Paläo-Flussarme) bzw. die hochwassergefährdeten Standorte innerhalb der Deiche unmittelbar entlang des kanalisierten Donaulaufes (Rhein-Main-Donaukanal). Trotz Flurbereinigungen und ackerbaulicher Nutzung prägen immer noch einige mehr oder minder stark verfüllte Aurinnen und Altarme ihr Oberflächenrelief. Letztere ermöglichen eine weitere morphologische Differenzierung der Aue in verschiedenen 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.

Westlich und südlich der Donauauen erstrecken sich mit einer annähernd diagonal verlaufenden NW-SE-Erstreckung und mit variierenden Ausdehnungen verschiedene pleistozäne Terrassenfluren. Die größte Ausdehnung mit einem Anteil von über 40% am Kartenblatt besitzen die hochwasserfreien würmzeitlichen Niederterrassenfluren. Dabei sind im Blattgebiet fast nur die beiden älteren Niederterrassen, die hochglaziale NT1 und die früh-spätglaziale NT2, verbreitet. Die jüngste spätglaziale Niederterrasse, die NT3, ist gerade noch am nordöstlichen Blattrand als schmale Leiste vertreten. Weiter nördlich auf dem angrenzenden Blatt Donaustauf tritt sie dann in großer Ausdehnung auf.

Die Terrassenoberflächen aller drei Niederterrassen heben sich durch das weitgehende Fehlen mächtiger 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. Die ausgedehnten Forste des „Mintrachinger Holz“ und „Eltheimer Hölzl“ sind primär grundherrschaftlich angelegt.

Südwestlich und südlich der NT1-Terrassenflächen erstrecken sich flächenmäßig ausgedehnte, von Löß bedeckte und von Dellentälchen durchzogene früh-jungpleistozäne sowie mittel- und unterpleistozäne Terrassenfluren, die insgesamt am Blattgebiet einen Flächenanteil von über 40% haben. Nach Altersstellung und Höhenlage der Oberflächen gruppieren sie sich in mehrere Terrassenniveaus (Tab. 1; Beilage 1 und 2):

1. die mindestens früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrassen (ÜT1, ÜT2),
2. die mittelpleistozänen Hochterrassen (JHT, ÄHT),
3. die mindestens mittelpleistozänen Terrassenniveaus des Jüngeren Deckenschotters (JD1, JD2) („Altpleistozän“ nach HOMILIUS et al. 1983 sowie UNGER 1999) und des Älteren Deckenschotters (ÄD)
4. sowie an der südlichen Blattgrenze nördlich von Hagelstadt als schmale Terrassenleiste eine vermutlich im Oberpleistozän von der Donau geschaffene

Hochschotterverebnung (HS), die sich von dort bogenförmig nach Südosten aussholend weiter auf das südliche Nachbarblatt Aufhausen erstreckt.

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 Hügellandes zu den Deckenschotterfluren der Donau zwischen Hagelstadt und Alteglofsheim verbreitet sind, können extreme Lößmächtigkeiten von bis zu 27 m (STRUNK 1990: 87) auftreten. Sie sind ein wichtiger Rohstoff für die Ziegelherstellung und werden heute südlich von Alteglofsheim abgebaut. Aus der großen Verbreitung pleistozäner 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.

Aktuelle Abbaustellen von Steinen und Erden aus dem Quartär sind im Blattgebiet neben der bereits erwähnten Lößlehmgrube südlich von Alteglofsheim nur noch zwei Kiesgruben im Bereich der Niederterrassen östlich von Neutraubling und westlich von Leiterkofen (Kap. 5). Viele aufgelassene, zu Badeseen oder Fischweihern umgestaltete oder teilweise auch verfüllte Kiesgruben zeugen davon, dass vor allem in den 1970er bis 1990er Jahren der Kiesabbau im Bereich der Niederterrassen wesentlich intensiver war. Auch der Lößlehm wurde in der Vergangenheit in ausgedehnten Gruben bei Köfering und Hagelstadt abgebaut. Der Abbau bei Köfering ist seit einigen Jahren eingestellt und die ehemalige Lehmgrube teilweise verfüllt. Der Abbau bei Hagelstadt verlagerte sich nach Norden. Das aktuelle Grubenareal befindet sich am Blattrand südlich von Alteglofsheim.

## 2. Talgeschichte und Forschungsstand

Die Talgeschichte der Niederbayerischen Donau beginnt im ausgehenden Obermiozän/frühen Pliozän als in diesem Raum die Molassezeit endet und als Folge einer allgemeinen Heraushebung und ostwärtigen Kippung Süddeutschlands die nach Südosten orientierte Donau entstand (u.a. UNGER & DOPPLER 1996; TILLMANN 1984; MACKENBACH 1984; BECKER-HAUMANN 2001; KUHLEMANN & KEMP 2002). Die bisher ältesten bekannten Donauablagerungen sind Hochschotter, die in verschiedenen Höhenlagen zwischen ca. 55 bis 110 m Höhe über dem Donautal zwischen Kehlheim und Regensburg verbreitet sind (u.a. OSCHMANN 1958: 149ff.; RUTTE 1962: 161ff.; BAUBERGER et al. 1969: 172ff.; TILLMANN 1977: 89ff.; WEBER 1978: 216ff.). Nach TILLMANN (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. Die in ca. 55 m Höhe über dem Donautal gelegenen Hochschottervorkommen besitzen nach TILLMANN (1984: 156ff.; ders. 1980: 200ff.; ders. 1977: 95ff.)

eine ähnliche Höhenlage wie die ältestpleistozänen, als biberkaltzeitlich eingestuftes Hochschotter in der Iller-Lech-Platte. Letztere sind wahrscheinlich älter als die altquartären Interglaziale Tegelen und Waal (ELLWANGER et al. 1994; BECKER-HAUMANN 2001).

Aus dieser Frühzeit der Talentwicklung sind im Blattgebiet keine Donauablagerungen erhalten. Die am südwestlichen Blattrand an den südlichen Randhöhen zum Niederbayerischen Hügelland in etwa 45 bis 50 m Höhe über dem heutigen Donautal erhaltene Hochschotterebene liegt von der Höhenlage ihrer Oberfläche und wahrscheinlich auch ihrer Kiesoberkante und Kiesbasis tiefer im Tal als die talaufwärts im Raum Kehlheim-Regensburg in 55 bis 110 m ü. Tal beschriebenen Hochschottervorkommen (Tab. 1). Von ihrer Höhenlage im Tal bietet sich eine Korrelation mit dem dort beschriebenen Ältesten Deckenschotter in 45 bis 55 m ü. Tal an (OSCHMANN 1958: 144ff.; TILLMANN 1977: 89ff.; SCHELLMANN 1988: 116). Damit wäre die im Blattgebiet und wahrscheinlich auch die weiter talabwärts im Raum Straubing erhaltenen Hochschotter jünger als die Hochschotter der Iller-Lech-Platte und deren biberkaltzeitliches Alter (SCHELLMANN et al. 2010).

Im Laufe des Pleistozäns tiefte sich die Donau stufenweise in das prä-quartäre Sohlgestein ein, womit eine generelle Tendenz zur schwachen Heraushebung des Gebietes dokumentiert ist. Diese tektonisch bedingte Grundanlage der Donau zur Ausräumung der Talsohle wurde in den Stadien der Kaltzeiten von mehreren bedeutenden Aufschüttungsphasen ausgedehnter Terrassenfluren unterbrochen. Aufschlussbeobachtungen aus dem Blattgebiet und den Nachbarblättern Geiselhöring, Straubing, Pfatter und Münster (SCHELLMANN 1988, ders. 1990; ders. 1994; SCHELLMANN et al. 2010) belegen, dass die Terrassenkörper der Niederterrassen (NT1 bis NT3), der Jüngeren (JHT) und Älteren (ÄHT) Hochterrasse, des Jüngeren Deckenschotters 2 (JD2) und des Älteren Deckenschotters (ÄD) von einem stark verwilderten Breitbettfluss *sensu* SCHIRMER (1983), also einem „braided river“-Flusstyp abgelagert wurden.

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.).

Im Gegensatz zu den kaltzeitlich bedingten vertikalen Flussbettsedimentationen fanden kräftige, klimabedingte Phasen fluvialer Talausträumung durch die Donau, teilweise bis in die präquartäre Talsohle hinein, vor allem an den Übergängen von

Tab. 1: Terrassenkennwerte der quartären Donauterrassen zwischen Regensburg und Pfatter nach SCHELLMANN (1988; ders. 1990) sowie im Bereich des Gradabteilungsblattes 7039 Mintraching.

	Terrassen	Regensburg – Pfatter SCHELLMANN (1988; 1990)			7039 Mintraching			
		Oberfl. (m/NT3)	max. Sch.-OK (m/NT3)	Basis (m/NT3)	Oberfl. (m/NT3)	max. Sch.-OK (m/NT3)	Basis (m/NT3)	
Untерpleistozän	Höhenterr. <b>Hochschotter (HS)</b> Älteste Deckenschotter	55 – 110 ü. Tal*		>45 m ü. Tal*	<b>Hochschotter:</b> 45 – 50 m ü. Tal ca. 25 m ü. NT3 ca. 21 m ü. NT3			
	Talhangterrassen	<b>ÄD</b> <b>[Hart. Sch.]</b> <b>JD 1 (25m-Niveau)</b> <b>JD 2</b>			32 – 39 - 21 – 24 15	18/20 4 10/12 ?	<b>ca. 6/8</b> -1/+1# <b>3/5</b> ?	
Mittelpleistozän	Talhangterrassen	<b>ÄHT (HT 3)</b> <b>MHT (HT 2)</b> <b>JHT (HT 1)</b>	10 - 14 13 6 - 10	10 6 4,5	<b>+2/+5#</b> -4/-6 <b>-6,5/ -9,5#</b>	10 - 16 6/10 2 - 4	<b>+2/+6#</b>  <b>-6,5/ -9,5#</b>	
	Wü r m	Talgrundterrassen	<b>ÜT1</b> <b>ÜT2</b> <b>NT 1</b> <b>NT2</b> <b>NT 3</b>	2 - 5 - 2 – 2,5 1 0	1/3 - 2 – 2,5 1 0	<b>-4/ -6#</b> - <b>-2/ -3#</b> -2/-4 <b>-6,5/ -9,5#</b>	3 - 5 4 2 - 3 1 0	<b>-4/-6</b> ? <b>-2/-3#</b> <b>-4/-9</b> <b>-6/-9#</b>
		Holoz.	<b>Holozäne Donauaue</b>			<b>-10/-18#</b>	-2/-2,5 -4/-11	<b>-10/-15#</b>

\* nach OSCHMANN (1958: 144ff.); RUTTE (1962: 161ff.); BAYBERGER et al. (1969: 172ff.); TILLMANN (1977: 89ff.); WEBER (1978: 216ff).  
Oberfl.: Oberflächenerhebung; max. Kies-Ok: maximale Kiesoberkante; Basis: Quartärbasis bzw. # = Terrassenbasis

warmzeitlichen zu kaltzeitlichen oder von innerkaltzeitlichen stadialen zu interstadialen oder von spätglazialen zu interglazialen Umweltbedingungen statt. Zum Beispiel tiefte sich die Donau zwischen Regensburg und Straubing vermutlich in wenigen Jahrzehnten am Übergang vom Würm-Spätglazial (Jüngere Dryas, nach 10.200 <sup>14</sup>C BP) zum frühen Holozän (frühes Präboreal) vom Aufschüttungsniveau der NT3 bis auf die heutige tiefe Talsohle ein (SCHELLMANN 1988; ders. 1990; SCHELLMANN et al. 2010.). Der sichtbare Ausdruck dieses Wechselspiels von genereller schwacher tektonischer Hebungstendenz des Gebietes und deutlichen Variationen fluviatiler

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.

Einen wichtigen Altershinweis für die zeitliche Stellung der pleistozänen Donauterrassen nach Ausbildung der Hochschotterverebnung am Südrand des Blattgebietes gibt die von BRUNNACKER (1964; 1982; BRUNNACKER et al. 1976) beschriebene Stapelung fluviatiler Sedimente in der inzwischen aufgelassenen Ziegelei Strobel am Nordrand der Stadt Regensburg. Deren Basis liegt nur etwa 7 m und deren Oberkante nur etwa 30 m über der Regenniederterrasse und damit in etwa in einer Tiefenlage im Tal wie der Ältere Deckenschotter (Tab. 1; SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Von BRUNNACKER (1982) konnte in den hangenden fluviatilen Sedimenten ein mehrfacher Wechsel normaler und reverser Magnetisierung nachgewiesen werden, die 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) in etwa zur Zeit des Jaramillo-Events entstanden sein.

In der Folgezeit tiefte sich die Donau bis auf ca. -1/+1 m unter bzw. über dem NT3-Oberflächenniveau (Tab. 1) ein und erreichte so schon im älteren Mittelpleistozän eine Tiefenlage, die erst mit Ausbildung der Mittleren Hochterrasse (MHT) wieder erreicht und mit Anlage der Jüngeren Hochterrasse (JHT) deutlich unterschritten wurde (u.a. SCHELLMANN et al. 2010). Diese älteste mittelpleistozäne Tiefenrinne im tertiären Sohlgestein der „Hartinger Schichten“ unterlagert im Blattgebiet große Areale des kaltzeitlichen Kieskörpers der Älteren Hochterrasse (ÄHT) im nördlichen Areal des BMW-Geländes westlich von Neutraubling (SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Da die Hartinger Schichten weiter talabwärts im Raum Straubing wahrscheinlich auch die Kieskörper der beiden Jüngeren Deckenschotter (JD1 und JD2) unterlagern (SCHELLMANN et al. 2010), liegt ihre stratigraphische Position zwischen den kaltzeitlichen Aufschotterungen des ÄD und des JD1 (Tab. 1).

Die bereits tiefe Position der quartären Talsohle zur Zeit der „Hartinger Schichten“ wurde erst nach den kaltzeitlichen Aufschotterungen der Jüngeren Deckenschotter (JD1 und JD2) und der Älteren und Mittleren Hochterrasse (ÄHT und MHT), mit Ausbildung der Jüngeren Hochterrasse (JHT) unterschritten (Tab. 1). Dabei ist die tiefe Lage der JHT-Terrassenbasis durch Aufschlüsse im BMW-Gelände bei Regensburg-Harting und seiner Umgebung, die den Terrassenkörper bis zur Basis offen legten, gesichert (SCHELLMANN 1988; ders. 1990): Die JHT entspricht dort der „HT1“ von SCHELLMANN (1988). Im Blattgebiet erstreckt sich diese „JHT-Tiefenrinne“ im tertiären Sohlgestein vom *locus typicus* bei Regensburg-Harting an der Basis der NT1-Terrassen-

flächen weiter talabwärts über Neutraubling bis nach Eltheim. Donauabwärts kann sie dann an Hand entsprechend tiefer Quartärbasiswerte südlich von Geisling bis nach Pfatter weiter verfolgt werden, wo sie nach Nordosten umbiegt in Richtung auf die jenseits der Donau zwischen Hofdorf und Münster erhaltenen JHT-Terrassenflächen (SCHELLMANN et al. 2010; SCHELLMANN 1990).

Weitere bedeutende Tieferlegungen der präquartären Talsohle durch die Donau erfolgten erst wieder nach den kaltzeitlichen Aufschotterungen des JHT-Kieskörpers, der Übergangsterrassen (ÜT1 und ÜT2) und der älteren Niederterrassen (NT1 und NT2) zu Beginn der Ausbildung der jüngsten spätglazialen Niederterrasse, der NT3, und erneut am Übergang Spätglazial/Holozän (SCHELLMANN 2010).

Während die sukzessiven Tieferlegungen der prä-quartären Talsohle durch die Donau vermutlich nur kurze Zeitabschnitte in der Talgeschichte umfassen und wahrscheinlich von einer mäandrierenden Donau geschaffen wurden, sind die ausgedehnten Terrassenfluren der Älteren und Jüngeren Deckenschotter, der Hochterrassen und Übergangsterrassen sowie der Niederterrassen während mittel- und jungpleistozäner Kaltzeiten von einer stark verwilderten Donau („braided river“) aufgeschottert worden. Das Alter dieser großen kaltzeitlichen Akkumulationsperioden ist von der Würm-Kaltzeit abgesehen noch weitgehend unbekannt.

Interglaziale Böden, die auf den kiesigen Terrassenkörpern und/oder in den aufliegenden Lößdeckschichten im Blattgebiet oder donauabwärts im Raum Straubing (SCHELLMANN et al. 2010) erhalten sind, weisen daraufhin, dass der JD2 (s.u.; BRUNNACKER 1964: 154; LEGER 1965: 159f.) und die MHT mindestens in der drittletzten Kaltzeit sowie die JHT mindestens in der vorletzten Kaltzeit aufgeschottert wurden (SCHELLMANN et al. 2010.). Die nächst jüngeren kaltzeitlichen Flussterrassen der Donau, die Übergangsterrassen (ÜT1, ÜT2) sind älter als die hochglaziale Aufschüttung der Hauptniederterrasse (NT1), und damit mindestens früh- oder mittelwürmzeitliche Bildungen. Allerdings kann nicht ausgeschlossen werden, dass eine oder beide Übergangsterrassen bereits während der Rißkaltzeit entstanden sind. Eindeutige würmzeitliche Aufschotterungen sind die hochglaziale NT1 sowie die beiden spätglazialen Niederterrassen NT2 und NT3.

Das hochwürmzeitliche Alter der NT1 zeigt sich bereits im Fehlen einer Lößbedeckung. Wahrscheinlich entstand sie im Zeitraum nach Ausgang des innerwürmzeitlichen Denekamp-Interstadials bis vor ca. 18.000 Jahren, als die Alpenvorlandgletscher ihren hochwürmzeitlichen Maximalstand erreichten. Die NT2 ist die erste Niederterrasse, die während des Würm-Spätglazials („Spätglazial“ im morphodynamischen, nicht im paläobotanischen Sinne) entstand, aber schon einige Zeit vor Ausgang der letzten Kaltzeit ausgebildet war. Dadurch konnten noch im Spätglazial, während der Älteren und vor allem der Jüngeren Dryaszeit, ausgedehnte Flugsand-

decken auf ihrer Terrassenoberfläche angeweht werden. Östlich von Barbing wurde in einer inzwischen verfüllten Kiesgrube an der Basis von Flugsanden auf der NT2 eine jungpaläolithische Freilandstation nachgewiesen, die nach REISCH (1974) einem späten Magdalenien im weiteren Sinne zuzuordnen ist und damit in die Ältere Dryas fallen dürfte (siehe auch SCHELLMANN 1988: 195; ders. 1990: 78). Zwei OSL-Datierungen an Feldspatkörnern aus der Flugsanddecke auf der NT2 nordwestlich von Parkstetten (Blatt Münster) ergaben Alter um 7.200 und um 13.000 Kalenderjahre vor heute (SCHELLMANN 2010), wodurch einerseits mesolithische Umlagerungen der Flugsanddecke und andererseits eine erste Deposition der Flugsande während der Älteren Dryaszeit belegt sind. Insgesamt ist von einer Ablagerung der unterlagernden NT2-Flussbettsedimente unmittelbar am Beginn der Älteren Dryas auszugehen.

Die jüngste Niederterrasse, die NT3, entstand dagegen nach <sup>14</sup>C-Datierungen an Torfen, Pflanzenresten und kleinen Holzstücken aus ihrer feinklastischen Randsenkenfüllung nördlich von Atting und nördlich von Griesau im Zeitraum vor mehr als 13.900 bis vor etwa 10.200<sup>14</sup>C-Jahren, also während der Älteren Dryas bis zum Ausgang der Jüngeren Dryas (SCHELLMANN 2010).

Der Umbruch vom kaltzeitlich verwilderten zum mäandrierenden Donaulauf erfolgte im Talabschnitt der Donau zwischen Regensburg und Bogen letztendlich am Übergang vom Spätglazial (Jüngere Dryas) zum frühen Holozän (frühes Präboreal). Bereits im frühen Präboreal hatte sich die Donau in das etwa 2,5 bis 4,5 km breite NT3-Flussbettareal (Abb. 4) eingetieft, und zwar bis auf die in der Regel um einige Meter von den pleistozänen Terrassen abgesetzte tiefe Basis der holozänen Talsohle (Abb. 6; Beilagen 1 und 2). Daher liegen die Kieskörper der holozänen Mäanderterrassen direkt auf der präquartären Talsohle. In der Folgezeit wurde diese neue Tiefenlinie bis zum Ende der eisen-/römerzeitlichen H4-Terrassenbildung durch laterale Flussbettverlagerungen einer mäandrierenden Donau zur Seite hin erweitert (siehe auch SCHELLMANN 1988; ders. 1990; ders. 1994: 136f.). Erst mit Ausbildung der früh- bis hochmittelalterlichen H5-Terrasse deutet sich im Raum Straubing eine nun stark erhöhte laterale Umlagerungstätigkeit der Donau mit der Folge einer Flussbettverflachung und -verbreiterung an (u.a. SCHELLMANN 1990). Ursache dieses innerholozänen Umbruchs in der Flussdynamik der Donau sind wahrscheinlich zunehmende Eingriffe des Menschen in den Flusshaushalt als Folge flächenhafter Rodungen in der Aue und in den Einzugsgebieten gewesen, die u.a. eine Intensivierung des Hochwassergeschehens und eine gesteigerte Seitenerosionsleistung der Donau bewirkten (u.a. SCHELLMANN 1994: 138). Die natürliche holozäne Mäandertätigkeit der Donau endete letztlich mit den starken Korrektionsmaßnahmen und Eindeichungen der Donau seit dem ausgehenden 19. und der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts.

### 3. Quartäre Schichtenfolge

Die im Blattgebiet an der Oberfläche auftretenden geologischen Einheiten werden nachfolgend in der Reihenfolge der Kartenlegende besprochen. Im Text genannte Aufschlüsse sind, sofern nicht Literaturverweise gegeben werden, in Kapitel 5 zusammengestellt. Der überwiegende Anteil des Kartenblattes besteht aus verschiedenen alten quartären Flussterrassen der Donau. Deren morphologisch-geologische Differenzierung ist 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 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, ist die Bestimmung der Tiefenlage ihrer Terrassenbasen schwierig. Lediglich für die Hoch- und Niederterrassen liegen von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) Aufschlussbeobachtungen 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 fluviatile Anschüttungskörper, die durch laterale Flussbettverlagerungen gebildet wurden. Den Verlauf dieses lateralen Wachstums kennzeichnen primäre Aurinnen, die alle zum Außenrand einer Mäanderterrasse laufen. Die Verbindung aller primären Aurinnen am Außenrand der Terrasse führt dort zu Entstehung einer tiefer gelegenen Zone, die sog. „Nahtrinne“ (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 (Paläo-Mäander) erhalten. Die Datierung seiner Verfüllung kann einen Altershinweis für das Ende der Terrassenbildung geben.

Beide Kartiermethoden, nahtrinnen- und niveaubezogene Kartierung, ermöglichen zunächst eine relative stratigraphische Untergliederung von Talböden. Häufig fehlen Altersbelege, die eine genauere relative oder absolute Datierung der kartierten Terrassenflächen ermöglichen. Bei der stratigraphischen Einstufung wurde generell das belegbare Mindestalter der Terrasse verwendet. Weitere Hinweise zur Abgrenzung und Alterseinstufung von Terrassen, Terrassenkörpern und fluviatilen Fazies geben z.B. SCHELLMANN (1994: 125ff.; ders. 2010) und SCHIRMER (u.a. 1983, SCHIRMER et al. 2005).

### 3.1 Unter- und Mittelpleistozän

Unter- und mittelpleistozäne Donauebungen sind die im zentralen und südlichen Blattgebiet großflächig verbreiteten Hochschotter, Älteren und Jüngeren Deckenschotter sowie die talwärts vorgelagerten Hochterrassenfluren. Die fluviatilen Fazien dieser Donauterrassen sind von mehreren Metern mächtigen Lößdeckschichten verhüllt und zudem von zahlreichen Dellentälchen und den größeren Seitentälern Pfatter, Langenerlinger und Gütinger Bach unterschiedlich intensiv zerschnitten.

#### 3.1.1 Hochschotter (HS)

##### *Unterpleistozän*

Verebnungen des Hochschotters sind in einer Höhenlage von bis zu ca. 376 m ü. NN (ca. 45 m ü. Tal) lediglich am südwestlichen Blattrand südlich von Alteglofsheim erhalten. Dort bilden sie unmittelbar entlang des Anstiegs zum Niederbayerischen Hügelland eine schmale Terrassenleiste, die sich nach Südosten auf das südliche Nachbarblatt Aufhausen erstreckt und dort eine Breite von über einem Kilometer erreicht.

**Mächtigkeit:** Aus dem Blattgebiet liegen keine genauen Informationen über den Aufbau und die Mächtigkeit der Terrassenkiese und ihrer auflagernden Lößdeckschichten vor. Das Schichtenverzeichnis einer Bohrung (Kap. 6: B1), die auf dem südlichen Nachbarblatt Aufhausen im Bereich des Hochschotters SW von Triftling niedergebracht wurde, weist auf 4 m mächtige Terrassenkiese mit Oberkanten bei 352 m ü. NN und einer Basis bei 348 m ü. NN hin. Die Kiese sind dort von 5 m mächtigen feinklastischen Sedimenten (v.a. Lößlehm) überdeckt (Beilage 2).

**Lithologie und Fazies:** Eine genauere fazielle und lithologische Ausprägung der Hochschotterablagerungen ist nicht bekannt.

**Alter:** Der Hochschotter ist die höchste und älteste im Blattgebiet erhaltene Donauterrasse und dürfte bereits im Altquartär deutlich vor dem Jaramillo-Event (vor mehr als 0,9 bis 1,2 Mio. Jahren) entstanden sein (s.o.). Er ist jünger als die donauaufwärts bekannten Hochschottervorkommen und entspricht vermutlich kalkgeröllführenden Ältesten Deckenschottern, die von OSCHMANN (1958: 151) und TILLMANN (1977) in 352 bis 354 m ü. NN auf dem Nachbarblatt Bad Abbach bei Piesenkofen und Obertraubling beschrieben wurden.

#### 3.1.2 Älterer Deckenschotter (ÄD)

##### *Unterpleistozän*

Der Älterer Deckenschotter (ÄD) setzt bei Alteglofsheim ein und erstreckt sich mit einer Breitenausdehnung von maximal 2,5 km über den südlichen und östlichen Blattrand hinaus bis zur Einmündung des Tals der Großen Laber, wo die ÄD-Terrassenflächen beider Täler zusammenfließen. Dieses Terrassenniveau wurde von HOMILIUS et al. (1983: 60) als „altpleistozäner Schotter“ und von LEGER (1988: 388) als



Bild 1: Dellental südlich von Langenerling, dass in den Älteren Deckenschotter (ÄD) etwa 10 m eingetieft ist (Photo: G. SCHELLMANN, April 2009).

„terrasse pre-Riss“ bzw. von LEGER (1965) als „niveau superieure“ bezeichnet und als prä-mindelzeitlich eingestuft.

Die von zahlreichen Dellentälchen (Bild 1) sowie vom Langenerlinger Bach stark zertalten Terrassenflächen besitzen im westlichen Blattgebiet eine Oberflächenerhebung von bis zu 367 m ü. NN (ca. 39 m ü. NT3), die zum östlichen Blattrand hin auf ca. 350 m ü. NN (ca. 32 m ü. NT3) abnimmt.

**Mächtigkeit:** Mächtigkeit und Tiefenlage des ÄD-Kieskörpers sind im Blattgebiet nur sehr unzureichend bekannt. In den vorliegenden Schichtenverzeichnissen von Bohrungen durchteufte eine Bohrung bei Köfering (Kap. 6: B2) den ÄD-Kieskörper (Beilage 1). Unter einer 11,5 m mächtigen Lößbedeckung wurde die Kiesoberkante in 346 m ü. NN und die Quartärbasis in 336,5 m ü. NN (ca. 8 m ü. NT3) erreicht. Zwei etwa 600 m weiter südlich am östlichen Ortsrand von Alteglofsheim niedergebrachte Bohrungen erreichten die Kiesoberkante in 348,5 bzw. 349,5 m ü. NN. Weitere Informationen liefern zwei Bohrungen, die nord- und südwestlich von Hellkofen (Blatt Aufhausen) abgeteuft wurden (Beilage 2). Sie erreichten unter einer 10,5 m bzw. 16 m mächtigen Lößdecke die Kiesoberkante bei 342,4 bzw. 349 m ü. NN sowie die Quartärbasis bei 333,4 bzw. 333 m ü. NN (ca. 6 m ü. NT3).

**Lithologie und Fazies:** Zur Fazies und lithologischen Ausprägung des ÄD liegen keine Informationen vor.

**Alter:** Der ÄD könnte von der Höhenlage seiner Kiesbasis in nur ca. 6 bis 8 m ü. NT3 (Tab. 1) zeitlich der von BRUNNACKER (1964; ders. 1982; BRUNNACKER et al. 1976) beschriebenen Stapelung fluviatiler Sedimente in der inzwischen aufgelassenen Ziegelei Strobel am Nordrand der Stadt Regensburg entsprechen, deren Basis ebenfalls

nur etwa 7 m über der Regenniederterrasse liegt. BRUNNACKER et al. (1982) konnten dort in den hangenden fluviatilen Sedimenten einen mehrfachen Wechsel normaler und reverser Magnetisierung nachweisen, die 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 Talposition gebracht wurden, dann müsste der Ältere Deckenschotter (ÄD) in etwa zur Zeit des Jaramillo-Events entstanden sein.

### 3.1.3 Hartinger Schichten

#### *Älteres Mittelpleistozän*

Bei den Hartinger Schichten handelt es sich um einen warmzeitlichen, mittelpleistozänen Sockelschotter, der im Areal des heutigen BMW-Werkes unmittelbar südlich von Regensburg-Harting und den dort Mitte der 1980'er Jahre bestehenden Baugruben aufgeschlossen war (SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Dort unterlagern die Hartinger Schichten die nördlichen Areale der Älteren Hochterrasse, der „HT3“ *sensu* SCHELLMANN (1988). Bei der jüngstens erfolgten Neuaufnahme der talabwärts gelegenen Gradabteilungsblätter Geiselhöring und Straubing konnte diese älteste bisher bekannte mittelpleistozäne Tiefenrinne in der *prä*-quartären Talsohle auch in einigen Arealen der mittelpleistozänen Terrassenflächen des ÄHT, des JD2 und wahrscheinlich auch des JD1 nachgewiesen werden (SCHELLMANN et al. 2010).

**Mächtigkeit:** Am *locus typicus* liegt die Basis der drei bis maximal fünf Meter mächtigen fluviatilen und im Hangenden torfigen Sedimente der Hartinger Schichten in einer Tiefe von ca. 328,5 bis 330,5 m ü. NN (ca. -1/ +1 m u./ü. NT3-Oberfläche, Tab. 1) dem präquartären Sohlgestein (Großberger Sandstein oder Braunkohlentertiär) auf (Kap. 6: B3 und B4). Der Top der Serie reicht bis max. 334 m ü. NN (SCHELLMANN 1990: Tab. 16). Im Hangenden folgen etwa 2 bis 3 m mächtige Kiese der ÄHT und eine mehrere Meter mächtige früh- bis jungwürmzeitliche Lößdecke.

**Lithologie:** Die im Nordosten des BMW-Werkes auf etwa 300 m Länge aufgeschlossenen Hartinger Schichten (Bild 2 und Bild 3) zeigten nach SCHELLMANN (1988: 124) vom Top zur Basis folgenden lithologischen Aufbau:

- bereichsweise: 30 cm grauschwarze Mudden, kalkfrei
- 110-180 cm: Torfe mit Hölzern, kalkfrei
- 30-80 cm: Grobkies mit sehr mürben oder intensive Verwitterungskrusten aufweisenden Karbonatgeröllen
- ca. 50 cm: hellgraue Kiese aus überwiegend unverwitterten Weißjurakalken mit abschließendem graugelben und schwach kalkhaltigem Lehmschollenhorizont
- Basis: Braunkohlentertiär.

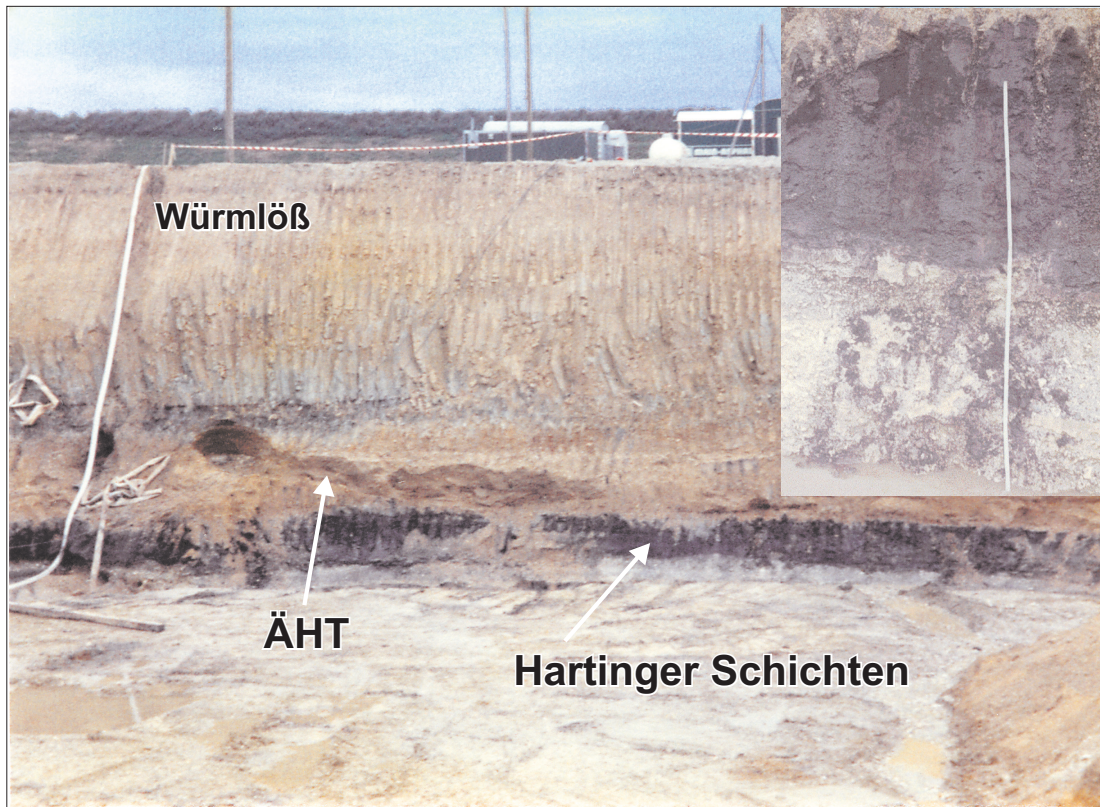


Bild 2: Übersicht zur Lage der mittel- bis altpleistozänen „Hartinger Schichten“, die in den 1984er Jahren beim Bau des BMW-Werkes südlich von Harting aufgeschlossen waren (Photo: G. SCHELLMANN 1984).

Nach pollenanalytischen Untersuchungen von GROSSE-BECKMANN (1993) besitzen die Torfe ein interglaziales Vegetationsbild. Neben *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Betula*, *Salix*, *Alnus* und *Corylus* sind 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.

**Fazies:** Es handelt sich um geschichtete fluviatile Kiese mit auflagernden interglazialen Randsenkentorfen.

**Alter:** Die Hartinger Schichten sind interglaziale Bildungen und älter als die im Raum Regensburg-Harting aufliegenden kaltzeitlichen Donauablagerungen der ÄHT. Donauabwärts im Raum Straubing gibt es Hinweise, dass sie älter als der JD2 sind und wahrscheinlich auch noch vor Aufschotterung des JD1 abgelagert wurden (SCHELLMANN et al. 2010).

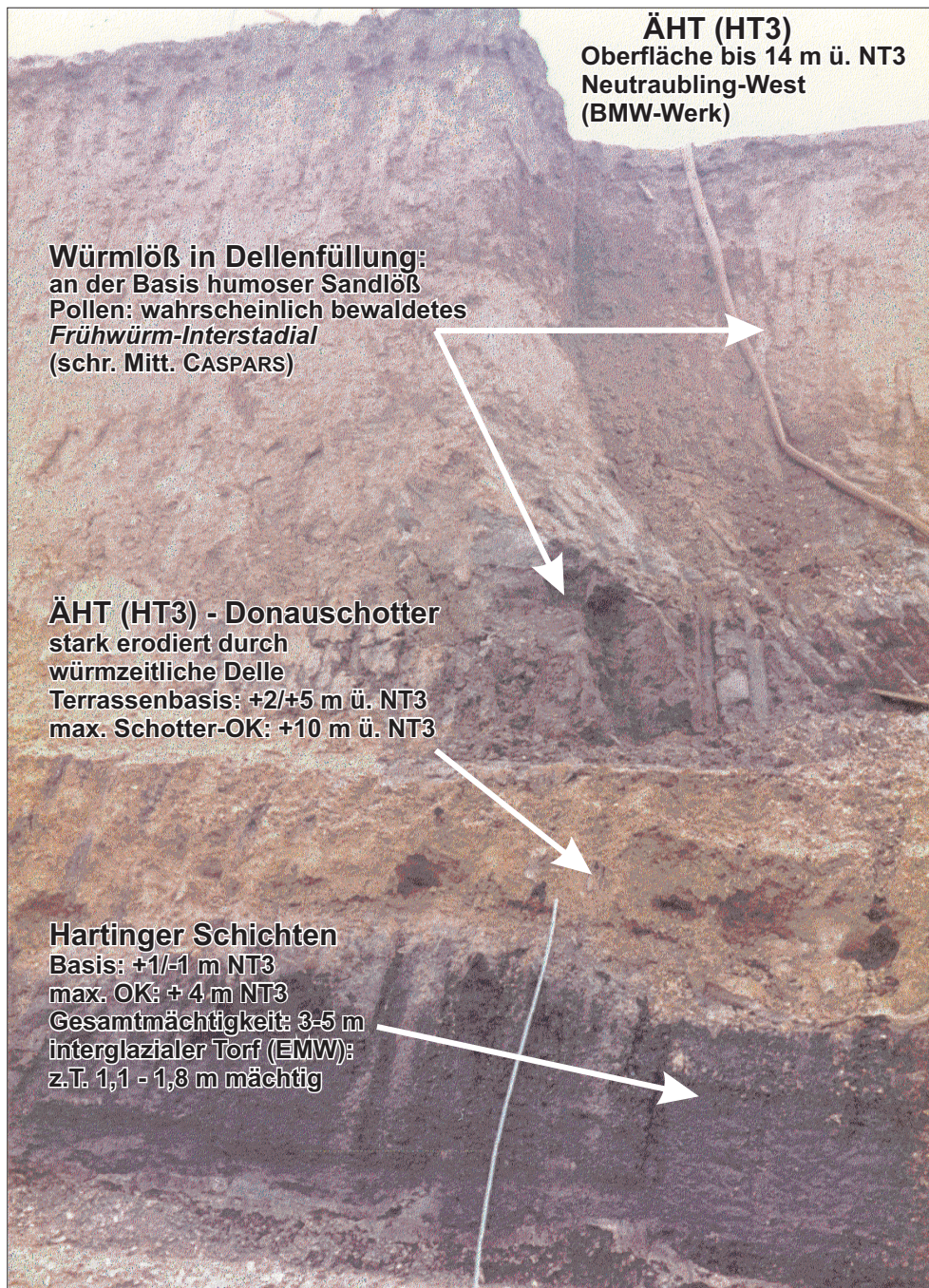


Bild 3: Detailaufnahme der mittel- bis altpleistozänen „Hartinger Schichten“ im Liegenden von Terrassenkiesen der Älteren Hochterrasse (ÄHT), die 1984 beim Bau des BMW-Werkes südlich von Harting aufgeschlossen waren (Photo: G. SCHELLMANN 1984).

### 3.1.4 Jüngerer Deckenschotter 1 (JD1)

#### *Mittelpleistozän*

Der ältere der beiden Jüngeren Deckenschotter der Donau, der JD1, bildet eine bis zu 1,5 km breite und lößbedeckte Terrassenflur, die sich im südlichen Blattgebiet zwischen Köfering und südlich von Taimering erstreckt. Sie wurde erstmalig von LEGER (1965) als „*Trés haute terrasse*“ bzw. von WEINIG (1980) und HOMILIUS et al. (1983) als „Jüngerer Deckenschotter (25 m Terrasse)“ kartiert. Westlich von Köfering besitzt der JD1 Oberflächenhöhen von bis zu 354 m ü. NN (ca. 24 m ü. NT3) und dacht talabwärts

bis auf etwa 348 m ü. NN ab (ca. 23 m ü. NT3) südlich von Taimering ab. Ebenso wie die älteren pleistozänen Donauterrassen im Blattgebiet besitzt auch der JD1 zahlreiche, teilweise mehrere Meter tief eingeschnittene Dellensysteme. Zwei größere Seitentäler, das Pfattertal mit dem einmündenden Wolkeringer Mühlbach bei Köfering und das Tal des Langenerlanger Baches queren und zerschneiden den JD1, wobei allerdings basale Bereiche des JD1-Kieskörpers mit hoher Wahrscheinlichkeit unter den wärmzeitlichen und holozänen Seitentalfüllungen hindurchziehen.

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeiten des JD1 sind nur unzureichend bekannt. Eine Brunnenbohrung, die im Talboden des Wolkeringer Mühlbaches bei Köfering niedergebracht wurde, hat unter 1,1 m mächtigen feinklastischen Deckschichten (Auelehme) einen 3,9 m mächtigen Kieskörper durchteuft, dessen basale Kiese in 337,1 m ü. NN miozänem Braunkohlentertiär aufliegen und wahrscheinlich einen JD1-Kieskörper darstellen. Talabwärts durchteuften zwei, etwa 1 km südlich von Aukofen niedergebrachte Brunnenbohrungen (u.a. Kap. 6: B5; siehe auch UNGER 1987) den JD1-Terrassenkörper. Über den 6,4 bis 7,5 m mächtigen JD1-Kieskörper liegt dort eine 3 bis 3,8 m mächtige Lößdecke. Die Kiesoberkante wurde in 336 bis 340 m ü. NN und die Kiesbasis in 330 bis 333 m ü. NN (ca. 3 bis 5 m ü. NT3) erreicht.

Im Raum südlich von Moosham ist nach den geoelektrischen Sondierungen von HOMILIUS et al. (1983: Profile 2) der JD1-Kieskörper etwa 10 bis 15 m mächtig und liegt dort in ca. 326 bis 328 m ü. NN dem miozänen Sohlgestein auf. Insgesamt ist davon auszugehen, dass JD1-Kieskörper im Talraum östlich von Köfering insgesamt eine tiefere Lage im Tal besitzt als der nach Süden angrenzende ÄD-Kieskörper und seine Basis bereits in einer ähnlichen Tiefenlage liegt wie die nach Norden angrenzende Ältere Hochterrasse (Beilage 2).

**Lithologie und Fazies:** Informationen zur Lithologie und fluvialen Fazies des JD1 liegen mangels Aufschlüssen nicht vor.

**Alter:** BRUNNACKER (1956: 14; ders. 1964: 154) und LEGER (1965: 159f.) stellen den Jüngeren Deckenschotter mindestens in die drittletzte Kaltzeit, weil in den Lößdeckschichten des JD1 bei Köfering zwei fossile interglaziale Parabraunerden erhalten waren. Diese Alterseinstufung erscheint aber deutlich zu jung, ist doch der JD1 älter als der JD2 und älter als die mindestens in der drittletzten Kaltzeit aufgeschotterte Ältere Hochterrasse (ÄHT). Daher ist eher davon auszugehen, dass der JD1 mindestens in der fünften Kaltzeit vor heute entstanden ist.

### 3.1.5 Jüngerer Deckenschotter 2 (JD2)

#### *Mittelpleistozän*

Der Jüngere Deckenschotter 2 (JD2) ist als maximal 600 m breite Terrassenleiste bei und östlich von Köfering in einer Höhenlage von 342 bis 347 m ü. NN erhalten. Grö-

ßere Ausdehnungen besitzt der JD2 erst weiter talabwärts mit Einmündung des Gr. Labertales (SCHELLMANN et al. 2010).

**Mächtigkeit:** Mächtigkeiten und Tiefenlage des JD2-Terrassenkörpers sind weitgehend unbekannt. Nach dem Schichtenverzeichnis einer Bohrung bei Köfering (Kap. 6: B6) wurde die Basis des 6,4 m mächtigen JD2-Kieskörpers, der in dieser Position am Außenrand der JD2-Terrasse in sandiger Ausbildung vorliegt, in 333,6 m ü. NN erreicht. Die Quartärbasis des JD2 liegt damit wahrscheinlich in einem ähnlichen Niveau wie im Bereich der unmittelbar südlich angrenzenden JD1-Terrasse.

**Lithologie und Fazies:** Informationen zur Lithologie und fluvialen Fazies des JD2 liegen mangels Aufschlüssen nicht vor.

**Alter:** Der JD2 ist vermutlich eine Kaltzeit jünger als der JD1 und dürfte daher mindestens in der viertletzten Kaltzeit vor heute entstanden sein.

### 3.1.6 Ältere Hochterrasse (ÄHT)

#### *Mittelpleistozän*

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) und HOMILIUS et al. (1983) nahmen eine erste Untergliederung des Hochterrassenniveaus vor. Beiderseits der Talmündung der Großen Laaber grenzten sie bei höhengleicher Schotterbasis ein vorgelagertes vier bis fünf Meter niedrigeres Terrassenniveau ab, das sie als „Erosionsterrasse“ bezeichneten. 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 Donaulaufes erhalten waren, die er „Hartinger Schichten“ nannte. Im Rahmen der Neukartierung der Gradabteilungsblätter Pfatter, Münster, Geiselhöring und Straubing wurden die Terrassennamen der Hochterrassen HT1 bis HT3 umbenannt (SCHELLMANN et al. 2010). Die HT3 wird seitdem als Ältere Hochterrasse (ÄHT), die HT2 als Mittlere Hochterrasse (MHT) und die HT1 als Jüngere Hochterrasse (JHT) bezeichnet.

Mit einer morphologischen Erhebung der Terrassenoberflächen bei ca. 10/16 m ü. NT3, einer maximalen Kiesoberkante von bis zu 10 m ü. NT3 der Donau und einer Terrassenbasis in ca. 2 bis 6 m ü. NT3 ist die ÄHT die am höchsten im Tal gelegene Hochterrasse (Tab. 1). Dabei ist die ÄHT im südlichen Blattgebiet vom westlichen Blattrand bei Obertraubling (342 m ü. NN, ca. 12 m ü. NT3) bis zum östlichen Blattrand bei Taimering (337 m ü. NN, ca. 12 m ü. NT3) durchgehend erhalten, wenn auch in unterschiedlichen Breiten. Ausgedehnte Areale erstrecken sich vor allem zwischen

Obertraubling und Regensburg-Harting, der Typuslokalität für die ÄHT *sensu* SCHELLMANN (1988; ders. 1990), sowie weiter talabwärts im Raum Mangolding. Die ÄHT besitzt zahlreiche Dellentälchen und ist von den Seitentälern der Pfatter, des Langenerlinger und Gütinger Bachs stärker zerschnittenen.

Die kiesige Flussbettfazies der ÄHT erreicht maximale Höhenlagen von 335 bis 340 m ü. NN (ca. 5 bis 10 m ü. NT3) im Raum Obertraubling, 333 bis 336 m ü. NN (ca. 5 bis 8 m ü. NT3) im Raum Köfering – Mangolding sowie um 331 m ü. NN (ca. 6 m ü. NT3) am östlichen Blattrand bei Oberehring. Sie ist von mächtigen Lößdeckschichten bedeckt und von kaltzeitlicher Abtragung überprägt.

Die ÄHT-Terrassenbasis, die zugleich auch die Quartärbasis ist, liegt im Raum Obertraubling südlich der Verbreitungsgrenze der Hartinger Schichten in der Regel in einer Tiefe von 333 bis 335 m ü. NN (ca. 3 bis 5 m ü. NT3) auf dem prä-quartären Sohlgestein (Großberger Sandstein, teilweise Braunkohlentertiär). Sie dacht weiter talabwärts auf ca. 329 bis 333 m ü. NN im Raum Köfering – Mangolding (ca. 2 bis 6 m ü. NT3) sowie auf 329 bis 331 m ü. NN im Raum Moosham – Oberehring (Kap. 6: B7) ab.

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeit der Lößdecke auf der ÄHT schwankt. Im Blattgebiet besitzt sie in der Regel Mächtigkeiten von 3 bis 5 m (Abb. 2), kann aber lokal, vor allem im Bereich stärker eingeschnittener Dellentälchen, deutlich reduziert sein. Der unterlagernde Kieskörper ist im Mittel nur 2 bis 5 m mächtig (Abb. 3), wobei größere Kiesmächtigkeiten außerhalb der Dellentälchen und im Verbreitungsgebiet der „Hartinger Schichten“ südlich von Regensburg-Harting auftreten.

**Lithologie und Fazies:** Aktuell existieren keine Aufschlüsse, die Einblick in den lithologisch-sedimentologischen Aufbau der ÄHT-Flussbettsedimente inklusive der aufliegenden Lößdeckschichten gewähren. Nach den bei SCHELLMANN (1988) publizierten Aufschlussbeschreibungen, die sich beim Bau des BMW-Werkes südlich von

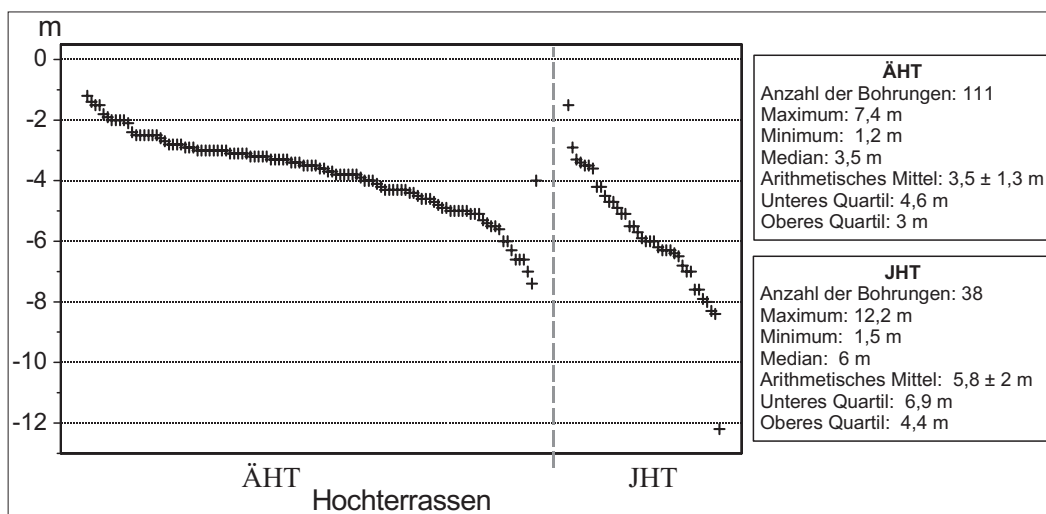


Abb. 2: Mächtigkeiten der Lößdeckschichten (m) unter Geländeoberfläche auf der Älteren und der Jüngeren Hochterrasse der Donau (ÄHT, JHT) auf Blatt 7039 Mintraching zusammengestellt nach Schichtverzeichnissen von Bohrungen.

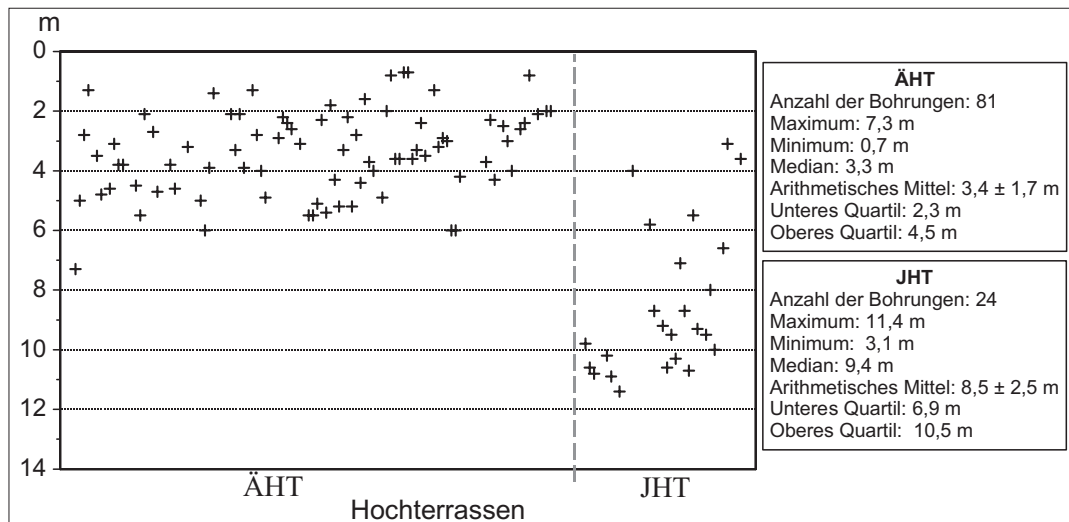


Abb. 3: Mächtigkeit des Kieskörpers (m) im Bereich der Älteren und Jüngeren Hochterrasse auf Blatt 7039 Mintraching zusammengestellt nach Schichtverzeichnissen von Bohrungen.

Regensburg-Harting in den 1980er Jahren ergaben, ist der im nördlichen Bereich des Aufschlusses nur 2 m mächtige und horizontal geschichtete („V-Schotter“ *sensu* SCHIRMER 1983) ÄHT-Kieskörper ein typischer, zahlreiche Malmkalke führender Donaukies mit einer basalen Blocklage aus Blöcken und Lehmschollen von bis zu 50 cm Durchmesser.

Im südlichen Aufschlussareal war am Top des Kieskörpers der bis zu 1,20 m mächtige, dunkelrotbraune Bt-Horizont einer interglazialen Schotterparabraunerde ausgebildet (Bild 4). In dem bis zu 6 m mächtigen Würmlöß sind nach SCHELLMANN (1988; ders. 1990) bis zu fünf Lößrhythmen erhalten. Sie entstanden im Zeitraum



Bild 4: Fossiler interglazialer Bt-Horizont einer „Schotterparabraunerde“ auf Flusskiesen der Älteren Hochterrasse (ÄHT) im Bereich des BMW-Geländes südwestlich von Neutraubling (Photo: G. SCHELLMANN 1984).

Frühwürm bis ausgehendes Hochglazial und spiegeln den Wechsel von Zeiten vorherrschender Dellenausräumung mit Perioden dominierender Lößakkumulation und Ruhephasen mit kaltzeitlicher Bodenbildung (Nassböden, Verbraunungszonen, z.T. Torfe) wider.

**Alter:** Die Aufschotterung der ÄHT erfolgte mindestens in der vorletzten Kaltzeit. Darauf verweist die Würmlößbedeckung und die am Top der ÄHT-Schotter erhaltene interglazialer Parabraunerdebildung. Lehmgruben auf der ÄHT südlich von Straubing-Alburg erschlossen nach SCHELLMANN et al. (2010) unter einer letztinterglazialen Pseudogley-Parabraunerde einen mindestens vorletztaltzeitlichen Löß. Berücksichtigt man noch die stratigraphische Position der ÄHT im Donautal, als älteste von drei Hochterrassen, dann ist mit hoher Wahrscheinlichkeit davon auszugehen, dass der ÄHT-Kieskörper bereits in der dritten Kaltzeit vor heute abgelagert wurde.

### 3.1.7 Jüngere Hochterrasse (JHT)

#### *Mittelpleistozän*

Im Gegensatz zur weiten Verbreitung der ÄHT, fehlen im Blattgebiet Terrassenflächen der Mittleren Hochterrasse. Zur ihrer Verbreitung sei auf SCHELLMANN et al. (2010) verwiesen. Erst die Jüngere Hochterrasse (JHT) ist mit einer Breitenausdehnung von bis zu 1,2 km zwischen dem östlichen Ortsrand von Regensburg-Harting in ca. 336 m Höhe ü. NN. (ca. 6 m ü. NT3) und Niedertraubling in ca. 340 m ü. NN (ca. 10 m ü. NT3) erhalten. Die JHT entspricht der von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) im Raum Regensburg-Harting und talabwärts bei Münster beschriebenen HT1 der Donau.

Weniger die Höhenlage ihrer Terrassenoberfläche als vielmehr die tiefe Lage ihrer Flussbetsedimente heben die JHT signifikant von allen älteren pleistozänen Donau-terrassen ab. So besitzt die kiesige Flussbettfazies lediglich eine maximale Höhenlage von 2 bis 4 m ü. NT3 der Donau, wohingegen die Terrassenbasis, die unmittelbar der präquartären Talsohle auflagert (SCHELLMANN 1988; ders. 1990), etwa 7 bis 9 m unter das NT3-Oberflächenniveau hinabreicht (Tab. 1).

Entsprechende Terrassenkennwerte treffen auch für die JHT-Fläche zwischen Regensburg-Harting und Neutraubling zu. Unter einer in der Regel 4 bis 7 m mächtigen Würmlößdecke liegt die JHT-Kiesoberkante maximal in einer Höhenlage von 332 bis 334 m ü. NN (ca. 2 bis 4 m ü. NT3). Die Terrassenbasis liegt dort in einer Tiefe von 321 bis 323 m ü. NN (ca. -7 bis -9 m u. NT3) der prä-quartären Talsohle (Braunkohlen-tertiär oder Oberkreide) auf (Kap. 6: B8).

Die im Vergleich zur ÄHT insgesamt tiefere Oberflächenlage des JHT-Kieskörpers wird häufig durch eine mächtigere Lößauflage (Abb. 2) ausgeglichen, so dass die Oberflächen beider Terrassen oft in ähnlicher Höhenlage liegen und dann morphostratigraphisch kaum zu trennen sind.

Die Basis der JHT liegt 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-Tiefenrinne“ in der prä-quartären Talsohle des oberpleistozänen Donautales („HT1-Tiefenrinne“ *sensu* SCHELLMANN 1988, ders. 1990). Entsprechend tiefe Lagen der Quartärbasis weisen daraufhin, dass sich die JHT-Tiefenrinne im Blattgebiet im Bereich der NT1- und NT2-Terrassenflächen von Neutraubling über den Guggenberger See nach Gengkofen und Leiterkofen bis nach Eltheim erstreckt (Beilagen 4a und 4b).

**Mächtigkeit:** Der JHT-Kieskörper besitzt in der Regel Mächtigkeiten von 7 bis 11 m, wodurch er sich deutlich von der ÄHT abhebt (Abb. 3).

**Lithologie und Fazies:** Aktuell existieren keine Aufschlüsse, die Einblicke in den lithologisch-sedimentologischen Aufbau der JHT gewähren. Nach den bei SCHELLMANN (1988) publizierten Aufschlussbeschreibungen am östlichen Ortsausgang von Regensburg-Harting besitzt der bis zu 12 m mächtige JHT-Kieskörper eine ausgeprägte Horizontal- und schwache Trogichtung wie sie für *braided river*-Ablagerungen typisch sind (Bild 5 und Bild 6; Abb. 5). Über den Braunkohlelagen führenden graublauen Tonen des Braunkohletertiärs in ca. 322 m ü. NN folgten zunächst die 0,5 bis 1 m mächtige JHT-Basisblocklage mit einzelnen kantengerundeten kubikmetergroßen Malmkalkblöcken sowie die bis zu 11 m mächtige, stark mittel- bis grobsandige JHT-Flussbettfazies.

Dabei wechselten innerhalb der vertikal akkumulierten Flussbettsedimente Sandgehalte und petrographische Zusammensetzung der Kiese. Während die liegende, ca. 8 m mächtige Kiesserie sehr sandreich und zahlreiche Malmkalke, also Lokalschotter aus dem donauaufwärts anstehenden Fränkischen Jura führte, dominierten in der Grobkiesfraktion der hangenden, bis zu 4 m mächtigen sandarmen Kiesserie dunkelgraue und blaugraue kalkalpine Gerölle bei stark verringertem Malmkalkanteil (SCHELLMANN 1988: 122ff.). Diese Aufeinanderfolge zweier petrographisch unterschiedlicher Schüttungsfazies könnte Ausdruck des Wechsels hochglazialer Bedingungen mit hohem lokalem Schutteintrag in die Donau zu spätglazialen Sedimentationsbedingungen mit verringerten Schutteinträgen aus den Jura-Einzugsgebieten sein. 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.

**Alter:** Das Alter der JHT ist nicht zuletzt wegen der beobachteten interglazialen Bodenbildung auf den Terrassenkiesen und der Überlagerung durch mächtige Würmlöse mindestens in die vorletzte Kaltzeit (Riß) zu stellen.

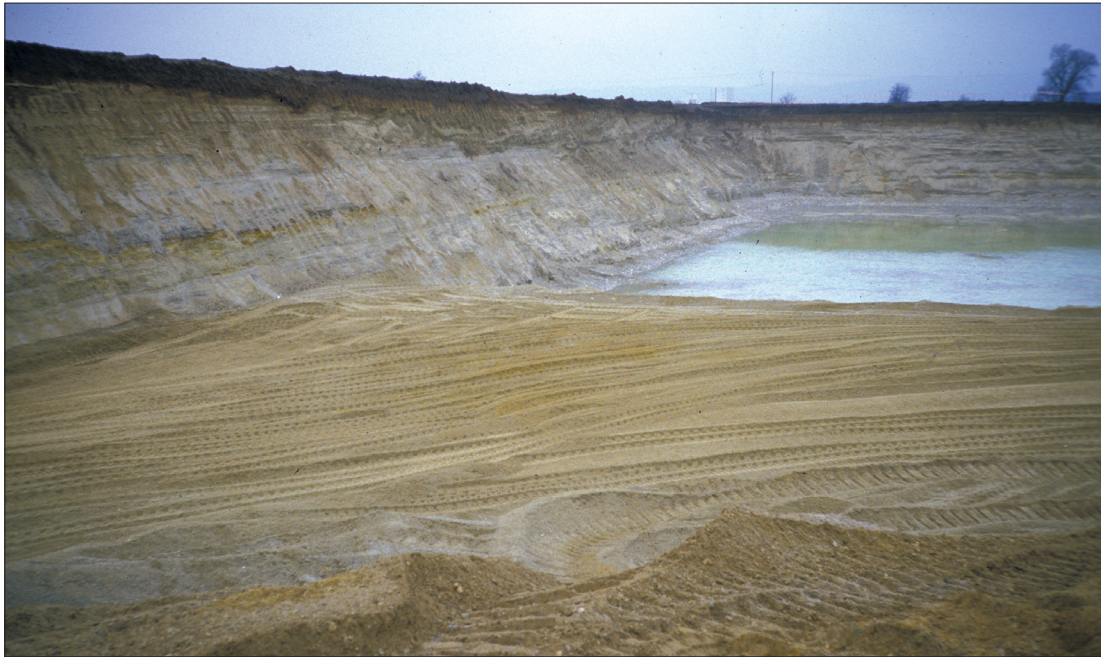


Bild 5: Horizontal- und troggeschichteter JHT-Terrassenkörper an der Terrassengrenze zwischen Jüngerer Hochterrasse (JHT) und Hauptniederterrasse (NT1) östlich von Regensburg-Harting. In der Bildmitte ist der diskordant aufliegende NT1-Terrassenkörper zu sehen, der etwas dunkler ist und nach Norden (Blickrichtung) an Mächtigkeit zunimmt. Die heute verfüllte Kiesgrube war 1985/86 für einige Monate aufgeschlossen (Details in SCHELLMANN 1990) (Photo: G. SCHELLMANN 1985).



Bild 6: Horizontal- und troggeschichteter JHT-Terrassenkörper östlich von Regensburg-Harting. Der hangende, dunkelgraue JHT-Kieskörper ist im Gegensatz zum sandreicheren liegenden JHT-Kieskörper arm an Malmkalken, woraus seine dunklere Farbe resultiert (Photo: G. SCHELLMANN 1985).

## 3.2 Oberpleistozän

### 3.2.1 Übergangsterrassen (ÜT1, ÜT2)

#### *Früh- und Mittelwürm*

Die wahrscheinlich ältesten Donauterrassen der Würm-Kaltzeit (bezüglich verwandter Beispiele aus anderen deutschen Tälern siehe SCHELLMANN 1994: 129) bilden die am äußeren Rand der Niederterrassenfluren zwischen Neutraubling-Lerchenfeld und Taimering fast durchgehend erhaltenen, von Löß bzw. Sandlöß bedeckten Übergangsterrassen (ÜT1 und ÜT2). Deren Oberflächen liegen, 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 (Tab. 1) wegen ihrer Ähnlichkeit in den Höhenlagen der Terrassenoberflächen (ca. 3 bis 5 m ü. NT3), in den Deckschichtenmächtigkeiten (ca. 1 bis 4 m ü. NT3) sowie in den maximalen Höhenlagen der Kiesoberkanten (ca. 2 bis 4 m ü. NT3) nur dort unterscheidbar, wo beide Übergangsterrassen im räumlichen Nebeneinander erhalten sind. Dies ist bei Taimering und bei Moosham der Fall. Dagegen ist die stratigraphische Einstufung der bis zu 2 km breiten Übergangsterrassenfläche zwischen Neutraubling-Lerchenfeld und Mintraching als ÜT1 unsicher. Sie könnte auch eine ÜT2 sein.

Die Oberkante des fluviatilen Akkumulationsniveaus (= Kiesoberkante) beider Übergangsterrassen liegt im Blattgebiet deutlich tiefer als die Oberkanten der Hochterrassenkiese, aber nicht signifikant höher über dem der angrenzenden Niederterrassenfluren. Zum Beispiel ist die lößbedeckte Oberfläche der ÜT1 südlich von Neutraubling-Birkenfeld (334 bis 335 m ü. NN) etwa 1 bis 2 m höher als die nördlich angrenzende NT1 (ca. 333 m ü. NN). Die Oberkanten der kiesigen Flussbettfazies beider Terrassen liegen dagegen in einer ähnlichen Höhenlage bei ca. 332 bis 333 m ü. NN. Nur die Lößbedeckung auf der ÜT1 erzeugt hier den Höhenunterschied. Ähnliches gilt für die ÜT1 bei Mintraching und auch für die ÜT2 bei Taimering.

Daher ist es nicht erstaunlich, dass die Übergangsterrassen von früheren Bearbeitern der Donauterrassen im Straubinger Becker entweder als Schwemmlöß bzw. mit Schwemmlehm bedeckte Niederterrasse (LEGER 1965; HOMILIUS et al. 1983, BRUNNACKER 1956) oder als Deckniveau der Niederterrasse (BUCH 1988) oder als rißzeitliche Erosionsterrasse (HOMILIUS et al. 1983) abgegrenzt wurden. Häufig wurden sie aber auch ohne weitere räumliche Separierung der Niederterrasse zugeordnet.

**Mächtigkeit:** Nach Schichtenverzeichnissen von Bohrungen liegt die Basis des ÜT1-Kieskörpers südlich von Neutraubling-Birkenfeld in einer Tiefe von 324 m ü. NN (ca. -4

m u. NT3) und bei Mintraching in einer Tiefe von 324 bis 325 m ü. NN (ca. -5 bis -6 m u. NT3) auf dem tertiärem Sohlgestein. Sie liegt damit in einer Tiefenlage, wie sie von SCHELLMANN (1988: 135ff.) nach Aufschlussbeobachtungen bei Regenburg-Harting für die Tiefenlage der ÜT-Terrassenbasis postuliert wurde (Abb. 6).

Im Bereich der ÜT1 zwischen Neutraubling-Birkenfeld und Mintraching sind unter einer etwa 2 bis 3 m mächtigen Würmlößdecke etwa 5 bis 8 m, selten über 9 m mächtige Donaukiese verbreitet (Kap. 6: B9). Für die weiter talabwärts erhaltenen ÜT1- und ÜT2-Terrassenflächen sind ähnliche Kiesmächtigkeiten zu erwarten.

**Lithologie und Fazies:** Aufgrund des Fehlens entsprechender Aufschlüsse liegen keine Informationen über die lithologische und Fazielle Ausprägung der Terrassenkiese vor. Die teilweise bis zu 3 m mächtige Würmlößdecke ist wegen der nahen Lage zum würmzeitlichen Auswehungsgebiet sehr feinsandreich (Sandlöß). Im Raum Lerchenfeld befinden sich entlang der ÜT1-Terrassenstirn zur nördlich angrenzenden NT1 mehrere bis zu 1 m hohe Sandlößdünen, die allerdings durch die intensive ackerbauliche Nutzung bereits stark eingeebnet worden sind.

**Alter:** Von BUCH & ZÖLLER (1990) wurde die Basis der Lößbedeckung auf der ÜT1 bei Lerchenfeld mit Hilfe der thermisch induzierten Lumineszens (TL)-Methode auf  $25,4 \pm 2,4$  ka und  $24,1 \pm 2,4$  ka BP datiert. Es ist davon auszugehen, dass wegen ihrer morphostratigraphischen Lage im Tal beide Übergangsterrassen mindestens im Früh- bis Mittelwürm vor dem Denekamp-Interstadial entstanden sind. Ein rißkaltzeitliches Bildungsalter einer der beiden Übergangsterrassen kann nicht ausgeschlossen werden, nur wurden bisher keine Hinweise wie zum Beispiel eine fossile interglaziale Bodenbildung auf den Terrassenkiesen gefunden.

### 3.2.2 Niederterrassen (NT1, NT2, NT3)

#### *Oberwürm bis Ende Jüngere Tundrenzeit*

Im Blattgebiet sind bis zu drei unterschiedlich hohe würmzeitliche Niederterrassen (NT1 bis NT3) erhalten, die sich von allen anderen Terrassen durch ihre Höhenlage von etwa 2 bis 5 m über der Donauaue und durch das Fehlen einer Löß- und flächenhaften Auensedimentbedeckung deutlich unterscheiden. Sie nehmen über 42% des Kartenblattes ein, wobei die NT1 allein schon fast 35% der Blattfläche ausfüllt. NT1-Terrassenflächen erstrecken sich mit einem mittleren Oberflächengefälle von 0,35‰ vom westlichen Blattrand in ca. 333 m ü. NN über Neutraubling und Giffa bis zum östlichen Blattrand in ca. 328 m ü. NN, wo sie zwischen Geisling (Blatt Pfatter) und Sengkofen eine maximale Breite von bis zu 6 km erreichen. Eine deutlich geringe Flächenausdehnung besitzt die NT2. Dennoch sind ihre Terrassenflächen durchgängig am nördlichen Blattrand von Barbing in 330 m ü. NN (Blatt Donaustauf) bis nach Eltheim, wo sie eine Höhenlage um 327 m ü. NN und eine Breite von über 2 km besitzt. Dagegen ist die NT3 im Blattgebiet nur als schmaler Terrassenstreifen in der

nordöstlichen Blattecke verbreitet, ist aber auf dem nördlich anschließenden Gradabteilungsblatt Donaustauf in größerer Ausdehnung erhalten (Abb. 4).

Alle drei Niederterrassen wurden von einem weit verzweigten, breitbettigen Donaulauf („*braided river*“) geschaffen. Daraus resultiert:

1. die häufig mehrere Kilometer breite Ausdehnung der heute noch erhaltenen Terrassenflächen (Abb. 4), die von zahlreichen, meist wenig verfüllten Paläo-Flussarmen durchzogen werden;
2. das weitgehende Fehlen mächtigerer Auensedimentdecken, so dass häufig die sandige und kiesige Flussbettfazies bis an die Terrassenoberfläche reicht, wobei allerdings die NT2-Flussbettsedimente im Raum östlich von Barbing bzw. die der NT1 kleinräumig im Bereich des Mintrachinger Holzes und nördlich der Tiefenbrunnenu von spätglazialen Flugsanden (s.u.) bedeckt sind;
3. die Horizontal- und Trog-schichtung der Flussbettsedimente (Bild 7, Abb. 5), wobei vereinzelt syngenetische Kryoturbationen und Driftblöcke auf kaltzeitliche Ablagerungsbedingungen hinweisen. Kiesgruben mit entsprechendem Schichtungsbild existierten während der Geländeaufnahmen im Blattgebiet nur noch auf der NT1 östlich von Neutraubling und bei Leiterkofen (Kap. 5). Bezüglich entsprechender Aufschlussbeschreibungen aus dem Blattgebiet sei daher auf SCHELLMANN (1988; ders. 1990) sowie BUCH (1988) verwiesen.

Die NT3 besitzt gegenüber der NT1 eine ca. 2 bis 3 m und der NT2 eine ca. 1 m tiefergelegenen Oberfläche (Abb. 6) und 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 -9 m u. NT3 von den älteren Niederterrassen deutlich markant abgesetzt (Tab. 1; Beilage 1 und Beilage 2). Diese tiefliegende NT3-Erosionsbasis entstand nach Aufschotterung der NT2 im frühen Spätglazial vor etwa 14.000 <sup>14</sup>C-Jahren und lässt sich bis unterhalb von Straubing, wahrscheinlich bis weit unterhalb der Isarmündung nachweisen (SCHELLMANN 1990; ders. 2010).

Während auf den Terrassenflächen der NT2 und seltener auf denen 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 durch stark humose bis anmoorige Böden geprägten Flussrinnen- und Randsenkenbereiche rötlichbraune Schotter-Parabraunerden.

**Mächtigkeit:** Generell schwanken die Kiesmächtigkeiten im Bereich der NT1- und NT2-Flächen erheblich (Abb. 7). Extrem hohe Kiesmächtigkeiten von mehr als 8 m sind ebenso verbreitet wie geringe Mächtigkeiten von unter 4 m. Da die NT1- und wahrscheinlich auch die NT2-Terrassenbasis nach Aufschlussbeobachtungen auf der NT1 im Raum Regensburg-Harting und Neutraubling in einer Tiefe von maximal 4

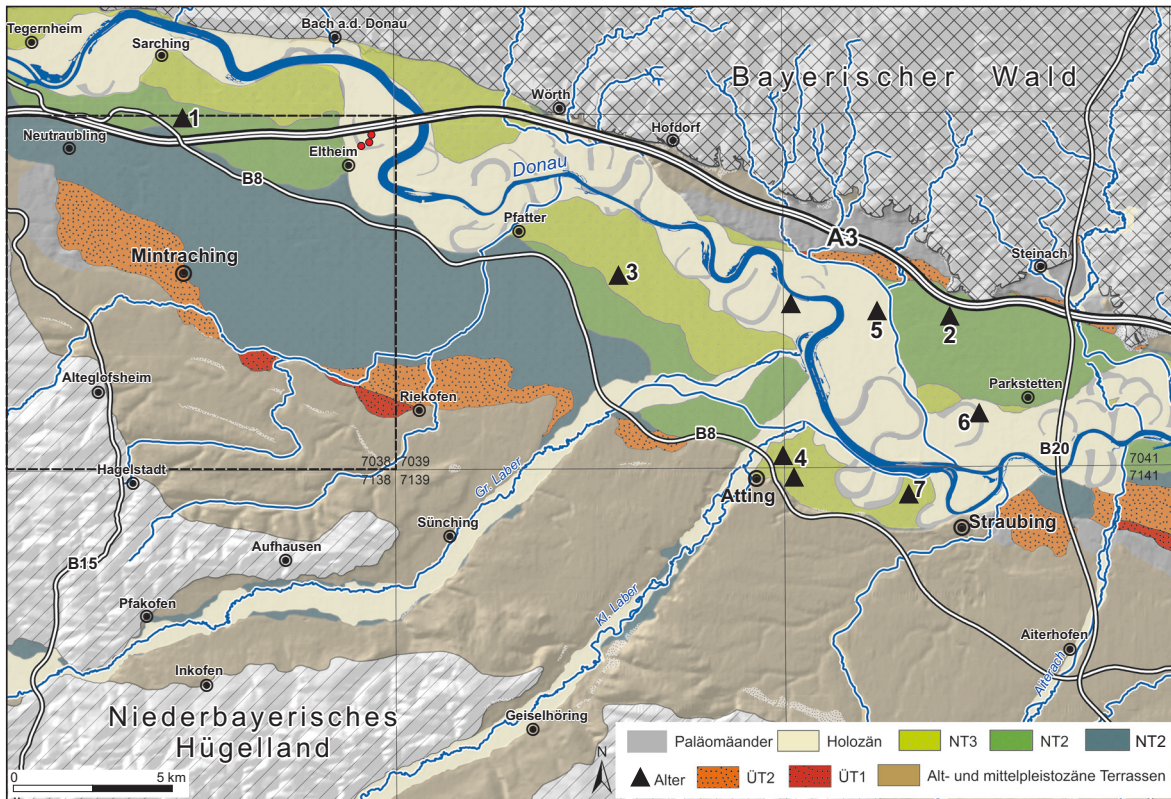


Abb. 4: Niederterrassenflächen (NT1 bis NT3) im Donautal zwischen Barbing und Schönach mit Lage wichtiger Altersbelege (Kartengrundlage: Hillshade aus LiDAR DGM (3 m) © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

bis 6 m (u.a. Abb. 5) unter der Oberfläche liegt, sind höhere Kiesmächtigkeiten nur dort verbreitet, wo bereits zuvor der *prä*-quartäre Talboden von der Donau ausgeräumt und mit Donaukiesen bedeckt wurde. Das fand erstmalig mit der Ausbildung der Jüngeren Hochterrasse (JHT) statt (Abb. 6; s.o.) und wurde wahrscheinlich mit Bildung der Übergangsterrassen fortgeführt. Die Folge dieser variierenden, tendenziell abnehmenden Tiefenlagen der Donaubettsohle im Zeitraum JHT bis NT2 ist eine



Bild 7: Horizontal-geschichteter, im mittleren und basalen Bereich auch schwach troggeschichteter Terrassenkörper der NT1 bei Regensburg-Harting (Photo: G. SCHELLMANN 1984).

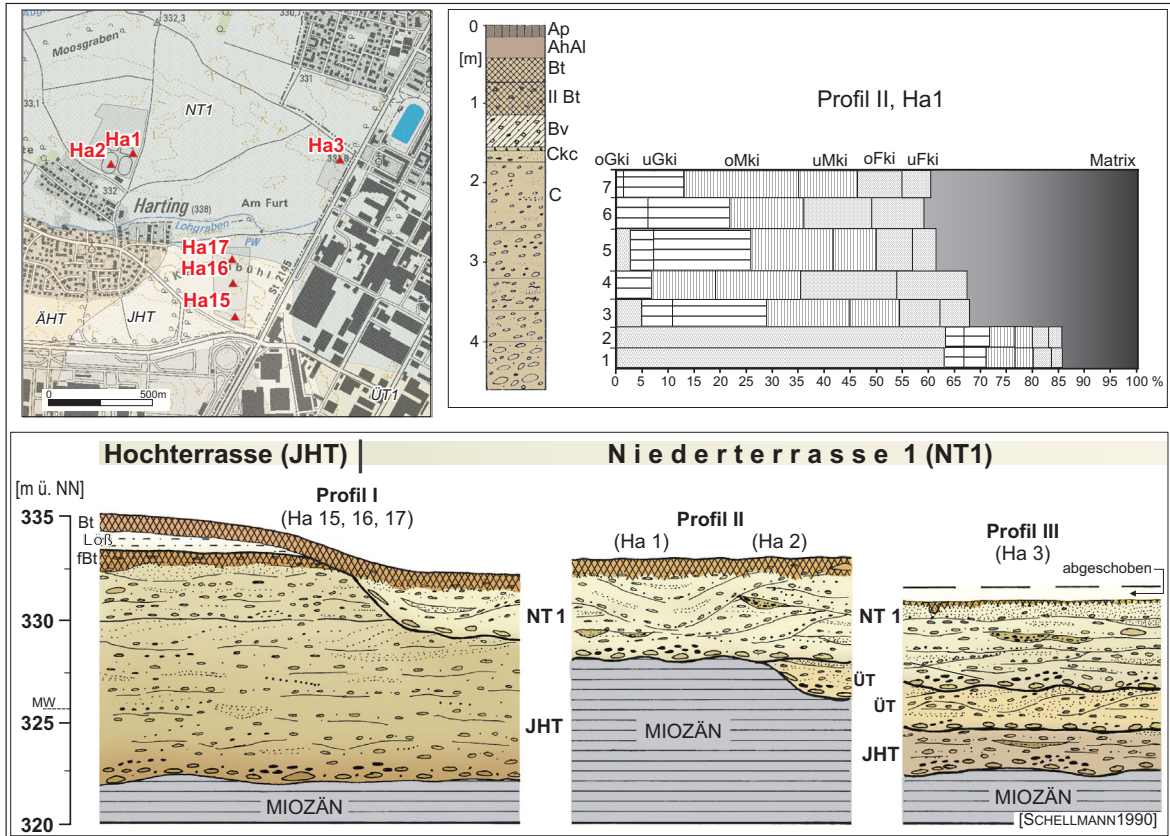


Abb. 5: Aufbau des NT1-Terrassenkörpers im Raum Regensburg-Harting. Westlich von Harting (Aufschluss Profil II, Ha 1) liegt die basale Blocklage des NT1-Kieskörpers direkt auf Braunkohlentertiär. Nordwestlich (Aufschluss Profil II, Ha 2) und östlich von Harting (Aufschluss Profil I und III) liegt er auf den erodierten Sockelschotter der Übergangsterrasse (ÜT2 ?) und der jüngeren Hochterrasse (JHT) (Profilbeschreibungen in SCHELLMANN 1988; ders. 1990; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

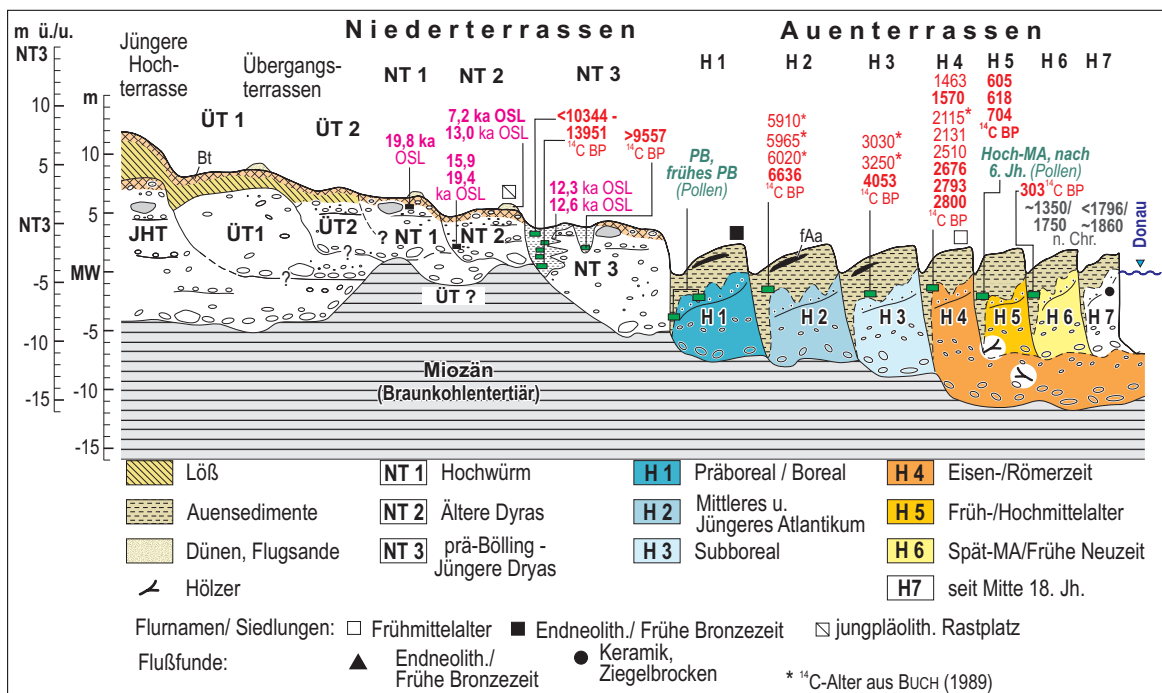


Abb. 6: Schematischer Terrassenquerschnitt zur geologischen Lagerung der jungpleistozänen Terrassen im Donautal zwischen Regensburg-Harting und Straubing mit den bisher aus diesem Talabschnitt vorliegenden Altersbelegen (Details in SCHELLMANN 2010).

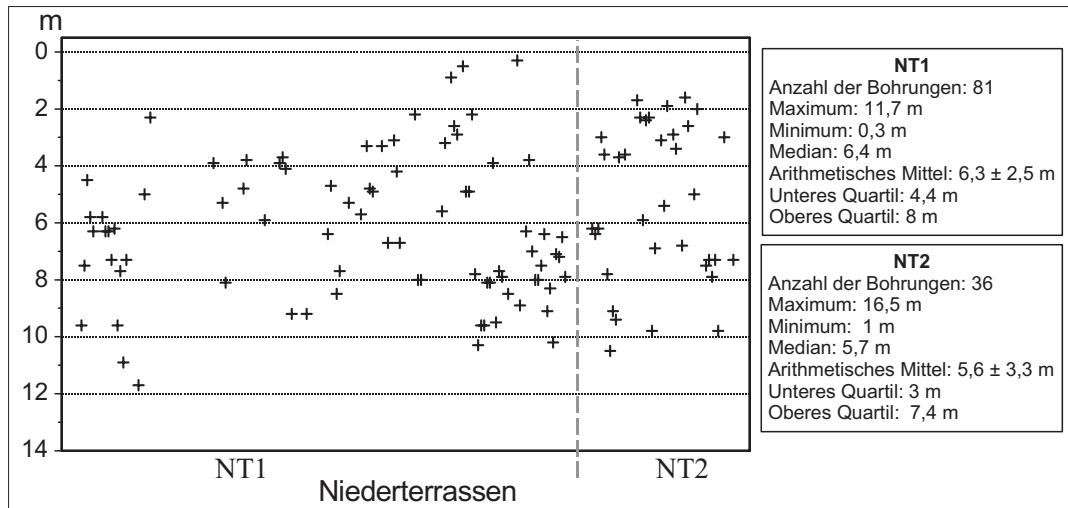


Abb. 7: Mächtigkeit des Keskörpers (m) im Bereich der Niederterrassen NT1 und NT2 der Donau auf Blatt 7039 Mintraching zusammengestellt nach Schichtverzeichnissen von Bohrungen.

Stapelung unterschiedlich alter Keskörper im NT1- und NT2-Verbreitungsgebiet. Nur dort, wo das miozäne Sohlgestein weniger stark ausgeräumt wurde, liegen die relativ geringmächtigen Terrassenkörper der beiden Niederterrassen direkt der prä-quartären Talsohle auf (Abb. 6, u.a. SCHELLMANN 1988; ders. 1990).

Es ist davon auszugehen, dass vor allem Sockelschotter der JHT im Blattgebiet die Niederterrassenkörper der NT1 und NT2 im Talraum beiderseits einer Linie Barbing – Neutraubling – Guggenberger See – Roith – Eltheim N unterlagern. Dadurch werden die dort ungewöhnlich tiefe Lage der Quartärbasis und die hohen Keskmächtigkeiten im NT1 und NT2-Areal von 8 bis über 10 m verständlich (Kap. 6: B10 und B11; Beilagen 1 und 2; Abb. 9 und Abb. 10). Außerhalb dieser „JHT-Tiefenrinne“ im miozänen Sohlgestein besitzen NT1 und NT2 oft nur Keskmächtigkeiten von 2 bis 6 m. Eine solche Zone geringer Keskmächtigkeiten bzw. hochliegender Quartärbasen verläuft in annähernder West-Ost-Erstreckung von der BAB-Abfahrt Rosenhof bis nördlich von Eltheim (Abb. 9 und Abb. 10; Kap. 6: B12). Dort besitzen die NT2-Terrassenkiese lediglich Mächtigkeiten von 2 bis 5 m, wobei sich Quartär- und Terrassenbasis weitgehend entsprechen dürften. Erst nördlich dieses langgestreckten, annähernd W-E verlaufenden Rücken an der Quartärbasis liegt im Verbreitungsgebiet der NT3 die Tiefenlage der Quartärbasis erneut deutlich tiefer und zwar häufig bei 320 bis 322 m ü. NN bzw. -6 bis -9 m unter NT3-Oberfläche (Tab. 1). Damit liegt die NT3-Quartär- bzw. Terrassenbasis in einer ähnlichen Tiefenlage wie im Bereich der JHT. Die reinen Keskmächtigkeiten (ohne feinklastische Auflagen) betragen im NT3-Areal auf dem angrenzenden Nachbarblatt Donaustauf im Durchschnitt 6 bis 8 m, im NT3-Areal im Blattgebiet dürften sie bei etwa 5 bis 6 m liegen.

**Lithologie und Fazies:** Der fluviatile Terrassenkörper der NT1 und auch die oberhalb des Grundwasserspiegels einsehbaren Terrassenkörper der NT2 und NT3 entsprechen

in ihrem sedimentologischen Erscheinungsbild mit einer ausgeprägten Horizontal-, teilweise auch leichter Trogichtung sowie dem intensiven lateralen und vertikalen Wechsel von stärker grobkiesigen und stärker feinkiesigen Schotterlagen unter Einschaltung von Sandlinsen dem Ablagerungsmilieu kaltzeitlich extrem verwilderter und frachtüberladener Flüsse („*braided river*“).

Dabei besitzt zumindest die NT1 nach Aufschlussbeobachtungen im Raum Regensburg-Harting (Abb. 5) eine bis zu 60 cm mächtige matrixarme Basisblocklage mit Blockanteilen von mehr als 60 Gew.% und einer durchschnittlichen Blockgröße von 20 cm, wobei zahlreiche Blöcke Durchmesser bis 30 cm besitzen. Wiederholt treten nicht nur an der Basis, sondern auch im hangenden Kieskörper bis nahe der Oberfläche kubikmetergroße Malmkalkblöcke aus dem Fränkischen Jura auf, seltener sind entsprechend große Blöcke aus Granit oder Gneis aus dem Bayerischen Wald. Der hangende fein- bis grobkiesige Kieskörper hat hohe Sandanteile (im Mittel 30 bis 40 Gew.% Sand) (SCHELLMANN 1988), wobei vor allem bei der NT2 in den oberen ein bis zwei Metern dezimetermächtige Sandlagen gehäuft auftreten (u.a. Kap. 5: Aufschluss A2 Leiterkofen).

Im Geröllspektrum sind neben Radiolariten und kalkalpinen Geröllen, Lydite und vor allem zahlreiche Malmkalke und Jura-Hornsteine häufig vertreten.

Im Bereich der als Rinnen erhaltenen Paläo-Flussarme geht die kiesige Flussbettfazies oft in eine fein- bis mittelsandige, manchmal auch lehmige Rinnenfazies über. Selten sind am Top geringmächtige Auelehme verbreitet.

Als Indikatoren für eine Akkumulation unter kaltklimatischen Bedingungen finden sich insbesondere in den hangenden Partien der NT1, selten in denen der NT2, syngenetische Kryoturbationen, vereinzelt Tropfenböden, Frostblöcke und bis kubikmetergroße, oberflächennahe Driftblöcke mit Kantenlängen von 115 x 80 x 60 cm. Intensive Kryoturbationen können bei der NT1 zudem von der Schotteroberfläche bis in 2 m Tiefe hinabreichen. Auf beiden älteren Niederterrassenflächen sind kaltzeitlich angewehrte und im Holozän manchmal umgelagerte Flugsanddecken verbreitet, wenn auch nur in geringen Mächtigkeiten von maximal 1 m. Während auf der NT1 nur zwei kleine Flugsandgebiete im Mintrachinger Holz und nördlich der Tiefenbrunner Au existieren, besitzt die NT2 zwischen Barbing und dem Eltheimer Hölzl ausgedehnte Flugsanddecken. Sie wurden in der Jüngeren Tundrenzeit aus dem nördlich angrenzenden NT3-Flussbettareal ausgeweht (s.u.).

**Alter:** Für die Alterseinstufung der NT1 liegen weder aus dem Blattgebiet, noch aus dem angrenzenden Donautalabschnitt bis Straubing (Abb. 4) genauere Datierungen vor. Die OSL-Datierung einer NT1-Sandlage südlich von Geisling (Blatt 7040 Pfatter) erzielte OSL-Alter an Quarzen von  $19,8 \pm 2,6$  ka (SCHELLMANN 2010). Abgesehen von einer dezi-

metermächtigen Schwemmlößauflage im Bereich der externen NT1-Flächen im Raum Neutraubling-Birkenfeld und südöstlich des Guggenberger Sees ist sie lößfrei und damit noch zur Zeit der weitflächigen Ablagerung der Jungwürmlösse in Ausbildung begriffen. Die NT1 entspricht zeitlich der klassischen, mit den Jugendmoränen verknüpfbaren, hochwürmzeitlichen Hauptniederterrasse des Alpenvorlandes.

An der Basis der Flugsande auf den NT2-Terrassenflächen östlich von Unterheising (Abb. 4: Altersbeleg 1) wurde in der inzwischen verfüllten Kiesgrube „Hölzl“ neben mesolithischen Siedlungsstellen, eine jungpaläolithische Freilandstation gefunden (u.a. REISCH 1974, WERNER & SCHÖNWEISS 1974), die nach REISCH (1974: 68) einem später Magdalenien im weiteren Sinne zuzuordnen ist. Damit ist der Rastplatz in die Ältere Tundrenzeit zu stellen. Die kaltzeitliche Aufschotterung der NT2 muss daher bereits vor der Älteren Tundrenzeit und damit vor dem Bølling-Interstadial abgeschlossen gewesen sein. Die Flugsande selbst wurden vor allem in der Jüngeren Tundrenzeit angeweht. Letzteres bestätigen erstmalig durchgeführte OSL-Datierungen der Flugsanddecke auf der NT2 nordwestlich von Parkstetten (Blatt 7041 Münster; Abb. 4: Altersbeleg 2). An der Basis besitzen die Flugsande ein OSL-Alter gemessen an Feldspäten von  $13,0 \pm 1,4$  ka und im höheren Bereich von  $7,2 \pm 0,8$  ka (SCHELLMANN 2010: Abb. 14). Die für die primäre Flugsandanwehung relativ jungen OSL-Alter im oberen Bereich der Flugsanddecke könnten eine Folge jüngerer Umlagerungen im Mesolithikum sein. In derselben Kiesgrube nahe der Autobahn nördlich von Parkstetten wurden auch OSL-Datierungen an zwei Proben aus einer Sandlage der NT2-Flussbettfazies in dreieinhalb Meter Tiefe unter Geländeoberfläche durchgeführt (SCHELLMANN 2010: 27f., Abb. 14). Die OSL-Alterswerte der Quarze lagen bei  $19,4 \pm 1,7$  ka und  $15,9 \pm 1,3$  ka (Qu.), was einer Alterseinstufung der NT2 in die frühe Ältere Tundrenzeit nicht widerspricht.

Die NT2 ist zudem älter als die NT3, die nach neuen Befunden bereits seit der Älteren Tundrenzeit vor mehr als 13.950 <sup>14</sup>C-Jahren (älter als 16.200 bis 17.100 cal BP) in Ausbildung begriffen war (SCHELLMANN 2010). Insofern fällt die Bildung der NT2 in die frühe Älteste Tundrenzeit in die Zeit nach dem ausgehenden Hochglazial, also nach 18.000 <sup>14</sup>C BP, und einige Zeit vor 14.000 <sup>14</sup>C BP.

Die Bildungszeit der NT3, der jüngsten Niederterrasse der Donau, kann inzwischen zeitlich am genauesten eingegrenzt werden. Nach BUCH (1989: Probe Pf 152) ergab die <sup>14</sup>C-Datierung organischer Makroreste von der 1,3 m tiefen Basis der NT3-Randsenkenfüllung nördlich von Griesau (Blatt 7040 Pfatter; Abb. 4: Altersbeleg 3) ein Alter von  $10.295 \pm 175$  <sup>14</sup>C BP. Das Alter weist darauf hin, dass die Aufschotterung der NT3 am Ausgang der Jüngeren Tundrenzeit weitgehend beendet war. Weiter talwärts wurden im Raum Atting (Blatt 7141 Straubing) in der späten Jüngeren Tundrenzeit nach  $10.478 \pm 76$  <sup>14</sup>C BP kiesige, im distalen Bereich auch sandige Schwemmkegelab-

lagerungen aus dem Tal der Kleinen Laber auf die dort verbreiteten feinklastischen, teilweise torfigen NT3-Randsenkensedimente der Donau geschüttet (Abb. 4: Altersbeleg 4). Die langsame, von Ruhephasen der Sedimentation mit Torfbildungen begleitete Verfüllung der Randsenke durch die NT3-Donau und die einmündende Kleine Laber konnte mit Hilfe mehrerer AMS  $^{14}\text{C}$ -Altersbestimmungen an eingelagerten kleinen Ästchen, Torfen und organischen Makroresten auf einen Zeitraum zwischen älter als  $13.951 \pm 144$   $^{14}\text{C}$ -Jahren (Älteste Tundrenzeit) und nach  $10.225 \pm 82$   $^{14}\text{C}$  BP (späte Jüngere Tundrenzeit) datiert werden (SCHELLMANN 2010).

Insgesamt ergibt sich damit für die Aufschotterung der NT3 ein Zeitraum von der Älteren Tundrenzeit vor etwa  $13.950$   $^{14}\text{C}$ -Jahren und damit bereits vor der zu Beginn des Bøllings einsetzenden Wiederbewaldung des Donautals, bis in die ausgehende Jüngere Tundrenzeit um etwa  $10.100$   $^{14}\text{C}$  BP.

Schon im frühen Präboreal hatte sich dann die Donau bereits auf das holozäne Talniveau eingetieft. Das belegen pollenanalytische Datierungen früh-präborealer Hochflutsedimente auf der H1-Terrasse der Donau im Raum Kirchroth und Pichsee, südlich von Parkstetten (Abb. 4: Altersbelege 5 und 6) sowie das im mittleren Präboreal vor etwa  $9.557$   $^{14}\text{C}$ -Jahren bereits vorhandene Torfwachstum im NT3-Paläofflussarm südlich von Kagern (Abb. 4: Altersbeleg 7).

### 3.3 Pleistozän bis Holozän

#### 3.3.1 Ältere Talböden, Nebentäler

*Pleistozän, Würm-Hochglazial ?*

Die relativ breiten und in die älteren pleistozänen Terrassen stark eingetieften Talböden der Pfatter und vor allem des Langenerlinger Baches besitzen häufiger eine etwa  $1$  m höhere, durch eine klare Geländestufe abgesetzte Terrassenleiste, also einen ehemaligen höheren Talboden.

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeit der Talfüllungen ist unbekannt, sie dürfte wahrscheinlich nur wenige Meter betragen.

**Lithologie und Fazies:** Mangels Aufschlüssen liegen keine Informationen über Lithologie und Fazies der Talfüllungen vor.

**Alter:** Vereinzelt sind die älteren Talböden, wie zum Beispiel im Bereich des Langenerlinger Tales westlich von Langenerling, von einmündenden Dellentälchen zerschnitten, tragen Schwemmkegel oder Dellentälchen laufen auf sie aus. In diesen Fällen ist von einem mindestens hochglazialen Alter des höheren Talbodens und von einer mindestens spätglazialen Anlage des aktuellen Talbodens auszugehen.

### 3.3.2 Löß, Lößlehm

#### *Pleistozän*

Pleistozäne Lößdeckschichten bedecken meist mit mehreren Metern Mächtigkeit alle Donauterrassen, die älter als die NT1 der Donau sind. Durch spätglazial/holozäne Bodenbildungsprozesse ist der jüngste und ursprünglich kalkhaltige und schluffige Würmlöß, der in der Regel an der heutigen Geländeoberfläche ansteht, meist bis in 0,6 bis 1,0 m Tiefe unter Geländeoberfläche entkalkt, verlehmt und im Unterboden durch die Lessivierungsdynamik einer Parabraunerde-Bildung zusätzlich tonangereichert. Auf Geländekuppen und in Oberhangpositionen entlang der Dellentälchen und sonstigen Geländestufen können allerdings die Böden, in der Regel Parabraunerden, durch die intensive ackerbauliche Nutzung der lößbedeckten Areale so stark abgetragen sein, dass entweder nur stark verkürzte Bodenprofile erhalten sind oder auch der kaum verwitterte Würmlöß bis zur Oberfläche reicht.

Eine Lößbedeckung fehlt auf den würmzeitlichen Niederterrassen und den holozänen Auenterrassen sowie in den spätglazial/holozänen Talauen von Pfatter, Langenerlinger und Gittinger Bach.

Detaillierte Studien zur stratigraphischen Differenzierung der im Dungau verbreiteten Lößdeckschichten und ihrer Paläoböden stammen u.a. von BRUNNACKER (v.a. 1956, 1957, 1964, 1982), SCHELLMANN (1988; ders. 1990), BUCH & ZÖLLER (1990), STRUNK (1990), SCHELLMANN & RADTKE (1993).

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeit der Lößdecke kann stark variieren, wobei generell die jüngere Hochterrasse und die Übergangsterrassen geringere Mächtigkeiten besitzen als die älteren pleistozänen Donauterrassen. Besonders große Lößmächtigkeiten treten am Ostabfall des Niederbayerischen Hügellandes zwischen Alteglofsheim und Hagelstadt auf, wo in dieser Lee-Position über mehrere Kaltzeiten hinweg, mächtige Lößwächten nach Osten ins Donautal vorgebaut wurden.

Im Bereich der Deckenschotter erreichen die Lößdeckschichten nach Schichtverzeichnissen der wenigen aus diesen Arealen vorliegenden Bohrungen ( $n = 8$ ) Mächtigkeiten zwischen 3 bis 11,5 m. Nach den geoelektrischen Untersuchungen von HOMILIUS et al. (1983) treten im Bereich des Älteren Deckenschotter nördlich des Langenerlinger Baches extreme Lößmächtigkeiten von bis zu 19 m auf. Die Lößdecke auf der Älteren Hochterrasse besitzt eine mittlere Mächtigkeiten von 3 bis 4,5 m und maximale Mächtigkeiten von 6 bis 8 m (Abb. 2). Der Würmlöß auf der Jüngeren Hochterrasse ist im Mittel 4,5 bis 7 m mächtig, oft besitzt er aber auch Mächtigkeiten im Bereich von 8 m (Abb. 2). Die Terrassenflächen der ÜT2 tragen eine Würmlößdecke, deren mittlere Mächtigkeit bei 2 bis 3 m liegt, aber auch Mächtigkeiten von 3 bis 4 m erreichen kann. Die Lößmächtigkeiten auf der jüngeren ÜT1 liegen in der Regel unter 1 m.

**Lithologie:** Löß ist ein äolisches Sediment aus karbonathaltigem, schwach feinsandigem Schluff (Silt) mit geringen Tonanteilen, der meist eine gelblich-hellbraune Farbe und Nadelstichporen besitzt. Im Blattgebiet besitzt ein dia- und pedogenetisch wenig veränderter jungwürmzeitlicher Löß im Mittel Kalkgehalte um  $25 \pm 5\%$ , Tongehalte zwischen 12 bis 18 Gew.% und lokal stark wechselnde Feinsandgehalte zwischen 5 bis 20 Gew.% (SCHELLMANN & RADTKE 1993: 110; BUCH & ZÖLLER 1990). Würmzeitlicher Sandlöß und sandstreifiger Löß ist auf den Übergangsterrassen, die nahe zum Auswehungsgebiet der Donau-Niederterrassen liegen, weit verbreitet. Auch der Sandlöß ist primär kalkhaltig, wobei eingeschaltete Sandlagen äolischer oder periglazial-abluativer Genese sein können.

Lößlehm ist eine pedogene oder diagenetische Umbildung des Löß, in der Regel verbunden mit einer Entkalkung und einer Erhöhung des Tonanteils auf teilweise über 40 Gew.%. Neben den oberflächennah anstehenden Lößlehmen, die in der Regel durch spätglazial/holozäne Bodenbildungsprozesse entkalkt und verlehmt wurden (s.o.), sind vor allem ältere, prä-würmzeitliche Lössen oft zu Lößlehm verändert. Dabei sind in mächtigeren Lößstapelungen häufig fossile interglaziale Unterbodenhorizonte ehemaliger pseudovergleyter Parabraunerden und Parabraunerde-Pseudogleye erhalten. Eine reichhaltige Abfolge von mindestens fünf tonangereicherten Unterböden ehemaliger Pseudogley-Parabraunerden, jeweils getrennt durch unterschiedlich mächtige Lößlehme, ist aktuell in der Lößgrube südlich von Alteglofsheim aufgeschlossen. Aus dem etwas weiter südlich gelegenen alten Grubenareal bei Hagelstadt (Blatt Aufhausen) beschreibt STRUNK (1990) sogar bis zu 26 m mächtige quartäre Lößlehme durchzogen von acht interglazialen Bodenhorizonten.

Im Löß treten häufig neben sandigen und/oder schluffigen Fließerden dezimetermächtige Lagen von mm- bis cm-großen Fe-Mn-Konkretionen auf, die im Zuge kaltzeitlicher Denudation (vor allem Ablation) interglazialer Pseudogley-Parabraunerden und Pseudogleye entstanden sind und nahe am Abtragungsort residual angereichert zurückblieben.

**Fazies:** Diese Lößdeckschichten sind äolischer Herkunft, führen aber periglaziale Fließerden, vereinzelte Lagen periglazialer Spülsedimente sowie interstadialer (Nassböden, Verbraunungshorizonten, Humuszonen) und manchmal auch interglazialer (Pseudogley-Parabraunerden bis hin zu sekundären Pseudogleyen) Bodenhorizonte. Letztere sind im Straubinger Becken nach bisheriger Kenntnis nur aus Lößdeckschichten auf den älteren prä-JHT-zeitlichen Geländeoberflächen bekannt (u.a. BRUNNACKER 1956; ders. 1964; LEGER 1965; SCHELLMANN 1990, ders. 2010; STRUNK 1990).

**Alter:** Im Blattgebiet sind bisher von den lößbedeckten Übergangs- und Hochterrassen nur mehrgliedrige früh- bis jungwürmzeitliche Lößablagerungen bekannt, deren unterschiedliche lithologische und pedostratigraphische Differenzierung bei

SCHELLMANN (1988; ders. 1990) und bei BUCH & ZÖLLER (1990) beschrieben sind. Die würmzeitliche Lösssedimentation dauerte nach TL-Datierungen bis mindestens vor ca. 16.000 Jahren an (BUCH & ZÖLLER 1990).

Auf den älteren Deckenschottern und Hochschottern sind unter Würmlößbedeckung auch ältere pleistozäne Lösslehme erhalten. So berichtet BRUNNACKER (1957; ders. 1964) von der inzwischen aufgegeben, teilweise verfüllten Ziegeleigrube bei Köfering, dass dort unter Würmlöß noch ein weiterer durch eine interglaziale Parabraunerde getrennter Lösslehm erhalten war. Wie bereits erwähnt, ist aktuell eine sehr reichhaltige Abfolge von mindestens fünf Interglazialböden, getrennt durch Lösslehme, in der Lehmgrube südlich von Alteglofsheim im Lee des Niederbayerischen Hügellandes aufgeschlossen. Sie umfassen damit mindestens einen Zeitraum seit dem unteren Mittelpleistozän.

### 3.3.3 Flugsand und Dünen

#### *Würm-Spätglazial*

Ausgedehnte, bis zu 300 m breite Flugsanddecken mit durch die ackerbauliche Nutzung stark eingeebneten flachen Dünenkuppen finden sich auf der NT2 zwischen Unterheising und dem Eltheimer Hölzl. Sie wurden bereits von SCHELLMANN (1988; ders. 1990) sowie BUCH (1988) beschrieben und altersmäßig eingestuft. Kleine geringmächtige (bis 0,6 m) Flugsandareale liegen auch auf der NT1 im Mintrachinger Holz und nördlich der Tiefenbrunnenau.

**Mächtigkeit:** In der Regel besitzen die Flugsanddecken Mächtigkeiten von 0,6 bis 1 m, selten von 1,5 m.

**Lithologie:** Korngrößenzusammensetzung und pedogene Überprägungen der Flugsanddecke östlich von Unterheising sind ausführlich bei SCHELLMANN (1988: 189ff.; ders. 1990: 77f.) beschrieben. Danach sind die Flugsande lithologisch und pedologisch dort manchmal zweigeteilt in:

- einen liegenden Flugsand I, der einer Steinsohle aus zahlreichen Windkantern aufliegt und von einer Bänder-Parabraunerde mit abschließendem bis zu 15 cm mächtigen humosen Oberboden (fAh) überprägt ist und relativ hohe, pedogen bedingte Pelitgehalte (bis zu 45 bis 55 Gew.%) besitzt;
- einen hangenden Flugsand II, der von einer Braunerde überprägt ist und der gegenüber dem liegenden Flugsand I eine deutliche Kornvergrößerung in Form stark erhöhter Mittelsandanteile (bis zu 50 Gew.%) und extrem geringer Pelitgehalte (unter 20 Gew.%) besitzt.

Die Kornvergrößerung im Flugsand II kann als Ergebnis einer holozänen Reaktivierung des liegenden Flugsand I angesehen werden.

**Alter:** Die Flugsande auf der NT2 wurden während der Jüngerer Tundrenzeit abgelagert und zum Teil im Holozän umgelagert. Das belegen:

1. ein epipaläolithischer Rastplatz nordöstlich von Unterheising, der von den Flugsanden überdeckt war (REISCH 1974);
2. zwei OSL-Datierungen entsprechend alter Flugsande auf der NT2 nordöstlich von Parkstetten mit Feldspataltern von  $13,0 \pm 1,4$  ka in den liegenden und  $7,2 \pm 0,8$  ka in den hangenden, vermutlich im Mesolithikum umgelagerten Flugsanden (SCHELLMANN 2010).

### 3.3.4 Schwemmlöß

*Pleistozän*

Im externen Randbereich der älteren pleistozänen Terrassen sind deren Oberflächen meist durch die Auflagerung von Schwemmlöß um einige Dezimeter und wenige Meter erhöht, der vom angrenzenden Terrassen- bzw. Talhang während der Kaltzeiten unter periglazialen Klimabedingungen wahrscheinlich solifluidal und/oder abluativ erodiert wurde. Eine derartige „Schwemmlößzone“ besitzen vor allem die äußeren Terrassenbereiche der Älteren Hochterrasse (ÄHT) und des Jüngerer Deckenschotter 2 (JD2).

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeiten der Schwemmlößdecken sind unbekannt, dürften aber bis zu wenige Meter erreichen.

**Lithologie und Fazies:** Wahrscheinlich handelt es sich überwiegend um Lößfließerden und Spülsedimente, untergeordnet auch um junge humusreiche Kolluvien. Während erstere durch periglaziale Solifluktion und Ablation entstanden sind, sind die jungen Kolluvien ein Ergebnis von Spüldenudation (Bodenerosion) als Folge intensiver ackerbaulicher Nutzung seit dem Neolithikum.

**Alter:** Würm und vorausgegangene Kaltzeiten nach Entstehung des unterlagernden Terrassenkörpers.

### 3.3.5 Schwemmkegel und Schwemmfächer

*Pleistozän bis Holozän*

Schwemmfächer und Schwemmkegel sind Akkumulationsformen, die in den Kaltzeiten als Folge der plötzlich stark reduzierten Reliefenergie am Ausgang von Dellen- und Dellentälchen auf die dort verbreitete Donauterrasse sedimentiert wurden. Sie wurden in der Karte nur bei klarer morphologischer Erhaltung dargestellt. Allerdings ist davon auszugehen, dass sich periglaziale Fließerden und Spülsedimente am Ausgang der Dellen und Dellentälchen im Untergrund noch weit ins Vorland erstrecken.

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeiten von Schwemmfächer und Schwemmkegel sind sehr verschiedene und auch innerhalb einer Ablagerungsform sehr unterschiedlich. Sie

können nur wenige Dezimeter betragen, aber auch einige Meter Mächtigkeit oder mehr erreichen.

**Lithologie und Fazies:** Die Lithologie von Schwemmfächern und Schwemmkegeln ist neben dem Gefälle vor allem von den Substraten im Einzugsgebiet abhängig. Im Blattgebiet bauen vor allem schluffig-sandige, teilweise schwach kiesführende Substrate die Schwemmfächer und Schwemmkegel auf. Sie entstanden überwiegend durch periglaziale Solifluktion und Ablation.

**Alter:** Die im Blattgebiet verbreiteten Schwemmkegel und Schwemmfächer sind kaltzeitliche Bildungen und spätestens im Würm nach Entstehung der unterlagernden Terrassenkiese abgelagert worden.

### 3.3.6 Polygenetische Talfüllungen, Dellentälchen

*Pleistozän bis Holozän*

Die nicht weiter differenzierten Füllungen der zahlreichen Dellen und Dellentälchen sind als polygenetische Talfüllungen zusammengefasst.

**Mächtigkeit:** Sie können stark schwanken und betragen vermutlich mehrere Meter.

**Lithologie und Fazies:** Die Sedimentfüllungen in den Dellen und Dellentälchen im Blattgebiet bestehen im Liegenden aus kaltzeitlich verlagerten Löß-Fließerden, teilweise mit Sandlagen, die von unterschiedlich mächtigen humosen Kolluvien überdeckt sind. Sie entstanden überwiegend durch periglaziale Solifluktion und Ablation sowie junge Kolluvien als Folge ackerbaulich bedingter Spüldenudation.

**Alter:** Es ist davon auszugehen, dass viele Dellentälchen bereits während der ersten kaltzeitlichen Überprägung eines zuvor von der Donau abgelagerten Terrassenkörpers angelegt wurden und letztmalig in der Würm-Kaltzeit zumindest partiell reaktiviert und neu gestaltet wurden. Insofern sind auf den älteren pleistozänen Donauterrassen die ältesten Dellensysteme und damit auch ältere als würmzeitliche Dellenfüllungen zu erwarten.

Auf den Hochterrassen, wie der ÄHT südwestlich von Neutraubling, reicht die Anlage der dort verbreiteten Dellentälchen nach SCHELLMANN (u.a. 1990: 67f.) bis in die beginnende Würm-Kaltzeit zurück. Innerwürmzeitliche Spül- und Solifluktionsphasen bewirkten eine mehrfache Reaktivierung der Dellen. Nach einer längeren spätglazialen bis alt- und mittelholozänen Ruhezeit mit intensiver Bodenbildung (lesivierte Schwarzerden) wurden dort die Dellen seit der Urnenfelderzeit und der damit einsetzenden ackerbaulichen Nutzung erneut aktiviert und in der Folgezeit sukzessive mit über 1 m mächtigen humosen Kolluvien verfüllt. Dabei ist davon auszugehen, dass Erosion und Akkumulation in einem Dellensystem in den Kaltzeiten und ihren Stadien und Interstadien vor allem klimagesteuert sind (u.a. SCHELLMANN 1988;

ders. 1990), während im Holozän mit der ackerbaulichen Nutzung seit dem Neolithikum Aktivitäts- und Ruhephasen der Morphodynamik in den Dellensystemen eher als Ausdruck variierender ackerbaulicher Nutzungsintensitäten und Nutzungsformen anzusehen sind.

### 3.3.7 Jüngere Talböden, Talaue der Nebentäler

#### *Würm-Spätglazial und Holozän*

Die Talfüllungen der Pfatter, des Langenerlanger und des Gütinger Baches bestehen aus unterschiedlich alten Hochflutsedimenten, die von Bachsedimenten weitgehend unbekannter Mächtigkeit und Ausprägung unterlagert werden.

**Mächtigkeit:** Im Talboden der Pfatter wurden bei Baugrundbohrungen für die Pfatterbrücke über die B15 über 6 m mächtigen Terrassenkiesen der älteren Hochterrasse 4,3 bis 4,9 m mächtige sandige Schluffe und sandige Lehme angetroffen, die aufgrund ihrer organischen Lagen vermutlich würm-spätglaziale und holozäne Ablagerungen der Pfatter darstellen. Im Talboden des Gütinger Baches bei Oberehring sind unter den dort etwa 1,8 m mächtigen Auelehmen noch bis in etwa 3 bis 3,5 m Tiefe holzführende sandige und kiesführende Bachsedimente verbreitet, die ca. 5 m mächtigen Terrassenkiesen der ÄHT aufliegen (Kap. 6: B7). Die Einlagerung von Holzfragmenten weist auf eine holozäne Ablagerung der Bachsedimente an dieser Lokalität hin.

**Lithologie und Fazies:** Beide sind wegen des Fehlens von Aufschlüssen unbekannt.

**Alter:** Vermutlich handelt es sich überwiegend um spätglaziale und holozäne Ablagerungen.

## 3.4 Holozän

### 3.4.1 Holozäne Donauaue und ihre Mäanderterrassen H1 bis H7

#### *Präboreal bis Ende 19. Jahrhundert*

Die holozäne Donauaue im nordöstlichen Blattgebiet ist von der Höhenlage ihrer Oberflächen und den Tiefenlagen der Quartärbasis deutlich und zwar um mehrere Meter von den angrenzenden Niederterrassen abgesetzt (Abb. 6; Beilage 1, Beilage 2). Im extremen Überflutungsbereich der Donau gelegen, besitzt sie mehrere Meter mächtige Auensedimentdecken und deren Auenböden in Form von jungen Auenpararendzinen auf jungen Hochflutablagerungen bis hin zu Auenbraunerden im Bereich der höheren und älteren Auenflächen geprägt (BUCH 1988; SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Auengleye und Auentchernoseme („Feuchtschwarzerden“) dominieren dagegen in den feuchteren Standorten der Aurinnen und verlandeten „Paläo-Flussarmen“. Im Blattgebiet sind innerhalb der Donauaue mindestens sieben unterschiedlich alte Mäanderterrassen, die H1 (H = Holozän) bis H7-Terrassen erhalten. Als Reihenterrassen besitzen sie eine ähnliche Höhenlage ihrer Oberflächen. Sie sind im Zuge lateraler Flussbettverlagerungen der Donau entstanden sind. Die

jüngsten H5- bis H7-Terrassen erstrecken sich in der Nähe des aktuellen Donaulaufes, die älteren H1- bis H4-Mäanderterrassen mehr im Zentrum und am Außenrand der Donauaue.

**Mächtigkeit:** In der Donauaue erreicht die vor allem im frühen und mittleren Holozän von einer mäandrierenden Donau und ihren Kolken ausgeformte Quartärbasis ihre größte Tiefenlage im Tal, tiefer als in allen pleistozänen Donauterrassen. Dadurch besitzen die holozänen Mäanderterrassen, von den jungholozänen H5- bis H7-Terrassen abgesehen (Abb. 6), eine relativ große Vertikalerstreckung. Im Allgemeinen tragen die im Blattgebiet verbreiteten Holozänterrassen eine 2 bis 4 m mächtige Auensedimentdecke, wobei feinklastische Verfüllungen einzelner Altarme und Aurinnen bis zu 9,2 m unter die Geländeoberfläche hinabreichen können. Unter den Auensedimenten folgt dann bis zur Quartärbasis ein im Mittel 7 bis 10 m mächtiger sandiger Kieskörper, der am Top häufiger in Flusssande übergeht.

**Lithologie und Fazies:** Die Auenfazies besteht in der Regel aus einer liegenden sandstreifigen Aurinnenfazies, die zum Hangenden in schluffige, teilweise auch feinsandige Auelehme übergeht. Die Kalkgehalte der Auelehme liegen in der Eltheimer Aue in einer Größenordnung von 25 bis 32% (BUCH 1988: Profil Min 98). Die im Liegenden der überwiegend vertikal aufgehöhten Hochflutsedimente verbreiteten Donaukiese dürften ein ähnliche großbogige Schrägschichtung und vertikale Kornverfeinerung besitzen, wie sie für L-Schotter *sensu* SCHIRMER (1983) charakteristisch ist und weiter donauabwärts beim Bau der Staustufe Straubing aufgeschlossen waren (SCHELLMANN 1990: 86ff.). Diese kiesigen Flussbettsedimente wurden im Laufe lateraler Flussbettverlagerungen sedimentiert und anschließend durch Hochwässer mit feinklastischen Hochwassersedimenten überdeckt.

**Alter:** Die holozänen Donauterrassen umfassen in der Talgeschichte einen Bildungszeitraum vom Beginn des Holozäns bis zur ersten umfassenden Donaukorrektur in der zweiten Hälfte des 19. und zu Beginn des 20. Jahrhunderts (u.a. SCHELLMANN 1990; ders. 2010). Dabei entstanden:

- die älteste H1-Terrasse im Zeitraum frühes Präboreal bis ausgehendes Boreal,
- die H2-Terrasse im Atlantikum,
- die H3-Terrasse im Subboreal,
- die H4-Terrasse in der Eisen-/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.

Der Ausbau der jüngsten Auenstufe, der H7-Terrasse, kann teilweise in historischen Karten nachvollzogen werden.

### 3.4.2 Paläomäander

#### *Holozän, jüngster Donaulauf in einer Mäanderterrasse*

Die holozänen Donauauen bestehen aus Mäanderterrassen, also aus fluvialen Anschüttungskörpern, die durch laterale Verlagerungen des Flussbettes entstanden sind. Im Zuge dieser Verlagerungen kam es häufig zur Ausbildung großer Mäanderbögen, deren Mäanderhals bei Flusslaufverkürzungen durchbrochen wurde. Dadurch wurde das innerhalb des Mäanderbogens erhaltene Donaubett zum Altarm, der nach und nach mit Hochflutsedimenten verfüllt wurde und so verlandete. In vielen Mäanderbögen sind diese mehr oder minder verlandeten Paläomäander der Donau noch heute erhalten und bilden eine markante morphologisch-geologische Tiefenzone.

**Mächtigkeit:** Die feinklastischen, z.T. torfigen und/oder anmoorigen Sedimentfüllungen sind meist mehrere Meter mächtig.

**Lithologie und Fazies:** Im basalen Bereich sind vor allem sandstreifige Hochflutsedimente („Aurinnensedimente“) verbreitet, die zum Hangenden meistens in sehr tonreiche Auelehme übergehen (Kap. 6: B14). Insgesamt handelt es sich bei den Füllungen der Paläomäander um Hochwasserablagerungen.

**Alter:** Ein Paläomäander markiert in diesem Donautalschnitt in der Regel das finale Bildungsstadium der zugehörigen Mäanderterrasse, so dass die Datierung des Beginns seiner feinklastischen Verfüllung ein Mindestalter für die Bildungszeit der zugehörigen Mäanderterrasse liefert (u.a. SCHELLMANN 1990; ders. 2010).

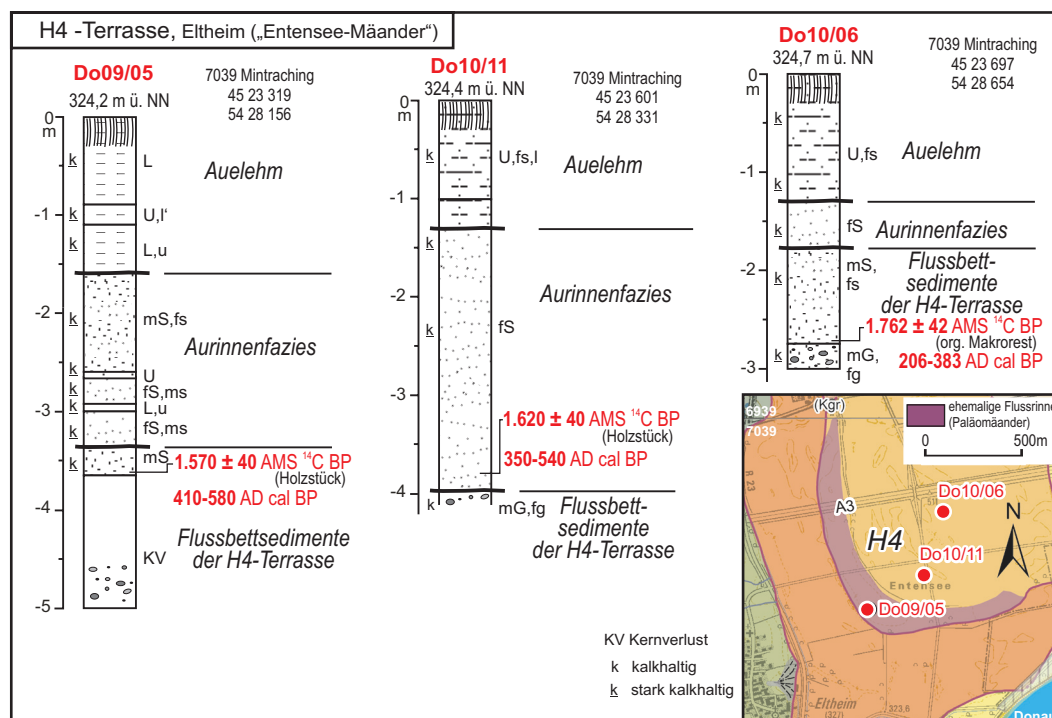


Abb. 8:  $^{14}\text{C}$ -Alter organischer Makroreste aus den obersten Flusssanden des H4-Mäanderbogens in der Flur „Entensee“ mit Profilschnitt ( $^{14}\text{C}$ -Alter in Tab. 2, Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

Tab. 2: <sup>14</sup>C-Datierungen auf dem Blatt 7039 Mintraching. Zur Lage der Proben siehe Abb. 8.

Proben Nr.	Terrasse	Probe	Hochwert	Rechtswert	<sup>14</sup> C BP	±	cal BP (2 Sigma)	δ <sup>13</sup> C	Labor Nr.
H4 -Terrasse der Donau, NE' Eltheim (Flur "Entensee")									
Do 09/5_361	H4	Holzstück	4523319	5428156	1570	40	410-580 AD (95%)	-25,1	Beta 266115
Do10/11-380	H4	Holzstück	4523601	5428331	1620	40	350-540 AD	-28,5	Beta 287525
Do10/06	H4	Makroreste	4523697	5428654	1762	42	206-383 AD (83,1%)	-29,6	Erl-16044
cal BP: kalibriert mit Calib Rev 7.0.2 (IntCal13), 2 sigma und >95% Wahrscheinlichkeit									

Im Blattgebiet ist in der Flur „Entensee“ (H4-Terrasse) ein römerzeitlicher Paläomäander der Donau erhalten (Abb. 8). Dieser ehemalige Altarm wurde am Ende der römischen Kaiserzeit zwischen ca. 206 bis 580 n. Chr. von der Donau ausgebaut und anschließend verlassen. Das belegen <sup>14</sup>C-Datierungen von zwei Holzstücken und eines organischen Makrorestes von der Basis der Aurinnensande und aus den obersten H4-Flusssanden (Abb. 8; Kap. 6: B14 bis B16) mit Altern zwischen 1.570 ± 40 und 1.762 ± 42 <sup>14</sup>C-Jahren BP (Tab. 2: kalibrierte Alter zwischen 206 bis 580 AD).

### 3.4.3 Anmoor

#### *Spätglazial, Holozän*

Größere Anmoorgebiete, teilweise auch geringmächtige Niedermoore erstrecken sich im Donautal vor allem in der Randsenke und den Paläoflussarmen der Niederterrassen bei Harting, im Eltheimer Hölzl, zwischen Mintraching und Taimering sowie in der Randsenke der NT3 am nordöstlichen Blattrand. Kleinräumig sind fossile schwarze Anmoore im Pfattertal nördlich von Köfering, auf der ÄHT westlich von Aukofen im Bereich des Erl- und Riedgrabens sowie unter jüngeren Auelehmen in Aurinnen auf der H1- und H2-Terrasse bei Eltheim verbreitet. Letztere sind in der Karte nicht dargestellt.

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeiten anmooriger Füllungen können mehr als 1 m erreichen, wobei die einzelnen Anmoor-Horizonte (Aa, fAa) meist nur ca. 15 bis 30 cm mächtig sind.

**Lithologie:** Anmoore bestehen in der Regel aus einem Gemisch von Mineralboden und 15-30 Masse-% stark organischer Substanz. Bereichsweise sind sie aber auch das Abbauprodukt von Torfen.

**Alter:** Spätglazial bis Holozän.

### 3.4.4 Künstlich verändertes Gelände

#### *Jungholozän, Industriezeitalter*

Künstliche Aufschüttungen und stark veränderte Areale wurden dann als eigene Kartiereinheit ausgewiesen, sobald größere Flächen in größeren Ausmaßen davon betroffen waren. Weitere anthropogene Veränderungen, z.B. durch Siedlungstätigkeiten oder Verkehrswegebau, gehen meistens aus den topographischen Signaturen hervor.

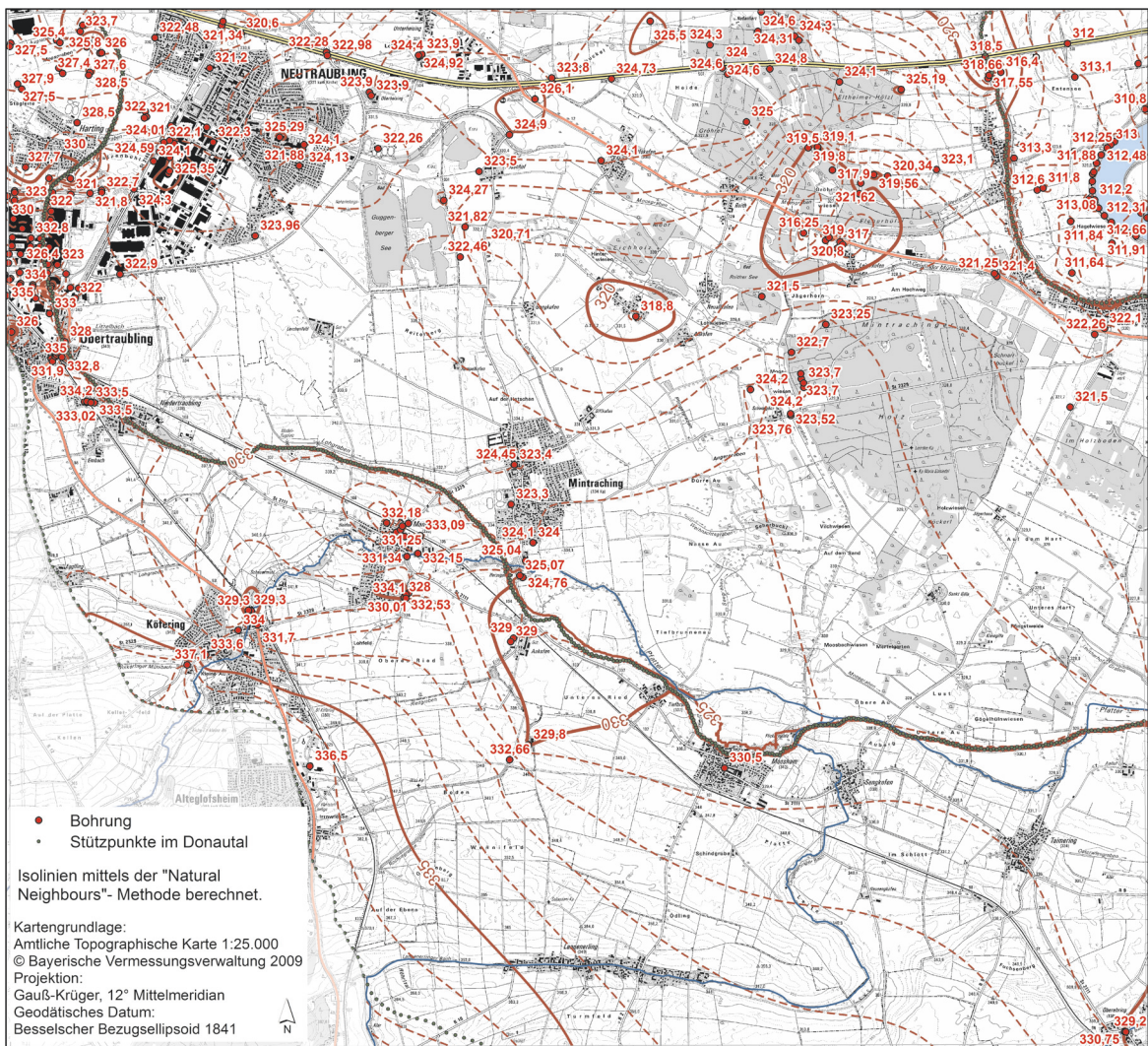


Abb. 9: Tiefenlage (m ü. NN) der Quartärbasis auf Blatt Mintraching berechnet unter Verwendung von Stützpunkten (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

#### 4. Quartärbasiskarte

Die Quartärbasiskarten (Abb. 9, Abb. 10) basieren auf Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt (LfU). Weitere Schichtenverzeichnisse von Bohrungen wurden dankenswerterweise von folgenden weiteren Ämtern und Firmen zur Verfügung gestellt: den Wasserwirtschaftsämtern Regensburg, Landshut und Kehlheim, dem Staatlichen Bauamt Regensburg, den Landratsämtern Kehlheim und Regensburg, der Autobahndirektion Süd, der Rhein-Main-Donau-AG sowie diversen Ingenieurbüros (u.a. IFB Eigenschenk in Deggendorf, Celler Brunnenbau, Terrasond GmbH & Co KG in Günzburg-Delfingen, E + M Brunnenbau und Bohrtechnik in Hof). Die Auswertungen der Schichtenverzeichnisse sowie die Ergebnisse eigener Sondierungen sind beim LfU hinterlegt.

Aus den Schichtenverzeichnissen wurde die Quartärbasis bestimmt und in einem Geographischen Informationssystem (ArcMap 9.2) unter Verwendung des „natural-

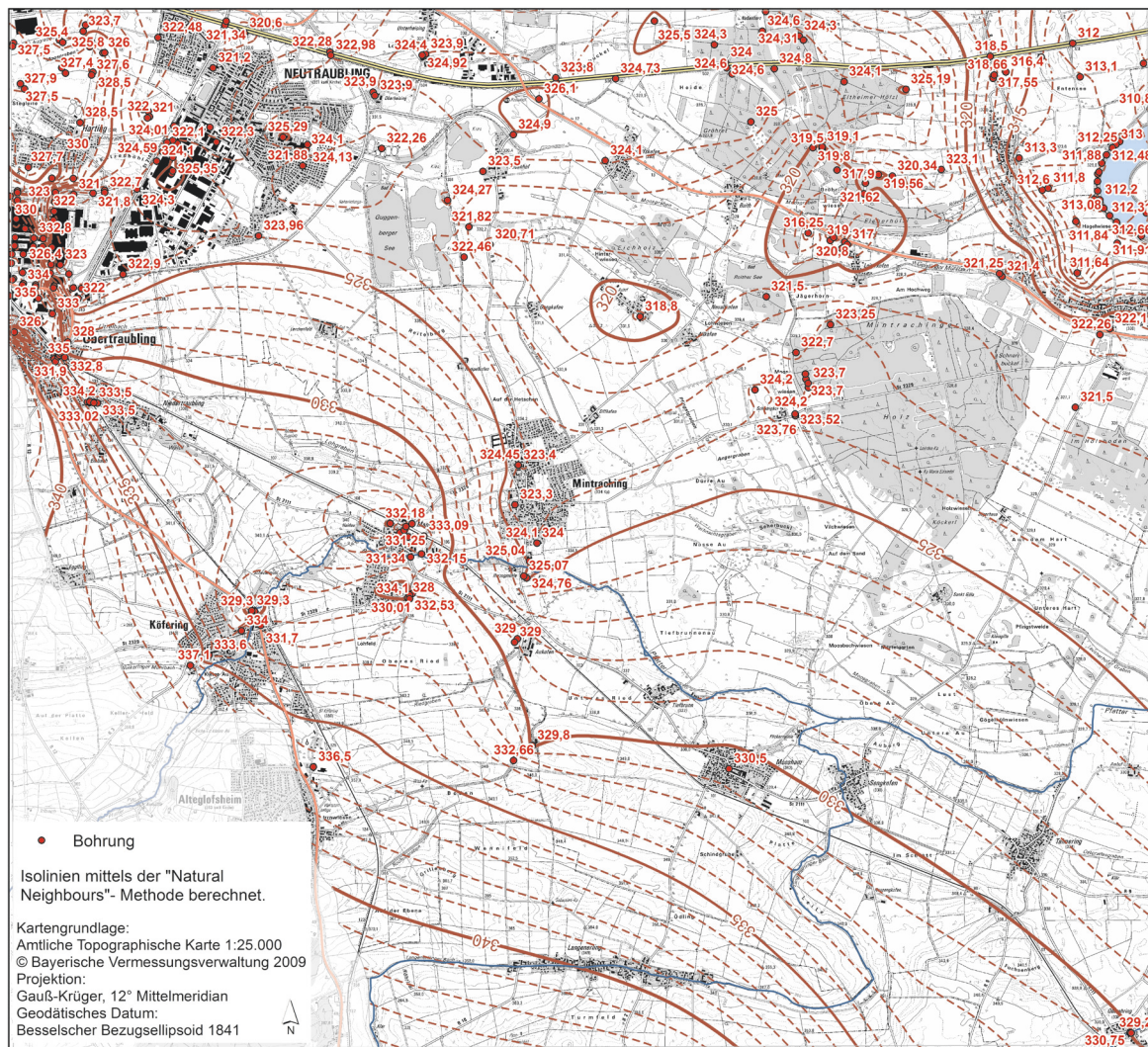


Abb. 10: Tiefenlage (m ü. NN) der Quartärbasis auf Blatt Mintraching berechnet ohne Verwendung von Stützpunkten (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

*neighbor*-Interpolationsverfahren“ ein flächendeckendes Modell der Quartärbasis errechnet. Zum methodischen Vorgehen sei auf SCHELLMANN & GEBHARDT (2010) verwiesen. Stützpunktreihen wurden am Außenrand der JHT-Tiefenrinne zu den südlich angrenzenden älteren Pleistozänterrassen sowie am Außenrand der holozänen Donauaue gelegt (Abb. 9), um die Isolinen der Tiefenlage der Quartärbasis an diesen bedeutenden Grenzen enden zu lassen. Zusätzlich zeigt Abb. 10 ein Quartärbasismodell ohne Verwendung von Stützpunktreihen.

Beide Modelle zeigen die tiefste Lage der Quartärbasis im Blattgebiet im Bereich der holozänen Donauaue bei etwa  $312 \pm 1$  m ü. NN. Mehrere Meter höher liegt sie dann in den südlich und westlich angrenzenden Niederterrassenfluren. Innerhalb der JHT-Tiefenrinne liegt sie bei Harting 321 bis 324 m ü. NN und nimmt talabwärts südlich von Eltheim auf ca. 316 bis 321 m ü. NN ab. Außerhalb der JHT-Tiefenrinne liegt sie bei Harting in ca.  $327 \pm 1$  m ü. NN und am östlich Blattrand südlich von Geißling bei etwa 322 m ü. NN. Zum südwestlichen und südlichen Talrand hin steigt die

Quartärbasis dann erneut sprunghaft um mehrere Meter an. Sie liegt am westlichen Talrand zwischen Neutraubling und Köfering zwischen 330 und 335 m ü. NN, wobei eine höhere Quartärbasis häufig bei Unterlagerung durch erosionswiderständigere Kreidsandsteine, eine tiefere Quartärbasis häufig bei Unterlagerung durch miozäne Tone oder kreidezeitliche Mergel auftritt (SCHELLMANN 1988). Talabwärts sinkt die Quartärbasis dann bis zum östlichen Blattrand auf ca. 329 bis 330 m ü. NN ab.

## 5. Geologische Aufschlüsse

Im folgenden Abschnitt werden Aufschlüsse genannt, die nicht als Abbildungen im Text dokumentiert sind. Dabei handelt es sich um gut zugängliche, derzeit in Abbau befindliche sowie um teilweise aufgelassene Gruben. Vor dem Betreten der Grube sollte der Besitzer um seine Erlaubnis gefragt werden.

A1 „Kiesgrube, E' Guggenberger See“

Lage: R 451722, H 542693; Ansatzhöhe 330,50 m ü. NN

Niederterrasse 1 (NT1)

Geologisches Profil (Aufnahme: G. SCHELLMANN 2009):

- Holozän: rötlichbraune Parabraunerde
  - 0,3 m humoser gepflügter Oberboden (Ap)
  - 1,10 m tonangereicherter rötlichbrauner Unterboden (Bt)
  - Würm-Spätglazial
  - 0,3 m Schwemmlöß von der südlich angrenzenden ÜT1: Schluff, feinsandig einzelne Kiese, humos, entkalkt, dbr (Ap)
  - Würm-Hochglazial
  - Horizontalgeschichtete Terrassenkiese der NT1:
  - 1,10 m Mittelkies, grobkiesig, stark lehmig, Tonbeläge auf den Schotterbetten, rötlichbraun, entkalkt (Bt)
  - 1, 50 m Mittelkies (zahlreiche Malmkalke), schwach grobkiesig, stark mittelsandig, stark kalkhaltig
  - 1,70 m Wechsellagerung von Feinkies, mittelkiesig, schwach grobsandig und Mittelsand, schwach grobsandig, grau, stark kalkhaltig
  - 1,80 m Grobkies (zahlreiche Malmkalke), mittelkiesig, grobsandig, grau, stark kalkhaltig
- Versturz bis zum Grundwasserspiegel bei ca. -2,2 m unter Oberfläche;  
 Quartärbasis nach Bohrungen in der Umgebung bei ca. 322 m ü. NN.

A2 „Kiesgrube, W' Leiterkofen“

Lage: R 452113, H 542660; Ansatzhöhe 328,2 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: G. SCHELLMANN 2009):

Niederterrasse 2 (NT1)

- Holozän: rötlichbraune Parabraunerde
  - 0,3 m: humoser gepflügter Oberboden (Ap)
  - 0,8 bis -1,0 m: tonangereicherter rötlichbrauner Unterboden (Bt) an der Basis mit cm-starken Almlagen und -linsen
  - Würm – Ältere Dryas
  - 0,30 m Oberboden: Lehm, schluffig, feinsandig, humos, dunkelbraun, entkalkt (Ap)
  - NT2-Flussbettsedimente:
  - 0,90 m Feinsand, schluffig, lehmig, rötlichbraun, entkalkt (Bt)
  - 1,20 m Wechsellagerung von Feinsandlagen und Mittelkies, feinkiesig, mittelsandig, zahlreiche pedogene Kalkausfällungen, hellgrau
  - 2,20 m horizontalgeschichtete Grobkiese, stark mittelkiesig, mittelsandig, mit vereinzelt Sandlinsen, kalkhaltig, hellgrau
- Versturz bis zum Grundwasserspiegel bei ca. -2,40 m u. Geländeoberfläche  
 Quartärbasis liegt nach Bohrungen in der näheren Umgebung in ca. 319 m ü. NN.

## 6. Bohrungen

Im Gebiet des Gradabteilungsblattes Mintraching sind im Laufe der vergangenen Jahrzehnte eine große Anzahl von Bohrungen u.a. im Rahmen von Brunnen- und Pegelbohrungen, Baugrund- und Lagerstättenerkundungen und in jüngerer Zeit verstärkt geothermischen Erkundungen durchgeführt worden, die in der zentralen Datenbank, dem Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umweltschutz gespeichert sind. Die hier vorgenommenen Auswertungen der Schichtenverzeichnissen von Bohrungen sowie die Ergebnisse eigener Sondierungen sind mit dem Projektabschluss im Frühjahr 2010 beim LfU hinterlegt worden. Die FID, die BIS-Bohrnummer (7039BG..) bzw. die Sondierungsnummern (7039 Do Nr.) sind in der vom Verfasser beim LfU hinterlegten Bohrdatenbank aufgeführt.

Im Folgenden werden die Bohrungen aufgeführt, die in der Erläuterung genannt werden. Der Übersichtlichkeit halber werden die Bohrprofile nur stärker generalisiert wiedergegeben.

### **B1, FID\_3075, 7139/Triftlfing 105/0: südwestlich von Triftlfing**

Lage: R 4519657, H 5416365; Ansatzhöhe: 357 m ü. NN

Hochschotter (HS)

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELMANN):

	Pleistozän
-5,00 m	Lößlehm: Schluff, tonig, hellbraun
-9,00 m	Terrassenkiese: Mittelkies, schwach tonig, hellbraun
-10,00 m	Tertiär/Quartär? (Lößlehm?): Schluff, tonig, gelb
-12,00 m	Tertiär/Quartär? (Terrassenkies?): Mittelkies, tonig, hellbraun-bunt
-60,00 m	Tertiär: Ton und Feinsand, z.T. kiesführend

### **B2, FID\_1035, 7039BG00048, Alteglofsheim**

Lage: R 4515440, H 5420990; Ansatzhöhe: 357,5 m ü. NN

Älterer Deckenschotter (ÄD)

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELMANN):

	Pleistozän
-11,00 m	Lößdeckschichten: Schluff, tonig, hellbraun
-21,00 m	Terrassenkiese: Grobkies, sandig, z. T. schluffig, graubraun
	Tertiär, Molasse
-83,50 m	Schluff, tonig, grau
	Oberkreide
-160,00 m	Wechsellagerung von Sandsteinen und Siltsteinen, grüngrau bis blaugrau

### **B3, FID\_1226, 7039BG015188, südlich Regensburg-Harting, BMW-Werksgelände**

Lage: R 4512264, H 5427176; Ansatzhöhe: 337,45 m ü. NN

Hartinger Schichten überlagert von Älterer Hochterrasse (ÄHT)

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELMANN):

	Würm
-3,40 m	Lößlehm: Schluff, tonig, hellbraungrau, kalkhaltig
-4,30 m	Dellenfüllung: Wechsellagerung Schluff tonig und Mittelsand, tonig sowie Ton, schluffig
	Pleistozän
-5,00 m	Terrassenkiese der ÄHT: Feinkies, mittelkiesig, grau
	Hartinger Schichten:
-5,50 m	Torf, schluffig, dunkelgraubraun bis schwarz
-6,10 m	Ton, schluffig, schwach kiesig, schwach organisch, dunkelbraun bis dunkelgrau
-6,80 m	Kies, stark schluffig mit Kalkbrocken

- Oberkreide (?)  
 -15,00 m Tone und Mergel, graugrün bis grünweiß

**B4, FID\_574, 7039\_316a, südlich Regensburg-Harting, BMW-Werksgeleände**

Lage: R 4512184, H 5427119; Ansatzhöhe: 338,39 m ü. NN

Hartinger Schichten überlagert von Älterer Hochterrasse (ÄHT)

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN):

- Würm  
 -2,80 m Lößlehm: Schluff, tonig und Ton, schluffig  
 -4,60 m Dellenfüllung: Wechsellagerung Ton, stark sandig und Ton, schwach sandig  
 Pleistozän  
 -5,90 m Terrassensande: Sand, schwach kiesig und Mittelsand, schluffig  
 Hartinger Schichten:  
 -6,00 m Torf, tonig, grau bis schwarz  
 -6,40 m Ton, schwach sandig, dunkelgrau  
 -8,00 m Ton, stark sandig, dunkelgrau  
 -8,40 m Ton, stark kiesig, sandig, stark karbonatisch  
 Oberkreide  
 -13,60 m Sandsteine, zum Liegenden schwach karbonatisch, blaugrün

**B5, FID\_1022, 7039BG000035, östlich von Köfering und ca. 1 km südlich von Aukofen**

Lage: R 4517790, H 5421220; Ansatzhöhe: 340 m ü. NN

Jüngerer Deckenschotter 1 (JD1)

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN sowie UNGER 1985):

- Pleistozän  
 -3,80 m Lößlehm: Ton und Schluff, grau  
 -10,20 m Terrassenkiese: Grobkies und Sand  
 -88,00 m Miozän (UNGER 1985)  
 -252,50 m Oberkreide (UNGER 1985)  
 -400,00 m Malm (UNGER 1985)

**B6, FID\_1025, 7039 BG000038, Köfering**

Lage: R 4514320, H 5422190; Ansatzhöhe: 345 m ü. NN

Jüngerer Deckenschotter 2 (JD2)

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN):

- 0,40 m künstliche Auffüllung  
 Pleistozän  
 -5,00 m Löß: Schluff, gelbbraun  
 -11,40 m Terrassensande: Sand, grau  
 Tertiär (?)  
 -76, 80 m Schluff, gelb bis graublau  
 Oberkreide  
 -90,00 m Sandstein, grau

**B7, FID1\_623, BK 720402, Oberehring**

Lage: R 4524217, H 5418135; Ansatzhöhe: 337,8 m ü. NN

Ältere Hochterrasse (ÄHT)

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN):

- 1,50 m künstliche Auffüllung  
 Holozän/Würm-Spätglazial  
 -3,50 m Talfüllung des Gütinger Baches:  
 -1,80 m Schluff, tonig, Holzreste (Auelehm)  
 -3,00 m Schluff, sandig, Holzreste (Bachsedimente)  
 -3,50 m Schluff, sandig, kiesig (Bachsedimente)  
 Pleistozän  
 -8,50 m Terrassenkiese: sandiger Kies und kiesiger Sand mit Lehmlage bei -7,2 bis -7,8 m  
 Tertiär, Molasse  
 -15,00 m Wechsellagerung aus Ton und Schluff

**B8, FID\_837, 7039 Neutraubling 1245/2**

Lage: R 4513397, H 5426280; Ansatzhöhe: 338 m ü. NN

Jüngere Hochterrasse (JHT)

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN):

- 1,10 m Auffüllung  
Pleistozän
- 5,90 m Lößdeckschichten
- 15,10 m Terrassenkiese:
  - 10,00 m Fein- bis Mittelkies, stark sandig, braun
  - 12,20 m Fein- bis Grobsand, schwach grobkiesig, braun
  - 15,10 m Fein- bis Grobkies, sandig, braun
- Tertiär, Molasse
- 16,00 m Ton, fest, dunkelgrau bis schwarzgrau

**B9, FID\_808, 7039 Mintraching 776/0\_E, Mintraching**

Lage: R 4517605, H 5423806; Ansatzhöhe: 333 m ü. NN

Übergangsterrasse 1 (ÜT1)

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN):

- Pleistozän
- 1,50 m Sandlöß: Feinsand, schluffig braun
- 9,70 m Terrassenkiese: überwiegend Kies, sandig, z.T. steinig, grau
- Tertiär, Molasse
- 12,00 m Ton, schluffig, feinsandig, sehr fest, dunkelgrau

**B10, FID\_930, 7039 Rosenhof 1156/4, Rosenhof, Siedlung Auhof**

Lage: R 4518946, H 5425826; Ansatzhöhe: 330,8 m ü. NN

Niederterrasse 1 (NT1)

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN):

- Pleistozän (Würm-Hochglazial)
- 12,00 m Terrassenkiese: Mittelkies, feinkiesig, schwach sandig bis sandig
- Tertiär, Molasse
- 20,00 m Schluff, tonig, schwach feinsandig

**B11, FID\_1014, 7039 BG00027, östlich vom Mooshof, Eltheimer Hölzl**

Lage: R 4521060, H 5427400; Ansatzhöhe: 327,5 m ü. NN

Niederterrasse 2 (NT2)

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN):

- Pleistozän (Würm, frühes Spätglazial)
- 2,10 m Terrassensande, am Top kiesig
- 9,60 m Terrassenkiese
- Braunkohlentertiär (Miozän)
- 10,00 m Braunkohle

**B12, FID\_1013, 7039 BG00026, östlich vom Mooshof, Eltheimer Hölzl**

Lage: R 4521100, H 5427750; Ansatzhöhe: 327,5 m ü. NN

Niederterrasse 2 (NT2)

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN):

- Pleistozän (Würm, frühes Spätglazial)
- 0,70 m Auelehm
- 3,90 m Terrassenkiese
- Tertiär, Molasse
- 5,00 m Ton

**B13, FID\_765, 7039\_KB 47, nordöstlich von Eltheim**

Lage: R 4523590, H 5428760; Ansatzhöhe: 324,84 m ü. NN

Holozäne Donauaue, H 4-Terrasse

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN):

- Holozän
- 2,60 m Auelehm: Schluff, schwach tonig, schwach feinsandig, braun

- 12,75 m Terrassenkiese: Kies, sandig, schwach schluffig, steinig, grau  
Tertiär, Molasse
- 15,00 m Ton, schluffig, feinsandig, braun bis gelbbraun

### Eigene Sondierungen mit <sup>14</sup>C-Altern

**B14**, 7039 Do 09/5: nordöstlich von Eltheim (Entensee), eigene Sondierung

Lage: R 4523319, H 5428156, Ansatzhöhe 324,2 m ü. NN

Holozäne Donauaue, H 4-Terrasse

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Deutung: G. SCHELLMANN)

- 1,60 m Auelehm:
  - 0,90 m Lehm, braun, stark kalkhaltig
  - 1,10 m Schluff, leicht lehmig, hellbraun, stark kalkhaltig
  - 1,60 m Lehm, schluffig, hellbraun, stark kalkhaltig
- 3,35 m Aurinnenfazies:
  - 2,60 m Mittel- und Feinsand, hellgraubraun, stark kalkhaltig
  - 2,65 m Schluff, grau, stark kalkhaltig
  - 2,93 m Fein- und Mittelsand, grau, stark kalkhaltig, org. Makroreste
  - 3,00 m Lehm, schluffig, grau, stark kalkhaltig
  - 3,35 m Fein- und Mittelsand, grau, stark kalkhaltig
- 5,00 m Flussbettsedimente der H4-Terrasse:
  - 3,65 m Mittelsand, grau, stark kalkhaltig,  
Holzstück bei -3,61 m, **Alter: 1.570 ± 40 <sup>14</sup>C BP** (Beta 266115)
  - 5,00 m Kernverlust (vermutlich Kies, beim Abdrehen des Bohrstocks  
deutlich spürbar)

**B15**, 7039 Do 10/6: nordöstlich von Eltheim (Entensee), eigene Sondierung

Lage: R 4523697, H 5428654, Ansatzhöhe 324,7 m ü. NN

Holozäne Donauaue, H 4-Terrasse

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Deutung: G. SCHELLMANN)

- 1,30 m Auelehm:
  - 1,00 m Schluff, feinsandig, hellbraun, stark kalkhaltig
- 1,77 m Aurinnenfazies:
  - 1,77 m Feinsand, hellbraungrau, stark kalkhaltig
- 3,00 m Flussbettsedimente der H4-Terrasse:
  - 2,75 m Mittel- und Feinsand, hellgrau, stark kalkhaltig,  
org. Makrorest bei -2,72 m, **Alter: 1.762 ± 42 <sup>14</sup>C BP** (Erl.16044)
  - 3,00 m Mittel- und Feinkies, sandig, stark kalkhaltig

**B16**, 7039 Do 10/11: nordöstlich von Eltheim (Entensee), eigene Sondierung

Lage: R 4523601, H 5428331, Ansatzhöhe 324,4 m ü. NN

Holozäne Donauaue, H 4-Terrasse

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Deutung: G. SCHELLMANN)

- 1,30 m Auelehm:
  - 1,00 m Schluff, feinsandig, lehmig, hellbraun, stark kalkhaltig
- 3,89 m Aurinnenfazies:
  - 1,55 m Feinsand, gelbbraun, stark kalkhaltig
  - 3,89 m Feinsand, hellgrau, stark kalkhaltig,  
Holzstück bei 3,80 m, **Alter: 1.620 ± 40 <sup>14</sup>C BP** (Beta 267525)
- 3,90 m Flussbettsedimente der H4-Terrasse:
  - 3,90 m Mittel- und Feinkies, kalkhaltig,

### Literatur

BAUBERGER, W., CRAMER, P. & TILLMANN, H. (1969): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6938 Regensburg. – München (GLA).

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.

- 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: 95 S.; 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., KOCI, 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 fluviatile 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. & L. ZÖLLER (1990): Gliederung und Thermolumineszenz-Chronologie der Würmlöss im Raum Regensburg. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 40: 63-84; Hannover.
- ELLWANGER, D., KÖNIGSWALD, W. VON & FEJFAR, O. (1994): Die biostratigraphische Aussage der Arvicolidenfauna vom Uhlenberg bei Dinkelscherben und ihre morpho- und lithostratigraphischen Konsequenzen. – *Münchener Geowiss. Abh.*, A26: 173-191; München.
- 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.
- KUHLEMANN, J. & KEMPF, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. – *Sedimentary Geology*, 152: 45–78; Amsterdam (Elsevier).
- LEGER, M. (1965): Les terrasses du Danube de Regensburg a Pleinting. – *Bull. de l'Association française pour l'Etude 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.
- MANSKE, D.J. (1982): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 164 Regensburg. *Geographische Landesaufnahme 1:200.000; Naturräumliche Gliederung Deutschlands*, Bonn-Bad Godesberg.
- MECKENSTOCK, W. (1914): Morphologische Studien im Gebiet des Donaurandbruches von Neustadt bis Regensburg. – *Inaug. Diss. Berlin*.
- NILLER, H.-P. (1998): Prähistorische Landschaften im Lößgebiet bei Regensburg. Kolluvien, Auenlehme und Böden als Archive der Paläoumwelt. – In: BREUER, T. HEINE, K., HERMES, K., OBST, J. & RINSCHKE, G. (Hrsg.): *Regensburger Geographische Schriften*, 31; Regensburg.

- OSCHMANN, FR. (1958): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7038 Bad Abbach. – München (GLA).
- REISCH, L. (1974): Eine spätjungpaläolithische Freilandstation im Donautal bei Barbing. Ldkr. Regensburg. – Quartär, 25: 53-71; Bonn.
- 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. (1994): Wesentliche Steuerungsmechanismen jungpleistozäner und holozäner Flußdynamik im deutschen Alpenvorland und Mittelgebirgsraum.- In: SCHELLMANN, G. (Hrsg.): Beiträge zur jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im Mittelgebirgsraum und Alpenvorland. – Düsseldorf Geogr. Schr., 34: 123-146; 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. (2010): 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 Geographische Schriften, 24: 1–77; Bamberg.
- SCHELLMANN, G. & GEBHARDT, C. (2010): Ein Quartärbasismodell der Donauterrassen zwischen Pfatter und Straubing. – Bamberger Geographische Schriften, 24: 179–187; Bamberg.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (1993): Bodenbildungen und Schwermetallverteilung im Würmlöß des niederbayerischen Donautales. – Düsseldorf Geogr. Schr., 31: 97-115; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G., IRMLER, R. & SAUER, D. (2010): Zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Alterstellung der Donauterrassen auf Blatt L7141 Straubing. – Bamberger Geographische Schriften, 24: 89–178; Bamberg.
- SCHIRMER, W. (1983): Holozäne Talentwicklung - Methoden und Ergebnisse. – Geol. Jb., A 71: 370 S.; Hannover.
- 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.
- STRUNK, H. (1990): Das Quartärprofil von Hagelstadt im Bayerischen Tertiärhügelland. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 40: 85-96; Hannover.
- 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.
- UNGER, H.J. (1987): Die Bohrung Köfering und Schierling 1 südlich von Regensburg und ihr geologisch-tektonischer Rahmen. – Geol. Jb., A 105: 57-74; Hannover.
- UNGER, H.J. (1999): Zur Geologie im Donautal zwischen Straubing und Pleinting. – Documenta naturae, 128; München.

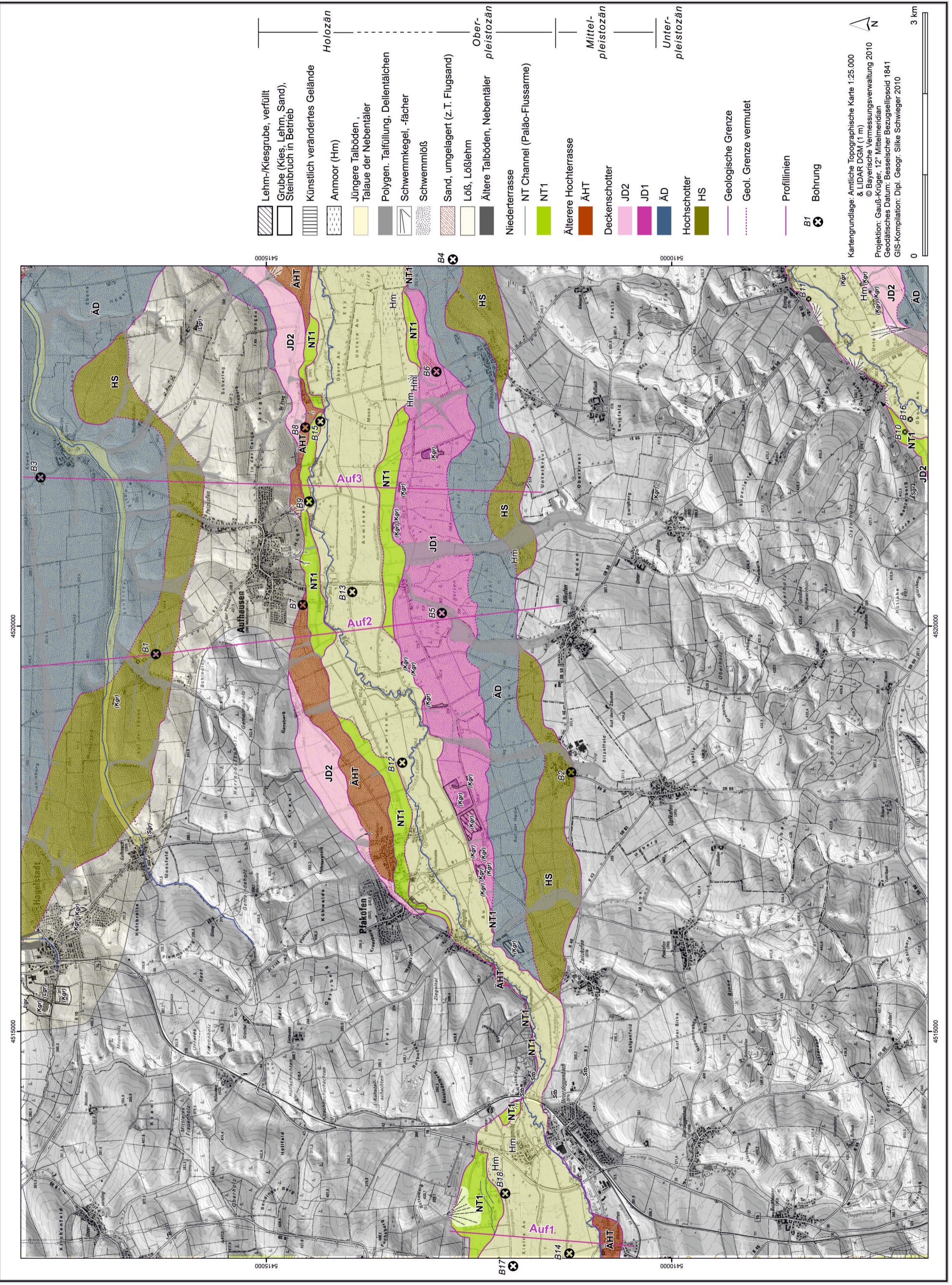
- 
- UNGER, H.J. & DOPPLER, G. (1996): Jüngste tertiäre Ablagerungen im Molassebecken. – BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000: 185-187; München.
- WEBER, K. H. (1978): Geologische Karte von Bayern 1:25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7137 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.
- 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.



# Quartärgeologische Karte 1: 25.000 Blatt Nr. 7139 Aufhausen

7139 AUFHAUSEN

Geologische Aufnahme: GERHARD SCHELLMANN 2008 - 2009

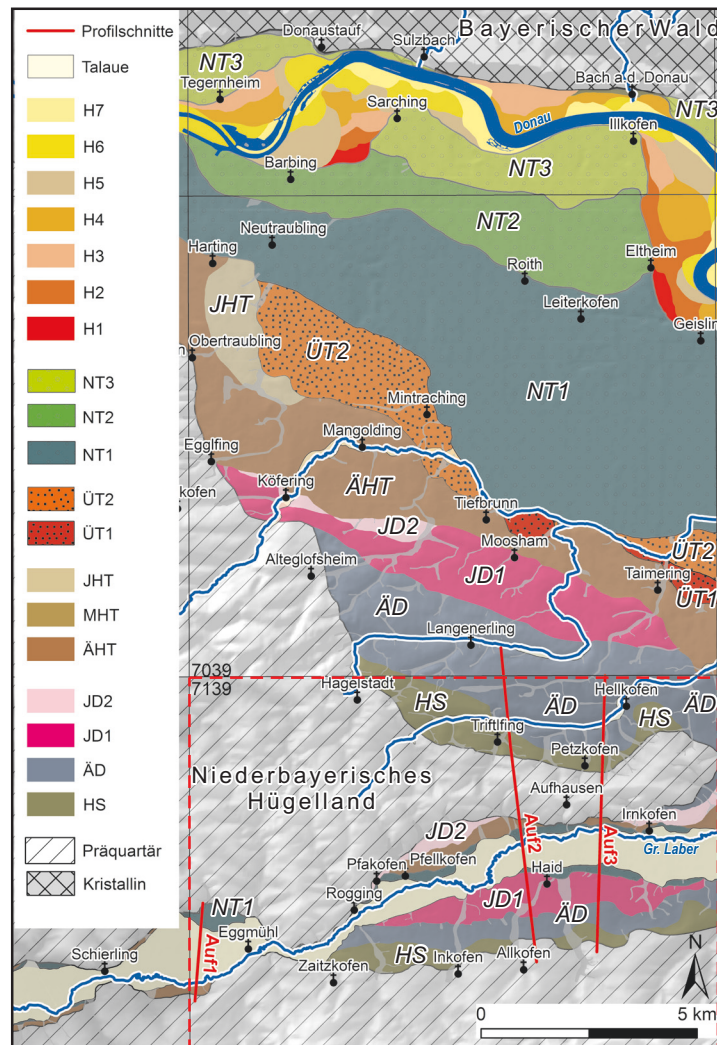


	Lehm-/Kiesgrube, verfüllt
	Grube (Kies, Lehm, Sand), Steinbruch in Betrieb
	Künstlich verändertes Gelände
	Anmoor (Hm)
	Jüngere Talböden, Talaue der Nebentäler
	Polygon. Tafelfüllung, Dellentälchen
	Schwemmkugel, -fächer
	Schwemmiß
	Sand, umgelagert (z.T. Flugsand)
	Löss, Lößlehm
	Ältere Talböden, Nebentäler
	Niederterrasse
	NT Channel (Paläo-Flussarme)
	NT1
	Ältere Hochterrasse
	AHT
	Deckenschotter
	JD2
	JD1
	AD
	Hochschotter
	HS
	Geologische Grenze
	Geol. Grenze vermutet
	Profillinien
	B1
	Bohrung

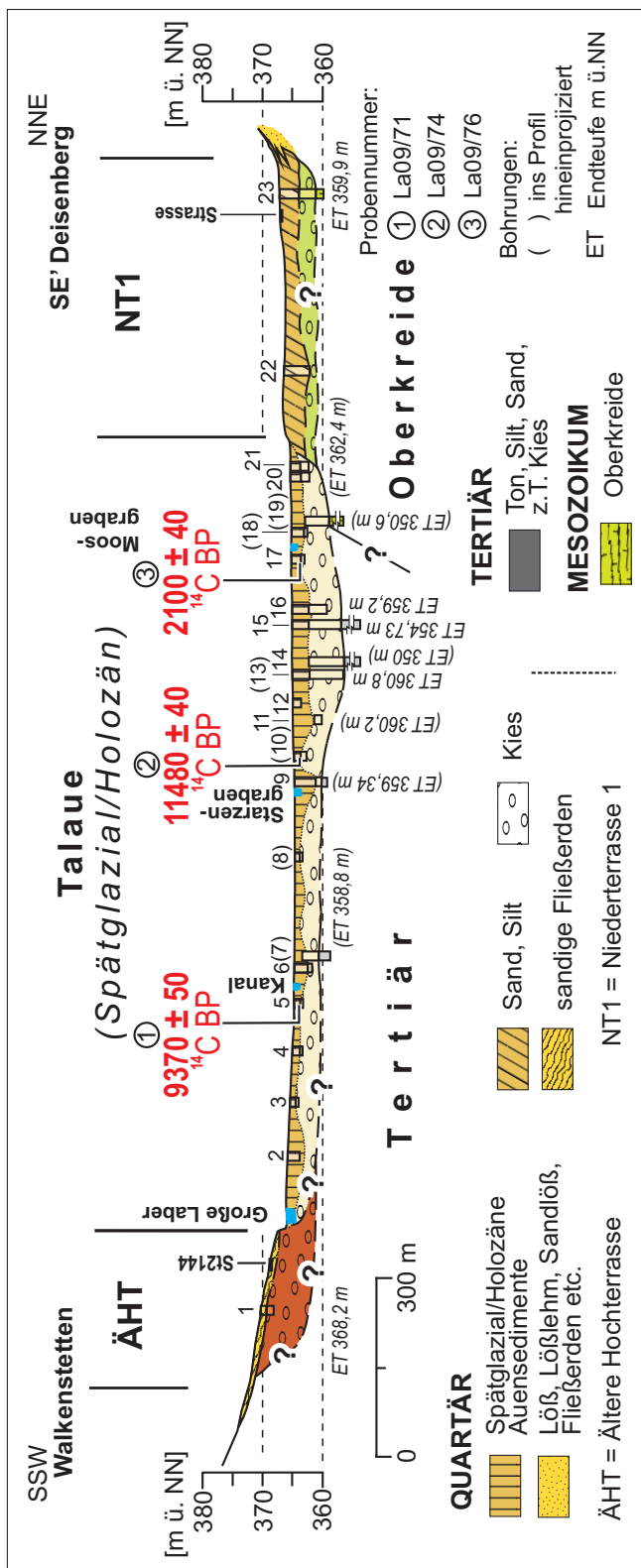
Kartengrundlage: Amtliche Topographische Karte 1:25.000 & LIDAR DGM (1 m)  
 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2010  
 Projektion: Gauß-Krüger, 12° Mittelmeridian  
 Geodätisches Datum: Besselischer Bezugsellipsoid 1841  
 GIS-Kompilation: Dipl. Geogr. Silke Schwieger 2010



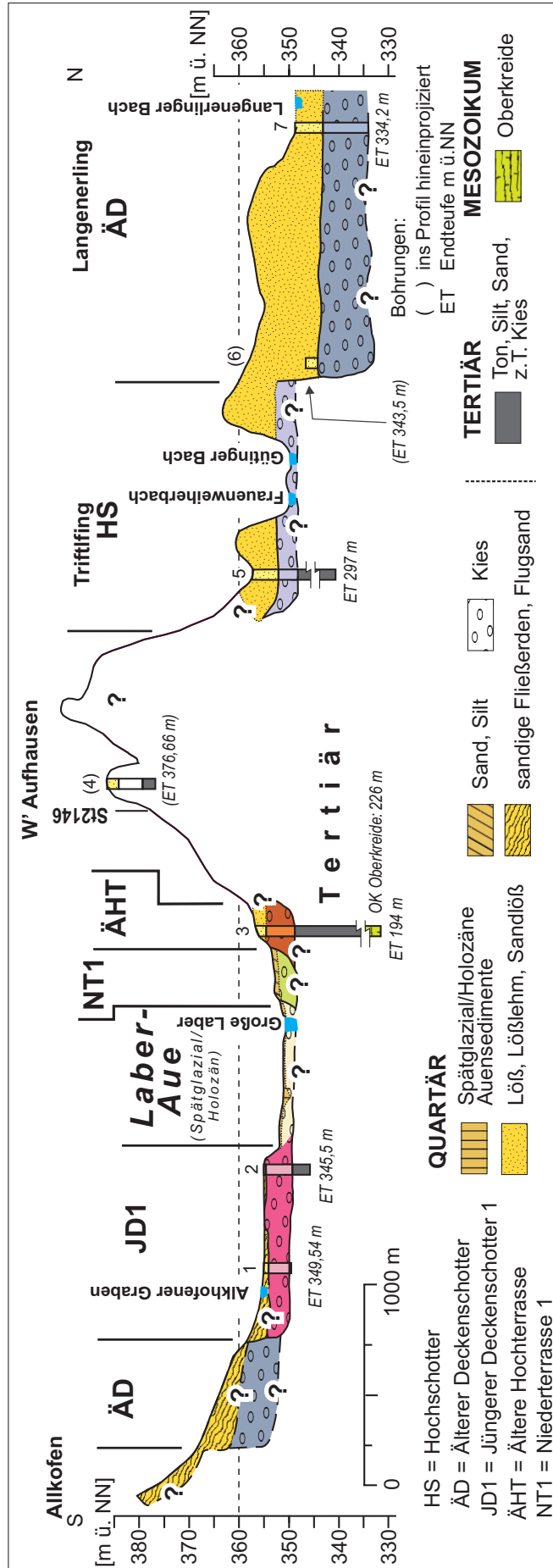




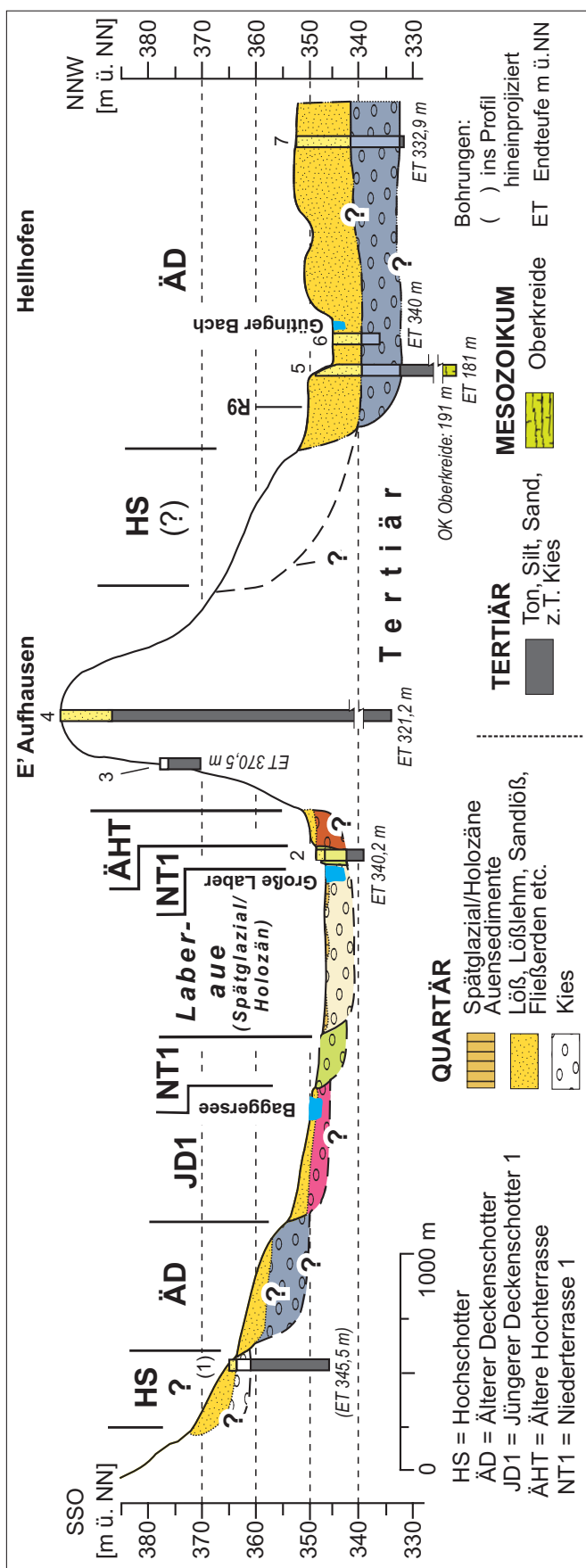
Beilage 1: Geologische Übersichtskarte des Blattgebiets und seiner Umgebung mit Lage der Profilschnitte Auf1, Auf2 und Auf3 im Tal der Großen Laber (Kartengrundlage: Hillshade aus LiDAR DGM (3 m) © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).



Beilage 2: Geologischer Profilschnitt Auf1 vom südlichen Talrand der Großen Läger bei Walkenstetten bis zum nördlichen Talrand etwa 900 m westlich von Kraxenhöfen. Zur Lage des Profils siehe Beilage 1. Die Herkunft der Bohrungen ist in Beilage 5 zusammengestellt.



Beilage 3: Geologischer Profilschnitt Auf2 von Allkofen über Aufhausen und Triffing zum Langenerling Bach. Zur Lage des Profils siehe Beilage 1. Die Herkunft der Bohrungen ist in Beilage 5 zusammengestellt.



Beilage 4: Geologischer Profilschnitt Auf3 vom der südlichen Talseite der Gr. Laber über Aufhausen nach Hellhofen. Zur Lage des Profils siehe Beilage 1. Die Herkunft der Bohrungen ist in Beilage 5 zusammengestellt.

Nr.	TERRASSE	ARCHIV	OBJEKTID	OBJEKTNAME	TK
<b>7139_Auf1</b>					
1	ÄHT	Straßenbauamt Regensburg		BK 88 01 06	7139
2	Holozäne Große Laber Aue		La09/68	Sondierung 68	7139
3	Holozäne Große Laber Aue		La09/69	Sondierung 69	7139
4	Holozäne Große Laber Aue		La09/70	Sondierung 70	7139
5	Holozäne Große Laber Aue		La09/71	Sondierung 71	7139
6	Holozäne Große Laber Aue		La09/72	Sondierung 72	7139
7	Holozäne Große Laber Aue	IFB Eigenschenk Deggendorf		7139_Eggm_RKB6	7139
8	Holozäne Große Laber Aue		La09/73	Sondierung 73	7139
9	Holozäne Große Laber Aue	IFB Eigenschenk Deggendorf		7139_Eggm_RKB5	7139
10	Holozäne Große Laber Aue		La09/74	Sondierung 74	7139
11	Holozäne Große Laber Aue	IFB Eigenschenk Deggendorf		7139_Eggm_RKB4	7139
12	Holozäne Große Laber Aue		La09/75	Sondierung 75	7139
13	Holozäne Große Laber Aue	IFB Eigenschenk Deggendorf	7139_Eggm_RKB3	7139_Eggm_RKB3	7139
14	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7139BG000043	Eggmuehl, ehem. SchlossBr. verf.	7139
15	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7139BG000036	Eggmuehl Schloss (Altenheim), B1	7139
16	Holozäne Große Laber Aue	IFB Eigenschenk Deggendorf		7139_Eggm_RKB2	7139
17	Holozäne Große Laber Aue		La09/76	Sondierung 76	7139
18	Holozäne Große Laber Aue		La09/77	Sondierung 77	7139
19	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7139BG015009	Eggmuehl, Strassenbohrung Nr. 13	7139
20	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7139BG000280	Unterlaiching, LGwD 20165, GWM 220	7139
21	Holozäne Große Laber Aue		La09/99	Sondierung 99	7139
22	Holozäne Große Laber Aue		La09/98	Sondierung 98	7139
22	NT1	Landesamt für Umwelt	La09/97	Sondierung 97	7139
23	NT1	Straßenbauamt Regensburg		BK 85 10 01	7139
<b>7139_Auf2</b>					
1	JD1	Landesamt für Umwelt	7139BG000066	Haid, LGwD 20620, GWM Q1	7139
2	JD1	Landesamt für Umwelt	7139BG000044	Aufhausen, kommun. WV, Br. 3	7139
3	ÄHT	Landesamt für Umwelt	7139BG000038	Aufhausen, kommun. WV, TB 1	7139
4	T	Diplomarbeit Löffler	7139_B02	U790402	7139
5	HS	Wasserwirtschaftsamt Regensburg		Triftling 105/0	7139
6	ÄD	Diplomarbeit Löffler		LRA 1 BK 4 (7139_B28)	7139
7	ÄD	Wasserwirtschaftsamt Regensburg		Langenerling 100/5	7139
<b>7139_Auf3</b>					
1	HS	Landesamt für Umwelt	7139BG015004	Inkofen, Br. Neumaier	7139
2	NT1	Diplomarbeit Löffler	7139_B13	EBB 1 BK1	7139
3	T	Diplomarbeit Löffler	7139_B14	WK 1 BS1	7139
4	T	Wasserwirtschaftsamt Regensburg		Petzkofen 286/32	7139
5	ÄD	Landesamt für Umwelt	7139BG015012	Hellkofen, ca. 0,9 km SW der Kirche	7139
6	ÄD	Diplomarbeit Löffler	7139_B26	LRA 1 BK 2	7139
7	ÄD	Landesamt für Umwelt		7139_Hellkofen 1 K. Meyer	7139

Beilage 5: Quellenangaben zu den Bohrungen in Beilage 2 bis 4.



**Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25.000 der Täler von Großer und Kleiner Laber sowie des Donautals auf Blatt Nr. 7139 Aufhausen  
– Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2008 und 2009**

Gerhard SCHELLMANN

**Vorwort**

Die quartärgeologische Aufnahme des Gradabteilungsblattes Nr. 7139 Aufhausen erfolgte in den Jahren 2008 und 2009. Die hier publizierten Fassungen von Karte und Erläuterung stammen weitgehend unverändert aus dem Frühjahr 2010.

Das Gebiet des Kartenblattes war bereits in der Vergangenheit Gegenstand geologischer Kartierungen. Übersichtskarten zum Donauquartär erstellten u.a. LEGER (1965; ders. 1988), WEINIG (1980) sowie HOMILIUS et al. (1983). Die quartären Terrassen der beiden Labertäler wurden erstmalig in unveröffentlichten, am Bayerischen Landesamt für Umwelt vorliegenden Diplomarbeiten von QUIEL (1971) und SCHMITT (1971) bearbeitet.

An nicht veröffentlichten Unterlagen standen bei der Kartenbearbeitung zusätzlich zur Verfügung: das Bohrarchiv (Bodeninformationssystem BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt (LfU) sowie weitere zahlreiche Schichtenverzeichnisse von Brunnen- und Pegelbohrungen, von Aufschluss- und Baugrundbohrungen sowie von geothermischen Erkundungsbohrungen. Letztere wurden dankenswerter Weise von folgenden Stellen zur Verfügung gestellt: Wasserwirtschaftsämter Regensburg, Landshut und Kehlheim, Staatliches Bauamt Regensburg, Landratsämter Kehlheim und Regensburg, Autobahndirektion Süd, Rhein-Main-Donau-AG und diversen Ingenieurbüros (u.a. IFB Eigenschenk in Deggendorf, Celler Brunnenbau, E + M Brunnenbau und Bohrtechnik in Hof).

Historische Flurkarten (Uraufnahmen im Maßstab 1 : 5.000 und Positionsblätter im Maßstab 1 : 25.000) aus der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts (Bayerisches Landesvermessungsamt München) waren u.a. eine Informationsquelle zur Rekonstruktion eventueller frühneuzeitlicher Flusslaufverlegungen der Großen Laber.

Massenspektrometrische Radiokohlenstoff-Datierungen (AMS <sup>14</sup>C) organischer Makroreste aus den spätglazialen und holozänen Talauen der Großen und Kleinen Laber wurden vom <sup>14</sup>C-Labor der Fa. Beta Analytic Inc. (Miami, Florida) durchgeführt.

Den Mitarbeitern des Lehrstuhls für Physische Geographie in Bamberg (Frau Dipl. Geogr. Silke SCHWIEGER, Herrn Roland BEER, Frau Annette BEHR, Herrn Dipl. Geogr. Benjamin GESSLEIN) und zahlreichen studentischen Hilfskräften, die durch ihre Unterstützung bei den Geländearbeiten sowie der Erstellung der digitalen Karten und Abbildungen tatkräftig mitgewirkt haben, sei herzlich gedankt.

Die Finanzierung erfolgte durch das Bayerische Staatsministerium für Umwelt im Rahmen des EU-kofinanzierten Projektes "Informationsoffensive Oberflächennahe Geothermie 2008-2011".

### 1. Naturräumlicher Überblick

Das Kartenblatt Aufhausen erstreckt sich südöstlich von Regensburg (Abb. 1) am Übergang vom Nieder- bzw. Unterbayerischen Hügellandes zum Straubinger Becken, das auch als „Dungau“ oder „Straubinger Gäu“ oder „Gäuboden“ bezeichnet wird. Geologisch liegt es im nordöstlichen Teil des Molassebeckens, dort, wo die Regensburger Kreide der Fränkischen Alb nach Osten und Südosten unter die tertiären Lockersedimente des nördlichen Alpenvorlandes abtaucht. Während Oberkreideschichten noch im westlichen Blattgebiet zwischen Eggmühl und Zaitskofen beiderseits des Labertales anstehen (Bild 1), liegt die Oberkante der Oberkreide am nordöstlichen Blattrand bei Hellkofen bereits in einer Tiefe von 191 m ü. NN und südlich von Aufhausen in 226 m ü. NN (Beilage 2).

Fast 70% der Blattfläche nehmen die sanften Bergkuppen und -rücken, oft auch eher flachwelligen Hochflächen des Niederbayerischen Hügellandes ein. Es wird auch als Unterbayerisches Hügelland, Niederbayerisches Tertiärhügelland oder Donau-Isar-Hügelland bezeichnet. Während das Niederbayerische Hügelland nördlich der Großen Laber Höhenlagen von etwa 380 bis 410 m ü. NN besitzt, erreicht es deutlich größere Höhenlagen von 440 m bis 460 m ü. NN südlich der Gr. Laber im bewaldeten Höhenzug östlich des Hinterbergs am südwestlichen Blattrand. Von dort dacht es nach Osten auf etwa 420 m ü. NN im Bereich des Osterholz ab. In dieses Hügelland sind sowohl das Donautal im nordöstlichen Blattgebiet als auch die beiden bedeutenden autochthonen Täler der Großen Laber im zentralen Bereich und der Kleinen Laber im Südosten des Blattes eingetieft. Dabei ist bei Aufhausen ein nach Osten vorsprin-



Bild 1: Großberger Sandstein (Oberkreide) in einem aufgelassenen Steinbruch an der Landstraße R1 östlich von Unterdeggenbach (Photo: G. SCHELLMANN April 2009).

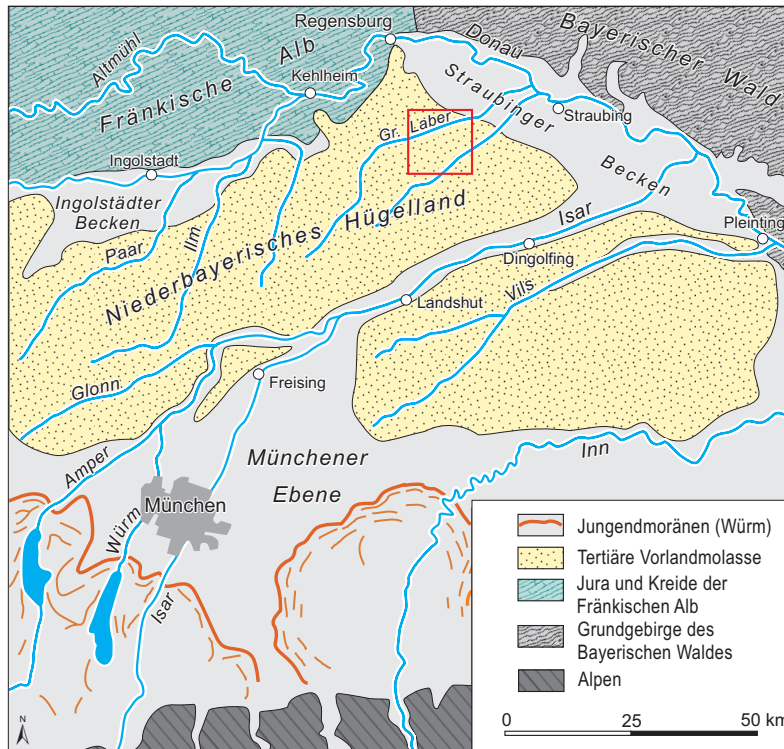


Abb. 1: Übersichtskarte zur großräumigen Lage des Kartenblattes 7139 Aufhausen.

westlichen Blattrand eine Höhenlage von 365 m ü. NN, die talabwärts auf 353 m ü. NN am östlichen Blattrand abnimmt. Der Talboden der Kl. Laber liegt in einer Höhenlage von 363 m ü. NN am südwestlichen Blattrand, die sich talabwärts auf 359 m ü. NN am östlichen Blattrand verringert.

## 2. Talgeschichte

Die Talgeschichte der Niederbayerischen Donau und die ihrer Nebenflüsse beginnt im ausgehenden Obermiozän bis frühem Pliozän als in diesem Raum die Molassezeit endete und als Folge einer allgemeinen Heraushebung und ostwärtigen Kippung Süddeutschlands die nach Südosten orientierte Donau entstand (u.a. UNGER & DOPPLER 1996; TILLMANN 1984; MACKENBACH 1984; BECKER-HAUMANN 2001; KUHLEMANN & KEMP 2002). Im Laufe des Quartärs tiefte sich die Donau und ihre Zuflüsse in das sich weiter heraushebende Alpenvorland ein, letztlich bis auf die heutige Talsohle. Diese generelle Tendenz zur schwachen Heraushebung und damit zur Tieferlegung der Talsohlen wurde allerdings vor allem in den Stadien quartärer Kaltzeiten von bedeutenden Aufschüttungsphasen mit Bildung ausgedehnter Terrassenfluren unterbrochen. Letztere sind es, die letztlich im Donautal und seinen Nebentälern, wie das der Großen und Kleinen Laber, das heutige Bild von unterschiedlich hohen, die Talsohle begleitenden Akkumulationsterrassen geschaffen haben.

Die bisher ältesten bekannten Donauablagerungen sind Hochschotter, die in verschiedenen Höhenlagen zwischen ca. 55 bis 110 m Höhe über dem Donautal zwischen

gender Ausläufer des Tertiärhügellandes in ca. 400 m ü. NN erhalten, der das Tal der Großen Laber von den Donauebenebenen im Norden trennt.

Die höchsten Erhebungen von bis zu 460 m ü. NN befinden sich am südwestlichen Blattrand westlich von Hörgelsdorf. Dagegen bilden beiden Labertäler markante morphologische Tiefenlinien im Blattgebiet darstellen. Dabei besitzt der Talboden der Gr. Laber am

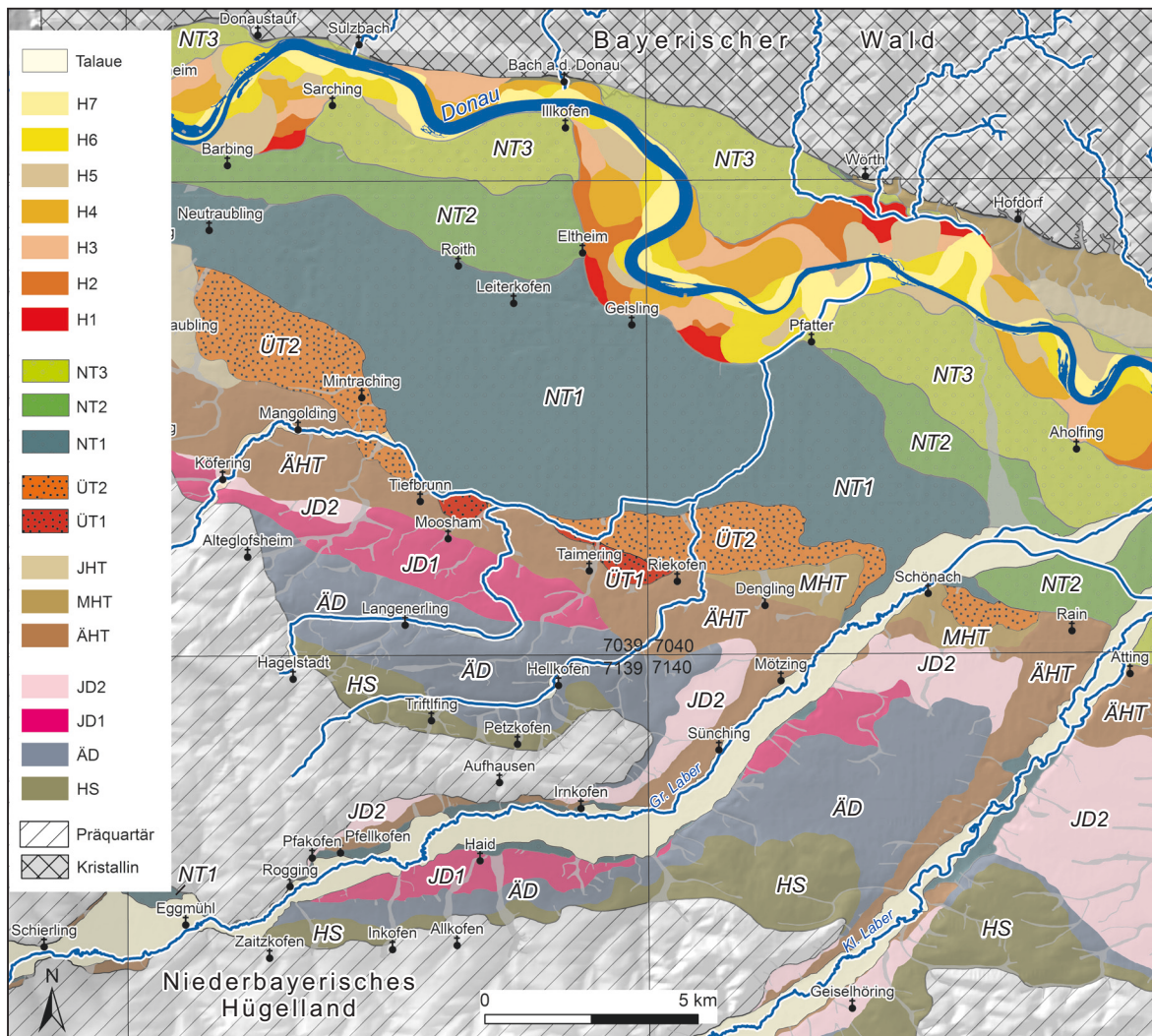


Abb. 2: Übersichtskarte zur Verbreitung alt- und mittelpleistozäner Terrassen im Donautal und im Tal der Großen Laber von Schierling bis zur Einmündung in das Donautal unterhalb von Sünching (Kartengrundlage: Hillshade aus LiDAR DGM 3 m © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

Kehlheim und Regensburg verbreitet sind (u.a. OSCHMANN 1958: 149ff.; RUTTE 1962: 161ff.; BAUBERGER et al. 1969: 172ff.; TILLMANNS 1977: 89ff.; WEBER 1978: 216ff.). Nach TILLMANNS (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. Die tiefer gelegenen Hochschottervorkommen in ca. 55 m Höhe über Tal besitzen nach TILLMANNS (1984: 156ff.; ders. 1980: 200ff.; ders. 1977: 95ff.) eine ähnliche Höhenlage wie die ältestpleistozänen, als biberkaltzeitlich eingestuft Hochschotter in der Iller-Lech-Platte. Letztere sind wahrscheinlich älter als die unterpleistozänen Interglaziale Tegelen und Waal (ELLWANGER et al. 1994; BECKER-HAUMANN 2001).

Aus dieser Frühzeit der Talentwicklung sind im Blattgebiet weder im Donautal, noch in den beiden Labertälern Flussablagerungen bekannt. Die in beiden Labertälern erhaltenen Hochschotter vereinigen sich an der jeweiligen Talmündung ins Donautal mit dem dort erhaltenen Donau-Hochschotter (Abb. 2), sind insofern annähernd

zeitgleiche Bildungen (SCHELLMANN et al. 2010). Vergleicht man allerdings die am nordöstlichen Blattrand nördlich des „Aufhausener Tertiärrückens“ in etwa 45 bis 50 m Höhe über dem heutigen Donautal erhaltene Hochschotterverebnung mit den donauaufwärts im Raum Kehlheim-Regensburg in 55 bis 110 m über dem Donautal bekannten Hochschottervorkommen, so liegt nicht nur deren Oberfläche, sondern auch deren kiesiger Terrassenkörper deutlich tiefer im Tal. Insofern sind die im Blattgebiet erhaltenen Hochschotter der Donau und deren zeitlich äquivalenten Laberbildungen wahrscheinlich jünger als die Hochschotter der Iller-Lech-Platte und deren mutmaßlich biberkaltzeitliches Alter.

Einen wichtigen Hinweis auf die zeitliche Stellung der pleistozänen Donauterrassen und ihrer korrelierten Bildungen in den Labertälern gibt die von BRUNNACKER (1964; 1982; BRUNNACKER et al. 1976) beschriebene Stapelung fluviatiler Sedimente in der inzwischen aufgelassenen Ziegelei „Strobel“ am Nordrand der Stadt Regensburg. Deren Basis liegt nur etwa 7 m und deren Oberkante nur etwa 30 m über der Regenniederterrasse und damit in etwa in einer Tiefenlage im Tal wie der Ältere Deckenschotter (SCHELLMANN 1988; ders. 1990). Von BRUNNACKER et al. (1982) konnte in den hangenden fluviatilen Sedimenten ein mehrfacher Wechsel normaler und reverser Magnetisierung nachgewiesen werden, die sie dem Jaramillo-Event vor etwa 0,9 bis 1,2 Mio. Jahren zuordnen. 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) von Donau, Großer und Kleiner Laber in etwa zur Zeit des Jaramillo-Events entstanden sein.

Erst anschließend sind, ebenfalls als Hinterlassenschaften kräftiger kaltzeitlicher Akkumulationen fluvialer Sedimente in den Tälern, die nachfolgenden jüngeren Terrassenbildungen der mittelpleistozänen Jüngeren Deckenschotter (JD1, JD2) und Hochterrassen entstanden. Die letzte große kaltzeitliche Akkumulationsperiode war dann die Würm-Kaltzeit, deren vielfältige talgeschichtliche Auswirkungen im Donautal viel besser bekannt sind (u.a. SCHELLMANN et al. 2010; SCHELLMANN 2010) als in den Tälern von Großer und Kleiner Laber. Als fluviale Hinterlassenschaften der Würm-Kaltzeit ist dort nur eine, wahrscheinlich würmhochglaziale Niederterrasse in geringer Höhe über der Talaue erhalten, während das gesamte Würm-Spätglazial und Holozän in den Kiesen und Auensedimenten der Talsohle verborgen liegt. Im Rahmen der hier vorgelegten Neuaufnahmen des Blattgebiets und dem zur Verfügung stehenden sehr engen Zeitrahmen konnte keine weitere morphostratigraphische Untergliederung der spätglazialen und holozänen Talauen beider Laberflüsse vorgenommen werden. Hier besteht zukünftiger Forschungsbedarf.

### 3. Quartäre Schichtenfolge

Die im Blattgebiet an der Oberfläche auftretenden geologischen Einheiten werden nachfolgend in der Reihenfolge der Kartenlegende besprochen. Im Text genannte Aufschlüsse sind, sofern nicht Literaturverweise gegeben werden, in Kapitel 5 und die im Text genannten Bohrungen in Kapitel 6 zusammengestellt.

Das Kartenblatt hat im Nordosten Anteil an unter- und mittelpleistozänen Hochschotter- und Deckenschotterfluren der Donau, die u.a. bei SCHELLMANN (in diesem Band: 7039 Mintraching) sowie SCHELLMANN et al. (2010) beschrieben sind. Hinzu kommen unter- und mittelpleistozäne Terrassenbildungen, die in Relation zu ihrer hohen Altersstellung manchmal mit erstaunlicher Breite oberhalb der heutigen Talböden von Großer und Kleiner Laber erhalten sind. Deren stratigraphische Einstufung erfolgt mangels anderer Altershinweise über ihre teilweise direkte morphologisch-geologische Verknüpfung mit den Donauterrassen an der Mündung der beiden Labertäler ins Donautal (Abb. 2).

Die Fortsetzung der Laberterrassen im Blattgebiet auf dem östlich angrenzenden Gradabteilungsblatt Geiselhöring und die Verknüpfung mit den Donauterrassen ist bei SCHELLMANN et al. (2010) dargestellt. Die im angrenzenden Donautal verwendete Nomenklatur wurde weitgehend auch für die Bezeichnung der Flussterrassen in den beiden Labertälern benutzt.

#### 3.1 Unter- und Mittelpleistozän

Unter- und mittelpleistozäne Terrassen der Donau erstrecken sich nördlich von Aufhausen in Form ausgedehnter, von zahlreichen Dellen zerschnittener Ebenheiten, die von der Höhenlage ihrer Oberflächen und ihrer kiesigen Flussbettsedimente als Hochschotter (HS) und als Älterer Deckenschotter (ÄD) der Donau einzustufen sind. Im Tal der Großen Laber sind oberhalb des jungquartären Talbodens neben Hochschotter (HS) und Älterer Deckenschotter (ÄD) auch die beiden Jüngeren Deckenschotter (JD1, JD2) und die Ältere Hochterrasse (ÄHT) als schmale Terrassenverebnungen erhalten (Abb. 2).

Das Tal der Kleinen Laber wird im Blattgebiet lediglich von den Terrassenflächen des ÄD und des JD2 umrahmt. Erst weiter talabwärts wird es dann auch von weiteren älteren und jüngeren Laber- und Donauterrassen begleitet (Abb. 2).

##### 3.1.1 Hochschotter (HS)

###### *Untergleistoziän*

Nördlich von Aufhausen erstrecken sich in einer Höhenlage von bis zu 376 m ü. NN (ca. 45 m ü. Donautal) Verebnungsreste des Hochschotters (HS) der Donau (Abb. 2), die von zahlreichen Dellen zerschnitten sind. Südlich von Alteglofsheim (7039 Min-



Bild 2: Blick nach NNW über die Hochschotterebene und den Anstieg zum Niederbayerischen Hügelland (obere linke Bildhälfte) im Donautal südöstlich von Hagelstadt (Photo: G. SCHELLMANN Juli 2009).

traching) setzt der Hochschotter als schmale Terrassenleiste am Übergang zum Niederbayerischen Hügelland ein (Bild 2), biegt bogenförmig nach Südosten um ins nördliche Blattgebiet von Aufhausen und erstreckt sich dort über Triftlfing, Petzkofen bis östlich von Niederhinkofen in ca. 370 bis 374 m ü. NN.

Auch im Tal der Großen Laber sind auf der südlichen Talseite am Übergang zum Tertiärhügelland Terrassenverebnungen im Hochschotterniveau erhalten (Abb. 2), die bereits von QUIEL (1971: 47) vermutet wurden. Sie liegen unterhalb des Engtaldurchbruchs durch den Großberger Sandstein (Bild 1) bei Zaitzkofen in einer Höhenlage von ca. 373 bis 377 m ü. NN (ca. 16 bis 20 m ü. Laberaue). Von dort erstrecken sie sich fast durchgängig erhalten als 300 bis maximal 700 m breite, allerdings von zahlreichen Dellentälchen und Bachläufen zerschnittene Terrassenfluren bis zum östlichen Blattrand in etwa 365 bis 370 m ü. NN (ca. 20 bis 25 m ü. Laberaue). Weiter talabwärts sind sie dann bis östlich von Malchesing verbreitet (Blatt 7140 Geiselhöring; siehe auch SCHELLMANN et al. 2010), wo sie auf die Hochschotterfluren des Donautales einmünden (Abb. 2).

**Mächtigkeit:** Die Donauhochschotter im nordöstlichen Blattgebiet besitzen nach dem Schichtenverzeichnis einer Bohrung südwestlich von Triftlfing (Kap. 5: B1, FID\_3075) mindestens 4 m mächtige Terrassenkiese mit Oberkanten bei 352 m ü. NN und einer Basis bei 348 m ü. NN. Die Kiese sind in der Bohrung von 5 m mächtigen feinklastischen Sedimenten (v.a. Lößlehmen) überdeckt (Beilage 2). Die Kiesmächtigkeiten der Hochschotter am südlichen Talrand der Großen Laber sind weitgehend nicht bekannt. Lediglich bei Illkofen durchteufte eine Bohrung unter 8 m mächtigen sandigen Deckschichten einen 1,2 m mächtigen Kieskörper, dessen Basis bei 362,5 m ü. NN etwa 8 m über der Laberaue erreicht wurde (Kap. 5: B2, FID\_3150; Beilage 3).

Im Tal der Kleinen Laber sind am östlichen Talrand ebenfalls Hochschotter erhalten, allerdings außerhalb des Blattgebiets auf dem östlichen Nachbarblatt Geiselhöring (Abb. 2; SCHELLMANN et al. 2010).

**Lithologie und Fazies:** Die lithologische und fazielle Ausprägung der Hochschotterablagerungen von Donau und Großer Laber sind nicht bekannt. Bezüglich der Deckschichten unterscheiden sich die Hochschotter der Donau mit ihren mächtigen Lößbedeckungen deutlich von den Hochschottern der Großen Laber, die weitgehend lößfrei und vor allem am Talrand sandige Auflagen mit Kiesanteilen vermutlich periglazialer Genese (Solifluktion und Abluation) tragen.

**Alter:** Die Hochschotter von Donau und Großer Laber sind die höchsten und ältesten im Blattgebiet erhaltenen Terrassen und dürften bereits im Unterpleistozän deutlich vor dem Jaramillo-Event, vor mehr als 0,9 bis 1,2 Mio. Jahren entstanden sein (SCHELLMANN et al. 2010).

### 3.1.2 Älterer Deckenschotter (ÄD)

#### *Unterpleistozän*

Nördlich von Aufhausen und nördlich der dort erhaltenen Donau-Hochschotter erstreckt sich zwischen Triftlfing, Hellkofen und über die nordöstliche Blattgrenze hinaus eine von zahlreichen Dellentälchen und dem Gütinger Bach stark zerschnittene Ältere Deckenschotterflur (ÄD) der Donau (Abb. 2). Sie setzt auf dem Nachbarblatt Mintraching bei Alteglofsheim ein und erstreckt sich mit einer Breitenausdehnung von bis zu 2,5 km weiter nach Osten bis zum Tal der Großen Laber. Dort, im Raum Sünching, münden die ÄD-Terrassenflächen beider Täler zusammen, sind also zeitgleiche Bildungen.

Das Terrassenniveau des ÄD der Donau wurde 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 und als prä-mindelzeitlich eingestuft.

Im Tal der Großen Laber ist der ÄD entlang des nördlichen Talrandes unterhalb von Irnkofen als schmale, talaufwärts auskeilende Terrassenleiste in ca. 355 bis 357 m ü. NN (ca. 10 bis 13 m ü. Talaue) erhalten: Sie wurde dort von WEINIG (1980) als „Jüngerer Deckenschotter“ eingestuft. Auf der südlichen Talseite erstreckt sich der ÄD durchgehend als etwa 300 bis 700 m breite Terrassenverebnung von Zaitzkofen in ca. 367 bis 370 m ü. NN (ca. 10 bis 13 m ü. Talaue) über Inkofen und nordöstlich von Aukofen bis östlich von Wallkofen in ca. 354 bis 356 m ü. NN (ca. 10 bis 12 m ü. Talaue). Er wurde bereits von QUIEL (1971) in ähnlicher Verbreitung als „Ältere Terrasse“ kartiert. Weiter talabwärts ist er über den östlichen Blattrand hinaus bis zur Einmündung auf den ÄD der Donau im Raum östlich von Sünching erhalten (Abb. 2; SCHELLMANN et al. 2010).

Der ÄD der Kleinen Laber bildet am südlichen Talrand eine ausgedehnte, über die südliche Blattgrenze hinausreichende Terrassenfläche in ca. 372 m ü. NN (ca. 10 m ü. Talaue), die sich weiter talabwärts bis Geiselhöring erstreckt (Abb. 2; SCHELLMANN et al. 2010).

**Mächtigkeit:** Mächtigkeit und Tiefenlage des Kieskörpers des ÄD von Donau, Großer und Kleiner Laber sind im Blattgebiet nur sehr unzureichend bekannt. Zwei Bohrungen im nordöstlichen Blattgebiet nördlich und südwestlich von Hellkofen (Beilage 3) weisen daraufhin, dass der von der Donau abgelagerte ÄD-Kieskörper maximal 10,5 m mächtig ist und eine 10,5 bzw. 16 m mächtige Lößdecke trägt. Die Kiesoberkante wurde bei 342,4 bzw. 349 m ü. NN und die Kiesbasis bei 333,4 bzw. 333 m ü. NN (ca. 6 m ü. NT3) erreicht (Kap. 5: B3, FID\_3055).

Keine Informationen liegen zur Mächtigkeit des ÄD-Kieskörpers im Bereich der lößbedeckten ÄD-Terrassenflächen am nördlichen Talrand des Großen Labertals unterhalb von Irnkofen vor. Der ÄD-Kieskörper südlich des Talbodens reicht in der Regel bis an die Terrassenoberfläche oder ist meist nur von geringmächtigen (<1 m) sandigen Deckschichten (v.a. Fließerden) verhüllt. Etwa 2 km östlich des Blattgebietes ist der ÄD-Kieskörper je nach Stärke der nachträglichen Erosion seiner Oberfläche bis zu 10,3 m mächtig (SCHELLMANN et al. 2010). Die Kiesbasis liegt dort in 338 bis 340 m ü. NN, d.h. im Oberflächenniveau der angrenzenden Talaue (Kap. 5: B4, Fid\_3244). Insofern ist davon auszugehen, dass auch im Blattgebiet die Basis der ÄD-Laberkiese in etwa bis ins heutige Auenniveau hinabreicht (Beilage 2 und Beilage 3).

Über die Mächtigkeit des ÄD-Kieskörpers im Tal der Kleinen Laber liegen keine Informationen aus dem Blattgebiet vor. Nach eigenen Sondierungen besitzt er eine mehr als 3 m mächtige Lößlehmdecke. Auf dem Nachbarblatt Geiselhöring haben vier Bohrungen südlich von Sallach den Kieskörper durchteuft. Die ÄD-Kiese sind dort ca. 1,3 bis 1,7 m mächtig und tragen eine 3,2 bis 7 m mächtige Lößdecke. Die Kiesbasis lag dort in einer Tiefe von 355 bis 358 m ü. NN und damit nur etwa 3 bis 4 m über der Talaue der Kleinen Laber (SCHELLMANN et al. 2010). Ähnliche Mächtigkeiten und Tiefenlagen sind auch für den ÄD der Kleinen Laber im Blattgebiet anzunehmen.

**Lithologie und Fazies:** Zur lithologischen und faziellen Ausprägung des Älteren Deckenschotters liegen aus den drei Tälern keine Informationen vor.

**Alter:** Der ÄD der Donau im nordöstlichen Blattgebiet könnte von der Höhenlage seiner Kiesbasis in nur rund 6 bis 8 m ü. NT3 der Donau zeitlich den von BRUNNACKER (1964; ders. 1982; BRUNNACKER et al. 1976) beschriebenen Stapelungen fluviatiler Sedimente in der inzwischen aufgelassenen Ziegelei Strobel am Nordrand der Stadt Regensburg entsprechen. Deren Basis liegt nur etwa 7 m über der Regenniederterrasse. BRUNNACKER et al. (1982) konnten dort in den hangenden fluviatilen

Sedimenten einen mehrfachen Wechsel normaler und reverser Magnetisierung nachweisen, die sie dem Jaramillo-Event vor etwa 0,9 bis 1,2 Mio. Jahren zuordnen. Geht man davon aus, dass die fluviatilen Ablagerungen in der Ziegelei Strobel nicht nachträglich durch lokale tektonische Absenkung in ihre relativ tiefe Talposition gebracht wurden, dann müsste der Ältere Deckenschotter (ÄD) im Donautal und in den beiden hier betrachteten Labertälern in etwa zur Zeit des Jaramillo-Events entstanden sein.

### 3.1.3 Jüngerer Deckenschotter 1 (JD1)

#### *Mittelpleistozän*

Der ältere der beiden Jüngeren Deckenschotter, der JD1, bildet im Tal der Großen Laber eine bis zu 1 km breite und weitgehend lößfreie Terrassenflur, die sich südlich der heutigen Talauen erstreckt (Abb. 2) und von diesen durch einen meist 2 m hohen Stufenrand deutlich abgesetzt ist. Der JD1 setzt südlich der Laberauen mit bis zu 1 km Breite auf der Höhe von Rogging ein und erstreckt sich talabwärts über die Flur „Eichgarten“ fast bis zum östlichen Blatttrand nordöstlich von Wallkofen.

Von QUIEL (1971) wurde diese Terrasse erstmalig kartiert und als „Jüngere Terrasse“ bezeichnet. Auch WEINIG (1980) hat diese Terrassenfläche in seiner geologischen Übersichtskarte des Donautals dargestellt, allerdings als Hochterrasse.

Betrachtet man allein die relativ geringe Höhenlage der Terrassenoberflächen von 4 bis 6 m über den Talauen der Großen Laber, dann sind sie nur geringfügig höher als die etwa 2 m über den Talauen liegenden Hochterrassenflächen auf der Nordseite des Tales. Insofern ist zunächst eine Einstufung als Hochterrasse naheliegend. Allerdings sind die nördlich der Großen Laber erhaltenen Hochterrassenflächen mit 2 bis 3 m mächtigen Lößlehm und Fließerden bedeckt, während die JD1-Terrassenflächen auf der Südseite des Talbodens weitgehend frei von Deckschichten sind. Dort reicht der JD1-Kieskörper häufig bis zur Terrassenoberfläche. Damit differieren letztlich die fluviolen Aufschüttungsniveaus beider Terrassen, also die Kiesoberkanten, um etwa 4 bis 6 m und das ist für die quartären Flussterrassen in diesem Raum doch beträchtlich.

Im Tal der Kleinen Laber ist der JD1 weder innerhalb des Blattgebietes noch bis zur dessen Einmündung ins Donautal erhalten (Abb. 2).

**Mächtigkeit:** Zahlreiche, inzwischen rekultivierte Kiesgruben an der JD1-Terrassenstirn zum Talboden der Großen Laber weisen darauf hin, dass der JD1-Kieskörper von der Terrassenoberfläche bis unter den Grundwasserspiegel und damit unter das Auen-niveau reicht. Insofern ist außerhalb stärker erodierter Terrassenoberflächen von einer Mindestmächtigkeit des JD1-Kieskörpers von ca. 4 bis 6 m auszugehen.

In drei Bohrungen westlich und südwestlich von Haid wurde die Kiesbasis in 1 bis 2 m Tiefe unter Talauenniveau bei 348,7 bis 349,8 m ü. NN angetroffen (SCHELLMANN

et al. 2010), wobei der JD1-Kieskörper dort Mächtigkeiten von bis zu 4 m besitzt (Kap. 5: B5, FID\_3144).

**Lithologie und Fazies:** Aktuell existieren keine Aufschlüsse mehr, die Informationen zur Lithologie und Fazies des JD1 liefern können. Die hangenden 1 bis 3 m der JD1-Flußbettfazies scheinen nach einzelnen Bohrungen und Sondierungen sehr sandig ausgebildet zu sein.

Nach QUIEL (1971: 48f., 21) zeigten die bis 2 m tiefen Aufschlusswände in den nordwestlich von Inkofen und nördlich von Wallkofen befindlichen und inzwischen rekultivierten Kiesgruben unter gelegentlich kryoturbat verstellten hangenden Kiesen und Sanden einen raschen Wechsel von überwiegend mittelsandigen Fein- bis Mittelkiesen mit Sandlagen, Sandlinsen und gelegentlich auch Schluff- und Tonlagen. Sedimentpetrographisch zeigten sich keine signifikanten Unterschiede zu kiesigen Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse (OSM), die in großer Verbreitung im Einzugsgebiet der Großen Laber anstehen. Daher dominieren im Geröllspektrum bei weitem Quarze, wobei in einzelnen Partien Lydite, Radiolarite sowie kristalline Gerölle und rote Sandsteine auftreten. Im Schwermineralspektrum der Feinsandfraktion zeigt sich nach QUIEL (1971: 38) eine extreme Anreicherung der verwitterungsresistenten Minerale Staurolith, Disthen, Rutil und Zirkon.

**Alter:** In Anlehnung an die Alterseinstufung des JD1 der Donau (SCHELLMANN et al. 2010) ist davon auszugehen, dass auch der JD1 der Großen Laber mindestens aus der fünften Kaltzeit vor heute stammt.

### 3.1.4 Jüngerer Deckenschotter 2 (JD2)

#### *Mittelpleistozän*

Der Jüngere Deckenschotter 2 (JD2) ist im Blattgebiet im Großen und im Kleinen Labertal erhalten (Abb. 2). Im Tal der Großen Laber bildet er auf der nördlichen Talseite zwischen Pfellkofen und Gansbach eine maximal 550 m breite lößbedeckte Terrassenleiste, deren Oberfläche etwa 4 bis 6 m über den Laberauen liegt. Weiter talabwärts ist der JD2 zunächst ausgeräumt bis er bei Irnkofen in ähnlicher Höhenlage über den Laberauen als schmale Terrassenleiste am Talrand wieder einsetzt und von dort talabwärts bis unterhalb von Sünching als bis zu 1 km breite Terrassenfläche erhalten ist (Abb. 2).

Das fluviatile Aufschüttungsniveau des JD2, also die Oberkante der Laberkiese, ist unter mächtigen Lößdeckschichten verborgen. Eine eigene Sondierung durchteufte ca. 900 m östlich vom Pfellkofen 8 m mächtige Lößlehme und Fließerdien, ohne JD2-Kiese zu erreichen. Diese erstaunlichen Lößmächtigkeiten könnten daher resultieren, dass eine im Untergrund verborgene Dellenfüllung erbohrt wurde. Außerhalb des Blattgebiets im Raum Sünching besitzt die Lößdecke auf dem JD2 durchschnittliche

Mächtigkeiten von 3 bis 6 m. Geht man von ähnlichen Mächtigkeiten auch im Blattgebiet aus, dann sollte die Oberkante der JD2-Laberkiese in etwa im Oberflächenniveau der Talauen liegen und damit deutlich tiefer als die Kiesoberkanten des JD1.

Auch im Kleinen Labertal ist der JD2 als lößbedeckte Terrassenflur erhalten (Abb. 2). Dort begleitet er die spätglazialen und holozänen Laberauen an ihrer südöstlichen Talseite und erreicht unterhalb von Laberweinting Breitenausdehnungen von bis zu 700 m. Die zentralen Terrassenbereiche liegen im Bereich des Kartenblattes im Mittel bei 4 bis 5 m über der Talaue, wobei die Lößdecke nach einer Sondierung ca. 800 m östlich des Bayerbacher Baches und einer Bohrung nordöstlich von Sallach (7140 Geiselhöring) bis zu 6 m mächtig sein kann. Insofern ist davon auszugehen, dass die Oberkante der vermutlich 1 bis 2 m mächtigen JD2-Kiese in etwa im Niveau des Talbodens liegt, was auch die Grundwasseraustritte mit z.T. torfigen Anmoorbildungen am Rand der Laberaue nordöstlich von Laberweinting erklären würde.

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeiten des JD2-Kieskörpers im Großen Labertal sind unbekannt. Die bekannten, von der Donau beeinflussten großen JD2-Kiesmächtigkeiten im Raum Sünching (SCHELLMANN et al. 2010) können nicht auf das Blattgebiet übertragen werden. Ebenso fehlen Informationen zu Kiesmächtigkeiten und zur Tiefenlage des JD2-Terrassenkörpers im Tal der Kleinen Laber, zumindest im Blattgebiet. Talabwärts ist der JD2-Kieskörper in einer Bohrung nordöstlich von Sallach (Abb. 2) 1,4 m mächtig. Seine Basis liegt dort etwa 1 m unter Talaue.

**Lithologie und Fazies:** Informationen zur Lithologie und Fazies des JD2 liegen mangels Aufschlüssen nicht vor.

**Alter:** Der JD2 ist vermutlich eine Kaltzeit jünger als der JD1 und dürfte daher mindestens in der viertletzten Kaltzeit vor heute entstanden sein.

### 3.1.5 Ältere Hochterrasse (ÄHT)

#### *Mittelpleistozän*

Im Tal der Großen Laber wurde bereits von WEINIG (1980) und HOMILIUS et al. (1983) die am östlichen Blattrand bei Haidenkofen einsetzende lößbedeckte Terrassenflur in etwa 2 m Höhe über den heutigen Laberauen als Hochterrasse eingestuft und deren Einmündung auf die Donau-Hochterrasse festgestellt. Von SCHELLMANN et al. (2010) wurde gezeigt, dass dieses Niveau zur Älteren Hochterrasse (ÄHT) der Donau gehört.

Laberaufwärts erstrecken sich weitere lößbedeckte ÄHT-Flächen in ähnlicher Höhenlage über der heutigen Talaue, allerdings nur auf der nördlichen Talseite der Großen Laber. Als schmale Terrassenleisten findet man sie östlich der Mittermühle sowie südwestlich von Aufhausen bis nach Pfellkofen. Letztere wurde bereits von SCHMITT (1971) in einer ähnlichen Verbreitung als „Jüngere Terrasse“ kartiert.

Im Tal der Kleinen Laber ist im Blattgebiet keine Hochterrasse erhalten. Aber weiter talabwärts ist sie dann u.a. bei Sallach wieder verbreitet (SCHELLMANN et al. 2010).

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeit des ÄHT-Kieskörpers im Großen Labertal ist weitgehend unbekannt. Südwestlich von Aufhausen wurde am Außenrand der ÄHT unter 2 m mächtigen feinklastischen Deckschichten ein 3,5 m mächtiger Kieskörper zwischen 352 m (ca. 2 m über Talaue) bis 348,5 m ü. NN (ca. -1,5 m unter Talaue) angetroffen (Beilage 2; Kap. 5: B7, FID\_3116). Eigene Sondierungen südöstlich von Aufhausen erreichten den dort über 1,1 m mächtigen ÄHT-Kieskörper unter einer 1,9 m mächtigen Lößlehm bei ca. 345 m ü. NN im Niveau der Talaue (Kap. 5: B8, 7139 La08/13).

Diese wenigen Befunde ähneln den Lagerungsverhältnissen des ÄHT-Kieskörpers etwa 3 km talabwärts am südwestlichen Ortsrand von Sünching (SCHELLMANN et al. 2010). Dort liegt die ÄHT-Kiesoberkante bis zu 2 m über und die Kiesbasis etwa 3 bis 4 m unter dem Bezugsniveau „Laberaue“, wobei der Kieskörper etwa 3 bis 4 m mächtig ist.

**Lithologie und Fazies:** Aktuell existieren keine Aufschlüsse, die Einblick in die lithologische Zusammensetzung und den sedimentologischen Aufbau der ÄHT-Flussbettsedimente inklusive der aufliegenden Lößdeckschichten gewähren.

**Alter:** In Analogie zum angrenzenden Donautal (SCHELLMANN, in diesem Band: 7039 Mintraching) ist davon auszugehen, dass die ÄHT der Großen Laber ebenfalls schon in der dritten Kaltzeit vor heute entstanden ist.

## 3.2 Oberpleistozän

### 3.2.1 Niederterrasse 1 (NT1)

#### *Würm-Hochglazial*

In beiden Labertälern (Abb. 2) sind im Blattgebiet am Rand der heutigen Talauen etwa 0,5 bis 1,5 m höher gelegene NT1-Flächen weit verbreitet. Von den älteren Terrassen heben sie sich nicht nur durch ihre deutlich tiefere Lage im Tal ab. In der Regel sind die oft nur 100 bis 300 m breiten NT1-Flächen von unterschiedlich mächtigen Auensedimenten und humusreichen Auenböden bedeckt. Dadurch heben sie sich zusätzlich von den auf der nördlichen Talseite lößbedeckten und auf der südlichen Talseite kiesig-sandigen Oberflächen der älteren pleistozänen Terrassen ab. Von der spätglazialen und holozänen Talaue unterscheidet sich die NT1 nicht nur durch ihre etwas höhere Talposition, sondern auch durch das häufige Auslaufen periglazialer Trockentäler auf ihren Terrassenflächen sowie durch die Auflagerung mächtigerer Schwemmkegel an den äußeren Terrassenrändern.

Im Tal der Großen Laber erstrecken sich NT1-Flächen sowohl oberhalb der Engtalstrecke zwischen Eggmühl und Zaitzkofen am nördlichen und nordöstlichen Talrand. Auch unterhalb von Zaitzkofen sind NT1-Flächen vor allem auf der nördlichen Talseite

weit verbreitet. Im Tal der Kleinen Laber ist die NT1 im Blattgebiet nur als schmale Terrassenfläche am Talrand zum Tertiärhügelland erhalten. Sie setzt südwestlich von Habelsbach ein und ist weiter talaufwärts auf dem angrenzenden Gradabteilungsblatt Mallersdorf bis zu 350 m breit.

**Mächtigkeit:** Über die Mächtigkeiten und die Tiefenlage der NT1-Kieskörpers liegen nur wenige Informationen vor. Im Tal der Großen Laber beschränken sich diese auf drei Bohrungen, die den Kieskörper bis zur *prä*-quartären Talsohle durchteuft haben. Hinzu konnten einzelne, im Rahmen der Kartierungen vorgenommenen Bohrstocksondierungen bis zur Kiesoberkante niedergebracht werden. Danach deutet sich eine Kiesmächtigkeit von etwa 2 bis 4 m an, wobei im gesamten Talabschnitt die Basis des NT1-Kieskörpers vermutlich in ca. 2 bis 5 m Tiefe unter Talauenniveau und die Oberkanten der kiesig-sandigen NT1-Labersedimente maximal in ähnlicher Höhenlage, häufig aber unter dem Oberflächenniveau der Aue liegen (Beilage 1 und Beilage 3; Kap. 5: B9, FID\_2978).

Die im Tal der Kleinen Laber erhaltene NT1-Fläche fällt durch ihre kiesige Oberfläche auf. Hier ist die NT1 nur im Bereich von Rinnen von wenigen dezimetermächtigen Auensedimenten bedeckt (Kap. 5: B10, Sondierung LA 09/84). Über Mächtigkeit und Tiefenlage der Quartärbasis liegen keine Informationen vor.

**Lithologie und Fazies:** Aktuell existieren keine Aufschlüsse, die Einblicke in den lithologisch-sedimentologischen Aufbau der NT1 gewähren.

**Alter:** In Analogie zum angrenzenden Donautal (SCHELLMANN 2010; SCHELLMANN, in diesem Band: 7039 Mintraching) ist davon auszugehen, dass die NT1 der Großen und der Kleinen Laber im Hochglazial der Würmkaltzeit entstanden ist. Sie ist älter als die heutigen Talauen, die in einzelnen Arealen an der Großen Laber zwischen Schierling und Eggmühl schon vor mehr als 11.480 <sup>14</sup>C-Jahren (SCHELLMANN, in diesem Band: 7138 Langquaid) und im Blattgebiet südöstlich von Pfakofen schon vor mehr als 10.790 <sup>14</sup>C-Jahren ausgebildet waren.

### 3.3 Pleistozän bis Holozän

#### 3.3.1 Ältere Talböden

*Pleistozän, Würm-Hochglazial ?*

Die relativ breiten und in die älteren pleistozänen Terrassen bzw. dem *prä*-quartären Talhang stark eingetieften Talböden des Langenerlinger Baches, des Moos- und Röhrbaches und vereinzelt auch größere Dellentälchen wie westlich von Gansbach (Gr. Labertal) und W' von Eitting (Kl. Labertal) besitzen manchmal eine etwa 1 m höhere, durch eine klare Geländestufe abgesetzte Terrassenleiste, also einen ehemaligen höheren Talboden.

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeit der Talfüllungen ist unbekannt, sie dürfte wahrscheinlich wenige Meter betragen.

**Lithologie und Fazies:** Informationen zur Lithologie und Fazies der Älteren Talbodensedimente liegen mangels Aufschlüssen nicht vor. In den Bachtälern dürfte es sich wahrscheinlich um fluviale Sedimente und in den Dellentälchen um periglaziale Spülsedimente handeln.

**Alter:** Vereinzelt laufen auf die älteren Talböden der Seitenbäche, wie zum Beispiel im Bereich des Langenerlinger Baches nördlich von Hagelstadt, einmündende Dellentälchen aus. In diesen Fällen ist von einem mindestens hochglazialen Alter des höheren Talbodens und von einer mindestens spätglazialen Anlage des aktuellen Talbodens auszugehen. Die höheren Talböden in den größeren Dellentälchen sind ebenfalls mindestens hochglazialen Alters, da die aktuellen Talsohlen noch unter kaltzeitlich periglazialen Klimabedingungen, wie sie zuletzt im Spätglazial der Würm-Kaltzeit existiert haben, geformt wurden.

### 3.3.2 Löß, Lößlehm

#### *Pleistozän*

Pleistozäner Löß und Lößlehm bedeckt meist mit mehreren Metern Mächtigkeit alle im Blattgebiet verbreiteten Donauterrassen sowie die Hochterrassen und Deckenschotter im Kleinen Labertal und auf der Nordseite des Großen Labertales. Auf den prä-würmzeitlichen Terrassenfluren an der Südseite des Großen Labertales sind Lößlehme auf kleine Areale am Anstieg zum Tertiärhügelland (z.B. westlich von Wallkofen) beschränkt.

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeiten der Lößdeckschichten können stark variieren, wobei generell die unterpleistozänen Donauterrassen im nordöstlichen Blattgebiet Lößmächtigkeiten von 4 bis 11 m besitzen. Die mittelpleistozänen Terrassen auf der nördlichen Talseite der Großen Laber tragen etwa 2 bis max. 6 m mächtige Lößdecken. Die Lößmächtigkeiten auf den Deckenschotterfluren im Tal der Kleinen Laber liegen wahrscheinlich bei 3 bis 7 m.

**Lithologie:** Löß ist ein äolisches Sediment aus karbonathaltigem, schwach feinsandigem Schluff (Silt) mit geringen Tonanteilen, der meist eine gelblich-hellbraune Farbe und Nadelstichporen besitzt. Die Karbonatgehalte von dia- und pedogenetisch wenig veränderten jungwürmzeitlichen Lössen liegen im westlichen Straubinger Becken im Mittel bei  $25 \pm 5\%$ , die Tongehalte bei 12 bis 18 Gew.% sowie die lokal stark wechselnden Feinsandgehalte zwischen 5 bis 20 Gew.% (SCHELLMANN & RADTKE 1993: 110; BUCH & ZÖLLER 1993). Eine ähnliche Zusammensetzung ist auch für die kalkhaltigen Lössen auf den mittel- und unterpleistozänen Terrassen in den beiden Labertälern anzunehmen.

Lößlehm ist eine pedogene oder diagenetische Umbildung des Löß in der Regel verbunden mit einer Entkalkung und einer Erhöhung des Tonanteils auf teilweise über 40 Gew.%. Lößlehme sind an der Oberfläche aller lößbedeckten pleistozänen Terrassen als Folge holozäner Bodenbildung im Donau- und in den beiden Labertälern verbreitet. Darunter folgt häufig kalkhaltiger Löß, so u.a. im Tal der Großen Laber auf dem JD2 und der ÄHT östlich von Pfakofen, der ÄHT westlich von Irnkofen, dem ÄD nordwestlich von Wallkofen und im Tal der Kleinen Laberauf dem ÄD, südlich von Eitting.

Außerdem ist älterer, prä-würmzeitlicher Löß oft zu Lößlehm verändert und führt manchmal begrabene interglaziale Unterbodenhorizonte ehemaliger pseudovergleyter Parabraunerden bis hin zu mächtigen Parabraunerde-Pseudogleyen. Eine reichhaltige Abfolge von mindestens fünf tonangereicherten Unterböden ehemaliger Pseudogley-Parabraunerden jeweils getrennt durch unterschiedlich mächtige Lößlehme ist aktuell in einer Lößgrube südlich von Alteglofsheim (Blatt 7039 Mintraching) aufgeschlossen. Aus dem etwas weiter südlich gelegenen alten Grubenareal bei Hagelstadt beschreibt STRUNK (1990) sogar eine bis zu 26 m mächtige quartäre Lößlehmdecke durchzogen von acht interglazialen Bodenhorizonten.

**Fazies:** Löß ist ein überwiegend äolisches Sediment, in dem häufig periglaziale Fließerden und vereinzelt auch Lagen periglazialer Spülsedimente (Lößderivate) eingelagert sind. Oft sind in den Lößdeckschichten interstadiale (Nassböden, Verbraunungshorizonten, Humuszonen) und manchmal auch interglaziale (Pseudogley-Parabraunerden bis hin zu sekundären Pseudogleyen) Bodenhorizonte begraben.

**Alter:** Abgesehen von den alten Ziegeleigruben bei Hagelstadt liegen aus dem Blattgebiet keine weiteren Informationen zum genauen Alter der Lößdeckschichten vor. Der jüngste am Top der Lößdecken erhaltene und unter dem holozänen Boden oft noch kalkhaltige Löß ist als würmzeitlich anzusehen.

### 3.3.3 Sand, umgelagert (z.T. Flugsand)

*Pleistozän bis Holozän*

Nach Sondierungen sind im Blattgebiet sandige Fließerden oder auch kleinere Flugsanddecken im Blattgebiet auf der JD1 nördlich von Wallkofen (Kap. 5: 7139 La 08/15) und auf der ÄHT westlich von Unterdeggenbach verbreitet.

**Mächtigkeit:** Nördlich Wallkofen besitzen sie Mächtigkeiten von 0,8 bis 1,6 m und westlich Unterdeggenbach zwischen 0,5 bis 1,6 m.

**Lithologie und Fazies:** Es handelt sich überwiegend um feinsandige Mittelsande, die vor allem periglazial solifluidal und abluativ, eventuell zum Teil auch äolisch abgelagert wurden.

**Alter:** Die sandigen Deckschichten sind wahrscheinlich überwiegend würmzeitliche Bildungen, wobei kleinflächiger auch holozäne Verlagerungen als Folge einer ackerbaulichen Nutzung stattgefunden haben dürften und auch weiterhin noch stattfinden.

### 3.3.4 Schwemmkegel und Schwemmfächer

*Pleistozän bis Holozän*

Schwemmfächer und Schwemmkegel sind Akkumulationsformen, die im Blattgebiet vor allem in den Kaltzeiten als Folge der plötzlich stark reduzierten Reliefenergie am Ausgang von Dellentälchen und Seitentälern auf die vorgelagerten Flussterrassen sedimentiert wurden. Sie wurden in der Karte nur bei klarer morphologischer Erhaltung dargestellt. Allerdings ist davon auszugehen, dass sich periglaziale Fließerden und Spülsedimente am Ausgang von Dellentälchen und Seitentälern im Untergrund noch weit ins Vorland erstrecken.

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeiten schwanken stark zwischen wenigen Dezimetern und einigen Metern.

**Lithologie und Fazies:** Die Lithologie von Schwemmfächern ist neben den Gefällsverhältnissen vor allem von den Substraten im Einzugsgebiet abhängig. Werden die Schwemmfächer von lössbedeckten Einzugsgebieten genährt, dominieren in der Regel schluffige, manchmal auch kalkhaltige Substrate. Stehen im Einzugsgebiet sandige und kiesführende miozäne oder quartäre Sedimente an, dann dominieren sandige Substrate. Daher bestehen die im Blattgebiet auf der nördlichen Talseite der Großen Laber verbreiteten Schwemmfächer vor allem aus schluffigen, lößbürtigen Substraten, während die Schwemmfächer auf der südlichen Talseite aus sandigen, teilweise schwach kiesführenden Partikeln aufgebaut sind. Alle Schwemmkegel und Schwemmfächer sind überwiegend kaltzeitliche Bildungen, die vor allem durch periglaziale Abluation ernährt wurden.

**Alter:** Die kartierten Schwemmkegel und Schwemmfächer stammen überwiegend aus der Würmkaltzeit, teilweise aber auch schon aus älteren Kaltzeiten nach Entstehung des unterlagernden Terrassenkörpers.

### 3.3.5 Polygenetische Talfüllungen, Dellentälchen

*Pleistozän bis Holozän*

Die nicht weiter differenzierten Talfüllungen der zahlreichen Dellentälchen und kleineren Seitentäler sind als polygenetische Talfüllungen zusammengefasst. Sie entstanden häufig über mehrere Kaltzeiten hinweg mit mehrfachen Wechseln von Perioden mit vorherrschender Eintiefung bzw. Ausräumung der Talsohle und Wiederverfüllung, was sich manchmal in der Existenz eines höheren Talbodens widerspiegelt, der von der aktuellen Talsohle durch eine deutliche Geländestufe abgesetzt ist.

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeit der Füllungen kann lokal stark schwanken und mehrere Meter erreichen.

**Lithologie:** Die Lithologie polygenetischer Talfüllung ist neben dem Gefälle und der kaltzeitlichen Wasserführung von den Substraten im Einzugsgebiet abhängig. Die größeren Seitentäler und ihre häufig anmoorigen Talböden besitzen vermutlich an der Basis neben sandigen und lehmigen Talfüllungen auch einen geringmächtigen Kieskörper. Dazu zählen der Gütinger Bach im Nordosten des Blattgebiets (SCHELLMANN, in diesem Band: 7039 Mintraching) und auch die größeren bis ins Tertiärhügelland zurückreichenden Seitentäler am südlichen Talrand der Großen Laber wie der Deggenbacher Bach, der Erl- bzw. Oberbach, der Hochwiesenbach, der Allkofener Bach, der Föhrbach und der Moosbach. Die sicherlich polyzyklische Genese dieser Täler über mehrere Kaltzeiten hinweg mit einem mehrfachen Wechsel von Perioden mit vorherrschender Eintiefung bzw. Ausräumung der Talsohle und Wiederverfüllung zeigt manchmal, wie im Bereich des Moosbaches, ein höherer Talboden an, der von der aktuellen Talsohle durch eine deutliche Geländestufe abgesetzt ist.

Auch in den Sedimentfüllungen der Dellen und Dellentälchen auf den lößbedeckten Terrassenflächen sind manchmal humose Lagen (Kolluvien, selten Anmoore und Torfe) im Wechsel mit schluffig-sandigen Spülsedimenten und Lößfließerden verbreitet. Eine derartige vertikale Sequenz von Anmooren und sandig-lehmigen Spülsedimenten konnte in einem Dellental an der Terrassenkante der JD2 zur Talaue der Kleinen Laber nordöstlich von Laberweinting (R 452428, H 540757) erbohrt werden (Kap. 5: B19). Die insgesamt 4,15 m mächtige Dellenfüllung lagerte einem über 45 cm mächtigen kalkhaltigen Löß- und Lößlehm auf. Über einem basalen kalkhaltigen Kies von mehr als 15 cm Mächtigkeit (Spülsediment) folgte bis zur Oberfläche eine drei Meter mächtige Abfolge von Sand, sandigen Lehmen und Lehmen, die durch drei fossile Anmoore (Ruhephasen der Sedimentation) getrennt waren.

**Fazies:** Die Füllungen in den Dellen und Dellentälchen sind vor allem das Ergebnis periglazialer Morphodynamiken (Ablation und Solifluktion), wobei lokal auch junge Kolluvien als Folge ackerbaulicher bedingter Spüldenudation (Bodenerosion) auftreten. In den Bachtälern sind sie dagegen vor allem das Resultat kaltzeitlicher fluvialer Prozesse.

**Alter:** Es liegen keine konkreten Altersbelege vor. Die jüngste Formung dürfte vor allem im Jung- bzw. Oberwürm, kleinräumig auch im Holozän erfolgt sein.

### 3.3.6 Jüngere Talböden, Talaue der Nebentäler

#### *Würm-Spätglazial und Holozän*

Jüngere, wahrscheinlich spätglaziale und holozäne Talböden erstrecken sich im Tal des Gütinger Baches sowie mit großer Ausdehnung im Tal der Großen und Kleinen

Laber. Die spätglazialen und holozänen Talauen der Großen und der Kleinen Laber sind durch ihre tiefe Lage im Tal innerhalb des potentiellen Hochwasser-Überschwemmungsbereichs und zudem häufig auch durch eine deutliche Geländestufe von den älteren Laberterrassen oder dem Talhang abgesetzt.

Die Talaue der Kleinen Laber besitzt im Blattgebiet eine Breite von etwa 600 bis 750 m. Auf der westlichen Talseite grenzt sie an den Talhang oder an die etwa 2 m höhere NT1-Terrassenfläche. Dagegen bildet auf der östlichen Talseite die über 4 m höhere JD2-Terrasse eine markante Grenze. Die lehmige und feinsandig-schluffige Auensedimentdecke ist zwar häufig nur 1 bis 1,5 m mächtig, kann aber in Aurinnen Mächtigkeiten von bis zu 3,6 m erreichen (Kap. 5: B11, La 09/94). Zahlreiche Auenareale vor allem östlich der Kleinen Laber tragen bevorzugt in Rinnenpositionen schwarze Anmoore. Ein größeres, zum Teil torfiges Anmoorgebiet erstreckt sich östlich der Kleinen Laber entlang der durch mehrere Quellen gekennzeichneten JD1-Terrassenkante. Am Außenrand der Talaue sind zwischen Eitting und Habelsbach sowie nördlich von Laberweinting am Talausgang von Seitentälern zum Teil mächtigere Schwemmkegel in die Talaue vorgebaut und belegen für diese Auenareale, dass sie mindestens bereits in der Jüngeren Tundrenzeit ausgebildet waren.

Im Tal der Großen Laber besitzen die Talauen unmittelbar oberhalb des Eggmühl – Zaitzkofener – Engtaldurchbruches durch den erosionswiderständigen oberkretazischen Großberger Sandstein (Bild 1) eine große trichterartige Erweiterung auf eine Breite von bis zu 1,5 km. Unterhalb von Eggmühl verengt sich das Tal zunehmend, so dass die Talauen die gesamte Talbreite des engen Sohlentals zwischen Eggmühl und Rogging einnehmen. An der schmalsten Stelle unmittelbar unterhalb von Unterdeggenbach besitzt sie nur noch eine Breite von 180 m. Erst talabwärts gewinnen sie wieder an Ausdehnung und zwar zunächst nur allmählich bis auf eine Breite von etwa 200 m bei Rogging. Weiter talabwärts nimmt deren Fläche erneut zu und erreicht im östlichen Blattgebiet eine Breite von bis zu 0,7 bis 1,2 km.

Innerhalb der Talauen stehen an der Oberfläche flächenhaft Auensedimente an, deren Mächtigkeiten lokal stark schwanken können. Dabei scheinen in der Eggmühler Talweitung oberhalb der Engtalstrecke etwas mächtigere Auensedimentdecken verbreitet zu sein als in den unterhalb gelegenen Auenflächen. Nach Handsondierungen sind sie dort außerhalb von Aurinnen in der Regel nur 0,6 bis 1,5 m mächtig, während im Raum Eggmühl Mächtigkeiten von 1,7 bis 3,6 m weit verbreitet sind (Beilage 1; Abb. 3). Anscheinend führt der durch die Talenge verursachte Hochwasserrückstau zu einer stärkeren Deposition der mitgeführten Suspensionsfracht und bei ansteigendem und/oder fallendem Hochwasserspiegel zur Erosion tiefer Aurinnen, die in der Folgezeit mit feinklastischen und häufiger auch Torflagen führenden Aurinnensedimenten verfüllt wurden.

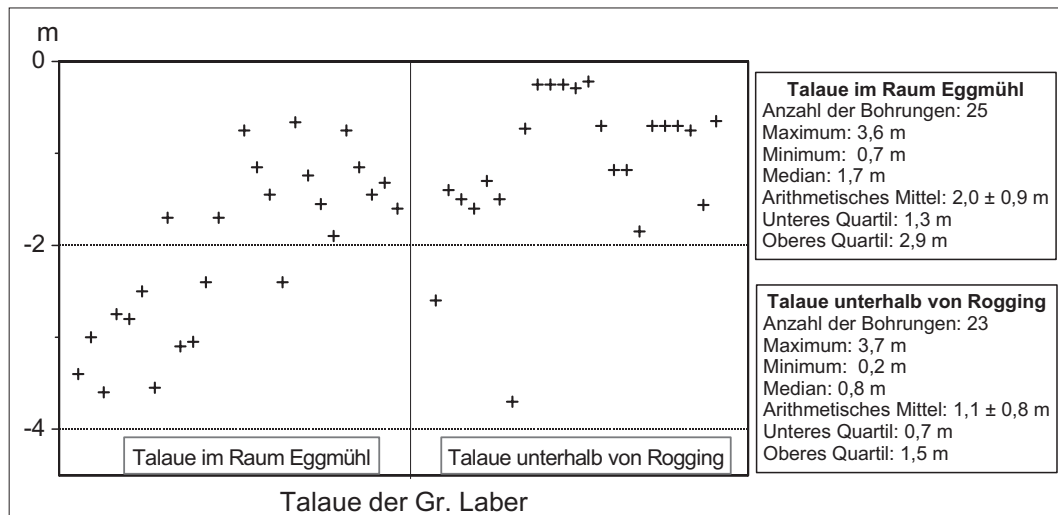


Abb. 3: Mächtigkeiten von Auensedimenten in der Talaue der Großen Laber (Meter unter Geländeoberfläche) auf Gradabteilungsblatt 7139 Aufhausen nach Sondierungen und Schichtenverzeichnissen von Bohrungen.

In den Auenbereichen unterhalb des Engtales dominieren Areale (u.a. Laberaue südlich von Aufhausen und Irnkofen), in denen großflächig Laberkiese nahe der Oberfläche oder unter nicht einmal 1 m mächtigen Auensedimentdecken anstehen. Generell besitzen aber auch dort Aurinnen und ehemalige Laberarme größere feinklastische, oft auch anmoorige bis torfige Aurinnenfüllungen mit Mächtigkeiten von bis zu 3,5 m (Abb. 3: Talaue unterhalb von Rogging).

Die Quartärbasis liegt in den Talauen der Großen Laber unterhalb von Rogging wahrscheinlich in einer ähnlichen Tiefenlage wie in den angrenzenden JD1- bis NT1-Terrassen (Beilage 2 und Beilage 3). Dagegen scheint oberhalb der Talenge im Raum Eggmühl eine mit Laberkiesen ausgefüllte Tiefenrinne im miozänen Sohlgestein vorhanden zu sein (Beilage 1), die älter als die aufliegenden spätglazialen und holozänen Talauenkiese ist und jünger als die hochglaziale NT1. Vermutlich entstand sie zu Beginn einer ersten kräftigen spätglazialen Wiedererwärmung und einer dadurch ausgelösten Tiefenerosion, die nach den Befunden an der Mündung der Kleinen Laber ins Donautal bereits vor mehr als 14.000 <sup>14</sup>C-Jahren stattfand (SCHELLMANN 2010).

Aus dem Kleinen Labertal liegen im Blattgebiet von einer eigenen Sondierung abgesehen (Kap. 5: B11, 7139 La 09/94) keine weiteren Informationen über die dort verbreiteten Quartärmächtigkeiten vor. In der Sondierung am Auenrand südlich von Eitting wurden unter 3,6 m Auensedimenten 1,1 m mächtige Laberkiese durchteuft, deren Basis in ca. 356,1 m ü. NN der Oberen Süßwassermolasse auflagerte. In der Größenordnung stimmt die Tiefenlage der Quartärbasis mit den Ergebnissen einer Bohrung in der Laberaue etwa 1,2 km östlich des Kartenblattes bei Sallach überein (SCHELLMANN et al. 2010). Dort wurde die Basis der unter 1,1 m mächtigen Auensedimenten verbreiteten und 1,8 m mächtigen Laberkiese in einer Tiefe von 352,3 m ü. NN erreicht.

**Mächtigkeit:** Die Kiesmächtigkeiten sind in den Talauen der Großen Laber im Raum Eggmühl außergewöhnlich hoch und erreichen dort Werte von 4 bis 8 m, wobei sie in der Regel von 0,6 bis 1,5 m mächtigen, teilweise Torf führenden Auensedimenten überdeckt sind. Weiter talabwärts sind die Laberkiese dagegen nur etwa 4 bis 5 m mächtig, reichen häufiger bis nahe an die Geländeoberfläche oder tragen häufig nur eine bis zu 1 m mächtige Auensedimentdecke. Im Tal der Kleinen Laber erreichen die unter Auensedimenten begrabenen spätglazial/holozänen Laberkiese wahrscheinlich nur Mächtigkeiten von etwa 1 bis 2 m.

Im Talboden des Gütinger Bachs sind unmittelbar nördlich des Blattgebiets bei Oberehring (7039 Mintraching) unter etwa 1,8 m mächtigen Auelehmen noch bis in etwa 3 bis 3,5 m Tiefe holzführende sandige und kiesführende Bachsedimente verbreitet, die ca. 5 m mächtigen Kiesen der ÄHT aufliegen (SCHELLMANN, in diesem Band: 7039 Mintraching). Die Einlagerung von Holzfragmenten weist auf eine Ablagerung der Bachsedimente an dieser Lokalität im Holozän hin.

**Lithologie und Fazies:** Aktuell existieren keine Aufschlüsse, die einen detaillierteren Einblick in den beschriebenen sedimentologischen Grundaufbau der Talböden von Gr. und Kl. Laber sowie des Gütinger Baches geben. Generell sind in allen drei Talböden kiesige und sandige Fluss- bzw. Bachbettsedimente verbreitet, die von unterschiedlich mächtigen feinklastischen Auen- und Aurinnensedimenten bedeckt sind.

**Alter:** Die Talauen beider Laberflüsse besitzen unterschiedlich alte Auenflächen, wobei eine morphostratigraphische Differenzierung im Rahmen der engen Zeitvorgaben zur Erstellung der vorliegenden Karte nicht möglich war. AMS <sup>14</sup>C-Datierungen an organischen Makroresten und kleinen Holzstücken, die bei Sondierungen aus den hangenden Sanden und Kiesen der unter Auensedimenten begrabenen Flussbettfazies oder unmittelbar von der Basis der Auensedimente geborgen wurden, geben zumindest für einzelne Auenareale Hinweise auf deren Entstehungsalter (Tab. 1). Unter Entstehungsalter wird dabei die Ablagerung der Flussbettfazies in Form von Labersanden und -kiesen verstanden. In welcher Tiefe die jeweilige Flussbettbasis liegt, ist leider unbekannt. Allerdings weisen die tiefsten Rinnenfüllungen ehemaliger Flussarme, die als Mindestmaß für die Tiefenlagen der spätglazial/holozänen Flussbettsohlen anzusehen sind, daraufhin, dass in weiten Arealen der Talauen beider Labertäler die kiesige Quartärbasis auch die Terrassenbasis der spätglazialen und holozänen Talauenfüllung darstellt. Erst nach Ablagerung der Flussbettfazies wurde diese dann von unterschiedlich mächtigen Auensedimenten bedeckt. Insofern geben Alter von der Basis der Auen- und Aurinnensedimente nur ein Mindestalter für die Sedimentation der unterlagernden Laberkiese.

Aus den Talauen der Großen Laber liegen bisher drei Altershinweise vor, die eine bereits spätglaziale Bildung von großen Auenbereichen im Zeitraum Bølling/Allerød-

Interstadial bis zum Ausgang der jüngeren Tundrenzeit belegen. Hierzu zählen:

1. die Laberauen westlich von Eggmühl und zwar vom NT1-Terrassenrand im Norden über den Moosgraben bis mindestens zum Starzengraben, wo jenseits der Blattgrenze auf dem Nachbarblatt 7138 Langquaid die Basis einer vertorften Aurinne ein spätglaziales Alter von  $11.480 \pm 50$   $^{14}\text{C}$  BP ergab (Abb. 4: Sondierung La09/74; Beilage 1).

Innerhalb dieser spätglazialen Aue können natürlich jüngere Rinnenfüllungen existieren. Letzteres ist im Bereich der Einmündung des Erlbaches in den Moosgraben der Fall. Dort wurden ebenfalls schon auf dem Nachbarblatt

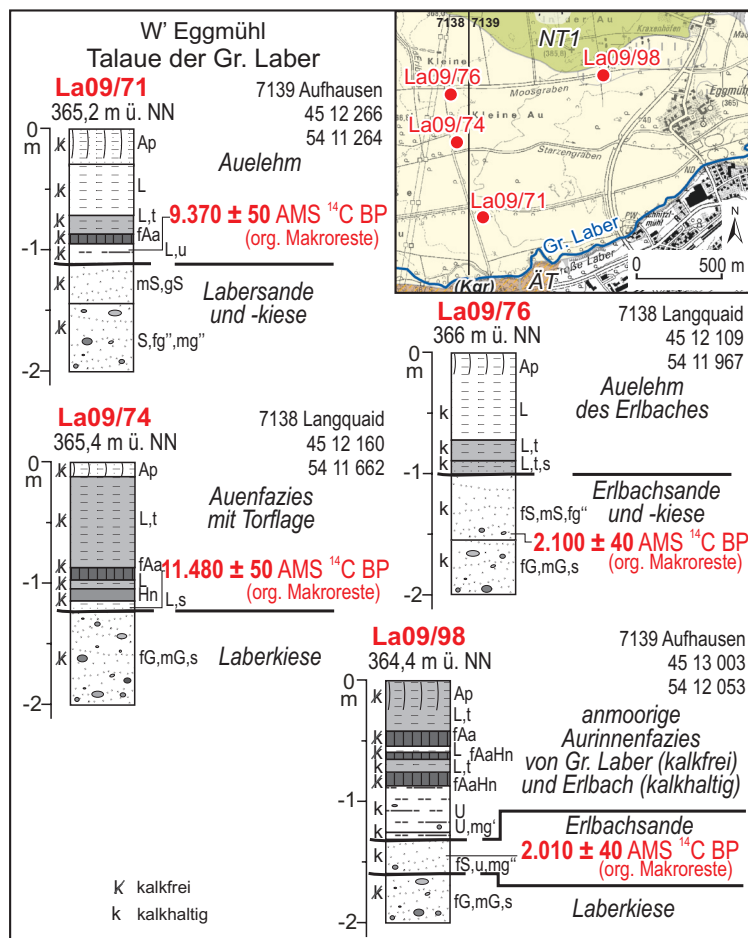


Abb. 4:  $^{14}\text{C}$ -Alter von Deckschichten und Flusssanden in den Talauen der Gr. Laber oberhalb von Eggmühl. Details zu den  $^{14}\text{C}$ -Altern befinden sich in Tab. 1 bzw. zur Sondierung La09/74 und La09/76 in SCHELLMANN, in diesem Band in der Erläuterung zum Blatt 7138 Langquaid (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

7138 Langquaid kalkhaltige Sande des Erlbaches unter 1 m mächtigen kalkhaltigen Auelehmen auf  $2.100 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  BP, also in die Römerzeit fallend, datiert (Abb. 4: Sondierung La09/76; Kap. 5: B17). Letztere erstrecken sich auch noch weiter talabwärts entlang des Moosgrabens bis nordwestlich von Eggmühl, wo römerzeitliche Erlbachsande mit einem  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $2.010 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  BP vorhanden sind (Abb. 4: Sondierung La09/98; Kap. 5: B18).

Die Ausdehnung der spätglazialen Auenflächen nach Süden in Richtung heutiger Flusslauf der Großen Laber ist unbekannt. Im Bereich des namenlosen Entwässerungsgrabens ca. 300 m nördlich der heutigen Laber ergab die Datierung der

Basis der Auensedimente in 1,1 m Tiefe unter Oberfläche bereits ein präboreales Alter von  $9.370 \pm 50$   $^{14}\text{C}$  BP (Abb. 4: Sondierung La09/71; Beilage 1; Kap. 5: B14). Insofern dürften die unterlagernden Labersande und -kiese in diesen Auenbereich wahrscheinlich erst im Präboreal und nicht schon im Spätglazial abgelagert worden sein.

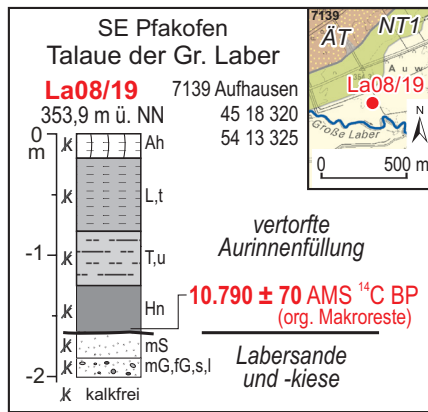


Abb. 5:  
 $^{14}\text{C}$ -Alter organischer Makroreste über spätglazialen Labersanden und -kiesen in der Taluaue der Gr. Laber unterhalb von Pfakofen. Details zum  $^{14}\text{C}$ -Alter befinden sich in Tab. 1 (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

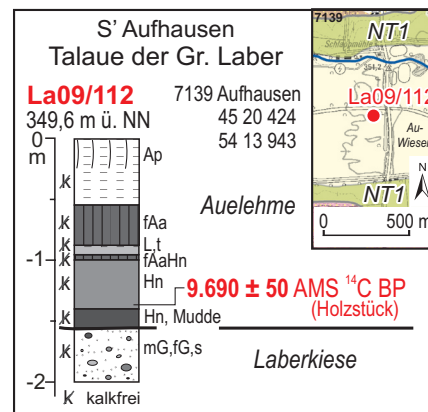


Abb. 6:  
 $^{14}\text{C}$ -Alter eines Holzstückes über wahrscheinlich spätglazialen Laberkiesen in der Taluaue der Gr. Laber südlich von Aufhausen. Details zum  $^{14}\text{C}$ -Alter befinden sich in Tab. 1 (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

2. die Auenareale der Großen Laber, die sich südöstlich von Pfakofen in der Flur „Auwiesen“ nach Nordosten in Richtung Gansbach erstrecken. Am nordöstlichen Außenrand münden im Raum Gansbach zwei zuletzt im Spätglazial aktive periglaziale Dellentälchen in die vorgelagerte Laberaue ein, wodurch bereits eine synchrone spätglaziale Bildungszeit dieses Auenbereiches belegt ist. Die  $^{14}\text{C}$ -Datierung der Basis eines Torfes unmittelbar über den liegenden Labersanden- und -kiesen in einer Aurinne südöstlich von Pfakofen ergab ein spätglaziales Alter von  $10.790 \pm 70$   $^{14}\text{C}$  BP (Abb. 5: Sondierung La08/19“; Kap. 5: B12).
3. die Taluaue der Großen Laber südlich von Aufhausen in der zwischen Haid und Schlappmühle sich erstreckenden Flur „Auwiesen“ (Abb. 6: Sondierung La09/112; Kap. 5: B13). Die Datierung eines Holzstückes nahe der Basis eines Torfhorizontes in einer morphologisch nicht erkennbaren Aurinne inmitten der Taluaue ergab ein präboreales  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $9.690 \pm 50$   $^{14}\text{C}$  BP. Unter dem Torf folgten bis zu den liegenden Laberkiesen noch weitere 16 cm einer braungrauen Torfmudde. Insofern ist eine Ablagerung der liegenden Laberkiese am Ausgang des Spätglazials wahrscheinlicher als zu Beginn des Präboreals.

Natürlich hat auch die jüngere holozäne Flussdynamik von Großer und Kleiner Laber ihre Anteile nicht nur an der Ablagerung von Hochflutsedimenten, sondern auch von sandigen und kiesigen Flussbettsedimenten bei allerdings unbekanntem Tiefgang der fluvialen Umlagerungen. Die Toplagen eisen-/römerzeitlicher, unter feinklastischen Auenablagerungen begrabener Flusssande und -kiese konnten an der Großen Laber westlich von Irnkofen (Abb. 7: Sondierung La08/12; Kap. 5: B15) und an der Kleinen Laber südwestlich von Habelsbach (Abb. 8: La 09/83; Kap. 5: B16) datiert werden.

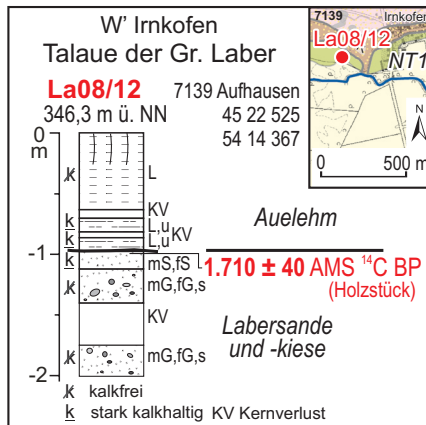


Abb. 7:

$^{14}\text{C}$ -Alter eines Holzstücks aus römischerzeitlichen Labersanden in der Talau der Gr. Laber westlich von Irnkofen. Details zum  $^{14}\text{C}$ -Alter befinden sich in Tab. 1 (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

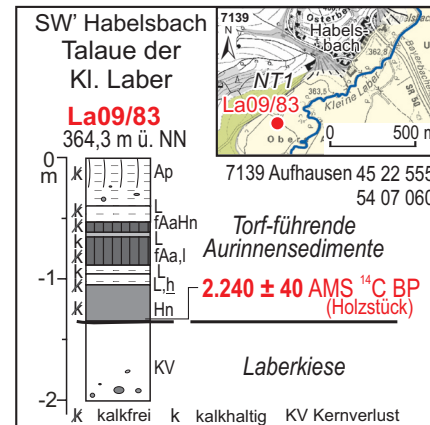


Abb. 8:

$^{14}\text{C}$ -Alter eines Holzstücks an der Basis eines Niedermoortorfes in der Talau der Kl. Laber südwestlich von Habelsbach. Details zum  $^{14}\text{C}$ -Alter befinden sich in Tab. 1 (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

Insgesamt ist davon auszugehen, dass große Areale der Talauen der Kleinen und Großen Laber im Blattgebiet bereits im Spätglazial entstanden sind und holozäne Flussbettablagerungen in einer deutlich schmaleren Zone entlang des natürlichen Flusslaufes hinterlassen wurden.

Das Alter der Talbodenfüllung im Gütinger Bachtal ist nicht bekannt. Im Wesentlichen dürfte sie mindestens schon im Würm-Spätglazial, eventuell auch schon im Würm-Hochglazial abgelagert worden sein. Darauf weisen mehrere auf den Talboden auslaufende Dellentälchen hin, für deren Entstehung und wesentliche morphodynamische Aktivität ein periglaziales Klima mit Dauerfrostbodenbedingungen erforderlich ist. Andererseits belegen die bei Oberehring (s.o.) unter etwa 1,8 m mächtigen Auelehmen erbohrten und bis in 3,5 m Tiefe unter Geländeoberfläche reichenden holzführenden Bachbettsedimente, dass zumindest in kleineren Arealen auch holozäne Bachablagerungen verbreitet sind.

### 3.4 Holozän

#### 3.4.1 Anmoor

Größere Anmoorgebiete, teilweise auch mit eingeschalteten Torflagen, erstrecken sich im Tal der Großen Laber am Auenrand nordwestlich von Eggmühl und nördlich von Wallkofen (Bild 3), im Tal der Kleinen Laber nordöstlich von Laberweinting sowie in einzelnen Arealen der Seitentäler des Röhr- und Moosbaches. Zudem sind schwarze Anmoore bzw. Anmoor-Torf-Sequenzen in vielen Aurinnen in den Talauen der Großen und der Kleinen Laber verbreitet, wobei sie häufig von Dezimeter mächtigen jüngeren Auelehmen überdeckt sind.



Bild 3: Blick nach Norden über den teilweise von An- und Niedermooren bedeckten Talboden der Gr. Laber nördlich von Wallkofen (Photo: G. SCHELLMANN April 2009).

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeiten anmooriger Füllungen können mehr als 1 m erreichen, wobei die einzelnen Anmoor-Horizonte (Aa, fAa) meist nur etwa 10 bis 40 cm mächtig sind.

**Lithologie:** Anmoore bestehen in der Regel aus einem Gemisch von Mineralboden und 15-30 Masse-% stark organischer Substanz. Bereichsweise sind sie aber auch das Abbauprodukt von Torfen.

**Alter:** Nach NILLER (1998; ders. 2001) soll im Tal der Kleinen Laber die Bildung eines älteren Anmoor-Torf-Komplexes spätestens im frühen Präboreal (um 10.000  $^{14}\text{C}$  BP) eingesetzt und bis zur Wende Präboreal/Boreal (um 9.000  $^{14}\text{C}$  BP) angedauert haben. Eine jüngere Anmoor-Torf-Sequenz stellt er in das jüngere Subboreal zwischen 2.500 und 3.200  $^{14}\text{C}$  BP. Anmoor-Torf-Komplexe sieht er als Ausdruck verminderter Hochflutaktivitäten der Kleinen Laber an.

Folgende Befunde aus den Talauen der Großen und der Kleinen Laber bestätigen teilweise die von NILLER (1998; ders. 2002) im Kleinen Labertal postulierten Bildungszeiten von Anmoor-Torf-Abfolgen, weisen aber auch auf weitere Bildungszeiten hin.

1. Die ältesten Torfe stammen bereits aus dem Spätglazial. Das Mindestalter eines ersten *post*-hochglazialen Torfwachstums konnte in der Talaue der Großen Laber südöstlich von Pfakofen auf ca.  $10.790 \pm 70$   $^{14}\text{C}$  BP datiert werden (Abb. 5: Sondierung La08/19; Kap. 5: B12).
2. Die Basis nächstjüngerer Torfe mit zwei überlagernden, durch Auelehme getrennte Anmoor-Horizonten konnte in der Talaue der Großen Laber südlich von Aufhausen auf  $9.690 \pm 50$   $^{14}\text{C}$  BP datiert werden (Abb. 6: Sondierung La09/112; Kap. 5: B13).
3. In der spätglazial/präborealen Talaue der Großen Laber westlich von Eggmühl entstand ein fossiles Anmoor in 1,12 m unter Oberfläche erst nach Ablagerung der liegenden Auelehme vor ca.  $9.370 \pm 50$   $^{14}\text{C}$  BP (Abb. 4: La09/71“; Kap. 5: B14).
4. In der Talaue der Kleinen Laber südwestlich von Habelsbach wurde an der Basis

von Aurinnensedimenten ein 20 cm mächtiger Torf angetroffen, der von zwei durch Auelehme getrennte Anmoore überlagert wurde. Die Basis des Torfes datiert auf  $2.240 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  BP, wodurch belegt ist, dass die hangenden Anmoorhorizonte erst im jüngeren Subatlantikum entstanden sind (Abb. 8; Sondierung La09/83; Kap. 5: B16).

5. In der spätglazialen Talaue der Großen Laber nordwestlich von Eggmühl wurden in einer 1,6 m mächtigen Aurinnenfüllung drei fossile, zum Teil torfige Anmoore angetroffen, die nach der  $^{14}\text{C}$ -Datierung der Rinnenbasis auf  $2.010 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  BP erst seit der Römerzeit entstanden sind (Abb. 4: Sondierung La09/98; Kap. 5: B18).

Weitere  $^{14}\text{C}$ -Datierungen fossiler Anmoor–Torf–Sequenzen in den Talauen der Großen Laber auf dem Gradabteilungsblatt Langquaid (SCHELLMANN, in diesem Band: 7138 Langquaid) weisen in beiden Tälern ebenfalls daraufhin, dass dort Anmoor–Torf–Sequenzen noch im jüngeren Subatlantikum entstanden sind.

### 3.4.2 Künstlich verändertes Gelände

#### *Jungholozän, Industriezeitalter*

Künstliche Aufschüttungen und stark veränderte Areale wurden dann als eigene Kartiereinheit ausgewiesen, sobald größere Flächen in größeren Ausmaßen davon betroffen waren. Weitere anthropogene Veränderungen, z.B. durch Siedlungstätigkeiten oder Verkehrswegebau, gehen meistens aus den topographischen Signaturen hervor.

## 4. Quartärbasis

Die Quartärbasiskarten (Abb. 9 und Abb. 10) basieren auf Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt (LfU) und von folgenden weiteren Ämtern und Firmen: Wasserwirtschaftsämter Regensburg, Landshut und Kehlheim, Staatliches Bauamt Regensburg, Autobahndirektion Süd, Rhein-Main-Donau-AG sowie diversen Ingenieurbüros (u.a. IFB Eigenschenk in Deggendorf, Celler Brunnenbau, E + M Brunnenbau und Bohrtechnik in Hof). Die Auswertungen der Schichtenverzeichnisse der Bohrungen sowie die Ergebnisse eigener Sondierungen sind beim LfU hinterlegt. Aus den Schichtenverzeichnissen wurde die Quartärbasis bestimmt und in einem Geographischen Informationssystem (ArcMap 9.2) unter Verwendung des „*natural-neighbor*-Interpolationsverfahrens“ ein flächendeckendes Modell der Quartärbasis errechnet (Abb. 9, Abb. 10) Zum methodischen Vorgehen sei auf SCHELLMANN & GEBHARDT (2010) verwiesen. Stützpunktlinien wurden im Donautal am Außenrand des Älteren Deckenschotterers gelegt, um die Isolinien der deutlich tieferen Quartärbasis des ÄD vom südlich angrenzenden Hochschotter (HS) abzusetzen. Weitere Stützpunktlinien wurden in beiden Labertälern am Talrand gelegt (Abb. 9).

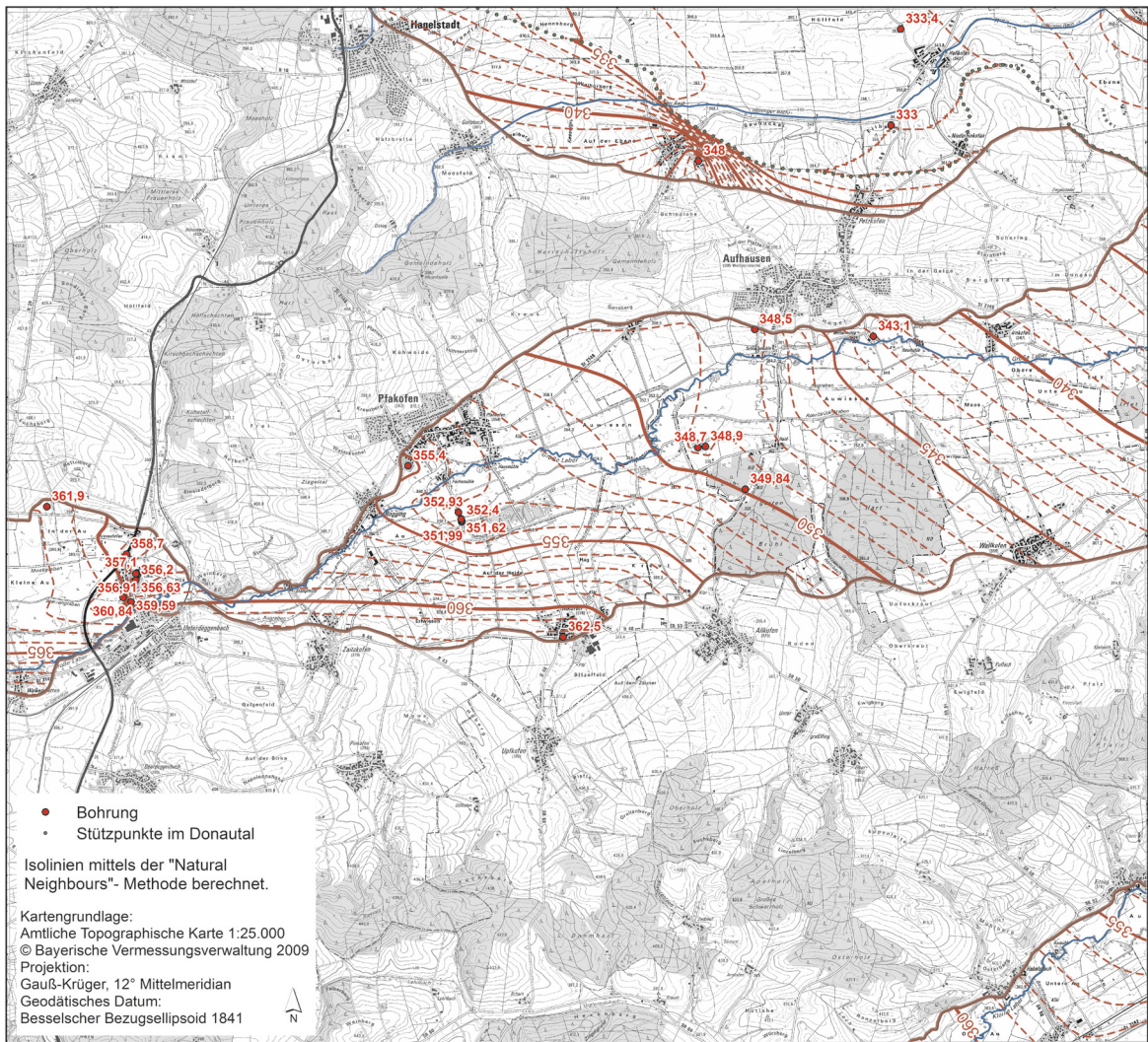


Abb. 9: Tiefenlage (m ü. NN) der Quartärbasis auf Blatt Aufhausen berechnet unter Verwendung von Stützpunkten (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

Beide Modelle zeigen im Donautal die tiefere Lage der Quartärbasis im Bereich des ÄD gegenüber der des HS sowie in den beiden Tälern von Großer und Kleiner Laber ein generelles Abfallen der Quartärbasis talabwärts. Eine Differenzierung von Schwankungen der Quartärbasis innerhalb der Talsohlen von Großer und Kleiner Laber ist aufgrund der geringen Anzahl und der ungleichen Verteilung der Bohrungen nicht möglich.

## 5. Bohrungen

Im Gebiet des Gradabteilungsblattes Aufhausen sind im Laufe der vergangenen Jahrzehnte eine große Anzahl von Bohrungen u.a. im Rahmen von Brunnen- und Pegelbohrungen, Baugrund- und Lagerstätten erkundungen und in jüngerer Zeit verstärkt geothermischen Erkundungen durchgeführt worden. Diese sind im Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umweltschutz gespeichert. Die hier vorgenommenen Auswertungen der Schichtenverzeichnissen von Bohrungen sowie die Ergebnisse eigener Sondierungen sind mit dem Projektabschluss im Früh-

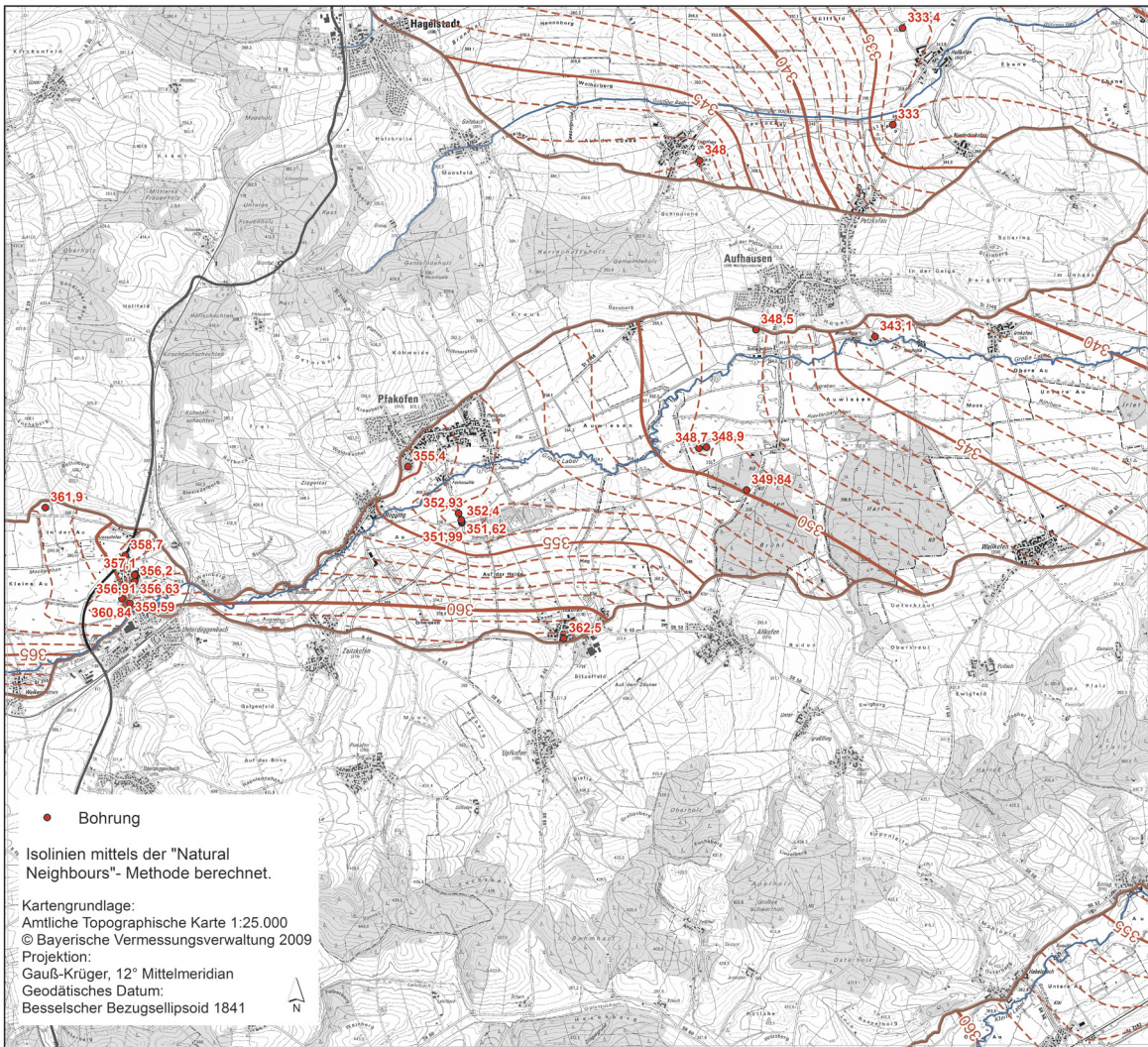


Abb. 10: Tiefenlage (m ü. NN) der Quartärbasis auf Blatt Aufhausen berechnet ohne Verwendung von Stützpunkten (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

jahr 2010 beim LfU hinterlegt worden. Die FID, die BIS-Bohrnummer (7139BG...) bzw. die Sondierungsnummern (7139 La Nr...) sind in der vom Verfasser beim LfU hinterlegten Bohrdatenbank aufgeführt.

Im Folgenden werden die Bohrungen aufgeführt, die in der Erläuterung genannt werden. Der Übersichtlichkeit halber werden die Bohrprofile nur stärker generalisiert wiedergegeben.

**B1**, FID\_3075, 7139/Triftlfing 105/0, südwestlich von Triftlfing

Lage: R 4519657, H 5416365; Ansatzhöhe: 357 m ü. NN

Hochschotter (HS) der Donau

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN):

**Pleistozän**

- 5,00 m      Lößlehm: Schluff, tonig, hellbraun
- 9,00 m      Terrassenkiese: Mittelkies, schwach tonig, hellbraun
- 10,00 m     Tertiär/Quartär? (Lößlehm?): Schluff, tonig, gelb
- 12,00 m     Tertiär/Quartär? (Terrassenkies?): Mittelkies, tonig, hellbraun-bunt
- 60,00 m     Tertiär: Ton und Feinsand, z.T. kiesführend

**B2, FID\_3150, 7139BG015004**

Lage: R 451820, H 541124; Ansatzhöhe: 372 m ü. NN

Hochschotter (HS) der Großen Laber

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN):

**Pleistozän**

-8,30 m Lößdecke: Schluff, feinsandig

-9,50 m Laberkiese: Kies, sandig

**Miozän**

-26,50 m Obere Süßwassermolasse: Ton und Grobsand, tonig und Schluff, feinsandig

**B3, FID\_3055, 7139 Hellkofen 1 K. Meyer**

Lage: R 4521833, H 5417785; Ansatzhöhe 352 m ü. NN

Älterer Deckenschotter (ÄD) der Donau

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN):

**Pleistozän**

-10,50 m Lößlehm: Lehm

-19,00 m Terrassenkiese: Kies

**Miozän**

-20,00 m Ton

**B4, FID\_3244, 7140BG000062**

Lage: R 452315, H 541441; Ansatzhöhe: 351,79 m ü. NN

Ältere Deckenschotter (ÄD) der Großen Laber

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN):

**Pleistozän**

-0,90 m Fließerden: Sand, stark schluffig, schwach kiesig und Schluff, stark sandig, kiesig

-12,30 m Terrassenkiese: Kies stark sandig; schwach kiesiger Sand in 8,1 bis 11,2 m Tiefe

**Miozän**

-16,00 m Obere Süßwassermolasse: Feinsand, schluffig, graubraun und Ton, schluffig, graublau

**B5, FID\_3144, 7139BG000066**

Lage: R 452016, H 541283; Ansatzhöhe: 354,84 m ü. NN

Jüngerer Deckenschotter 1 (JD1) der Großen Laber

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN):

**Pleistozän**

-1,00 m Dellenfüllung: Sand, schluffig, schwach tonig

-5,00 m Terrassenkiese: Sand, mittelkiesig und basal Grobkiese

**Miozän**

-5,30 m Obere Süßwassermolasse: Ton, feinsandig

**B6, 7139 La 08/15, nördlich von Wallkofen, eigene Sondierung**

Lage: R 45 23 139, H 54 12 904, Ansatzhöhe 350,7 m ü. NN

Jüngerer Deckenschotter 1 (JD1) der Großen Laber

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Deutung: G. SCHELLMANN)

**Pleistozän**

-0,85 m Sandige Fließerde oder Flugsanddecke (?): Mittel- und Feinsand, vereinzelte Feinkiese, kalkfrei

-1,10 m Lößlehm (?): Lehm, gelblich-grau-braun, kalkfrei

-1,27 m Labersande: lehmiger Sand, vereinzelt Feinkies, gelblich-braun, kalkfrei

-1,85 m Laberkiese: v.a. Mittel- und Feinkiese in sandiger Matrix, kalkfrei

**Miozän (?)**

-2,00 m Lehm, vereinzelt Feinkies, grau, kalkfrei

**B7, FID\_3116, 7139BG000038, südwestlich von Aufhausen**

Lage: R 452026, H 541455; Ansatzhöhe: 354 m ü. NN

Ältere Hochterrasse (ÄHT) der Großen Laber

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN):

**Pleistozän**

- 4,50 m Fließerden (?): Sand, tonig und Ton, kiesig
- 5,50 m Terrassenkiese: Feinkies, feinsandig
- 67,50 m **Miozän:** Ton, schluffig und Ton feinsandig
- 160,00 m **Oberkreide:** Sandsteine mit Tonschichten

**B8**, 7139 La 08/13, westlich von Irnkofen (eigene Sondierung)

Lage: R 45 22 451, H 54 14 522, Ansatzhöhe 347,3 m ü. NN

ÄHT der Großen Laber

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Deutung: G. SCHELLMANN)

**Pleistozän**

- 1,88 m Lößlehm: Lehm, schluffig, unterhalb der Bodenentwicklung stark kalkhaltig
- 3,00 m Laberkiese und -sande: Mittel- und Feinkiese mit Schlufflage, sandig, kalkhaltig

**B9**, FID\_2978, östlich der Mittermühle

Lage: R 4521536, H 5414476; Ansatzhöhe: 349,3 m ü. NN

NT1 der Großen Laber

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN):

**Pleistozän**

- 2,10 m Auensedimente: Schluff, feinsandig, schwach kiesig, braun bis graubraun
  - 6,20 m Terrassenkiese: Kies, sandig, schwach steinig, grau
- Miozän**
- 9,10 m Obere Süßwassermolasse: Feinsand, schluffig bis schwach schluffig, grau

**B10**, 7139 La 09/84, südwestlich von Habelsbach

Lage: R 45 22 396, H 54 07 122, Ansatzhöhe 366,2 m ü. NN

NT1 der Kleinen Laber

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Deutung: G. SCHELLMANN)

**Würm-Hochglazial**

- 0,80 m Laberkiese:
- 0,40 m Lehm, sandig, mit Fein- und Mittelkies durchsetzt, braun, kalkhaltig
- 0,80 m Mittel- und Feinkies in sandiger Matrix, gelblich-braun, kalkhaltig

**B11**, 7139 La 09/94, südlich von Eitting, eigene Sondierung

Lage: R 45 24 036, H 54 08 304, Ansatzhöhe 360,8 m ü. NN

Talaue der Kleinen Laber

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Deutung: G. SCHELLMANN)

**Würm-Spätglazial/Holozän**

- 3,60 m Auenfazies: Lehm, schluffig und sandig, kalkfrei
  - 4,70 m Laberkiese: Fein- und Mittelkiese in sandiger Matrix, kalkfrei
- Miozän**
- 5,00 m Obere Süßwassermolasse: Ton, lehmig, grünlich-grau, kalkfrei

### Eigene Sondierungen mit <sup>14</sup>C-Datierungen

**B12**, 7139 La 08/19, östlich von Pfakofen, Talaue der Großen Laber

Lage: R 45 18 320, H 54 13 325, Ansatzhöhe 353,9 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Interpretation: G. SCHELLMANN)

- 0,20 m Lehm, Ah, kalkfrei
- 0,80 m toniger Lehm, braun, kalkfrei
- 0,92 m schluffiger Ton, schwarz, kalkfrei (fAa)
- 1,25 m schluffiger Ton, grau, kalkfrei
- 1,64 m Torf, mit org. Makroresten, schwarz-braun, kalkfrei  
(org. Makroreste aus -1,45 m, -1,63 m und -1,67 m Tiefe)  
Probe bei 1,63 m, **Alter: 10.790 ± 70 <sup>14</sup>C BP** (Beta 266116)
- 1,85 m Mittelsand, grau, kalkfrei
- 2,00 m Mittel- und Feinkies in sandig-lehmiger Matrix

Interpretation:

- 1,64 m vertorfte Aurinnenfüllung
- 2,00 m Labersande und -kiese, Spätglazial (NT3)

**B13**, 7139 La 09/112, südlich von Aufhausen, Talaue der Großen Laber

Lage: R 45 20 424, H 54 13 943, Ansatzhöhe 349,6 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Interpretation: G. SCHELLMANN)

- 0,55 m Lehm, braun, kalkfrei
- 0,87 m Lehm, anmoorig, schwarz-braun, kalkfrei, bei -0,85 m Holzstück (fAa)
- 0,96 m Lehm, tonig, hellbraun, kalkfrei
- 1,00 m Anmoor, torfig, dunkelbraun, kalkfrei (bei -0,99 m Makroreste) (fAa)
- 1,40 m Torf, schwarz, kalkfrei; Holzstück bei -1,38 m, **Alter: 9.690 ± 50 <sup>14</sup>C BP** (Beta 266121)
- 1,56 m Torfmudde, braun-grau, kalkfrei (bei -1,48 m org. Makroreste)
- 2,00 m Mittel- und Feinkies in sandiger Matrix, dunkelgrau, kalkfrei

Interpretation:

- 1,56 m Anmoorige und torfige Aurinnenfüllung
- 2,00 m Laberkiese, Spätglazial (J. Tz.)

**B14**, 7139 La 09/71, westlich von Eggmühl, Talaue der Gr. Laber

Lage: R 45 12 266, H 54 11 264, Ansatzhöhe 365,2 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Interpretation: G. SCHELLMANN)

- 0,30 m Lehm, sandig, dunkelbraun, kalkfrei
- 0,72 m Lehm, braun, kalkfrei
- 0,87 m Lehm, tonig, grau-braun, kalkfrei
- 0,95 m Lehm, tonig, schwarz-braun, kalkfrei (fAa)
- 1,12 m Lehm, schluffig, braun, kalkfrei (bei -1,09 m, org. Makroreste, **Alter: 9.370 ± 50 <sup>14</sup>C BP** (Beta 260857))
- 1,45 m Mittel- und Grobsand, dunkelbraun, kalkfrei
- 2,00 m Sand, vereinzelt Fein- und Mittelkiese, dunkelbraun, kalkfrei

Interpretation:

- 1,12 m Auenlehm
- 2,00 m Labersande und -kiese, ausgehendes Würm-Spätglazial (?)/frühes Präboreal

**B15**, 7139 La 08/12, westlich Irnkofen, holozäne Talaue der Gr. Laber

Lage: R 45 22 525, H 54 14 367, Ansatzhöhe 346,3 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Interpretation: G. SCHELLMANN)

- 0,20 m Lehm, braun, kalkfrei
- 0,64 m Lehm, rötlich-braun, kalkfrei
- 0,70 m Kernverlust
- 0,82 m schluffiger Lehm, Glimmer, grau-braun, stark kalkhaltig
- 0,86 m Kernverlust
- 0,97 m schluffiger Lehm, grau-braun, stark kalkhaltig
- 1,12 m Mittel- und Feinsand, weißlich-grau, stark kalkhaltig (bei 1,08 m kleines Holzstück: **Alter: 1.710 ± 40 <sup>14</sup>C BP** (Beta 260855))
- 1,40 m Mittel- und Feinkies in sandiger Matrix, grau, kalkfrei
- 1,75 m Kernverlust
- 2,00 m Mittel- und Feinkies in sandiger Matrix, grau-braun, kalkfrei

Interpretation:

- 0,97 m kalkhaltiger Auelehm
- 1,12 m kalkhaltige römerzeitliche Labersande
- 2,00 m kalkfreie Laberkiese, römerzeitlich oder älter

**B16**, 7139 La 09/83, südwestlich Habelsbach, Talaue der Kl. Laber

Lage: R 45 22 555, H 54 07 060, Ansatzhöhe 364,3 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Interpretation: G. SCHELLMANN)

- 0,40 m Lehm, teilweise Mittelkies, grau-braun, kalkfrei
- 0,54 m Lehm, Pflanzenreste, grau-braun, kalkfrei
- 0,61 m Anmoor, torfig, schwarz, kalkfrei (fAa)
- 0,66 m Lehm, grau-braun, kalkhaltig
- 0,88 m Anmoor, lehmig, Pflanzenreste, schwarz, kalkfrei (fAa)
- 0,96 m Lehm, braun-grau, kalkhaltig
- 1,05 m Lehm, stark humos, mit Pflanzenresten, schwarz, kalkfrei

- 1,35 m Torf, schwarz, kalkfrei (bei -1,35 m Holzstück, **Alter: 2.240 ± 40 <sup>14</sup>C BP** (Beta 264780))
- 2,00 m Kernverlust (vermutlich Kies, da Kiesreste im Bohrstock)

Interpretation:

- 1,35 m Torf- und Anmoor-führende Aurinnensedimente
- 2,00 m Laberkiese, älter als 2.240 <sup>14</sup>C BP

**B17**, 7138 La 09/76, östlich von Schierling, Talaue der Gr. Laber

Lage: R 45 12 109, H 54 11 967, Ansatzhöhe 366,0 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Interpretation: G. SCHELLMANN)

- 0,55 m Lehm, braun
- 0,65 m Lehm, dunkelbraun
- 0,72 m Lehm, hellbraun, kalkhaltig
- 0,90 m Lehm, tonig, hellbraun, kalkhaltig
- 1,00 m Lehm, tonig, hellbraun, mit gelblichen Sandbändern durchsetzt, kalkhaltig
- 1,55 m Fein- und Mittelsand, vereinzelt Feinkies, grau, kalkhaltig (bei -1,50 m org. Makroreste, **Alter: 2.100 ± 40 <sup>14</sup>C BP** (Beta 260859))
- 2,00 m Fein- und Mittelkies in sandiger Matrix, hellgrau, kalkhaltig

Interpretation:

- 1,00 m Auelehm des Erlbaches (kalkhaltig)
- 2,00 m Erlbachsande und -kiese, Römerzeit

**B18**, 7139 La 09/98, nordwestlich von Eggmühl, Talaue der Großen Laber

Lage: R 45 13 003, H 54 12 053, Ansatzhöhe 364,4 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: R. Beer; Interpretation: G. Schellmann)

- 0,42 m Lehm, tonig, hellbraun, kalkhaltig
- 0,55 m Lehm, humos, schwarz, kalkfrei (fAa)
- 0,60 m Lehm, hellbraun-gelblich, kalkfrei
- 0,66 m Anmoor, torfig, schwarz, kalkfrei (fAa)
- 0,76 m Lehm, tonig, hellbraun, kalkhaltig
- 0,87 m Anmoor, torfig, schwarz, kalkfrei (fAa)
- 1,26 m Schluff, dunkelgrau, kalkhaltig
- 1,32 m Schluff, vereinzelt Mittelkiese, grau, kalkhaltig
- 1,60 m Feinsand, schluffig, vereinzelt Mittelkiese, grau, kalkhaltig, bei -1,45 m ein großer Pflanzenrest, **Alter: 2.010 ± 40 <sup>14</sup>C BP** (Beta 266120))
- 2,00 m Fein- und Mittelkies in sandiger Matrix, grau, kalkfrei

Interpretation:

- 1,32 m anmoorige Aurinnenfazies von Gr. Laber (kalkfrei) und Erlbach (kalkhaltig)
- 2,00 m Labersande und -kiese, Römerzeit oder älter

**B19**, 7139 La 09/87, nordöstlich von Laberweinting, JD2 der Kl. Laber

Lage: R 45 24 284, H 54 07 578, Ansatzhöhe 362,2 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: R. Beer; Interpretation: G. Schellmann)

- 0,50 m Lehm, hellgrau-braun, kalkfrei
- 0,74 m Lehm, anmoorig, schwarz, kalkfrei
- 0,85 m Lehm, hellgrau-braun, kalkfrei
- 1,82 m Anmoor, torfig, schwarz, viele Pflanzenreste, kalkfrei (fAa)
- 2,00 m Lehm, hellgrau, kalkfrei
- 2,20 m Sand, lehmig, hellgrau, kalkhaltig
- 2,30 m Anmoor, schwarz, kalkfrei (fAa)
- 2,57 m Lehm, sandig, grau, mit Pflanzenteilen, kalkfrei
- 2,90 m Lehm, sandig, mit Mittel- und Feinkiesen, grau, kalkhaltig
- 3,00 m Anmoor, schwarz, kalkfrei (fAa)
- 4,00 m Kernverlust
- 4,15 m Mittel- und Feinkies in sandiger Matrix, hellgrau, kalkhaltig
- 4,65 m Schluff, tonig, sehr vereinzelt Mittelkies, grünlich-grau, kalkhaltig
- 5,50 m Lehm, tonig, hellgrau, stark kalkhaltig

Interpretation:

- 4,15 m Füllung Dellental, Spätglazial/Holozän
- 5,50 m Löß und Lößlehm

## Literatur

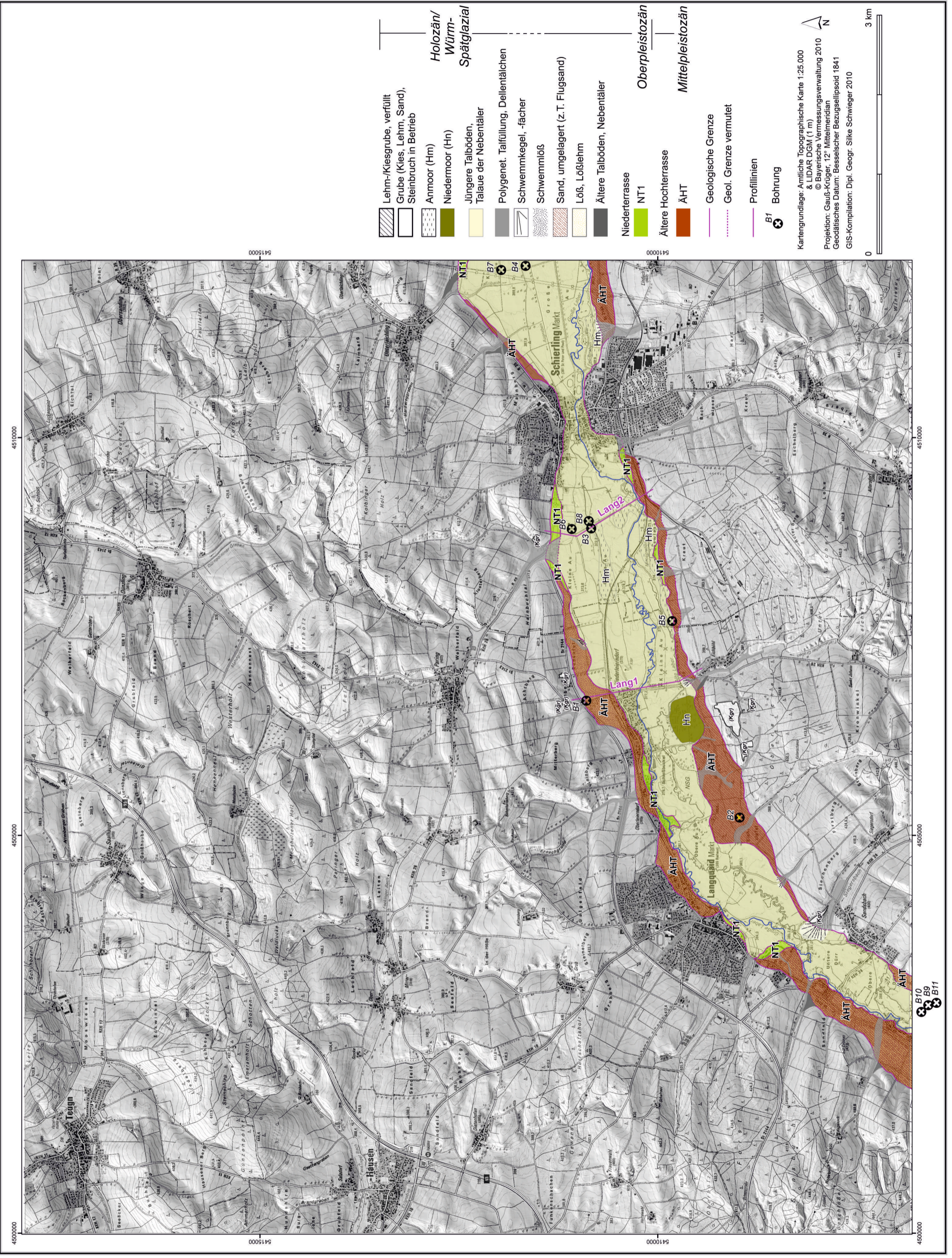
- BAYBERGER, W., CRAMER, P. & TILLMANN, H. (1969): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6938 Regensburg. – München (GLA).
- BECKER-HAUMANN, R.A. (2001): The depositional history of the Bavarian Allgäu area at the turn of the Tertiary/Quaternary, Northern Alpine Foreland, Germany – a set of paleogeological maps. – *Quaternary International*, 79: 55-64.
- BRUNNACKER, K., BOENIGK, W., KOCI, 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. & L. ZÖLLER (1990): Gliederung und Thermolumineszenz-Chronologie der Würmlöss im Raum Regensburg. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 40: 63-84; Hannover.
- ELLWANGER, D., KÖNIGSWALD, W.V. & FEJFAR, O. (1994): Die biostratigraphische Aussage der Arvicolidenfauna vom Uhlenberg bei Dinkelscherben und ihre morpho- und lithostratigraphischen Konsequenzen. – *Münchener Geowiss. Abh.*, A26: 173-191; München.
- HOMILIUS, J., WEINIG, H., BROST, E. & BADER, K. (1983): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau. – *Geol. Jb.*, E 25; Hannover.
- KUHLEMANN, J. & KEMPF, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. – *Sedimentary Geology*, 152: 45–78; Amsterdam (Elsevier).
- NILLER, H.-P. (1998): Prähistorische Landschaften im Lößgebiet bei Regensburg. Kolluvien, Auenlehme und Böden als Archive der Paläoumwelt. – *Regensburger Geogr. Schr.*, 31; Regensburg.
- NILLER, H.-P. (2001): Wandel Prähistorischer Landschaften – Kolluvien, Auelehme und Böden: Archive zur Rekonstruktion vorgeschichtlicher anthropogener Landschaftsveränderungen im Lößgebiet bei Regensburg. – *Erdkunde*, 55: 32-48.
- OSCHMANN, FR. (1958): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7038 Bad Abbach. – München (GLA).
- QUIEL, F. (1971): Geologische und hydrogeologische Untersuchungen im Südteil des Gradabteilungsblattes 7139 Aufhausen. – *Dipl.-Arb.*, Inst. für allgemeine u. angewandte Geologie u. Mineralogie, Universität München (unveröffentlicht).
- RUTTE, E. (1962): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7037 Kelheim. – München (GLA).
- SHELLMANN, G. (2010): 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 Geographische Schriften*, 24: 1–77; Bamberg.
- SHELLMANN, G. (in diesem Band): Quartärgeologische Karte 1:25.000 des Donautals auf Blatt 7039 Mintraching mit Erläuterungen – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2008 und 2009. – *Bamberger Geographische Schr.*, SF 13; Bamberg
- SHELLMANN, G. (in diesem Band): Quartärgeologische Karte 1:25.000 des Tals der Großen Laber auf Blatt 7138 Langquaid mit Erläuterungen – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2008 und 2009. – *Bamberger Geographische Schr.*, SF 13; Bamberg.
- SHELLMANN, G. & GEBHARDT, C. (2010): Ein Quartärbasismodell der Donauterrassen zwischen Pfatter und Straubing. – *Bamberger Geographische Schriften*, 24: 179–187; Bamberg.
- SHELLMANN, G. & RADTKE, U. (1993): Bodenbildungen und Schwermetallverteilung im Würmlöß des niederbayerischen Donautales. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, 31: 97-115; Düsseldorf.

- SCHELLMANN, G., IRMLER, R. & SAUER, D. (2010): Zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der Donauterrassen auf Blatt L7141 Straubing. – Bamberger Geographische Schriften, 24: 89–178; Bamberg.
- SCHMITT, P. (1971): Geologische und hydrogeologische Untersuchungen im Nordteil des Gradabteilungsblattes 7139 Aufhausen (südöstlich von Regensburg). – Dipl.-Arb., Inst. für allgemeine u. angewandte Geologie u. Mineralogie, Universität München (unveröffentlicht).
- STRUNK, H. (1990): Das Quartärprofil von Hagelstadt im Bayerischen Tertiärhügelland. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 40: 85-96; Hannover.
- 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. (1984): Die Flußgeschichte der oberen Donau. – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 26: 99-202; Freiburg.
- UNGER, H.J. (1987): Die Bohrung Köfering und Schierling 1 südlich von Regensburg und ihr geologisch-tektonischer Rahmen. – Geol. Jb., A 105: 57-74; Hannover.
- 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.

# Quartärgeologische Karte 1: 25.000 Blatt Nr. 7138 Langquaid

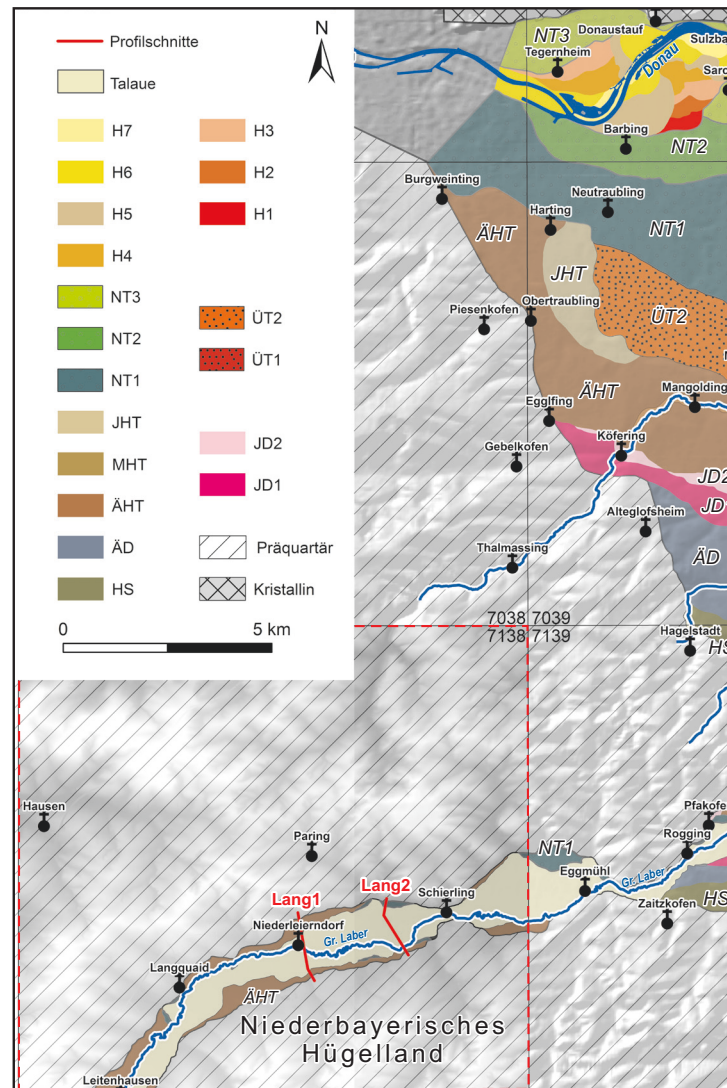
7138 LANGQUAID

Geologische Aufnahme: GERHARD SCHELLMANN 2008 - 2009

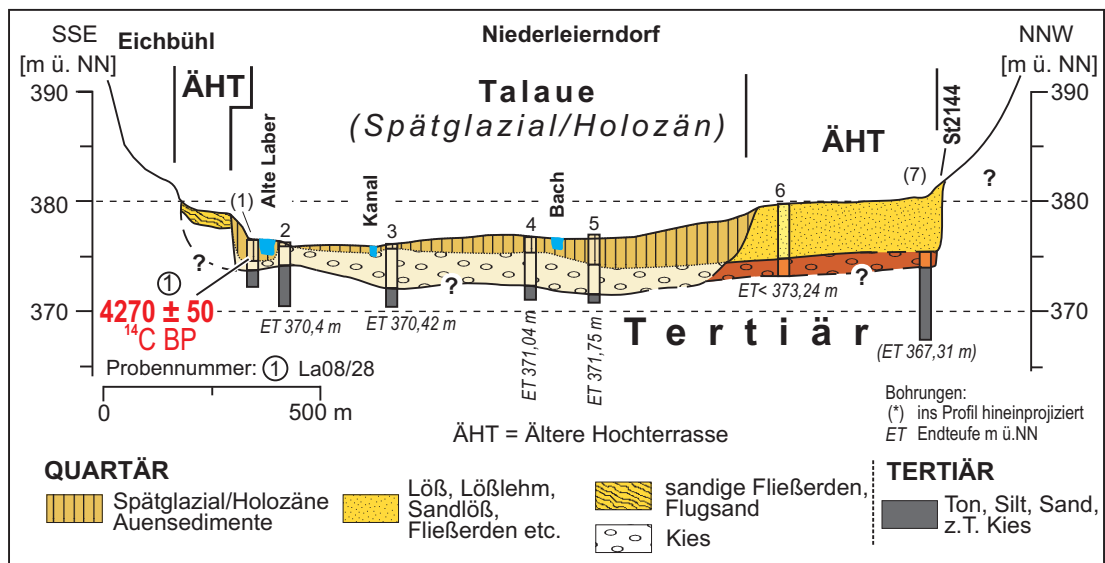


B10  
B9  
B11

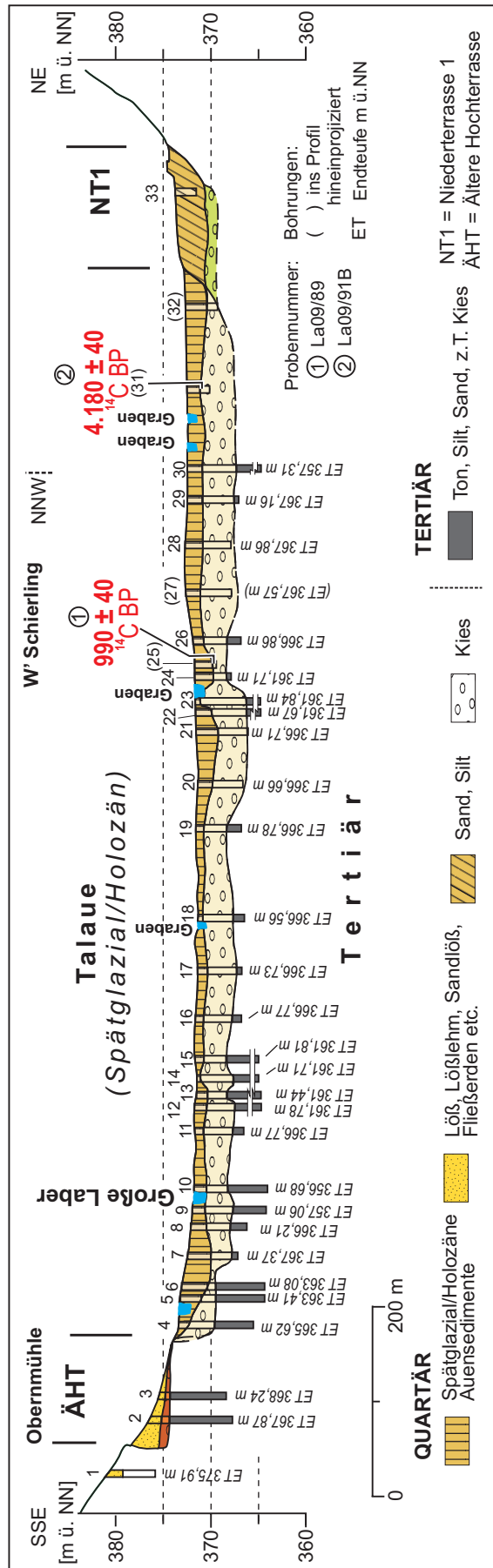




Beilage 1: Geologische Übersichtskarte des Blattgebiets und seiner Umgebung mit Lage der Profilschnitte Lang1 und Lang2 im Tal der Großen Laber (Kartengrundlage: Hillshade aus LiDAR DGM (3 m) © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).



Beilage 2: Geologisches Talquerprofil Lang 1 über das Tal der Großen Laber im Raum Niederleierndorf. Zur Lage des Profils siehe Beilage 1. Die Herkunft der Bohrungen ist in Beilage 4 zusammengestellt.



Beilage 3: Geologisches Talquerprofil Lang 2 westlich von Schierling. Zur Lage des Profils siehe Beilage 1. Die Herkunft der Bohrungen ist in Beilage 4 zusammengestellt.

Nr.	TERRASSE	ARCHIV	OBJEKTID	OBJEKTNAME	TK
<b>7138_Lang1</b>					
1	Holozäne Alte Laber Aue		La08/28	Sondierung 28	7138
2	Holozäne Alte Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000007	Niederleierndorf Kanal, B1	7138
3	Holozäne Alte Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000008	Niederleierndorf Kanal, B2	7138
4	Holozäne Alte Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000010	Niederleierndorf Kanal, B4	7138
5	Holozäne Alte Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000292	Niederleierndorf, LGwD 15124, GWM S4	7138
6	ÄHT	Landesamt für Umwelt	7138BG000293	Niederleierndorf, LGwD 15123, GWM S3A	7138
7	ÄHT	Landesamt für Umwelt	7138BG000005	Niederleierndorf Bruecke, B1	7138
<b>7138_Lang2</b>					
1	T	Landesamt für Umwelt	7138BG000200	w Schierling, B 15n 19+200, BK 144	7138
2	ÄHT	Landesamt für Umwelt	7138BG000199	B15neu BK-19/1-3,19+113	7138
3	ÄHT	Landesamt für Umwelt	7138BG000196	w Schierling, B 15n 19+095, BK 143	7138
4	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000195	w Schierling, B 15n 19+020, BK 142	7138
5	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000193	w Schierling, B 15n BW 18/5, BK 3	7138
6	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000191	B15neu BK-18/5-1,18+998	7138
7	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000190	w Schierling, B 15n 18+950, BK 140-5	7138
8	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000187	w Schierling, B 15n 18+920, BK 141	7138
9	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	ScanDB	B15neu BK-18/4-2	7138
10	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000186	w Schierling, B 15n BW 18/4, BK 1, 18+896	7138
11	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000184	w Schierling, B 15n 18+820, BK 140-1	7138
12	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000180	w Schierling, B 15n BW 18/3, BK 7	7138
13	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000178	w Schierling, B 15n BW 18/3, BK 5	7138
14	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000174	B15neu BK-18/3-1,18+766	7138
15	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000176	w Schierling, B 15n BW 18/3, BK 3	7138
16	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000184	w Schierling, B 15n 18+820, BK 140-1	7138
17	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000172	w Schierling, B 15n 18+700, BK 139-1	7138
18	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000167	w Schierling, B 15n 18+600, BK 138-1	7138
19	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000162	w Schierling, B 15n 18+500, BK 137-1	7138
20	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000160	w Schierling, B 15n 18+450, BK 136-5	7138
21	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000156	w Schierling, B 15n 18+400, BK 136-1	7138
22	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000153	w Schierling, B 15n BW 18/2, BK 5	7138
23	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000152	w Schierling, B 15n BW 18/2, BK 4	7138
24	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000151	w Schierling, B 15n BW 18/2, BK 3	7138
25	Holozäne Große Laber Aue		La09/89	Sondierung 89	7138
26	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000147	w Schierling, B 15n 18+300, BK 135-4	7138
27	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000144	w Schierling, B 15n 18+250, BK 135-2	7138
28	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000142	w Schierling, B 15n 18+200, BK 134-4	7138
29	Holozäne Große Laber Aue	Landesamt für Umwelt	7138BG000138	w Schierling, B 15n 18+150, BK 134-1	7138
30	Holozäne Große Laber Aue		7138BG000134	w Schierling, B 15n BW 18/1, BK 1	7138
31	Holozäne Große Laber Aue		La09/91B	Sondierung 91B	7138
32	Holozäne Große Laber Aue		La09/92	Sondierung 92	7138
33	NT1		La09/108	Sondierung 108	7138

Beilage 4: Quellen der Schichtverzeichnisse der Bohrungen aus Beilage 2 und 3.

**Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25.000 des Tals der Großen Laber  
auf Blatt 7138 Langquaid  
– Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2008 und 2009**

Gerhard SCHELLMANN

**Vorwort**

Die quartärgeologische Aufnahme des Tals der Großen Laber auf Blatt 7138 Langquaid erfolgte in den Jahren 2008 und 2009. Die hier publizierten Fassungen von Karte und Erläuterung stammen weitgehend unverändert aus dem Frühjahr 2010.

Das Gebiet des Kartenblattes war zwar bereits in der Vergangenheit Gegenstand geologischer Kartierungen, wobei allerdings die quartären Laber-Terrassen bisher noch nicht kartiert worden waren.

An nicht veröffentlichten Unterlagen standen bei der Kartenbearbeitung zur Verfügung: das Bohrchiv des Bayerischen Landesamtes für Umwelt (LfU) sowie weitere zahlreiche Schichtenverzeichnisse von Brunnen- und Pegelbohrungen, von Aufschluss- und Baugrundbohrungen sowie von geothermischen Erkundungsbohrungen. Letztere wurden dankenswerter Weise von folgenden Stellen zur Verfügung gestellt: Wasserwirtschaftsämter Regensburg, Landshut und Kehlheim, Staatliches Bauamt Regensburg, Landratsämter Kehlheim und Regensburg, Autobahndirektion Süd, Rhein-Main-Donau-AG und diversen Ingenieurbüros (u.a. IFB Eigenschenk in Deggendorf, Celler Brunnenbau, E + M Brunnenbau und Bohrtechnik in Hof).

Historische Flurkarten (Uraufnahmen im Maßstab 1 : 5.000 und Positionsblätter im Maßstab 1 : 25.000) aus der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts (Bayerisches Landesvermessungsamt München) waren u.a. eine Informationsquelle zur Rekonstruktion frühneuzeitlicher Flusslaufverlegungen der Großen Laber.

Massenspektrometrische Radiokohlenstoff-Datierungen (AMS <sup>14</sup>C) organischer Makroreste in spätglazialen und holozänen Laberablagerungen wurden vom <sup>14</sup>C-Labor der Fa. Beta Analytic Inc. (Miami, Florida) durchgeführt.

Den Mitarbeitern des Lehrstuhls für Physische Geographie in Bamberg (Frau Dipl. Geogr. Silke SCHWIEGER, Herrn Roland BEER, Frau Annette BEHR, Herrn Dipl. Geogr. Benjamin GESSLEIN) und zahlreichen studentischen Hilfskräften, die durch ihre Unterstützung bei den Geländearbeiten sowie der Erstellung der digitalen Karten und Abbildungen tatkräftig mitgewirkt haben, sei herzlich gedankt.

Die Finanzierung erfolgte durch das Bayerische Staatsministerium für Umwelt im Rahmen des EU-kofinanzierten Projektes "Informationsoffensive Oberflächennahe Geothermie 2008-2011".

## 1. Naturräumlicher Überblick

Das Kartenblatt Langquaid erstreckt sich südlich von Regensburg (Abb. 1) im Nieder- bzw. Unterbayerischen Hügelland auch Donau-Isar-Hügelland genannt. Geologisch liegt es im nordöstlichen Teil des Molassebeckens, dort wo die Regensburger Kreide der Fränkischen Alb nach Südosten unter die tertiären Lockersedimente des nördlichen Alpenvorlandes abtaucht. Über 90% der Blattfläche nehmen die sanften Bergkuppen und -rücken, oft auch eher flachwelligen Hochflächen des Niederbayerischen Hügellandes ein, das auch als Unterbayerisches Hügelland, Niederbayerisches Tertiärhügelland oder Donau-Isar-Hügelland bezeichnet wird.

Die morphologische Tiefenlinie im Blattgebiet bildet das Tal der Großen Laber (Photo 1), das am südlichen Blattrand südlich von Sandsbach in das Kartenblatt

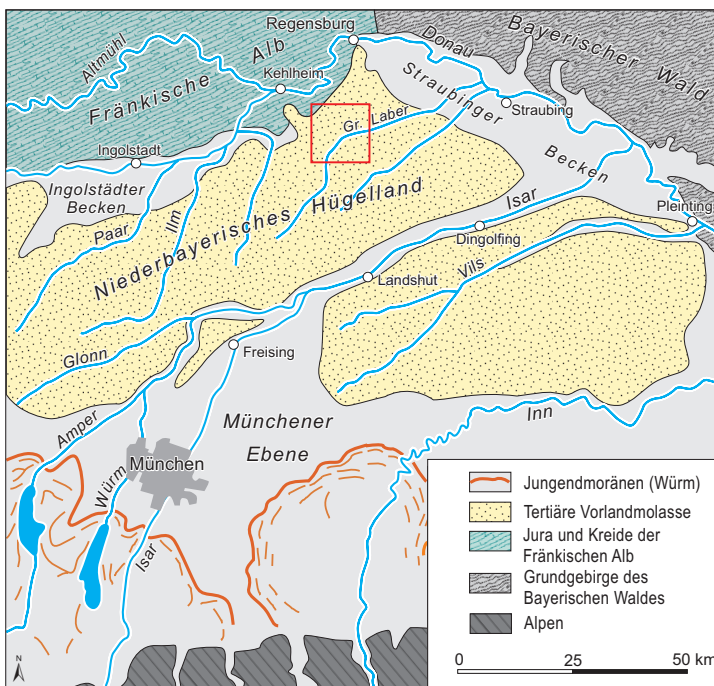


Abb. 1: Übersichtskarte zur großräumigen Lage des Kartenblattes 7138 Langquaid.

eintritt und es am östlichen Blattrand unterhalb von Schierling wieder verlässt. Dabei dacht die Talaue von 389 m ü. NN südlich von Sandsbach auf ca. 366 m ü. NN am östlichen Kartenrand ab. Zwischen Sandsbach und Langquaid besitzt die Talaue ein Gefälle von ca. 2,7‰, das sich bis Schierling auf ca. 2,3‰ verringert und in der Talweitung unterhalb von Schierling und dem Engtal eintritt bei Eggmühl noch etwa 2‰ beträgt.

Das Labertal besitzt bei Schierling eine nur etwa 300 m breite Talverengung (Abb. 2), die durch das Ausstreichen erosionswiderständiger Oberkreidegesteine (Kieselkalle der „Rheinhausener Schichten“ nach APEL 1966) verursacht ist. Eine weitere Engtalstrecke folgt talabwärts mit der bereits außerhalb des Blattgebiets gelegenen Talenge unterhalb von Eggmühl (Abb. 2), wo die Große Laber den erosionswiderständigen Großberger Sandstein (Oberkreide) durchbricht und der Talboden teilweise auf 180 m Breite eingengt ist. Oberhalb dieser Engtalbereiche befinden sich ausgedehnte Talweitungen. So erreicht die Talaue zwischen Niederleierndorf und Schierling eine Breite von bis zu 1,2 km (Photo 1) und in der Talweitung zwischen Schierling und Eggmühl eine Breite von 1,3 bis 1,5 km. Demgegenüber besitzt die Talaue der Großen Laber bei ihrem Blatteintritt bei Sandsbach nur eine Breite von etwa 500 m, die talabwärts bis Niederleierndorf allmählich auf ca. 800 m zunimmt.



Photo 1: Tal der Gr. Laaber südwestlich von Schierling. Blick nach Nordosten über Schierling und die Randhöhen des Niederbayerischen Hügellands (Photo: G. SCHELLMANN Sept. 2008).

Am Rande des spätglazial/holozänen Talbodens der Großen Laber sind teilweise an beiden Talseiten schmale Terrassenleisten aus dem jüngeren Mittelpleistozän (Ältere Hochterrasse, ÄHT) und dem Hochglazial der Würm-Kaltzeit (Niederterrasse 1, NT1) erhalten (Abb. 2). Oberhalb der Reichweite extremer Hochwasserereignisse gelegen, sind sie natürliche Gunststandorte für Siedlungen und Verkehrswege.

Während der bei Hochwasser überflutungsgefährdete Talboden mit seinen teilweise anmoorigen Böden überwiegend grünlandwirtschaftlich genutzt wird, werden die höher gelegenen Terrassenverebnungen der ÄHT und NT1 fast vollständig ackerbau-lich genutzt.

## 2. Talgeschichte

Die Talgeschichte der Großen Laber ist eng an die Talentwicklung ihres Vorfluters, der Donau, angebunden. Insofern ist davon auszugehen, dass mit der Entstehung der Niederbayerischen Donau im ausgehenden Obermiozän/frühen Pliozän auch das Tal der Großen Laber entstand und begann, sich rückschreitend in ihr heutiges Quellgebiet auszudehnen. Im Zuge einer allgemeinen Landhebung tieften sich Donau und Große Laber zunehmend ein, letztlich bis auf die heutige Talsohle.

Dieses generelle Zusammenspiel von schwacher Landhebung und dadurch ausgelöster Tieferlegung der Talsohlen wurde vor allem in den Stadialen quartärer Kaltzeiten von bedeutenden Aufschüttungsphasen mit Bildung ausgedehnter Terrassenfluren unterbrochen. Letztere sind es, die letztlich nicht nur im Donautal, sondern auch in seinen Seitentälern wie das Tal der Großen Laber, das heutige Bild von unterschiedlich hohen, die Talsohle begleitenden Akkumulationsterrassen geschaffen haben.



### 3. Quartäre Schichtenfolge

Die im Blattgebiet an der Oberfläche auftretenden geologischen Einheiten werden nachfolgend in der Reihenfolge der Kartenlegende besprochen. Wichtige im Text genannte Bohrungen und eigene Sondierungen sind in Kapitel 5 zusammengestellt. Die stratigraphische Einstufung der Laberterrassen erfolgt mangels anderer Altershinweise über ihre Verknüpfung mit den Donauterrassen an der Mündung des Labertals. Diese stratigraphische Verknüpfung sowie die Fortsetzung der Laberterrassen talabwärts auf den östlich angrenzenden Gradabteilungsblättern Aufhausen und Geiselhöring ist bei SCHELLMANN et al. (2010; SCHELLMANN in diesem Band: 7139 Aufhausen) dargestellt. Die im angrenzenden Donautal verwendete Nomenklatur wurde auch für die Bezeichnung der Laberterrassen im Blattgebiet benutzt.

#### 3.1 Mittelpleistozän

##### 3.1.1 Ältere Hochterrasse (ÄHT)

###### *Jüngeres Mittelpleistozän*

Terrassenflächen der Älteren Hochterrasse (ÄHT) erstrecken sich am nordwestlichen bzw. nördlichen Talrand zwischen Leitenhausen und Langquaid, im zentralen und nordöstlichen Stadtgebiet von Langquaid und als schmale Talrandleiste im Ortsgebiet von Niederleierndorf.

Die Oberfläche der ÄHT zwischen Leitenhausen (Nachbarblatt 7238 Rottenburg) und Langquaid liegt etwa 3 bis 7 m über der Laberaue. In den zentralen Terrassenbereichen sind nach eigenen Sondierungen mindestens 3,5 bis 4,5 m mächtige Deckschichten verbreitet (Abb. 3: Sondierungen La09/80 und La09/46). Sie bestehen im basalen Bereich überwiegend aus Lößlehm oder sandstreifigem Löß und tragen am Top eine 0,5 bis 2,0 m mächtige Feinsanddecke. Die Feinsande sind vermutlich in der letzte Kaltzeit überwiegend durch Solifluktion und Abluation vom angrenzenden Talhang auf die Terrassenoberfläche verlagerte Tertiärsande, wobei wahrscheinlich kleinräumig auch äolische Verlagerungen (Flugsande) beteiligt sind. Die Kiesoberkante der ÄHT wurde nur in zwei Sondierungen südwestlich von Langquaid der Terrassenkante zur angrenzenden Aue in 385,6 m ü. NN (Abb. 3: Sondierung La09/81) und in ca. 385,5 m ü. NN (Abb. 3: Sondierung La09/55) erreicht. Sie liegt dort etwa 1 m tiefer als die Oberfläche der angrenzenden Talauen.

Während die ÄHT im zentralen und nordöstlichen Stadtgebiet von Langquaid in ca. 6 bis 8 m Höhe über der Talaue liegt, ist die ÄHT im Ortsgebiet von Niederleierndorf nur als schmale, am nordöstlichen Ortsausgang über 300 m breite Talrandleiste erhalten, die in den zentralen Terrassenbereichen etwa 3 m über die angrenzende Talaue liegt. Nach drei Schichtverzeichnissen von Bohrungen ist dort die Lößdecke im zentralen Bereich etwa 6 m mächtig, nimmt aber zum Talrand hin durch die Auflagerung von feinsandigen Fließerden an Mächtigkeit deutlich zu (Beilage 2; Kap. 5:

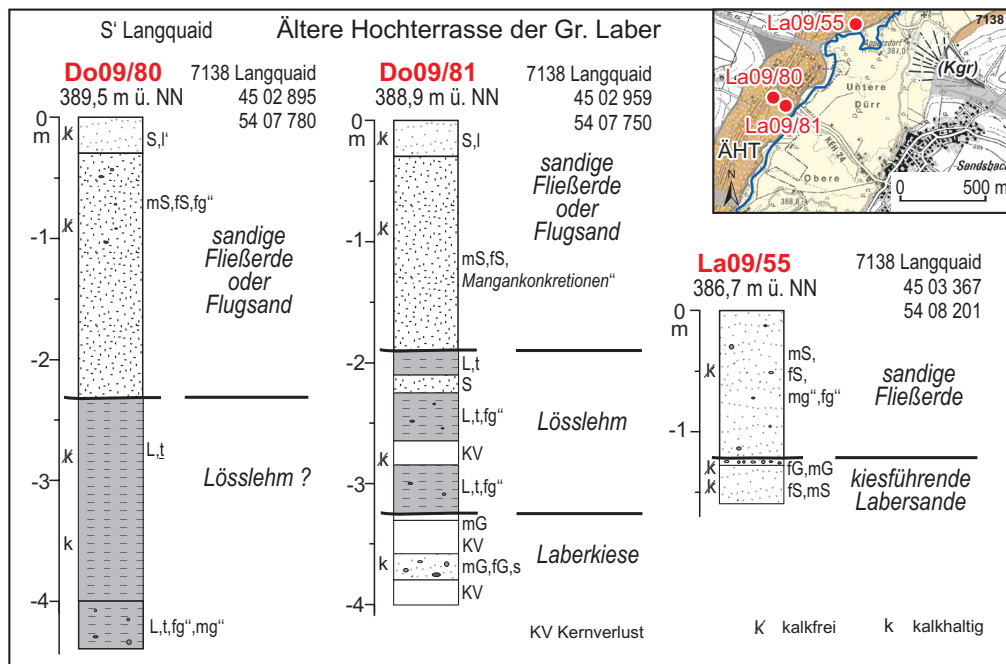


Abb. 3: Deckschichten-Sondierungen La09/80, La09/81 und La09/55 auf der ÄHT zwischen Leitenhausen (südliches Nachbarblatt 7238 Rottenburg) und Langquaid (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

B1). Die Kiesoberkante liegt dort bei ca. 374 bis 376 m ü. NN und damit im Niveau der höchsten Kiesoberkanten in der angrenzenden Aue. Die Terrassenbasis liegt in einer Tiefe von 374 m ü. NN bis unter 373,2 m ü. NN und damit im Niveau der Quartärbasis in der angrenzenden Talaue.

Die unterhalb von Schierling als maximal 100 m breite, lößbedeckte Talrandleiste erhaltene ÄHT erhebt sich etwa 5 m über der Laberaue. In einer 5 m tiefen Sondierung wurde die Basis der liegenden kalkhaltigen Lösslehme nicht erreicht (Abb. 4: Sondierung La09/46).

Am südöstlichen bzw. südlichen Talrand ist die ÄHT zwischen dem Siegersbachtal bei Sandsbach und dem Allersdorfer Bach bei Schierling fast durchgängig, wenn auch meist nur als 50 bis 200 m breite Terrassenverebnung erhalten. In der Regel ist sie durch eine 1 bis 2 m hohe Geländestufe deutlich von den talwärts angrenzenden Auen- oder NT1-Flächen abgesetzt.

Zwischen Siegersbachtal und N' Eichbühl erhebt sich die Oberfläche der ÄHT etwa 1 bis 4 m über die Talaue und ist von einer meist 1 bis 2 m mächtigen Sanddecke aus Mittel- und Feinsanden bedeckt (Abb. 5: Sondierung La09/52). Letztere sind ähnlich wie bei den ÄHT-Flächen nördlich der Großen Laber wahrscheinlich das Ergebnis periglazialer Umlagerungen (Solifluktion, Abluation) von am Talhang anstehenden Tertiärsanden. Kleinräumig sind wahrscheinlich auch äolische Verlagerungen der Sande beteiligt. Östlich der Flur „Eichzipfel“ erstrecken sich kleinere Lineardünen mit Flugsandmächtigkeiten von bis zu 3,4 m. An der Basis dieser Sandbedeckung konnten

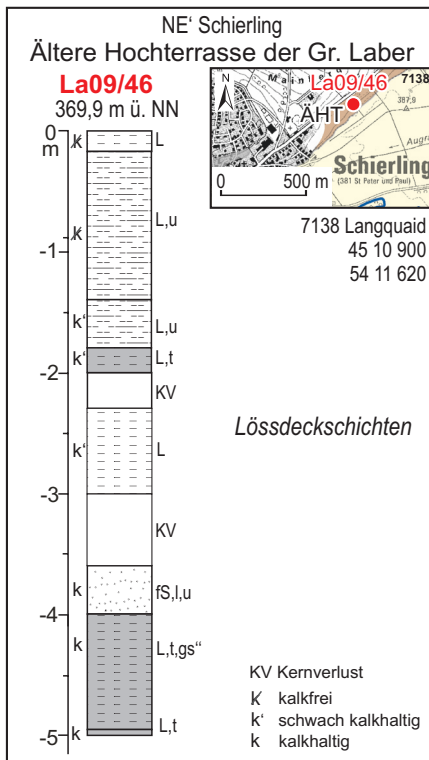


Abb. 4: Deckschichten-Sondierung La09/46 auf der ÄHT unterhalb von Schierling (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

nordöstlich des Siegerbachtals in einer Bohrung und einer Sondierung (Abb. 5: Sondierung La09/50) Lehme nachgewiesen werden, die womöglich Lößlehme sind. Die Oberkanten der ÄHT-Kiese liegen hier nach zwei Sondierungen und einer Bohrung im Oberflächenniveau der angrenzenden Talaue. Nordöstlich der Talmündung des Siegersbaches wurde in einer Bohrung die Basis des nur 0,75 m mächtigen Kieskörpers in 383,85 m ü. NN und damit etwa 1 m unter dem Oberflächenniveau der angrenzenden Talaue angetroffen.

Deutlich oberhalb der Talaue und damit deutlich höher als alle bisherigen ÄHT-Vorkommen liegt dagegen der ÄHT-Kieskörper in der schmalen Hochterrassenleiste unmittelbar westlich des Allersdorfer Baches (Beilage 3). Entweder ist dieser Terrassenkörper der Überrest einer älteren Hochterrasse oder das Bezugsniveau „Talaue“ liegt hier unmittelbar oberhalb der Talenge von Schierling ungewöhnlich tief als Folge einer lokal begrenzten verstärkten spätglazial/holozänen Taleintiefung.

Eine weitere ÄHT-Fläche befindet sich unmittelbar unterhalb der Schierlinger Talenge vom östlichen Ortsrand Schierlings bis nach Walkenstetten. Sie liegt dort in einer Höhenlage von 2 bis 5 m über der Talaue und ist als nur 180 bis 270 m breite Terrassenvereinbnung erhalten. Die Oberkante des mit etwa 0,5 bis 1,6 m mächtigen Sanden bedeckten Kieskörpers reicht maximal bis auf 370,4 m ü. NN. Sie liegt damit etwa

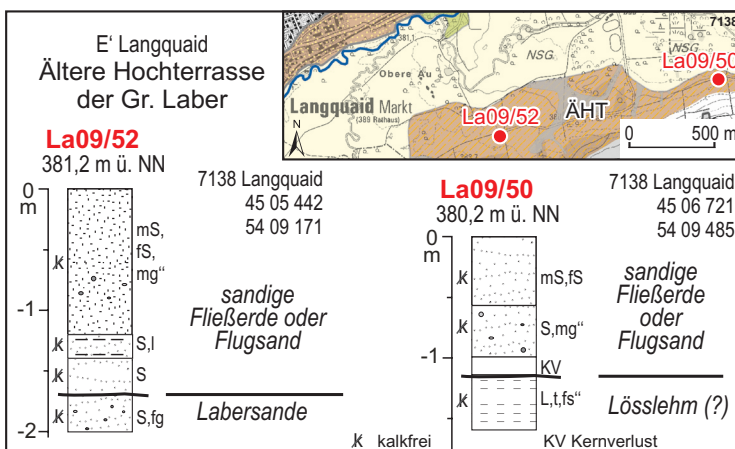


Abb. 5: Deckschichten-Sondierungen La09/52 und La09/50 auf der ÄHT südlich der Talaue der Gr. Laber westlich von Eichbühl (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

3 m über der angrenzenden Talaue. Die Basis wurde in den vorliegenden Bohrungen nicht erreicht. Sie liegt tiefer als 368,2 m ü. NN.

**Mächtigkeit:** Insgesamt liegen aus dem Blattgebiet nur sieben Bohrungen vor, die den ÄHT-Kieskörper durchteuft haben. Danach besitzt er Mächtigkeiten von 0,5 bis 2,2 m.

**Lithologie und Fazies:** Aktuell existieren keine Aufschlüsse, die Einblick in den lithologisch-sedimentologischen Aufbau der ÄHT-Flußbettsedimente inklusive der aufliegenden Dckschichten gewähren.

**Alter:** In Analogie zum angrenzenden Donautal (SCHELLMANN in diesem Band: 7039 Mintraching) ist davon auszugehen, dass die ÄHT der Großen Laber ebenfalls schon in der dritten Kaltzeit vor heute entstanden ist.

### 3.2 Oberpleistozän

#### 3.2.1 Niederterrasse 1 (NT1)

##### *Würm-Hochglazial*

Im Blattgebiet sind am Rand der heutigen Talaue auf beiden Talseiten wiederholt etwa 0,5 bis 1,5 m höhere NT1-Flächen verbreitet. Sie sind oft nur 50 bis 200 m breit und von unterschiedlich mächtigen Hochflutsedimenten (Beilage 3) bedeckt. Von der spätglazialen und holozänen Talaue unterscheiden sich die NT1-Flächen sowohl durch ihre etwas höhere Talposition als auch dadurch, dass sie von einmündenden Seitentälern, deren Talböden auf die Laberaue auslaufen, zerschnitten werden.

**Mächtigkeit, Lithologie und Fazies:** Über den lithologischen und sedimentologischen Aufbau, die Mächtigkeit, Tiefenlage und Sedimentationsbild des NT1-Kieskörpers liegen mangels Aufschlüssen keine Informationen vor.

**Alter:** In Analogie zum angrenzenden Donautal (SCHELLMANN in diesem Band: 7039 Mintraching) ist davon auszugehen, dass die NT1 der Großen Laber im Hochglazial der Würmkaltzeit gebildet wurde. Sie ist älter als die heutige Laberaue, die zwischen Schierling und Eggmühl bereichsweise schon im Spätglazial vor mehr als 11.480 <sup>14</sup>C-Jahren (s.u.) ausgebildet war.

### 3.3 Pleistozän bis Holozän

#### 3.3.1 Ältere Talböden, Nebentäler

##### *Pleistozän*

Am Rande der polygenetischen Talfüllungen einiger Dellentälchen und Nebentäler ist manchmal oberhalb der aktuellen Tiefenlinie ein etwa 1 m höherer älterer Talboden erhalten, der von der aktuellen Talsohle durch eine deutliche Geländestufe abgesetzt ist.

**Mächtigkeit, Lithologie und Fazies:** Über Mächtigkeit und Lithologie, Tiefenlage und Sedimentationsbild der Älteren Talbodenfüllungen liegen mangels Aufschlüssen keine Informationen vor. Dabei dürften die Sedimentfüllungen der Dellen und Dellentälchen vor allem das Ergebnis periglazialer Morphodynamiken (Ablation und Solifluktion) sein, während die Sedimentfüllungen der Bachtäler vor allem auf kaltzeitliche fluviale Prozesse zurückzuführen sind.

**Alter:** Die Älteren Talböden der Nebentäler sind vermutlich mittel- bis oberpleistozäne Bildungen.

### 3.3.2 Löß, Lößlehm

*Pleistozän*

Pleistozäner Löß und Lößlehm bedeckt flächenhaft die am nördlichen Talrand unterhalb von Langquaid erhaltenen Terrassenflächen des ÄHT. Weitere, vermutlich prä-würmzeitliche Lößlehme sind unter 0,5 bis 2,0 m mächtigen feinsandigen Fließerden mit lokalen Flugsandanteilen auf der ÄHT zwischen Leitenhausen und Langquaid verbreitet.

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeiten der Lößdecke können stark variieren, wobei sie auf den ÄHT-Terrassenflächen am nördlichen Blatrand unterhalb von Langquaid etwa 6 m mächtig sind.

**Lithologie und Fazies:** Löß ist ein äolisches Sediment aus karbonathaltigem, schwach feinsandigem Schluff (Silt) mit geringen Tonanteilen, der meist eine gelblich-hellbraune Farbe und Nadelstichporen besitzt. Lößlehm ist eine pedogene oder diagenetische Umbildung des Löß in der Regel verbunden mit einer Entkalkung und einer Erhöhung des Tonanteils auf teilweise über 40 Gew.%. Die spätglazial/holozäne Bodenüberprägung meist in Form von Parabraunerden hat auf den ebenen Terrassenoberflächen zu einer Verlehmung des Lösses meist bis in eine Tiefe von etwa 0,8 bis 1,0 m unter Geländeoberfläche geführt.

**Alter:** Der jüngste am Top der Lößdecken erhaltene und unter dem holozänen Boden oft noch kalkhaltige Löß ist als würmzeitlich anzusehen.

### 3.3.3 Sand, umgelagert (z.T. Flugsand)

*Pleistozän bis Holozän*

Nach Sondierungen tragen die Terrassenflächen der ÄHT zwischen Leitenhausen und Langquaid sowie die am südöstlichen bzw. südlichen Talrand erhaltenen ÄHT-Flächen großflächig unterschiedlich mächtige fein- bis mittelsandige Fließerden, die lokal auch Flugsande sein können. Hinweise auf äolische Anteile an der Sandbedeckung gibt eine etwa 1 m hohe Düne, die südöstlich der Laber und östlich der Flur Eichzipfel am Höhenpunkt 383,7 m ü. NN auf der ÄHT erhalten ist (Kap. 5: B2).

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeiten der Sandbedeckung können lokal stark schwanken, wobei sie meistens 0,5 bis 2 m mächtig sind.

**Lithologie:** Von der Korngröße sind es Korngemische im Fein- und Mittelsandbereich.

**Fazies:** Es handelt sich überwiegend unter periglazialen Klimabedingungen solifluidal und abluativ verlagerte Tertiärsande, teilweise auch äolisch.

**Alter:** Die Sande sind vermutlich überwiegend würmzeitlichen Alters, wobei mit der ackerbaulichen Nutzung kleinräumig auch junge Umlagerungen stattfinden und wahrscheinlich auch schon in der Vergangenheit stattgefunden haben.

### 3.3.4 Schwemmkegel und Schwemmfächer

*Pleistozän bis Holozän*

Schwemmfächer und Schwemmkegel sind Akkumulationsformen, die in den Kaltzeiten als Folge der plötzlich stark reduzierten Reliefenergie am Ausgang von Dellentälchen und kleineren Seitentälern auf die vorgelagerten Flussterrassen sedimentiert wurden. Sie wurden in der Karte nur bei klarer morphologischer Erhaltung dargestellt. Dabei ist davon auszugehen, dass sich periglaziale Fließerden und Spülsedimente am Ausgang der Dellentälchen und Nebentäler im Untergrund noch weit ins Vorland erstrecken.

**Mächtigkeit:** stark schwankend, wenige Dezimeter bis einige Meter.

**Lithologie:** Die Lithologie von Schwemmfächern ist neben dem Gefälle vor allem von den Substraten im Einzugsgebiet abhängig. Werden die Schwemmfächer von lössbedeckten Einzugsgebieten genährt, dominieren in der Regel schluffige, manchmal auch kalkhaltige Substrate. Stehen im Einzugsgebiet sandige und kiesführende obermiozäne oder quartäre Sedimente an, dann dominieren sandige Substrate. Daher bestehen die im Blattgebiet auf der nördlichen Talseite der Großen Lauer verbreiteten Schwemmfächer vor allem aus schluffigen, lößbürtigen Substraten, während die Schwemmfächer auf der südlichen Talseite aus sandigen, teilweise schwach kiesführenden Partikeln bestehen.

**Fazies:** Die Schwemmfächer entstanden vor allem in den Kaltzeiten durch überwiegend periglazial abluative Dynamiken.

**Alter:** Sie sind wahrscheinlich überwiegend Bildungen der Würm-Kaltzeit.

### 3.3.5 Polygenetische Talfüllungen

*Pleistozän bis Holozän*

Die nicht weiter differenzierten Talfüllungen der zahlreichen Dellentälchen und kleineren Seitentäler sind als polygenetische Talfüllungen zusammengefasst. Die polyzyklische Genese vieler dieser Täler über mehrere Kaltzeiten hinweg mit mehrfachen Wechsel von Perioden mit vorherrschender Eintiefung bzw. Ausräumung der Talsohle und Wiederverfüllung spiegelt sich manchmal in der Existenz eines höherer Talbodens wider, der von der aktuellen Talsohle durch eine deutliche Geländestufe abgesetzt ist.

**Mächtigkeit:** Die Mächtigkeit der Füllungen kann lokal stark schwanken und mehrere Meter betragen.

**Lithologie:** Die Lithologie polygenetischer Talfüllungen ist neben dem Gefälle und der kaltzeitlichen Wasserführung von den Substraten im Einzugsgebiet abhängig. Die größeren bis ins Niederbayerische Hügelland zurückreichenden Seitentäler besitzen vermutlich an der Basis neben sandigen und lehmigen, teilweise auch anmoorigen und torfigen Talfüllungen einen geringmächtigen Kieskörper.

**Fazies:** In den Dellentälchen vor allem periglaziale Morphodynamiken (Ablation und Solifluktion), in den Bachtälern vor allem kaltzeitlich fluviale Prozesse.

**Alter:** Die Talfüllungen sind wahrscheinlich überwiegend im Würm-Hochglazial und im Würm-Spätglazial entstanden.

### 3.3.6 Jüngere Talböden, Talaue der Nebentäler

#### *Würm-Spätglazial und Holozän*

Die spätglaziale und holozäne Talaue der Großen Laber ist die jüngste, im Rahmen der Kartierung nicht weiter stratigraphisch untergliederte fluviale Einheit des Labertals. Sie liegt innerhalb des potentiellen Hochwasser-Überschwemmungsbereichs und ist in der Regel durch eine deutliche Geländestufe von den älteren Laberrassen oder vom Talhang abgesetzt. Große Ausdehnungen erreicht die Laberaue jeweils oberhalb der Engtalstrecken bei Schierling und Eggmühl (östliches Anschlussblatt 7139 Aufhausen). Die Engstellen behindern vor allem bei Eisgang-Hochwasserereignissen den Hochwasserabfluss und dürften so flussaufwärts langfristig zu einer verstärkten erosiven Unterschneidung der Talränder geführt haben.

Die Talaue ist von einer lehmigen und feinsandig-schluffigen Auensedimentdecke bedeckt, die häufig 0,8 bis 2,8 m mächtig ist. Einzelne Aurinnen besitzen aber auch feinklastische Füllungen, die bis in eine Tiefe von 4 bis 4,7 m unter die Geländeoberfläche hinabreichen (Abb. 6). Nur selten reichen Laberkiese bis an die Geländeoberfläche.

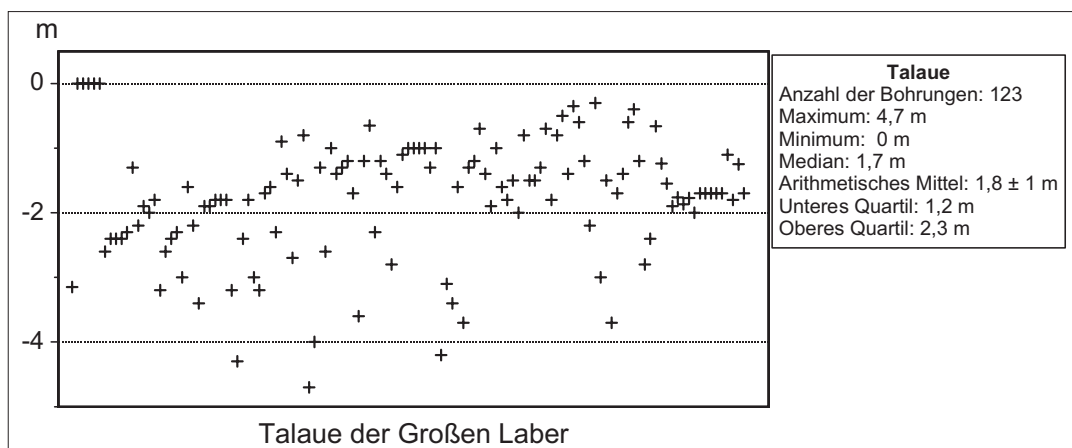


Abb. 6: Mächtigkeiten von Auensedimenten in der Talaue der Großen Laber (m. u. Geländeoberfläche) auf Gradabteilungsblatt 7138 Langquaid nach eigenen Sondierungen und Schichtverzeichnissen von Bohrungen.

In vielen Auenarealen findet man vor allem innerhalb von Aurinnen schwarze Anmoore, häufiger auch Torfhorizonte, die oft unter jüngeren braunen Auelehmen begraben sind. Größere Anmoorgebiete mit Übergängen zu Vertorfungen erstrecken sich als Folge eines starken Grundwasserzustroms verbunden mit einzelnen Quellaustritten entlang der Terrassenkante zur ÄHT und zwar am Außenrand der Talaue südlich von Niederleierndorf in Umgebung des dortigen Niedermooses, sowie weiter talabwärts im Bereich der „Mooswiesen“ und östlich von Schierling entlang des Fendgrabens. Innerhalb der Aue sind größere Anmoorgebiete in der von mehreren breiten Aurinnen durchzogenen Flur „Obere Au“ westlich von Schierling erhalten.

Es gibt bisher keine Informationen zur Tiefenlage der Quartärbasis im Auenbereich oberhalb von Niederleierndorf (Abb. 14, Abb. 15). Zwischen Niederleierndorf und Schierling liegt sie meistens in einer Tiefe von 3,5 bis 5,5 m unter der Geländeoberfläche und damit nur wenig tiefer als die tiefsten feinklastischen Aurinnenfüllungen, deren Basis teilweise 4 bis 4,7 m unter Oberfläche reicht. Insofern ist davon auszugehen, dass zumindest bis in diese Tiefe Terrassenbasis der Aue und Quartärbasis weitgehend identisch sind. Anders ausgedrückt, die quartäre Talsohle wurde hier im Wesentlichen erst im Laufe des Spätglazials und Holozäns mit Ausbildung der Talauen der Laber geformt.

Unmittelbar oberhalb der Schierlinger Talenge zeigt sich innerhalb der quartären Talsohle eine schmale, schwach ausgeprägte Tiefenrinne, in der das miozäne Sohlgestein etwa 1 m tiefer liegt als in der Umgebung (Beilage 3; Kap. 5: B3). Sollte es sich nicht um eine lokale Singularität handeln, dann müsste sich diese Erosionsrinne in Richtung Engtaleintritt bei Schierling fortsetzen, da sie von dort durch rückschreitende Erosion angelegt wurde.

Aus den Auenbereichen unterhalb der Schierlinger Talenge liegen nur wenige Bohrungen bis auf die Quartärbasis vor. Diese weisen auf ähnliche Größenordnungen der Tiefenlage der quartären Talsohle wie oberhalb der Talenge hin. Erst bei Eggmühl (Nachbarblatt 7139 Aufhausen) zeigt sich eine deutliche Tiefenrinne in der prä-quartären Talsohle (SCHELLMANN, in diesem Band: Blatt 7139 Aufhausen). Sie ist vermutlich die Folge verstärkter Tiefenerosion unmittelbar oberhalb des Eggmühl – Zaitzkofener – Engtales.

**Mächtigkeit:** Oberhalb von Niederleierndorf liegen keine Informationen zu Kiesmächtigkeiten in der Talaue vor. Unterhalb von Niederleierndorf besitzen die von Auensedimenten bedeckten Laberkiese durchschnittliche Mächtigkeiten von 2 bis 4 m, wobei vereinzelt Mächtigkeiten von bis zu 5,2 m auftreten können (Abb. 7). Geringe Kiesmächtigkeiten treten vor allem im Bereich tiefer Aurinnen auf, häufiger auch am südlichen Auenrand.

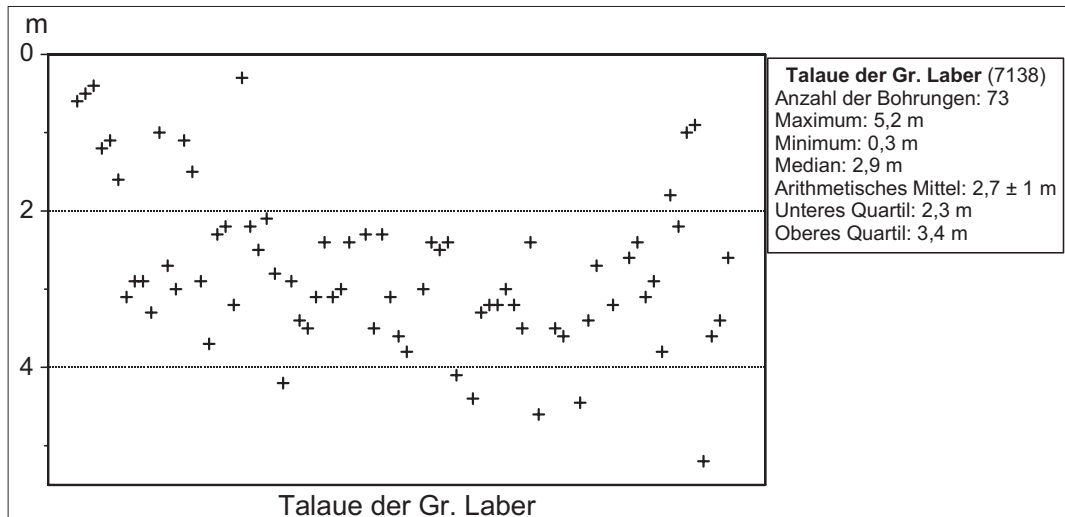


Abb. 7: Kiesmächtigkeiten (m) in der Talaue der Großen Laber auf Gradabteilungsblatt 7138 Lanquaid nach Schichtverzeichnissen von Bohrungen.

**Lithologie und Fazies:** Aktuell existieren keine Aufschlüsse, die Einblicke über den beschriebenen sedimentologischen Grundaufbau der Talaue in liegende kiesige und sandige Flussbettsedimente der Laber und auflagernde feinklastische Auen- und Aurinnensedimente geben können. Anrisse an Entwässerungsgräben zeigten typische Laberkiese aus fein- und mittelkiesigen Quarzgeröllen.

**Alter:** Die Talauen der Großen Laber bestehen aus unterschiedlich alten Auenflächen, die im Rahmen der engen Zeitvorgaben zur Erstellung der vorliegenden Karte nicht weiter differenziert werden konnten. Relative Hinweise auf ein spätglaziales Mindestalter großer Auenareale geben:

1. die Einmündung breiter *prä*-holozäner Seitentalböden am Außenrand vieler Auenbereiche,
2. die Auflagerung von mächtigeren, aus Seiten- oder Dellentälchen geschütteten Schwemmkegeln, die als mindestens spätglaziale Bildungen anzusehen sind.

AMS <sup>14</sup>C-Datierungen an Makroresten und kleinen Holzstücken, die bei Sondierungen aus den hangenden Sanden und Kiesen der unter Auensedimenten begrabenen Flussbettfazies oder unmittelbar von der Basis der Auensedimente geborgen wurden, geben zumindest für einzelne Auenareale Hinweise auf deren Entstehungsalter (Abb. 8; Tab. 1). Dabei wird unter Entstehungsalter die Ablagerung der Flussbettfazies in Form von Labersanden und -kiesen verstanden. Die Ablagerung der aufliegenden Auensedimente erfolgte anschließend und findet heute noch statt.

Die älteren Auenareale sind naturgemäß am ehesten in den großen Talweitungen erhalten. Älteste, spätglaziale Auenbereiche sind in der nördlichen Talaue östlich von Schierling und westlich von Eggmühl in der Flur „Kleine Au“ erhalten, wo sie sich zwischen ÄHT und NT1 am nördlichen Talrand über den Moosgraben hinweg mindestens bis zu dem im zentralen Auenbereich gelegenen Starzengraben erstrecken. Am östlichen Blattrand und etwa 50 m nördlich des Starzengrabens ergab die

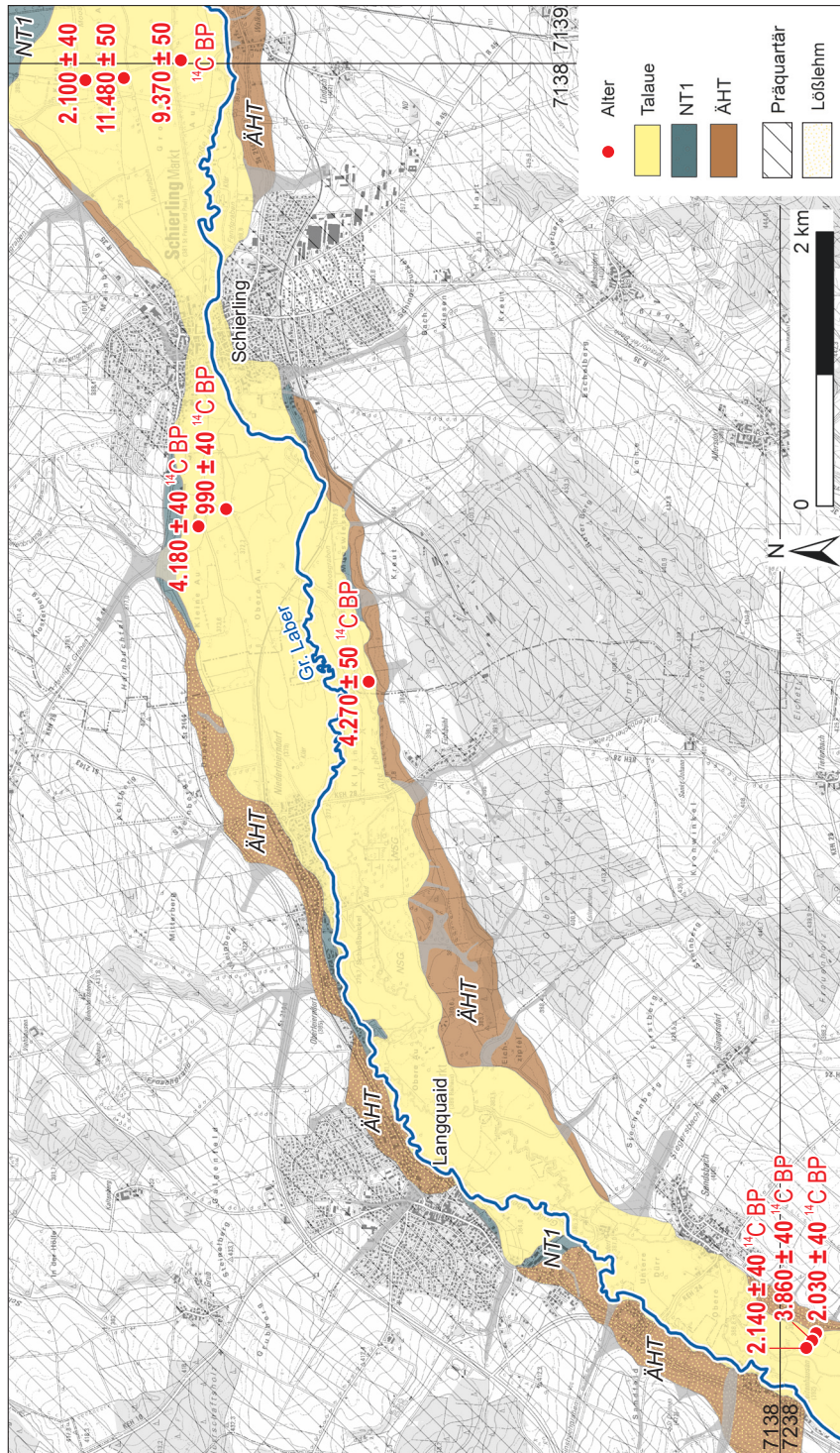


Abb. 8: Lage und Alter der im Text genannten  $^{14}\text{C}$ -Datierungen (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

$^{14}\text{C}$ -Datierung organischer Makroreste an der Basis der torfführenden Auenfazies ein spätglaziales Alter von  $11.480 \pm 50$   $^{14}\text{C}$  BP (Abb. 9; Tab. 1: Bohr-Nr. „La 09/74“; Kap. 5. B4).

Die weitere Ausdehnung dieser spätglazialen Auenfläche nach Süden in Richtung heutiger Flusslauf der Großen Laber ist unbekannt. Im Bereich des namenlosen Entwässerungsgrabens etwa 300 m nördlich der heutigen Laber wurden auf dem Nachbarblatt 7139 Aufhausen basale Auensedimente in 1,1 m Tiefe unter Oberfläche ins Präboreal um  $9.370 \pm 50$   $^{14}\text{C}$  BP datiert (Abb. 9; SCHELLMANN, in diesem Band:

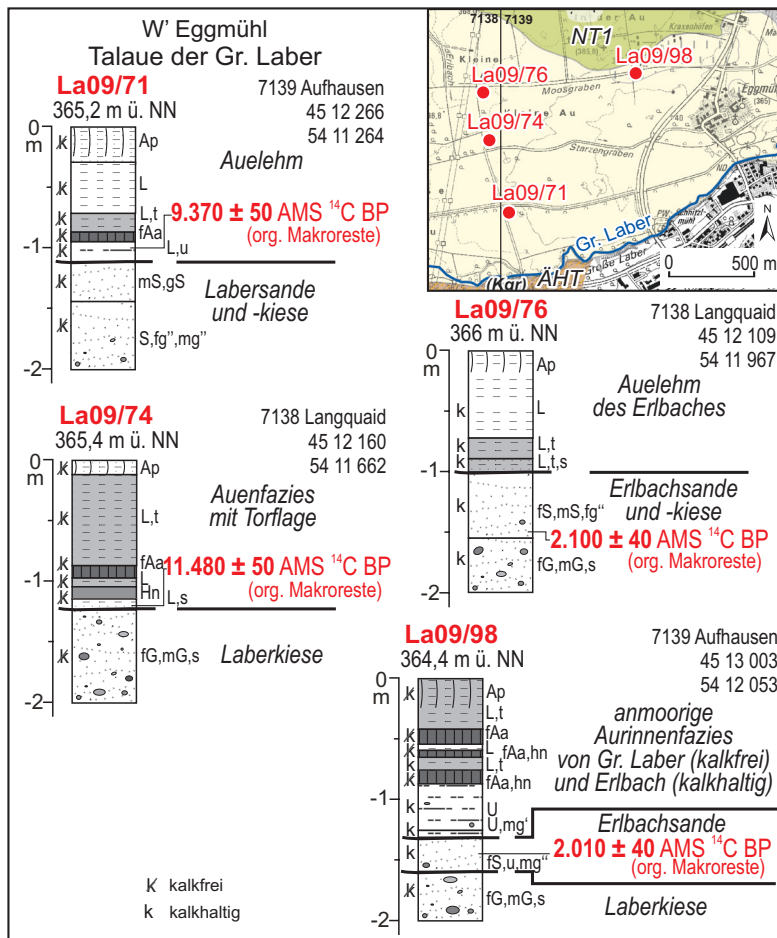


Abb. 9:  
Deckschichten-Sondierungen  
La09/71, La09/74, La09/76  
und La09/98 in der Talaue  
der Gr. Laber westlich von  
Eggmühl. Details zu den  
<sup>14</sup>C-Altern befinden sich in  
Tab. 1 (Kartengrundlage:  
Top. Karte 1:25 000 © Bayeri-  
sche Vermessungsverwaltung  
2009).

Blatt 7139 Aufhausen, Tab. 1: Bohr-Nr. „La09/71“). Das spricht dort für eine präboreale und nicht für eine bereits spätglaziale Ablagerung der unterlagernden Labersande und Laberkiese.

Innerhalb der spätglazialen Aue hat der Erbach im Bereich seiner Einmündung in den Moosgraben und von dort aus weiter nach Osten Richtung Eggmühl (SCHELLMANN, in diesem Band: Blatt 7139 Aufhausen) eine römische Rinnenfüllung hinterlassen. Organische Makroreste von der Basis der Rinnenfüllung, die aus 1 m mächtigen Auelehmen und liegenden 55 cm mächtigen kalkhaltigen, vereinzelt Feinkies führenden Sanden besteht, wurden im Blattgebiet auf  $2.100 \pm 40$  <sup>14</sup>C BP und auf dem Nachbarblatt 7139 Aufhausen auf  $2.010 \pm 40$  <sup>14</sup>C BP datiert (Abb. 9: La09/76 und La09/98; Tab. 1; Kap. 5: B7; Beilage 3).

Die „Kleine Au“ westlich von Schierling entstand nach dem <sup>14</sup>C-Alter organischer Makroreste von  $4.180 \pm 40$  <sup>14</sup>C BP vom Top der Flussbettsedimenten im Subboreal (Abb. 10; Tab. 1: Bohr-Nr. La 09/91B; Kap. 5: B6; Beilage 3). Etwa 180 m weiter im Süden liegt vor dem namenlosen Au graben eine morphologische schwache Grenze zu den etwa 0,5 m tiefer gelegenen zentralen Auenbereichen. Dieser Bereich war nach dem <sup>14</sup>C-Alter eines Holzstücks von  $990 \pm 40$  <sup>14</sup>C BP aus den unter 1 m mächtigen Auelehmen verbreiteten Labersanden im Frühmittelalter aktives Flussbettareal der Großen Laber (Abb. 10; Tab. 1: Bohr-Nr. La09/89; Kap. 5: B8).

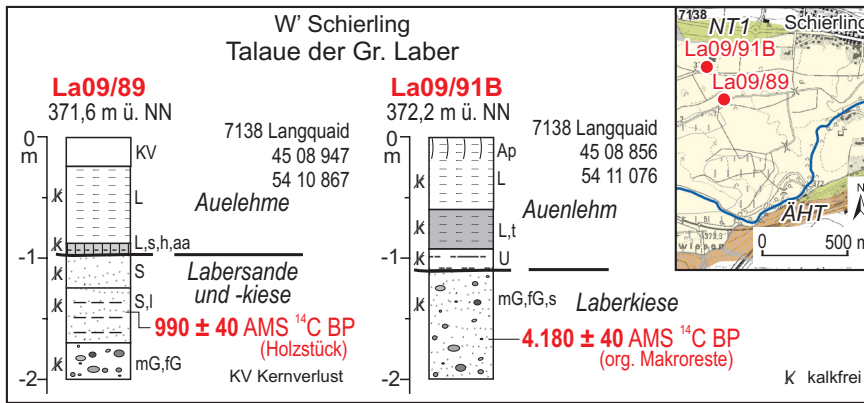


Abb. 10: Deckschichten-Sondierungen La09/89 und La09/91b in der Talau der Gr. Laber westlich von Schierling. Details zu den  $^{14}\text{C}$ -Altern befinden sich in Tab. 1 (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

nenfüllung unmittelbar auf den liegenden Laberkiesen ergab ein Alter von  $4.270 \pm 50$   $^{14}\text{C}$  BP (Abb. 11; Tab. 1: Bohr-Nr. La08/28; Kap. 5. B5).

Naturgemäß sind innerhalb von Talverengungen ältere Auenflächen seltener erhalten. Das gilt in hohem Masse für die nur etwa 500 m breite Laberaue am südwestlichen Blattrand bei Sandsbach, deren heutige Auenflächen im Wesentlichen erst seit dem späten Subboreal entstanden sind. In einer das Tal querenden Bohrsequenz konnten an drei, schon auf dem Anschlussblatt Rottenburg gelegenen Lokalitäten organische Makroreste und ein Holzstück von der Basis feinklastischer Aurinnenfüllungen geborgen werden. Alle drei Lokalitäten liegen in der Talbodenmitte zwischen östlichem Talrand und dem heutigen Laberarm. Die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen ergaben Alter von spätes Subboreal um  $3.860 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  BP sowie älteres Subatlantikum um  $2.030 \pm 40$  und  $2.140 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  BP (Abb. 12; Tab. 1: Bohr-Nr. La09/64, La09/65, La09/67; Kap. 5: B9 bis B11).

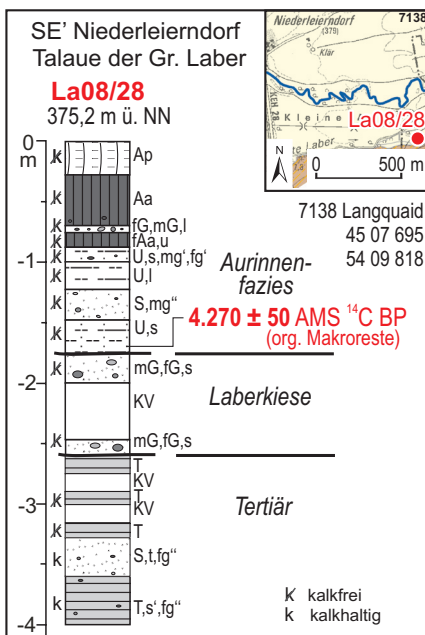


Abb. 11: Deckschichten-Sondierung La08/28 in der Talau der Gr. Laber südöstlich von Niederleierndorf. Details zum  $^{14}\text{C}$ -Alter befinden sich in Tab. 1 (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

Mindestens ein subboreales Alter besitzen Auenbereiche am Auenrand südlich der Alten Laber und südöstlich von Niederleierndorf. Die  $^{14}\text{C}$ -Datierung organischer Makroreste von der Basis einer Aurinnenfüllung

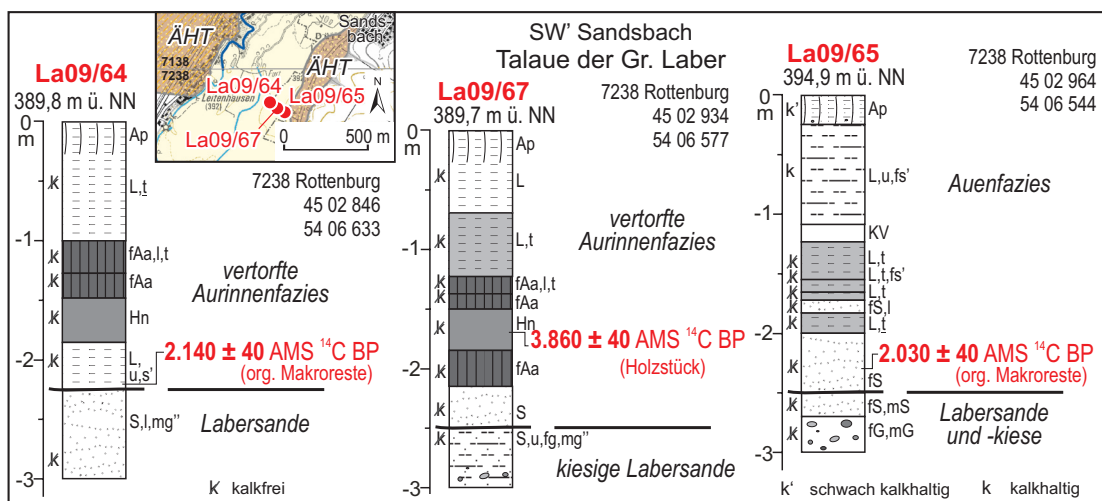


Abb. 12: Deckschichten-Sondierungen La09/64, La09/65 und La09/67 in der Talau der Gr. Laber südwestlich von Sandsbach. Details zu den <sup>14</sup>C-Altern befinden sich in Tab. 1 (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

Vermutlich noch jüngere Auenflächen erstrecken sich dann zwischen Laberarm und westlichem Auenrand, wo eine bis zu 100 m breite und bis zu 1 m tiefer gelegene frühneuzeitliche Laberaue erhalten ist.

Insgesamt ist davon auszugehen, dass in der Talweitung unterhalb von Schierling große Auenareale bereits im Spätglazial und in der Talau oberhalb von Schierling große Areale erst im Holozän entstanden sind.

### 3.4 Holozän 3.4.1 Anmoor

#### Holozän, Spätglazial (?)

Größere Anmoorgebiete, teilweise auch geringmächtige Niedermoore erstrecken sich im Tal der Großer Laber am südlichen Außenrand der Talau, wo das vom Talhang zuströmende Grundwasser teilweise in Quellen austritt (Abb. 13). Derartige Anmoorgebiete erstrecken sich E' von Schierling und W' von Schierling bis zum Niedermoorgebiet S' von Niederleierndorf. Daneben besitzen viele Aurinnen schwarze Anmoore bzw. Anmoor-Torf-Sequenzen, die allerdings häufiger von Dezimeter mächtigen jüngeren Auelehmen bedeckt sind. Derartige Abfolgen sind u.a. oberhalb von Schierling in der Flur und südöstlich der Flur „Obere Au“ verbreitet.

Tab. 1: <sup>14</sup>C-Alter organischer Makroreste und kleiner Holzstücke von der Basis spätglazialer und holozäner Auensedimente oder dem Top sandiger Flussbettsedimente der Großen Laber auf Blatt 7138 Langquaid.

TK	Bohr-Nr.	X	Y	Lage	Terrasse	Oberfl. m ü. NN	ET	Tiefe Probe (m) <sup>1</sup>	Tiefe OK (m) <sup>2</sup>	Fazies	ALTER <sup>14</sup> C BP ±	kalib. Alter (2 Sigma) BC	<sup>13</sup> C	Labor Nr. Beta Anal.	Substanz
7138	La 09/89	4508947	5410867	W' Schierling	GLa	371,6	2,0	1,45	0,98	Flussbettfazies	990	980-1160 BC	-27,2	264781	1 Holzstück
7138	La 09/76	4512109	5411967	E' Schierling	GLa	366,0	2,0	1,5	1,0	Erbachsande	2100	330-340 BC	-27,1	260859	org. Makroreste
7138	La 09/91B	4508856	5411076	W' Schierling	GLa	372,2	2,0	1,68	1,1	Flussbettfazies	4180	2890-2630 BC	-26,1	264782	org. Makroreste
7138	La 08/28	4507695	5409818	SE' Niederleierndorf	GLa	375,2	4,0	1,70	1,76	Basis Aurinne	4270	2760-3000 BC	-25,1	260856	org. Makroreste
7138	La 09/74	4512160	5411662	E' Schierling	GLa	365,4	2,0	1,23	1,24	Basis Auelehm	11480	11270-11480 BC	-27,2	260858	org. Makroreste
7238	La 09/65	4502964	5406544	SW' Sandsbach	GLa	394,9	3,0	2,3	2,5	Basis Aurinne	2030	160-60 AD	-24,0	266118	org. Makroreste
7238	La 09/64	4502846	5406633	SW' Sandsbach	GLa	389,8	3,0	1,83	2,25	Basis Aurinne	2140	360-290 BC	-26,6	266117	org. Makroreste
7238	La 09/67	4502934	5406577	SW' Sandsbach	GLa	389,7	3,0	1,7	2,5	Basis Aurinne	3860	2470-2200 BC	-28,5	266119	1 Holzstück

Gla = Aue der Großen Laber; KLa = Aue der Kleinen Laber <sup>1</sup> Tiefe Probe <sup>2</sup> Tiefe Oberkante der sandig-kiesigen Flussbettfazies ET = Endteufe

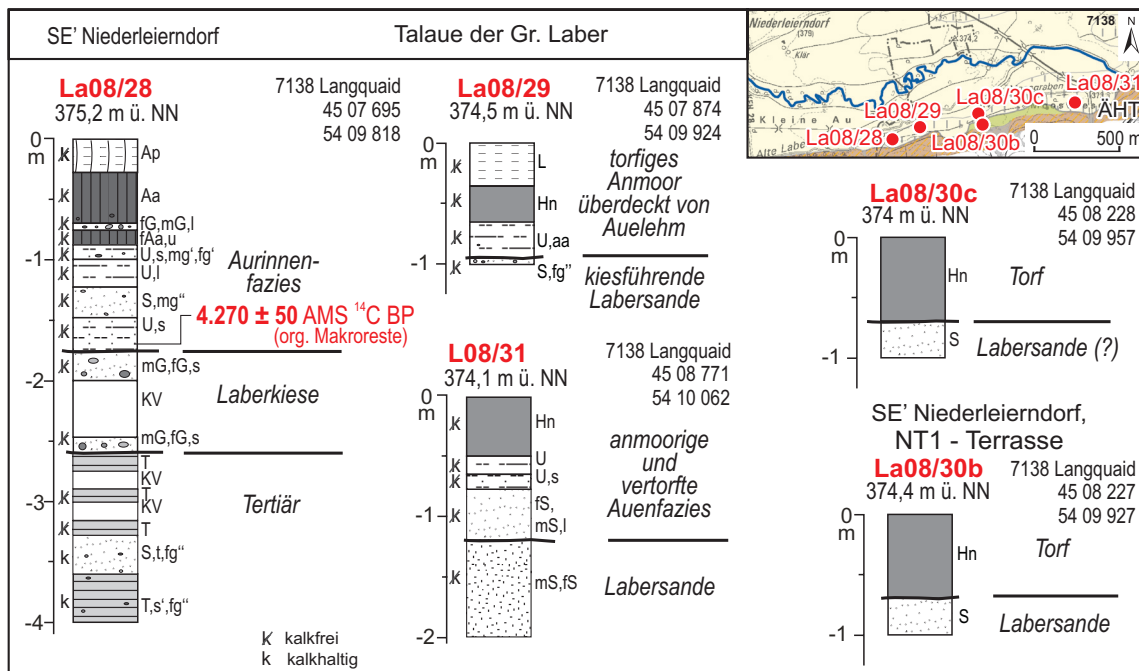


Abb. 13: Verbreitung von Anmooren und Niedermoortorfen nach Sondierungen im Bereich des Moosgrabens südwestlich von Schierling (La08/28, La08/29, La08/30b, La08/30c, La08/31). Details zum <sup>14</sup>C-Alter befinden sich in Tab. 1 (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

**Mächtigkeit:** Insbesondere anmoorige Rinnenfüllungen können große Mächtigkeiten von bis zu 2 m erreichen, wobei neben meist nur 10 bis 40 cm mächtigen Anmoor-Horizonten häufig auch mehrere Dezimeter mächtige Torflagen eingeschaltet sind. Die unterschiedlich stark vertorften Anmoorgebiete am südlichen Auenrand oberhalb von Schierling sind dagegen oft nur unter 0,8 m mächtig.

**Lithologie:** Anmoore bestehen in der Regel aus einem Gemisch von Mineralböden und 15-30 Masse-% stark organischer Substanz. Viele der in der Aue verbreiteten Anmoore sind Abbauprodukte von Torfen, wobei alle Übergänge vom Torf zum torfigen Anmoor bis hin zum stark mineralischen Anmoor auftreten.

**Alter:** NILLER (1998; ders. 2001) deutet im Tal der Kleinen Laber die Bildung von Anmoor-Torf-Sequenzen als Ausdruck verminderter Hochflutaktivitäten der Kleinen Laber und unterscheidet lediglich zwei Bildungszeiten derartiger Abfolgen und zwar im Zeitraum frühes Präboreal (um 10.000 <sup>14</sup>C BP) bis zur Wende Präboreal/Boreal (um 9.000 <sup>14</sup>C BP) und im jüngeren Subboreal zwischen 2500 und 3.200 <sup>14</sup>C BP. Dagegen liegen aus der Talau der Großen Laber im Blattgebiet und auch vom Nachbarblatt Aufhausen (SCHELLMANN in diesem Band: 7139 Aufhausen) Befunde vor, die weitere Bildungszeiten belegen.

1. Die ältesten Torfe im Blattgebiet entstanden vermutlich bereits im Spätglazial. Südlich der Flur „Kleine Au“ in der Talau östlich von Schierling besaßen organische Makroreste nahe der Basis eines 20 cm mächtigen Torfhorizontes ein spätglaziales <sup>14</sup>C-Alter von 11.480 ± 50 <sup>14</sup>C BP (Abb. 9; Tab. 1: Bohr-Nr. La09/74; Kap. 5: B4).

2. An der westlichen Blattgrenze gerade schon auf dem Nachbarblatt Rottenburg wurde südwestlich von Sandsbach in einer Sondierung unter und über einem 35 cm mächtigen Torfhorizont jeweils ein fossiles Anmoor angetroffen. Die Datierung eines Holzstücks aus den basalen Torflagen ergab ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $3.860 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  BP (Abb. 12; Tab. 1: Bohr-Nr. La09/67; Kap. 5: B9n). Während das liegende Anmoor älter ist als die von NILLER (1998) postulierte zweite Bildungszeit von Anmooren im jüngeren Subboreal, könnte das Anmoor am Top des Torfes in diesem Zeitraum entstanden sein.
3. Ebenfalls südwestlich von Sandsbach wurde in einer weiteren Sondierung unter 1,27 m mächtigen Auelehmen ein 20 cm mächtiges schwarzes Anmoor über einem 37 cm mächtigem Torfhorizont angetroffen. Die  $^{14}\text{C}$ -Datierung organischer Makroreste von der Basis der Aurinnenfüllung in 2,2 m unter Geländeoberfläche ergab ein Alter von  $2.140 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  BP (Abb. 12; Tab. 1: Bohr-Nr. La09/64; Kap. 5: B10). Die überlagernde Anmoor–Torf–Abfolge entstand erst in der Folgezeit, vielleicht am Übergang von der Römerzeit zum Frühmittelalter. Auch in den Talauen der Großen Laber auf dem Gradabteilungsblatt Aufhausen (SCHELLMANN in diesem Band: 7139 Aufhausen) weisen  $^{14}\text{C}$ -Datierungen fossiler Anmoor–Torf–Sequenzen daraufhin, dass noch im jüngeren Subatlantikum derartige Abfolgen im Tal der Großen und Kleinen Laber entstanden sein können.

### 3.4.2 Niedermoor

#### *Spätglazial/Holozän*

Im Blattgebiet befindet sich südlich von Niederleierndorf ein unter Naturschutz gestelltes Niedermoorgebiet. Informationen zu Torfmächtigkeiten liegen nicht vor. Weitere lokal beschränkte Vertorfungen von Aurinnen wurden als Anmoore zusammengefasst und nicht dezidiert in der Karte dargestellt.

### 3.4.3 Künstlich verändertes Gelände

#### *Jungholozän, Industriezeitalter*

Künstliche Aufschüttungen und stark veränderte Areale wurden dann als eigene Kartiereinheit ausgewiesen, sobald größere Flächen in größeren Ausmaßen davon betroffen waren. Weitere anthropogene Veränderungen, z.B. durch Siedlungstätigkeiten oder Verkehrswegebau, gehen meistens aus den topographischen Signaturen hervor.

## 4. Quartärbasis

Die Quartärbasiskarte (Abb. 14 und Abb. 15) basiert auf Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt (LfU) und von folgenden weiteren Ämtern und Firmen: Wasserwirtschaftsämter Regensburg, Landshut und Kehlheim, Staatliches Bauamt Regensburg,

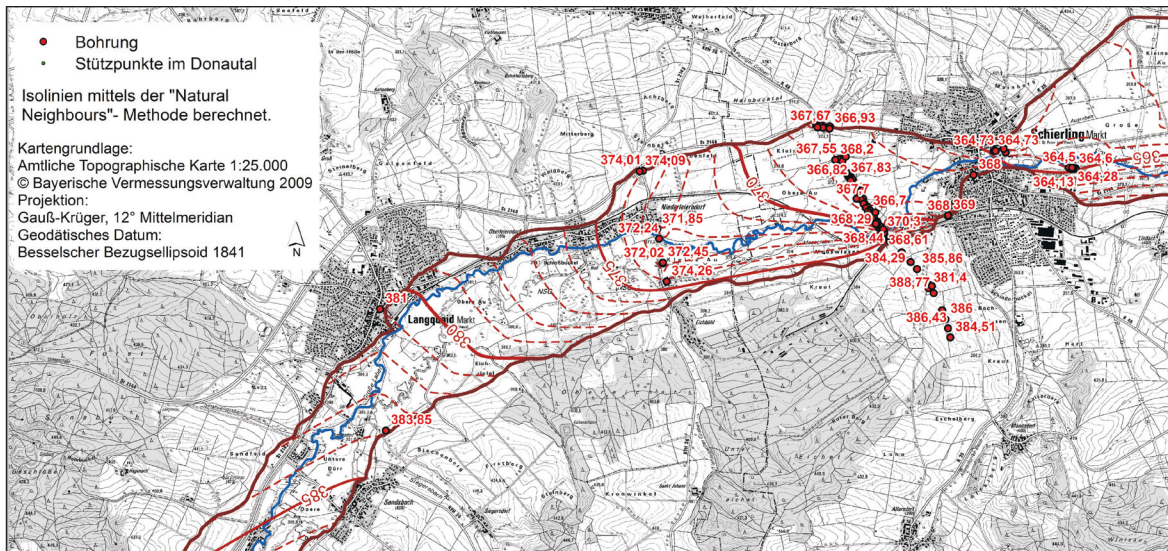


Abb. 14: Tiefenlage (m ü. NN) der Quartärbasis im südlichen Blattgebiet von Blatt Langquaid berechnet unter Verwendung von Stützpunkten (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

Autobahndirektion Süd, Rhein-Main-Donau-AG sowie diversen Ingenieurbüros (u.a. IFB Eigenschenk in Deggendorf, Celler Brunnenbau, E + M Brunnenbau und Bohrtechnik in Hof). Die Auswertungen der Schichtenverzeichnisse der Bohrungen sowie die Ergebnisse eigener Sondierungen sind beim LfU hinterlegt.

Aus den Schichtenverzeichnissen wurde die Quartärbasis bestimmt und in einem Geographischen Informationssystem (ArcMap 9.2) unter Verwendung des „*natural-neighbor*-Interpolationsverfahrens“ ein flächendeckendes Modell der Quartärbasis errechnet. Zum methodischen Vorgehen sei auf SCHELLMANN & GEBHARDT (2010) verwiesen. Stützpunktreihen wurden am Außenrand des Tals der Großen Laber gelegt (Abb. 14), um die Isolinien der Tiefenlage der Quartärbasis am Talrand enden zu lassen. Abb. 15 zeigt ein Quartärbasismodell ohne Verwendung von Stützpunktreihen.

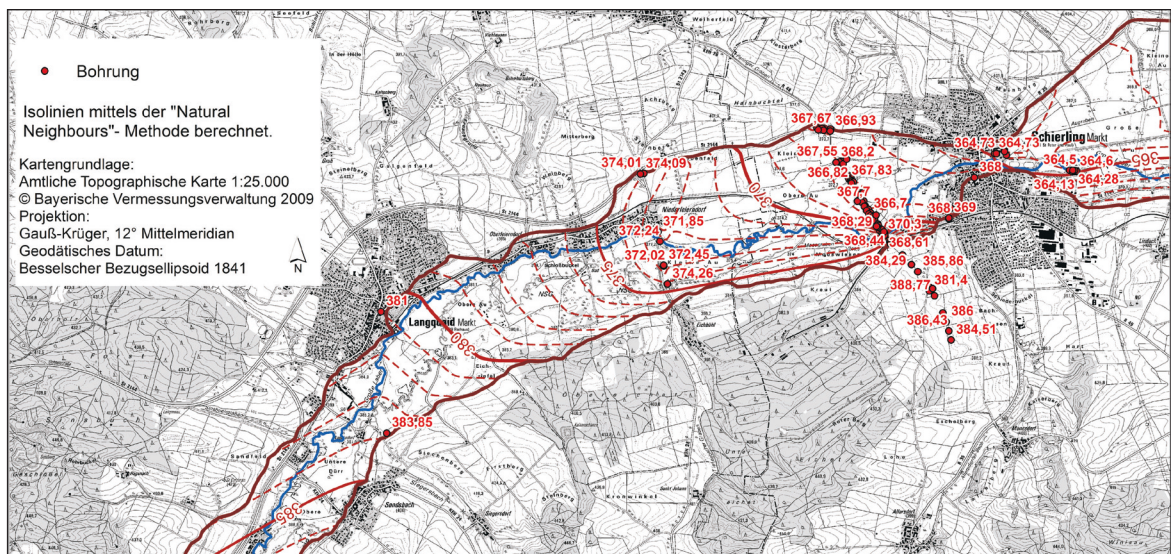


Abb. 15: Tiefenlage (m ü. NN) der Quartärbasis im südlichen Blattgebiet von Blatt Langquaid berechnet ohne Verwendung von Stützpunkten (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25 000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

Beide Modelle zeigen ein generelles Abfallen der Quartärbasis von südlich von Landquaid bei ca. 384 m ü. NN auf ca. 363 bis 364 m ü. NN am östlichen Blattrand. Eine weitere Differenzierung von Schwankungen der Quartärbasis innerhalb der Talsohle ist aufgrund der geringen Anzahl und der ungleichen Verteilung der Bohrungen nicht möglich.

### 5. Bohrungen und Sondierungen mit <sup>14</sup>C-Altern

Im Gebiet des Gradabteilungsblattes Langquaid sind im Laufe der vergangenen Jahrzehnte eine große Anzahl von Bohrungen u.a. im Rahmen von Brunnen- und Pegelbohrungen, Baugrund- und Lagerstätten erkundungen und in jüngerer Zeit verstärkt geothermischen Erkundungen durchgeführt worden. Diese sind im Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umweltschutz gespeichert. Die hier vorgenommenen Auswertungen der Schichtenverzeichnissen von Bohrungen sowie die Ergebnisse eigener Sondierungen sind mit dem Projektabschluss im Frühjahr 2010 beim LfU hinterlegt worden. Die FID, die BIS-Bohrnummer (7138BG...) bzw. die Sondierungsnummern (7138 La Nr.) sind in der vom Verfasser beim LfU hinterlegten Bohrdatenbank aufgeführt.

Im Folgenden werden die Bohrungen aufgeführt, die in der Erläuterung genannt werden. Der Übersichtlichkeit halber werden die Bohrprofile nur stärker generalisiert wiedergegeben.

**B1**, FID 2653, 7138BG000005, nordöstlich Niederleierndorf  
Lage: R 45 06 692, H 54 10 897; Ansatzhöhe: 387,31 m ü. NN  
Ältere Hochterrasse (ÄHT) der Großen Laber  
Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN):

	<b>Pleistozän</b>
-11,00 m	Lößdeckschichten: -9,60 m: Schluff, sandig und Feinsand, schluffig -11,0 m: Schluff, schwach tonig, schwach sandig
-13,30 m	Terrassenkiese: Mittelkies, sandig, schwach schluffig
	<b>Miozän</b>
-20,00 m	Obere Süßwassermolasse: Feinsand, schluffig und Feinsand, mittelsandig, schwach kiesig

**B2**, 7138 La 09/53, östlich von Langquaid  
Lage: R 45 05 210, H 54 08 990, Ansatzhöhe 384 m ü. NN  
ÄHT der Großen Laber  
Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN):

	<b>Pleistozän</b>
-3,40 m	Dünensand: Feinsand, kalkfrei
-4,00 m	Terrassenkiese: Sand, Feinkies- und Mittelkiesführend, kalkfrei

**B3**, FID 2796, 7138BG000150, westlich von Schierling  
Lage: R 45 08 850, H 54 10 830; Ansatzhöhe: 371,67 m ü. NN  
Holozäne Talaue der Großen Laber  
Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN):

	<b>Holozän</b>
-1,40 m	Auenfazies: Ton, schluffig, feinsandig und Feinsand, schluffig, braun bis grau
-5,60 m	Laberkiese: Kies, sandig, schwach schluffig, graubraun

**Miozän**

- 10,0 m Obere Süßwassermolasse:
- 7,80 m Feinsand, mittelsandig, schwach schluffig, grau
- 10,00 m Ton, schluffig, grau

**Eigene Sondierungen mit <sup>14</sup>C-Altern**

**B4**, 7138 La 09/74, östlich von Schierling, Talaue der Gr. Laber

Lage: R 45 12 160, H 54 11 662, Ansatzhöhe 365,4 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Interpretation: G. SCHELLMANN)

- 0,13 m Lehm, sehr vereinzelt Feinkiese, braun, kalkfrei
  - 0,47 m Lehm, tonig, hellbraun, rostfleckig, kalkfrei
  - 0,88 m Lehm, tonig, hellgrau-braun, kalkfrei
  - 0,98 m Ton, lehmig, schwarz, kalkfrei (fAa)
  - 1,05 m Lehm, braun, mit org. Makros, kalkfrei
  - 1,15 m Torf, braun, kalkfrei
  - 1,24 m Lehm, sandig, grau, kalkfrei  
Probe bei -1,23 m, org. Makroreste, **Alter: 11.480 ± 50 <sup>14</sup>C BP** (Beta 260858)
  - 2,00 m Fein- und Mittelkies in sandiger Matrix, grau-braun, kalkfrei
- Interpretation:
- 1,24 m Auenfazies mit vermutlich spätglazialer Torflage
  - 2,00 m Laberkiese, Würm-Spätglazial, prä-Alleröd

**B5**, 7138 La 08/28, südöstlich von Niederleierndorf, Talaue der Gr. Laber

Lage: R 45 07 695, H 54 09 818, Ansatzhöhe 375,2 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Interpretation: G. SCHELLMANN)

- 0,23 m Ah, stark humos, schwarz, kalkfrei
  - 0,28 m Lehm, einige organ. Makros, schwarz, kalkfrei (fAa)
  - 0,64 m Anmoor, organ. Makrosreste, schwarz, kalkfrei
  - 0,70 m Anmoor, vereinzelt Mittelkies, schwarz, kalkfrei (fAa)
  - 0,76 m Fein- und Mittelkies in lehmiger Matrix, kalkfrei
  - 0,88 m Schluff, schwarz, kalkfrei (fAa)
  - 1,00 m sandiger Schluff, etwas Mittel- und Feinkies, grau, kalkfrei
  - 1,23 m lehmiger Schluff, grau, kalkfrei
  - 1,48 m Sand, vereinzelt Mittelkies, grau-braun, kalkfrei
  - 1,65 m sandiger Schluff, vereinzelt organ. Makroreste, grau, kalkfrei
  - 1,76 m sandiger Schluff, organ. Makroreste, grau, teilweise bräunlich, kalkfrei  
Probe bei -1,70 m, organ. Makrorest; **Alter: 4.270 ± 50 <sup>14</sup>C BP** (Beta 260856)
  - 2,00 m Mittel- und Feinkies in sandiger Matrix, grau-braun, kalkfrei
  - 2,47 m Kernverlust
  - 2,60 m Mittel- und Feinkies in sandiger Matrix, gelb-bräunlich, kalkfrei
  - 2,75 m Ton, grau-blau, kalkfrei
  - 2,90 m Kernverlust
  - 3,00 m Ton, grau-blau, kalkfrei
  - 3,16 m Kernverlust
  - 3,27 m Ton, grau-blau, kalkfrei
  - 3,60 m toniger Sand, vereinzelt Feinkies, grau-blau, kalkhaltig
  - 4,00 m Ton, leicht sandig, vereinzelt Feinkies, grau-blau, kalkhaltig
- Interpretation:
- 1,76 m Aurinnenfazies, Basislagen Subboreal
  - 2,60 m Laberkiese, Subboreal oder älter
  - 4,00 m Miozän. Obere Süßwassermolasse

**B6**, 7138 La 09/91B, westlich von Schierling, Talaue der Gr. Laber

Lage: R 45 08 856, H 54 11 076, Ansatzhöhe 372,2 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Interpretation: G. SCHELLMANN)

- 0,92 m Lehm, braun, kalkfrei
- 1,10 m Schluff, hellgrau, kalkfrei
- 2,00 m Mittel- und Feinkies in sandiger Matrix, kalkfrei

Probe bei -1,68 m, org. Makroreste, **Alter: 4.180 ± 40 <sup>14</sup>C BP** (Beta 264782)

Interpretation:

- 1,10 m Auelehm
- 2,00 m Laberkiese, Subboreal

**B7, 7138** La 09/76, östlich von Schierling, Talaue der Gr. Laber

Lage: R 45 12 109, H 54 11 967, Ansatzhöhe 366,0 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Interpretation: G. SCHELLMANN)

- 0,65 m Lehm, braun, kalkfrei
  - 0,72 m Lehm, hellbraun, kalkhaltig
  - 0,90 m Lehm, tonig, hellbraun, kalkhaltig
  - 1,00 m Lehm, tonig, hellbraun, mit gelblichen Sandbändern durchsetzt, kalkhaltig
  - 1,55 m Fein- und Mittelsand, vereinzelt Feinkies, grau, kalkhaltig
- Probe bei -1,50 m, org. Makroreste, **Alter: 2.100 ± 40 <sup>14</sup>C BP** (Beta 260859)
- 2,00 m Fein- und Mittelkies in sandiger Matrix, hellgrau, kalkhaltig

Interpretation:

- 1,00 m Auelehm des Erlbaches (kalkhaltig)
- 2,00 m Erlbachsande und -kiese, Römerzeit

**B8, 7138** La 09/89, westlich von Schierling, Talaue der Gr. Laber

Lage: R 45 08 947, H 54 10 867, Ansatzhöhe 371,6 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Interpretation: G. SCHELLMANN)

- 0,24 m Kernverlust
  - 0,88 m Lehm, braun, kalkfrei
  - 0,98 m Lehm, sandig, humos, dunkelbraun, kalkfrei
  - 1,25 m Sand, dunkelbraun, kalkfrei
  - 1,70 m Sand, lehmig, dunkelbraun, mit mehreren org. Pflanzenteilen
- Probe -1,45 m, Holzstück, **Alter: 990 ± 40 <sup>14</sup>C BP** (Beta 264781)
- 2,00 m Mittel- und Feinkies, dunkelbraun, kalkfrei

Interpretation:

- 0,98 m Auelehme
- 2,00 m Labersande und -kiese, Hochmittelalter

**B9, 7238** La 09/67, südwestlich von Sandsbach, Talaue der Gr. Laber

Lage: R 45 02 934, H 54 06 577, Ansatzhöhe 389,7 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Interpretation: G. SCHELLMANN)

- 1,22 m Lehm, braun bis grau-braun, kalkfrei
  - 1,38 m Lehm, tonig, schwarz, kalkfrei (fAa)
  - 1,50 m Anmoor, schwarz, mit org. Makros, kalkfrei (fAa)
  - 1,85 m Torf, dunkelbraun, kalkfrei
- Probe bei -1,70 m, Holzstück, **Alter: 3.860 ± 40 <sup>14</sup>C BP** (Beta 266119)
- 2,15 m Anmoor, dunkelbraun, kalkfrei (fAa)
  - 2,50 m Sand, teilweise von dunkelbraunen torfigen Abschnitten durchsetzt, kalkfrei
  - 3,00 m Sand, schluffig, mit Feinkiesen, vereinzelt Mittelkiese, schwarz-grau, kalkfrei

Interpretation:

- 2,50 m vertorfte Aurinnenfazies, Subboreal
- 3,00 m kiesige Labersande, Holozän, Subboreal oder älter

**B10, 7238** La 09/64, südwestlich von Sandsbach, Talaue der Gr. Laber

Lage: R 45 02 846, H 54 06 633, Ansatzhöhe 389,8 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Interpretation: G. SCHELLMANN)

- 0,94 m Lehm, stark tonig, hellbraun, kalkfrei
  - 1,00 m Lehm, stark tonig, schwarzbraun, kalkfrei
  - 1,27 m Lehm, tonig, schwarz, vereinzelt org. Makros, kalkfrei (fAa)
  - 1,48 m Anmoor, schwarz, mit org. Makros, kalkfrei
  - 1,85 m Torf, dunkelbraun-schwarz, kalkfrei
- Probe bei -2,20 m, org. Makroreste, **Alter: 2.140 ± 40 <sup>14</sup>C BP** (Beta 266117)
- 3,00 m Sand, lehmig, vereinzelt Mittelkiese, kalkfrei

## Interpretation:

- 2,25 m vertorfte Aurinnenfazies, Verlandung seit der Römerzeit
- 3,00 m Labersand, Eisen-/Römerzeit

**B11**, 7238 La 09/65, südwestlich von Sandsbach, Talau der Gr. Laber

Lage: R 45 02 964, H 54 06 544, Ansatzhöhe 394,9 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: R. BEER; Interpretation: G. SCHELLMANN)

- 0,25 m Lehm, sandig, vereinzelte Feinkiese, braun, schwach kalkhaltig
- 1,09 m Lehm, schluffig, schwach feinsandig, hellbraun, kalkhaltig
- 1,24 m Kernverlust
- 1,65 m Lehm, tonig, schwach feinsandig, hellbraun, kalkfrei
- 1,72 m Lehm, tonig, dunkelgrau, kalkfrei
- 1,83 m Feinsand, lehmig, grau, kalkfrei
- 2,00 m Lehm, stark tonig, dunkelgrau, kalkfrei
- 2,50 m Feinsand, grau-braun, kalkfrei  
Probe bei -2,30 m, org. Makroreste, **Alter: 2.030 ± 40 <sup>14</sup>C BP** (Beta 266118)
- 2,70 m Fein- und Mittelsand, vereinzelte Mittelkiese, grau-braun, kalkfrei
- 3,00 m Fein- und Mittelkies, grau-braun, kalkfrei

## Interpretation:

- 2,50 m Auenfazies, seit der Römerzeit
- 3,00 m Labersande und -kiese, Eisen-/Römerzeit

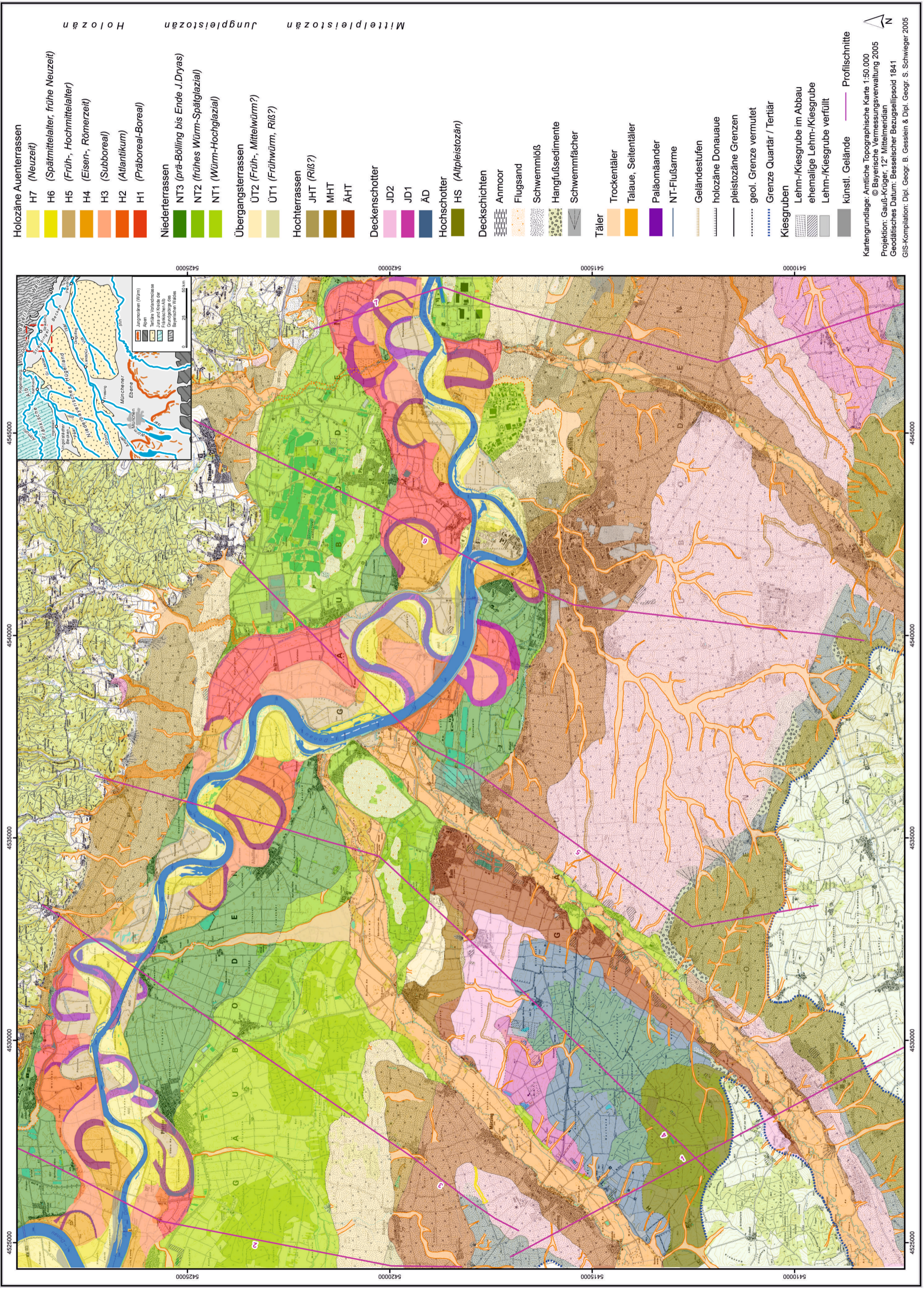
**Literatur**

- APEL, R. (1966): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen auf Blatt Langquaid 7138 (Niederbayern). – Diplomarbeit, Inst. für allgemeine und angewandte Geologie u. Mineralogie, Universität München (unveröffentlicht).
- NILLER, H.-P. (1998): Prähistorische Landschaften im Lößgebiet bei Regensburg. Kolluvien, Auenlehme und Böden als Archive der Paläoumwelt. – Regensburger Geogr. Schr., 31; Regensburg.
- NILLER, H.-P. (2001): Wandel Prähistorischer Landschaften – Kolluvien, Auelehme und Böden: Archive zur Rekonstruktion vorgeschichtlicher anthropogener Landschaftsveränderungen im Lößgebiet bei Regensburg. – Erdkunde, 55: 32-48.
- SCHELLMANN, G. (2010): 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 Geographische Schriften, 24: 1–77; Bamberg.
- SCHELLMANN, G. (in diesem Band): Quartärgeologische Karte 1:25.000 des Donautals auf Blatt 7039 Mintraching mit Erläuterungen – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2008 und 2009. – Bamberger Geographische Schr., SF 14; Bamberg.
- SCHELLMANN, G. (in diesem Band): Quartärgeologische Karte 1:25.000 der Täler von Großer und Kleiner Laber und der Donau auf Blatt 7139 Aufhausen mit Erläuterungen – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2008 und 2009. – Bamberger Geographische Schr., SF 14; Bamberg.
- SCHELLMANN, G. & GEBHARDT, C. (2010): Ein Quartärbasismodell der Donauterrassen zwischen Pfatter und Straubing. – Bamberger Geographische Schriften, 24: 179–187; Bamberg.
- SCHELLMANN, G., IRMLER, R. & SAUER, D. (2010): Zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Alterstellung der Donauterrassen auf Blatt L7141 Straubing. – Bamberger Geographische Schriften, 24: 89–178; Bamberg.

# Quartärgeologische Karte 1: 50.000 Blatt Nr. L7140 Straubing

L7140 Straubing

Geologische Aufnahme: GERHARD SCHELLMANN, RALF IRMLER & DANIELA SAUER 2004 - 2005



- Holozäne Auenterrassen**
- H7 (Neuzeit)
  - H6 (Spätmittelalter, frühe Neuzeit)
  - H5 (Früh-, Hochmittelalter)
  - H4 (Eisen-, Römerzeit)
  - H3 (Subboreal)
  - H2 (Atlantikum)
  - H1 (Präboreal-Boreal)

- Niederterrassen**
- NT3 (prä-Bölling bis Ende J.Dryas)
  - NT2 (frühes Würm-Spätglazial)
  - NT1 (Würm-Hochglazial)

- Übergangsterrassen**
- ÜT2 (Früh-, Mittelwürm?)
  - ÜT1 (Frühwürm, Riis?)

- Hochtterrassen**
- JHT (Riis?)
  - MHT
  - ÄHT

- Deckenschotter**
- JD2
  - JD1
  - ÄD

- Hochschotter**
- HS (Altpleistozän)

- Deckschichten**
- Anmoor
  - Flugsand
  - Schwemmlöß
  - Hangfußsedimente
  - Schwemmfächer

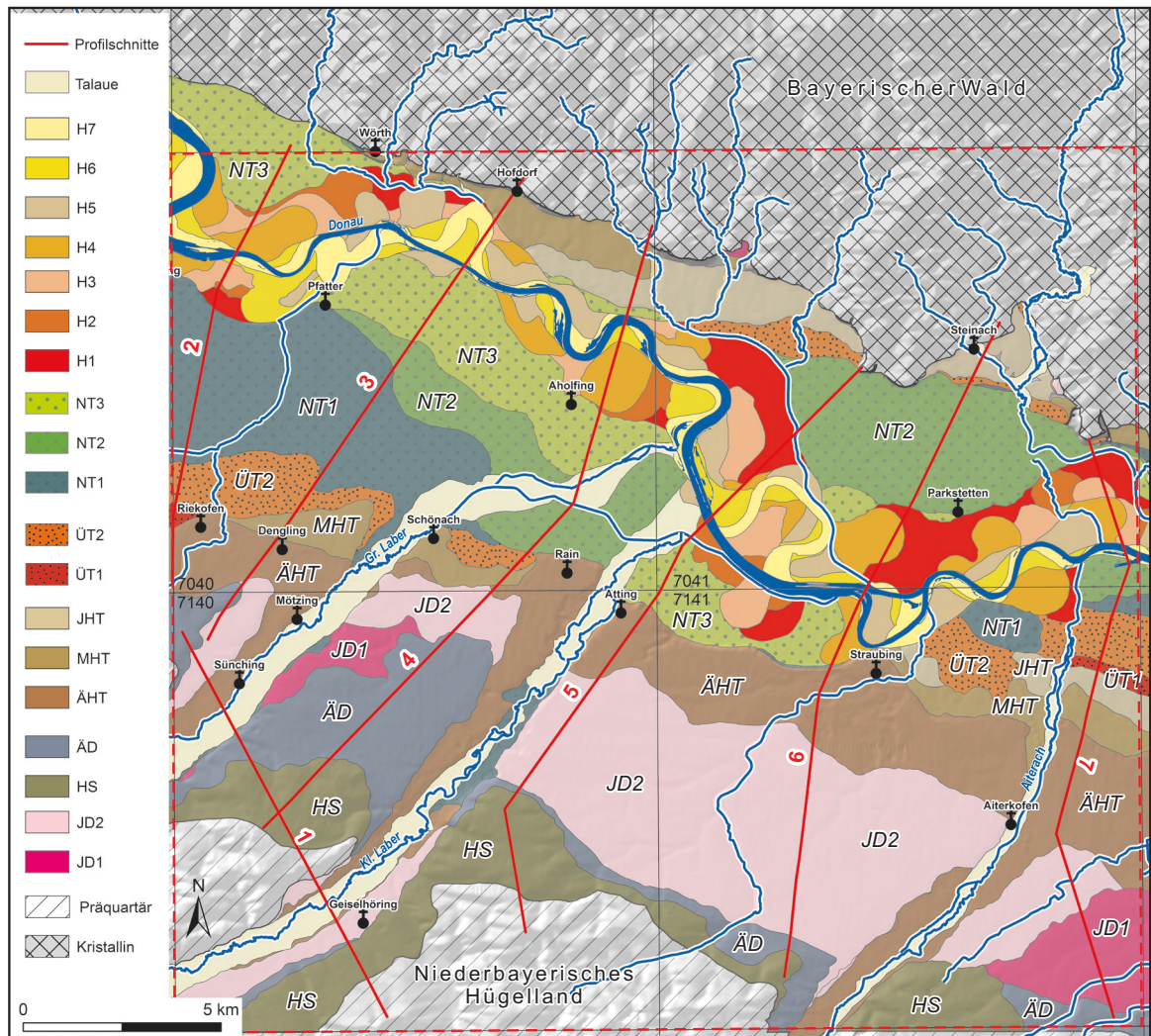
- Täler**
- Trockentäler
  - Talau, Seitentäler
  - Paläomäander
  - NT-Flußarme

- Geländestufen**
- holozäne Donauau
  - pleistozäne Grenzen
  - geol. Grenze vermutet
  - Grenze Quartär / Tertiär

- Kiesgruben**
- Lehm-/Kiesgrube im Abbau
  - ehemalige Lehm-/Kiesgrube
  - Lehm-/Kiesgrube verfüllt
  - künstl. Gelände
  - Profilschnitte

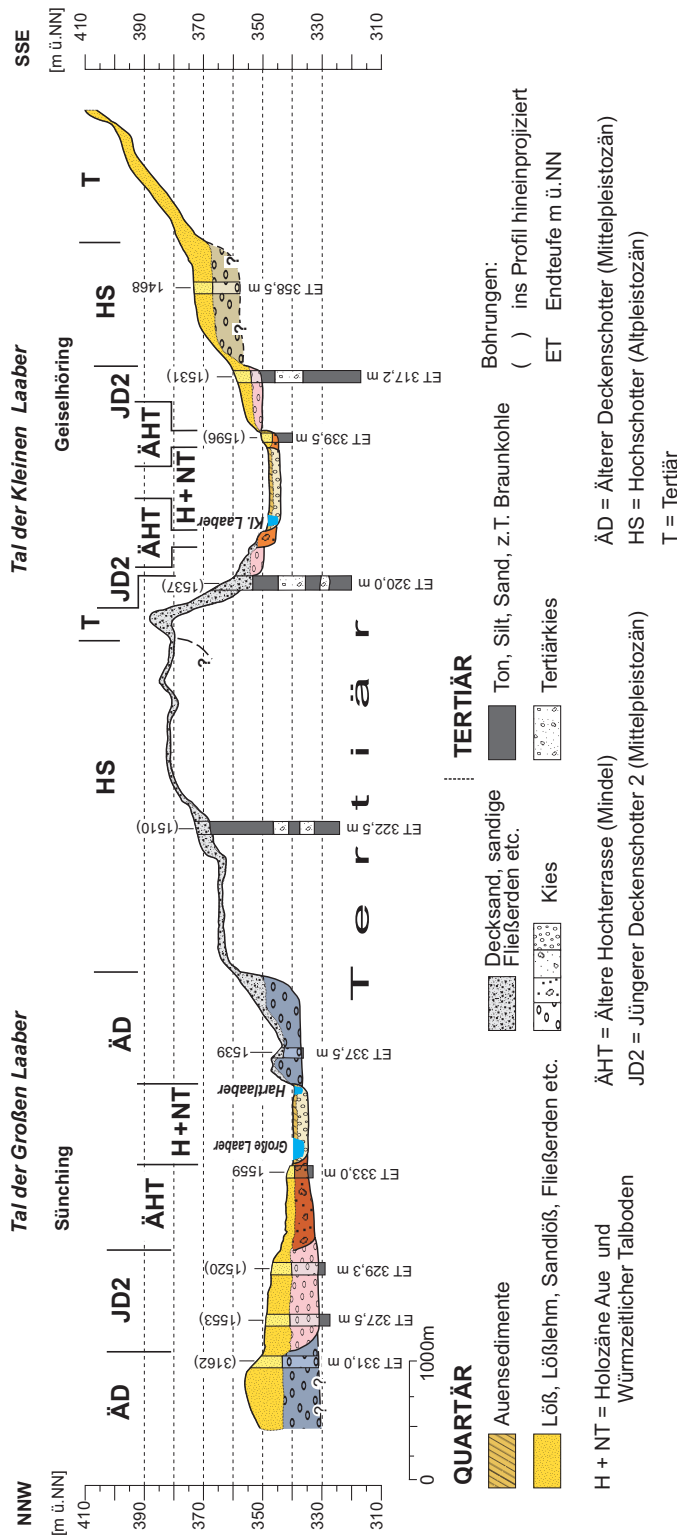
Kartengrundlage: Amtliche Topographische Karte 1:50.000  
 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2005  
 Projektion: Gauß-Krüger, 12° Mittelmeridian  
 Geodätisches Datum: Besselscher Bezugsellipsoid 1841  
 GIS-Kompilator: Dipl. Geogr. B. Gesslein & Dipl. Geogr. S. Schwieger 2005





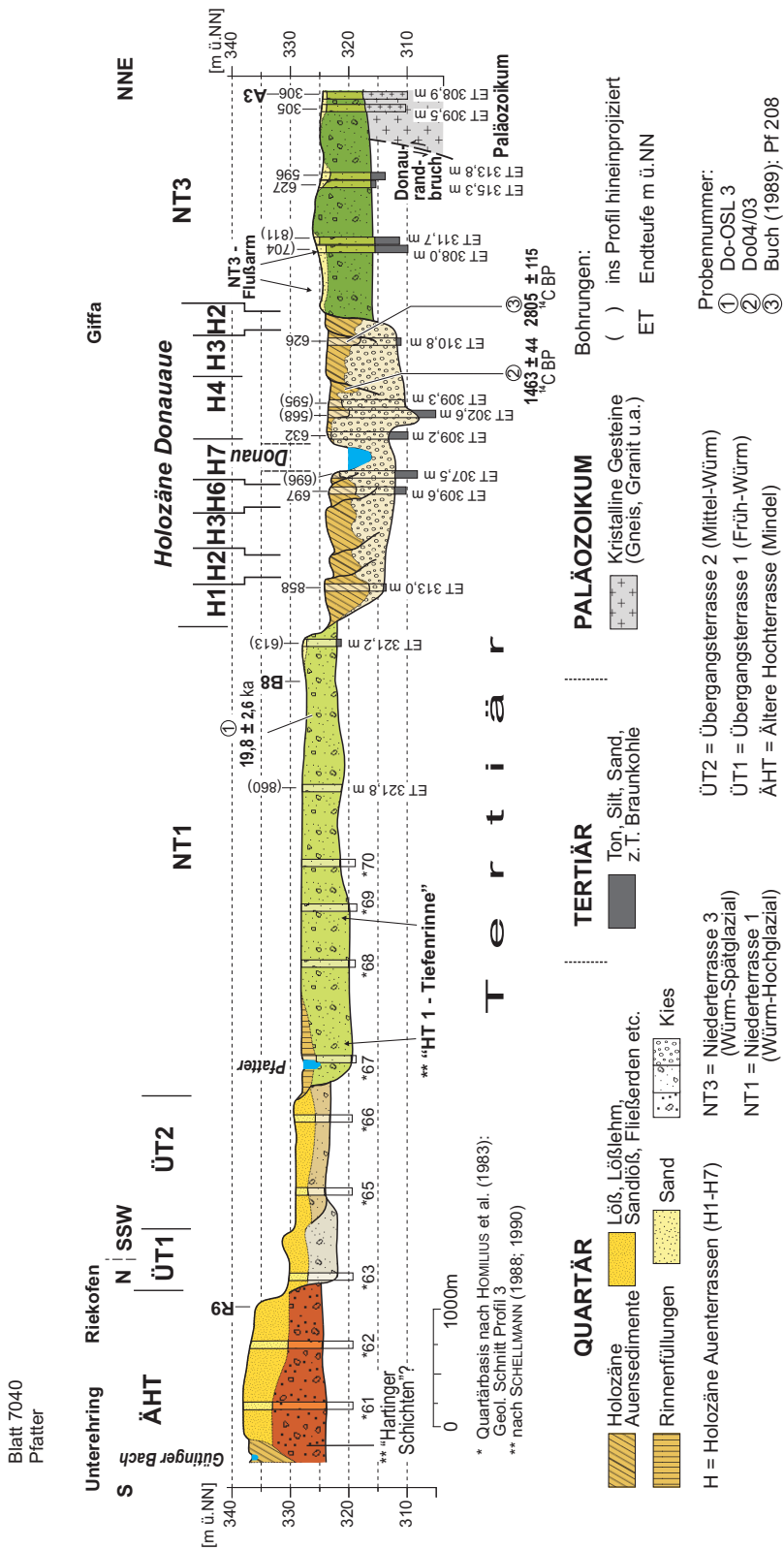
Beilage 1: Geologische Übersichtskarte des Blattgebiets und seiner Umgebung mit Lage der Profilschnitte 1 - 7 im Donautal (Kartengrundlage: Hillshade aus LiDAR DGM (3 m) © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).

Profil 1: Geologischer Querschnitt durch die Täler der Kleinen und Großen Laaber (Geiselhöring - Sünching)



Beilage 2: Geologischer Profilschnitt 1. Zur Lage des Profils siehe Beilage 1. Die Herkunft der Bohrungen ist in Beilage 9 zusammengestellt.

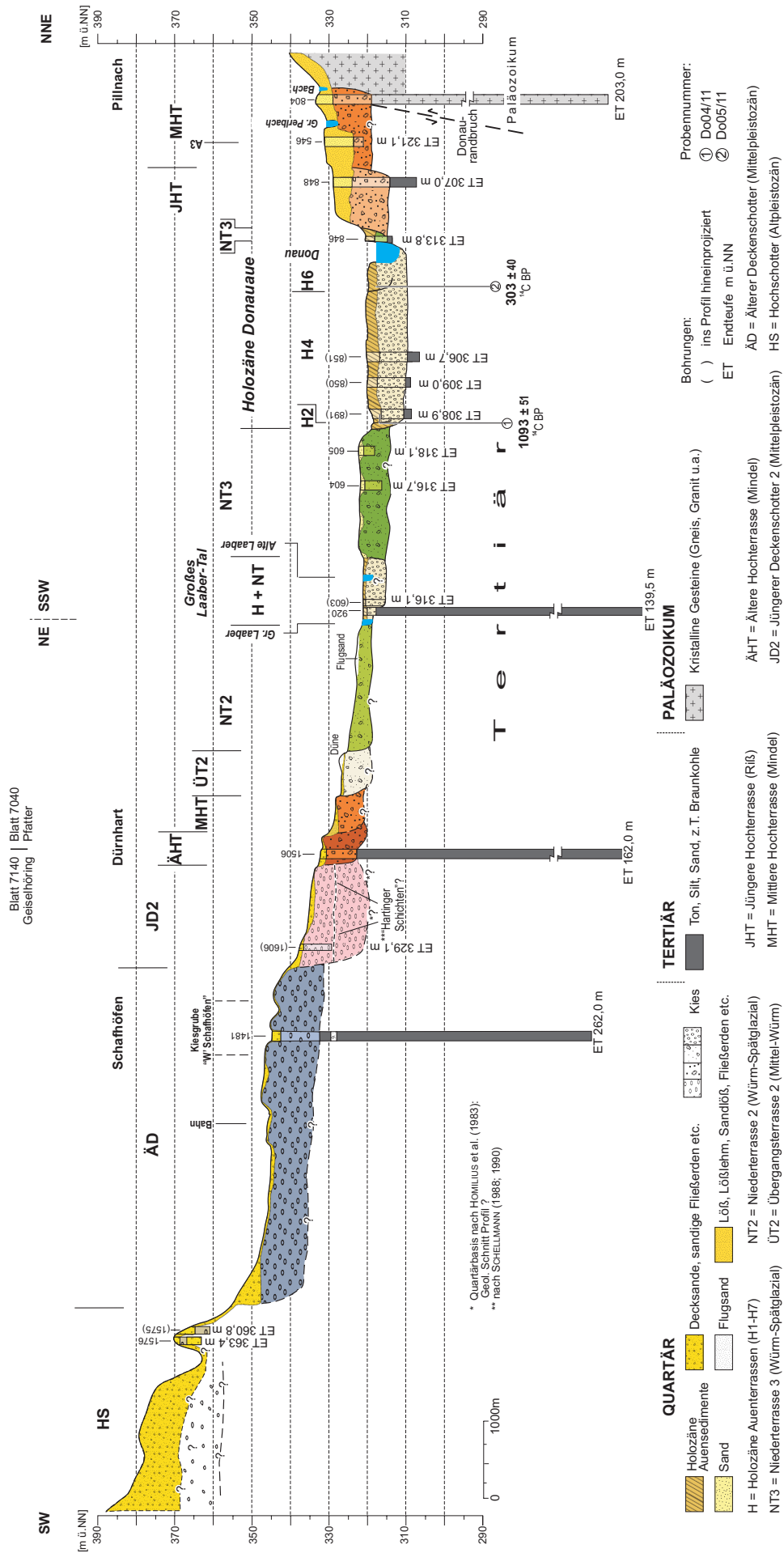
Profil 2: Geologischer Querschnitt durch das Donautal (Riekofen - Giffa - Oberachdorf)



Beilage 3: Geologischer Profilschnitt 2. Zur Lage des Profils siehe Beilage 1. Die Herkunft der Bohrungen ist in Beilage 9 zusammengestellt.



Profil 4: Geologischer Querschnitt durch das Donautal (E' Malchesing - Dürnhart - Pöllnach)

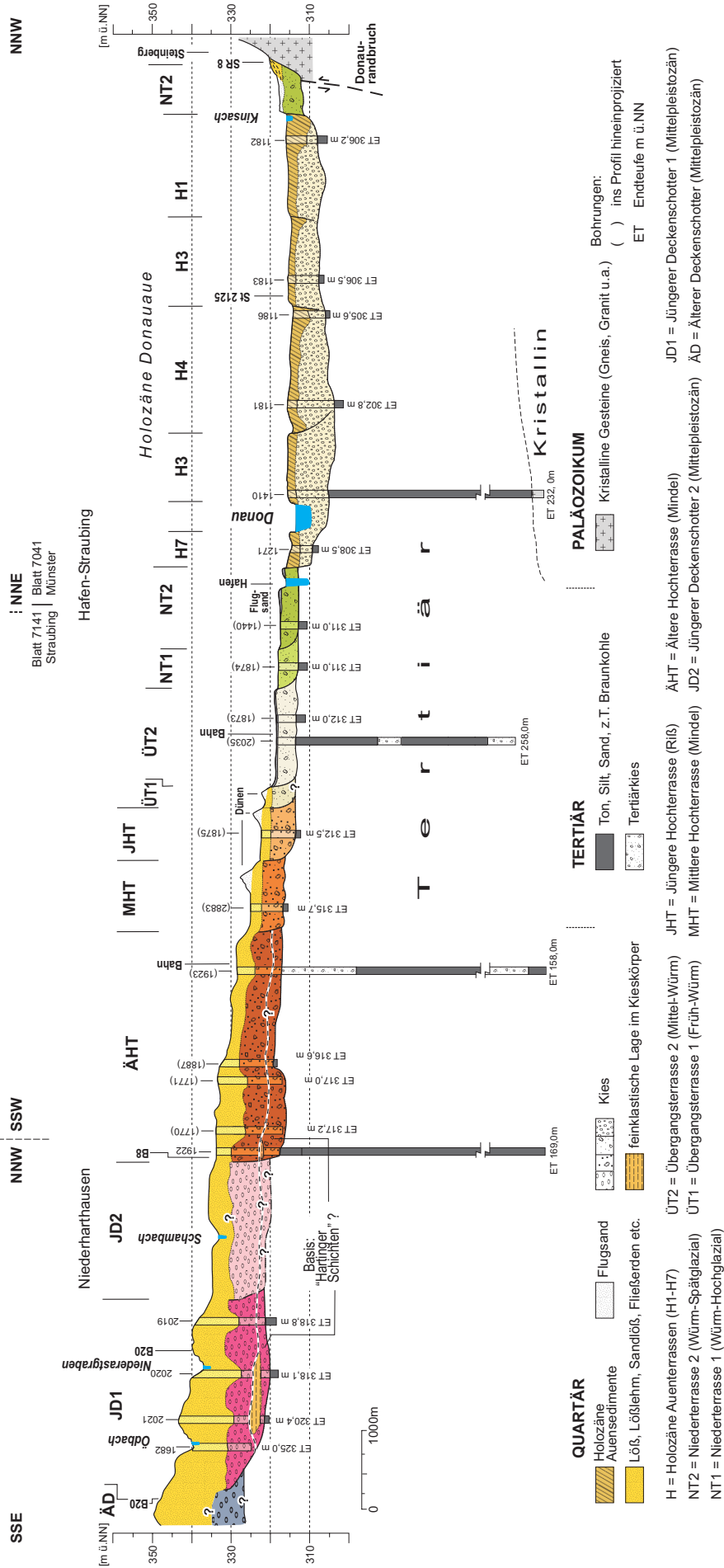


Beilage 5: Geologischer Profilschnitt 4. Zur Lage des Profils siehe Beilage 1. Die Herkunft der Bohrungen ist in Beilage 9 zusammengestellt.





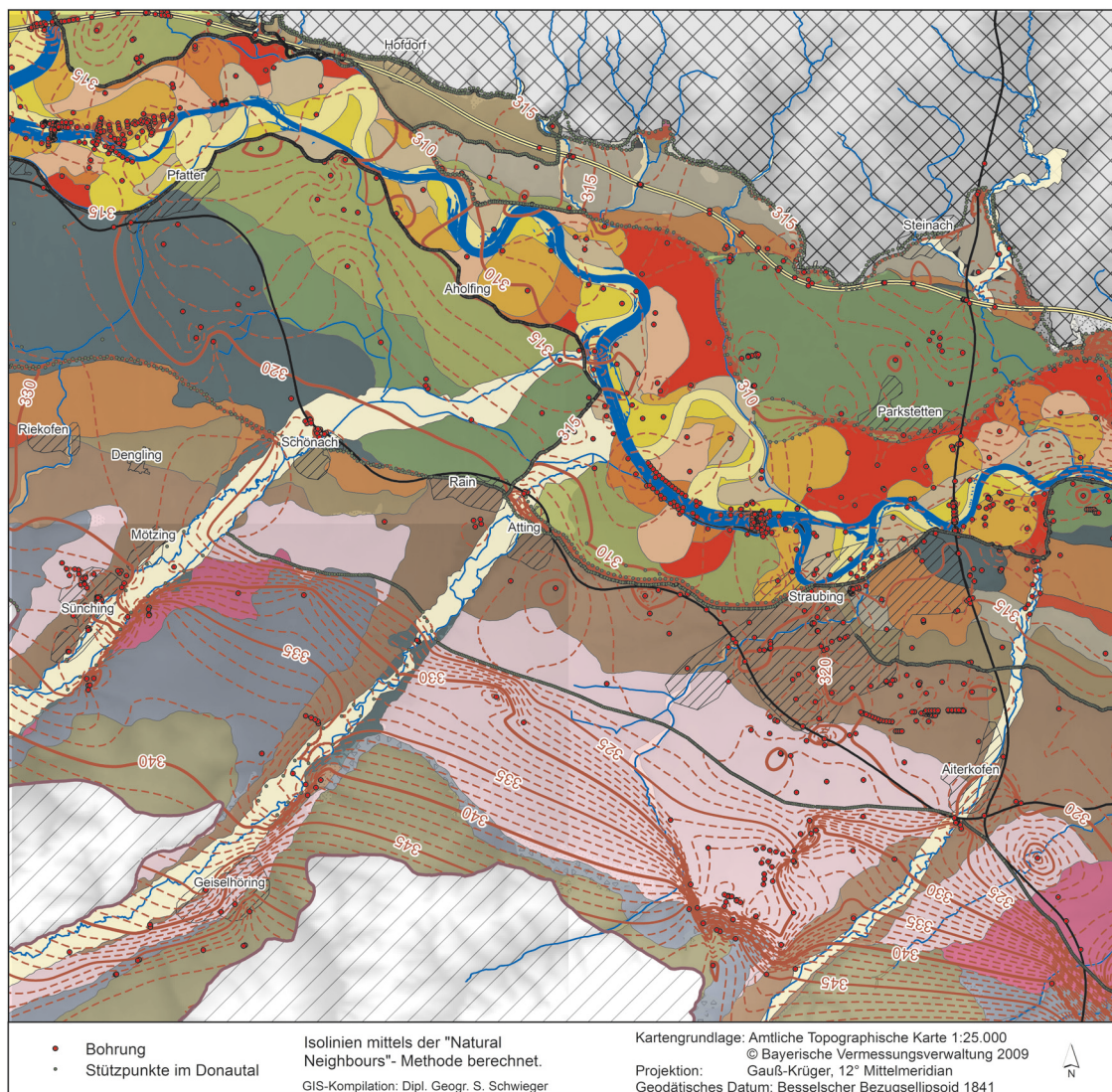
Profil 7: Geologischer Querschnitt durch das Donautal (Niederharthausen - Hafen-Straubing - Muckenwinkling)



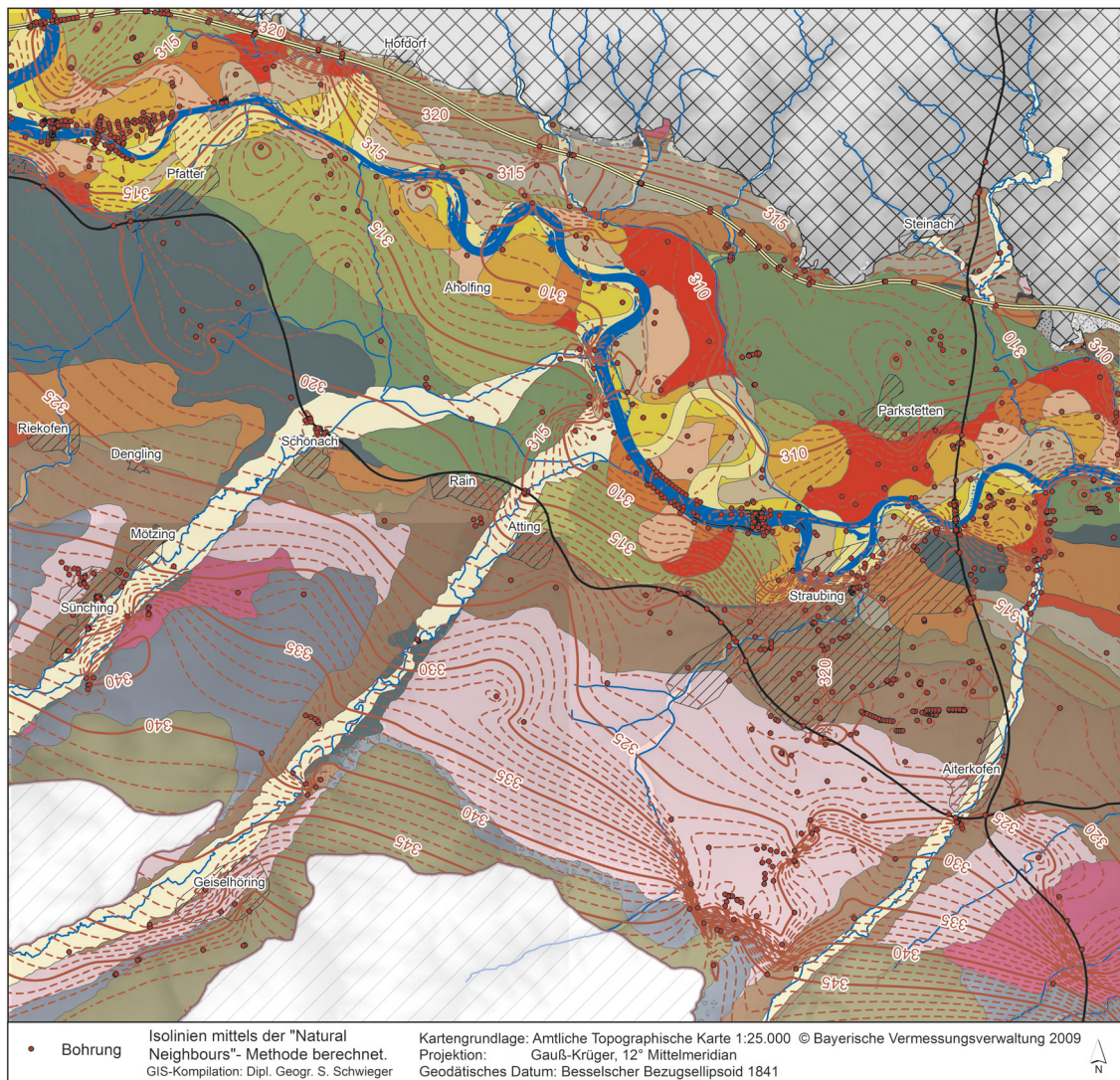
Beilage 8: Geologischer Profilschnitt 7. Zur Lage des Profils siehe Beilage 1. Die Herkunft der Bohrungen ist in Beilage 9 zusammengestellt.

Nr.	Terrasse	ARCHIV	OBJEKTID	OBJEKTNAME	TK
<b>Profil1</b>					
3162	AD	Geolog. Landesamt München	7140BG015099	nw Sünching, BV St 2111, U 780251	7140
1553	JD2	Ing.-Büro Eder Brunn	7140BG015003	Sünching, Sudstarke, Br. 7a	7140
1520	JD2	Geolog. Landesamt München	7140BG000041	Sünching, Starke Industrie, Br IX	7140
1559	AHT	Ing.-Büro Gec-Alpha	7140BG015011	Sünching, BV Altenpflegeheim, B 3	7140
1539	AD	Geolog. Landesamt München	7140BG000060	s Sünching, BS-Deponie Riekofen, RK 1	7140
1510	HS	Geolog. Landesamt München	7140BG000031	s Sünching, kommun. WV, Br 1	7140
1537	T	Geolog. Landesamt München	7140BG000058	n Greissing, ZV Mallersdorf, PB 4t	7140
1596	AHT	Ing.-Büro Baugrundin	7140BG015048	Geselehöring, Fa. Lichtinger, GWM 1	7140
1531	JD2	Geolog. Landesamt München	7140BG000052	Geselehöring, Br. Fa. Birner	7140
1468	HS	Wasserwirtschaftsamt Deggendorf	7140 2142 BK3	7140 2142 BK3	7140
<b>Profil2</b>					
61	AHT	Homilius et al. 1983	61	61	7040
62	AHT	Homilius et al. 1983	62	62	7040
63	UT1	Homilius et al. 1983	63	63	7040
65	UT2	Homilius et al. 1983	65	65	7040
66	UT2	Homilius et al. 1983	66	66	7040
67	NT1	Homilius et al. 1983	67	67	7040
68	NT1	Homilius et al. 1983	68	68	7040
69	NT1	Homilius et al. 1983	69	69	7040
70	NT1	Homilius et al. 1983	70	70	7040
880	NT1	Rhein-Main-Donau-AG	7040BG015061	sw Pfalter, Donauausbau, R 65	7040
813	NT1	R53NDR	7040BG015059	7040 R53N	7040
858	H1	Rhein-Main-Donau-AG	7040BG015058	o Geising, Donauausbau, R 62/A	7040
697	H5	Geolog. Landesamt München	7040BG000069	nw Pfalter, BV Donaustaufe, 600 cW	7040
696	H7	Geolog. Landesamt München	7040BG000068	nw Pfalter, BV Donaustaufe, 600 bW	7040
632	H4	Geolog. Landesamt München	7040BG000004	nw Pfalter, BV Donaustaufe, B 1	7040
568	H4	BK3NDR	7040 BK3b	7040 BK3b	7040
595	H4	L43NDR	7040 L43N	7040 L43N	7040
628	H3	ZL44NDR	7040 ZL44	7040 ZL44	7040
704	NT3	Geolog. Landesamt München	7040BG000076	no Giffa, Eichelberg Gruppe, VB 1	7040
811	NT3	Geolog. Landesamt München	7040BG000183	Stadt Wörth a.d. Donau, II	7040
627	NT3	ZL45NDR	7040 ZL45	7040 ZL45	7040
596	NT3	L45zNDR	7040 L45z	7040 L45z	7040
305	NT3	Ing.-Büro Stump	6940BG015022	s Wiesent, BV A 15, B 4	6940
306	NT3	Ing.-Büro Stump	6940BG015023	s Wiesent, BV A 15, B 5	6940
<b>Profil3</b>					
1516	JD2	Geolog. Landesamt München	7140BG000037	Sünching, Starke Industrie, Br.V	7140
3162	AD	Geolog. Landesamt München	7140BG015099	nw Sünching, BV St 2111, U 780251	7140
800	NT1	Geolog. Landesamt München	7040BG000172	sw Griesau, Sand-Erk., B 2	7040
801	NT1	Geolog. Landesamt München	7040BG000173	sw Griesau, Sand-Erk., B 3	7040
799	NT1	Geolog. Landesamt München	7040BG000171	sw Griesau, Sand-Erk., B 1	7040
813	NT2	R53NDR	7040 R56	7040 R56	7040
859	NT3	Rhein-Main-Donau-AG	7040BG015077	s Gmünd, Donauausbau, R 84	7040
870	NT3	Rhein-Main-Donau-AG	7040BG015078	Gmünd, Donauausbau, R 84/1	7040
872	NT3	Rhein-Main-Donau-AG	7040BG015080	s Gmünd, Donauausbau, R 85/1	7040
836	H6	Rhein-Main-Donau-AG	7040BG015026	s Tiefenthal, Donauausbau, L 58N/A	7040
769	MHT	Geolog. Landesamt München	7040BG000141	s Hofdorf, BV A 15, B 57	7040
<b>Profil4</b>					
1576	HS	Ing.-Büro Dorsch Consult	7140BG015027	so Sünching, BW-Munitionsdepot, B 11	7140
1576	HS	Ing.-Büro Dorsch Consult	7140BG015028	so Sünching, BW-Munitionsdepot, B 13	7140
1481	AD	Geolog. Landesamt München	7140BG000002	Schafhofen, Kohle-Erk. BBI, B 12	7140
1606	JD2	Geolog. Landesamt München	7140BG015058	n Schafhofen, Br. privat, WWA-GwM 546	7140
1506	AHT	Geolog. Landesamt München	7140BG000027	Dümhart, GW-Erk. MAG 12.10, MAG/D	7140
920	Gia	Stadtwerke	7040BG015143	n Rain, StW Straubing, Tiefen-GWM	7040
603	G3a	R100NDR	7040 R100	7040 R100	7040
604	NT3	R101NDR	7040BG015040	7040 R101	7040
605	NT3	R102NDR	7040BG015041	7040 R102	7040
891	H4	Rhein-Main-Donau-AG	7040BG015099	Ahofing, Donauausbau, R 96/2	7040
850	H4	Rhein-Main-Donau-AG	7040BG015043	o Ahofing, Donauausbau, R 103/1	7040
851	H4	Rhein-Main-Donau-AG	7040BG015044	no Ahofing, Donauausbau, R 103/2	7040
846	NT3	Rhein-Main-Donau-AG	7040BG015036	Pendorf, Donauausbau, L 68/1	7040
848	JHT	L70bNDR	7040BG015038	7040 L70b	7040
846	MHT	Autobahnamt Regensburg	7040 B80	7040/41 B80	7040
804	MHT	Geolog. Landesamt München	7040BG000176	Pillnach, Wärmesonde Füssmann	7040
<b>Profil5</b>					
1482	JD2	Geolog. Landesamt München	7140BG000003	w Ringenberg, Kohle-Erk. BBI, B 17	7140
1973	JD2	Geolog. Landesamt München	7141BG015036	o Kay, GW-Erk. 1909, VB 23	7141
1489	AHT	Geolog. Landesamt München	7140BG000010	o Atting, ZV Spitzberg-Gruppe, VB 1	7140
1490	AHT	Geolog. Landesamt München	7140BG000011	s Atting, ZV Spitzberg-Gruppe, VB 2	7140
5	NT3	Universität Bamberg	04 bodo14	Atting E. NT3 Randsenke	7140
107	NT3	Universität Bamberg	Do042	Atting, Ksg. Wolf	7140
115	NT3	Universität Bamberg	BoDo0501-D10	Atting, Ksg. Wolf	7140
1328	NT3	Ing.-Büro Etschel u. Mayer	7041BG015177	no Atting, RAD-Lager, Br.I	7041
1259	H2	Rhein-Main-Donau-AG	7041BG015062	so Landstorf, Donauausbau, R 118/5	7041
1227	H6	Rhein-Main-Donau-AG	7041BG015030	sw Pittrich, Donauausbau, L 86N	7041
1229	H4	Rhein-Main-Donau-AG	7041BG015032	o Pittrich, Donauausbau, L 87/2	7041
1230	H1	L 87aNDR	7041BG015033	7041 L87a	7141
1231	H1	Rhein-Main-Donau-AG	7041BG015034	w Kösnach, Donauausbau, L 88	7041
1219	H1	L 82NDR	7041BG015022	7041 L82	7141
1051	NT2	Wasserwirtschaftsamt Deggendorf	7041 2125 B5	7041 2125 B5	7041
1218	NT2	Rhein-Main-Donau-AG	7041BG015021	so Bachhof, Donauausbau, L 81	7041
1302	NT2	Ing.-Büro G. Häringer	7041BG015110	so Thalstetten, ZV Buchberg Gr., GwM 13	7041
1300	NT2	Ing.-Büro G. Häringer	7041BG015108	sw Münster, ZV Buchberg Gruppe, GwM 11	7041
1296	NT2	Ing.-Büro Dr. Prosl	7041BG015104	sw Münster, ZV Buchberg Gruppe, GwM 7	7041
1293	NT2	Ing.-Büro Dr. Prosl	7041BG015101	s Münster, ZV Buchberg Gruppe, GwM 4	7041
1292	NT2	Ing.-Büro Dr. Prosl	7041BG015100	s Münster, ZV Buchberg Gruppe, GwM 3	7041
<b>Profil6</b>					
1920	HS	Geolog. Landesamt München	7141BG000157	w Salching, B 1 (Ziegelrohstoff 1997)	7141
1819	AD	Geolog. Landesamt München	7141BG000058	B 3 Opperkofen (Ziegelrohstoff 1997)	7141
1917	JD2	Geolog. Landesamt München	7141BG000154	Mitterharthausen, WV Gäubodenkaseme, P 3	7141
2174	JD2	Geolog. Landesamt München	7141BG015279	so Feldkirchen, Gw-Erk., WWA-GwM DEG-T-2	7141
1899	JD2	Geolog. Landesamt München	7141BG000136	n Mitterharthausen, Stadwerke SR, N 27	7141
1906	JD2	Geolog. Landesamt München	7141BG000143	Straubing VB 15 (1909)	7141
1776	JD2	Geolog. Landesamt München	7141BG000015	Straubing VB (1909)	7141
1810	JD2	Geolog. Landesamt München	7141BG000047	VB 16 Straubing (1909)	7141
1688	AHT	Geolog. Landesamt München	7141 B8Strau B11	B8Strau B11	7141
1976	AHT	Geolog. Landesamt München	7141BG015039	Straubing, BV Ferreldegeb. Kolbstr, B 1	7141
1837	AHT	Geolog. Landesamt München	7141BG000074	w Straubing, Thermalwasserförd., TH 1	7141
1732	H4	R131zNDR	7141 R131	7141 R131	7141
1838	H4	Geolog. Landesamt München	7141BG000075	nw Straubing, Thermalwasserf., TH 2	7141
1954	H4	Rhein-Main-Donau-AG	7141BG015017	o Kagers, Donauausbau, R 132/3	7141
1953	H7	Rhein-Main-Donau-AG	7141BG015016	no Kagers, Donauausbau, R 132/2	7141
1151	H1	Geolog. Landesamt München	7041BG000006	Hornstorf, Braunkohle-Erk. BBI, B 9	7041
1155	H4	L101NDR	7041BG000010	7141 L101	7141
1161	H1	Geolog. Landesamt München	7041BG000016	w Dümpfel, Donauausbau, L 103/2	7041
1158	NT2	Geolog. Landesamt München	7041BG000013	o Fischerdorf, Donauausbau, L 102/2	7041
1146	NT2	Geolog. Landesamt München	7041BG000001	Parkstetten, Braunkohle-Erk. BBI, B 7	7041
1430	NT2	Geolog. Landesamt München	7041BG015281	o Unterharthof, Erk. Unterharthof	7041
1334	NT2	Geolog. Landesamt München	7041BG015183	o Unterharthof, Kies-Erk., B 6	7041
1118	UT1	Geolog. Landesamt München	7041 A15, B166	A15, B166	7041
1380	JHT	Ing.-Büro Kling	7041BG015229	nw Agendorf, Ausbau B 20, B 1	7041
<b>Profil7</b>					
1632	JD1	Geolog. Landesamt München	7141 B6 B20 Sieb	B6 B20 Siebank	7141
2021	JD1	Ing.-Büro Dr. Prosl	7141BG015086	so Wollerhofen, ZV Irnbachgruppe, GW 11	7141
2020	JD1	Ing.-Büro Dr. Prosl	7141BG015085	o Wollerhofen, ZV Irnbachgruppe, GW 10	7141
2019	JD1	Ing.-Büro Dr. Prosl	7141BG015084	no Wollerhofen, ZV Irnbachgruppe, GW 9	7141
1922	AHT	Geolog. Landesamt München	7141BG000159	o Aiterhofen, Stadwerke SR, VB 7	7141
1770	AHT	Geolog. Landesamt München	7141BG000007	Alterhofen B20 BW1-2 (1976)	7141
1771	AHT	Geolog. Landesamt München	7141BG000008	Alterhofen B20 BW2-1/3 (1976)	7141
1887	AHT	Geolog. Landesamt München	7141BG000124	w Amseiling, Stadwerke SR, N 14	7141
1923	AHT	Geolog. Landesamt München	7141BG000160	w Amseiling, Stadwerke SR, VB 8	7141
2883	MHT	Geolog. Landesamt München	7141BG015395	sw Ittling, Ausbau SR 12, DPH 2/1996	7141
1875	JHT	Geolog. Landesamt München	7141BG000112	n Fruhstorf, Donauausbau, R 149/1	7141
2035	UT2	Ing.-Büro A. K. Eibe	7141BG015105	Ittling, Br. Getränke Kick	7141
1873	UT2	R144NDR	7141BG000110	7141 R144	7141
1874	NT1	Geolog. Landesamt München	7141BG000111	o Oberblümling, Donauausbau, R 147/1	7141
1440	NT2	Geolog. Landesamt München	7041BG015281	sw Sand, Fa. Völk, P 15	7041
1271	H7	Geolog. Landesamt München	7041BG015074	nw Sand, Donauausbau, R 145/1	7041
1410	H3	Geolog. Landesamt München	7041BG015259	7041 6/7041, VB1 Stadwerke Bogen	7141
1181	H4	Geolog. Landesamt München	7041BG000036	so Lenach, Donauausbau, L 109/2	7041
1186	H4	Geolog. Landesamt München	7041BG000041	w Oberalteich, Donauausbau, L 111/1	7041
1183	H3	Geolog. Landesamt München	7041BG000038	o Lenach, Donauausbau, L 110/1	7041
1182	H1	Geolog. Landesamt München	7041BG000037	o Scheffenhof, Donauausbau, L 110	7041

Beilage 9: Quellenangaben zu den Bohrungen in Beilage 2 bis 8.



Beilage 10: Tiefenlage (m ü. NN) der Quartärbasis auf Blatt L7140 Straubing berechnet unter Verwendung von Stützpunkten (Kartengrundlage: Hillshade aus LIDAR DGM (3 m) © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).



Beilage 11: Tiefenlage (m ü. NN) der Quartärbasis auf Blatt L7140 Straubing berechnet ohne Verwendung von Stützpunkten (Kartengrundlage: Hillshade aus LIDAR DGM (3 m) © Bayerische Vermessungsverwaltung 2009).



## Wenige Bemerkungen zur quartärgeologischen Karte 1:50.000 des Donautals und der Täler von Großer und Kleiner Laber auf Blatt L7140 Straubing – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2004 und 2005

Gerhard SCHELLMANN

Die Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte der GK50 L7140 Straubing (Abb. 1) wurden bereits bei SCHELLMANN et al. (2010) und SCHELLMANN (2010) veröffentlicht. Damals wurde auf eine Publikation der Karte verzichtet, da die Karte zeitnah beim damaligen Bayerischen Geologischen Landesamt als Sonderkarte im Maßstab 1:50.000 gedruckt werden sollte. Mit den Umstrukturierungen des Amtes wurde aber letztlich entschieden, nicht die Gesamtkarte, sondern die vier Einzelkarten im Maßstab 1:25.000 ohne Erläuterungen zu drucken, was inzwischen auch erfolgt ist (SCHELLMANN & BLAHA 2017; SCHELLMANN et al. 2017; SCHELLMANN et al. 2015a; SCHELLMANN et al. 2015b).

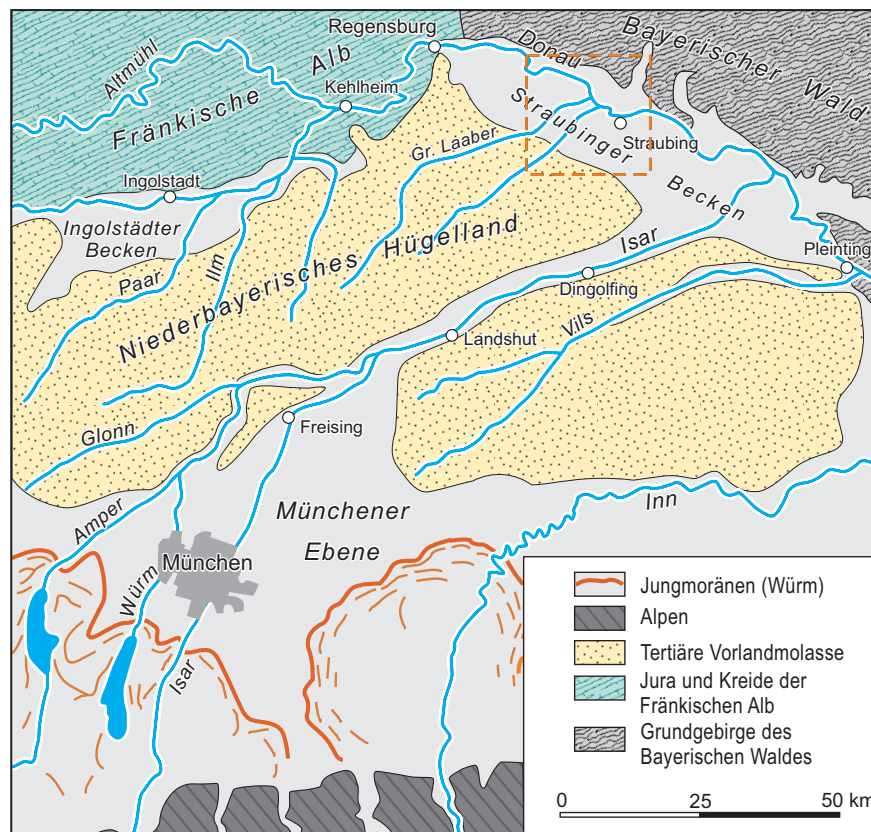


Abb. 1: Großräumliche Lage des Blattgebiets der GK50 L7141 Straubing.

Damit fehlt aber der publizierten Erläuterung zur GK50 L7140 Straubing (SCHELLMANN et al. 2010; SCHELLMANN 2010) die Gesamtkarte, was in diesem Band nun nachgeholt wird. Zudem wird die bisher unveröffentlichte, aber beim Bayerischen Landesamt für Umwelt (Geologischer Dienst) auf Anfrage zugänglichen Manuskriptkarte und deren Erläuterungen durchaus von anderen Bearbeitern des Gebietes weitgehend unverändert benutzt (BEER 2015), was natürlich sehr begrüßenswert ist. Leider

mangelt es dabei manchmal an einem genauen Quellen- bzw. Urheberzitat (BEER 2015: Titelblatt unten links, Abb. 18), was mit der hier erfolgten Publikation der Karte erleichtert werden soll.

Ein weiterer Aspekt zur Publikation dieser Karte im Blattschnitt der GK 1: 50.000 ist der, dass sie in diesem Maßstab meines Erachtens einen sehr schönen Überblick über das Donautal im Straubinger Becken bietet: vom Niederbayerischen Hügelland im Südwesten über zahlreiche quartäre Donauterrassen und den darunter verborgenen Donaurandbruch hinweg bis zu den steil aufragenden Mittelgebirgshöhen des Vorderen Bayerischen Waldes im Nordosten. Dabei ist innerhalb des Donautals und in den beiden Seitentälern der Großen und der Kleinen Laaber eine reichhaltige Abfolge unterschiedlich alter Flussterrassen erhalten. Sie bilden eine Terrassentreppe von den Hochschottervorkommen in ca. 55 bis 70 m Höhe über Tal bis hinab bis zu den hochwassergefährdeten Talauen und ihren unterschiedlich alten Holozänterrassen (Tab. 1). Die stratigraphische Übersicht in Tab. 2 zeigt die ungefähre Bildungszeit der verschiedenen Akkumulationsterrassen, wobei nur die Bildungszeit der jüngeren Terrassen seit der vorletzt-kaltzeitlichen Jüngeren Hochterrasse relativ gut abgesichert ist. Die geologische Lagerung ihrer Terrassenkörper ist neben der Tab. 1 vor allem aus den geologischen Schnitten (Beilage 1 bis 9) und der Quartärbasiskarte (Beilage 10 und 11) ersichtlich. Details dazu und zur Verbreitung, zu Deckschichten und Sedimentaufbau sowie zur Altersstellung der Einzelterrassen befinden sich in den bereits publizierten Erläuterungen zur Karte (SCHELLMANN et al. 2010).

## Literatur

- SCHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. – 332 S., 16 Beil.; Diss. Univ. Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – *Düsseldorfer Geogr. Schriften*, **29**: 131 S.; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (2010): 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 Geographische Schriften*, **24**: 1–77; Bamberg.
- SCHELLMANN, G. & BLAHA, U. (2017): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 7040 Pfatter. – Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- SCHELLMANN, G., IRMLER, R. & HARTMANN, J. (2017): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 7140 Geiselhöring. – Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- SCHELLMANN, G., BLAHA, U. & NEIDINGER, S. (2015a): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt 7041 Münster. – Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt, LfU).
- SCHELLMANN, G., IRMLER, R. & SAUER, D. (2010): Zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Alterstellung der Donauterrassen auf Blatt L7141 Straubing. – *Bamberger Geographische Schriften*, **24**: 89–178; Bamberg.
- SCHELLMANN, G., IRMLER, R., SAUER, D. & HARTMANN, J. (2015b): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt 7141 Straubing. – Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt, LfU).

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

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.	<b>Hochschotter (HS)</b>	55 – 110 m ü. Tal		>45 m ü. Tal	<b>55 - 70</b>	45 m (?)	<b>36 m (?)</b>
		Älteste Deckenschotter	45 – 55 m ü. Tal		20 – 25 m ü. Tal	-	-	-
Mittelpleistozän	Talhangterrassen	<b>ÄD</b>				<b>(40 ?)</b> <b>25 – 32</b>	(30 ?) 28/20	<b>(28 ?)</b> <b>&lt;7/11</b>
		<b>[Hart. Sch.]</b>	-	4	<b>-1/+1#</b>	-	4/8?	<b>-2/3#</b>
		<b>JD 1</b> (25 m-Niveau)	22 – 26	19/15	0/+7	<b>21 - 33</b>	18/12	<b>7,5/8,5#</b> <b>3/5</b>
		<b>JD 2</b>				<b>18 - 23</b> <b>(ext.: bis 32)</b>	18/13	<b>-2/3</b> <b>(ext.:6/ 10 (13)#</b>
		<b>ÄHT (HT 3)</b>	10 - 14	10	<b>+2/+5#</b>	<b>11 - 16</b>	12/8	<b>4/6 (9)#;</b> <b>-2/3</b>
		<b>MHT (HT 2)</b>	13	6	<b>-6/-4</b>	<b>8 - 18</b>	7/5	<b>-4/2,5#</b>
		<b>JHT (HT 1)</b>	6 - 10	4,5	<b>-9,5/ -6,5#</b>	<b>6 - 10</b>	5/2	<b>-8/-4#</b>
Würm	Talgrundterrassen	<b>ÜT1</b>	-	-		<b>5 - 6</b>	2?	<b>-4/-3</b>
		<b>ÜT2</b>	2 - 5	1/3	<b>-6/ -4</b> wie HT1 u. HT2*	<b>4 - 5</b>	3/1	<b>-8/-2</b>
		<b>NT 1</b>	2,5 - 2	2,5 – 2	<b>-3/ -2#</b> wie HT 1 /HT2/ÜT	<b>2 - 3</b>	2-3	<b>-7,5/-5</b>
		<b>NT2</b>	1	1	<b>-4/-2</b> wie HT 1/ HT2/ÜT	<b>1</b>	1	<b>-9,5/-5</b>
		<b>NT 3</b>	0	0	<b>-9,5/ -6,5#</b>	<b>0</b>	0	<b>-11/-6#</b>
Holoz.		<b>H1 – H7</b>		<b>-18/-10#</b>			<b>-14/-12</b> <b>(-17)#</b>	

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

Tab. 2: Stratigraphische Übersicht zu den bisher bekannten quartären Donauterrassen zwischen Regensburg und Deggendorf.

Age (Ka)	International				Bavaria		Terrassen
	Marine Isotop. Stage	Magnetostr.	System	(Sub-)Series	Stratigraphie		
11,5	1				Holozän		<p><b>Donautal zwischen Regensburg und Deggendorf</b></p> <p><b>holozäne Mäanderterrassen H1 bis H7b</b></p> <p><b>NT 3</b> Basis -11/-6 m u. NT3 der Donau</p> <p><b>NT 2</b> Basis -9,5/-5 m u. NT3 der Donau</p> <p><b>NT 1</b> Basis -7,5/-5 m u. NT3 der Donau</p> <p><b>Übergangsterrasse 2 (ÜT2)</b> Qu.-Basis -8/-2 m u. NT3 der Donau</p> <p><b>Übergangsterrasse 1 (ÜT1)</b> Qu.-Basis -4/-3 m u. NT3 der Donau</p> <p><b>Jüngere Hochterrasse (JHT)</b> Basis -8/-4 m u. NT3 der Donau #</p> <p><b>Mittlere Hochterrasse (MHT)</b> Basis -4/2,5 m u./ü. NT3 der Donau #</p> <p><b>Ältere Hochterrasse (ÄHT)</b> Basis 4/6 (9) m ü. NT3 der Donau #</p> <p><b>Jüngerer Deckenschotter 2 (JD2)</b> Basis 6/10,0 m ü. NT3 der Donau #</p> <p><b>Jüngerer Deckenschotter 1 (JD1)</b> Basis 7,5/8,5 m ü. NT3 der Donau #</p> <p><b>interglaziale Hartinger Schichten</b> Basis: -2/3 m ü. NT3 der Donau #</p> <p><b>Ältere Deckenschotter (ÄD)</b> Basis bis &lt;7/11 m ü. NT3 der Donau</p> <p><b>Älteste Deckenschotter</b> Basis ca. 20/25 m ü. Tal</p> <p><b>Hochschotter (HS)</b> Basis &gt;45 bis 36 m ü. Tal</p>
30	2				Jungpleistozän	Postglazialterrassen	
70	3-4				Wurm		
115	5a-5d				Wurm		
132	5e				Wurm		
	6				Riß		
	10				Riß		
	11				Riß		
	12				Mindel/Riß		
	19				Mindel		
783					Günz		
		MATUYAMA			Altpleistozän		
	20	MATUYAMA			Donau		
	103	MATUYAMA			Biber		
2600					Ältestpleistozän		
	104				Pliozän		

# = Terrassenbasis





## BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN

(ISSN 0344-6557)

Herausgegeben von H. Becker, K. Garleff und W. Krings

---

- 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  
Untersuchung 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

## BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN

(ISSN 0344-6557)

Herausgegeben von H. Becker, K. Garleff und W. Krings

---

- 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

## BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN

(ISSN 0344-6557)

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

---

- 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.  
Ladenpreis € 43,75
- Band 25: JASMIN KÜSPERT  
Kunsteinrichtungen im ländlichen Raum. Geographische Aspekte künstlerischer Einrichtungen abseits ihrer kernstädtischen Traditionsstandorte. 2011. XIV + 316 S., mit 51 Abb. und 7 Tab.  
Ladenpreis € 29,90

**BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN**

(ISSN 0344-6557)

Herausgegeben von A. Dix, D. Göler, M. Redepenning und G. Schellmann

---

Band 26: HOLGER LEHMEIER

Warum immer Tourismus? Isomorphe Strategien in der Regionalentwicklung. 2015. XVI + 310 S., mit 16 Tab., 25 Abb. ISBN 978-3-86309-306-8  
Ladenpreis € 21,50

Band 27: MATTHIAS BICKERT

Welterbestädte Südosteuropas im Spannungsfeld von Cultural Governance und lokaler Zivilgesellschaft. Untersucht am Beispiel Gjirokastra (Albanien). 2015. XX + 363 S., mit 19 Tab., 84 Abb. und 5 Karten. ISBN 978-3-86309-300-6  
Ladenpreis € 21,00

Band 28: ANDREAS WINKLER

Räumliche Differenzierung und lokale Entwicklung. Divergente Transformationspfade am Beispiel serbischer Kommunen. 2015. XV + 337 S., mit 36 Tab., 48 Abb. ISBN 978-3-86309-318-1  
Ladenpreis € 23,50

---

Verlag: University of Bamberg Press · Bamberg · Bezug durch den Buchhandel und direkt

# BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN

## SONDERFOLGE

(ISSN 0175-3894)

Herausgegeben von H. Becker, K. Garleff und W. Krings

---

Nr. 1: GÜNTER TIGGESBÄUMKER

Die Altkartenbestände der Staatlichen Bibliothek Ansbach - handgezeichnete und gedruckte Karten und Pläne des 16. bis 19. Jahrhunderts. 1983. VIII + 164 S., mit 35 z.T. farbigen Abb.

Ladenpreis € 15,03

Nr. 2: HANS BECKER u. JOACHIM BURDACK

Amerikaner in Bamberg. Eine ethnische Minorität zwischen Segregation und Integration. 1987. XVI + 190 S., mit 12 Karten und 19 Abb.

Ladenpreis € 19,74

Nr. 3: Vergangene jüdische Lebenswelten im Bamberger Raum: ländliche Armutsinseln - städtisches Villenviertel. Mit Beiträgen von KARL-HEINZ-MISTELE und VOLKMAR EIDLOTH. 1988. VIII + 154 S., mit 12 Kartenbeilagen und 65 Abb.

Ladenpreis € 14,57

Nr. 4: JÜRGEN KRIPPNER

Folgen des Verlustes von verordneter Zentralität in kleinen Versorgungsorten des ländlichen Raumes. Eine Bilanz der Kreisgebietsreform in Bayern an Beispielen aus Franken. 1993. XVI + 149 S., mit 10 Abb. und 39 Tab.

Ladenpreis € 15,29

Nr. 5: KARSTEN GARLEFF u. PETER KRISL

Beiträge zur fränkischen Reliefgeschichte. Auswertung kurzlebiger Großaufschlüsse im Rahmen von DFG-Projekten. 1997. XVI + 256 S., mit 80 Abb. und Kartenbeilagen.

Ladenpreis € 34,41

Nr. 6: HANS BECKER [Hrsg.]

Beiträge zur Landeskunde Oberfrankens. Festschrift zum 65. Geburtstag von Bezirkstagspräsidenten Edgar Sitzmann. 2000. XXVI + 263 S., mit 42 Abb. und 15 Tab.

Ladenpreis € 21,47

Nr. 7: HANS BECKER u. INGOLF ERICSSON [Hrsg.]

Mittelalterliche Wüstungen im Steigerwald. Bericht über ein Symposium des Zentrums für Mittelalterstudien der Otto-Friedrich-Universität Bamberg am 3. Februar 2001. 2004. VII + 140 S., mit 36 Abb. und 5 Tab.

Ladenpreis € 15,10

Nr. 8: TANJA ROPPELT

Innerstädtische Viertelbindungen in Mittelstädten. Das Beispiel Bamberg. 2002. XIV + 211 S., mit 32 Karten, 26 Abb. und 28 Tab.

Ladenpreis € 20,00

---

Selbstverlag des Instituts für Geographie an der Universität Bamberg · Bamberg  
Bezug durch den Buchhandel

**BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN  
SONDERFOLGE**

(ISSN 0175-3894)

Herausgegeben von A. Dix, D. Göler, M. Redepenning und G. Schellmann

---

- Nr. 9: PATRICK SCHIELEIN  
Jungquartäre Flussgeschichte des Lechs unterhalb von Augsburg und der angrenzenden Donau. 2012. XI + 134 S., mit 44 Abb. und 9 Tab.  
Ladenpreis € 21,00
- Nr. 10: BENJAMIN GESSLEIN  
Zur Stratigraphie und Altersstellung der jungquartären Lechterrassen zwischen Hohenfurch und Kissing unter Verwendung hochauflösender Airborne-LiDAR-Daten. 2012. IX + 149 S., mit 69 Abb. und 8 Tab.  
Ladenpreis € 27,50
- Nr. 11: JOCHEN HOFMANN  
Obstlandschaften 1500 - 1800. Historische Geographie des Konsums, Anbaus und Handels von Obst in der Frühen Neuzeit. 2014. 569 S., mit 20 Abb. und 69 Tab.  
Ladenpreis € 29,50
- Nr. 12: GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]  
Bamberger physisch-geographische Studien 2008 - 2015, Teil III: Geomorphologisch-quartärgeologische Kartierungen im bayerischen Lech-, Wertach- und Schmuttertal. 2016. VII + 356 S., mit 76 Abb., 28 Tab., 32 Fotos, 14 Karten, 9 Beilagen-Abb. und 6 Beilagen-Tab.  
Ladenpreis € 36,00
- Nr. 13: GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]  
Bamberger physisch-geographische Studien 2012 - 2014, Teil IV: Geomorphologisch-quartärgeologische Kartierungen im bayerischen Donautal zwischen Sontheim und Dillingen. 2017. V + 237 S., mit 73 Abb., 14 Tab., 27 Fotos, 3 Karten, 13 Beilagen-Abb. und 6 Beilagen-Tab.  
Ladenpreis € 34,00
- Nr. 14: GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]  
Bamberger physisch-geographische Studien 2008 - 2017, Teil V: Geomorphologisch-quartärgeologische Kartierungen im bayerischen Isar- und Donautal sowie im Großen und Kleinen Labertal. 2018. V + 252 S., mit 85 Abb., 11 Tab., 32 Fotos, 5 Karten, 23 Beilagen-Abb. und 5 Beilagen-Tab.  
Ladenpreis € 36,50
- 

Verlag: University of Bamberg Press · Bamberg · Bezug durch den Buchhandel und direkt



University  
of Bamberg  
Press

Der vorliegende Band ist der fünfte Teil einer Reihe physisch-geographischer Arbeiten, die in den Jahren 2008 bis 2017 am Bamberger Lehrstuhl für physische Geographie und Landschaftskunde in Zusammenarbeit mit dem Bayerischen Geologischen Dienst des Landesamtes für Umwelt (LfU) entstanden sind. Dabei handelt es sich um quartärgeologische Kartierungen im bayerischen Isar- und Donautal sowie in den Tälern der Großen und der Kleinen Laber.



eISBN: 978-3-86309-602-1



9 783863 096021

[www.uni-bamberg.de/ubp](http://www.uni-bamberg.de/ubp)