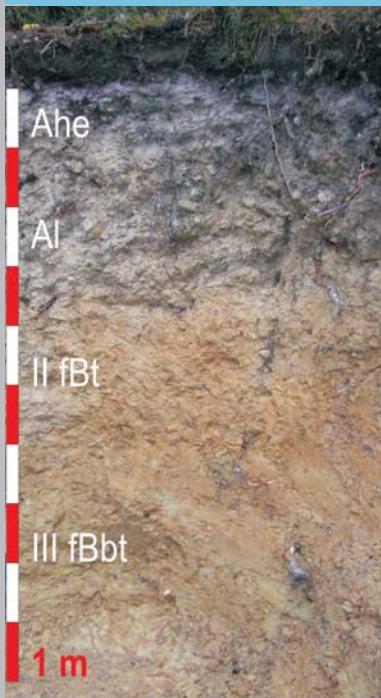
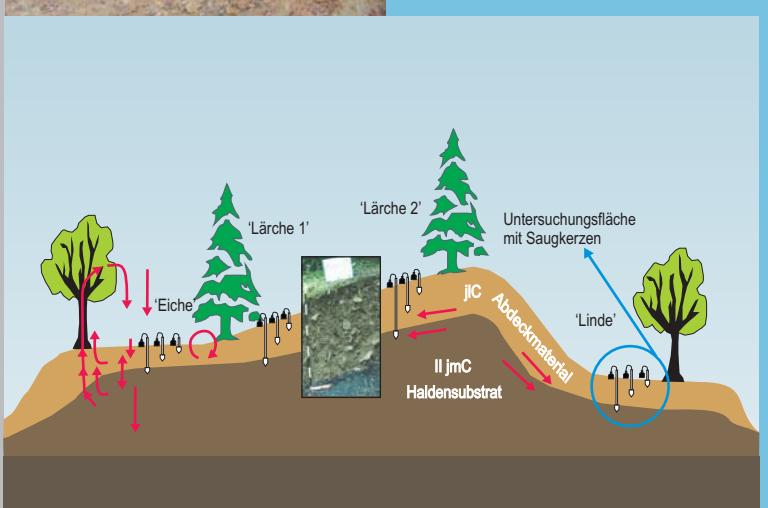


Bodenkunde Landschaftsökologie Quartärforschung

Regensburg Beiträge zur Bodenkunde Landschaftsökologie Quartärforschung



**Jungquartäre Talgeschichte
der Donau und ihrer Nebenflüsse
im Raum Straubing - Deggendorf
in Abhängigkeit von natürlichen und
anthropogenen Einflüssen**



Petra Münzberger
2005



Band

8

ISBN - 3-88246-295-7

Regensburger Beiträge zur Bodenkunde, Landschaftsökologie und Quartärforschung

Herausgegeben von JÖRG VÖLKEL

Band 8

MÜNZBERGER, PETRA

Jungquartäre Talgeschichte der Donau und ihrer Nebenflüsse im Raum Straubing – Deggendorf
in Abhängigkeit von natürlichen und anthropogenen Einflüssen

2005

Diese Arbeit wurde im Jahr 2005
als Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde
der Philosophischen Fakultät III (Geschichte, Gesellschaft und Geographie) vorgelegt.

ISBN - 3-88246-295-7

Alle Rechte vorbehalten

Universität Regensburg
Institut für Geographie
- Bodenkunde -
Univ.-Prof. Dr. rer.nat. Jörg Völkel

**Jungquartäre Talgeschichte der Donau und ihrer Nebenflüsse
im Raum Straubing – Deggendorf
in Abhängigkeit von natürlichen und anthropogenen Einflüssen**

Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde
der Philosophischen Fakultät III (Geschichte, Gesellschaft und Geographie)
der Universität Regensburg

vorgelegt von
Petra Münzberger

Regensburg, Mai 2005

Vorwort

Im Rahmen des DFG-Graduiertenkollegs 462 „Paläoökosystemforschung und Geschichte“ wurde die hier vorliegende Arbeit mit dem Untersuchungsschwerpunkt „Jungquartäre Talgeschichte der Donau und ihrer Nebenflüsse im Raum Straubing - Deggendorf - in Abhängigkeit von natürlichen und anthropogenen Einflüssen“ im Juli 2002 an der Universität Regensburg aufgenommen. Dabei wurde das Dissertationsvorhaben von Herrn Prof. Dr. Klaus Heine und Herrn Prof. Dr. Jörg Völkel so ausgerichtet, daß eine interdisziplinäre Zusammenarbeit mit den Promoventen am Graduiertenkolleg aus den Bereichen der Physischen Geographie, Bodenkunde, Geschichte und Archäologie hervorging.

Neben den eigenen Untersuchungen zur Jungquartären Talgeschichte der Donau sollen die bisher nur wenigen Bearbeitungen zwischen Straubing und Deggendorf aufgearbeitet (SCHELLMANN 1990, UNGER 1999) und mit den Ergebnissen von BUCH (1988, 1990) zur Talentwicklung an der Donau zwischen Regensburg und Straubing verknüpft werden. Ein weiteres Ziel bestand aus den Untersuchungen der fluvialen Einflußnahme der Donau auf ihre Seitentäler und der anthropogenen Veränderungen auf das fluviale Verhalten der Donau.

Bei der Deutschen Forschungsgesellschaft bedanke ich mich für die Förderung des Dissertationsvorhabens durch ein Promotionsstipendium an der Universität Regensburg.

Für die aufgeschlossene und sehr kritische Betreuung der Promotion bis zur schriftlichen Niederlegung der Ergebnisse gilt mein besonderer Dank Herrn Prof. Dr. Klaus Heine. Er betreute die Einarbeitung in die Thematik und stand stets für anregende Diskussionen sowie Hilfestellungen zur Verfügung. Mehrfache Geländebegehungen mit sehr anspruchsvollen, fachspezifischen Gesprächen haben zur Ausarbeitung der Ergebnisse beigetragen. Weiterhin gilt auch besonderer Dank dem Graduiertenkollegsprecher Herrn Prof. Dr. Jörg Völkel. Er ermöglichte die Teilnahme an nationalen sowie internationalen Tagungen und die Förderung und Durchführung interdisziplinärer Seminare an der Universität Regensburg. Ebenso möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. Peter Schauer für die hilfreichen Diskussionen zur vor- und frühgeschichtlichen Besiedlungstätigkeit in Süddeutschland bedanken. Besonderer Dank gilt ebenso Herrn Dr. Hans-Peter Niller,

welcher zur Fragen der Talenwicklung der Kleinen Laber sowie auch anderer Seitentäler der Donau und deren Besiedlungsgeschichte hilfreich zur Seite stand.

Weiterer Dank gilt nachfolgenden Personen und Ämtern für die Bereitstellung von Besiedlungs-, Flur- und Bohrdaten, von Kabel- und Erdgasplänen sowie von wissenschaftlichen Unterlagen für die Erarbeitung des Dissertationsvorhabens.

Herr Achartz, Geologisches Vermessungsamt, Straubing

Herr Altendorfer, Bayerisches Landesvermessungsamt, München

Herr Ardelean, Kartograph am Geographischen Institut der Universität Regensburg

Herr Baumeister, Rhein-Main-Donau-AG, Unterföhring

Herr Prof. Dr. Fiebig, IAG Institut f. Angewandte Geologie – Universität f. Bodenkultur Wien, Department Bautechnik und Naturgefahren

Herr Grosch, ESB Erdgas Südbayern, Deggendorf

Herr Haftner, Geologisches Vermessungsamt, Deggendorf

Herr Laubmeier, Deutsche Telekom AG, Straubing

Herr Dr. Prösl, Firma WATEC

Frau Schmalzbauer, E.ON Bayern-Dienststelle, Vilshofen

Herr Schraml, Technisches Büro, Stadtwerke Straubing GmbH, Straubing

Herr Seitz, Rhein-Main-Donau-AG, Regensburg

Herr Wullinger, Landesamt für Denkmalpflege, Landshut

Insbesondere danke ich den studentischen Hilfskräften wie Katja Förster, Stefan Dunkel und vor allem Elisabeth Lutterschmid. Sie unterstützten die im Winter stattfindenden Geländearbeiten (Rammkernsondierung) sowie die nachfolgende Aufbereitung des Probenmaterials im Labor.

Abschließend möchte ich mich besonders bei meiner Freundin Dipl.-Ing. Mandy Höschler, die mir vom Beginn der Dissertation bis zur schriftlichen Niederlegung hilfreich zur Seite stand, bedanken. Auch meinen Eltern gilt besonderer Dank für ihre emotionale Unterstützung.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort.....	I
Inhaltsverzeichnis	III
Verzeichnis der Abbildungen.....	V
Verzeichnis der Tabellen	VI
Verzeichnis der graphischen Darstellungen der Anlagen.....	VII
Verzeichnis der verwendeten Karten.....	IX
Zusammenfassung: Fluviale Geomorphodynamik im Donautal zwischen Straubing und Deggendorf während des Spätpleistozäns und Holozäns.....	1
1 Einleitung	4
1.1 Einführung und Zielsetzung.....	4
1.2 Untersuchungsgebiet.....	7
1.3 Forschungsstand.....	12
2 Untersuchungsmethoden	18
3 Jungquartäre Talgeschichte der Donau im Raum Straubing - Deggendorf.....	23
3.1 Geologisch-stratigraphische und morphologische Gliederung der Terrassenbildungen	23
3.2 Erosions- und Akkumulationsterrasse	31
3.3 Profilaufnahme zwischen Straubing und Deggendorf.....	34
3.3.1 Talabschnitt: Straubing – Bogen.....	35
3.3.2 Talabschnitt: Bogen - Irlbach.....	40
3.3.3 Talabschnitt: Niederwinkling	45
3.3.4 Talabschnitt: Loham-Metten.....	48
3.4 Würmzeitliche Terrassenbildungen und ihre Decksedimente	57
3.4.1 Frühglazial.....	58
3.4.2 Hochglazial.....	64
3.4.3 Spätglazial.....	73

3.4.4	Tiefenerosions- und Aufschotterungsphase	83
3.5	Holozäne Talentwicklung	91
3.5.1	Auenterrassen	91
3.5.2	Auenserien	100
3.5.3	Landschaftsgeschichte, Besiedlung und Kolluvienbildung.....	108
4	Die Mündungsbereiche der Donau-Nebenflüsse	117
4.1	Die Isar	117
4.1.1	Talentwicklung der Donau im Bereich der Isarmündung	117
4.1.2	Die würmzeitlichen Terrassen und die holozäne Auendynamik.....	124
4.2	Die Kleine Laber	132
4.2.1	Die Auenlehmakkumulation und die Talauenschotter.....	133
4.2.2	Die Kleine Laber im Verzahnungsbereich zur Donau.....	143
4.2.3	Altsiedelland und holozäne Landschaftsgeschichte.....	151
4.3	Die Kinsach, die Mehnach und der Bogenbach	154
4.3.1	Die Nebenflüsse im Mündungsbereich zur Donau	155
4.3.2	Talentwicklung und Besiedlungsgeschichte	160
4.4	Zusammenfassung und Diskussion.....	163
5	Fluviale Formungsdynamik der Donau zwischen Straubing - Deggendorf seit dem Frühglazial	166
6	Eigendynamik, Klimaabhängigkeit und/oder anthropogener Einfluß?	173
	Quellenverzeichnis	182

Anlagen

**Anhang zur Dissertation: Bohrkatalog und Aufschlußdokumentation -
Korngrößenanalyse**

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes im Donautal zwischen Straubing und Deggendorf einschließlich der Nebenflüsse (graphische Darstellung n. UNGER 1999).....	7
Abb. 2: Darstellung eines Terrassenkörpers und der verwendeten Begriffe – Terrassen- und Schotteroberfläche, Terrassenfläche.....	23
Abb. 3: Räumliche Abgrenzung der Begriffe innerer und äußerer Terrassenrand.....	23
Abb. 4: Schematische Darstellung einer Terrasse im geologisch-stratigraphischen Sinn	24
Abb. 5: Schematische Darstellung einer Terrasse im morphologischen Sinn.....	24
Abb. 6: Darstellung einer Terrasse im morphologischen Sinn nach ihrer Reliefgestaltung	24
Abb. 7: Schematische Darstellung der Auenterrassen.....	28
Abb. 8: Schematische Darstellung von Auenserien	28
Abb. 9: Darstellung einer Erosionsterrasse.....	32
Abb. 10: Darstellung einer Akkumulationsterrasse nach erster Definition.....	32
Abb. 11: Schematische Darstellung einer Akkumulationsterrasse nach zweiter Definition.....	32
Abb. 12: Schematische Darstellung der Erosions- und Akkumulationsterrasse nach LOUIS & FISCHER (1979)	33
Abb. 13: Darstellung der oberflächenmorphologischen Geländesituation zwischen Schambach und Irlbach; Terrassenoberflächen fallen kontinuierlich zum rezenten Donauverlauf hin ab, wodurch Terrassenstufen innerhalb der würmzeitlichen Terrassenbildungen nicht erkennbar sind	57
Abb. 14: Lithofazies des Schwemmlösses	58
Abb. 15: Lithofazies im Hangenden der fluvialen Sande	64
Abb. 16: Schematische Darstellung der Geländesituation zwischen der JW _I - und JW _{II} -Terrassenfläche; Im Talabschnitt zwischen Bogen und Deggendorf werden die terrassenspezifischen Decksedimente der JW _I und JW _{II} durch eine Rinne voneinander getrennt.....	68
Abb. 17: Abgrenzung der lithologischen Einheiten der einzelnen Terrassenflächen	69

Abb. 18: Darstellung der lithofaziellen Ausbildung der JW _{III} -Decksedimente und deren Verbreitung im Donautal.....	73
Abb. 19: Schematische Darstellung der hoch- bis postglazialen Talentwicklung im Donautal zwischen Loham und Deggendorf.....	79
Abb. 20: Darstellung der Geländeoberfläche der hoch- und spätglazialen Terrassenbildung einschließlich der Isar-Aue.....	80
Abb. 21: Verlauf der rückschreitenden Tiefenerosions- und Aufschotterungsphase im Donautal zwischen Straubing und Deggendorf	83
Abb. 22: Isarmündungsbereich/Oberflächenmodell – Verbreitung der würmzeitlichen Terrassen beider fluvialer Systeme; Linie Singerhof – Gilsenöd war Grenze des Isarkegels im Hochglazial; Terrassenbezeichnungen für Isar erfolgten nach SCHELLMANN (1988) und von UNGER (1999) übernommen; Darstellung auch in Anlage 22.4	128
Abb. 23: Lage des Untersuchungsraumes Kleine Laber einschließlich der Bearbeitungsgebiete.....	132

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1: Terrassenflächen und ihre Bodenart einschließlich der dazugehörigen Bodentypen	21
Tab. 2: ¹⁴ C-Daten.....	82
Tab. 3: ¹⁴ C-Daten.....	108
Tab. 4: Stratigraphische Gliederung im Tal der Kleinen Laber: Vergleich der eigenen Untersuchungen (l.) mit den Untersuchungen im Tal der Kleinen Laber bei Sallach von NILLER (1998); [Quelle: Klimaperioden und Kulturen n. BUCH 1988].....	139
Tab. 5: Vergleich der stratigraphischen Abfolge der Kleinen Laber und dem Donautal im Raum Straubing im Spätglazial und Holozän; [Quelle: Klimaperioden und Kulturen n. BUCH 1988].....	147
Tab. 6: ¹⁴ C-Daten.....	150

Verzeichnis der graphischen Darstellungen der Anlagen

- Anlage 1 Übersichtskarte der Talabschnitte im Raum Straubing
- Anlage 2 Übersichtskarte der Talabschnitte zwischen Bogen und Deggendorf
- Anlage 3 Übersichtskarte zur Lage der Bohrpunkte zwischen Straubing - Bogen und im Tal der Kleinen Laber
- Anlage 4 Übersichtskarte zur Lage der Bohrpunkte zwischen Bogen - Deggendorf
- Anlage 5 Lage der Profilschnitte im Talabschnitt Straubing - Bogen
- Anlage 5.1 Legende zum Talabschnitt Straubing - Bogen
- Anlage 5.2 Profilschnitt Alburger Moos
- Anlage 5.3 Profilschnitt Pillmoos 1
- Anlage 5.4 Profilschnitt Pillmoos 2
- Anlage 5.5 Profilschnitt Parkstetten
- Anlage 6 Lage der Profilschnitte im Talabschnitt Bogen - Irlbach
- Anlage 6.1 Legende zum Talabschnitt Bogen - Irlbach
- Anlage 6.2 Profilschnitt Anning
- Anlage 6.3 Profilschnitt Schambach
- Anlage 6.4 Profilschnitt Irlbach
- Anlage 7 Lage der Profilschnitte im Talabschnitt Niederwinkling
- Anlage 7.1 Legende zum Talabschnitt Niederwinkling
- Anlage 7.2 Profilschnitt Langenrain
- Anlage 7.3 Profilschnitt Niederwinkling
- Anlage 8 Lage der Profilschnitte im Talabschnitt Loham - Metten
- Anlage 8.1 Legende zum Talabschnitt Loham - Metten
- Anlage 8.2 Profilschnitt Loham
- Anlage 8.3 Profilschnitt Offenberg
- Anlage 8.4 Profilschnitt Neuhausen
- Anlage 8.5 Profilschnitt Staufendorf

-
- Anlage 9 Geomorphologische Übersichtskarte zwischen Straubing und Bogen
- Anlage 10 Geomorphologische Übersichtskarte zwischen Bogen und Deggendorf
- Anlage 11 Morphologisches Modell zur Quartärbasis zwischen Straubing und Irlbach
- Anlage 12 Morphologisches Modell zur Quartärbasis zwischen Irlbach und Deggendorf
- Anlage 13 Morphologisches Modell zur Schotteroberfläche zwischen Straubing und Irlbach
- Anlage 14 Morphologisches Modell zur Schotteroberfläche zwischen Irlbach und Deggendorf
- Anlage 15 3D-Modell zur Geländeoberfläche im Donautal zwischen Bogen und Irlbach
- Anlage 16 3D-Modell zur Geländeoberfläche im Donautal zwischen Niederrwinkling und Loham
- Anlage 17 3D-Modell zur Geländeoberfläche im Donautal zwischen Metten und Deggendorf
- Anlage 18 Flussbettgeometrie der einzelnen Talabschnitte im Donautal vom Hochglazial bis heute
- Anlage 19 3D-Modell zur Geländeoberfläche im Donautal zwischen Straubing und Deggendorf
- Anlage 20 Besiedlungsgeschichtliche Übersichtskarte von Blatt Straubing (1: 50000)
- Anlage 21 Besiedlungsgeschichtliche Übersichtskarte von Blatt Deggendorf (1: 50000)
- Anlage 22 Lage der Profilschnitt im Isarmündungsbereich
- Anlage 22.1 Legende zum Talabschnitt Isarmündungsbereich
- Anlage 22.2 Profilschnitt Isar 1
- Anlage 22.3 Profilschnitt Isar 2
- Anlage 22.4 3D-Modell zur Geländeoberfläche im Donautal - Isarmündungsbereich

- Anlage 23 Legende zum Profilschnitt Sallach im Tal der Kleinen Laber
- Anlage 23.1 Die fluviale Dynamik der Kleinen Laber bei Sallach
- Anlage 23.2 Fluviale Dynamik der Kleinen Laber bei Sallach – Fluviale Serien
- Anlage 23.3 Kleine Laber-Schwemmfächer im Öberauer Raum

Verzeichnis der verwendeten Karten

Topographische Karten

Topographische Karten im Maßstab 1: 25000 (TK 25)
(Herausgeber: Bayerisches Vermessungsamt, München)

- Blatt 7040 Pfatter
- Blatt 7041 Münster
- Blatt 7140 Geiselhöring
- Blatt 7141 Straubing
- Blatt 7142 Straßkirchen
- Blatt 7143 Deggendorf

Topographische Karten im Maßstab 1: 50000 (TK 50)
(Herausgeber: Bayerisches Vermessungsamt, München)

- Blatt L 7140 Straubing
- Blatt L 7142 Deggendorf

Geologische Karten

Blatt 7142 Straßkirchen 1: 25000 (Geologische Aufnahme durch K. Brunnacker) –
Bayerisches Geologisches Landesamt München 1956

Blatt CC 7142 Deggendorf 1: 200000 – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover 1999

Geologische Karte von Bayern 1: 500000 (4. Auflage) - Bayerisches Geologisches Landesamt München 1996

Boden- und Bodengüterkarten

Blatt 7142 Straßkirchen (bodenkundliche Aufnahme durch K. Brunnacker) - Bayerisches Geologisches Landesamt München 1957

Blatt Nr.20 Straubing - Bodengüterkarte 1: 100000 - Bayerisches Landesvermessungsamt München 1960

Zusammenfassung: Fluviale Geomorphodynamik im Donautal zwischen Straubing und Deggendorf während des Spätpleistozäns und Holozäns

Im Donautal zwischen Straubing und Deggendorf erfolgte im Würm die fluviale Formung von drei würmzeitlichen Terrassenkörpern. Die Terrassenoberflächen fallen dabei kontinuierlich zum rezenten Donauverlauf hin ab. Eine Abgrenzung der Terrassenkörper durch Terrassenkanten bzw. durch Oberflächenniveauunterschiede ist nur untergeordnet möglich. Somit erfolgte die Abgrenzung der würmzeitlichen Terrassen durch ihren lithologischen Aufbau ihrer Decksedimente. Die terrassenspezifischen Decksedimente konnten drei Terrassenflächen zugeordnet werden. Die älteste Terrassenfläche JW_I ist im Hochglazial durch die karbonathaltigen Ablagerungen von Schwemmlössen aus den Seitentälern charakterisiert, wodurch die fluviale Formung des unterlagernden Schotterkörpers in das Frühglazial zu stellen ist. Während der Überlagerung mit hochglazialen Decksedimenten der JW_I-Terrassenfläche erfolgte die fluviale Formung des hochglazialen Schotterkörpers unter der Reduzierung der Talbreite. Nach dem Ausscheiden des hochglazialen Schotterkörpers aus der fluviyalen Formung kamen karbonatfreie, spätglaziale fluviale Sande und Flugsande der JW_{II}-Terrassenfläche zur Ablagerung. Im frühen Holozän erfolgte eine weitere Einschwemmung von Schwemmlössen aus den Seitentälern. Diese frühholozänen, karbonathaltigen Sedimente sind charakteristisch für die JW_{III}-Terrassenfläche, welche einen im Spätglazial geformten Schotterkörper überlagern.

Die fluviale Formung der würmzeitlichen Schotterkörper stand dabei in Abhängigkeit zur Tiefenerosions- und Aufschotterungsphase im Donautal. Die beiden fluviyalen Prozesse verliefen dabei seit dem frühen Hochglazial rückwärts, wodurch eine Terrassenbildung durch unterschiedlich alte Schotterkörper mit gleichen Decksedimenten charakterisiert ist. Aus der unterschiedlichen fluviyalen Formung der würmzeitlichen und frühholozänen Schotterkörper im Donautal zwischen Straubing und Deggendorf kann von einer signifikanten klimatischen Beeinflussung nicht ausgegangen werden. Vielmehr liegt eine eigendynamische Steuerung der Prozesse Akkumulation und Erosion vor, welche durch klimatische Impulse verstärkt werden können.

Mit dem Holozän erfolgte die fluviale Formung von Auenterrassen und Auenserien. Im Donautal zwischen Straubing und Bogen konnten vier Auenterrassen anhand ihrer lithofaziellen Zusammensetzung der Hochflutsedimente und ihrer stratigraphischen Abfolge voneinander unterschieden werden. Die fluviale Formung der ältesten Auenterrasse H_I setzte mit dem frühen Atlantikum ein und wurde im ausgehenden Atlantikum durch einen flußdynamischen Umbruch beendet. Mit dem flußdynamischen Umbruch vom anastomosierend-verzweigten zum mäandrierenden Gerinnesystem erfolgte die Formung der H_{II}-Auenterrasse, welche im ausgehenden Subboreal aus der fluvialen Formung ausschied. Vom ausgehenden Subboreal bis in das 18. Jh. vollzog sich die fluviale Formung der H_{III}-Auenterrasse. Seit dem 18. Jh. vollzieht sich die fluviale Formung der jüngsten Auenterrasse H_{IV}. Im Donautal zwischen Bogen und Deggendorf ist die holozäne Talentwicklung durch einen gewundenen Flussverlauf charakterisiert. Hier erfolgte die fluviale Formung von drei Auenserien. Die Auenserien sind übereinander gestapelte Sedimentkörper, welche sich durch ihre charakteristische Lithofazies voneinander abgrenzen lassen. Im frühen Holozän setzte die fluviale Formung des Talauenschotters der ältesten Auenserie HS_I ein. Mit dem ausgehenden Atlantikum bis frühes Subboreal wurde der Sedimentaufbau Talauenschotter, sandige und lehmige Auenfazies der HS_I-Auenserie von sandigen Hochflutlehmen der HS_{II}-Auenserie überlagert. Im Subatlantikum erfolgte durch eine gesteigerte Hochflutaktivität die Überdeckung der HS_{II}-Auenfazies durch jüngste Hochflutsedimente der HS_{III}-Auenserie.

Mit der zunehmenden Besiedlung im Donautal und ihrer Seitentäler im Verlauf des Holozäns nimmt der Mensch Einfluß auf das Abflußverhalten der fluvialen Systeme. Rodungsaktivitäten und ackerbauliche Nutzung im Donautal führten zu Veränderungen der natürlichen Bodenbeschaffenheit und somit zur Auflockerung des Sedimentes, welches bei Überschwemmungen erosiv herausgelöst und abtransportiert wurde. An den Hängen des Bayerischen Waldes sowie an den angrenzenden Hochterrassenflächen setzte mit der Besiedlung die Bodenerosion ein. Ein Einfluß des Menschen in Bezug auf Flusslaufverlagerungen kann zwischen Bogen und Deggendorf ausgeschlossen werden. Seit dem frühen Atlantikum hat sich das gewundene Gerinnesystem der Donau nicht mehr verlagert.

Die Seitentäler der Donau, wie die Kleine Laber aus dem Tertiärhügelland und die Kinsach, die Mehnach, der Bogenbach und die Schwarzach aus dem Bayerischen Wald, werden von der fluvialen Dynamik der Donau beeinflußt. Dabei wird die fluviale For-

mung der Seitentäler aus dem Bayerischen Wald im Einmündungsbereich zur Donau von der Tiefenerosions- und Aufschotterungsphase im Donautal gesteuert. Die Einflußnahme der Donau auf die Talentwicklung der Kleinen Laber wird nicht nur im Mündungsbereich deutlich, sondern auch noch im oberen Talabschnitt des Kleinen Laber Tales bei Sallach. Der alpine Nebenfluß Isar, welcher im Raum Deggendorf in die Donau mündet nimmt seit dem ausgehenden Hochglazial durch seine erhöhte Schotterfracht Einfluß auf die fluviale Dynamik der Donau oberhalb des Einmündungsbereiches.

1 Einleitung

1.1 Einführung und Zielsetzung

Seit den 80er Jahren wird in der deutschen fluvialen Geomorphologie die Ursache für Erosion und Akkumulation von Flüssen kontrovers diskutiert. Einerseits werden eigen-dynamische Prozesse für die fluviale Talentwicklung durch Erosion und Akkumulation und andererseits klimabedingte Faktoren in den Vordergrund gestellt. Auch im Rahmen des DFG-SPP „Fluviale Geomorphodynamik im Jüngeren Quartär“ (HAGEDORN 1995) konnte die Diskussion nicht befriedigend beantwortet werden, obgleich Untersuchungs-ergebnisse aus eng benachbarten Flußlandschaften der Donau zwischen Regensburg und Isarmündung bei Deggendorf vorlagen (Abb. 1, S. 7). Da die Beantwortung der Frage von grundlegender Bedeutung ist, wurde im DFG-Projekt 462 „Paläökosystemforschung und Geschichte“ die Thematik der steuernden Faktoren auf die fluviale Tal-entwicklung von Flüssen erneut aufgegriffen. Am Beispiel der Donau, als überregionaler Fluß, soll die fluviale Geomorphodynamik während der jungquartären Talgeschichte zwischen Straubing und Deggendorf erneut untersucht und rekonstruiert werden.

Im Vordergrund der Untersuchungen steht die Klärung der steuernden Faktoren der fluvialen Geomorphodynamik: unterliegt die Erosions- und Akkumulationsleistung ei-nem eigendynamischen Prozeß, wird sie durch klimabedingte Faktoren gesteuert oder gibt es ein Zusammenspiel von Eigendynamik und Klima mit jeweils unterschiedlichen Einflüssen in Raum und Zeit. Darüber hinaus werden die Reaktionen des fluvialen Sys-tems auf die Siedlungsgeschichte bearbeitet. Anhand von vor- und frühgeschichtlichen Daten sollen längere stabile Phasen im Flußgeschehen und in der Bodenentwicklung zeitlich genauer eingestuft werden. Zudem werden Hochflut-Events erfaßt und gewer-tet.

Zu den im Untersuchungsraum der Donau zufließenden Nebenflüsse gehören die alpin beeinflußte Isar, die aus dem Tertiärhügelland kommende Kleine Laber sowie der Bo-genbach, die Mehnach und die Kinsach, deren Einzugsgebiet der Vordere Bayerische Wald ist. Aus Literaturrecherchen (NILLER 1998, SCHEIBE 2003, NUBER 2005) und ei-genen Daten werden die Unterschiede in den verschiedenen Flußeinzugsgebieten sowie die Verzahnung der Nebenflüsse mit der Donau rekonstruiert und ausgewertet. Weiter-

führend sollen die Auswirkungen der Besiedlungstätigkeit auf das Flussgeschehen der Donau, im Altsiedelland der Kleinen Laber und im Bereich des Bogenbachs, der Mehernach und der Kinsach durch die mittelalterlichen Rodungen untersucht werden.

Die Rekonstruktion der einzelnen fluviyalen Prozesse, Erosion und Akkumulation, vom Frühglazial bis heute und der damit verbundenen Terrassenbildungen sollen in morphologischen Modellen dargestellt und interpretiert werden. Die zeitliche Stellung der Aufschotterungs- und Eintiefungsphasen nimmt dabei einen wichtigen Faktor ein.

In früheren Untersuchungen wurden Akkumulations- und Erosionsphasen des Früh- bis Spätglazials an mitteleuropäischen und alpinen Flussystemen immer wieder zeitlich gleichgestellt und klimabedingten Einflüssen zugerechnet (u.a. BLUM & TÖRMQVIST 2000, LIPS 1988, STRAFFIN et al. 2000). Auch für die flussdynamische Entwicklung der Donau wurde diese Betrachtungsweise angewandt (HILGART 1995, SCHELLMANN 1988, 1990, 1994). Nur wenige Bearbeiter sahen einen eigendynamischen Prozeß (u.a. BUCH 1988, BUCH & HEINE 1995, FINK 1973, 1977, SCHAEFER 1950, SEMMEL 1972, URZ 2003) und in jüngster Zeit auch eine anthropogene Beeinflussung des Systems Donau wie auch in anderen Flusslandschaften (BUCH 1988, NILLER 1998, 2002, SCHEIBE 2003). Nicht nur die zeitliche Einordnung der fluviyalen Phasen sondern auch die in den letzten Jahrzehnten durchgeführten geomorphologischen Kartierungen der würmzeitlichen und holozänen Ablagerungen zwischen Straubing und Deggendorf unterscheiden sich gravierend. Während SCHELLMANN (1988, 1990) und UNGER (1983, 1999) im Donautal vier würmzeitliche Terrassenbildungen und sieben holozäne Auenterrassen auskartierten, können BUCH (1988, 1990), HILGART (1995) und STANGL (1989) drei würmzeitliche und vier (in früheren Untersuchungen drei) holozäne Terrassenbildungen bestimmen.

Das Donautal zwischen Regensburg und Deggendorf ist durch einen Zertalungsprozeß geprägt, welcher von BUCH (1988) als „bedeutende Tiefenerosionsphase“ benannt wurde. Die zeitliche Einstufung dieser bedeutenden Phase erfolgte nach UNGER (1999), BRUNNACKER et al. (1976), LOUIS (1984) und TILLMANNS (1977) bereits im Alt- und Ältestpleistozän mit nachfolgender Aufschotterungsphase, wobei UNGER (1999) zwischen den würmzeitlichen Terrassenkörpern und dem tertiären Untergrund prä- oder frühquartäre Sedimente lokalisiert haben will. Demgegenüber vertreten BUCH (1988) und HILGART (1995) eine im ausgehenden Spätglazial/Frühholozän einsetzende Tiefen-

erosion im Donautal bei Straubing - dabei sind die jungquartären Terrassenschotter deutlich in das Niveau der ältestpleistozänen Zertalung eingesenkt. Die eigenen Untersuchungen zur würmzeitlichen und holozänen Talentwicklung im Donautal ergeben eine Klärung zum zeitlichen Einsetzen der bedeutenden Tiefenerosionsphase und zu dem daraus resultierenden eigendynamischen oder klimatisch gesteuerten Prozeß.

In den vorangegangen wissenschaftlichen Untersuchungen zum Flußgeschehen der Donau und anderer Flußsysteme wurden die Begriffe Akkumulations- und Erosionsterrasse geprägt (u.a. BUCH 1988, HILGART 1995, SCHELLMANN 1988). Eine klare Beschreibung bzw. Definition für die Bildung einer Erosions- oder Akkumulationsterrasse wurde von LOUIS & FISCHER (1979) durchgeführt. Neben einer eigenen Definition einer Terrasse nach ihrer fluvialen Formung wurde auch zwischen einer Terrasse im geologisch-stratigraphischen und morphologischen Sinne differenziert. In den Untersuchungen von HILGART (1995) im Donautal zwischen Kelheim-Regensburg wurde eine morphologische und geologisch-stratigraphische Trennung der Talaue vorgenommen. Dabei bezieht sich die Talaue im morphologischen Sinne auf die Abgrenzung anhand von wiederkehrenden Hochwasserereignissen und im geologisch-stratigraphischen Sinne durch die Verbreitung der würmzeitlichen und holozänen Schotterkörper.

1.2 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet umfaßt zum einen den SE' Teil des Straubinger Beckens zwischen Straubing und Deggendorf einschließlich des Isarmündungsbereiches bis Plattling (Abb. 1). Zum anderen setzt es sich in den angrenzenden NW' Bereich des Beckens mit dem Nebenfluß der Kleinen Laber fort. Das Straubinger Becken ist eine der Talweitungen, die die Donau bis Pleinting durchfließt und entspricht ungefähr der naturräumlichen Einheit Dungau. Neben der Donau als überregionaler Fluß sind auch die Nebenflüsse alpine Isar, Kleine Laber (Tertiärhügelland) sowie Kinsach, Mehnach und Bogenbach (Bayerischer Wald) Bestandteil der Untersuchungen (Abb. 1).

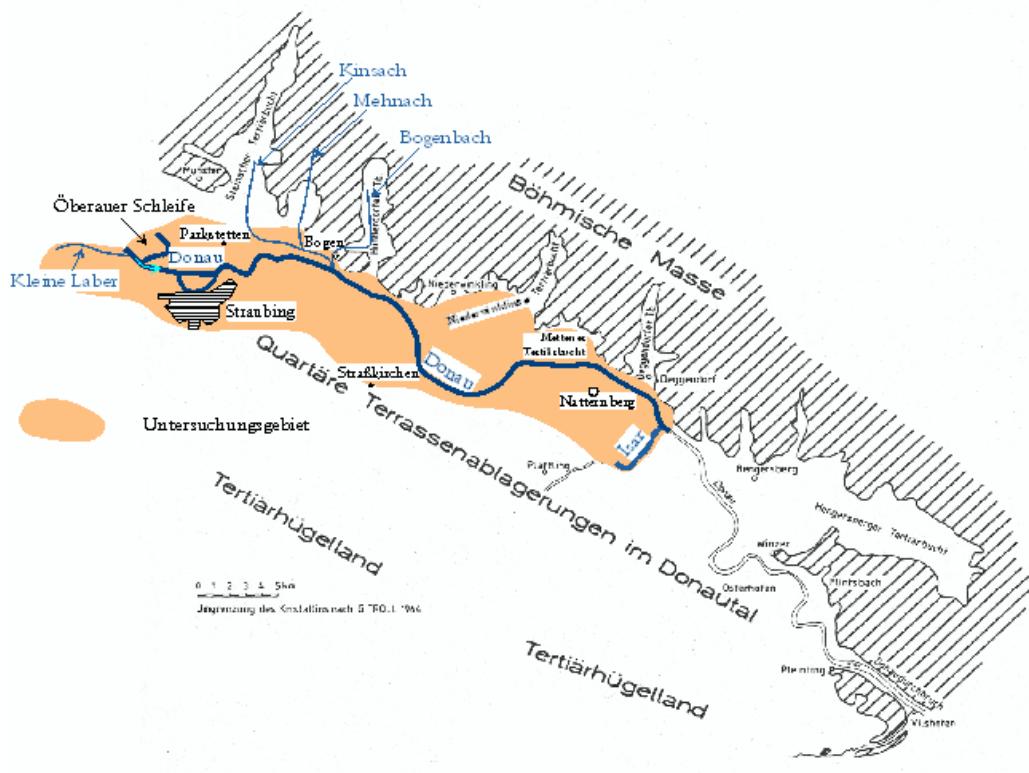


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes im Donautal zwischen Straubing und Deggendorf einschließlich der Nebenflüsse (graphische Darstellung n. UNGER 1999)

Geologie

Der Bearbeitungsraum zwischen Straubing und Deggendorf wird von der Donau in einer Länge von ca. 50 km durchflossen. Zu beiden Seiten sind in unterschiedlicher Abtragungsmächtigkeit und Verbreitung die würmzeitlichen und holozänen Ablagerungen der Donau aufgeschlossen. Unterlagernd finden sich hauptsächlich tertiäre Sedimente und im geringeren Umfang die Ausläufer des Kristallins wieder. In den geologischen Untersuchungen von UNGER (1999) zwischen Straubing und Pleinting wurde der Ver-

lauf des kristallinen Basements im Straubinger Becken in den jeweiligen Gradabteilungsblättern eingetragen.

Aus den Bohrdaten der Rhein-Main-Donau-AG geht hervor, daß die würmzeitlichen und holozänen Ablagerungen vorwiegend von graublauen bis grünen Schluffen und Tonen und untergeordnet von grünlichen bis grauen Feinsanden unterlagert werden. In Richtung Osterhofen liegen die jungquartären Ablagerungen dem Ortenburger Schotter auf. Das Kristallin quert als schmaler Streifen von Niederwinkling bis SE' vom Natternberg entlang des Donaurandbruches die würmzeitlichen Terrassenflächen und die holozäne Donau-Aue. Das kristalline Basement unterlag während der fluvialen Formung des Donautales gegenüber dem tertiären Untergrund einer schwächeren erosiven Beanspruchung.

Anhand der Geologischen Karte von Bayern 1: 500000 und dem dazu gehörigen Erläuterungsband (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996) wird deutlich, daß sich an die würmzeitlichen Ablagerungen der Donau im SW die fluvialen Ablagerungen der rißzeitlichen Hochterrassenflächen anschließen, während im NE die ältest- und altpleistozänen Schotterakkumulationen weitestgehend fehlen. Hier grenzen die spätpleistozänen und holozänen Ablagerungen der Donau direkt an den Bayerischen Wald. Eine weitere stratigraphische Gliederung der quartären Ablagerungen der Donau findet sich auf dem Blatt Straßkirchen von BRUNNACKER (1956). Jüngere Kartierungen der geologischen Einheiten sowie der quartären Flußablagerungen im Raum Straubing bis Deggendorf wurden von HOMILIUS (1983), SCHELLMANN (1990) und UNGER (1999) durchgeführt. Im NW' Teil des Straubinger Beckens wurden die jungquartären Ablagerungen der Donau von BUCH (1988) aufgenommen. Nach den durchgeföhrten Kartierungen der oben erwähnten Bearbeiter erfolgt die Abgrenzung der riß- von den würmzeitlichen Schotterterrassen einheitlich, welche durch eine markante Geländestufe nachgezeichnet wird. Innerhalb der würmzeitlichen wie auch holozänen Talentwicklung herrschen in der stratigraphischen wie auch zeitlichen Gliederung der einzelnen Terrassenbildungen sowie ihrer Decksedimente Differenzen (Kapitel 1.3).

Im Straubinger Becken treffen zwei geologische Großeinheiten, getrennt vom herzynisch streichenden Donaurandbruch, aufeinander. NE' erstreckt sich das Moldanubikum mit seinen Ortho- und Paragesteinsserien mit den variszisch intrudierten Graniten im Vorderen Bayerischen Wald (WALTER 1990). Weiterhin sind mehrphasige metamor-

phe Gesteine wie Gneise und Mylonite als Gesteinseinheiten vertreten. SE' dem Vorderen Bayerischen Wald sind meso- bis känozoische Sedimente des Außeralpinen Molassebeckens vorgelagert, welches an seiner NE' Begrenzung von der Donau durchflossen wird.

Der Bayerische Wald wird vorwiegend von WNW-ESE gerichteten flachliegenden Gneisen bestimmt, welche im Regensburger Wald und im östlichen Bayerischen Wald von SW-NE gerichteten Mulden- und Antiklinalstrukturen abgelöst werden (WALTER 1990). Im NE wird der Bayerische Wald von dem Bayerischen Pfahl und im SE' vom Donaurandbruch begrenzt. Tektonische Bewegungen durch dextrale Seitenverschiebungen und vertikalen Versatz führten im Devon zur Ausbildung von Myloniten. Der Donaurandbruch, welcher die SW' Begrenzung des Moldanubikums bildet, quert mit einem unregelmäßigen Verlauf den NE' Rand des Straubinger Beckens. Dieses wird zusätzlich durch zum Donaurandbruch orthogonal oder schräg ausgerichteten Lineamente durchzogen. Durch die bruchtektonischen Vorgänge an der Hauptstörungslinie und den Linneamenten sind die meso- und känozoischen Gesteinseinheiten durch einen unterschiedlich starken lateralnen Versatz zueinander charakterisiert. Der herzynisch streichende Donaurandbruch war bereits vor dem Eozän und damit vor den tertiären Ablagerungen der ungefalteten Vorlandmolasse aktiv. Aber auch im Tertiär (Obermiozän) fanden noch vertikale Verstellungen im Straubinger Becken mit Sprunghöhen von 15 m statt (UNGER 1999). Weiterhin werden jüngste bruchtektonische Bewegungen an den herzynisch streichenden Störungszonen nicht ausgeschlossen.

Die Orogenese der Alpen infolge der Kollision zwischen der afrikanischen-adriatischen und der europäischen Kontinentalplatte führte im Tertiär zur Bildung eines Vorlandbeckens der Alpen. Mit dem weiteren Vorrücken nach N und dem Anwachsen der Alpen wurde das Vorlandbecken flexurartig niedergebogen – dieser Vorgang hielt bis in das Obermiozän an (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996). Mit der Bildung des Vorlandbeckens setzte auch die Molassesedimentation mit dem Obereozän ein. Die enormen Ablagerungen der marinen wie auch limnischen Molassesedimente und des Abtragungsschutt des aufsteigenden Orogens hielten bis in das frühe Obermiozän an und glichen dabei die starke Absenkungsbewegung der Molassevertiefe aus. Mit der Formung des Vorlandbeckens änderte sich mehrmals die Entwässerungsrichtung des im Tertiär angelegten Gewässernetzes. Mit dem Ende der Molassesedimentation im jüngeren Tertiär erfolgte ein weiterer Wechsel in der Entwässerungsrichtung von W-SW nach

E-SE. Die Anlage einer Urdonau im jungen Tertiär beginnt in Oberösterreich und setzt sich rückwärts durch das Anzapfen anderer Flussläufe nach W fort und vergrößert damit ihr Einzugsgebiet. Im Pliozän entwässerte die Urdonau vom Schwarzwald in E' Richtung und wurde im Verlauf des Pliozäns über den Sundgau zur Rhone/Saone umgelenkt. Die Umlenkung der Urdonau zum Rhein erfolgte im ausgehenden Altstopleistozän, wodurch Flüsse wie die Urisar und der Urinn in die Urdonau einmündeten. Eine genaue Rekonstruktion der Talentwicklung der einzelnen süddeutschen Flussysteme durch die Veränderung der Oberflächenmorphologie während der Vereisungen im Quartär sowie auch durch Veränderungen im periglazialen Bereich ist nur bedingt möglich (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996).

Klima und Hydrologie

Das Klima im Raum Straubing bis Deggendorf wird durch die morphologischen Gegebenheiten, Bayerischer Wald, Donauniederung und Tertiärhügelland, bestimmt - Donauniederung kontinental und Bayerischer Wald maritim durch Westlagen und Staueffekte bei Tiefdruckgebieten aus dem Mittelmeerraum beeinflusst (BAYKLIMFOR 1996). Die Donauniederung ist vom Frühjahr bis Herbst gegenüber den Mittelgebirgslagen durch hinreichende überdurchschnittliche Temperaturen charakterisiert, wobei der Gegensatz durch eine lang anhaltende Schneedecke in den höheren Lagen des Mittelgebirges verursacht wird. Im Herbst und Winter ist der Temperaturunterschied durch Inversionswetterlagen geringer (BAYKLIMFOR 1996). Die Niederschlagsverteilung wird ebenfalls durch die morphologischen Unterschiede zwischen Donauniederung, Tertiärhügelland im SW und Bayerischen Wald im NE bestimmt. Im Untersuchungsgebiet liegt die mittlere jährliche Niederschlagssumme im Tal der Kleinen Laber und der angrenzenden Donauniederung (Straubing bis Deggendorf) zwischen 650-750 mm. Mit dem Anstieg des Bayerischen Waldes im NE steigt die mittlere jährliche Niederschlagssumme auf 750-850 mm an und erreicht in den Mittelgebirgslagen 850-950 mm (BAYKLIMFOR 1996). Die mittlere jährliche Niederschlagssumme im Einzugsgebiet der Isar zwischen Landshut und Deggendorf liegt bei 750-850 mm. Der höhere mittlere Jahresniederschlag im Isartal gegenüber der Donauniederung wird aus den Abflussraten am Pegel Pfelling (Donau) und Deggendorf (Mündungsbereich Isar/Donau) deutlich. Am Pegel Pfelling betrug zwischen 1921 und 1981 der mittlere Abfluss 460 cbm/s. Im Einmündungsbereich der Isar wird die Abflussrate der Donau auf 635 cbm/s erhöht (SCHELLMANN 1990). Das Einzugsgebiet der Donau von der Quelle bis zum Pegel Deggendorf (Isarmündung) umfasst 38.091 km² (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSER-

WIRTSCHAFT 2000). Im Untersuchungsraum zwischen Straubing und Deggendorf wird das Einzugsgebiet der Donau durch folgende ihr zufließende Seitentäler bestimmt: Aus dem Tertiärhügelland fließen die Kleine Laber mit einem Einzugsgebiet von 435 km², die Große Laber mit 406 km² und die Aiterach von 164 km² der Donau zu. Das Einzugsgebiet der Seitentäler aus dem Bayerischen Waldes beträgt für die Kinsach 136 km² und die Mehnach 58 km² (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT 2000).

Böden und Vegetation

Im Donautal sind die würmzeitlichen und holozänen Deckschichten aus fluviyalen sandigen bis tonigen Sedimenten (Auenlehme, Schwemmlösse, Talsande) und aus äolischen Sedimenten aufgebaut. Die äolischen Decksedimente umfassen Lösse, Lößlehme und Flugsande. Auf den würmzeitlichen fluviyalen Decksedimenten der Donau lagern zum angrenzenden Bayerischen Wald sowie zu den Hochterrassen des Tertiären Hügellandes umgelagerte Hangschuttdecken, welche als Hangkolluvien durch natürlichen Hangabtrag oder als anthropogen umgelagertes Material vorliegen. Aus dem Substrat der würmzeitlichen und frühholozänen Decksedimente bildeten sich im Donautal in Abhängigkeit vom Relief, Grundwassereinfluß und Zeit Braunerden, Gley-Braunerden, Podsole und verbraunte Pararendzinen (BRUNNACKER 1957). Dabei finden sich Braunerden vorwiegend auf den Kiesrücken und Gley-Braunerden in den Rinnen. In der holozänen Donau-Aue finden sich Kolluviole, Braunerden, Kalkbraunerden, verbraunte Pararendzinen, Auenpararendzinen und Vegen. Aus sandigen Substraten entwickelten sich Regosole. Auf den angrenzenden Hochterrassenflächen bildeten sich aus den Lößablagerungen Parabraunerden (BRUNNACKER 1957).

Die nacheiszeitliche Vegetation im frühen Spätglazial war durch eine Waldfreiheit charakterisiert, welche erst mit dem Bölling in lockere Weiden- und Wacholderwälder mit Birken und Kiefern überging (KÜSTER 1995, STALLING 1987). Während der Kälterückschläge in den Tundrenzeiten wurde die Waldvegetation wieder zurück gedrängt. Im frühen Holozän erfolgte eine starke Ausweitung der Kiefern- und Birkenwälder, welche mit dem Boreal durch die Ausbreitung von Eichenmischwäldern verdrängt wurden - das gesamte Atlantikum war durch dichte Eichenmischwälder charakterisiert. Mit dem Subboreal wurden die Eichenmischwälder durch die Tanne wieder zurückgedrängt. In der heutigen Donauaue und der würmzeitlichen Terrassenflächen sind im Überschwemmungsbereich vorwiegend Eschen-Ulmen-Auwälder angesiedelt. Auf den Hochwasserfreien Bereichen kommen hauptsächlich Ulmen-Eichen-Hainbuchenwälder vor

(STANGL 1989). Anhand der topographischen Karten zwischen Straubing und Deggendorf wird die Aue ackerbaulich genutzt, wodurch sich hier die Ausbreitung von Wäldern auf kleine Areale begrenzt.

Besiedlung

Die Besiedlung im Donautal seit dem Paläolithikum konzentrierte sich zwischen Straubing und Deggendorf vorwiegend auf den Hochterrassenflächen der Niederbayerischen Lößhügellandschaft und an den Hängen des Bayerischen Waldes, welcher die N'/NE' Begrenzung des Straubinger Beckens bildet (LANDESAMT FÜR DENKMALPFLEGE LANDSHUT). Zur Besiedlungsgeschichte an den Seitentälern des Bayerischen Waldes zwischen Straubing und Bogen gibt SCHEIBE (2003) eine ausführliche und umfangreiche Gliederung der einzelnen Kulturperioden seit dem Paläolithikum und ihrer anthropogenen Veränderungen. In der Donau-Aue finden sich nur vereinzelt Siedlungsareale vom Neolithikum bis ins Mittelalter. Eine zunehmende Besiedlung der Aue erfolgte während der Hallstatt- und Latènezeit im Raum Straßkirchen linksseitig der Donau (LANDESAMT FÜR DENKMALPFLEGE LANDSHUT).

Der Nebenfluß die Kleine Laber durchfließt das Lößhügelland, welches eines der bedeutendsten Altsiedellandschaften in Mitteleuropa darstellt. Bereits im Alt- und Mittelneolithikum werden die mit Löß bedeckten höher gelegenen pleistozänen Terrassenflächen der Donau besiedelt (LANDESAMT FÜR DENKMALPFLEGE LANDSHUT). Mit dem Endneolithikum bis heute nimmt die Besiedlung an den angrenzenden Hängen des Lößgebietes zur Talaue der Kleinen Laber zu. Siedlungsstellen in der Kleinen Laber-Aue konnten vereinzelt aus der Urnenfelder- und Latènezeit und verstärkt aus der Hallstattzeit nachgewiesen werden (LANDESAMT FÜR DENKMALPFLEGE LANDSHUT, NILLER 1998).

1.3 Forschungsstand

Die jungquartäre fluviale Formungsdynamik im Donautal zwischen Kelheim und Passau war von 1980 bis 1995 Gegenstand einer Vielzahl von Untersuchungen. Aus den Bearbeitungen gingen unterschiedliche Ergebnisse in Bezug auf die zeitliche Gliederung der würmzeitlichen und holozänen Terrassenbildungen, die Flussbettgeometrie und die steuernden Faktoren der Erosions- und Akkumulationsleistung hervor.

Eine stratigraphische Gliederung der würmzeitlichen und holozänen Terrassenbildungen für den Donauraum zwischen Kelheim und Straubing wurden von BUCH (1988, 1990), BUCH & HEINE (1995), HILGART (1995) und STANGL (1989) vorgenommen. Sie gliederten die würmzeitlichen Ablagerungen in eine mit Löß bedeckte, frühglaziale Terrasse und jeweils eine hoch- und spätglaziale lößfreie Terrasse. Aus der holozänen fluvialen Sedimentabfolge wurden drei Auenterrassen nachgewiesen. BUCH (1990) fügte nach einer späteren Untersuchung der holozänen Auenterrassen zwischen Straubing und Bogen eine weitere prä-Auenterrasse hinzu, welche im Zusammenhang mit der fluvialen Formung des Talauenschotters während der Aufschotterungsphase im frühen Holozän zwischen 8.000 und 6.000 ^{14}C a BP steht. Dieser Gliederung der jungquartären Talgeschichte stehen die Untersuchungen von SCHELLMANN (1988, 1990, 1994) und UNGER (1983, 1999) für den Donautalabschnitt zwischen Regensburg und Deggendorf gegenüber. Sie gliederten für das Würm eine Löß bedeckte, spätmittelpleistozäne Terrasse und drei jungpleistozäne Niederterrassenniveaus aus. In der holozänen Talaue wurden sieben Auenterrassen voneinander unterschieden. Die Gliederung der Donauablagerung erfolgte in Anlehnung an die fluviale Talentwicklung der Isar (SCHELLMANN 1988, 1990).

Im Rahmen der Untersuchungen zwischen Regensburg und Deggendorf wurde von SCHELLMANN (1990) und UNGER (1999) ein und dieselbe würmzeitliche Terrassenbildung unterschiedlich alten Decksedimenten zugeordnet. BRUNNACKER (1956) kartierte bereits in seiner Geologischen Karte von Bayern für das Blatt Straßkirchen 7142 die unterschiedlichen Decksedimente aus. Die von ihm ausgehaltene Verbreitung der Talsande auf dem Niederterrassenschotter wurde von UNGER (1999) in Anlehnung an Schellmann rechtsseitig der Donau in das frühe Spätglazial (WG2) eingestuft. Linksseitig der Donau ordnete UNGER (1999) die Ablagerungen des Talsandes einer früh- und einer spätspätglazialen Terrassenformung (WG2 und WG3) zu. Eine Gliederung der holozänen Talaue zwischen Bogen und Deggendorf wurde von UNGER wie auch von SCHELLMANN nicht durchgeführt.

In einer älteren Kartierung im Donautal zwischen Regensburg und Pleinting wurde zwischen einer Niederterrasse, welche sich gegenüber der angrenzenden Hochterrasse deutlich durch einen Gländeabfall absetzt, und einer holozänen Talaue differenziert (LEGER 1956). Die Aufschotterung des würmzeitlichen Niederterrassenkörpers stellt LEGER in das Hochglazial.

In den geophysikalischen Untersuchungen zwischen Ulm und Passau legte HOMILIUS (1983) mehrere Profile durch die würmzeitlichen und holozänen Talablagerungen. Am Übergang von der Niederterrasse zur holozänen Talaue konnte er an der Geländeoberfläche ein nahtloses ineinanderübergehen feststellen. Er bezieht die Niveaugleichheit der Terrassenschotter dabei auf einen stufenlosen Übergang ihrer Terrassenbasen auf dem tertiären Untergrund.

Die holozäne Talaue an der Donau zwischen Regensburg und Straubing wird seit der Mitte des Mittelholozäns durch ein mäandrierendes Gerinnesystem geformt (BUCH 1988, 1990). Im Raum Straubing setzte die Tendenz zum Mäandrieren bereits im ausgehenden Atlantikum, infolge einer starken Gefälleverminderung durch Erosion, ein. In den Untersuchungen von SCHELLMANN (1990) erfolgte der flussdynamische Umbruch vom verzweigten zum mäandrierenden Gerinnesystem an der Wende Spätglazial/Holozän verbunden mit einer vorangegangenen Aufschotterung der NT 3 im Spätglazial. Ein weiterer flussdynamischer Umbruch vom bereits mäandrierenden Verlauf in ein noch flacheres, breitbettigeres Flussbett erfolgte in der Mitte des Subatlantikums (frühes Mittelalter; H7).

Das Donautal zwischen Regensburg und Straubing wird durch eine spätglaziale/frühholozäne rückschreitende Tiefenerosion und nachfolgende Aufschotterungsphase bestimmt (BUCH 1988). Dabei entstehen als Ausdruck einer kontinuierlichen Tieferlegung des Gerinnebettes Erosionsterrassen und bei der Akkumulation von Schottermaterial Akkumulationsterrassen. BUCH (1988, 1990) und HILGART (1995) kommen in ihren Untersuchungen zur Tiefenerosionsphase im Donautal zu einer im ausgehenden Spätglazial/Frühholozän einsetzenden Einschneidung des Gerinnebettes. Die Tiefenerosionsphase im Donautal wird nach BRUNNACKER et al. (1976), LOUIS (1984), SCHIRMER (1979, 1983), TILLMANNS (1977) und UNGER (1985, 1999) als eine alt- und ältestpleistozäne Talzerschneidung gesehen. SCHIRMER (1979, 1983) beschreibt für den Obermain und die Regnitz einen Sockelschotter, welcher den würmzeitlichen Schotter und die holozäne Talaue unterlagert. UNGER (1999) analysierte Bohrdaten der Rhein-Main-Donau-AG und beschrieb daraus eine prä- oder frühquartäre Zerschneidung des tertiären Untergrundes. Folglich würden nach UNGER (1999) die Aussagen von BRUNNACKER et al. (1976), LOUIS (1984) und TILLMANNS (1977) einer alt- und ältestpleistozänen Tiefenerosion mit nachfolgender Aufschotterungsphase entsprechen. BUCH (1988) konnte in seinen Untersuchungen eine ältestpleistozäne Zertalung widerlegen. Anhand

von quartärgeologischen Profilen stellte er fest, daß die jungquartären Terrassenschotter deutlich in das Niveau der ältestpleistozänen Zertalung eingesenkt sind.

Neben den unterschiedlichen stratigraphischen und morphologischen Ergebnissen herrschen vor allem in Bezug auf die steuernden Faktoren der jungquartären Talgeschichte der Donau gegensätzliche Auffassungen. BUCH (1988, 1990), BUCH & HEINE (1995) und STANGL (1989) formulieren einen eigendynamischen Prozeß der Donau, der einer kontinuierlichen, klimaunabhängigen Akkumulation und Erosion unterliegt, welcher durch klimatische Impulse lediglich verstärkt werden kann. Demgegenüber sehen HILGART (1995), SCHELLMANN (1988, 1990, 1994) und UNGER (1983, 1999) eine klimagesteuerte Talentwicklung im Donautal. SCHELLMANN (1988, 1990) bezieht seine Aussage zum Donautal auf eindeutig voneinander abgrenzbare Terrassenkörper an der unteren Isar, welche bei geringer Wasserführung in den Kaltzeiten durch eine Aufschotterung und in Warmzeiten bei erhöhtem Abfluß durch den Abtransport von Material gekennzeichnet sind. Die klimatische Steuerung an der Isar überträgt SCHELLMANN (1988, 1990) auf die Terrassenbildungen im Donautal zwischen Regensburg und Deggendorf. Weiterhin stellt er eine stratigraphische Verknüpfbarkeit mit altersmäßig abgesicherten Einzelterrassen an Lech und an der österreichischen Donau fest und nimmt einen überregionalen Steuerungsmechanismus und damit eine klimabedingte Steuerung der fluvialen Dynamik in Bezug auf die Erosions- und Akkumulationsleistung an den Flussystemen an. Erst im Holozän zeigen die Terrassen der Donau eine durch lokale Faktoren bedingte morphologische Ausprägung (SCHELLMANN 1988, 1990).

Untersuchungen zur Talentwicklung und Landschaftsgeschichte der Nebenflüsse der Donau zwischen Straubing und Deggendorf führte SCHELLMANN (1988) für die Isar , NILLER (1998) für die Kleinen Laber, SCHEIBE (2003) für die Kinsach und die Mehnach und NUBER (2005) für den Bogenbach durch.

Die Kleine Laber durchfließt das Tertiärhügelland und mündet im Raum Öberau (SW' von Straubing) über einen künstlichen Ableiter in die Donau. Im Tal der Kleinen Laber wurden von NILLER (1998) eingehende Untersuchungen zur holozänen Landschaftsentwicklung im Raum Sallach und Geiselhöring durchgeführt. Anhand von Analysen der Auensedimente, Hangkolluvien und Böden an der Kleinen Laber versuchte NILLER (1998), die Talentwicklung zu rekonstruieren und auf die steuernden Faktoren Rückschlüsse zu ziehen: „[...] die höchst wirksame Beeinflussung der spätglazialen bis mittel-

holozänen Flußentwicklung der Kleinen Laber durch die Donau als Vorfluter, ferner das die Ablagerungsbedingungen an den Hängen mitsteuernde pleistozäne Paläorelief und schließlich in besonderem Maße der Mensch, der die Ausbildung kolluvialer Sedimente und Auenlehme verursacht und die Entwicklung der Böden nachhaltig beeinflußt“. Die im Spätglazial/Holozän einsetzende Tieferschaltung des Gerinnebettes der Donau beeinflußte die fluviale Geomorphodynamik im Tal der Kleinen Laber durch eine ebenfalls einsetzende Einschneidung des Flusses. Während der rückschreitenden Erosion im Tal der Kleinen Laber entwickelte sich wahrscheinlich ein einfadiges Gerinnebettmuster heraus. Die Eintiefung ist laut NILLER (1998) bereits im Spätglazial beendet. Er begründet dies mit der Überlagerung der distalen Talauenschotter durch Schwemmlösse. Eine fluviale Ruhephase und verminderte Hochflutaktivität der Kleinen Laber beschreibt er durch die Bildung von Anmoor-Torf-Komplexen in Paläorinnen im beginnenden Holozän Mitteleuropas. Eine aktive fluviale Formung führt im Atlantikum bzw. spätestens an der Grenze Atlantikum/Subboreal zu einer erneuten Eintiefung der Kleinen Laber. Erst im ausgehenden Subboreal folgt eine verminderte Hochflutaktivität, welche wiederum mit organischen Ablagerungen in jüngeren Paläorinnen verbunden ist. An der Grenze Subboreal/Subatlantikum wird von NILLER (1998) der zeitliche Beginn der Auenlehmablagerung (ca. 2.500 ± 45 ^{14}C a BP) und damit die anthropogene Beeinflussung im Tal der Kleinen Laber datiert. Die Ablagerung der Auenlehme fällt mit einer kurzfristigen Aktivierung der Hochflutsedimentation an der Donau zusammen (BUCH 1990). Über den Ablauf der Auenlehmsedimentation kann NILLER (1998) aufgrund fehlender fossiler Böden in den Auenlehmen keine Aussagen treffen. Somit wird von einer seit dem Subatlantikum eingliedrig entwickelten Auenlehmdecke an der Kleinen Laber ausgegangen.

Die Nebenflüsse Kinsach, Mehnach und Bogenbach fließen zwischen Straubing und Bogenberg aus dem Bayerischen Wald durch das Straubinger Becken in die Donau. Die Untersuchungen zur Landschaftsentwicklung an Kinsach und Mehnach wurden von SCHEIBE (2003) durchgeführt. Neben der fluvialen Entwicklung der Seitentäler einschließlich ihrer Besiedlungsgeschichte wurde auch Bezug zur nacheiszeitlichen Talgeschichte der Donau genommen. Dabei wurde hier speziell auf die Besiedlung der Aue und die damit verbundene Bildung anthropogener Auensedimente und Kolluvien eingegangen. Weitere Untersuchungen zur Landschaftsentwicklung Bogenbach und im Raum Bogenberg wurden von NÜBER (2005 in Vorbereitung) durchgeführt. Dabei konzentrierten sich seine Bearbeitungen auf die Besiedlung des Bogenbergs, der Talentwicklung

des Bogenbachs (Unterlauf) und der angrenzenden würmzeitlichen und holozänen fluviyalen Ablagerungen der Donau. Im geringen Umfang wurden bereits einige Ergebnisse aus seiner Arbeit über HEINE & NILLER (2003) und HEINE et al. (2005) veröffentlicht.

2 Untersuchungsmethoden

Zur Analyse und für die Rekonstruktion der steuernden Faktoren der fluvialen Geomorphodynamik der Donau und ihrer Nebenflüsse wurden verschiedene Methoden angewandt. Neben einer umfangreichen Geländearbeit und der Aufbereitung des entnommenen Probenmaterials im Labor wurden archivierte Bohrdaten der Rhein-Main-Donau-AG (RMD-AG) und der Stadtwerke Straubing sowie historische Daten zur Besiedlungsgeschichte aus den Quellen des LANDESAMTES FÜR DENKMALPFLEGE LANDSHUT herangezogen und ausgewertet. Des weiteren wurden die geologische und bodenkundliche Karte von BRUNNACKER (1956, 1957) für den Raum Straßkirchen sowie die geologischen Kartierungen der würmzeitlichen Terrassenbildungen und der holozänen Donau-Aue von BUCH (1988, 1990), SCHELLMANN (1980, 1990, 1994), STANGL (1989) und UNGER (1999) unterstützend herangezogen.

Nach sorgfältiger Geländebegehung wurde die Lage von Profilquerschnitten zwischen Straubing und Deggendorf festgelegt. An der Geländeoberfläche war eine deutliche Abgrenzung der Terrassenbildungen durch fehlende Geländestufen nicht möglich. Somit richtete sich die Lage der Profilquerschnitte nach den vermuteten aufeinanderfolgenden würmzeitlichen Terrassenflächen und wurden demzufolge orthogonal oder schräg zum rezenten Donauverlauf gelegt. Daraus ergaben sich ca. 230 relevante Flurstücke, welche im Vermessungsamt Straubing und Deggendorf mit den jeweiligen Flurnummern ermittelt wurden. Im Anschluß daran folgten die Benachrichtigung der Eigentümer und die Durchsicht von Kabelplänen, Wasserkanälen und Gasleitungen bei den zuständigen Ämtern.

Im Rahmen der Geländearbeiten wurden in den Wintermonaten (2002/2003, 2003/2004) 181 Rammkernsondierungen entlang der Donau, der Kleinen Laber und im Mündungsbereich der alpinen Isar niedergebracht. Daraus ergaben sich 13 Profilquerschnitte im Donautal, zwei Profilschnitte im Tal der Kleinen Laber und zwei Profilschnitte im Isarmündungsbereich. Ein weiterer Profilschnitt im Tal der Kleinen Laber wurde aus den umfangreichen Bohrdaten von NILLER (1998) erstellt und neu interpretiert. In der graphischen Darstellung der fluvialen Sedimentabfolge wurden die Profilschnitte überhöht gezeichnet, wodurch eine bessere Abgrenzung der einzelnen Terrassenbildungen erzielt wurde. Einen weiteren Aspekt bildeten Einzelbohrungen. Sie wur-

den im Verlauf der Untersuchungen zur Erkundung von fossilen Bodenhorizonten und lithofaziellen Wechseln innerhalb einer eigenständigen Terrassenfläche notwendig. Die Bohrtiefe richtete sich nach der Oberkante des anstehenden Schotterkörpers und betrug im Durchschnitt 3 m. Teufen bis maximal 5 m wurden in Paläorinnen und in unmittelbarer Nähe zur Donau erreicht. Im Verzahnungsbereich Kleine Laber / Donau wurden die Bohrungen auch nach Erreichen der Schotteroberfläche weiter abgeteuft, da unter mächtigeren Schotterhorizonten fossile Böden folgten. Zusätzlich zu den Sondierungen wurden auch die in geringem Umfang vorkommenden Aufschlüsse im Tal der Kleinen Laber und der Isarmündung dokumentiert.

Eine weitere Methode, welche nicht nur die Schotteroberfläche mit ihren Decksedimenten sondern auch die Quartärbasis erfaßt, ist die Geoelektrik. Dieses Verfahren wurde aufgrund früherer geoelektrischer Messungen (HOMILIUS 1983) im Donautal und der umfangreich archivierten 2700 Bohrdaten der RMD-AG, die beide den lithofaziellen Aufbau der quartären Sedimente und die Tertiäroberfläche bereits dokumentieren, nicht angewandt.

Die eigenen Geländeuntersuchungen zur Rekonstruktion der Abläufe bzw. der Bildung und Abgrenzung würmzeitlicher Terrassen und der Auenterrassen und -serien wurden durch die Bohrdaten der RMD-AG konkretisiert. Sie ermöglichen die Darstellung der Terrassen- und Schotteroberflächen sowie der Quartärbasis in morphologischen Modellen um damit eine Aussage über die Talentwicklung an der Donau zu ermöglichen. Inwieweit Rückschlüsse auf einen klimagesteuerten oder eigendynamischen Prozeß gezogen werden konnten, wird nach dem Zusammenfügen aller natürlichen und anthropogenen Faktoren in Kapitel 6 diskutiert. Die Daten der RMD-AG lieferten zusätzlich aus ca. 670 Schichtenverzeichnissen einen detaillierten lithologischen Aufbau der Flussterrassen. Weitere Daten zur Quartärbasis im Raum S' von Straubing konnten durch die Stadtwerke Straubing mit Genehmigung der Firma WATEC (PRÖSL 1992-1996) zur Verfügung gestellt werden.

Um neben den natürlichen Faktoren auch die anthropogenen Einflüsse auf die flussmorphologische Entwicklung berücksichtigen zu können, wurden aus historischen Quellen und vorangegangenen Untersuchungen die Auswirkungen der Besiedlung, vor allem während der mittelalterlichen Rodungen, auf das Flussgeschehen der Donau, im

Altsiedelland der Kleinen Laber und im Bereich des Bogenbachs, der Mehnach und der Kinsach abgeleitet. Hierzu war im Vorfeld eine intensive Literaturrecherche notwendig.

Im Gelände erfolgte vorab die bodenkundliche Ansprache der Bodentypen gemäß der ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENKUNDE (1994), dem ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK (1998) und nach SCHEFER & SCHACHTSCHABEL (2002). Zusätzlich wurden für die Bodenansprache neben den Rammkernsondierungen auch Schürfe angelegt, um im Auenbereich die übereinanderlagernden holozänen Auensedimente besser voneinander trennen zu können. Das entnommene Probenmaterial wurde nach den Korngrößenbereichen gemäß DIN 4022 Teil 1 und der ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENKUNDE (1994) quantitativ benannt. Neben dem Hauptanteil einer jeweiligen Korngröße wurde visuell auch die Masse der Nebenanteile erfaßt. Im Labor wurde dann das Probenmaterial bei maximal 40°C im Trockenschrank getrocknet. Alle Proben, welche im Bereich der Kiesfraktion lagen, wurden gesiebt und nach DIN 18123 „Bestimmung der Korngrößenverteilung“ in Körnungslinien erfaßt und ausgewertet. Die Siebung erfolgte mit den Maschenweiten 2,0 mm, 6,3 mm, 20 mm und 63 mm (Metalldrahtgewebe nach DIN ISO 3310-1). Wurde die Probe vorwiegend durch Feinkies bestimmt, war eine Probenmenge von 150 g bis 700 g ausreichend. Bei Proben, deren Kornfraktion im Mittel- bis Grobkiesbereich lag, waren Probenmengen von über 2 kg erforderlich. Die Entnahme solcher Probenmengen ist in Aufschlüssen, nicht aber bei Rammkernsondierungen, möglich. Schotter mit vorwiegend sandiger bis schwach schluffiger Matrix wurden in trockenem Zustand gesiebt. Bei einem sehr hohen Anteil der Schluff- und Tonfraktion wurde das Schottermaterial mit destilliertem Wasser versetzt und der Feinanteil abgeschlämmt bis die Flüssigkeit keine Trübung mehr zeigte. Anschließend erfolgten die Trocknung, die Siebung der Grobfraktion und die Bestimmung der Gewichtsanteile. Die Korngrößenanalyse der Grobkomponenten und der des Matrixanteils sollten der Auswertung eventueller Unterschiede in den Einzugs- und Ablagerungsbereichen der Donau dienen.

Eine Korngrößenanalyse der Feinkornfraktion erfolgte mittels Pipettmethode nach Köhn (SCHLICHTING & BLUME 1966) an speziell ausgewählten Proben aus insgesamt 57 Bohrungen. Im Anhang „Bohrkatalog und Aufschlußdokumentation / Korngrößenanalyse“ sind diese Proben nach ihren Massenanteilen (in %) der Feinfaktion aufgelistet. Im Gelände und aus den Laboruntersuchungen konnten die jeweiligen Terrassenflächen durch terrassenspezifische Decksedimente, welche durch eine für sie typische Bodenart

charakterisiert sind, voneinander unterschieden werden. Eine genaue Untersuchung der Bodengenese der im Bearbeitungsraum vorkommenden Bodentypen war nicht Bestandteil dieser Arbeit. Im nachfolgenden sind die Bodenarten mit den dazugehörigen Bodentypen aufgelistet und in diesem Zusammenhang erfolgte die Benennung der jeweiligen Terrassenflächen (Tab. 1).

Tab. 1: Terrassenflächen und ihre Bodenart einschließlich der dazugehörigen Bodentypen

Bodenart	Bodentyp	Terrassenflächen
Lt3 oder Ls2/Ls3	verbraunte Pararendzina	JW _{III}
Lt2 über Lts	Braunerde	JW _{II}
Ut/Tu	Kalkbraunerde	JW _I
sandiger/toniger Schluff	Auenpararendzina, Vega	H _{IV}
Ls4, Lu, Lt	verbraunte Pararendzina	H _{III}
Ut/Tu	Kalkbraunerde, Braunerde	H _I /H _{II}
Ut4	Auenpararendzina	HS _{III}
SI2/SI3	Vega, Auenpararendzina	HS _{III}
Ls4	Braunerde, Kalkbraunerde, Pararendzina	HS _{II}
Lts	Braunerde bis Kalkbraunerde	HS _I

Für die zeitliche Einordnung der würmzeitlichen Terrassenbildungen und der Auensedimente wurden organisches Material oder Holz- und Pflanzenreste aus fossilen Bodenhorizonten für die ¹⁴C-Datierung an das Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben Hannover und an das Physikalische Institut der Universität Erlangen-Nürnberg gesandt. Das aus Hannover und Erlangen ermittelte Alter des Probenmaterials wurde nach der konventionellen Methode (¹⁴C a BP) und nach dem kalibrierten Kalenderjahr (cal. BC/AD) bestimmt. In der vorliegenden Arbeit wird in der stratigraphischen Abfolge des fluvialen Sedimentaufbaus mit dem konventionellen Alter (¹⁴C a BP) gearbeitet. Die Gliederung des Würms und des Holozäns erfolgte in Anlehnung an BECKER (1982), BUCH (1988), MERKT & MÜLLER (1997) und STREIF (2004). Eine chronostratigraphische Gliederung des Spätglazials und Holozäns nach dem kalibrierten Alter vor heute findet sich auch bei JOHNSON et al. (1992) und KAPSNER et al. (1995) wieder. Die spätglaziale Gliederung nach KOSTNER (1988) mit dem Beginn des Spätglazials um

14.000 ^{14}C a BP mit der Bölling-Wärmeschwankung, der Älteren Dryaszeit von 12.000-11.800 ^{14}C a BP, der Alleröd-Wärmeschwankung von 11.800-11.000 ^{14}C a BP und der Jüngeren Dryas von 11.000-10.000 ^{14}C a BP diente dem Vergleich mit anderen chronostratigraphischen Gliederungen.

In den nachfolgenden Kapiteln sind die Auswertungen der Ergebnisse aus Gelände- und Laborarbeiten sowie das Besiedlungsgeschehen dokumentiert. Im Anhang erfolgt eine Darstellung der Lage der eigenen Bohrpunkte und Fremdbohrungen, geomorphologischer Karten, morphologischer Modelle nach dem Interpolationsverfahren „Natural Neighbor“ (Golden Software, Surfer 8) sowie von Profilschnitten und vor- und frühgeschichtlichen Besiedlungspunkten. Kartengrundlage für die jeweiligen graphischen Abbildungen bilden topographischen Karten im Maßstab 1: 50 000 (L 7140 und L 7142), deren Bearbeitung und Veröffentlichung vom Bayerischen Landesvermessungsamt München genehmigt wurde. Die Ergebnisse der Laboranalysen und die Schichtenverzeichnisse der eigenen Bohrungen sind separat im Anhang „Bohrkatalog und Aufschlußdokumentation/Korngrößenanalyse“ aufgeführt. Enthalten sind nicht die Schichtenverzeichnisse der RMD-AG sowie die Hoch- und Rechtswerte der Bohrpunkte, da eine Weitergabe der Daten untersagt ist.

3 Jungquartäre Talgeschichte der Donau im Raum Straubing - Deggendorf

3.1 Geologisch-stratigraphische und morphologische Gliederung der Terrassenbildungen

Die fluvialen Ablagerungen der Donau stellen eigenständige Terrassenkörper dar, welche aus einer vertikalen Sedimentabfolge Kies und Decksediment aufgebaut sind. Eine Definition des Begriffs Terrasse erfolgte zum einen im geologisch-stratigraphischen und zum anderen im morphologischen Sinne.

Die Bezeichnung Terrasse bzw. Terrassenkörper bezieht sich auf den Schotterkörper einschließlich seiner Decksedimente derselben Terrassenbildung. Die Schotteroerfläche beschreibt den Hangendbereich des Schotterkörpers einer Terrasse, welcher von jüngeren fluvialen Ablagerungen überdeckt wird (Abb. 2). Die Bezeichnung Terrassenfläche beschreibt die Verbreitung der terrassenspezifischen Decksedimente.

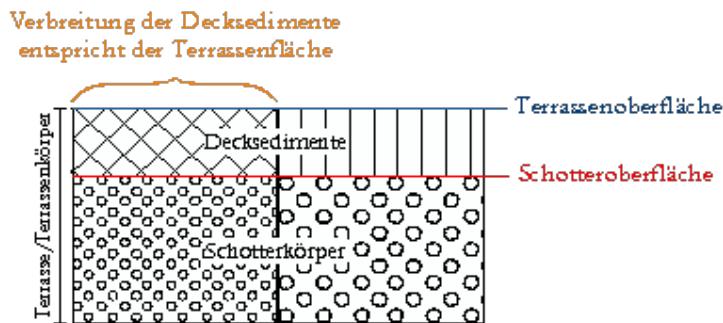
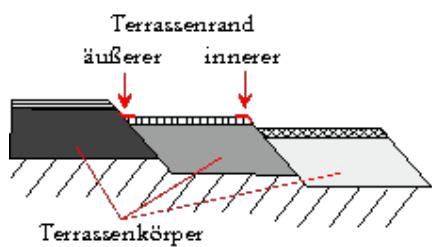


Abb. 2: Darstellung eines Terrassenkörpers und der verwendeten Begriffe - Terrassen- und Schotteroerfläche, Terrassenfläche



Bei der Beschreibung der Terrassenflächen in den Profilschnitten und in den nachfolgenden Ausführungen werden die Begriffe innerer und äußerer Terrassenrand verwendet und stellen eine räumliche Beziehung dar (Abb. 3).

Abb. 3: Räumliche Abgrenzung der Begriffe innerer und äußerer Terrassenrand

Eine Terrasse im geologisch-stratigraphischen Sinn ist durch terrassenspezifische Decksedimente und durch einen eigenständigen Schotterkörper, welche sich beide durch eine für sie charakteristische lithofazielle Ausbildung kennzeichnen, charakterisiert und grenzt sich dadurch von seiner Umgebung zeitlich und räumlich ab (Abb. 4).

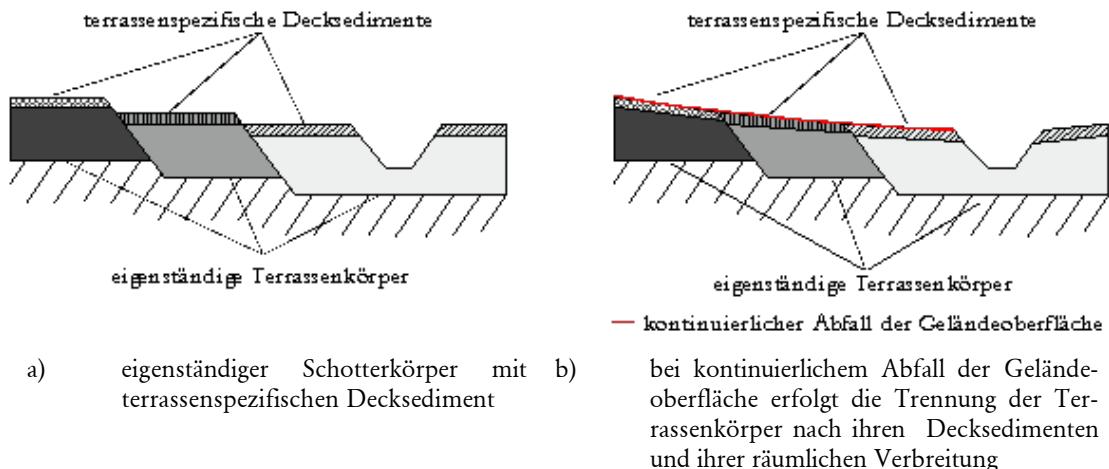
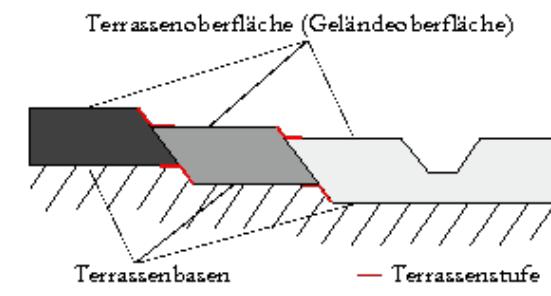


Abb. 4: Schematische Darstellung einer Terrasse im geologisch-stratigraphischen Sinn



Eine Terrasse im morphologischen Sinn grenzt sich gegenüber ihrer Umgebung durch ihre Terrassenbasis und -oberfläche (Abb. 5) mit der für sie typischen Reliefgestaltung (Abb. 6) von älteren und jüngeren Terrassenbildungen ab.

Abb. 5: Schematische Darstellung einer Terrasse im morphologischen Sinn

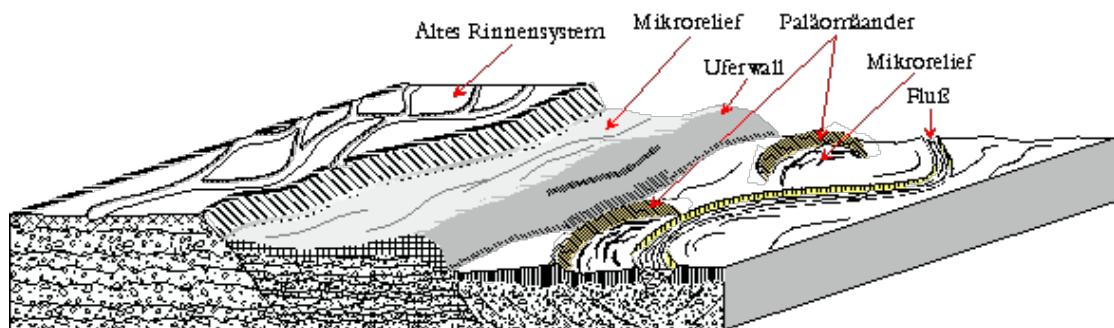


Abb. 6: Darstellung einer Terrasse im morphologischen Sinn nach ihrer Reliefgestaltung

Nach diesen Definitionen grenzen sich die Terrassenflächen gegenüber den älteren Terrassenbildungen, den Hochterrassen, geologisch-stratigraphisch und morphologisch deutlich ab. Demgegenüber ist innerhalb der Terrassenkörper eine morphologische Abgrenzung oftmals schwierig, wodurch eine Trennung der fluvialen Sedimentabfolgen vorwiegend auf geologisch-stratigraphischen Untersuchungen basierte.

In den Geländeuntersuchungen zur jungquartären Talentwicklung der Donau konnten die einzelnen Terrassenflächen nach ihrer Lithologie und dem Bodentyp voneinander abgegrenzt werden. Eine weitere Differenzierung der fluvialen Ablagerung erfolgte im Labor durch die Bestimmung der Bodenart und durch die Bestimmung der ¹⁴C-Alter in den entsprechenden Institutionen. Nach der Oberflächenmorphologie kann ein Teilniveau mit kontinuierlichem Geländeabfall in Richtung rezenter Donau und ein Teilniveau mit einheitlichem Geländeoberflächenniveau am rezenten Donauverlauf voneinander getrennt werden. Nach der Auswertung der Gelände- und Labordaten erfolgte die Gliederung der Terrassenflächen in höher gelegene, kontinuierlich zur Donau hin abfallende würmzeitliche Terrassenniveaus und niedrigere, holozäne Terrassenbildungen mit gleichem Oberflächeniveau. Aus dem höher gelegenen, würmzeitlichen Teilniveau ergaben sich drei Terrassenbildungen mit terrassenspezifischen Decksedimenten. Aus dem niedrigeren, holozänen Niveau ergaben sich für den Raum Straubing-Bogen vier Auenterrassenbildungen durch einen mäandrierenden Flussverlauf und im Donautal zwischen Bogen und Deggendorf (Isarmündung) ergaben sich drei Auenserien. Nach dieser Gliederung in einzelne Terrassenflächen erfolgte die Darstellung der fluvialen Ablagerungen in Profilschnitten.

I. Das höher gelegene Teilniveau

Die Decksedimente der im Gelände am höchsten verbreiteten Terrassenfläche kennzeichnen sich durch stark karbonathaltige, tonige Schluffe aus, welche durch eine Kalkbraunerdebodenbildung charakterisiert sind. Durch die Lage im Gelände gegenüber den nachfolgenden, tiefer liegenden Terrassenflächen ist sie als älteste Terrassenbildung einzustufen. Eine Benennung dieser Terrassenfläche erfolgt als JW_I (J = Jungpleistozän, W = Würm)

Die Terrassenfläche ist nicht durchgehend im Donautal verbreitet. E' von Straubing verläuft sie an der Hochterrasse entlang der Linie Eglsee - Ödmühle - Amselfing - Schambach - Straßkirchen - Irlbach (Anlagen 3 und 4). Im Raum Straubing ist die Ter-

rassenoberfläche durch ein sehr unregelmäßiges Relief aus rundlichen oder langgestreckten Erhebungen geprägt. Die Erhebungen zeichnen die unter der Deckschicht anstehenden Kiesrücken des Schotterkörpers nach. Aus dem Oberflächenrelief kann auf ein verzweigtes Rinnensystem, welches von NW nach SE gerichtet war, geschlossen werden. Flußabwärts im Raum Straßkirchen fällt die Geländeoberfläche kontinuierlich zur nächst jüngeren Terrassenbildung ab. Der Übergang ist durch eine breite Hochflutrinne markiert. Zwischen Irlbach und Steinkirchen fehlen die terrassenspezifischen Decksedimente der JW_I-Terrasse. Ab Steinkirchen bis nach Mainkofen zieht sich die JW_I als schmaler Streifen zwischen Hochterrasse und der nächst jüngeren Terrassenbildung mit einer maximalen Ausdehnung von 1000 m entlang. Hier ist die Terrassenfläche wie auch im Raum Straubing durch ein sehr unregelmäßiges Oberflächenrelief charakterisiert. Eine deutliche Geländekante von ca. 4 m markiert den Übergang zur nächst jüngeren Terrassenfläche. Dieser deutliche Geländeabfall klingt dabei flußabwärts aus. Linksseitig der Donau ist die JW_I-Terrassenfläche nur im Raum Niederwinkling verbreitet. Große Bereiche der Terrassenfläche werden von Schwemmfächern aus den Nebentälern überdeckt. Die flächenhafte Ausbreitung der JW_I in Richtung Donau beträgt ca. 3000 m und wird am heutigen inneren Terrassenrand von einer Hochflutrinne begrenzt. Zwischen Niederwinkling und Deggendorf wird das Terrassenniveau durch Kiesgruben markiert.

Im gesamten Untersuchungsraum ist die Grenze zwischen JW_I-Terrasse und der sich anschließenden jüngeren Terrasse oftmals durch die Abfolge Kies/sandige Fazies gekennzeichnet.

An die JW_I-Terrasse schließt sich eine niedrigere und jüngere Terrassenbildung an. Die Decksedimente der jüngeren Terrassenfläche grenzen sich zum einen durch ihre Karbonatfreiheit von den karbonathaltigen fluvialen Sedimenten der JW_I-Terrasse deutlich ab. Zum anderen ist die Bodenart durch sandig-tonige Lehme und schwach tonige Lehme charakterisiert und der Bodentyp kennzeichnet sich durch Braunerden und Gleybraunerden aus. Die karbonatfreie Terrassenfläche wird als JW_{II} bezeichnet und ist beiderseits der Donau in unterschiedlicher flächenhafter Ausdehnung zwischen älteren und jüngeren Terrassenbildungen verbreitet. Rechtsseitig der Donau zieht sich die JW_{II} von Ittling – Sand – S' Ainbrach – Entau bis nach Irlbach mit ihrer NE' Begrenzung an das niedrigere Telniveau bei Ittling und der flußabwärts anschließenden spätglazialen Terrassenfläche entlang (Anlagen 3 und 4). Im SW wird die Terrassenfläche von der JW_I

begrenzt. Zwischen Irlbach und Stephanposching ist die JW_{II}-Terrasse nicht erhalten und ist erst ab Uttenhofen bis zum Verlauf der Alten Isar verbreitet. Mit einer Ausdehnung von 500 m bei Uttenhofen nimmt sie entlang ihrer N' und NE' Begrenzung am äußeren Terrassenrand (Linie: Fehmbach – Natternberg – SE' Autobahnkreuz) auf einen Kilometer zu. Linksseitig der Donau zieht sich die JW_{II} mit einer Ausdehnung von fast 3 km zwischen dem Bayerischen Wald und der Linie Unterzeitldorn – Parkstetten – Scheften – Muckenwinkling entlang (Anlage 3). Zwischen den Ortschaften Muckenwinkel und Bogen nimmt die flächenhafte Ausdehnung auf 200 m ab. Flussabwärts unterhalb des Bogenbergs zieht sich die JW_{II}-Terrassenfläche zwischen JW_I und der jüngsten Terrassenfläche des höher gelegenen Teilniveaus bis nach Metten entlang.

Die JW_{II}-Terrassenfläche fällt in Richtung rezenter Donau ab und wird durch ein flachwelliges Relief gekennzeichnet. Im Raum Straßkirchen wird das alte Gerinnebettmuster von kleinen, schmalen Gräben, welche heute als Entwässerungsgräben genutzt werden, nachgezeichnet. Begleitet werden die Gräben von Wiesen und Vermoorungsflächen, welche das Geflecht aus Paläorinnen deutlich hervorheben. Linkseitig der Donau ist das alte verzweigte Gerinnesystem nicht so deutlich nachgezeichnet, da hier die Anzahl der Entwässerungsgräben und Vermoorungsflächen zurücktreten. Beiderseits der Donau ist die JW_{II} durch eine großflächige Bewaldung auf den Kiesrücken charakterisiert. Weiter flussabwärts bei Metten/Deggendorf wird die Terrassenfläche von vereinzelten Abflussrinnen durchzogen.

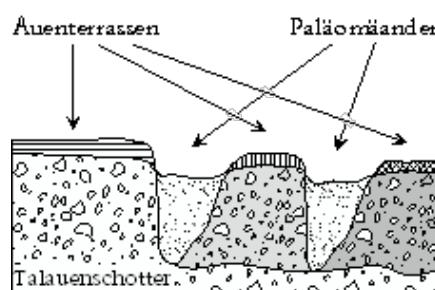
Der Übergang von der JW_{II}-Terrassenfläche zur nächst jüngeren Terrassenfläche ist in einigen Talabschnitten durch einen sandigen Uferwall markiert.

Die jüngste Terrassenfläche des höheren Teilniveaus wird als JW_{III} bezeichnet. Die Decksedimente sind durch karbonathaltige, mittel tonige Lehme charakterisiert. Aus den Decksedimenten entwickelte sich eine verbraunte Pararendzina heraus. Die karbonathaltigen, lehmigen Ablagerungen ziehen sich zwischen Bogen und Deggendorf als schmaler Streifen von 1000 m Ausdehnung zwischen JW_{II}-Terrasse und dem niedrigeren Teilniveau entlang (Anlage 10). Der Übergang von der jüngsten, höher gelegenen Terrasse zu den angrenzenden niedrigeren Terrassenflächen wird im Raum Loham durch die Überhöhung der Geländeoberfläche (Anlage 16) deutlich nachgezeichnet. In der topographischen Karte Blatt 7142 Straßkirchen ist dies ebenfalls anhand der Höhenlinien zu verfolgen. In den anderen Talabschnitten erfolgte ein mehr oder weniger kontinuierlicher

Übergang von der JW_{III} zum niedrigeren Teilniveau wie auch zur JW_{II}-Terrassenfläche. Zwischen Steinkirchen und Deggendorf wird die Terrassenfläche von Entwässerungsgräben eines verzweigten Gerinnesystems nachgezeichnet. Im Raum Straubing ist die JW_{III} nur als schmaler Streifen W' von Straubing zwischen Hochterrasse und niedrigem Teilniveau (Aue) verbreitet (Anlage 9).

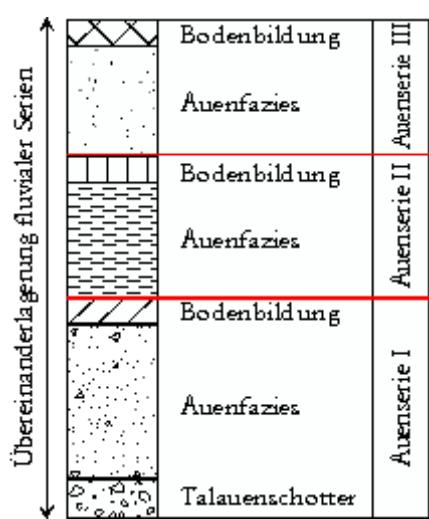
II. Das niedriger gelegene Teilniveau

Die unterschiedliche Flussdynamik, bedingt durch den Flustyp, führte im Untersuchungsraum zu zwei unterschiedlichen, eigenständigen holozänen Talentwicklung von Auenterrassen (**H**=Holozän) und Auenserien (**HS** für H = Holozän, S = Auenserie).



Die Auenterrassen sind laterale ineinander verschachtelte eigenständige Terrassenkörper, welche durch ein mäandrierendes Gerinnesystem geformt wurden (Abb. 7).

Abb. 7: Schematische Darstellung der Auenterrassen



Die Auenserien sind eine vertikale Aufeinanderfolge von holozänen eigenständigen fluvalen Serien im gewundenen Flussverlauf, welche nicht zur Bildung von Auenterrassen führte und somit nicht als diese benannt werden können (Abb. 8).

Abb. 8: Schematische Darstellung von Auenserien

Zwischen Straubing und Bogen erfolgte die fluviale Formung von vier Auenterrassen. Die älteste **Auenterrasse H_I** grenzt sich gegenüber den jüngeren Auenterrassen durch Kalkbraunerden ab. Auch wird die Formung der jüngeren Auenterrassen durch ein mäandrierendes Gerinnesystem bestimmt. Die Bodenart der H_I-Auenterrasse ist durch schluffig-tonige Hochflutsedimente charakterisiert.

In der nachfolgenden jungen holozänen Talentwicklung erfolgte die fluviale Formung der H_{II}- bis H_{IV}-Auenterrassen eines mäandrierenden Gerinnesystems. Morphologisch lassen sich die Auenterrassendeckniveaus nicht voneinander trennen. In der topographischen Karte werden die alten Paläomäanderbögen durch schmale Gräben, langgezogene Seen und einem schwachen Mikrorelief, welches sich in der Innenseite der Bögen durchpaust, nachgezeichnet. Nach dem Bodentyp wird die **H_{II}-Auenterrasse** durch Kalkbraunerden bis Braunerden charakterisiert. Die Auensedimente sind durch schluffige Tone und tonige Schluffe gekennzeichnet. Die Paläomäander der H_{II}-Auenterrassen sind durch Krümmungsradien von 410 m bis 690 m und einer Flussbettbereite zwischen 125 m und 150 m charakterisiert. Eine Abgrenzung der Auenterrasse zur nächst jüngeren wird nur im Raum W' vom Bogenberg durch einen Uferwall des H_{III}-Paläomäanders markiert.

Die **H_{III}-Auenterrasse** ist durch Lehme und verbraunter Pararendzinen bis Braunerden charakterisiert. Die Krümmungsradien der H_{III}-Paläomäandergeneration liegen zwischen 320 m und 610 m. Paläomäander mit großen Radien weisen eine Flussbettbreite von mehr als 200 m auf. Kleinere Paläomäander haben maximal ein 125 m breites Flussbett.

Für die **H_{IV}-Auenterrasse** liegen die Krümmungsradien für die Oberauer Schleife bei 610 m und 485 m (n. BUCH 1988). Flussabwärts nimmt der Krümmungsradius deutlich zu und liegt zwischen 775 m bis 837 m. Vereinzelt liegen Mäanderbögen mit etwas kleineren Krümmungsradien von 460 m bis 580 m vor. Die rezente Flussbettbreite des mäandrierenden Donauverlaufes liegt im Durchschnitt zwischen 125 m und 150 m. Auenpararendzinen bis verbraunte Pararendzinen sind typische Bodenbodenbildung aus den jüngsten Hochflutsedimenten. Die Auenfazies besteht dabei vorwiegend aus sandig-tonigen Schluffen.

Im Donautal zwischen Bogen und Deggendorf ist die holozäne Talentwicklung durch die fluviale Ablagerung von Auenserien zwischen Bogen und Deggendorf eines gewundenen Flussverlaufes charakterisiert. Die älteste **Auenserie HS_I** grenzt sich durch graue bis schwarze Bodenhorizonte von den nächst jüngeren Auenserien ab. Aus einer sandigen, schluffigen und nachfolgend lehmigen Sedimentabfolge gingen Braunerden- und Kalkbraunerden hervor. Die **HS_{II}-Auenserie** ist ebenfalls durch Braunerden und Kalkbraunerden charakterisiert. Nach ihrer Bodenart grenzt sie sich durch sandige Hochflut-

lehme von der älteren und jüngeren Auenserie ab. Auch die Bildung von verbraunte Pararendzinen ging aus den fluvialen Ablagerungen der HS_{II}-Auensedimenten hervor. Die jüngste Auenfazies – lehmige Feinsande, sandige Lehme – ist kennzeichnend für die **HS_{III}-Auenserie**. Aus den sandigen Hochflutsedimenten entwickelten sich Pararendzinen und Auenpararendzinen und aus Rinnensedimenten ging die Bildung von Vegen hervor.

3.2 Erosions- und Akkumulationsterrasse

In den zahlreichen Untersuchungen zur Talentwicklung an den mitteleuropäischen und norddeutschen Flussystemen sind die Begriffe Erosions- und Akkumulationsterrasse Bestandteil für die Rekonstruktion der fluvialen Abläufe eines sich formenden Terrassenkörpers. Dabei wird das Erosion- und Akkumulationsvermögen eines Flusses bestimmten klimatischen Bedingungen zugeordnet. Frühere Vorstellungen gehen von einer Akkumulation von Schottermaterial ausschließlich während der Kaltzeiten aus, welche während der Warmzeiten von einer erosiven Tieferschaltung des Gerinnebettes abgelöst wird (SOERGEL 1921). In nachfolgenden Untersuchungen zur Flussgeschichte konnten durch mehrere Bearbeiter festgestellt werden, daß auch in Kaltzeiten ein Fluß der Tendenz zur erosiven Einschneidung sowie auch zur Akkumulation unterliegt (BUCH 1988, BUCH & HEINE 1995, HEINE 1970, SCHAEFER 1950, SEMMEL 1972, URZ 2003).

Eigendynamik, Klima und Besiedlungstätigkeit sind steuernde Faktoren der Erosions- und Akkumulationsleistung eines Flussystems. Ein eigenständiger Terrassenkörper kann somit der Erosion und/oder der Akkumulation unterliegen. In den geomorphologischen Untersuchungen zur Talentwicklung von Flüssen wurden von LOUIS & FISCHER (1979) markante und aussagekräftige Merkmale einer Erosions- und Akkumulationsterrasse vorgenommen. Eine klare Abgrenzung dieser beiden prozeßgesteuerten fluvialen Entwicklungen erfolgte in dieser Arbeit in Bezug auf die im Gelände vorliegenden eigenständigen Terrassenkörper. Jedes fluviale System unterscheidet sich vor allem in seiner Erosionsleistung und in der Mächtigkeit des akkumulierten Schottermaterials. Es treten auch Unterschiede innerhalb eines fluvialen Systems in ein und derselben Terrassenbildung auf kürzester Distanz auf. In der Definition der beiden Terrassentypen wird Bezug auf die hier vorliegenden Daten aus dem Untersuchungsgebiet genommen, wobei hier der einzelne Prozeß sowie die Überlagerung beider Prozesse innerhalb der Formung eines Terrassenkörpers in unterschiedlicher Dauer und Intensität definiert werden.

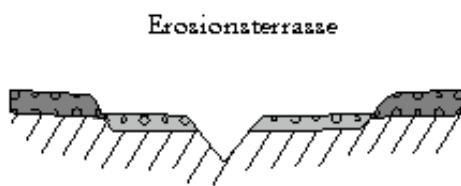


Abb. 9: Darstellung einer Erosionsterrasse

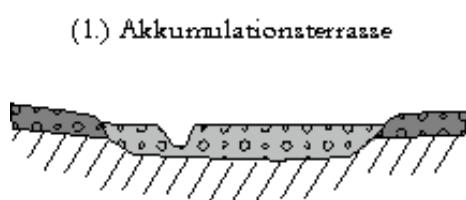


Abb. 10: Darstellung einer Akkumulations-
terrasse nach erster Definition

Als Erosionsterrasse wird eine fluviale Terrasse bezeichnet, welche sich durch eine Tieferlegung ihrer Terrassenbasis gegenüber der Basis ihrer älteren Terrasse deutlich abgrenzt (Abb. 9).

Als Akkumulationsterrasse wird 1. eine fluviale Terrasse bezeichnet, welche durch eine Aufschotterung ihres Schotterkörpers charakterisiert ist, wobei die Aufschotterung das Schotteroberflächenniveau des älteren Terrassenkörpers erreichen oder dieses sogar überragen

kann. Die Terrassenbasis befindet sich dabei auf einem einheitlichen Niveau (Abb. 10). Darüber hinaus kann 2. eine Akkumulationsterrasse durch eine vorangegangene Tiefenerosion durch einen starken Abfall ihrer Terrassenbasis charakterisiert sein (Abb. 11).

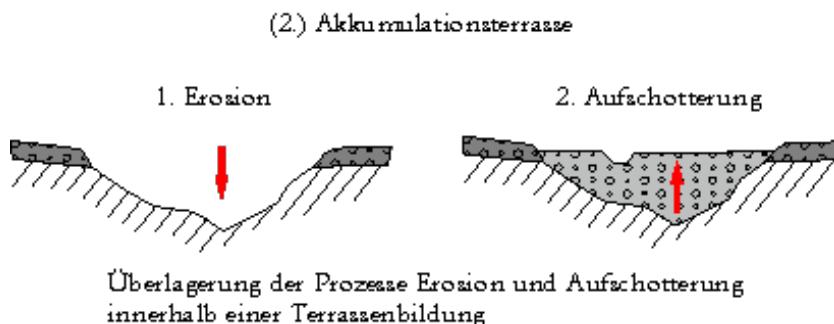


Abb. 11: Schematische Darstellung einer Akkumulationsterrasse nach zweiter Definition

Aus den obigen Definitionen der Terrassentypen geht hervor, daß eine Aufschotterungsterrasse sowohl nur aus der Aufschotterung als auch aus einer Überlagerung von Erosionsphase und nachfolgender Schotterakkumulation hervorgehen kann. Somit können sich beide Prozesse innerhalb einer Terrassenbildung überlagern, und die Aufschotterung kann dabei das Höhenniveau der älteren Terrassenbildung erreichen.

Nach LOUIS & FISCHER (1979) wurde folgende Definition einer Erosions- und Aufschotterungsterrasse vorgenommen (Abb. 12): „War die nachträglich zerschnittene Ebene vorher eine Abtragungssohle, Abtragungstalsohle, so wird die entstandene

Terrasse als Abtragungsterrasse, auch Erosionsterrasse, Felsterrasse bezeichnet. Bestand die zerschnittene Ebene aus Aufschüttungen, so spricht man von Aufschüttungsterrasse oder auch Schotterterrasse.“ Dabei wird unter Ebene die vom Fluß geschaffene Abtragungs- oder Aufschüttungstalsohle verstanden, welche vom Fluß zerschnitten wird.

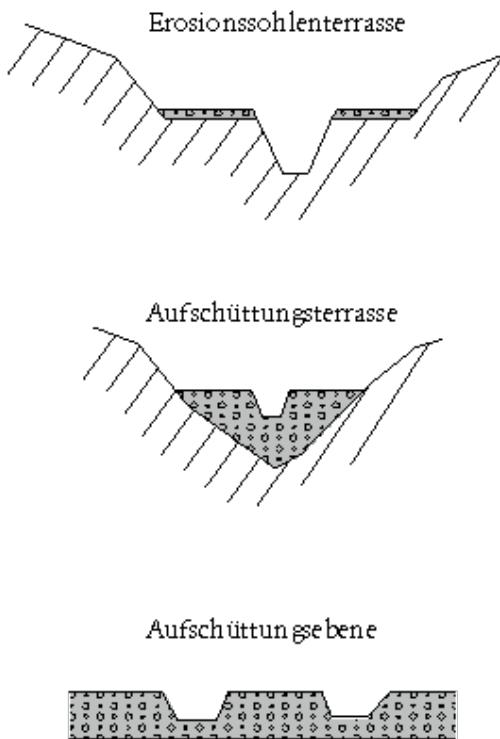


Abb. 12: Schematische Darstellung der Erosions- und Akkumulationsterrasse nach LOUIS & FISCHER (1979)

Aus der schematischen Darstellung von LOUIS & FISCHER (1979) geht der einzelne Prozeß, Aufschotterung oder Erosion, hervor. Die Benennung Erosions- oder Akkumulationsterrasse bezieht sich dabei auf die zerschnittene Ebene und damit auf die Position bzw. Lage des Flußlaufes entweder im Schotterkörper oder in der Abtragssohle.

Beide schematischen Darstellungen der Terrassentypen, eigene und die von LOUIS & FISCHER (1979), sind prinzipiell gleich. Der Unterschied besteht im Ablauf der fluvialen Formung eines Terrassenkörpers. Somit kann der sich formende Schotterkörper bei einer fluvialen Erosionsphase durch eine nachfolgende Akkumulationsphase überprägt werden, wodurch sich die formende Akkumulationsterrasse an ihrer Terrassenbasis durch eine Abtragungsfläche charakterisiert und somit beide fluvialen Prozesse beschreibt. In der vorliegenden Arbeit wird die eigene Definition verwendet.

3.3 Profilaufnahme zwischen Straubing und Deggendorf

Die aufgenommenen Profilschnitte entlang der Donau zwischen Straubing und Deggendorf enthalten sowohl die würmzeitlichen Terrassenbildungen als auch die holozänen Auenablagerungen. Daher ist eine stratigraphisch getrennte Interpretation der einzelnen Terrassen nicht sinnvoll. Die Beschreibung der Profilschnitte bezieht sich vorwiegend auf die Deck- und Hochflutsedimente (Terrassenfläche), welche dem Schotterkörper aufliegen und durch eine bestimmte lithofazielle Ausbildung charakterisiert sind. In der graphischen Darstellung der Profilschnitte wurden die terrassenspezifischen Decksedimente des Würms und des Holozäns verschiedenfarbig dargestellt. Aus dem morphologischen Modell zur Quartärbasis und dem Sedimentaufbau der Terrassenkörper konnte der Verlauf der Tiefenerosionsphase rekonstruiert werden. Der Untersuchungsraum wurde dementsprechend in vier Talabschnitte Straubing - Bogen (Anlage 1), Bogen - Irlbach, Niederwinkling und Loham - Metten (Anlage 2) mit den dazugehörigen Profilquerschnitten gegliedert. In den geomorphologischen Übersichtskarten ist die Verbreitung der würmzeitlichen Decksedimente und der holozänen Hochflutsedimente einzusehen (Anlagen 9 und 10). Die einzelnen Bohrpunkte sind in den Anlagen 3 und 4 ersichtlich und im Anhang „Bohrkatalog und Aufschlußdokumentation/Korngrößenanalyse“ aufgelistet. Die Beschreibung und die Interpretation der würmzeitlichen und holozänen fluvialen Ablagerungen im Isarmündungsbereich erfolgen im Kapitel 4.1.

Die nachfolgend beschriebenen fluvialen Ablagerungen in den einzelnen Profilschnitten werden wie folgt benannt: Sande, welche zur Abfolge eines eigenständigen Schotterkörpers gehören, werden allgemein als sandige Fazies bezeichnet. Der Begriff Fazies kennzeichnet im geologischen Sinne den petrographischen und paläontologischen Aufbau eines Sedimentes. Somit erfolgte die Benennung einzelner fluvialer Ablagerungen nicht in Anlehnung an HILGART (1995) und BUCH (1988), welche unter sandige Fazies auch sandig-tonige und sandige Lehme bezeichnen. Die Hochflutsedimente und damit Decksedimente der einzelnen Terrassenflächen werden, sofern es sich nicht um Löß, Lößlehm, Schwemmlöß, fluviale Sande und Flugsand handelt, als Lithofaziestypen angeprochen: so entspricht der Lithofaziestyp Lts einem sandig-tonigen Lehm. Im Untersuchungsraum finden sich auf zwei unterschiedlich alten Terrassenflächen Schwemmlößablagerungen wieder. Die ältere Ablagerung wurde von BRUNNACKER (1956) als Älterer

Schwemmlöß und seine sandreiche Fazies bezeichnet. Aufgrund fehlender Datierungsmöglichkeiten konnte BRUNNACKER zu seiner Zeit eine genauere zeitliche Einordnung noch nicht vornehmen. Die jüngere Schwemmlößablagerung im Donautal wurde nach BRUNNACKER (1956) als Jüngerer Schwemmlöß benannt. Im Verlauf der Profilbeschreibungen und im nachfolgenden Kapitel 3.4 wird eine zeitliche Einordnung und Umbenennung der Schwemmlößablagerungen vorgenommen. Die Talsandablagerung, ebenfalls von BRUNNACKER (1956) benannt, ist charakteristisch für einen bestimmten Ablagerungszeitraum im Würm und gehört der Terrassenfläche JW_{II} an. Die sandigen Ablagerungen, als fluviale Sande bezeichnet, wurden auch an anderen mitteleuropäischen und norddeutschen Flussystemen lokalisiert, welche in einem Zeitraum von 15.500 bis 13.500 ¹⁴C a BP zur Ablagerung kamen (FEHRENTZ 1998, MERTENS 1982, MÜLLER et al. 1983, SKUPIN 1982, 1994). Unter Auensedimenten werden alle fluvialen Sedimente zusammengefaßt, welche ab dem Holozän zur Ablagerung gekommen sind und werden als Auenfazies angesprochen. Die Auensedimente werden von Talauen-schottern (n. BUCH 1988) unterlagert.

3.3.1 Talabschnitt: Straubing – Bogen

Im Talabschnitt Straubing – Bogen wurden die würmzeitlichen und holozänen Ablagerungen der Donau in den Profilschnitten Alburger Moos, Pillmoos 1 und Pillmoos 2 rechtsseitig der Donau und in dem Profilschnitt Parkstetten linksseitig der Donau aufgenommen (Anlage 5). Dabei stützte sich die Kartierung der fluvialen Ablagerungen auf frühere Untersuchungen von BUCH (1988, 1990), STANGL (1989) und SCHELLMANN (1988). An ausgewähltem Probenmaterial wurde zusätzlich eine ¹⁴C-Datierung vorgenommen. Aus den Bohrungen in der Oberauer Schleife konnten anhand des weitgehend ungestörten lithologischen Aufbaus der fluvialen Ablagerungen die Abfolge und die zeitliche Gliederung ohne Profilquerschnitt erfolgen.

Der Profilschnitt **Alburger Moos** (Anlage 5.2) befindet sich W' von Straubing im Raum Kagers. Hier wurden die holozänen, fluvialen Ablagerungen im Donautal aufgenommen. SW' an die Auenterrassen schließt sich die würmzeitliche Terrassenbildung an, welche hier im Profilquerschnitt nicht mit enthalten ist.

Im Alburger Moos werden zwei Paläomäanderböden anhand der topographischen Karte Blatt Straubing 7141 nachgezeichnet. In früheren Untersuchungen wurden von BUCH (1990) und STANGL (1989) die holozänen Ablagerungen der Donau sowie die Rinnenfüllungen der Paläomäanderbögen bereits aufgenommen. Im kleineren (älteren) Mäanderbogen setzte die Torfbildung um 5.965 ± 90 ^{14}C a BP ein (BUCH 1990, Öberau II-Mäander). Mit diesem Verlandungsalter schloß BUCH auf das Ende der Aufschotterungsphase im Donautal bei Straubing. Mit der Verlagerung nach E erfolgte die Bildung eines jüngeren Paläomäanders, welcher von BUCH (1990) als Öberau I-Mäander benannt wurde. Am äußeren Rand dieses Mäanderbogens konnte nach eigener Untersuchung der Beginn der Torfbildung auf 4.975 ± 75 ^{14}C a BP (Hv-24844, Anlage 5.2, Bohrung 7141-B-33) datiert werden.

Die fluviale Sedimentabfolge im Alburger Moos beginnt mit den Talauenschottern, welche von sandigen Hochflutsedimenten überlagert werden. Die grauen, schluffig-tonigen Feinsande sind stark karbonathaltig, eisenoxidangereichert und von Molluskensplittern durchsetzt (Anlage 5.2, Bohrungen 7141-B-32, 7141-B-35, 7141-B-20, 7141-B-6). Auf den Feinsanden erfolgte die Ablagerung von stark karbonathaltigen, schluffig-tonigen Hochflutsedimenten. Diese Hochflutsedimente sind durch die Bildung einer Kalkbraunerde mit Kalkausfällungsbändern von bis zu einem Zentimeter sowie durch Kalkkonkretionen an ihrer Basis charakterisiert. Die Solummächtigkeit der Kalkbraunerde schwankt zwischen 50 cm und 70 cm. In diese Sedimentabfolge sind Paläomäanderrinnen eingeschnitten, wodurch Sedimentabfolge und Paläomäander derselben Auenterrassenbildung angehören. Nach BUCH (1990) und STANGL (1989) wird dieser Terrassenbereich der ältesten Auenterrassenformung zugeordnet und würde nach eigenen Ausführungen der H_I-Auenterrasse entsprechen. Die fluviale Sedimentabfolge sowie die Rinnenfüllung der Paläomäanderbögen werden von 50 cm bis 60 cm mächtigen, jüngeren Hochflutsedimenten, sandig-tonige Schluffe, überlagert. In den Bohrungen 7141-B-20, 7141-B-6 und 7141-B-5 ist die Kalkbraunerde im Hangenden durch einen tonigen Horizont charakterisiert, welcher sich deutlich von den überlagernden jüngeren karbonatreichen, sandig-tonigen Schluffe absetzt. Aus den jungen Hochflutsedimenten entwickelten sich Auenpararendzinen.

Mit der Verlagerung des älteren Paläomäanders (Öberau II-Mäanders) nach E erfolgte auch eine nach S gerichtete erosive Verlagerung des Prallhangs. In der jüngeren Paläomäanderrinne schaltet sich im Hangenden des Torfkomplexes ein 8 cm mächtiger Alm-

Horizont ein (Anhang Bohrkatalog Bohrung 7141-B-29). Dieser Alm-Horizont stammt aus einer im S verlandeten Paläorinne am äußeren Terrassenrand der würmzeitlichen Terrassenbildung. Die Verfüllung der Paläorinne besteht hauptsächlich aus kalkreichen Rinnensedimenten (Alm). Das Alter der Almbildung kann wie auch in den Rinnen der Kleinen Laber (NILLER 1998) in den Zeitraum Boreal bis Atlantikum eingeordnet werden. In der Bohrung 7141-B-29 überlagern die kalkreichen Rinnensedimente die Torfbildung des jüngeren Paläomäanders, in welchem die Torfbildung im frühen Subboreal einsetzte. Demzufolge muß die Bildung des Alms bis in das Subboreal erfolgt sein.

NE' von Straubing im Raum Pillmoos wurden die Profile Pillmoos 1 (Anlage 5.3) und Pillmoos 2 (Anlage 5.4) aufgenommen. **Pillmoos 1** beginnt in der Stadt Straubing und verläuft in N' Richtung zur Donau. An die holozäne Donau-Aue grenzt im S die würmzeitliche Terrassenbildung an. Aus den fluvialen Ablagerungen der holozänen Donau-Aue gehen zwei unterschiedlich alte Auenterrassen hervor.

Die Auenterrassen grenzen im SSW an die würmzeitliche Terrassenbildung der Donau an. Aus der Bohrung R 135 geht ein 8 m mächtiger würmzeitlicher Schotterkörper hervor, welcher aus Mittelkiesen besteht. Die Schotterbasis liegt in dieser Bohrung bei 313,50 m ü NN. Der Übergang von der würmzeitlichen Terrasse zur holozänen Aue wird durch eine Rinne markiert, welche durch eine fehlende Schotterakkumulation gekennzeichnet ist (Bohrung R 136). In dieser Rinne des heutigen Allach-Bachs kamen sandig-tonige Schluffe zur Ablagerung. In Richtung des rezenten Donauverlaufes schließt sich ein holozäner, karbonathaltiger Schotterkörper an, welcher im SSW von wechsellagernden, stark karbonathaltigen, tonigen Lehmen mit Mittel- bis Grobsandhorizonten überlagert wird (Bohrung 7141-B-137). Der extreme Wechsel der Korngrößenzusammensetzung (Ton und Sand) ist charakteristisch in Flüssen mit stark wechselnder Strömung. Diese Gleithangschiebung, welche sich von einer echten Schrägschichtung unterscheidet, beschreibt LEEDER (1982) als „inclined lateral accretion deposits“ oder als „large scale, low-angle, lateral accretion crossbeds“. Durch eine stark wechselnde Strömung wird der Idealzyklus - klassisches „point bar“-Modell (unten-grob Zyklus) - für Mäanderflüsse überprägt (COLLINSON 1978, ALLEN 1970). Im NNW' Bereich des Schotterkörpers sind vorwiegend Grob- und Feinsande zur Ablagerung gekommen, welche die Wechsellagerung Sand-Ton überragen. Aus den lehmigen Auensedimenten entwickelten sich verbraunte Pararendzinen, welche durch jüngere Hochflutsedimente fossilisiert wurden. Die Hochflutsedimente sind bis an den rezenten Donauverlauf zu

verfolgen und im Hangenden durch sandig-tonige Schluffe, welche von schluffigen Feinsanden unterlagert werden, charakterisiert. Unter der schluffigen und sandigen Auensatzschicht schließt sich der Talauenschotter an. Dieser überragt mit seiner Schotteroberfläche den Schotterkörper der älteren holozänen Auenterrasse.

Aus den jüngeren Auensedimenten bildeten sich Auenpararendzinen. Im flussfernen Bereich, mit nachlassendem fluvialem Einfluß, entwickelten sich aus den schluffigen Hochflutsedimenten schwach verbraunte Pararendzinen.

Pillmoos 2 befindet sich E' des Profilschnittes Pillmoos 1 und beginnt W' der Ortschaft Ittling. Im Profilschnitt wurde der lithofazielle Aufbau der holozänen Aue erfaßt (Anlage 5.4). Wie im Profilschnitt Pillmoos 1 grenzt auch hier die holozäne Aue an die würmzeitlichen Terrassen an. Der Übergang ist durch einen starken Abfall der Geländeoberfläche von 6 m markiert (Bohrungen R 138/1, R 138/2). Der Sedimentaufbau des Schotterkörpers der würmzeitlichen Terrasse ist aus den Bohrdaten der RMD-AG entnommen. Mittel- bis grobkiesführende, sandige Feinkiese von bis zu 6 m Mächtigkeit werden von schluffigen, kiesigen Feinsanden überlagert. Den Abschluß der Sedimentation bilden schluffige Hochflutsedimente.

Zwischen würmzeitlicher Terrasse und holozäner Aue befindet sich eine Rinne, deren Rinnensedimente aus karbonathaltigen, sandig-tonigen Schluffen und schluffigen Feinsanden bestehen (Bohrungen R 138/2, 7141-B-31). Die Rinne wird durch den heutigen Verlauf des Klingbach markiert. Der lithofazielle Wechsel zwischen Schluffen und Feinsanden spiegelt eine unausgeglichene Wasserführung der Donau wider. An der Basis der Rinne wurden Feindsande abgelagert, welche durch einen zunehmend geringer werdenden Abfluß von sandigen Schluffen überlagert wurden. Mit einer erneuten Zunahme der fluvialen Aktivität kamen nochmals Feinsande von bis zu 3 m Mächtigkeit zur Ablagerung. Eine weitere Zunahme in der Wasserführung führte wiederum zum Einschneiden der Abflußrinne in die Sande. Dabei erfolgte eine Verlagerung der Hochflutrinne nach S unter Reduzierung der Rinnenbreite – Rinne ist rezenter Klingbach. Die sandig-tonigen Schluffe (Bohrung 7041-B-31) sind im gesamten Bereich bei Pillmoos E' von Straubing zu verfolgen. Am rezenten Donauverlauf gehen die sandig-tonigen Schluffe in sandige Schluffe (Bohrung 7041-B-141) über. Aus den schluffigen Auensedimenten bildeten sich Auenpararendzinen und Vegen.

Der Profilschnitt **Parkstetten** verläuft SW^o der Ortschaft Parkstetten von NW nach SE zum rezenten Donauverlauf (Anlage 5.5). Hier wurden die fluvialen, würmzeitlichen Ablagerungen des JW_{II}-Terrassenkörpers (n. BUCH 1988, IB) und die holozänen Auenterrassen mit ihren karbonathaltigen Auensedimenten erfaßt. In diesem Profilschnitt wurden vorwiegend Bohrungen der RMD-AG für die Darstellung der fluvialen Terrassenbildungen verwendet. Im Raum Parkstetten ist linksseitig der Donau der JW_{II}-Terrassenkörper erhalten. Die Terrassenbasis befindet sich bei 315 m ü NN und fällt in Richtung der holozänen Ablagerungen nur geringfügig auf einer Distanz von 700 m auf 313 m ü NN ab. Aus der Bohrung L 102/2 geht eine Ablagerung von 4 m mächtigen Feinkiesen, welche von sandigen bis kiesigen Schluffen überlagert werden, hervor.

An den hochglazialen Terrassenkörper schließen sich Mittel- bis Feinsande an (Bohrung L 102). Die sandige Auenfazies liegt dabei direkt dem tertiären Untergrund auf. Aus der Bohrung L 103/3 wird ersichtlich, daß der tertiäre Untergrund in ESE^o Richtung auf 307 m ü NN abfällt. Die in dieser Bohrung aufgenommene lithofazielle Sedimentabfolge beginnt mit Mittelkiesen, welche von ca. 450 cm mächtigen Feinkiesen überlagert werden. Zwischen Bohrung L 102 und L 103/3 kamen 70 cm mächtige, sandig-schluffige Hochflutsedimente als Abschluß des holozänen Sedimentationszyklus zur Ablagerung. In der Bohrung 7041-B-47 sind die Hochflutsedimente durch mehr tonige bis sandig-tonige Schluffe charakterisiert, welche von sandigen Schluffen überlagert. Die Ablagerung der sandigen Schluffe schließt sich nach ESE in Richtung rezenten Donau an.

Am Übergang beider Auenfazien befinden sich Besiedlungsstellen des Mittelneolithikums, der Hallstatt- und Latènezeit (Anlage 20, LANDESAMT FÜR DENKMALPFLEGE LANDSHUT). Die Besiedlungsstelle des Mittelneolithikums zwischen Bohrung L 103/3 und 7041-B-49 grenzt den sich im WNW befindlichen Auenbereich der sandig-tonig-schluffigen Auenfazies von den im ESE sich anschließenden sandig-schluffigen Hochflutsedimenten der hallstatt- und latènezeitlichen Besiedlungsfunde ab. Daraus kann die Ablagerung der Auenfazies aus tonig-sandigen Schluffen vor das Mittelneolithikum gestellt werden. Die sandig-schluffigen Hochflutsedimente sind demzufolge jünger und zwischen dem Mittelneolithikum und der Hallstattzeit abgelagert wurde. Zwischen den sich im ESE anschließenden Bohrungen L 104 und L 104/2 wurden im Hangenden sandig-tonige Schluffe abgelagert, welche von Fein- und Mittelsanden unterlagert werden.

Aus der vor dem Mittelneolithikum abgelagerten karbonathaltigen, sandig-tonig-schluffigen Auenfazies entwickelten sich Kalkbraunerden. Überlagert wird die Kalkbraunerde von verbraunten Pararendzinen der sandigen Schluffe einer jüngeren Auenfazies.

Anhand der Ablagerungen der sandigen Auenfazies in den Bohrungen 7041-B-47 und 7041-B-50 (Anhang Bohrkatalog) kann auf ein unten grob nach oben fein Zyklus geschlossen werden. Das *fining upward* kennzeichnet eine abnehmende Wasserführung und damit eine Verringerung der Wassерenergie am Ende der Auenterrassenbildungen.

3.3.2 Talabschnitt: Bogen - Irlbach

In diesem Talabschnitt wurden die drei Profilschnitte Anning, Schambach und Irlbach aufgenommen (Anlage 6). Die Profile Schambach und Anning bilden einen Gesamtquerschnitt durch das würmzeitlich gebildete Donautal und werden durch den rezenten Donauverlauf voneinander getrennt. Die Verbreitung der Decksedimente ist in der Anlage 10 ersichtlich.

Linksseitig der Donau (gegenüber dem Profil Schambach) befindet sich der Profilschnitt **Anning** (Anlage 6.2). Auf 925 m Länge konnte eine würmzeitliche Terrasse und die holozäne Aue der Donau erfaßt werden. Der Verlauf von Quartärbasis und Schotteroberfläche unterhalb der Decksedimente ist aus den morphologischen Modellen zu entnehmen (Anlagen 11 und 13).

Die im NNE an den Bayerischen Wald angrenzende Terrassenfläche ist durch rötlich-braune, glimmerführende und karbonatfreie Grob- bis Feinsande auf dem Schotterkörper charakterisiert (Anhang Bohrkatalog und Anlage 6.2: Bohrung 7241-B-59, 7142-B-60). Die Verbreitung der karbonatfreien Sande wurde von BRUNNACKER (1956) als Talsand auf der würmzeitlichen Niederterrassenfläche aufgenommen und ist in der Geologischen Karte Blatt 7142 Straßkirchen von BRUNNACKER auskartierte worden. Die Ablagerung dieser Sande (spätglaziale Ablagerung n. BRUNNACKER 1956) wird hier als fluviatile Sande bezeichnet und zieht sich als schmaler Streifen von 400 m am Bayerischen Wald bei Anning entlang. Die Lagerung der fluvialen Sande kennzeichnet sich durch ein *fining upward* aus (Bohrungen 7241-B-59, 7142-B-60). Auf die fluvialen Sande folgen

schwach bis stark sandige Lehme mit einer Mächtigkeit von 25-40 cm. Der Sandanteil im Lehm nimmt dabei in Richtung rezenter Donau zu. Die sandigen Lehme gehen zum Hangenden in tonige Lehme, welche in Richtung innerem Terrassenrand an Mächtigkeit zunehmen, über (Anlage 6.2 und Anhang Bohrkatalog: Bohrung 7241-B-59, 7142-B-60). Überdeckt werden die Lehme von karbonatfreien, stark schluffigen Tonen.

Die gesamte Ablagerung – fluviale Sande und sandiger und toniger Lehm ist ein primärer, fluvialer Ablagerungsmechanismus mit vertikaler Korngrößenabnahme. BRUNNACKER (1956) beschreibt für den Raum Straßkirchen ebenfalls eine zum Hangenden hin erfolgende Korngrößenabnahme der fluvialen Sedimente. Somit konnte auch BRUNNACKER (1956) in seinen Untersuchungen fluviale Sande, welche im Hangenden in stark sandige bis sandige Lehme übergehen, auskartieren und einem würmzeitlichen Terrassenschotter als Decksediment zuordnen. Die Sedimentabfolge Schotter, fluviale Sande und sandige Lehme wird vollständig von karbonatfreien, stark schluffigen Tonen (Anlage 6.2 Kolluvien) überlagert. Die stark schluffigen Tone sind umgelagerte Sedimente von den Hängen des angrenzenden Bayerischen Wald. Der umgelagerte, entkalkte Diluviallehm erreicht am äußeren Terrassenrand (NNE) fast 3 m und nimmt in Richtung innerem Terrassenrand (SSW) stark ab.

An die fluvialen Sande schließen sich in SSW' Richtung schluffige, tonige und sandige Hochflutsedimente an. Unter den Hochflutsedimenten folgen graue Feinsande und Kiese. Die grauen Sande unterscheiden sich von den rötlichen fluvialen Sanden der angrenzenden Terrassenfläche im NNE.

Die grauen, tonigen bis schluffigen Feinsande werden in der Bohrung 7142-B-61 ebenfalls von stark tonigen Schluffen überlagert. In Richtung SSW (heutiger Donauverlauf) folgen auf der sandigen Fazies zwei Sedimentationszyklen. Der unterste kennzeichnet sich durch die Abfolge sandige Schluffe/Tone aus (Bohrung 7142-B-62), welche in SSW' Richtung durch mittel schluffige Tone/schluffige Lehme aufgebaut ist (Bohrung 7142-B-62). Der oberste, karbonathaltige Sedimentationszyklus überdeckt die unteren Hochflutsedimente durch eine unregelmäßige Verbreitung von Feinsanden, sandig-lehmigen Schluffen, mittel sandigen Lehmen und Tonen. Die untere Sedimentabfolge ist durch Kolluviole charakterisiert und wird von jüngeren Hochflutsedimenten, aus denen sich Vegen und Auenpararendzinen entwickelten, überlagert. Am rezenten Do-

nauverlauf bildete sich aus sandigen Schluffen und abschließenden Feinsanden ein Uferwall heraus.

Der Profilschnitt **Schambach** (Anlage 6.3) befindet sich rechtsseitig der rezenten Donau und umfaßt auf ca. 3 km Länge die würmzeitlichen Terrassenbildungen sowie die holozänen Hochflutsedimente, welche auch auf den älteren Terrassenflächen aufliegen. Nach der Auswertung der Decksedimente kann dieser Profilschnitt in drei würmzeitliche Terrassenflächen gegliedert werden. Aus der Lage der Decksedimente zueinander und zur angrenzenden Hochterrasse im SSW (Schambach) und dem rezenten Donauverlauf im NNE erfolgte die Gliederung in die älteste JW_I, jüngere JW_{II} und jüngste JW_{III}-Terrassenfläche.

Die JW_I-Terrassenfläche im SSW wird im Hangenden von karbonathaltigen, stark bis mittel tonigen Schluffen aufgebaut, welche von schluffigen Feinsanden unterlagert werden (Bohrungen 7142-B-82, 7142-B-86, 7142-B-184). Aus diesen Decksedimenten bildeten sich Kalkbraunerden heraus. Im SSW werden die karbonathaltigen Schliffe von karbonatfreien, tonigen Schluffen (Hangkolluvien) der angrenzenden Hochterrassenfläche überlagert (Bohrung 7142-B-184). BRUNNACKER (1956) kartierte die karbonathaltigen Schliffe als Älteren Schwemmlöß aus. Die Ablagerung des Schwemmlösse stammt aus den Seitentälern der angrenzenden Hochterrassenfläche, vor allem aus dem Nebental der Aiterach SW' von diesem Profilschnitt auf Blatt Straubing 7141 (BRUNNACKER 1956). Der Schwemmlöß zieht sich als breiter Streifen zwischen Moosdorf und Straßkirchen entlang (Geologische Karte v. BRUNNACKER 1956). Zwischen Hochterrasse und Moosdorf erstreckt sich die Ablagerung auf 2000 m und nimmt in Richtung Schambach auf 200 m ab. In Richtung Straßkirchen wurde die Schwemmlößablagerung erosiv durchschnitten und liegt nur noch in schmalen langgezogenen Streifen von 100 m Breite vor. Die Ablagerung des Schwemmlösse ist im Profilschnitt durch einen stufenartigen Abfall in Richtung des inneren Terrassenrandes gekennzeichnet. Auch BRUNNACKER (1956) erwähnt die zu flachen Rücken ausgezogenen Schwemmlößvorkommen, welche gegen die Talmitte steil (treppenartig) abfallen.

An die karbonathaltigen Schwemmlößablagerungen schließen sich karbonatfreie Sedimente an. Wie im Profilschnitt Anning bereits beschrieben, werden diese fluvialen Ablagerungen als fluviale Sande bezeichnet und werden hier der Terrassenfläche JW_{II} zugeordnet. Im Gelände konnten im Schotterkörper die Rinnenbereiche von den Kiesrük-

ken mit Kiesgruben deutlich voneinander abgegrenzt werden. Die Schotterooberfläche im Bereich der Kiesrücken stand oftmals schon bei 50 cm unter der Geländeoberfläche an. Auf den Kiesrücken sedimentierten karbonatfreie fluviale Sande. Die tonig-schluffigen Feinsande gehen zum Hangenden in schluffig-lehmige Feinsande über. In kleinen Dellen im Schotterkörper sind die Feinsande erhalten geblieben, während in den höher gelegenen Schotterbereichen nur noch ihre lehmige Fazies vorkommt (Bohrungen 7142-B-85, 7142-B-79). Die Lehme sind im Hangenden schluffig bis sandig und gehen zum Liegenden in schluffige bis schwach tonige Lehme über. Aus den Lehmen entwickelten sich 50 cm mächtige Braunerden bis Kalkbraunerden heraus (Anhang Bohrkatalog s. Bohrungen oben).

In die Sedimentabfolge Schotterkörper und Decksedimente der JW_{II} sind in diesem Profilschnitt (Anlage 6.3) zwei Rinnen eingeschnitten. Die karbonathaltigen Rinnensedimente bestehen im Liegenden aus Grob- bis Feinsanden (Bohrungen 7142-B-78, 7142-B-81). Über der sandigen Fazies folgen in der Bohrung 7142-B-81 stark bis mittel tonige Schluffe. In geologischen Untersuchungen von BRUNNACKER (1956) zu den Ablagerungen der fluvialen Sedimente auf Blatt Straßkirchen 7142 gliedert er einen Jüngeren Schwemmlöß aus, deren Ablagerung er in das frühe Holozän stellt. Die Ablagerung des Jüngeren Schwemmlösse schließt sich an die Ablagerung der karbonatfreien fluvialen Sande in Richtung rezenten Donauverlauf an und wird als Decksedimente der JW_{III}-Terrassenfläche zugeordnet. In der Rinne der JW_{II}-Terrassenfläche wurde die Ablagerung des Jüngeren Schwemmlösse, welche bereits der Bodenbildung unterlag, um 7.875 ± 115 ¹⁴C a BP von jüngeren Hochflutsedimenten überdeckt (Bohrung 7142-B-81). Anhand des Alters der hangenden Schicht des Schwemmlösse ist die Ablagerung bzw. Einschwemmung aus den Seitentälern vor dem Atlantikum erfolgt. Über dem Schwemmlöß wurden geringmächtige, schluffige Lehme und nachfolgend sandig-lehmige Fein- bis Mittelkiese von 20 cm Mächtigkeit abgelagert. Den Abschluß der Hochflutsedimentation bilden schluffige Lehme und sandig-lehmige Schluffe.

An die karbonatfreien fluvialen Sande schließt sich im NNE der karbonathaltige Jüngere Schwemmlöß an, welcher hier als frühholozäner Schwemmlöß bezeichnet wird. Der Schwemmlöß wird von tonig-schluffigen Mittel- bis Feinsanden unterlagert. Die Sande sind karbonathaltig bis stark karbonathaltig, im Liegenden kiesführend und teilweise von Kalkkonkretionen durchsetzt (Anhang Bohrkatalog und Anlage 6.3 Bohrungen 7142-B-84, 7142-B-76, 7142-B-75). Zum Hangenden wird die sandige Fazies von karbonathalti-

gen, sandig-lehmigen Schluffen abgelöst. Den Abschluß der fluvialen Sedimentation bilden schwach bis mittel tonige Lehme (7142-B-75). Aus dem fröhholozänen Schwemmlöß entwickelten sich verbraunte Pararendzinen und Kalkbraunerden bis Gley-Kalkbraunerden. In den Bohrungen 7142-B-84 und 7142-B-76 werden die Ablagerungen des Schwemmlösse von vorwiegend mittel schluffigen Tonen und schluffigen und mittel sandigen Lehmen, die fast vollständig entkalkt sind, überlagert. Aus den holozänen Rinnensedimenten entwickelten sich Gley-Braunerden und Vegen.

Im Profilschnitt **Irlbach** wurden hauptsächlich die karbonatfreien fluvialen Sande der JW_{II}-Terrassenfläche aufgenommen (Anlage 6.4). Unter den fluvialen Sanden der JW_{II} folgen sandig-schluffige Fein- bis Mittelkiese, welche stellenweise an ihrer Basis von einem steinigen Horizont durchsetzt werden (Bohrung R 164/5 der RMD-AG). Die Schotteroberfläche befindet sich einheitlich bei 314,50 m ü NN und fällt nur am äußeren Terrassenrand um einen Meter ab. Die Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche befinden sich heute unter Waldbedeckung, wodurch der A(e)h-Horizont durch eine Podsolierung charakterisiert ist (Anhang Bohrkatalog 7142-B-105, 7142-B-105). Der stark durchwurzelte, aschgraue Lehm ist maximal 13 cm mächtig und durch eine Humusaflage im Hangenden gekennzeichnet. Unterlagernd befindet sich ein Übergangshorizont aus A(e)h- und Bv-Material. Der von Wurzeln durchsetzte Lehm reicht bis maximal 50 cm unter die Geländeoberfläche. Der Übergangshorizont ist deutlich gegenüber dem unterlagernden gelb-bräunlichen, stark tonigen Lehm des Bv-Horizontes abgesetzt. Die Mächtigkeit der karbonatfreien, podsolierten Braunerde beträgt 50 cm. Die Braunerde liegt den fluvialen Sanden der JW_{II}-Terrassenfläche auf. Die karbonatfreien, tonig-schluffigen Sande mit einer Mächtigkeit von 100 cm sind zum Liegenden durch eine zunehmende rötliche bis rotbraune Farbe charakterisiert (Anhang Bohrkatalog 7142-B-105, 7142-B-105). Am Übergang zum Schotterkörper der JW_{II} sind die Sande kiesführend.

Im S schließen sich karbonathaltige Rinnensedimente (heutig Straßgraben) an die JW_{II}-Terrassenfläche an. Aus den tonigen und schluffigen Sedimenten entwickelten sich Gley-Kalkbraunerden (Anhang Bohrkatalog 7142-B-102). Die Rinnensedimente werden von karbonathaltigen, schluffigen bis stark schluffigen Fein- bis Mittelsanden umrandet.

Im E fällt die Terrassenoberfläche der JW_{II} um 2 m ab. Hier grenzen stark karbonathaltige Hochflutsedimente an die karbonatfreien fluvialen Sande. Die Hochflutsedimente sind durch sandig-tonige Schluffe charakterisiert (Bohrung 7142-B-107). Aus den schluffigen Ablagerungen bildeten sich Auenpararendzinen.

3.3.3 Talabschnitt: Niederwinkling

Im Raum Niederwinkling erfolgte die Aufnahme der Profilschnitte Langenrain und Niederwinkling linksseitig der Donau (Anlage 7). Neben den eigenen Bohrungen wurden mit Hilfe der Bohrdaten der RMD-AG die würmzeitlichen sowie die holozänen, fluvialen und äolischen Ablagerungen erfaßt.

Der Profilschnitt **Langenrain** (Anlage 7.2) befindet sich unterhalb der Ortschaft Welschenberg und verläuft orthogonal zur Donau (NE/SW). Auf einer Länge von 1375 m umfaßt dieses Profil die würmzeitlichen und holozänen Ablagerungen der Donau. Nach den karbonatfreien fluvialen Sanden liegt hier die JW_{II}-Terrassenfläche vor. Aus den eigenen Bohrungen und den Bohrungen der RMD-AG ist der unter den fluvialen Sanden anstehende Schotterkörper über 5 m mächtig. Der Schotterkörper besteht aus karbonatfreien, sandigen Fein- bis Mittelkiesen (Bohrungen 7142-B-65, 7142-B-66, 7142-B-67, 7142-B-68, L 122/5). Die Ablagerung der fluvialen Sande auf dem Schotterkörper ist nur im SW der JW_{II}-Terrassenfläche erbohrt worden (Bohrung 7142-B-67, 7142-B-68, 7142-B-69). In der Bohrung 7142-B-68 und 7142-B-69 nimmt die Mächtigkeit der fluvialen Sande auf bis zu 2 m zu. Auf den fluvialen Sanden, welche auch hier durch eine rötliche Verfärbung der Zwischenmittel charakterisiert sind, folgen sandig-tonige Lehme. Diese Lehme gehen zum Hangenden in schwach tonige Lehme über. Aus den 70 cm mächtigen Lehmen gingen Braunerden hervor.

In Rinnenpositionen wurden bis zu fast 2 m sandig-tonige Lehme sedimentiert. Am äußeren Rand der Terrasse (NE) wurden die tonig-lehmigen Decksedimente von schluffigen Hochflutlehmen des angrenzenden Rißgrabens überdeckt.

In die oben bereits erwähnten 2 m mächtigen fluvialen Sande, welche sich als Uferwall im Gelände herausheben, schnitt sich eine Rinne ein, deren Sedimente aus karbonathaltigen, mittel sandigen Lehmen (Ls3) besteht (Bohrung 7142-B-69, L 122). An die JW_{II}-

Terrassenfläche schließt sich im SW - durch einen Geländeabfall von 2 m markiert - karbonathaltige, fluviale Sedimente an. Die Sedimentabfolge besteht aus Grob- bis Feinkiesen, welche von lehmigen Feinsanden und Lehmen überlagert werden (Bohrung L 122/2, 7142-B-70).

Aus den karbonatfreien Decksedimenten der JW_{II}-Terrasse konnten sich Braunerden mittlerer Entwicklungstiefe herausbilden. Die karbonathaltigen, sandigen Lehme sind durch die Bildung einer verbraunten Pararendzina gekennzeichnet. Aus der karbonathaltigen, sandigen Sedimentabfolge im NE entwickelten sich Auenpararendzinen.

Im Profilschnitt **Niederwinkling** wurden auf einer Länge von 5,6 km die würmzeitlichen Terrassenbildungen mit ihren Decksedimenten und die holozäne Aue der Donau erfaßt (Anlage 7.3). Die Aufnahme der einzelnen Terrasseneinheiten beginnt unterhalb von Niederwinkling und erfolgte von NE nach SW orthogonal zur Donau. Im NE des Profilschnittes wurden neben den eigenen Bohrungen auch die Bohrdaten der RMD-AG mit einbezogen. In den eigenen Bohrungen besteht der aufgenommenen Schotterkörper im Hangenden aus sandigen Fein- bis Mittelkiesen. Entsprechend den Bohrdaten der RMD-AG setzt sich der Schotterkörper bis zum Tertiär aus Feinkiesen zusammen.

Auf dem Schotterkörper folgen karbonatfreie, sandige Auensedimente (Bohrung 7142-B-99). In der Sedimentabfolge konnte in einem der schwachen Verwitterung unterliegenden Sandhorizont anhand von organischem Material ein Alter von 2.119 ± 45 ^{14}C a BP (Erl-7200) ermittelt werden. Über diesem Horizont folgen sandig-tonige Schluffe und sandig-tonige und tonige Lehme. Aus dieser Sedimentabfolge ging die Bildung von Vegen hervor. Im SW werden die karbonatfreien Hochflutsedimente von einer sandigen Fazies begrenzt (Bohrung 7142-B-98). Die sandige Sedimentabfolge könnte nach der Geologischen Karte von Straßkirchen (BRUNNACKER 1956) zu den randlichen Ausläufern des Schwarzach-Schwemmfächers gehören. Dies kann nicht genau geklärt werden, da das Vorhandensein von Feldspäten nicht unbedingt an die Fazies der Schwemmfächersedimente der Schwarzach gebunden sein muß, wie sich im Profilschnitt Loham, Kapitel 3.3.4 zeigt. Nach BRUNNACKER (1956) wird die Schüttung der Schwarzach-Sedimente in das frühe Spätglazial gestellt und erfolgte vor der Ablagerung des Talsandes. Somit könnten die oben beschriebenen, subatlantischen Sedimente wie auch die Sedimente der Schwarzach, welche im NE an die karbonatfreien fluvialen Sande grenzen, der JW_I-Terrassenfläche aufliegen. Wie aus der Geologischen Karte von BRUNN-

ACKER (1956) ersichtlich ist, bildeten sich auf der JW_I-Terrassenfläche weit verbreitet junge Vermoorungen heraus, welche an Rinnensysteme gebunden sind.

Der Übergang von der JW_I- zur JW_{II}-Terrassenfläche wird durch die Ablagerung fluvialer Sande markiert. Die Terrassenbasis der JW_{II} schließt sich scheinbar kontinuierlich bei ca. 309,50 m ü NN an. Im Gegensatz zu den anderen Terrassenbildungen steigt hier die Terrassenbasis der JW_{II} zum inneren Terrassenrand auf 312 m ü NN an. Parallel dazu nimmt die Schottermächtigkeit von 3 m auf 30 cm ab. Die JW_{II}-Terrassenfläche ist durch 2 m tiefe und schmale Rinnen charakterisiert. Die Rinnensedimente bestehen am äußeren Terrassenrand aus karbonathaltigen Feinsanden, welche im Liegenden tonig und zum Hangenden mehr schluffig ausgebildet sind (Bohrung 7142-B-95). An der Basis der sandigen Fazies sind vereinzelt Holzreste enthalten (eine Datierung erfolgte nicht). Über der sandigen Sedimentation folgen karbonatfreie Lehme. Basal sind die Lehme durch die unterlagernden Feinsande beeinflußt, wobei der Tongehalt in den Lehmen zum Hangenden zu nimmt. Aus den Rinnensedimenten entwickelten sich Gley-Braunerden. Außerhalb der Rinnen liegen karbonatfreie, schwach bis mittel tonige Lehme direkt dem Schotterkörper auf (Bohrungen 7142-B-96, 7142-B-17).

Am inneren Rand der JW_{II}-Terrassenfläche sedimentierten Mittel- bis Grobsande in einer schmalen Rinne, die durch den Verlauf des Lohgrabens markiert wird (Bohrungen 7142-B-15/12/13). Aus der Stratigraphie der fluvialen Rinnensedimente wird eine ständige Verlagerung der einzelnen Rinnen deutlich. Im Rinnenbereich finden sich mittel bis stark sandige Lehme, welche als Umlagerungsprodukte von den ebenfalls schwach bis mittel sandigen Lehmen der angrenzenden Decksedimente im SW eingespült und abgelagert worden.

Der Übergang von der JW_{II}-Terrassenfläche zur nächst jüngeren JW_{III} wird zum einen durch den lithofaziellen Wechsel in den Decksedimenten bestimmt und zum anderen durch einen starken Abfall der Quartärbasis. An die karbonatfreie, tonig-lehmige Sedimentabfolge schließen sich karbonathaltige, sandig-lehmige Schluffe und schwach bis mittel sandige Lehme an (Bohrungen 7142-B-18, L 126/3, L 125/5). Die karbonathaltigen Sedimente liegen einem 8 m mächtigen Schotterkörper auf. Der oben erwähnte Abfall der Quartärbasis umfaßt zwischen den Bohrungen 7142-B-13 und L 126/3 ca. 5 m. Die nachfolgende Aufschotterung von 8 m überragt den in Bohrung 7142-B-13 aufgenommenen Schotterhorizont um über einen Meter. Der starke Abfall der Quartärba-

sis zeichnet eine deutliche Tiefenerosion mit nachfolgender Aufschotterung nach. Beide fluvialen Prozesse müssen zwischen der Ablagerung der fluvialen Sande und sandigen Schluffe bis Lehme erfolgt sein. Entspricht die karbonathaltige Ablagerung der sandigen Schluffe bis Lehme dem Jüngeren Schwemmlöß (n. Brunnacker 1956) und denen im Profilschnitt Schambach datierten Jüngeren Schwemmlöß-Horizont, so war die Aufschotterung des Schottermaterials noch im frühen Holozän abgeschlossen. Aus den Sedimenten der Jüngeren Schwemmlößablagerung entwickelten sich verbraunte Pararendzinen.

An den 8 m mächtigen Schotterkörper schließt sich im SW durch einen Abfall der Schotteroberfläche ein holozäner Schotterkörper an (nach vorangegangener Definition ein Talauenschotter). Der Talauenschotter liegt mit seiner Oberfläche ca. 4 m tiefer (Bohrung L 127/1). Auf dem Talauenschotter folgen sandige Schluffe und tonige Lehme der holozänen Auensedimentation.

3.3.4 Talabschnitt: Loham-Metten

Dieser Gebietsabschnitt umfaßt die würmzeitlichen und holozänen fluvialen Ablagerungen beiderseits der Donau oberhalb des Isarmündungsbereichs. Hier wurden die sedimentären Ablagerungen in den vier Profilschnitten Loham, Offenberg, Neuhausen und Staufendorf aufgenommen. Loham, Neuhausen und Offenberg befinden sich linksseitig der Donau W' von Metten. Das Profil Staufendorf liegt dagegen rechtsseitig der Donau ca. 5 km oberhalb der Isarmündung (NW' vom Natternberg). In der Anlage 8 ist die Lage der Profilschnitte einzusehen. Die im Isarmündungsbereich aufgenommenen Profile Isar 1 und Isar 2 werden im Kapitel 4.1.1 dokumentiert.

Im Profilschnitt **Loham** wurden auf einer Länge von ca. 4500 m die würmzeitlichen fluvialen Ablagerungen der Donau und die randlichen Bereiche des Schwarzach-Schwemmkegels nach der Geologischen Karte von Straßkirchen (BRUNNACKER 1956) erfaßt (Anlage 8.2). Die Terrassenfläche im NNE des Profilschnittes wurde sowohl durch die Geologische Karte von Straßkirchen (BRUNNACKER 1956) als auch durch die Bohrdaten der RMD-AG dargestellt.

Im NNE' Bereich des Profilschnittes zwischen der Bohrung L 133 und L 132/1 ist die stratigraphische Sedimentabfolge durch folgende fluviale Formung charakterisiert: Nach der fluvialen Formung eines Schotterkörpers schnitten sich tiefe Rinnen (Bohrung L 133 und L 132/1) ein und hinterließen den in Bohrung L 134/1 dargestellten Rest des Schotterkörpers. Die Rinnen schnitten sich dabei tief in den tertiären Untergrund. Nach der Geologischen Karte von BRUNNACKER (1956) umfaßt dieser Bereich im Profilschnitt den S' Rand des Schwarzach-Schwemmfächers. In diesem Abschnitt grenzen die Sedimente der Schwarzach an den von BRUNNACKER (1956) auskartierten Älteren Schwemmlöß, welcher im Profilschnitt Schambach (Kapitel 3.3.2) der JW_I-Terrassenfläche zugeordnet wurde. Die Schwarzach entwässerte aus dem sich im NNE anschließenden Bayerischen Wald über die primär gebildeten Rinnensysteme der JW_I-Terrasse. Die alten Rinnen waren gegenüber dem heutigen Verlauf des schmalen und flachen Loh- und Rißgrabens (Bohrung L 133, L 132/1) viel breiter und tiefer ausgebildet.

Im Bereich des Lohgrabens (Bohrung L 133) wurden ausschließlich schwach kiesführende, schluffige Mittel- bis Feinsande mit einer Mächtigkeit von fast 6 m akkumuliert, welche auf den angrenzenden Schotterkörper der JW_I übergriffen. In der Bohrung L 132/1 sedimentierten im Bereich des Rißgrabens 5 m mächtige Lehme. Zwischen den lehmigen Schwemmfächersedimenten finden sich sandige Kieslinsen von 60 bis 70 cm Mächtigkeit. BRUNNACKER (1956) beschreibt ebenfalls zwischengeschaltete Kieslinsen innerhalb der Schwarzach-Schwemmfächerschüttung. Dadurch, daß die Rinnen in die bereits vorhandene Terrassenfläche der JW_I eingeschnitten waren, war der Aufbau des Schotterkörpers bereits abgeschlossen. Somit stammt das Schottermaterial entweder aus der fluvialen Formung eines jüngeren Schotterkörpers, dessen Sedimentaufbau zeitgleich mit der Schwarzach-Schüttung erfolgte oder aus aufgearbeitetem und umgelagertem älterem Schottermaterial der JW_I-Terrassenfläche. Handelt es sich hier um älteres Schottermaterial, so müßte ein Wechsel zwischen Sedimentschüttung und Rinnenverbreiterung erfolgt sein.

An die Rinnenverfüllung in Bohrung L 132/1 schließt sich in der Bohrung L 132 ein Schotterkörper mit auflagernden Sanden und sandig-tonigen Lehmen an. Nach der lithologischen Zusammensetzung der Decksedimente könnte sich hier bereits die Verbreitung der JW_{II}-Terrassenfläche anschließen. Die Terrassenfläche ist durch eine erosive Tieferlegung ihrer Terrassenbasis von 309 m ü NN auf 302 m ü NN von der

Bohrung L 132 bis nach SSE im Profilschnitt charakterisiert. Im morphologischen Modell zur Quartärbasis (Anlage 12) ist die erosive Einschneidung in den tertiären Untergrund zu verfolgen, dabei zeichnen die tiefsten Einschneidungsbeträge bei 302 m ü NN einen 1,5 km breiten, ausgeräumten Talboden nach. Dieser Bereich markiert eine Erosionsrinne, welche aufgrund ihres Verlaufs ein gewundenes Gerinnesystem vermuten lässt. Der wellige Verlauf der Tertiäroberfläche weist Höhenunterschiede von bis zu 3 m auf. Es fand demzufolge im Bereich der tiefsten Einschneidungsbereiche eine ständige Laufverlagerung des gewundenen Gerinnsystems statt. Aus den Bohrungen im SSE' Bereich des Profilschnittes wird der Schotterkörper vorwiegend aus Feinkiesen und untergeordnet aus Mittel- bis Grobkiesen aufgebaut.

Nach der fluvialen Formung des Schotterkörpers lagerten sich schluffige bis tonige Feinsande mit einer Mächtigkeit von 1 m bis zu 4 m ab (Bohrung 7142-B-71, 7142-B-73). Auf die tonig-schluffigen, im Hangenden rötlichbraunen, karbonathaltigen und zum Teil von Kalkkonkretionen durchsetzten, sandigen Ablagerungen folgen karbonatfreie, tonige Lehme (rotbraun, karbonatfrei - Anhang Bohrkatalog Bohrung 7142-B-71). Der schwache bis starke Karbonatgehalt in den Sanden ist sekundär durch die Überdeckung und durch die in den Rinnen enthaltenen, karbonatreichen fluvialen Sedimentablagerungen eingeschwemmt worden. Auf Grund der lithologischen Zusammensetzung und der Karbonatfreiheit der lehmigen Ablagerungen werden die Sedimente der JW_{II}-Terrassenfläche zugeordnet. Innerhalb der fluvialen Sande tritt eine Wechsellagerung zwischen Feinsanden und tonig-schluffigen Hochflutsedimenten auf, welche auf eine wechselnde fluviale Aktivität mit schwächeren und stärkeren Abflüssen hinweist (Bohrung 7142-B-71, 7142-B-73).

Zwischen den fluvialen Ablagerungen der JW_{II}-Terrassenfläche schalten sich karbonathaltige bis karbonatfreie Sande und schwach karbonathaltige Hochflutsedimente ein (zwischen Bohrung L 132 und L 131) oder werden von karbonathaltigen Hochflutsedimenten im SSE des Profilschnittes überlagert. Die Abfolge Feinsande und tonige Schluffe ist ca. 4 m mächtig und wird von einem Schotterkörper unterlagert. Der lithofazielle Wechsel von tonigen Lehmen zu tonigen Schluffen verweist auf den Übergang zu der angrenzenden Decksedimenten der JW_{III}-Terrassenfläche (Bohrung 7142-B-19, 7142-B-9). Die Sedimente der JW_{III}-Terrassenfläche werden im SSE' Ausschnitt des Profilschnittes von karbonathaltigen, sandigen Lehmen abgelöst (Bohrung L131, 7142-B-71). Die lehmigen Hochflutsedimente überdecken zum einen die Sedimente der JW_{II}-

Terrassenfläche und zum anderen karbonathaltige bis -freie Rinnensedimente, welche in der Sedimentabfolge der JW_{II}-Terrassenfläche enthalten sind (Bohrung 7142-B-72, 7142-B-8). Die Ablagerung der schwach bis stark sandigen Lehme kann sowohl der JW_{III}-Terrassenfläche und somit dem fröhholozänen Schwemmlöß als auch den holozänen Ablagerungen in Bohrung 7142-B-8 zugeordnet werden. Die stark sandigen Lehme in Bohrung 7142-B-8 überlagern einen dunkelbraunen, sandig-tonigen Lehmhorizont, welcher auf ein Alter von 4.765 ± 120 ^{14}C a BP datiert wurde. Im Vergleich mit der lithofaziellen Zusammensetzung des fröhholozänen Schwemmlösses der im Profil Niederwinkling aufgenommenen Lithofazien Ls3 und Ls2 mit den Bohrungen 7142-B-71 und 7142-B-72 kann die Fazies durchaus dem fröhholozänen Schwemmlöß entsprechen. Dies kann an dieser Stelle nicht geklärt werden.

Im frühen Subboreal wird die Kolluvienbildung direkt am rezenten Donauverlauf um 4.765 ± 120 ^{14}C a BP (Hv-24845) durch die Überlagerung jüngerer Hochflutsedimente überdeckt (Bohrung 7142-B-8). Die subborealen, stark sandigen Hochflutlehme werden von jüngeren, schwach bis mittel lehmigen Sanden überlagert. Aus dem lithofaziellen Wechsel und der ^{14}C -Datierung in der Bohrung 7142-B-8 geht vorläufig die fluviale Formung von drei Auenserien hervor.

Im Profilschnitt **Offenberg** wurden auf einer Länge von ca. 2 km die karbonatfreien Ablagerungen der fluvialen Sande und tonigen Lehme der JW_{II}-Terrassenfläche aufgenommen (Anlage 8.3). In der Anlage 8 ist ein schmaler Streifen des kristallinen Basements des Böhmisches Massivs, welches entlang des Donaurandbruchs gehoben wurde und sich heute nur wenige Meter unter der Geländeoberfläche befindet, nachgezeichnet. Der kristalline Streifen und der Donaurandbruch queren die fluvialen Ablagerungen der Donau in diesem Profilschnitt - unterhalb der Ortschaft Offenberg bis SE' von Natternberg. Das kristalline Basement im S des Profils wird S' der Bohrung 7143-B-109 von der Donau durchflossen. Im N grenzen die tertiären und quartären Ablagerungen zwischen Markus- und Moosgraben an. Der Übergang vom Kristallin zum Tertiär ist durch einen Abfall der kristallinen Oberfläche von 310 m ü NN auf 306,40 m ü NN gekennzeichnet (Bohrung L 140, L 140/2).

Die tonigen Lehme und fluvialen Sande werden von einem Schotterkörper zwischen 4 m bis 6 m Mächtigkeit unterlagert. Über dem kristallinen Basement kam ein nur maximal 2 m mächtiges Schotterpaket zur Ablagerung. Im Schotterkörper sind tiefe Rinnen

von bis zu 2 m eingeschnitten. Aus der lithologischen Sedimentabfolge in den Rinnen geht ein mehrmaliger Wechsel zwischen Rinnenverfüllung und erosiver Ausräumung mit ständiger Verlagerung hervor. Drei dieser Rinnen werden heute noch von kleineren Gräben, dem Offenberger Mühlbach, dem Markus- und dem Moosgraben, nachgezeichnet. Im N des Profilschnittes zwischen Offenberger Mühlbach und Markusgraben schnitt sich eine breite Rinne von ca. 400 m in den Schotterkörper ein. Nach einer Verminderung der fluvialen Aktivität akkumulierten karbonatfreie, glimmer- und feldspatführende Grobsande (Bohrung 7143-B-112 bis 7143-B-114). Das kristalline Material stammt aus einem kleinen Block des Böhmischen Massivs W' von Offenberg, welches über die Seitentäler transportiert und abgelagert wurde. Im weiteren Verlauf schnitt sich erneut eine Rinne in die feldspatführenden Grobsande bis auf dasselbe Erosionsniveau ein. Mit einsetzender fluvialer Formungsruhe akkumulierten karbonatfreie, tonig-schluffige Feinsande, welche von karbonatfreien, lehmigen Hochflutsedimenten überdeckt wurden. Aus den tonigen Hochflutlehmen gingen Braunerden mittlerer Entwicklungstiefe hervor. Im Bereich der Rinnen entwickelten sich Gley-Braunerden. In diese fluuviale Sedimentabfolge schnitt sich erneut eine flache Rinne ein (Bohrung /143-B-113 bis 7143-B-114). In ihr kamen feldspatführende, tonige Rinnensedimenten zum Absatz.

Im Bereich des Moosgrabens schnitt sich zwischen der Bohrung 7143-B-116 und 7143-B-117 eine 2 m tiefe und ca. 150 m breite Rinne ein, welche an der Basis mit feinsandigen Hochflutsedimenten verfüllt ist (Bohrung 7143-B-111). Eine erneute Einschneidung in diese Rinne führte zur Verbreiterung auf 300 m. Mit einer ausgeglichenen und verminderten Wasserführung wurden in dieser Rinne fast 2 m mächtige Hochflutlehme sedimentiert. Die von Hochflutlehmen überlagerten fluvialen Sande zeigen deutliche Merkmale eines Sd-Horizontes. Eine im gesamten Horizont dominierende graugelbe Marmorierung ist an der Basis durch starke Eisenoxidanreicherungen nicht mehr erkennbar (Anhang Bohrkatalog Bohrung 7143-B-111). Die Hochflutlehme bestehen an der Basis aus karbonathaltigen, sandigen Lehmen, welche zum Hangenden in karbonathaltige, schluffige Lehme übergehen. Diese Sedimentabfolge ist durch schwache Kalkpseudomycelien und zerbrochene Biogenschalen gekennzeichnet. Über den karbonathaltigen Lehmen folgen karbonatfreie, lehmige Ablagerungen, aus denen die Entwicklung von Braunerden hervorging. Den Abschluß der Rinnensedimentation bilden schwach bis mittel schluffige Tone einer Vega von ca. 70 cm Mächtigkeit.

Im S' Abschnitt des Profils zwischen Bohrung 7143-B-117 und 7143-B-109 ist im Schotterkörper eine 300 m breite Paläorinne enthalten. In der Rinne kamen feinsandige Hochflutsedimente von 150 cm Mächtigkeit zum Absatz. An ihrer Basis sind die fluviatilen Sande durch eine schluffige Matrix gekennzeichnet, welche zum Hangenden von einer tonigen Matrix abgelöst wird. Im Gegensatz zu den anderen fluvialen Sanden der JW_{II} sind diese karbonathaltig und führen Molluskensplitter. Stellenweise sind die tonigeren Feinsandhorizonte durch eine schwache Marmorierung eines Sd-Horizontes charakterisiert. Die fluviatilen Sande gehen zum Hangenden in karbonatfreie, tonige Lehme über (Anhang Bohrkatalog Bohrungen 7143-B-110, 7143-B-109).

Die Geländeoberfläche im Profilschnitt zeigt ein fast ebenes Relief, welches nur im N und S durch einen ca. 50 cm Geländeanstieg charakterisiert ist. Im N schließt sich der Bayerische Wald und im S der rezente Donauverlauf an. Im Bereich des Moosgrabens fällt das Gelände um ca. 50 cm ab.

Der Profilschnitt **Neuhausen** (ca. 2 km lang) befindet sich W' von Metten linksseitig der Donau. Die Darstellung (Anlage 8.4) des fluviatilen Sedimentaufbaus erfolgte in einem NNW / SSE gerichteten Profil orthogonal zur Donau. Aufgrund der karbonatfreien Decksedimente – fluviale Sande und sandig-tonige und schwach tonige Lehme – über dem anstehenden Schotterkörper, wird dieser Terrassenbereich der JW_{II}-Terrassenfläche zugeordnet.

Aus den Bohrdaten der RMD-AG sowie der eigenen setzt sich der Schotterkörper aus sandigen Fein- bis Mittelkiesen zusammen, welche tertiären Tonen und Feinsanden aufliegen. Die wellige Schotteroberfläche liegt bei 309 m bis 310 m ü NN. Von NNW nach SSE nimmt die Mächtigkeit des Schotterkörpers von 4 m auf 7 m stark zu, verbunden mit einem Abfall der Tertiäroberkante von 306 m auf weniger als 303 m ü NN. Überlagert wird der Schotterkörper von karbonatfreien, grobsandigen Mittelsanden und Feinsanden, welche die wellige Schotteroberfläche ausgleichen. Aus dem regelmäßigen Wechsel von mindesten 50 cm mächtigen Feinsand- und Mittelsandhorizonten ist auf eine ausgeglichene Wasserführung zu schließen. Die Gesamtmächtigkeit der fluviatilen Sande beträgt im Durchschnitt 2 m. Die karbonatfreien, glimmer- und holzresteführenden Sande werden zum Hangenden hin durch eine tonige Matrix bestimmt (Anhang Bohrkatalog Bohrungen 7143-B-131/122/121/119). In den Bohrungen 7143-B-123/131/122 werden die fluviatilen Sande von 15 cm mächtigen, karbonatfreien, sandig-

tonigen Lehmen überlagert. Den Abschluß der JW_{II}-Decksedimente bilden karbonatfreie, tonige Lehme, deren Mächtigkeit bei ca. 30 cm liegt. Aus den Decksedimenten entwickelten sich Braunerden.

In die Sedimentabfolge, fluviale Sande und Lehme, der JW_{II}-Terrassenfläche schnitten sich unterschiedlich tiefe Hochflutrinnen ein. Im SSE' Bereich des Profilschnittes werden die tonig-schluffigen Fein- und Grobsande der JW_{II} von tonigen Rinnensedimenten überlagert (Bohrung 7143-B-119). Die karbonatfreien, tonigen Horizonte sind im Liegenden sandfrei und gehen zum Hangenden in schwach sandige Tone über. In den sandig-tonigen Horizonten konnten Makroreste auf 4.920 ± 125 ^{14}C a BP (Hv-24993) datiert werden. Somit erfolgte die Sedimentation an der Basis der Rinne im ausgehenden Atlantikum und entspricht zeitlich der Ablagerung der sandig-tonigen und schluffigen Lehme im Profilschnitt Niederwinkling (Bohrung 7142-B-8). Im weiteren Verlauf des Subboreals akkumulierten karbonatfreie, holzresteführende, schluffige bis sandige Tone. Die Ablagerungen der subborealen Rinnensedimente wurden durch Hochflutereignisse erosiv durchschnitten. Mit der Verminderung der Hochfluttätigkeit und der Stabilisierung der fluvialen Dynamik im ausgehenden Holozän sedimentierten karbonatreiche und stellenweise karbonatfreie Lehme. In Richtung des rezenten Donauverlaufs (SSE) nimmt der Karbonatgehalt in den jüngeren holozänen Ablagerungen zu. Die Lehme sind durch die Bildung von Vegen charakterisiert.

Eine weitere, flache Hochflutrinne schnitt sich im Bereich des heutigen Offenberger Mühlbaches in die Decksedimente der JW_{II} ein (Bohrungen 7143-B-131, 7143-b-132). Aus den karbonatfreien, schluffigen Rinnensedimenten ging die Bildung von Braunerden hervor.

Im Profilschnitt **Staufendorf** wurden drei, lithofaziell voneinander zu trennende Decksedimente aufgenommen. In der Anlage 8.5 sind die unterschiedlichen Decksedimente, wie auch in den anderen Profilschnitten, verschiedenfarblich dargestellt. Der Profilschnitt verläuft von SSW nach NNE orthogonal zur Donau und befindet sich 5 km W' des Einmündungsbereiches der Isar in die Donau.

Aus den Laborarbeiten gingen folgende Bodenarten zur Unterscheidung der fluviyalen Ablagerungen im SSE' Abschnitt des Profilschnittes hervor: Die karbonatfreie Lithofazies Lt2 über Lts wurde der JW_{II}-Terrassenfläche zugeordnet (Bohrungen 7143-B-134,

7143-B-126). An diese Bodenart grenzt im SSE die karbonatreiche Lithofazies Lt3, welche der JW_{III}-Terrassenfläche entspricht (Bohrungen 7143-B-124, 7143-B-125, 7143-B-133). Die genaue Zuordnung der Bodenarten erfolgte unter anderem auch durch die Laborergebnisse der Korngrößenanalyse der Profilschnitte im Isarmündungsbereich (Kapitel 4.1.1). Die Decksedimente beider Terrassenflächen werden von karbonatreichen, schluffigen Lehmen und schluffigen Tonen überdeckt. Eine Unterscheidung der sandigen Fazies unterhalb der Decksedimente ist durch den Karbonatgehalt im Sediment nicht möglich – eine Abgrenzung erfolgte anhand der auflagernden, karbonatfreien und karbonatreichen Lehme.

Die karbonatfreien Lehme der JW_{II} werden von fluvialen, schluffig bis tonigen Sanden unterlagert, welche bis nach SSW zu verfolgen sind und direkt den Feinkiesen eines Schotterkörpers aufliegen. Im Schotterkörper schalten sich im Hangenden Sandhorizonte ein, welche auf einen bereits fallenden Wasserstand hinweisen (Bohrungen R 173/1, R 174/2, 7143-b- 135). In diese Sedimentabfolge ist in den Bohrungen R 174 und 7143-B-129 eine Rinne eingeschnitten. Die Basis der Rinne besteht aus über einen Meter mächtigen, feinsandigen Ablagerungen (Bohrung R 174). Sie werden von einer 350 cm mächtige Torfbildung überlagert. Neben dieser Rinne wurde in der Bohrung 7143-B-129 ca. 40 cm unter der Geländeoberfläche ein 50 cm mächtiger Torfhorizont erbohrt. Der geringmächtige Torfhorizont markiert den randlichen Bereich der Paläorinne und wurde im Hangenden datiert. Demnach wurde die Torfbildung um 6.287 ± 59 ^{14}C a BP (Erl-7201, Bohrung 7143-B-129 B im Anhang) durch die Überlagerung von Hangkolluvien beendet. Unterhalb des Torfhorizontes bei 100 cm unter der Geländeoberfläche erbrachte die ^{14}C -Datierung von Pflanzenresten eines anmoorigen Horizontes ein Alter von 9.380 ± 175 ^{14}C a BP (Hv-24994, Bohrung 7143-B-129 D). Zwischen der datierten Basis am äußeren Rand der eigenen Bohrung und der Basis der Rinne (R 174) befindet sich demzufolge ein ca. 300 cm mächtiger Torfkomplex. Wird die mittlere Torfzuwachsrate von einem halben Millimeter pro Jahr nach GÖTTLICH (1980) angenommen, setzte die Torfbildung um ca. 15.500 ^{14}C a BP ein. Demnach erfolgte die Einschneidung der Rinne in den Schotterkörper im Hochglazial und würde die Ablagerung der fluvialen Sande nach dem ungefähren Torfbildungsbeginn in das frühe Spätglazial stellen. In den Arbeiten von SCHELLMANN (1990, 1994) wird der nach eigenen Untersuchungen benannte Terrassenkörper JW_{II} als NT3-Terrassenbildung bezeichnet. Die fluviale Formung der NT 3 wurde mit einem Formungsalter vom Bölling bis Jüngere Dryas angegeben (SCHELLMANN 1990, 1994).

Die Sedimente der JW_{II}-Terrasse werden von flachen Hochflutrinnen durchsetzt. Im Bereich der Torbildung sind die holozänen Rinnensedimente anmoorig. Aus den karbonatfreien Decksedimenten der JW_{II}-Terrassenfläche entwickelten sich Braunerden. Die mittel tonigen Lehme der JW_{III}-Decksedimente sind durch die Bildung von Gley-Kalkbraunerden bis Braunerden gekennzeichnet. Im NNE' Bereich des Profilschnittes werden die Decksedimente der JW_{II} und JW_{III} von jüngeren Hochflutsedimenten überdeckt. Aus diesen Hochflutsedimenten, schluffige Lehme und schluffige Tone, gingen Vegen und verbraunte Pararendzinen hervor.

3.4 Würmzeitliche Terrassenbildungen und ihre Decksedimente

Die würmzeitlichen Terrassenbildungen im Donautal grenzen sich in den Untersuchungen von SCHELLMANN (1994) durch eine jeweilige deutliche Geländestufe voneinander ab. Bei SCHELLMANN (1994) sind Terrassen durch: „...eine morphologisch klar abgrenzbare Verebnung, wobei mehrere dieser Verebnungen entweder als eine Terrassentreppe mit unterschiedlich hohen Verebnungsniveaus bilden oder als Reihenterrassen ein annähernd gleich hohes Oberflächenniveau besitzen.“ SCHIRMER (1983) trennt die Terrassenbildungen durch morphologische Begebenheiten wie Terrassenstufen und definiert die Lage der Terrassen zueinander als Reihenterrassen. Im Untersuchungsraum konnte eine klare Abgrenzung der würmzeitlichen Terrassenbildungen nur zur der angrenzenden Hochterrassenfläche anhand einer Geländestufe vorgenommen werden. Innerhalb der würmzeitlichen Terrassenbildungen wird eine Abgrenzung ihrer Basen im tertiären Untergrund nur bedingt nachgezeichnet. Die Terrassenoberflächen (Abb. 13) gehen überwiegend kontinuierlich ineinander über, wodurch die Trennung der würmzeitlichen

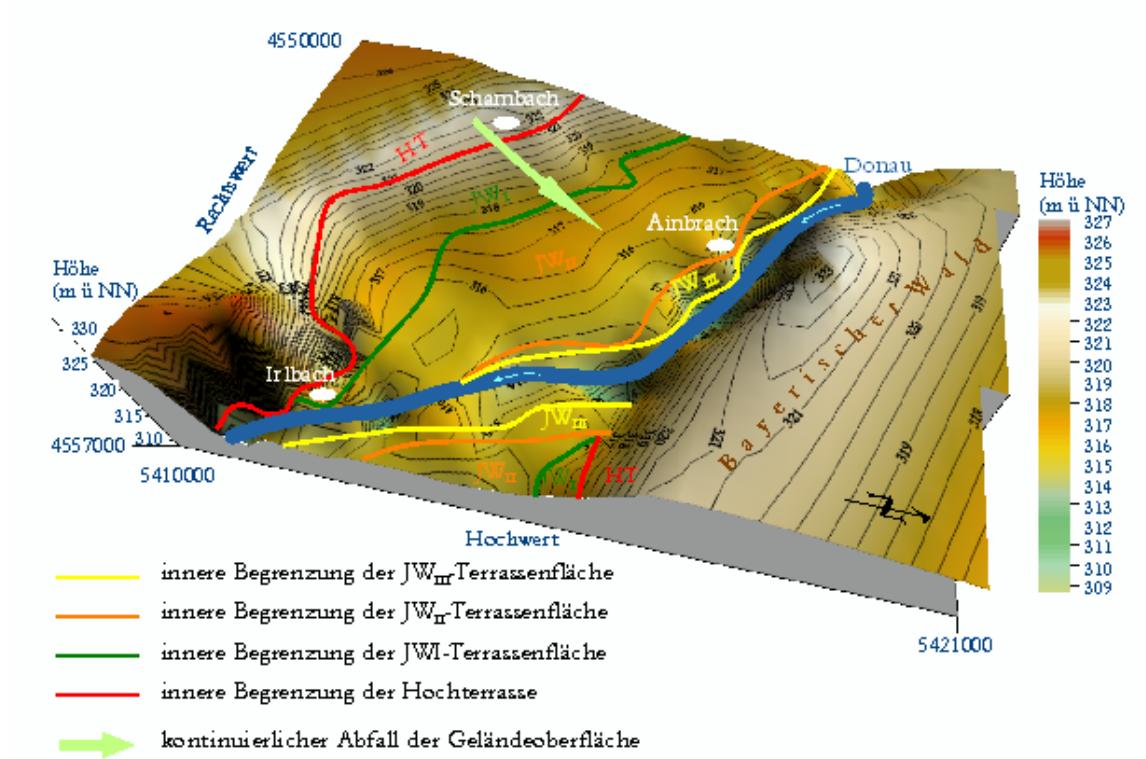


Abb. 13: Darstellung der oberflächenmorphologischen Geländesituation zwischen Schambach und Irlbach; Terrassenoberflächen fallen kontinuierlich zum rezenten Donauverlauf hin ab, wodurch Terrassenstufen innerhalb der würmzeitlichen Terrassenbildungen nicht erkennbar sind

Terrassen anhand ihrer Decksedimente erfolgt. Nur in einigen Talabschnitten konnten die würmzeitlichen Terrassen durch einen Uferwall oder eine Geländestufe (Anlagen 16 und 17) voneinander abgegrenzt werden.

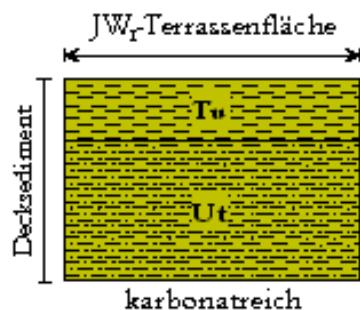
Bereits HOMILIUS (1983) stellte in seinen geophysikalischen Sondierungsarbeiten im Donautal fest, daß unterhalb Straubing die morphologische Trennung von Niederterrassen und Holozän zunehmend zurücktritt und bringt dies mit einem nacheiszeitlich wirksamen Flußgeschehen in der gesamten würmeiszeitlichen Talbreite in Verbindung: „Niederterrassen und Holozän sind in diesem Raum nur durch spezielle Kartierungsarbeiten, wie BRUNNACKER (1955, 1956) für den Raum Straßkirchen vornahm, zu trennen und zu untergliedern.“ Auch WEINIG (1980) kommt durch geophysikalische Sondierungen im Donautal zu dem Ergebnis, daß die Basen der würmzeitlichen und holozänen Schotterkörper etwa höhengleich nebeneinander liegen. Für das Donautal zwischen Linz und Wien werden ähnliche Verhältnisse beschrieben (FINK 1973, 1977).

Weiterhin weichen frühere im Untersuchungsraum durchgeföhrte Kartierarbeiten der einzelnen würmzeitlichen Terrassen voneinander ab. In den im Anschluß erfolgenden Auswertungen der würmzeitlichen und holozänen Talentwicklung wird auf diese Unterschiede in den Kartierungen eingegangen.

3.4.1 Frühglazial

I. Sandige Fazies und Löß

Die terrassenspezifischen Decksedimente der JW₁-Terrassenfläche sind karbonathaltige, stark bis mittel tonige Schluffe, welche im Hangenden von stark schluffigen Tonen ü



berlagert werden (Abb. 14). Nach dem Ausscheiden des unterlagernden Schotterkörpers aus der fluvialen Formung wurde dieses Material aus den Seitentälern der angrenzenden Hochterrasse eingeschwemmt und definiert die heutige JW₁-Terrassenfläche (Profilschnitt Schambach Kapitel 3.3.2/Anlage 6.3).

Abb. 14: Lithofazies des Schwemmlösse

Die Verbreitung der karbonatreichen Decksedimente der JW₁-Terrassenfläche ist in den Anlagen 9 und 10 einzusehen. An die karbonathaltigen Sedimente grenzt in Richtung rezenter Donau eine karbonatfreie, sandige Lithofazies.

Die im Untersuchungsraum zur Ablagerung gekommenen karbonathaltigen Sedimente wurden bereits von BRUNNACKER (1956) aufgenommen. Er benannte die Ablagerung als Älterer Schwemmlöß und gliederte sie in eine Normalfazies am äußeren Terrassenrand sowie einem sandreichen Schwemmlößvorkommen am inneren Terrassenrand und stellte diese fluvialen Sedimentakkumulationen in das frühe Spätglazial. Er wies aber bereits darauf hin, daß diese Ablagerungen auch älter sein können. Da in diesem Raum keine Datierungen aufgrund fehlender organischer Substanz oder fossiler Bodenhörizonte vorgenommen werden konnten, erfolgte die zeitliche Einstufung in das frühe/mittlere Hochglazial anhand folgender Kriterien: Die Schwemmlößakkumulation setzte wahrscheinlich wie auch in anderen Gebieten der Donau bereits um 25.000 ¹⁴C a BP ein (n. BUCH 1990). Dabei wurden die Decksedimente der frühglazialen Terrassengbildung im Donautal entsprechend nach ihrem Ablagerungsmechanismus benannt. Im Raum Regensburg bis Straubing benennt BUCH (1988) die Lößablagerung auf der Niederterrasse (IA) bei Lerchenfeld als Löß und Sandlöß. Während HOMILIUS et al. (1983) von Schwemmlehm zwischen Ulm und Passau und LEGER (1965) von Schwemmlöß bei Pleinting spricht. Weiterhin wurde von BUCH (1990) und BUCH & ZÖLLER (1990) die Lößbasis bei Lerchenfeld im Donautal auf 25.400 ± 2400 und 24.100 ± 2400 a BP (TL-Alter) datiert; die fluviale Formung des Terrassenschotters muß im frühen Hochglazial abgeschlossen gewesen sein. Innerhalb des jungwürmzeitlichen Sandlösses konnte des weiteren ein Naßboden auf 21.600 ± 1900 ¹⁴C a BP datiert werden (BUCH & ZÖLLER 1990). BUSCHBECK et al. (1992) kommen in ihren Untersuchungen des E2-Naßbodens (Hessen) durch die Bestimmung von Mollusken ebenfalls auf ein jungwürmzeitliches Alter von 21.100 ± 1400 bis 18.500 ± 950 ¹⁴C a BP. Am Main wurde das Alter des Lößbodens auf 20.000 ¹⁴C a BP datiert und liegt dem älteren Niederterrassenschotter (t6) auf (SEMMLER 1968, 1974, SEIDENSCHWANN 1980). Der ältere Niederterrassenschotter an der Leine (BRUNOTTE 1979) wie auch an der Werra (äNT – SEMMLER 1972) wird ebenfalls von Jungweichsel-Löß überdeckt.

Auf der an die frühglazial geformte Würmterrasse angrenzenden Hochterrasse im Donautal konnte eine ältere Lößablagerung mit der Bildung des Mittelwürm-Bodens in das Denekamp-Interstadial zwischen 30.000 und 28.000 ¹⁴C a BP datiert werden (BUCH &

ZÖLLER 1990). Eine weitere ^{14}C -Datierung wurde von HILGART (1995) innerhalb der Engtalstrecke der Donau zwischen Kelheim und Regensburg aus dem obersten Abschnitt des mit Löß bedeckten Niederterrassenschotters (NT_A) an einem Knochenfragment vorgenommen. Ein Alter von 20.420 ± 165 ^{14}C a BP deutet auf ein Ende der fluviyalen Formung im Hochwürm noch vor dem Maximalstand der Alpengletscher um 20.000 ^{14}C a BP und einer Lößablagerung im Jungwürm hin (HILGART 1995).

Zusammenfassung

Aus dem Alter der Lößbasis bei Lerchenfeld auf dem frühglazialen Terrassenschotter im Donautal von BUCH (1990) und BUCH & ZÖLLER (1990) kann auch für den Talabschnitt Straubing bis Deggendorf auf eine im frühen/mittleren Hochglazial erfolgte Überdeckung des unterlagernden Schotterkörpers durch den hochglazialen Schwemmlöß geschlossen werden. Somit ist das Alter der Terrassenfläche bezüglich der Decksedimente in das Hochglazial zu stellen (hochglaziale JW_1 -Terrassenfläche).

II. Subquartäres Relief und Schotterkörper

Aus dem Alter der hochglazialen Decksedimente der JW_1 -Terrassenfläche erfolgte die fluviale Formung des unterlagernden Schotterkörpers im Frühglazial bis frühen Hochglazial. Unterstützend kann hier auf die Untersuchungen von SCHELLMANN (1988, 1990) im Donautal zwischen Straubing und Deggendorf verwiesen werden. Er gliederte für das Donau- und Isartal zwischen jüngster Hochterrasse und ältesten Niederterrasse einen ebenfalls mit Löß bedeckten Terrassenkörper (ÜT) aus und ordnet ihn zeitlich in das Prä-Hochglazial ein. Auch BUCH (1990) kommt zu dem Ergebnis, daß die fluviale Formung des mit Löß bedeckten Schotterkörpers im Frühglazial erfolgt sein muß. Er stützt dies anhand von ^{14}C -Datierungen an der Lößbasis. Am Rhein datierte Löscher (1980) das Hangende des unteren Kieskörpers auf 27.080 ^{14}C a BP und kommt damit ebenfalls zu einem Ausscheiden des Schotterkörpers aus der fluviyalen Formung im frühen Hochglazial.

Im **Talabschnitt Straubing bis Bogen** wurde neben den Kartierungen der würmzeitlichen Terrassen und der holozänen Aue S' von Straubing in den Jahren 1992 bis 1996 naturräumliche Untersuchungen von der Firma WATEC (PRÖSL) durchgeführt. Die fluviyalen quartären Ablagerungen der Donau werden aus einer tertiären Wechselfolge von Mergel- und Tonsteinen mit untergeordnet eingeschalteten Sand- und Kieslagen unterlagert. Die Tertiäroberfläche sinkt in Richtung Donautal N' der Linie Grundhöring

- Salching – Kirchmatting stufenartig ab (Blatt 7141 Straubing). Im Bereich der Dekkenschotter der Donau liegt die Quartärbasis bei ca. 325 bis 330 m ü NN. Die Verbreitung der Deckenschotter zwischen der Linie Opperkofen – Salching im Süden und der Terrassenstufe Aiterhofen – Mitterast im Norden umfaßt ca. 5 km (Blatt 7141 Straubing). An die Deckenschotter schließt sich in Richtung Donau N' der Linie Aiterhofen – Mitterast – Alburg die mit Löß bedeckte mittel- bis feinkiesige Hochterrasse an (Anlage 3). Die Mächtigkeit der Hochterrassenschotter beträgt zwischen 4 – 10 m und erreicht im Mittel 7 – 9 m. An die Hochterrasse schließt sich E' von Straubing in Richtung rezentem Donauverlauf die frühglaziale JW_I-Terrasse an (Anlage 9). Der äußere Terrassenrand wird N' von Ittling von der holozänen Talaue und der sich W' anschließenden JW_{II}-Terrasse begrenzt.

Die Decksedimente der JW_I-Terrassenfläche sind im Gegensatz zu den anderen Talabschnitten sehr breitflächig ausgebildet. Sie erstrecken sich zwischen Hochterrasse und den jüngeren Ablagerungen ca. drei bis vier Kilometer aus (Anlage 9). Der Verlauf der Terrassenbasis unterhalb der Decksedimente ist aus dem morphologischen Modell zur Quartärbasis in der Anlage 11 zu entnehmen. Die Terrassenbasis fällt unregelmäßig in Richtung des rezenten Donauverlaufs ab. Flußabwärts ist ein Anstieg der Terrassenbasis zu verzeichnen. Am Übergang von der JW_I-Terrassenfläche zur holozänen Aue wird ein Abfall der Quartärbasis von 5 m bis 7 m nachgezeichnet – an der Geländeoberfläche wird der Abfall der Quartärbasis markiert (Anlage 19). Der unregelmäßige Verlauf des tertiären Untergrundes spiegelt sich teilweise auch auf der Schotteroberfläche wider (Anlage 13). Mit der Aufschotterung von bis zu 7 m wurde das unregelmäßige Relief der Tertiäroberfläche ausgeglichen.

Der Übergang von der JW_I- zur JW_{II}-Terrassenfläche wird im morphologischen Modell zur Quartärbasis (Anlage 11) nicht nachgezeichnet, was unter Umständen auf eine geringe Bohrdichte (RMD-AG) zurückzuführen ist. Oberflächenmorphologisch lässt sich eine Abgrenzung schwach nachzeichnen, wodurch die Trennung beider Terrassenflächen über die terrassenspezifischen Decksedimente erfolgte.

Flußabwärts im **Talabschnitt Bogen-Irlbach** setzt sich die JW_I-Terrassenfläche mit ihren Decksedimenten weiter fort (Anlage 10). Für die Kartierung der frühglazialen Terrassenfläche sowie der jüngeren würmzeitlichen und holozänen Sedimentablagerungen wurden die geologische Karte von BRUNNACKER (1956) sowie die Kartierungen von

UNGER (1999) mit herangezogen. Beide unterscheiden sich in der zeitlichen Einstufung der einzelnen würmzeitlichen Terrassen sowie der holozänen Aue. Während BRUNNACKER (1956) die spätglazialen Talsande ein und derselben Terrassenfläche zuordnete, gliedert UNGER (1999) die sandige Fazies in zwei Terrassenflächen – Frühspätglazial und ausgehendes Spätglazial. UNGER (1999) orientierte sich bei der Gliederung der quartären Flussablagerungen an den von Schellmann und Troll durchgeführten Arbeiten. Im Raum Bogen-Irlbach ist der Übergang Riß/Würm deutlich durch den Abfall der Quartärbasis nachgezeichnet. Die Quartärbasis unterhalb der Hochterrasse fällt von ca. 315 m ü NN auf ca. 313 m ü NN in Richtung Irlbach ab (Anlage 11). Das Oberflächenrelief ist aus der Anlage 15 zu entnehmen. Auf dem unregelmäßigen tertiären Untergrund zeichnet sich die erosive Ausräumung eines verzweigten Gerinnesystems nach. Im Bereich Irlbach erfolgte eine tiefere Einschneidung bis auf 309 m ü NN. Die Schottermächtigkeit, welche sich aus den morphologischen Modellen Anlage 11 und 13 ergibt, beträgt im Durchschnitt 2 m. In den Rinnenbereichen erfolgte eine Aufschotterung von bis zu 7 m.

Von Irlbach weiter flussabwärts setzt sich rechtsseitig der Donau erst im **Talabschnitt Loham-Metten** die JW_I-Terrassenfläche fort (Anlage 10). Die Terrassenbasis am äußeren Rand liegt durchschnittlich bei 307 m ü NN und fällt zum inneren Terrassenrand auf 306 m ü NN ab (Anlage 12). In diesem Raum wird der Terrassenkörper vom kristallinen Basement unterlagert, wodurch hier die Terrassenbasis bedeutend höher liegt (311,50 m ü NN). Die Schotteroberfläche zwischen Hochterrasse und nächst jüngerer würmzeitlicher Terrasse fällt von 315 m ü NN auf 312 m ü NN ab. Die Schottermächtigkeit von 3 m aus den morphologischen Modellen zur Quartärbasis und Schotteroberfläche gibt einen Durchschnittswert an (Anlage 12 und 14). In Rinnenbereichen werden weitaus höhere Schotterakkumulationen erreicht.

Im linksseitigen **Talabschnitt Niederwinkling** liegt die Terrassenbasis der JW_I bei 309 m / 310 m ü NN (Anlage 12). Der innere Terrassenrand wird hier vom kristallinen Basement unterlagert und bildet die Grenze zwischen JW_I- und JW_{II}-Terrassenfläche (Anlage 7). Der Verlauf des kristallinen Basements im Donautal wurde von UNGER (1999) in topographischen Karten im Zusammenhang mit der Tektonik im Straubinger Becken nachgezeichnet. In den tertiären Untergrund sind die Rinnen eines verzweigten Flussverlaufs eingeschnitten. Das unregelmäßige Oberflächenrelief des tertiären Untergrundes

wurde in den Mulden zwischen 8 m und 10 m aufgeschottert - im Durchschnitt liegt die Schottermächtigkeit bei 4 m.

Zusammenfassung

Im Frühglazial schnitt sich das verzweigte Gerinnesystem der Donau unter einer Verringerung der Wasserführung in die Hochterrassenfläche ein, wodurch eine Reduzierung der Talbreite erfolgte. Die fluviale Formung der Akkumulationsterrasse ist im frühen Hochglazial um 25.000 ^{14}C a BP beendet, wodurch hier ein frühglazialer Schotterkörper vorliegt. Auf diesem Schotterkörper kamen zwischen 25.000 und 21.000 ^{14}C a BP die Decksedimente wie Löß, Lößlehm und hochglazialer Schwemmlöß der hochglazialen JW_I-Terrassenfläche zur Ablagerung. Der karbonathaltige Schwemmlöß (Ut4) wurde aus den Seitentälern der angrenzenden Hochterrassen vor allem der Aiterach eingeschwemmt (BRUNNACKER 1956). Aus den Ablagerungen des Schwemmlösse entstanden sich Kalkbraunerden bis Gley-Kalkbraunerden. Am Übergang zur angrenzenden Hochterrasse wurden die hochglazialen Schwemmlösse von den am Hang abgespülten Lößablagerungen überdeckt und fossilisiert. Im Bereich von angrenzenden Rinnen sind die karbonathaltigen Sedimente oftmals durch eine rötlich-graue Marmorierung infolge von Stauwasserbeeinflussung gekennzeichnet.

Nach der Definition des Terrassenaufbaus im Kapitel 3.1 setzt sich eine Terrasse oder ein Terrassenkörper aus Schotterkörper und Decksedimente zusammen, wodurch der frühglaziale Schotterkörper und die hochglazialen Decksedimente der JW_I-Terrassenfläche zusammen als JW_I-Terrasse bezeichnet werden.

3.4.2 Hochglazial

I. Fluviale Sande und Flugsanddecken

An die hochglazialen, karbonatreichen Decksedimente der JW_I-Terrassenfläche schließen sich die karbonatfreien Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche an. Im Raum Lo-

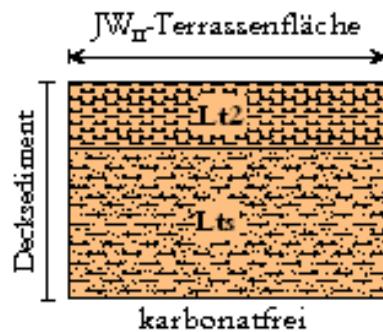


Abb. 15: Lithofazies im Hangenden der fluvialen Sande

ham kamen auf den sandigen Ablagerungen, welche hier als fluviale Sande bezeichnet werden, Flugsanddecken zur Ablagerung (Geologischen Karte Blatt 7142 Straßkirchen v. BRUNNACKER 1956). Die lithofazielle Ausbildung der fluvialen Sande besteht aus schluffigen und tonigen Feinsanden, welche zum Hangenden in sandig-tonige Lehme und nachfolgend in schwach tonige Lehme übergehen (Abb. 15).

Im folgenden werden beide Ablagerungen der JW_{II}-Terrassenfläche durch frühere Untersuchungen im Donautal und an anderen Flussystemen zeitlich eingeordnet.

Im Donautal bei Straubing greift der Kleine Laber-Schwemmfächer in die fluvialen Ablagerungen der Donau über (Anlage 9). In die fluviale Sedimentabfolge Schotterkörper und sandige Fazies der Kleinen Laber schnitten sich tiefe Rinnen. In den Rinnen setzte um 12.300 ¹⁴C a BP die Torfbildung ein, wodurch das Alter der sandigen Fazies in das prä-Bölling bis frühe Bölling einzuordnen ist. Die sandige Fazies der Kleinen Laber entspricht den fluvialen Sanden im Donautal.

An der Senne zwischen fluvialen Sanden und Flugsanddecke wurde eine fossile Bodenbildung in das Alleröd datiert (11.490 ± 130 ¹⁴C a BP, 11.160 ± 140 ¹⁴C a BP, SKUPIN 1982 & 1994, MERTENS 1982). FEHRENTZ (1998) führte an der Senne an der Basis der fluvialen Sande eine OSL-Datierung durch, welche ein Alter von über 14.000 ¹⁴C a BP erbrachte. Er schlußfolgerte aus dem Alter an der Basis der fluvialen Sande und der oben benannten alleroedzeitlichen Bodenbildung im Hangenden eine Ablagerungszeit der fluvialen Sande zwischen 15.500 und 13.500 ¹⁴C a BP. MÜLLER et al. (1983) konnten an der unteren Saar das Ende der fluvialen Sandablagerungen durch eine böllingzeitliche

Bodenbildung bestimmen und datierten im unterlagernden Kieskörper Kiefernholzreste auf 15.800 ± 300 ^{14}C a BP.

Während des frühen Spätglazials zwischen 15.500 und 13.5000 ^{14}C a BP wurden die randlichen Bereiche der hochglazialen Schwemmlößablagerung im Raum Straßkirchen während der Ablagerung der fluvialen Sande der JW_{II}-Terrassenfläche aufgearbeitet, wodurch aus den karbonathaltigen, tonigen Schluffen karbonathaltige, feinsandige Lehme hervorgingen. Eine Veränderung des Schwemmlößmaterials durch eine zunehmende sandige Komponente wäre auch durch eine flächenhafte Erosion, wie sie SCHIRMER (2000) für das rheinische Lößvorkommen im ausgehenden Hochglazial um 20.000 bis 18.000 ^{14}C a BP (Eben-Diskordanz) beschreibt, möglich. In diesem Zeitraum setzte die Lößeinwehung aus, wodurch eine Umlagerung und Aufarbeitung des Lößmaterials und eine anschließende Ablagerung als entkalktes Löß- und Bodenmaterial einschließlich Sand und Geröll erfolgte.

Im Raum Niederwinkling bis Loham wird die Abgrenzung der JW_{II}-Terrassenfläche weiterhin durch Flugsanddecken auf den fluvialen Sanden (BRUNNACKER 1956) ermöglicht. Die Ablagerung der Flugsande zieht sich in schmalen begrenzten Arealen auf dem heutigen inneren Terrassenrand entlang. Auch im Donautal zwischen Regensburg und Straubing beschreibt BUCH (1988) hellgelblichbraune, schluffige Flugsande. Aus ihnen gingen Braunerden mittlerer Entwicklungstiefe mit schwacher Verbraunung hervor. Zum Liegenden folgen stark sandige bis sandig-tonige Lehme, welche durch einen Verbraunungshorizont (fBv) mit schwacher Tonverlagerung (fBtv) charakterisiert sind. Werden die Flugsande von einer mehr kiesigen Sedimentabfolge unterlagert, erfolgte eine deutliche Tonverlagerung (fBt). Nach BUCH (1988) konnte die Flugsandüberdeckung auf den fluvialen Sanden anhand einer jungpaläolithischen Fundstelle an der Basis der Flugsande zwischen 12.000 und 10.000 ^{14}C a BP zeitlich eingestuft werden. Im Raum Parkstetten finden sich ebenfalls Dünen auf der JW_{II}-Terrassenfläche (PRIEHAEUSSER 1953). An anderen Flussläufen in Deutschland werden die Flug- und Dünen-sande zum einen in die Jüngere Dryaszeit gestellt: niederrheinischer Raum (SIEBERTZ 1992) und Schönbrunner Terrasse an Main und Regnitz und Mittelrhein (SCHIRMER 1983a, 2000). Die Flugsande an der Senne weisen eine präboreale und boreale humose Bodenbildung auf (SKUPIN 1982, 1994). Zum anderen konnten von LÖSCHER et al. (1989) für den Oberrheingraben mit einem Maximalalter der Flugsande zwischen 10.800 ± 100 und 11.400 ± 100 ^{14}C a BP eine allerödzeitliche Einwehungsphase bestimmt wer-

den. Während BOS (1998) am Oberen Rhein eine Finalphase der äolischen Sandablagerungen in der Jüngeren Dryas annimmt.

Aus den obersten Sedimenten auf dem Niederterrassenschotter an der mittleren Lahn geht ein Ablagerungsalter von 15.450 bis 15.080 cal. a BP hervor (URZ 2003). Wodurch auch hier im Spätglazial die Ablagerung von Hochflutsedimenten auf einem hochglazialen Schotterkörper erfolgte.

Aus der Analyse der Sedimentabfolge der JW_{II}-Terrassenfläche und aus den Datierungsdaten im Donautal und anderer Flussäler geht für die Ablagerung der fluviaten Sande ein Zeitraum zwischen 15.500 und 13.500 ¹⁴C a BP und für die Flugsande eine allerödzeitliche bis jüngere dryaszeitliche Einwehung auf den fluviaten Sanden hervor.

Im Talabschnitt Bogen-Irlbach überdecken unterhalb von Dörfling (SE' Bogenberg, S' Breitenweinzier) Hangkolluvien die Sedimentabfolge der JW_{II}-Terrassenfläche (Profilschnitt Anning, Kapitel 3.3.2). Die Hangkolluvien sind charakterisiert durch karbonatfreie, stark tonige Schluffe (Lithofazies Ut4). Der Übergang vom Bayerischen Wald zur JW_{II}-Terrassenfläche ist durch einen starken Abfall der Geländeoberfläche markiert. Hier liegen Hangkolluvien von bis zu 3 m Mächtigkeit vor und lagern direkt den fluviaten Sanden ohne Bodenbildung auf. Dabei befindet sich die Basis der Kolluvien auf demselben Niveau wie die wenige Meter neben der Geländestufe in Richtung des inneren Terrassenrandes von den Kolluvien fossilisierte Braunerdebodenbildung. Die Mächtigkeit der Kolluvien liegt hier nur noch bei 70 cm und nimmt zum inneren Terrassenrand auf 20 cm ab. Nach den Untersuchungen von Müller et al. (1983) konnte an der unteren Saar eine böllingzeitliche Bodenbildung der fluviaten Sande bestimmt werden. Im Zusammenhang mit der Kolluvienbildung im Donautal zwischen Regensburg und Straubing im Verlauf des Mesolithikums um 9.000 ¹⁴C a BP (NILLER 2001) und der intensiven Bewirtschaftung des Bogenberges in der Bronzezeit (Scheibe 2003) kann die Überlagerung der spätglazialen Terrassendecksedimente durch Hangkolluvien in das frühe bis mittlere Holozän eingeordnet werden (Kolluvienbildung Kapitel 3.5.3).

Die stark tonigen Schluffe der Hangkolluvien sind umgelagertes Material von den periglazialen Deckschichten des Bayerischen Waldes. Die periglazialen Deckschichten oder Hangsedimente sind durch ein dreigliedriges Schichtprofil charakterisiert, welches sich in eine lößlehmfrei Basislage, einer löß(lehm)reichen Mittellage mit hangparallelen einge-

regelten Skelettkomponenten und einer lößlehmreichen Hauptlage differenziert (VÖLKEL et al. 2002). In den Untersuchungen von VÖLKEL & LEOPOLD (2001) und VÖLKEL, LEOPOLD & ROBERTS (2001) zur Ablagerung der jüngsten Lösse an den Hängen des Bayerischen Waldes wird von einer präbölling-zeitlichen Genese der Hauptlage ausgegangen. Gestützt wird die zeitliche Einordnung durch die Untersuchungen des Tote-nauer Moors bei Deggendorf im Bayerischen Wald. Hier konnte ein Torfhorizont, wel-cher die Hauptlage überdeckt, auf 11.550 ^{14}C a BP datiert werden (VÖLKEL, LEOPOLD & ROBERTS 2001). Somit ist die Hauptlagengenese einem prä-böllingzeitlichem Alter, bis maximal noch in der Älteren Dryas, zuzuordnen. Demgegenüber wird von SEMMEL (2002) und FRIEDRICH et al. (1999) eine tundrenzeitliche Einweihung von Lößmaterial angenommen, obwohl eine Löseinweihung nur bei einer herrschenden Vegetationsfreiheit erfolgen kann (VÖLKEL & LEOPOLD 2001).

Die geomorphologischen Kartierungen im Raum Straßkirchen durch BRUNNACKER (1956), SCHELLMANN (1988, 1990) und UNGER (1999) weichen hinsichtlich der zeitli-chen Stellung der würmzeitlichen und holozänen Ablagerungen voneinander ab. Im Raum Straßkirchen rechtsseitig der Donau herrscht Übereinstimmung nur in Bezug auf eine im Hochglazial mit Löß bedeckte Terrassenfläche (hochglaziale Schwemmlöß-verbreitung der Normalfazies). Die randliche, sandreiche Fazies des hochglazialen Schwemmlösse (s.o) wird bei SCHELLMANN (1988, 1990) und UNGER (1999) einem im Hochglazial fluvial geformten Terrassenschotter (NT1) zugeordnet. Diese sandreiche Fazies gehört der im frühen/mittleren Hochglazial eingeschwemmten Schwemmlößab-lagerung der JW_I-Terrassenfläche an. Die Aufarbeitung des Schwemmlösse zur angren-zenden JW_{II}-Terrassenfläche wurde durch die im frühen Spätglazial erfolgte Ablagerung der fluvialen Sande verursacht. Demzufolge gehört der Schwemmlöß wie auch die sand-reiche Fazies demselben unterlagernden Schotterkörper an. Die an den Schwemmlöß angrenzenden fluvialen Sande werden von SCHELLMANN (NT2, 1988, 1990) und UN-GER (WG2, 1999) einen im frühen Spätglazial geformten Schotterkörper zugeordnet. Die Ablagerung der fluvialen Sande erfolgte aber zwischen 15.500 und 13.500 ^{14}C a BP. Somit muß die fluviale Formung des Terrassenschotters sich bereits im Hochglazial vollzogen haben. Linksseitig der Donau zwischen Niederwinkling und Loham werden die fluvialen Sande von SCHELLMANN (NT3, 1988, 1990) und UNGER (WG3, 1999) einem im späten Spätglazial geformten Terrassenkörper zugeordnet. Flußabwärts zwi-schen Loham und Deggendorf - Profilschnitt Staufendorf (Kapitel 3.4.4) - erfolgte die fluviale Formung eines Schotterkörpers im Hochglazial. In den hochglazialen Schotter-

körper schnitt sich eine Rinne ein, deren Verlandung im frühen Spätglazial einsetzte (^{14}C -Datierung, Kapitel 3.3.4). Das Torfwachstum in der Paläorinne erfolgte von 15.500 bis 6.000 ^{14}C a BP ohne durch mineralische Horizonte einer gesteigerten Hochflutaktivität unterbrochen zu werden. Nach SCHELLMANN (1988, 1990) und UNGER (1999) wurde diese Terrassenfläche in das ausgehende Spätglazial zwischen Bölling und Jüngere Dryas gestellt.

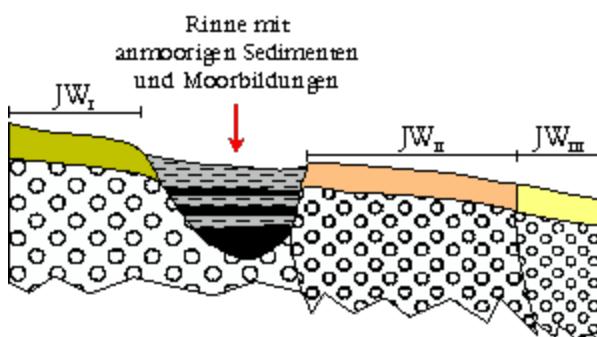


Abb. 16: Schematische Darstellung der Geländesituation zwischen der JW_I- und JW_{II}-Terrassenfläche; Im Talabschnitt zwischen Bogen und Deggendorf werden die terrassenspezifischen Decksedimente der JW_I und JW_{II} durch eine Rinne voneinander getrennt.

In allen Talabschnitten befindet sich eine breite Rinne, welche die terrassenspezifischen Decksedimente der JW_I- und JW_{II}-Terrassenfläche voneinander trennt. Die Rinne wird durch anmoorige Sedimente und Moorbildungen charakterisiert und wurde bis ins Holozän als Hochflutrinne genutzt (Abb. 16).

Zusammenfassung

Die Ablagerung der fluviyalen Sande der JW_{II}-Terrassenfläche erfolgte zwischen 15.500 und 13.500 ^{14}C a BP auf dem unterlagernden Schotterkörper. In einigen Terrassenbereichen werden die Feinsande von Mittel- und Grobsanden unterlagert. Die Mächtigkeit der fluviyalen Sande auf den Kiesrücken liegt zwischen 1 m und 4 m, wobei die Mächtigkeit zur Talmitte hin zunimmt. In den Rinnen schwankt die Ablagerungsmächtigkeit in Abhängigkeit von der Tiefe der Rinne. Charakteristisch für die frühspätglazialen fluviyalen Sande sind ihre Karbonatfreiheit und ihre rötliche Verfärbung durch Eisenoxidanreicherungen. Ebenfalls kennzeichnend ist der zum Hangenden hin zunehmende lehmige und untergeordnet auch schluffige Anteil. Auf den karbonatfreien fluviyalen Sanden folgen karbonatfreie, rotbraune, sandig-tonige Lehme. Zum Hangenden tritt der sandige Anteil im Sediment zurück, wodurch ein schwach toniger Lehm vorliegt. Diese charakteristische karbonatfreie fluviiale Sedimentabfolge Lt2 über Lts der hangenden Deckensedimente der JW_{II}-Terrassenfläche ermöglichte die Abgrenzung gegenüber ihrer älteren und jüngeren würmzeitlichen Terrassenflächen wie auch der holozänen Auenfazies

(Abb. 17). Auf der Sedimentabfolge der fluvialen Sande erfolgte zwischen Alleröd und Jüngerer Dryas die Einwehung von Flugsanden. Beide Ablagerungen fluviale Sande und Flugsande umfassen den gesamten Zeitraum des Spätglazials, wodurch hier eine spätglaziale JW_{II}-Terrassenfläche vorliegt.

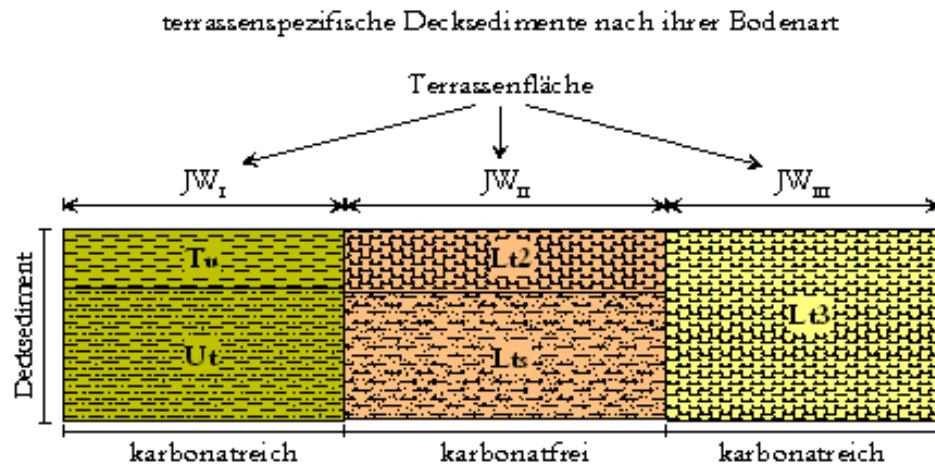


Abb. 17: Abgrenzung der lithologischen Einheiten der einzelnen Terrassenflächen

Im Talabschnitt Bogen-Irlbach und Niederwinkling erfolgte die Trennung der Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche von den angrenzenden Decksedimenten über den Karbonatgehalt. Bei Bogen-Irlbach (Profilschnitt Schambach, Kapitel 3.3.2) sind die Decksedimente fluvial und anthropogen überprägt, wodurch hier vorwiegend schluffige Lehme vorliegen, welche nur selten von schwach tonigen und schwach sandigen Lehmen unterlagert werden. Im Profilschnitt Niederwinkling (Kapitel 3.3.3) ist die Sedimentabfolge fluviale Sande, sandig-tonige Lehme und mittel tonige Lehme oftmals nur durch die erst- und die letztgenannte Ablagerung vertreten. Die Braunerdebodenbildung mit vorwiegend mittlerer Entwicklungstiefe wird in den Rinnenpositionen von Gley-Braunerden abgelöst.

II. Subquartäres Relief und Schotterkörper

Der die frühspätglazialen fluvialen Sande der JW_{II}-Terrassenfläche unterlagernde Schotterkörper wird aus den Auswertungen der Profilschnitte und den morphologischen Modellen zur Quartärbasis (Anlagen 11, 12) und Schotteroberfläche (Anlagen 13, 14) wie folgt beschrieben:

Im **Talabschnitt Straubing-Bogen** ist beiderseits der Donau die JW_{II}-Terrassenfläche verbreitet. Für den Raum Regensburg bis Straubing verweist BUCH (1989) auf ein unterschiedliches Ausscheiden dieser Terrassenfläche aus der fluvialen Formung hin. Bei Rosenhof, E' Regensburg, scheidet dieses Terrassenniveau erst im Verlauf des Spätgl-

zials und bei Parkstetten (Straubing) im ausgehenden Hochglazial aus der fluvialen Formung aus. Im morphologischen Modell zur Quartärbasis (Anlage 11) fällt die Schotteroberfläche im Raum Parkstetten linksseitig der Donau kontinuierlich zum angrenzenden holozänen Talauenschotter ab. Die Grenze zwischen beiden Schotterkörpern wird durch einen Abfall der Quartärbasis von 3 m bis 4 m angezeigt. Rechtsseitig der Donau beginnt die Verbreitung der JW_{II}-Terrassenfläche NE' der Ortschaft Ittling. Im W' wird die JW_{II} von der Aiterach begrenzt, welche die Grenze zwischen JW_{II}-Terrassenfläche und holozäner Talaue markiert (Anlage 9). Der Übergang zur holozänen Talaue wird durch einen starken Abfall der Quartärbasis und der Schotteroerflächen in den morphologischen Modellen nachgezeichnet (Anlage 11 und 13). Bei der Ortschaft Sand (re. der Donau) geht die JW_{II}-Terrassenfläche in den **Talabschnitt Bogen-Irlbach** über.

Zwischen Bogen und Irlbach sind die Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche auf einer Breite von 2500 bis 3000 m verbreitet (Anlage 10). Der Übergang zwischen JW_I- und JW_{II}-Terrassenfläche wird durch einen kontinuierlichen Abfall der Geländeoberfläche (Anlage 15) und der Quartärbasis (Anlage 11) charakterisiert. Im Profilschnitt Schambach (Anlage 6.3) fällt die Schotteroerflächen um maximal einen Meter ab. Die Tertiär Oberfläche zeigt ein charakteristisches Relief von Mulden und lagestabilen Inseln, welche durch schwache Erhebungen morphologisch nachgezeichnet werden (Anlage 11). Aus dem Relief wird die Einschnidung und Tieferlegung der Terrassenbasis durch ein verzweigtes Gerinnesystem deutlich. Die Mächtigkeit des Schotterkörpers unterhalb der JW_{II}-Terrassenfläche liegt zwischen 4 m bis 6 m. Weiterhin wurde festgestellt, daß die Schotteroerflächen durch ein welliges Relief charakterisiert ist, welches durch Kiesrücken und Rinne bestimmt wird. Die Kiesrücken befinden sich bei 50 cm und die bei Rinnen 150 cm unter der Geländeoberfläche. Dabei konnten im Gelände die Rinnen durch die Entwicklung von Gley-Böden von den Kiesrücken mit Braunerden voneinander unterschieden werden. Die flache Rinnenbildung im Hangenden des Schotterkörpers der JW_{II} deutet bereits auf das Ende der fluvialen Formung im ausgehenden Hochglazial hin.

Im **Talabschnitt Niederwinkling** fällt die Basis des unterlagernden Schotterkörpers der JW_{II}-Terrassenfläche (li. der Donau) kontinuierlich in Richtung rezenten Donauverlauf ab (Anlage 12). Der Schotterkörper ist durch eine unterschiedlich mächtige Akkumulation von Schottermaterial charakterisiert. Dabei wurden in tiefen Mulden, welche auf der Tertiär Oberfläche nachgezeichnet sind (Anlage 12), bis zu 8 m mächtige Schot-

terablagerungen (Durchschnitt liegt bei 4 m) während der Aufschotterungsphase akkumuliert. Durch die erhöhte Sedimentation von Schottermaterial in den Mulden ist die Schotteroberfläche durch ein fast einheitliches Niveau charakterisiert (Anlage 14). Die Einschneidung des Rinnensystems der Donau in die tertiären Sedimente zeichnet ein verzweigtes Gerinnesystem nach.

Die Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche erstrecken sich weiter in den **Talabschnitt Loham-Metten** (Anlage 10). Im Bereich der Ortschaft Offenberg bis unterhalb des Natternbergs rechtsseitig der Donau unterlagert das Kristallin als schmaler Streifen die würmzeitlichen und holozänen Ablagerungen (Anlage 8). In diesem Talabschnitt werden die fluvialen Sande von einem mächtigen Schotterkörper (bis 7 m) unterlagert. Vor der fluvialen Formung des Schotterkörpers ist dieser Talabschnitt durch eine bedeutende Tiefenerosionsphase charakterisiert. Der Abfall der Quartärbasis setzt unterhalb der im frühen Spätglazial zur Ablagerung gekommenen fluvialen Sande der JW_{II}-Terrassenfläche ein (Anlage 8.2). Im morphologischen Modell zur Quartärbasis wird ein 1,5 km bis 2 km breiter Talboden bei 302 m ü NN SE' von Loham nachgezeichnet, welcher in Richtung Isar auf 300 m ü NN weiter abfällt (Anlage 12). Nach dem Verlauf der Tiefenerosionsrinne in Anlage 12 geht erstens ein gewundenes Gerinnesystem und zweitens eine Verlagerung des Donaubettes während der erosiven Einschneidung in den tertiären Untergrund in S' Richtung gegen die angrenzende Hochterrasse hervor. Der Einschneidungsbetrag des Gerinnebettes liegt bei maximal 7 m.

Der Beginn der Tiefenerosionsphase ist wie folgt zeitlich einzugrenzen: Im Profilschnitt Loham wird der Schotterkörper der JW_I-Terrassenfläche erosiv zerschnitten und die terrassenspezifischen Decksedimente fehlen. Mit dem Einsetzen der Tiefenerosion im Donautal erfolgte die Einschneidung des Schwarzach-Gerinnebettes in den Schotterkörper der JW_I-Terrasse. In den angelegten Rinnen der Schwarzach finden sich im proximalen sandige und im distalen Bereich des Schwarzach-Schwemmfächers lehmige Sedimente wieder. Am distalen Bereich des Schwemmfächers sind Kieslinsen des angrenzenden Schotterkörpers der JW_{II}-Terrassenfläche zwischengeschaltet, wodurch der Sedimentaufbau des Schwarzach-Schwemmfächers im Verlauf der späthochglazialen Aufschotterungsphase einsetzte (Anlage 8.2). Aus dem Fehlen der frühen bis mittleren hochglazialen Decksedimente der JW_I-Terrassenfläche im Bereich des Schwarzach-Schwemmfächers kann das Einsetzen der Tiefenerosionsphase in das frühe Hochglazial gestellt werden.

Mit der Aufschotterungsphase wird der erosiv ausgeräumte und tiefergelegte Talboden mit Schottermaterial wieder aufgefüllt. Die Aufschotterungsphase war vor der Ablagerung der fluviyalen Sande im frühen Spätglazial beendet. Die vorangegangene hochglaziale Tiefenerosionsphase im Donautal steht einer altquartären Talzerschneidung nach den Untersuchungen im Donautal zwischen Straubing und Deggendorf von UNGER (1999) gegenüber: Ein prä- oder frühquartäres geschaffenes Relief unterhalb der würmzeitlichen Terrassenflächen ist nach Auffassung von UNGER (1999) durch sandige Rinnensedimente, welche sich entlang von Blattverschiebungen orientieren, zu belegen. Dazu erstellte er lithofazielle Karten, welche die Sedimente zwischen Tertiär und Quartär aufzeigen und stellte eine bevorzugte Orientierung der sandigen Fazies entlang der Blattverschiebungen fest. Im Vorfeld wies er darauf hin, daß durch die erosive Ausräumung der tertiären Oberfläche unterschiedlich alte Sedimenthorizonte angeschnitten wurden, wodurch die Faziesverteilung nur bedingt mit den Isohypsen übereinstimmt. Nach der Auswertung der Isohypsenbilder und der Faziesverteilung mit den eigenen Untersuchungen kann eine prä- oder frühquartäre Taleintiefung ausgeschlossen werden. Durch die Erstellung von morphologischen Modellen zur Tertiäroberfläche und aus den Geländeuntersuchungen vollzog sich eine tiefgreifende Erosion erst im frühen Hochglazial. Im Talabschnitt Loham-Metten konnte eindeutig im Profilschnitt Loham (Anlage 8.2) ein die spät- und postglazialen Ablagerungen unterlagernder, hochglazialer Schotterkörper nachgewiesen werden. Weiterhin griff die Tiefenerosion unterschiedlich stark in den tertiären Untergrund ein, wodurch unterschiedlich alte Sedimenthorizonte und demzufolge auch verschiedene lithologische Fazien angeschnitten werden. Somit ist eine Orientierung der sandigen Fazies entlang von Störungszonen kein Beweis für eine prä- oder frühquartäre Talzerschneidung. Die sandigen Ablagerungen im Raum Straßkirchen sind auf den Gradabteilungsblättern (UNGER 1999) auch außerhalb von Störungszonen verbreitet.

Zusammenfassung

Zwischen Straubing und Loham erfolgten im Hochglazial eine kontinuierliche Tieferlegung der Quartärbasis und die fluviale Formung eines hochglazialen Schotterkörpers. Flußabwärts zwischen Loham und Deggendorf setzte im frühen Hochglazial die Tiefenerosionsphase ein, welche im ausgehenden Hochglazial durch eine Aufschotterungsphase abgelöst wurde und zur fluviyalen Formung eines späthochglazialen Schotterkörpers führte. Beide Schotterkörper, hochglazialer und späthochglazialer, werden von denselben terrassenspezifischen Decksedimenten – fluviiale Sande und sandig-tonige Lehme

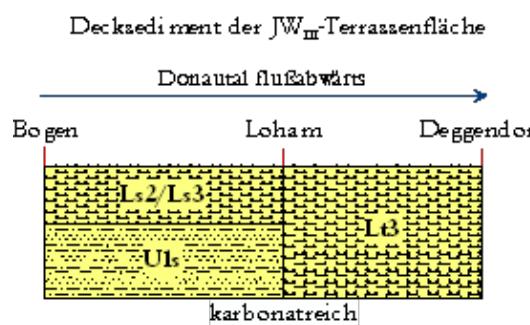
überlagert und werden dementsprechend der JW_{II}-Terrassenfläche zugeordnet. Der Terrassenkörper aus hochglazialem Schotterkörper und spätglazialen Decksedimenten wird als JW_{II}-Terrasse bezeichnet.

Aus der unterschiedlichen fluviyalen Terrassenformung geht im untersuchten Donautal:
 1. für den oberen Talabschnitt zwischen Straubing und Loham eine hochglaziale Erosionsterrasse und 2. flussabwärts zwischen Loham und Deggendorf eine späthochglaziale Akkumulationsterrasse hervor.

3.4.3 Spätglazial

I. Sandige Fazies und fröhholozäner Schwemmlöß

Die terrassenspezifischen Decksedimente der JW_{III}-Terrassenfläche sind durch karbonathaltige schwach bis mittel sandige Lehme oder mittel tonige Lehme charakterisiert. In der Abbildung 18 ist die Verbreitung der Lithofazies im Donautal nach sandigen oder



tonigen Lehmen dargestellt. Die Verbreitung der JW_{III}-Terrassenfläche ist aus der Anlagen 9 und 10 zu entnehmen.

Abb. 18: Darstellung der lithofaziellen Ausbildung der JW_{III}-Decksedimente und deren Verbreitung im Donautal

Die Decksedimente der JW_{III}-Terrassenfläche bestehen im Liegenden aus karbonathaltigen, schluffigen Grob- bis Feinsanden. Die unten-grob Gradierung der Schichtung in den einzelnen Bohrprofilen zeigt eine deutlich abnehmende Wasserführung. Auf der sandigen Fazies folgen die Ablagerungen von sandigen oder tonigen Lehmen. Im Profilschnitt Schambach führte die Überdeckung durch jüngere Hochflutsedimente über den karbonathaltigen Lehmen zu deren Fossilierung um 7.875 ± 115 ^{14}C a BP (Kapitel 3.4.2, Anlage 6.3). Somit erfolgte die Einschwemmung und Ablagerung des nach BRUNNACKER (1956) benannten Jüngeren Schwemmlösses aus den Seitentälern der angrenzenden Hochterrassen vor dem Atlantikum. Nach dem Alter der Flugsanddecken der älteren JW_{II}-Terrassenfläche im Donautal zwischen 12.000 und 10.000 ^{14}C a BP geht ein Ablagerungszeitraum des Jüngeren Schwemmlösses zwischen dem frühen Holozän und dem

beginnenden Atlantikum hervor. In dieser Arbeit wird die Ablagerung des Jüngeren Schwemmlösses als frühholozäner Schwemmlöß bezeichnet.

Die Unterschiede in der lithofaziellen Zusammensetzung der Decksedimente der JW_{III}-Terrassenfläche stellen sich wie folgt dar: Der sandige Anteil im Schwemmlöß zwischen Bogen und Loham wird zum einen durch die Sedimentfracht aus den Seitentälern und zum anderen durch die sandige Fazies der JW_{II}-Decksedimente bestimmt. Weiter kann der sandige Anteil im Schwemmlöß zumindest im Hangenden als Ursache einer vor allem während der Hallstatt- und Latènezeit sowie dem Mittelalter erfolgten anthropogenen Nutzung der Terrassenflächen (Anlage 21) und der damit verbundenen Umlagerungen der fluvialen Sande und Flugsande gesehen werden. Unterhalb von Loham flußabwärts tritt der sandige Anteil im Schwemmlöß stark zurück. Der tonige Anteil im Schwemmlöß wird durch die Flußfracht der Isar bestimmt.

Aus den frühholozänen Schwemmlößablagerungen gingen Pararendzinen bis Braunerde-Pararendzinen hervor.

Zusammenfassung

Im Präboreal und Boreal erfolgte die Einschwemmung und Ablagerung des frühholozänen Schwemmlösses der JW_{III}-Terrassenfläche. Die Korngrößenzusammensetzung des Schwemmlösses zwischen Straubing und Loham ist durch die Lithofazien Ls2 und Ls3 und zwischen Loham und Deggendorf durch die typische Bodenart Lt3 charakterisiert.

Im Verlauf des Holozäns wird die JW_{III}-Terrassenfläche durch Hochflutereignisse fluvial überprägt, wobei sich der Abfluß nicht nur auf die im Spätglazial angelegten Rinnen sondern auch außerhalb der Rinnen konzentrierte.

II. Subquartäres Relief und Schotterkörper

Mit der Ablagerung des frühholozänen Schwemmlösses der JW_{III}-Terrassenfläche zwischen ca. 10.000 bis 8.000 ¹⁴C a BP war die fluviale Formung des unterlagernden Schotterkörpers bereits beendet. Somit erfolgte die Schotterakkumulation zwischen dem Ausscheiden des hochglazialen Schotterkörpers aus der fluvialen Formung im ausgehenden Hochglazial mit der Überdeckung der fluvialen Sande und dem Einsetzen der Schwemmlößablagerung im frühen Holozän. Im nachfolgenden wird die fluviale Formung des Schotterkörpers in den einzelnen Talabschnitten dokumentiert.

Im **Talabschnitt Straubing-Bogen** erstreckt sich rechtsseitig der Donau W' von Straubing die JW_{III}-Terrassenfläche als schmaler Streifen zwischen der jüngsten Hochterrasse und der holozänen Donau-Aue (Anlage 9). Dem Schotterkörper der JW_{III}-Terrassenfläche liegen direkt sandige Schotter der Kleinen Laber auf. Die Mächtigkeit der Schotterakkumulation schwankt zwischen 40 cm und 100 cm. Am inneren Terrassenrand der JW_{III} befindet sich im Schotterkörper eine 100 m breite Paläorinne, welche durch grünliche, tonig-schluffige Rinnensedimente an der Basis und durch die Bildung eines Torfhorizontes auf diesen Sedimenten charakterisiert ist. Eine Datierung dieses Torfhorizontes ergab ein Bildungsalter von 11.947 ± 108 bis 10.896 ± 67 ^{14}C a BP (Anhang Bohrkatalog-Aufschlußdokumentation/Kapitel 2.1). Diese Rinnenverfüllung wird ebenfalls direkt von sandigen Schottern der Kleinen Laber überdeckt. Die Schotterakkumulation der Kleinen Laber erfolgte zeitlich ab dem späten Alleröd oder der Jüngeren Dryas. Die Herkunft des Schottermaterials stammt aus dem sich flussaufwärts anschließenden Raum der Kleinen Laber bei Sallach, wo in diesem Zeitraum der Schottertransport über ein sich eintiefendes gewundenes Gerinnesystem erfolgte. Im proximalen Bereich des Laber-Schwemmfächers finden sich Reste dieser Schotterablagerungen mit einer Mächtigkeit von 30 cm wieder.

Die Torfbildung in den Rinnen des Kleinen Laber-Schwemmfächers setzt um 12.300 ^{14}C a BP ein und ist mit der von BUCH (1990) und STANGL (1989) beschriebene Tiefenerosionsphase im Donautal bei Straubing in Verbindung zu bringen. Somit setzt mit dem Bölling in diesem fluvialen Talabschnitt die Tiefenerosionsphase ein und beendete die fluviale Formung des spätglazialen Schotterkörpers der JW_{III}-Terrasse. Der Beginn der erosiven Einschneidung durch ein gewundenes Gerinnesystem wird durch die Verlandung der oben bereits erwähnten Rinne am inneren Terrassenrand markiert. Ein weiterer Beleg für die im Bölling einsetzende Tiefenerosionsphase findet sich in der Kleinen Laber-Schwemmfächerentwicklung. In der Paläorinne der JW_{III} sowie in den Rinnen im Laber-Schwemmfächer beginnt die Torfbildung fast gleichzeitig in der Älteren Dryas. Ebenfalls ist der Laber-Schwemmfächer durch eine vorangegangene starke erosive Einschneidung im Bölling gekennzeichnet. Der genaue Rinnenverlauf der spätglazialen Tiefenerosionsphase im Donautal ist hier nur sehr schwach nachgezeichnet. In Richtung Bogen (flussabwärts) zeichnet sich eine tiefere Eintiefung des gewundenen Flussverlaufes in den tertiären Sedimenten nach (Anlage 11). Das Ende der Tiefenerosion im Donautal bei Straubing vollzieht sich im frühen Holozän durch einen flussdynamischen Umbruch (Boreal/Atlantikum) vom gewundenen zum anastomosierend-verzweigten

Gerinnesystem (BUCH 1990). Mit diesem fluvialen Umbruch beginnt die Aufschotterungsphase. Die fluviale Formung des Schotterkörpers erfolgte vom frühen Spätglazial bis zum Bölling.

Eine Angabe über Terrassenbasis und Schotteroberfläche der JW_{III} im Raum Straubing-Bogen ist auf Grund fehlender Bohrdaten nicht möglich. Der Übergang von der angrenzenden Hochterrasse zur JW_{III}-Terrasse ist durch einen starken Abfall der Geländeoberfläche markiert. Die Geländeoberfläche liegt im Bereich der JW_{III}-Terrasse zwischen 322 m und 319 m ü NN. SW' der JW_{III}-Terrasse grenzt der Kleine Laber-Schwemmfächer, welcher wie oben bereits erwähnt im späten Alleröd oder der Jüngeren Dryas den Schotterkörper der JW_{III} mit einem 40 cm bis 100 cm mächtigen sandigen Schotterhorizont überdeckte. Aus der Mächtigkeit des Kleinen Laber-Schotterhorizontes, der auflagernden Hochflutsedimente und der Geländeoberfläche würde die Schotteroberfläche von 320 m auf 317 m ü NN in Richtung rezenter Donau hin abfallen (Topographische Karte Blatt 7141 Straubing).

Im Talabschnitt Straubing-Bogen erfolgte im Verlauf des Spätglazials mit der Einschniedigung des Donaugerinnesystems in den älteren, hochglazialen Schotterkörper die Reduzierung der Talbreite und die fluviale Formung einer Erosionsterrasse im frühen Spätglazial.

Die fluvialen Ablagerungen der JW_{III}-Terrassenfläche sind erst wieder flußabwärts ab dem **Talabschnitt Bogen-Irlbach** bis nach Deggendorf als schmaler Streifen zu beiden Seiten des rezenten Donauverlaufs zu verfolgen (Anlage 10). Zwischen Bogen und Irlbach verläuft schwach versetzt zum rezenten Donauverlauf eine durchgehende, tief in das Tertiär eingeschnittene, Rinne. Die Eintiefungstendenz nimmt dabei in Richtung Irlbach ab.

Die Tiefenerosionsphase zwischen Bogen und Irlbach setzt gegenüber dem flußaufwärts sich anschließenden Talabschnitt Straubing-Bogen früher ein. Die terrassenspezifischen Decksedimente der JW_{III} liegen auf einem spätglazialen Schotterkörper, deren innerer Terrassenrand durch die Tiefenerosionsrinne begrenzt wird. Somit war die fluviale Formung dieses Schotterkörpers vor der bedeutenden Tiefenerosion im Donautal abgeschlossen. Nach der bedeutenden Tiefenerosion setzte die Aufschotterungsphase ein. Auf diesem Schotterkörper fehlen die Ablagerungen des fröhholozänen Schwemmlös-

ses, wodurch entweder die fluviale Formung des Aufschotterungskörpers zwischen 10.000 und 8.000 ^{14}C a BP noch nicht abgeschlossen war oder die Schwemmlößablagerung wurde im Verlauf des Holozäns erosiv umgelagert. Nach der Auswertung der gesamten Talentwicklung in Bezug auf eine rückschreitende Tiefenerosions- und Aufschotterungsphase im Donautal würde der frühholozäne Schwemmlöß von einem früh-spätglazialen Schotterkörper unterlagert werden. An diesen frühspätglazialen Schotterkörper der JW_{III}-Terrasse schließt sich ein jüngerer, frühholozäner Akkumulationskörper der Aufschotterungsphase an.

Zusammenfassend für diesen Talabschnitt setzte die bedeutende Tiefenerosionsphase im mittleren Spätglazial ein. Nach dem Verlauf der Erosionsrinne erfolgte die erosive Einschneidung in den tertiären Untergrund durch ein gewundenes Gerinnesystem (Anlage 11). Die Einschneidung des Donaubettes ist durch einen Abfall der Quartärbasis im Talabschnitt bei Bogen-Irlbach von 312,50 m / 310 m ü NN bis 307 m ü NN in der Anlage 11 deutlich nachgezeichnet. Unterhalb des Bogenbergs (SE) schnitt sich dagegen der gewundene Donauverlauf bis auf 303 m ü NN ein. Somit wurden maximale Eintiebungsbeträge von bis zu 9 m erreicht. Flußabwärts in Richtung Irlbach nahm die erosive Ausräumung ab und erreichte lediglich eine Eintiefung von maximal 2 m bis 3 m in den tertiären Untergrund. Die tiefsten erosiv ausgeräumten Bereiche unterhalb des Bogenbergs wurden während der Aufschotterungsphase eines anastomosierend-verzweigten Gerinnesystems im frühen Holozän mit Schottermaterial von 7 m bis 9 m Mächtigkeit verfüllt. Flußabwärts in Richtung Irlbach beträgt die Mächtigkeit der Schotterakkumulation 4 m bis 5 m.

Im Raum Regensburg beschreibt BUCH (1988) Tiefenerosionsbeträge von bis zu 12 m und E' von Regensburg maximale Erosionsvorgänge von 9 m. In Richtung Straubing nehmen dann die Eintiebungsbeträge ab und klingen langsam aus. STANGL (1989) dokumentiert in ihren Untersuchungen im Raum Straubing eine deutliche Absenkung der Quartärbasis und weist darauf hin, daß sich der Tiefenerosionstrend oberhalb von Straubing auch in diesem Talabschnitt fortsetzt. Trotz dieser vorhandenen Bohrdaten, auch wenn nur eine geringe Bohrdichte zur Zeit der Untersuchungen vorlag, schließt sie sich der Auffassung von Buch an und formuliert: „Es tritt nach wie vor eine deutliche Absenkung der Quartärbasis der Talaue gegenüber der Niederterrasse auf, die jedoch im möglichen Tiefenerosionsbereich der rezenten Donau liegt und deshalb kein Beweis für eine spät- bis postglaziale Phase der Tiefenerosion ist.“ (STANGL 1989).

Nach eigenen Untersuchungen konnte im Raum Straubing anhand von ^{14}C -Datierungen in einer Paläorinne auf dem Niederterrassenniveau eindeutig eine Zuordnung zur spätglazialen JW_{III} vorgenommen werden. Dieser Terrassenabschnitt grenzt direkt an die Hochterrasse mit einem deutlichen Anstieg der Geländeoberfläche. Im Raum Straubing wurden die Terrassenbildungen der frühwürmzeitlichen JW_I und der hochglazialen JW_{II} weiträumig ausgeräumt, außer im Raum Parkstetten ist der hochglaziale Schotterkörper der JW_{II}-Terrasse erhalten. Es müssen demzufolge während der Tiefenerosionsphase erhebliche Ausräumungsvorgänge in Bezug auf die Talweite stattgefunden haben. Zwischen Straubing und Irlbach erfolgt die fluviale Formung einer frühspätglazialen Erosionsterrasse.

Im flußabwärts sich anschließenden **Talabschnitt Niederwinkling** setzt die Tiefenerosion eines gewundenen Flußverlaufes bereits mit dem beginnenden Spätglazial ein. Die Tiefenerosion schreitet aus dem flußabwärts sich anschließenden Talabschnitt Loham-Metten im ausgehenden Hochglazial flußaufwärts fort.

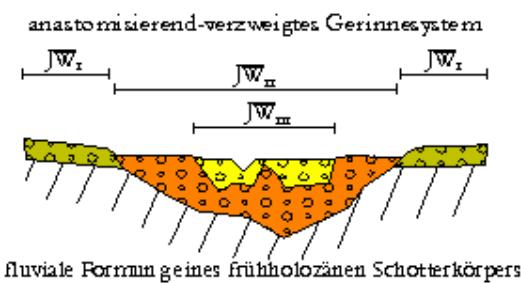
Der Übergang vom hochglazialen Terrassenkörper einschließlich seiner Decksedimente zum spätglazialen Schotterkörper wird anhand der Quartärbasis durch einen deutlichen Abfall der Terrassenbasen markiert (Anlage 12). Somit war mit dem Beginn der Tiefenerosionsphase die fluviale Formung des hochglazialen Schotterkörpers beendet. Die Einschneidungsbeträge in den tertiären Untergrund durch ein gewundenes Gerinnebett umfassen ca. 5 m. Aus der Auswertung der morphologischen Modelle, Quartärbasis und Schotteroberfläche, geht eine Aufschotterung von ca. 7 m hervor (Anlagen 12 und 14). Die Aufschotterung in diesem Talabschnitt kann zeitlich in das späte Spätglazial gestellt werden, wodurch die fluviale Formung eines spätspätglazialen Schotterkörpers einer Aufschotterungsterrasse erfolgte.

Im Raum Niederwinkling bis Loham ist im 3D-Modell zur Geländeoberfläche (Anlage 16) die räumliche Abgrenzung der würmzeitlichen Terrassenflächen und der holozänen Aue dargestellt. Die JW_{III}-Terrassenfläche hebt sich mit ihren Decksedimenten um ein bis zwei Meter deutlich als Uferwall entlang der angrenzenden holozänen Donau-Aue heraus. Auf der anderen Seite des Uferwalls fällt die Terrassenoberfläche wieder ab und geht kontinuierlich in die JW_{II}-Terrassenfläche über. Somit besitzen die spätglazialen und fröhholozänen Decksedimente dasselbe Oberflächenniveau. Der Übergang zu den

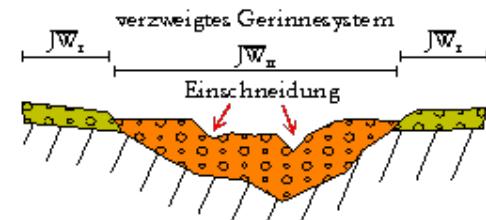
hochglazialen JW_I-Decksedimenten ist durch einen Anstieg der Geländeoberfläche in diesem Modell (Anlage 16) nachgezeichnet.

Weiter flussabwärts im **Talabschnitt Loham-Metten** war die bedeutende Tiefenerosions- und Aufschotterungsphase im Donautal bereits vor der fluvialen Formung des spätglazialen Schotterkörpers beendet. Die fluviale Formung des spätglazialen Schotterkörpers war wie in den anderen Talabschnitten mit der Reduzierung der Talbreite verbunden. Die Eintiefungstendenz des Gerinnesystems der Donau reichte nicht aus, um den unterlagernden hochglazialen Schotterkörper vollständig auszuräumen, wodurch der spät-hochglaziale Schotterkörper die JW_{III} und die holozäne Donau-Aue unterlagert (Abb. 19). Im Profilschnitt Loham (Anlage 8.2) sind während der fluvialen Formung des spätglazialen Schotterkörpers lage stabile Inseln des hochglazialen Schotterkörpers und der auflagernden Decksedimente erhalten geblieben. Die Terrassenreste sind durch den typischen Sedimentaufbau - Schotterkörper, fluviale Sande, sandige Lehme - der JW_{II}-Terrassenfläche charakterisiert. Überlagert werden die Terrassenreste von holozänen Hochflutsedimenten. Die fluviale Formung des spätglazialen Schotterkörpers erfolgte durch ein verzweigtes Gerinnesystem, welches im ausgehenden Spätglazial durch einen mehr anastomosierend-verzweigten Flussverlauf abgelöst wird.

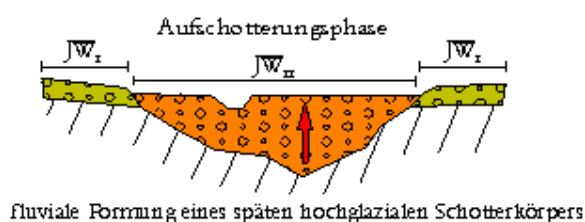
IV. Frühholozän



III. Spätglazial



II. Ausgehendes Hochglazial bis Beginn Spätglazial



I. Frühes Hochglazial bis ausgehendes Hochglazial



Abb. 19: Schematische Darstellung der hoch- bis postglazialen Talentwicklung im Donautal zwischen Loham und Deggendorf

Am Main konnte SCHIRMER (1983) in seinen Untersuchungen ebenfalls einen die spät- und postglazialen Terrassenbildungen unterlagernden, unterschiedlich mächtigen würmzeitlichen Sockelschotter feststellen und nimmt dies auch für andere Gebiete außerhalb steiler Gefälle und starker tektonischer Hebung an.

Weiter flussabwärts von Offenberg bis Metten hebt sich die JW_{II}-Terrassenfläche gegenüber der angrenzenden Talaue linksseitig der Donau durch eine Geländestufe deutlich ab. Im oberen Bereich der Abbildung 20 wird zwischen JW_{II}-Terrassenfläche und angrenzender holozäner Donau-Aue die Geländestufe schwach nachgezeichnet. Der Uferwall S' von Offenberg besteht aus fluviyalen Sanden des frühen Spätglazials und wird flussabwärts in Richtung Metten von holozänen Hochflutsedimenten abgelöst. Der Wall hebt sich dabei von 50 cm auf 100 cm im Gelände heraus.

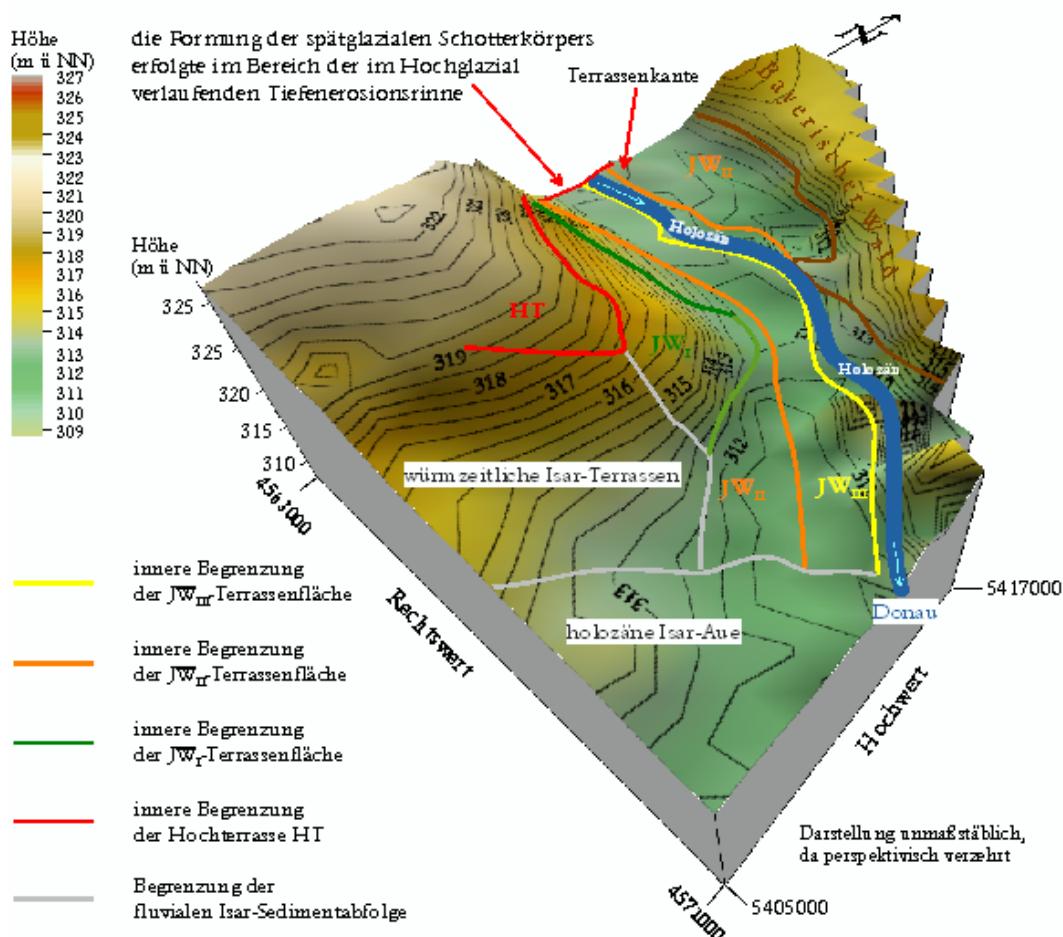


Abb. 20: Darstellung der Geländeoberfläche der hoch- und spätglazialen Terrassenbildung einschließlich der Isar-Aue

Rechtsseitig des Donauverlaufes befinden sich die Terrassenoberflächen der JW_{II} und JW_{III} auf demselben Niveau bei 313 m ü NN und gehen flussabwärts in die holozäne Isar-Aue, bei 312 m ü NN, über (Abb. 20). Das einheitliche Oberflächenniveau wurde mit dem Ende der Aufschotterungsphase im ausgehenden Hochglazial geschaffen.

Die nachfolgende fluviale Formung des spätglazialen Schotterkörpers verlief unter einer geringen Erosionsleistung, wodurch der im ausgehenden Hochglazial geformte Schotterkörper nicht ausgeräumt werden konnte und den spätglazialen und holozänen Sedimentaufbau unterlagert. Nach der Definition der Terrassentypen erfolgte die fluviale Formung einer Erosionsterrasse. Die fluviale Formung des spätglazialen Schotterkörpers durch einen verzweigten Flussverlauf schlägt im Verlauf des Spätglazials im Isarmündungsbereich zwischen Metten und Deggendorf in ein mehr mäandrierendes Gerinnesystem um. Im Kapitel 4.1.2 wird auf diesen flussdynamischen Umbruch im Zusammenhang mit der fluviatilen Dynamik der Isar und ihrem Einfluß auf die Talentwicklung der Donau eingegangen.

Am Main beginnt die fluviale Formung des obersten und damit jüngsten Kieskörpers nach SCHEER (1978) zwischen 15.130 und 18.300 ¹⁴C a BP.

Zusammenfassung

Die fluviale Formung des spätglazialen Schotterkörpers der JW_{II} steht in Abhängigkeit zum Verlauf der bedeutenden Tiefenerosion und Aufschotterung. Somit erfolgte die fluviale Formung des spätglazialen Schotterkörpers: 1. zwischen Loham und Deggendorf aus der Umlagerung des hochglazialen Schotterkörpers im gesamten Spätglazial, 2. im Talabschnitt Niederwinkling im ausgehenden Spätglazial durch die bedeutende Aufschotterungsphase, 3. aus der Umlagerung des hochglazialen Schotterkörpers vom frühen Spätglazial bis ausgehende Älteste Dryas zwischen Bogen und Irlbach und 4. vom frühen Spätglazial bis Bölling im Talabschnitt Straubing bis Bogen (Anlage 18). Aus 1., 3. und 4. geht die fluviale Formung einer Erosionsterrasse und aus 2. einer Akkumulationsterrasse hervor. Überlagert werden beide Terrassentypen von den frühholozänen Decksedimenten der JW_{III}-Terrassenfläche.

HILGART (NT_E1995) und BUCH (IC 1988, 1990) konnten für die spätglaziale Terrassenformung zwischen Kelheim und Straubing eindeutig ein Erosionsniveau ermitteln und somit einer Erosionsterrasse zuordnen.

Die heutige Geländesituation zeigt überwiegend einen kontinuierlichen Abfall der Geländeoberfläche in Richtung rezenter Donau, wodurch die einzelnen würmzeitlichen Terrassenkörper nur durch die lithofazielle Zusammensetzung der Decksedimente von einander zutrennen sind. Somit fand eine morphologische Abgrenzung der Terrassenkörper nur untergeordnet statt und widerspricht den Untersuchungen von SCHELLMANN (1990, 1994). Nach SCHELLMANN (1994) ist eine Terrasse ein morphologischer Begriff und sollte dementsprechend auch morphologisch durch Niveauunterschiede abgrenzbar sein. Ein Terrassenkörper wird aber zusätzlich auch durch seine Decksedimente charakterisiert, welche SCHELLMANN (1990, 1994) außer acht lässt. SCHELLMANN (1994) kann sich dieser Auffassung einer pedostratigraphischen Gliederung wie sie bereits BUCH (1988) für das Donautal anwendete nicht anschließen.

Aus den im Donautal sich zur gleichen Zeit unterschiedlich formenden Gerinnebettmustern und den daraus resultierenden Umlagerungs- und Aufschotterungsprozessen ist der Vergleich mit flußdynamischen Umbruchsphasen an anderen Flussläufen sowie deren Korrelation schwierig und nur bedingt anwendbar (Kapitel 3.4.4).

Nachfolgend sind in der Tabelle 2 die im Kapitel 3 verwendeten ^{14}C -Datierungen mit den dazu gehörigen Bohrnummern aufgelistet. Die Beschreibung der einzelnen Bohrungen ist im Anhang „Bohrkatalog und Aufschlußdokumentation“ aufgelistet.

Tab. 2: ^{14}C -Daten

Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben Hannover					
Bohr-nr.	Material	Tiefe in cm	14C-Alter Jahre v.h.	kalibriertes Zeitintervall cal...	Hv
7141-B-33 i	Torf	167-181	4.975 ± 75	BC 3.905 – 3.665	24844
7142-B-8 M	Boden	272-300	4.765 ± 120	BC 3.660 – 3.370	24845
7142-B-81 E	Pflanzenreste	66-73	7.875 ± 115	BC 6.830 – 6.635	24991
7142-B-108 D	Pflanzenreste	126-160	5.355 ± 220	BC 4.370 – 3.955	24992
7143-B-119 F	Pflanzenreste	190-202	4.920 ± 125	BC 3.800 – 3.630	24993
7143-B-129 D	Pflanzenreste	89-100	9.380 ± 175	BC 8.815 – 8.425	24994
Physikalisches Institut der Universität Erlangen-Nürnberg					Erl
7142-B-99 E	Pflanzenreste	180-185	2.119 ± 45	BC 208 - 41	7200
7143-B-129 B	Torf	50-55	6.287 ± 59	BC 5.370 – 5.202	7201

3.4.4 Tiefenerosions- und Aufschotterungsphase

Zwischen Straubing und Deggendorf setzt die Tiefenerosions- und Aufschotterungsphase nicht gleichzeitig im gesamten Talabschnitt ein - beide fluviale Prozesse verlaufen rückwärtschreitend (Abb. 21). Neben den ^{14}C -Datierungen konnte anhand des lithostratigraphischen Sedimentaufbaus und von morphologischen Untersuchungen zur Quartärbasis sowie der Schotteroberflächen der einzelnen Terrassenflächen der Verlauf der Tiefenerosions- und nachfolgenden Aufschotterungsphase zwischen Straubing-Deggendorf rekonstruiert werden.

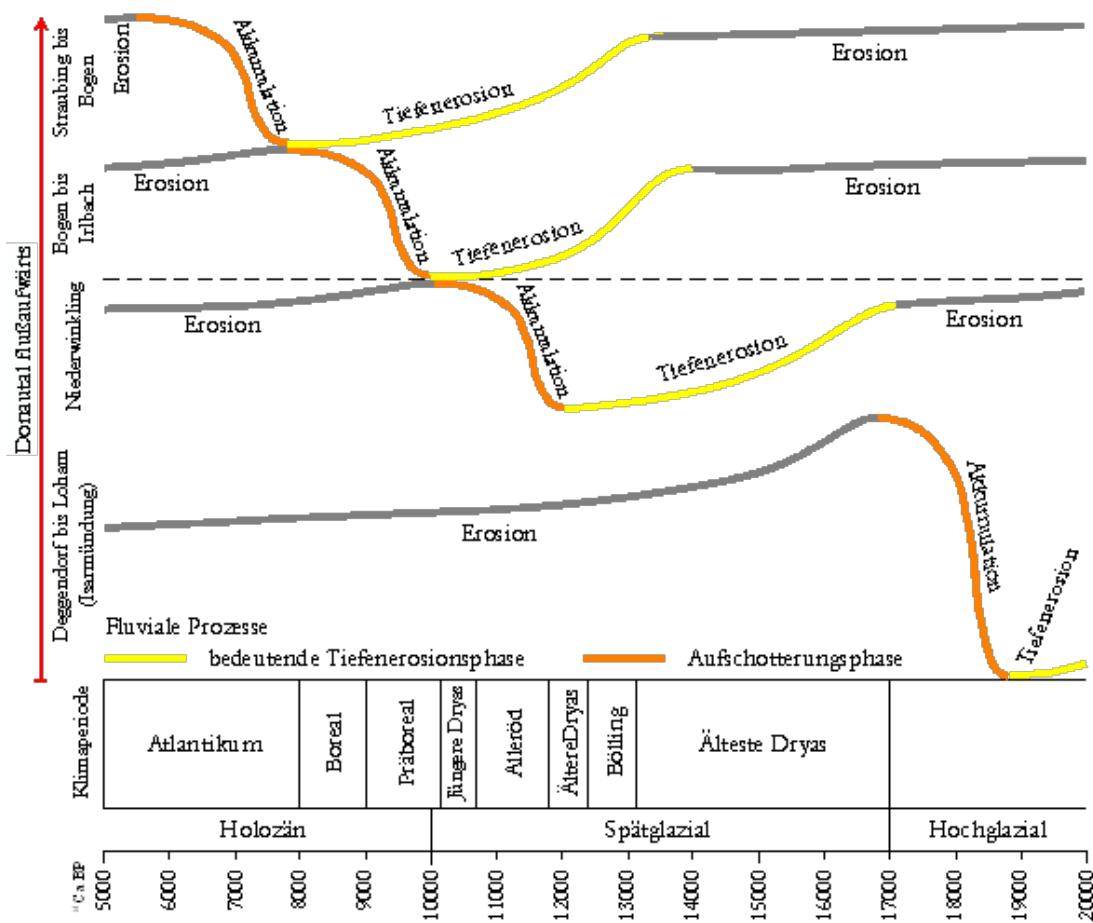


Abb. 21: Verlauf der rückwärtschreitenden Tiefenerosions- und Aufschotterungsphase im Donautal zwischen Straubing und Deggendorf

In den morphologischen Modellen zur Quartärbasis ist der Verlauf der Tiefenerosionsrinne graphisch dargestellt (Anlagen 11 und 12).

Im Raum Loham bis Deggendorf einschließlich des Isarmündungsbereiches setzte mit erhöhter Wasserführung die Tiefenerosion im frühen Hochglazial des sich formenden JW_{II}-Terrassenkörpers ein und wird im ausgehenden Hochglazial von der Aufschotterungsphase beendet. Mit dem Beginn der Tiefenerosion im frühen Hochglazial vollzog sich ein flußdynamischer Umschwung vom anastomosierend-verzweigten zum gewundenen Gerinnesystem. Die erosive Tieferlegung des Gerinnebettes war durch eine Verlagerung des gewundenen Donauverlaufs auf die Talmitte charakterisiert. Im morphologischen Modell zur Quartärbasis wird die gewundene hochglaziale Rinne nachgezeichnet (Anlagen 11 und 12). Der Abfall der Quartärbasis vom äußeren Terrassenrand beträgt ungefähr 6 m bis 7 m auf einer Talbreite von 2 km. Im ausgehenden Hochglazial wurde die Tiefenerosion von der Aufschotterung eines anastomosierend-verzweigten Gerinnesystems abgelöst. Die Aufschotterung erreichte am äußeren Terrassenrand ca. 5 m und im Bereich der höchsten erosiven Ausräumung bis zu 7 m. Mit dem frühen Spätglazial schied der äußere Bereich des hochglazialen Schotterkörpers durch die Reduzierung der Talbreite aus der fluvialen Formung aus. Der nachfolgende spätglaziale/frühholozäne Terrassenkörper und die fluviale Formung der holozänen Aue überprägten den hangenden Bereich des hochglazialen Schotterkörpers, wodurch die hochglazialen von spät- und postglazialen Sedimenten überlagert wurden.

Mit dem Ende der Aufschotterungsphase im Talabschnitt Loham-Deggendorf am Übergang vom Hochglazial zum Spätglazial setzte sich flußaufwärts im Talabschnitt Niederwinkling die Tiefenerosionsphase eines gewundenen Flussverlaufes fort. Die Eintiefung vom äußeren JW_{III}-Terrassenrand bis in die heutige Talmitte umfaßt 4 m. Im ausgehenden Spätglazial (Ältere Dryas bis Ende Jüngere Dryas) wurde die Tiefenerosionsphase von der Aufschotterung (5 m bis 7 m Schottermächtigkeit) eines nun wieder anastomosierend-verzweigten Gerinnesystems beendet. Noch im Verlauf der Tiefenerosionsphase setzte flußaufwärts im Talabschnitt Bogen-Irlbach vor dem Bölling die erosive Einschneidung des Flussverlaufes ein. Das gewundene Gerinnesystem schnitt sich bis zu 9 m in den tertiären Untergrund ein. Mit dem Beginn des Holozäns vollzog sich auch hier ein flußdynamischer Umbruch vom gewundenen zum anastomosierend-verzweigten Gerinnesystem und leitet die Aufschotterungsphase ein. Die Schottermächtigkeiten liegen am äußeren Terrassenrand des JW_{III}-Schotterkörpers zwischen 4 m bis 5 m und im Bereich der tiefsten Einschneidung bei 7 m bis 9 m. Das Ende der Schotterakkumulation konnte in das ausgehende Boreal anhand des fehlenden frühholozänen Schwemmlösse eingeordnet werden (Kapitel 3.5.2). Im Raum Straubing-Bogen begann die erosive

ve Einschneidung mit dem Bölling. Die zeitliche Einordnung erfolgte anhand der fluvialen Entwicklung des Kleinen Laber-Schwemmfächers und durch eine verlandete Rinne um 12.000 ^{14}C a BP in der JW_{III}-Terrasse unmittelbar neben dem Laber-Schwemmfächer. Die Quartärbasis im Raum Straubing liegt durchschnittlich bei 307 m ü NN und fällt in Richtung Bogen auf 305 m bis 302 m ü NN ab. Im frühen Holozän wurde die Phase der erosiven Tieferlegung des Donaubettes von der Aufschotterungsphase abgelöst. Um ca. 6.000 ^{14}C a BP war die Aufschotterung beendet und leitete allmählich zur holozänen Auensedimentation eines mäandrierenden Gerinnesystems über.

Eine „Rückschreitende Tiefenerosion“, wie sie bereits BUCH (1988) beschrieb, führte zu unterschiedlich einsetzenden Verlandungen von Paläorinnen und -mäandern und damit zu einer zeitlich diachron einsetzenden Formungsruhe zwischen Regensburg und Straubing. Nach BUCH (1988) setzte im ausgehenden Spätglazial/Holozän mit dem Ende der fluvialen Formung der IC die Tiefenerosionsphase ein. Im Donautal flußaufwärts im Raum Kelheim bei Regensburg kommt HILGART (1995) in seinen Untersuchungen ebenfalls auf eine Eintiefungsphase am Übergang Spätglazial/Frühholozän. Nach eigenen Untersuchungen kann für den Raum Straubing anhand von ^{14}C -Datierungen von organischem Material in Paläorinnen des Kleinen Laber-Schwemmfächers und der JW_{III}-Donauterrasse W' von Straubing der Beginn der bedeutenden Tiefenerosionsphase in das frühe Bölling gestellt werden. Das Ende der Aufschotterungsphase im oberen Bereich des Straubinger Beckens zwischen Regensburg und Kößnach war in der „Sarchinger Rinne“ mit einem Verlandungsalter um 6.020 ± 100 ^{14}C a BP (Hv-16005) abgeschlossen. Im Raum Straubing wurde die Rinnenfüllung des Öberau II-Mäanders auf 5.965 ± 90 ^{14}C a BP (Hv-16009) datiert (BUCH 1990). Somit ist das Ende der Aufschotterungsphase festgelegt, während der Beginn der Aufschotterungsphase nicht genau fixiert werden kann.

Während der rückschreitenden Tiefenerosion im Donautal zwischen Regensburg und Deggendorf verlief die Eintiefungstendenz unterschiedlich. Dabei wechselten sich Talabschnitte mit geringen und tiefen Erosionsbeträgen ab. Zwischen Niederwinkling und Deggendorf im unteren Abschnitt des Untersuchungsgebietes liegt die Eintiefung bei 6 m bis 7 m und erreicht flußaufwärts bei Irlbach nur noch maximal 4 m. Bis nach Bogen (flußaufwärts) nimmt die Eintiefungstendenz bis zu 9 m stark zu. Im Raum Straubing ist wieder eine Abnahme der erosiven Tieferlegung des Gerinnebettes wahrscheinlich. Im morphologischen Modell zur Quartärbasis können die Eintiefungsbeträge der rück-

schreitenden Tiefenerosion nachvoll zogen werden (Anlagen 11 und 12). Sie nimmt dann in Richtung Regensburg von 9 m auf 12 m bei Regensburg (BUCH 1988) wieder zu. In Bereichen mit geringer Einschneidung in den tertiären Untergrund erfolgte eine in die Breite erfolgende Ausräumung des Schottermaterials durch das Pendeln des gewundenen Flußverlaufes.

Neben den eigenen Untersuchungen und denen von BUCH (1988, 1990) zur Tiefenerosions- und Aufschotterungsphase im Donautal wurden auch von BRUNNACKER et al. (1976), HILGART (1995), HOMILIUS (1983), LOUIS (1984), SCHELLMANN (1988, 1990, 1994), SCHIRMER (1979, 1983), TILLMANNS (1977) und UNGER (1985, 1999) Untersuchungen zur fluviale Dynamik im Donautal durchgeführt. UNGER (1999) beschreibt prä- oder frühquartäre Sedimente an der Quartärbasis der würmzeitlichen Terrassenflächen. Seine Untersuchungen stützten sich dabei ebenfalls auf die Bohrdaten der RMD-AG. Er erstellte daraus morphologische Karten zur Quartärbasis und der prä- oder frühquartären Sedimentfüllungen zwischen Tertiäroberfläche und der Basis der Schotterterrassenflächen. Demzufolge müßte eine Tieferschaltung der Donau nach UNGER (1999) bereits im frühen Quartär erfolgt sein. Aus dem eigenen morphologischen Modell zur Quartärbasis und den Profilschnitten wird deutlich, daß sich die einzelnen würmzeitlichen Terrassen teilweise durch eine Terrassenstufe und damit durch eine tiefere Erosionsbasis von der jeweils älteren Terrassenbildung abgrenzen. Eine deutlich tiefere Terrassenbasis besteht gegenüber den angrenzenden Hochterrassenflächen. Im Gegensatz dazu kommen auch Talabschnitte vor, in denen die Reliefunterschiede zwischen den Terrassenbasen sehr gering (maximal einen Meter) ausfallen. Hier erfolgte eine Trennung der fluvialen Sedimente anhand ihrer Decksedimente. Der Beginn der bedeutenden Tieferschaltung des Donauverlaufes im frühen Hochglazial konnte im Raum Loham (Profilschnitt: Loham, Kapitel 3.3.4, Anlage 8.2) lokalisiert werden. Hier liegen jüngere Terrassenbildungen auf älteren. In die ausgehende hochglaziale Aufschüttungsfläche des JW_{II}-Terrassenkörpers schnitt sich im Spätglazial das Rinnensystem der JW_{III}-Terrassenbildung ein und hinterließ hochglaziale Terrassenreste. Diese Terrassenreste sind aus einem hochglazialen Schotterkörper, der auflagernden sandigen Fazies und aus frühen spätglazialen Hochflutsedimenten, welche der Bodenbildung unterlagen, aufgebaut. SCHIRMER (1979, 1983) beschreibt für den Obermain einen Sockelschotter, welcher den würmzeitlichen Schotter und die holozäne Talaue unterlagert.

Eine prä- oder frühquartäre Talzerschneidung nach UNGER (1999), unterhalb der würmzeitlichen Schotterkörper zwischen Regensburg und Deggendorf würde der Aussage von BRUNNACKER et al. (1976), LOUIS (1984) und TILLMANNS (1977) einer alt- und ältestpleistozänen Tiefenerosion mit nachfolgender Aufschotterungsphase entsprechen. Dieser Aussage brachte bereits BUCH (1988) mehrere Interpretationsmöglichkeiten entgegen, welche für eine im ausgehenden Spätglazial/Frühholozän einsetzende Tiefenerosion im Raum Regensburg sprechen. Er widerlegte eine ältestpleistozäne Zertalung im Donautal anhand von quartärgeologischen Profilen, welche bewiesen, daß die jungquartären Terrassenschotter deutlich in dieses Niveau der ältestpleistozänen Zertalung eingesenkt sind. Die Basis der Niederterrassenschotter liegt nach seinen Angaben bereits 17 m unter der angenommenen ältestpleistozänen Erosionsbasis von 345 m ü NN und im Bereich der holozänen Talaue bei 30 m unter dieser Erosionsbasis. Weiterhin beschrieb er, daß das Oberflächenrelief der Hochterrassen, Niederterrassen und der Talaue deutlich voneinander abgesetzt ist und daß dieser Reliefunterschied an die Quartärbasis gebunden ist.

In den geophysikalischen Untersuchungen von HOMILIUS (1983) ist der Übergang von der Niederterrasse zum postglazialen fluvialen Ablagerungsraum an der Oberflächenmorphologie nicht ersichtlich. Nur in einigen Bereichen wird der Übergang durch eine 1 m bis 2 m hohe Geländestufe markiert. Überwiegend liegen sie mit gleichem Höhenniveau nebeneinander oder die Niederterrassenfläche wird von den postglazialen Ablagerungen überdeckt. Diese Niveaugleichheit der verschiedenen Talschotter bezieht HOMILIUS (1983) auf einen stufenlosen Übergang ihrer tertiären Unterlage. Anhand der geophysikalischen Sondierungen sowie auch aus den eigenen morphologischen Modellen zur Quartärbasis und der Schotteroberfläche wird in einigen Talabschnitten ein scheinbarer stufenloser Übergang der einzelnen Terrassenbildungen vorgetäuscht. Terrassenstufen werden erst durch die Auswertung der einzelnen Bohrdaten in den Profilschnitten angezeigt. Weiterhin stellte HOMILIUS (1983) in seinen Untersuchungen fest, daß die Schottermächtigkeiten im Donautal hohe Schwankungen zwischen 5 und 10 m auf kürzester Distanz aufweisen. Ursache dafür sieht er in einem mehr oder weniger ausgeprägten Relief der Terrassenbasen, einer welligen Oberfläche und in der Reduzierung der Schottermächtigkeit durch aufliegende oder zwischengeschaltete Feinsedimente. Das ausgeprägte Relief der Tertiäroberfläche ist durch das sich erosiv einschneidende Gerinnensystem der einzelnen Terrassenflächen verbunden (Anlage 11 und Anlage 12). Das alte Rinnensystem auf der Tertiäroberfläche wird durch unterschiedlich tiefe, breite so-

wie lange Mulden nachgezeichnet. Dabei sind die tiefsten Einschneidungsbeträge mit der bedeutenden Tiefenerosionsphase verbunden. Im Zuge der Aufschotterung wurde der stark wellige tertiäre Untergrund ausgeglichen, wodurch hier die höchsten Schottermächtigkeiten zu verzeichnen sind.

Infolge der rückschreitenden Tiefenerosions- und Aufschotterungsphase ist das Donautal gleichzeitig durch mehrere Gerinnebettmuster charakterisiert (Anlage 18). Aus beiden Sachverhalten ist es schwierig, die fluviale Dynamik der Donau mit anderen Flüssen nach ihren flußdynamischen Umbruchs- und Tiefenerosionsphasen zu parallelisieren. Flußdynamische Umschwünge und Erosions- und Akkumulationsphasen an europäischen Flussläufen erfolgten im Frühglazial, Hochglazial, am Übergang vom Hochglazial zum Spätglazial, im Spätglazial und an der Wende Spätglazial/Holozän.

Im Weichsel-Frühglazial vollzog sich die Aufschotterung am nördlichen **Oberrheingraben** (SCHEER 1978), an **Ems** und **Lippe** (SPEETZEN 1990), an der **Zwickauer Mulde**, **Chemnitz** und **Zschopau** (WOLF 1991) und an der mittleren **Lahn** (URZ 2003). Im Frühglazial ist auch die Bildung der ältesten würmzeitlichen Terrassenfläche durch eine Aufschotterung charakterisiert. Mit dem Beginn des Hochglazials setzt an der mittleren und unteren **Weser** eine Einschneidung mit nachfolgender Aufschotterung ein (MEINKE 1995).

Mit dem Hochglazial beginnt die Tiefenerosionsphase an der **Isar** (SCHELLMANN 1988, 1990) und an der **Lahn** (URZ 2003), welche im ausgehenden Hochglazial durch eine Aufschotterungsphase abgelöst wurde. In den Untersuchungen zur Talentwicklung der **Lahn** von HEINE (1970) setzt zum Beginn der letzten Kaltzeit die Aufschotterungsphase ein, welche danach in eine erosive Talzerschneidung überging. Ähnliche Beobachtungen einer gesteigerten Flußdynamik konnten an den Flüssen in Mittel- und Nordwesteuropa von MOL et al. (2000), KRZYSZKOWSKI (1990), VANDENBERGHE (1993), HUIZER & VANDENBERGHE (1998) und VAN HUISSTEDEN et al. (2001) gemacht werden. Mit dem frühen Hochglazial setzte im **Donautal** zwischen Loham und Deggendorf die bedeutende Tiefenerosionsphase ein. Im **Hochrheintal** erfolgte die Tiefenerosion erst mit dem Beginn des Spätglazials und am **Oberrheingraben** zeitlich verzögert (LÖSCHER et al. 1989).

Am Übergang Hochglazial/Spätglazial erfolgte an anderen Flussystemen der flußdynamische Umbruch von einem verzweigten zu einem mäandrierenden Gerinnesystem, wie an der **Lahn** (FREUND & URZ 2000, URZ 2003), am **Oberrhein** (MÄCKEL 1998) bzw. **Rhein** – von Maxi-Würmterrasse zur Schönbrunnerterrasse (SCHIRMER 2000), im **Weratal** zwischen Bölling und Alleröd (BROSCHE 1984) und an der **Unterweichsel** (FREUND & URZ 2000). Im **Donautal** erfolgten zum Spätglazial zwei flußdynamische Umbrüche: 1. im unteren Flussabschnitt zwischen Loham und Metten zum verzweigten Gerinnesystem und 2. im flussaufwärts anschließenden Talabschnitt Niederwinkling zum gewundenen Flussverlauf.

Im Spätglazial setzte im Alleröd der flußdynamische Umbruch zum mäandrierenden Flussverlauf am **Oberen Rhein** (DAMBECK & THIEMEYER 2002, STARKEL 1983, SCHIRMER 1995, URZ 1995), an der **Isar** (FELDMANN & SCHELLMANN 1994), an der **Mittelweser** – Stolzenauer Terrasse (LIPPS & CASPER 1990) und im **polnischen Tiefland** (KOSARSKI 1983) ein. Ein weiterer Umbruch vollzog sich im ausgehenden Spätglazial der Jüngeren Dryaszeit vom mäandrierenden zum verzweigten Gerinnesystem am **Oberen Rhein** (STARKEL 1983, SCHIRMER 1995, URZ 1995). Im **Unteren Isartal** erfolgte in der Jüngeren Dryas bedingt durch unterschiedliche Gefällsverhältnisse und Sedimentzufuhr wieder der Umschwung zum verzweigten Flussverlauf (FELDMANN & SCHELLMANN 1994). Im Spätglazial setzte im **Donautal** im oberen Flussabschnitt zwischen Straubing und Irlbach der flußdynamische Umbruch vom anastomosierend-verzweigten zum gewundenen Gerinnesystem ein. Mit dem flußdynamischen Umschwung wird dieser Talabschnitt von der Tiefenerosionsphase geprägt – ebenfalls setzte mit dem beginnenden Spätglazial im **Hochrheintal** und zeitlich verzögert im **Oberrheingraben** die erosive Tieferlegung ein (LÖSCHER et al. 1989). Eine spätglaziale Erosionsphase im **Leinetal** wurde auch in den Untersuchungen von WILDHAGEN & MEYER (1972) festgestellt. Im **Elbe-Saale-Raum** ist die Entwicklung der Tieflandflüsse zwischen Alleröd und Jüngere Dryas durch Erosion und der damit verbundenen Zerschneidung der Niederterrassenschotter charakterisiert (HILLER et al. 1991).

An der Wende Spätglazial/Holozän erfolgte an folgenden Flussläufen der flußdynamischer Umbruch vom verzweigt zum mäandrierenden Gerinnesystem: an **Donau** und **Isar** (Schellmann 1988, 1990, BECKER et al. 1994), an der **Mittelweser** (LIPPS 1988), im **Lechtal** (SCHREIBER & HERPIN 1992) und an der **Loire** (STRAFFIN et al. 2000). Der Umschwung zum mäandrierenden **Donauverlauf** setzte im Raum Straubing erst in der

Mitte des Holozäns ein und in Richtung Regensburg erst um 3.000 ^{14}C a BP (BUCH 1990, BUCH & HEINE 1995).

Hochwasserereignisse im Hoch- bis frühen Postglazial waren lokal auf bestimmte Talabschnitte konzentriert. Während im Raum Sarching (E' von Regensburg) auf der Niederterrasse IB im jüngeren Mesolithikum bei Rosenhof nahe dem Flussbett gesiedelt wurde (BUCH 1988, SCHÖNWEISS & WERNER 1974), erfolgte flussabwärts im Talabschnitt Bogen bis Irlbach eine Überflutung der würmzeitlichen Terrassenflächen bis zur angrenzenden Hochterrasse. Hier wurden spätspätglaziale/frühholozäne Rinnensedimente – fröhholozäner Schwemmlöß aus den Seitentälern - von umgelagertem Schottermaterial überdeckt. Der fossile Bodenhorizont weist ein Alter von 7.915 ± 115 ^{14}C a BP (6.840-6.650 cal. BC) auf. Ursache dafür war der Verlauf der rückschreitenden Tiefenerosions- und Aufschotterungsphase. Im Talabschnitt Bogen bis Irlbach war am Ende des Boreals die Aufschotterung abgeschlossen. Somit war das Niveau der Flußrinne wieder im Bereich der angrenzenden würmzeitlichen Terrassenflächen und somit konnten diese bei Hochflutereignissen aktiv überformt werden. Im Raum Sarching lag das Gerinnebett der Donau am Übergang von der Tiefenerosion zur Aufschotterung am Ende des Boreals weit unter dem Aufschüttungsniveau der IB-Niederterrasse (BUCH 1988). Somit konnte die IB-Niederterrassenfläche bei einer Zunahme der Wasserführung nicht überflutet werden. Mit dem Ende der Aufschotterungsphase zwischen Regensburg und Deggendorf hatte der Fluß sein Gefälle soweit ausgeglichen, daß ein kontinuierlicher Abfall der Geländeoberfläche in Fließrichtung erfolgte. Somit war eine Überflutung seit 6.000 ^{14}C a BP in diesem Donauabschnitt möglich. Weiterhin setzte in dieser Zeit verstärkt die Besiedlung an den Flussläufen ein, wodurch die natürlichen Verhältnisse der Auenbereiche durch landwirtschaftliche Nutzung und Rodungsaktivitäten gestört wurden.

3.5 Holozäne Talentwicklung

Im Untersuchungsraum zwischen Straubing und Deggendorf verlief die holozäne Talentwicklung an der Donau nicht gleichmäßig. Die Talformung stand im frühen Holozän im oberen Flussabschnitt zwischen Straubing und Irlbach unter dem Einfluß der Tiefenerosionsphase, während flussabwärts im Donautal die reliefformenden Prozesse bereits abgeschlossen waren. Aus der lithologischen Zusammensetzung der fluviatilen Ablagerungen und ihrer stratigraphischen Lage zueinander, der Bodenbildung, der ^{14}C -Datierung von Torfkomplexen und organischem Material sowie vor- und frühgeschichtlicher Besiedlungsstellen konnten im Donautal zwischen Straubing und Bogen seit dem Atlantikum vier holozäne Auenterrassen ausgegliedert werden. Im unteren Donautal zwischen Bogen und Deggendorf führte ein gewundenes Gerinnebett zur Ausbildung von drei Auenserien.

3.5.1 Auenterrassen

In den geomorphologischen Übersichtskarten der Anlagen 9 und 10 sind die Abgrenzungen der einzelnen Auenterrassen sowie die würmzeitlichen Terrassenbildungen zwischen Straubing und Bogen dargestellt.

I. Älteste Auenterrasse

Die fluviatile Formung der ältesten Auenterrasse im Raum Straubing begann ungefähr vor 8.000 ^{14}C a BP mit der Aufschotterungsphase. Mit dem Ende der Talverfüllung um 6.000 ^{14}C a BP (BUCH 1988) erfolgte allmählich der flussdynamische Umbruch vom anastomosierend-verzweigten zum mäandrierenden Gerinnesystem.

Die älteste **Auenterrasse H₁** ist durch die Bildung von Kalkbraunerden mit Kalkausfällungsbändern an der Basis charakterisiert. Nach ihrer Bodenart bestehen die Hochflutsedimente aus karbonathaltigen schluffigen Tonen bis tonigen Schluffen, welche zum Liegenden in schluffige Feinsande übergehen. Die Verbreitung dieser Hochflutsedimente konnte in Bohrungen W' von Kagers (Profilschnitt Alburger Moos, Anlage 5.2) und S' von Parkstetten aufgenommen werden. W' von Kagers erfolgte die fluviatile Formung der H₁-Auenterrasse durch einen großbogigen Verlauf des Donaugerinnebettes (Mää-

der). Flußabwärts im Raum Parkstetten konnte ein mäandrierendes Gerinnesystem, welches zur fluvialen Formung der ältesten Auenterrasse führte, nicht nachgewiesen werden.

Die geländemorphologischen Verhältnisse W' von Kagers zeichnen zwei Mäandereneration nach. Der kleinere Mäanderbogen ist durch schwache Uferwälle markiert, während der größere Paläomäander dieses geländemorphologische Relief nicht zeigt. In der topographischen Karte Blatt 7141 Straubing markieren vereinzelte Entwässerungsgräben sowie die Ausrichtung der landwirtschaftlichen Nutzflächen die Mäanderbögen. Im größeren Paläomäander kann aus dem Beginn der Torfbildung um 4.975 ± 75 ^{14}C a BP (Hv-24844, Bohrung 7141-B-29) auf eine am Übergang Atlantikum/Subboreal erfolgte Verlandung geschlossen werden. Der kleinere Paläomäander und seine Rinnensedimente wurden in den Untersuchungen von BUCH (1990) als Öberau II-Mäander bereits aufgenommen. An der Basis des kleineren Mäanders konnte der Torfbildungsbeginn auf 5.965 ± 90 ^{14}C a BP datiert werden (BUCH 1990). Aus den unterschiedlichen Verlandungsaltern ist der kleinere Paläomäander bereits im letzten Drittel des Atlantikums aus der fluvialen Formung ausgeschieden. Mit der Verlagerung des Mäanders nach E und S erfolgte dessen Verlandung und führte zur fluvialen Formung des jüngeren Paläomäanders (n. BUCH 1990 Öberau I-Mäander), welcher den kleineren Paläomäander umrandet. Der größere Paläomäander schied erst mit dem beginnenden Subboreal aus der fluvialen Formung aus. Beide Paläomäanderbögen werden durch die Entwicklung von Kalkbraunerden und schluffig-tonigen Hochflutsedimenten charakterisiert. Auf den Hochflutsedimenten der H_I-Auenterrasse im Raum Kagers konnten Besiedlungsstellen aus dem Endneolithikum bis in die Hallstattzeit vom LANDESAMTES FÜR DENKMALPFLEGE IN LANDSHUT und BÖHM & SCHMOTZ (1979) nachgewiesen werden.

Im Raum Parkstetten, linksseitig der Donau, konnte die H_I-Auenterrasse von der JW_{II}-Terrassenfläche und den jüngeren Auenterrassen durch eine Kalkbraunerdebodenbildung sowie einer Besiedlungsstätte aus dem Neolithikum abgegrenzt werden (LANDESAMTES FÜR DENKMALPFLEGE IN LANDSHUT; Anlage 5.5). Überlagert werden die Hochflutsedimente der H_I-Auenterrasse von verbraunten Pararendzinen. Der Beginn der fluvialen Formung der H_I-Auenterrasse durch eine Aufschotterungsphase wird vorläufig in das frühe Atlantikum gestellt - kann aber auch im Boreal schon erfolgt sein. Das Ausscheiden der H_I-Auenterrasse aus der fluvialen Formung vollzog sich im ausgehenden Atlantikum mit der Verlandung und Torfbildung in den Paläomäanderinnen.

Der Beginn der fluvialen Formung im Donautal zwischen Straubing und Bogen ist durch eine Aufschotterungsphase charakterisiert, deren Ende zumindest von BUCH (1990) durch die Verlandung des Oberau II-Mäanders um 6.000 ^{14}C a BP zeitlich eingeordnet werden konnte. Der Beginn der Aufschotterung wird im frühen Holozän vermutet. Vor der Aufschotterungsphase setzte nach BUCH (1990) im ausgehenden Spätglazial die Tiefenerosionsphase ein. Nach eigenen Untersuchungen zur Talentwicklung der Kleinen Laber, welche W' von Kagers in die Donau mündet und der angrenzenden spätglazialen Terrasse JW_{III} konnte das Einsetzen der erosiven Tieferschaltung des Donau-Gerinnbettes in das beginnende Bölling datiert werden. Mit der Tieferschaltung des Donaubettes erfolgte die Einschneidung der Kleinen Laber in seine fluviale Sedimentabfolge. Eine nachfolgende Verlandung der Kleinen Laber-Rinnen um 12.300 ^{14}C a BP lässt auf eine im frühen Bölling einsetzende bedeutende Tiefenerosionsphase schließen (Kapitel 4.2.2). Auf den 50 cm bis 70 cm mächtige Kalkbraunerden der H_I-Auenterrasse kamen sandig-tonige Schluffe zur Ablagerung. Diese jüngeren Hochflutsedimente sind durch die Bildung von Auenpararendzinen charakterisiert.

In der Oberauer Schleife konnte ein weiterer fossiler Bodenhorizont einer Kalkbraunerde an der Basis auf 4.982 ^{14}C a BP (Erl-7193) datiert werden. Die Sedimentabfolge baut sich aus karbonathaltigen, schluffigen Tonen auf (Anhang Bohrkatalog 7041-B-34).

Aus der fluvialen Formung der H_I-Auenterrasse mit der Aufschotterung des Talauen-schotters kann auf die Formung einer Akkumulationsterrasse geschlossen werden.

II. Jüngere Auenterrassen

Mit dem Ausscheiden der H_I-Auenterrasse aus der fluvialen Formung mit dem beginnenden Subboreal folgen drei Mäandergenerationen der H_{II}- bis H_{IV}-Auenterrasse (Anlagen 9 und 19). In der Topographischen Karte Blatt 7140 Münster werden die Paläomäanderbögen durch schmale Gräben, langgezogene Seen und einem schwachen Mikrorelief, welches sich in der Innenseite der Bögen durchpaust, nachgezeichnet. Morphologisch lassen sich die Auenterrassendeckniveaus nicht voneinander trennen. Bereits SCHIRMER (1983) kartierte am Main die Paläomäanderbögen der Auenterrassen über die Nahtrinnen aus. Über die Nahtrinne wird eine morphologische Grenze zur nächst älteren oder jüngeren Terrasse gebildet, welche durch eine deutliche Terrassenkante markiert wird. Im Untersuchungsraum Straubing sind die Terrassenkanten der Nahtrinnen nicht mehr ausgebildet, was auf eine ackerbauliche Nutzung der Talaue zurück zuführen ist. Die

Abgrenzung der jüngeren Auenterrassen erfolgte dementsprechend vorwiegend durch ihren lithologischen Sedimentaufbau.

Die **H_{II}-Auenterrasse** ist nach der Bodenbildung von Kalkbraunerden und Braunerden von der H_I-Auenterrasse schwer abzugrenzen. Ein Unterscheidungsmerkmal der H_{II}-Auenterrasse besteht aus der fluvialen Formung von Mäanderbögen im gesamten Talabschnitt zwischen Straubing und Bogen. Im Raum Öberau konnte durch eine ¹⁴C-Datierung an organischem Material in einem Tonhorizont im Oberboden ein Alter von 3.210 ± 90 ¹⁴C a BP (Hv-24846; Bohrung: 7041 - B - 24) ermittelt werden, welches ebenfalls zur Abgrenzung beider Auenterrassenbildungen beitrug. Die karbonathaltige Sedimentabfolge der H_{II}-Auenterrasse besteht im S' Bereich der Öberauer Schleife aus tonigen Schluffen und schluffigen Tonen und ist somit lithologisch der H_I-Auenfazies gleich. Nach N gehen die schluffigen/tonigen Hochflutsedimente in tonige Lehme über und überlagern in der Bohrung 7041-B-34 die Auenfazies der H_I-Auenterrasse. Die H_{II}-Auenterrasse ist in den Bohrungen bei ca. 2 m unter der Geländeoberfläche anzutreffen. Der Öberauer Raum befindet sich N' der Paläomäanderbögen der H_I-Auenterrasse (W' Kagers). Im Vergleich der Höhenlage Raum Kagers und Öberauer Schleife liegen die H_I- und die H_{II}-Auenterrasse im Öberauer Raum um 2 m tiefer.

E' vom Öberauer Raum schließt sich der Sossau-Mäander an. Die fluviale Aktivität des Sossau-Mäanders fällt ebenfalls in den Zeitraum zwischen beginnendes und ausgehendes Subboreal der H_{II}-Auenterrasse. Die Verlandung des Mäanderbogens setzte erst im frühen Subatlantikum nach einer Datierung von organischen Großresten an der Basis der Rinne um 2.115 ± 70 ¹⁴C a BP (BUCH 1990) ein, wobei der Beginn der Torfbildung erst um 1.435 ± 50 ¹⁴C a BP erfolgte (BUCH 1990). In den eigenen Untersuchungen E' vom Hornstorfer See in der Mitte des Paläomäanders konnten drei Torfbildungshorizonte aufgenommen werden. Der älteste, stark zersetzte Horizont von 2 cm Mächtigkeit konnte auf 1.662 ± 56 ¹⁴C a BP datiert werden (Anhang Bohrung 7041-B-48). Unter- und überlagert wird dieser Torfhorizont von anmoorigen, stark karbonathaltigen, schluffigen Tonen. Der überlagernde schluffige Tonhorizont von ca. 40 cm Mächtigkeit ist dabei von faserigem, organischem Material durchsetzt. Der nachfolgende jüngere Torfhorizont ist 5 cm mächtig. Ihm folgt wiederum ein anmooriger, schluffiger Ton (30 cm mächtig). Der jüngste Torfhorizont mit einer Mächtigkeit von 27 cm wurde um 1.547 ± 52 ¹⁴C a BP von einem erneuten anmoorigen, schwach schluffigen Ton überla-

gert. Aus der Wechselfolge Torfhorizont und Anmoor kann auf eine zwischenzeitliche erhöhte fluviale Aktivität am Übergang Römerzeit/Mittelalter geschlossen werden.

Aus den Untersuchungen zum Sossau-Mäander von STANGL (1989) geht folgende fluviale Formung hervor (Lage des Profilschnittes Pa-sw Anlage 3): Die Anlage des Paläomäanders erfolgte nach der Aufschotterung um 6.000 ^{14}C a BP, wobei sich der Mäanderbogen durch Erosion am Prallhang in Richtung E verlagerte. Somit hat der Mäanderbogen bis zum Abschnüren 450 m zurückgelegt. Nach eigenen ^{14}C -Datierungen und von BUCH (1990) erfolgte die Verlagerung in einem Zeitraum von 3.000 Jahren mit der Abschnürung um 2.115 ± 70 ^{14}C a BP an organischen Großresten BUCH (1990) und nachfolgender Torfbildung um 1.600 ^{14}C a BP. Innerhalb des Paläomäanderbogens werden auf der Geländeoberfläche Ufersandbänke nachgezeichnet, welche die schrittweise Verlagerung des Mäanderbogens wiedergeben. Mit der Ablagerung von Auensedimenten zwischen den Ufersandbänken und fluvialer Formungsruhe konnte die Bodenbildung einsetzen. Dabei erfolgten die pedogenetischen Prozesse auf den Ufersandbänken wie auch in den dazwischen liegenden Bereichen gleichermaßen. Nachfolgende fluviale Aktivitäten führten zur erosiven Umlagerung des Bodenmaterials, welche im Hangenden durch humusreiches Material charakterisiert ist. Dieses Material fehlt im Bereich des fossilen Paläomäanderbogens, wodurch hier die fluviale Formung noch nicht abgeschlossen gewesen sein kann. Mit dem Abschnüren des Paläomäanderbogens setzte eine rasche Sedimentation mit feinsandigen und lehmigen Schluffen ohne zwischengeschaltete humose Horizonte ein.

E' von Lenach (E' Parkstetten) ist ein weiterer Paläomäander der H_{II}-Auenterrasse verbreitet (Anlage 9). Er wird heute vom Dunkelgraben durchflossen. Die Sedimentabfolge besteht aus karbonatreichen, tonigen Schluffen. Die Solummächtigkeit der Kalkbraunerde schwankt zwischen 40 cm und 80 cm.

Aus der Torfbildungsdauer von 6.000 bis 2.500 ^{14}C a BP der Paläomäander der H_I-Auenterrasse bei Kagers schließt BUCH (1990) auf eine verminderte Hochflutaktivität im Oberauer Raum wie auch W' davon – Bildung mehrere Torfkomplexe, unterbrochen durch anmoorige Horizonte in der Sarchinger Rinne ebenfalls von 6.000 bis 2.500 ^{14}C a BP. Dabei fällt die Torfbildung mit dem „Klimaoptimum des Postglazials“ von 4.400 bis 3.500 ^{14}C a BP zusammen. Eine fluviale Stabilität im Donautal bei Oberau kann auch durch Besiedlungsstellen seit dem Endneolithikum bis in die Hallstattzeit auf der H_I-

Auenterrasse gestützt werden (LANDESAMTES FÜR DENKMALPFLEGE IN LANDSHUT, BÖHM & SCHMOTZ 1979).

Die Fossilierung der H_{II}-Bodenbildung im ausgehenden Subboreal ist mit einer gesteigerten Hochflutaktivität und der fluvialen Formung der H_{III}-Auenterrasse verbunden. Die Auenfazies ist durch tonige, schluffige bis stark sandige Lehme und der Bildung von verbraunten Pararendzinen charakterisiert. Nach der lithologischen Zusammensetzung der Auensedimente und der Verbreitung von verbraunten Pararendzinen konnte die H_{III}-Auenterrasse rechtsseitig der Donau im Oberauer Raum, bei Pillmoos (E' Straubing) und oberhalb von Hofstetten (E' Straubing) gegenüber den älteren und jüngeren Auenterrassenbildungen abgegrenzt werden (Anlage 9). Linksseitig der Donau ist die H_{III}-Auenterrasse durch zwei Paläomäanderbögen zum einen bei Reibersdorf und E' von Lenach in der topographischen Karte Blatt Münster 7041 nachgezeichnet.

Im Oberauer Raum wird die tonige und schluffige Auenfazies der H_{II}-Auenterrasse von den lehmigen Auensedimenten der H_{III}-Auenterrasse überlagert. Den Abschluß der Hochflutsedimentation bilden sandig-tonige Schluffe der jüngsten Auenfazies. Aus dem lithofaziellen Wechsel der Hochflutsedimente konnte im Oberauer Raum die Trennung der einzelnen Auenterrassensedimente vorgenommen werden. Ebenfalls sind die einzelnen Auenfazien durch unterschiedliche Böden charakterisiert. Somit wird die Kalkbraunerde bis Braunerde der H_{II}-Auenterrasse von verbraunten Pararendzinen der H_{III}-Auenterrasse überlagert. Den Abschluß bilden jüngste Bodenbildungen - Auenpararendzinen und Vegen.

Im Raum Pillmoos wird die Auenfazies der H_{III}-Auenterrasse von jüngsten Hochflutsedimenten überlagert (Anlage 5.3). Die Abgrenzung der Auensedimente ist auch hier durch den lithofaziellen Wechsel von tonigen Lehmen zu auflagernden, tonig-sandigen Schluffen markiert. E' von Pillmoos befindet sich ein Paläomäander der H_{III}-Auenterrasse (Hofstetten). Dieser Paläomäander wie auch der Mäanderbogen bei Lenach (li. der Donau) standen in früheren Untersuchungen in Bezug auf das Verlandungsalter zur Diskussion. Im Mittelalter wurde in diesem Bereich eine Laufverlegung der Donau durch einen Mäanderdurchstich durchgeführt, wobei die genaue Laufverlegung nicht bekannt ist (SCHEIBE 2003). Er verweist auf die Ausführungen von MITTERWIESER, welcher die Laufverlegung zwischen Reibersdorf und Bogen annimmt und auf ERTL, welcher bei Hofstetten den Mäanderdurchstich im Mittelalter festlegte.

SCHEIBE (2003) selbst kann sich weder der einen noch der anderen Laufverlegung anschließen. Die Paläomäander zwischen Reibersdorf und Bogen weisen unterschiedliche Bildungsalter auf. Der direkt bei Reibersdorf befindliche Paläomäander ist subatlantischen und der sich in Richtung Bogen anschließende Mäander, welcher bis an das Kloster von Oberalteich reicht, ist subborealen Alters. Aus dem Alter des Paläomäanderbogens bei Oberalteich könnte eine Laufverlegung nach MITTERWIESER ausgeschlossen werden, da dieser im Mittelalter nicht mehr der fluvialen Formung unterlag. Der Paläomäander bei Reibersdorf wie auch der bei Hofstetten waren im Mittelalter aktiv. Auch die Ufersicherungen bei Reibersdorf lassen keinen Rückschluß auf die Laufverlegungen zu, da diese erst ab dem 18. Jh. erfolgten (SCHEIBE 2003).

Die fluviale Formung der H_{III} -Auenterrasse beginnt mit der Überdeckung der H_{II} -Auenfazies um 3.000 ^{14}C a BP. Ihr Ausscheiden aus der fluvialen Formung durch die Verlandung der Mäanderbögen erfolgte im 18. Jh, wie aus historischen Karten zwischen Straubing und Bogen hervorgeht (STANGL 1989).

Die jüngste **Auenterrasse H_{IV}** zeichnet das heutige Flußbett der Donau nach. Die Ablagerung von jüngsten Hochflutsedimenten umfaßt dabei nicht nur den rezenten Donauverlauf sondern auch die flußfernen Bereiche der älteren Auenterrassen. Die Hochflutsedimente sind durch ca. 40 cm mächtige, sandig-tonige Schluffe charakterisiert, welche von 60 cm mächtigen Feinsanden unterlagert werden. Im Bereich der Abflußrinnen erreichen die sandig-tonigen Schluffablagerungen bis zu 2 m Mächtigkeit (Anlagen 5.3 und 5.4). Die Bildung von Vegen ist innerhalb des Öberau Mäanders vorwiegend auf die Abflußrinnen und deren randlichen Bereiche konzentriert. Aus der Überdeckung der jüngsten Auensedimentation auf den älteren Auenterrassen bildeten sich Auenpararendzinen bis schwach verbraunte Pararendzinen heraus.

Zusammenfassung

Die Tiefenerosion vom Bölling bis ins ausgehende Boreal zwischen Straubing und Bogen räumte das Schottermaterial des angrenzenden spätglazialen JW_{II}-Terrassenkörpers rechtsseitig der Donau fast vollständig aus. Die Erosionsbasis bei Straubing fällt flußabwärts in Richtung Bogen um zwei Meter ab (Anlage 11). Während der Talverfüllung im Atlantikum wurde das flußabwärts gerichtete Gefälle ausgeglichen, wodurch bei Bogen 10 m und bei Straubing 5 m aufgeschottert worden. Die Schotteroberfläche befindet sich einheitlich bei 312 m ü NN (Anlage 13). Wird die spätglaziale/frühholozäne

Erosionsbasis mit den Terrassenbasen der angrenzenden würmzeitlichen Terrassen sowie deren Schotteroberflächen verglichen, kann auf einen wahrscheinlichen Erosionsbetrag von 3 m geschlossen werden. Die geringe Ausräumung ähnelt dem Tiefenerosionsbereich bei Irlbach, wo eine Eintiefungstendenz von maximal 2 m erreicht wurde.

Während der fluvialen Talformung seit dem ausgehenden Atlantikum im Raum Straubing unterlagen die angrenzenden würmzeitlichen Donauterrassen der erosiven Ausräumung ihrer Schotterkörper durch die flußabwärts gerichtete und seitliche Verlagerung der Mäandergenerationen der einzelnen sich formenden Auenterrassen. Besonders stark erfolgte die Unterschneidung der würmzeitlichen Terrassenkörper durch die Mäanderbögen rechtsseitig des heutigen Donauverlaufs. Hier grenzt die JW_I-Terrassenfläche direkt an die holozäne Talaue. Die holozäne Talaue umfaßt W' Straubing eine Ausdehnung von vier Kilometern und liegt E' von Straubing bis Bogen zwischen 2000 m und 1500 m.

Die H_I-Auenterrasse bildete sich durch ein anastomosierend-verzweigtes Gerinnesystem mit einem großen Mäanderbogen im Öberauer Raum heraus. Die fluviale Formung dieser Auenterrasse umfaßt den gesamten Zeitraum des Atlantikums. Die Kalkbraunerde ist durch eine lithofazielle Zusammensetzung aus schluffig-tonigen Auensedimenten gekennzeichnet. Selbige Auenfazies charakterisiert auch die Hochflutsedimente der H_{II}-Auenterrasse. Im N' Bereich der Öberauer Schleife ist die H_{II}-Auenterrasse durch tonige Lehme gekennzeichnet. Mit der beginnenden fluvialen Formung der H_{II}-Auenterrasse ist im ausgehenden Atlantikum ein flußdynamischer Umbruch vom anastomosierend-verzweigten zum mäandrierenden Gerinnesystem verbunden. Die Bodenbildung von Kalkbraunerden und Braunerden wurden wie auch bei der ältesten Auenterrasse durch jüngere Hochflutsedimente überdeckt. Mit dem ausgehenden Subboreal wird die Bodenbildung der H_{II}-Auenterrasse im Öberauer Raum beendet. Die Verlandung des Paläomäanderbogens bei Sossau reicht bis in das frühe Subatlantikum hinein, wodurch das Ausscheiden der H_{II}-Auenterrasse aus der fluvialen Formung nicht gleichzeitig einsetzte. Die nachfolgende Sedimentation der H_{III}-Auenterrasse ist durch tonig-schluffige bis sandige Lehme und verbraunte Pararendzinen bis Braunerden charakterisiert. Von den lehmigen Hochflutsedimenten der H_{III}-Auenterrasse können die jüngsten Hochflutsedimente einer sandig-tonigen Schlufffazies der H_{IV}-Auenterrasse voneinander abgegrenzt werden. Durch eine fluviale Formungsruhe zwischen 6.000 bis 2.500 ¹⁴C a BP sind die

älteren Auensedimente oftmals nur von jüngsten, holozänen Hochflutsedimenten überdeckt.

Der fluviale Umschwung zu einem mäandrierenden Gerinnesystem der Donau zwischen Straubing und Bogen erfolgte erst im ausgehenden Atlantikum, auch wenn im Raum Öberau ein größerer Mäanderbögen bereits im Verlauf des mittleren Atlantikums bestand. Mit der fluvialen Formung dieses Mäanderbogens bei Öberau wurde bereits die Tendenz zum Mäandrieren infolge der Aufschotterung und die damit verbundene Verringerung des Gefälles angezeigt. Die im nachfolgenden aufgeführten flußdynamischen Umbrüche an anderen Flussystemen und auch der Donau zeigen, daß auch hier die Tendenz zum Mäandrieren zu unterschiedlich Zeiten einzetzte. Im Raum Regensburg oberhalb von Öberau erfolgte der fluviale Umbruch zum mäandrierenden Donauverlauf infolge der rückschreitenden Tiefenerosions- und Aufschotterungsphase erst um 3.000 ^{14}C a BP (BUCH 1988, 1990). Weiterhin erfolgte die Abschnürung und Verlandung der Mäanderbögen innerhalb eines Talabschnittes nicht immer gleichzeitig, wodurch auch hier zeitliche Differenzen in den Torfbildungsaltern deutlich werden. BUCH (1990) wies bereits darauf hin, daß es kaum abzuschätzen sei: „..., wie sich die Lage der Paläorinnen in Bezug auf eine nahe bzw. ferne Position zum damals aktiven Flußlauf konkret auf die Hochflutsedimentation innerhalb der Paläorinnen ausgewirkt haben.“ Auch die Verlagerung der Mäanderbögen im Untersuchungsraum vollzieht sich unterschiedlich schnell. Im unteren Flußabschnitt zwischen Bogen und Irlbach ist die gesamte holozäne Talentwicklung an der Donau durch ein gewundenes Gerinnesystem charakterisiert.

Im Ingolstädter Becken fällt das Verlandungsalter von 2.400 ± 300 ^{14}C a BP einer Alten Flusschlinge der Donau bei Westernhausen (FIEBIG & PREUSSER 2003) ungefähr in denselben Zeitraum wie die Verlandung des Sossau-Mäanders um 2.100 ^{14}C a BP. Aus diesen Daten wie auch aus den Verlandungsaltern der Paläomäanderbögen zwischen Regensburg und Straubing von BUCH (1990) kann nicht auf eine einheitliche fluviale Talentwicklung an der Donau ausgegangen werden. Weiterhin wird für das Donautal zwischen Straubing und Bogen seit dem Holozän von SCHELLMANN (1988, 1990) und SCHELLMANN & FELDMANN (1994) ein mäandrierendes Gerinnsystem nachgewiesen, welches zur Formung von sieben Auenterrassen führte. Anhand der ähnlichen lithofaziellen Zusammensetzung der Auensedimente innerhalb der eigenen Bodenprofile, war eine Gliederung in vier Auenterrassen oftmals schwierig. Mit Hilfe von ^{14}C -Datierungen von fossilen Bodenhorizonten und Torfkomplexen der verlandeten Paläomäander sowie

vor- und frühgeschichtlichen Besiedlungsstellen ist vorläufig eine Gliederung in nur vier Auenterrassen möglich. Außerdem war die fluviale Formung im Donautal zwischen Straubing und Bogen im frühen Holozän durch eine Tiefenerosionsphase geprägt, wodurch die Auenterrassenbildung der H1 von SCHELLMANN (1988, 1990) ausgeschlossen werden kann bzw. durch die nachfolgende Aufschotterungsphase fluvial überprägt worden ist.

Am Oberen Rhein konnten drei Mäandergenerationen Alleröd, späte Phase des Atlantikums und vom Subboreal bis ins Subatlantikum von DAMBECK & THIEMEYER (2002) nachgewiesen werden. Somit fällt die fluviale Formung von Mäandern ab dem späten Atlantikum mit der fluvialen Umbruchsphase an der Donau zusammen. Trotzdem kann ein Vergleich mit anderen Flussystemen mit dem Spätglazial und Holozän nur bedingt angewandt werden, da jedes Flussystem durch ein komplexes Wirkungsgefüge und vor allem durch seinen Abfluß bestimmt wird. Auch ANDRES (1998) gelangt zu dem Ergebnis, daß große Flusstäler wie Rhein, Elbe und Donau durch eine Vielzahl von unterschiedlichen Mechanismen und deren Überlagerung von Fern- und Nahwirkung, klimatischen Veränderungen und Besiedlungstätigkeiten an den Flussläufen räumlich wie auch zeitlich kaum miteinander zu korrelieren sind.

3.5.2 Auenserien

Im Talabschnitt zwischen Bogen und Deggendorf wurden in den Geländeuntersuchungen maximal drei übereinanderliegende Auenserien aufgenommen, welche sich durch ihre lithofazielle Zusammensetzung voneinander unterscheiden. Die Übereinanderlage rung der Auenserien war verbunden mit einem gewundenen Gerinnebett der Donau. Wann der fluiddynamische Umbruch zu einem gewundenen Flussverlauf erfolgte, wird im Zusammenhang mit der fluvialen Formung der ältesten Auenserie diskutiert.

Die älteste **Auenserie HS_I** ist durch karbonatfreie, sandig-tonige Lehme, welche zum Liegenden von stark tonigen Schluffen und nachfolgenden schluffigen Feinsanden unterlagert werden, charakterisiert. Diese Auensedimentabfolge grenzt sich durch einen lithofaziellen Wechsel von den sie überlagernden stark sandigen Lehmen (Ls4) der jüngeren Auenfazies ab. Die Überdeckung der HS_I-Auenserie mit jüngeren Auensedimenten wurde im Raum Loham durch das Alter von zwei fossilen Horizonten unmittelbar

am rezenten Donauverlauf durch ihre organische Substanz bestimmt. Rechtsseitig der Donau bei Stephansposching konnte bei 120 cm unter der Geländeoberfläche ein schwarzgrauer toniger Lehmhorizont auf ein Alter von 5.355 ± 220 ^{14}C a BP (Hv-24992; Bohrung 7142-B-108, Anlage 3) datiert werden. Auf der anderen Flussseite bei Hundeldorf (Loham) wurden die schwarzgraue Tonhorizonte um 4.765 ± 120 ^{14}C a BP (Hv-24845; Anhang Bohrkatalog 7142-B-8) von jüngeren Hochflutsedimenten überlagert (Kapitel 3.3.4 Profil Loham; Anlage 8.2 Bohrung 7142-B-8; Lage der Bohrpunkte Anlage 4). Ein weiterer fossiler, schwarzer Horizont wurde E' von Loham bei Metten (Kapitel 3.3.4 Profil Neuhausen, Anlage 8.4 Bohrung 7143-B-119) datiert. Die Überlagerung durch jüngere Hochflutsedimente erfolgte um 4.920 ± 125 ^{14}C a BP (Hv-24993). Die schwarzen bis schwarzgraue tonigen Lehme werden hier als Kolluvisol angesprochen.

Die Bildung der Kolluviole der HS_I-Auenserie vollzog sich analog zur H_I-Auenterrasse im Raum Straubing – Bogen. Aus den unterschiedlichen Fossilierungsaltern der HS_I-Auensedimente kann auf einen Zunahme der fluvialen Aktivität im Auenbereich seit 5.300 ^{14}C a BP ausgegangen werden, welche sich bis 4.700 ^{14}C a BP auch auf die höher gelegenen und paläoflußferneren Terrassenbereiche ausdehnte. Die älteste Auenfazies wurde in den Geländeuntersuchungen vorwiegend in Paläorinnen aufgenommen. Die Rinnensedimente bestehen aus einer tonigen bis schwach sandigen, tonigen Auenfazies, welche von jüngeren schluffigen Tonen überlagert werden.

Die in der Aue aufgenommenen fossilen Horizonte des ausgehenden Atlantikums und frühen Subboreals werden in den Untersuchungen von NÜBER (2005) im Raum Straßkirchen (Bogen) als Schwarzer Auenboden angesprochen. Zeitlich ordnet er diese Bodenbildung zwischen 7.000 und 5.000 cal. ^{14}C a BP ein. Am Bogenbach entwickelte sich der Schwarze Auenboden bereits um 8.000 cal. ^{14}C a BP, während im Tal der Kleinen Laber solche Ablagerungen nicht vorkommen (NILLER 1998, HEINE et al. 2005, und nach eigenen Untersuchungen). Die Bildung des Schwarzen Auenbodens erfolgte somit nur an bestimmten Flusstäler zu unterschiedlichen Zeiten. Er kann deshalb nicht als Leit- bzw. Markerhorizont verwendet werden (HEINE & NILLER 2003). Die zeitlich unterschiedliche Bildung der Schwarzen Auenlehme kann mit anderen Hochflutsedimenten einer Auenfazies mit ihrer zeitlich unterschiedlich einsetzenden und endenden Bodenbildung verglichen werden. Die Bildungsbedingungen der Schwarzen Auenlehme (Relief, redoxomorphe Verhältnisse) konnten aus der sich in Vorbereitung befindlichen

Arbeit von NÜBER (2005) noch nicht eingesehen werden. Die Bildung von Schwarzen Auenböden im Wettertal (Hessen) wurden von KREUZ et al. (1987) zwischen 7.000 und 5.700 ^{14}C a BP datiert. Somit erfolgte die Bildung des schwarzen Auenbodens an der Wetter um ca. 1000 Jahre später als im Donautal bei Straßkirchen.

Im Raum Straßkirchen wurde im Profilschnitt Schambach (Anlage 6.3, Bohrung 7142-B-81) ein fossiler Boden (frühholozäner Schwemmlöß) am äußeren Terrassenrand der JW_{II}-Terrassenfläche auf 7.875 ± 115 ^{14}C a BP (Hv-24991) datiert, welcher von älterem aufgearbeitetem Schottermaterial der würmzeitlichen Terrasse überlagert wurde. Die Fossilierung des Bodenhorizontes erfolgte durch eine erhöhte Wasserführung der Donau, welche die höher gelegenen würmzeitlichen Terrassenflächen überflutete. Auch ein verstärkter Abfluß aus den Seitentälern wie der Schambach oder der weiter W' in die Donau mündenden Aiterach wäre möglich. Über die Aiterach gelangten bereits zwischen dem frühen und mittleren Hochglazial und dem Frühholozän karbonathaltige Sedimente.

Im frühen Holozän wurde zwischen Bogen und Deggendorf die Sedimentabfolge der JW_{III}-Terrassenfläche von Hochflutrinnen durchschnitten. In den Rinnen finden sich die Ablagerungen der Auenserien wieder. Abflußrinnen auf den älteren würmzeitlichen Terrassenflächen sind ebenfalls durch holozäne Rinnensedimenten charakterisiert. Zwischen den Terrassenflächen der JW_I und JW_{II} befindet sich im gesamten Untersuchungsraum eine Hochflutrinne. Bereits im Verlauf des Spätglazials wurde das Donautal durch eine geringe Wasserführung oder Tieferlegung des Gerinnebettes charakterisiert. Auf den bereits aus der fluviyalen Formung ausgeschiedenen würmzeitlichen Terrassenkörpern setzte in den Abflußrinnen im Spätglazial die Verlandung und Torfbildung ein. Eine erosive Einschneidung in die würmzeitlichen Schotterkörper an der Lahn im Verlauf des Holozäns erfolgte ebenfalls durch Abflußrinnen, ohne die pleistozäne Talverfüllung zu durchschneiden (URZ 2000, URZ et al. 2002). Im Raum Natternberg zwischen JW_I- und JW_{II}-Terrassenfläche beginnt mit der Verlandung einer Hochflutrinne im hochglazialen Schotterkörper das Torfwachstum im frühen Spätglazial und wurde um 6.300 ^{14}C a BP beendet. Die Hochflutrinne NE' von Schambach befindet sich zum einen teilweise auf der hochglazialen Terrassenfläche JW_I und zum anderen zwischen JW_I und spätglazialer JW_{II}-Terrassenfläche. In diesem Bereich wurden die Rinnensedimente von NÜBER (2005 in Vorbereitung), welcher die Hochflutrinne als Paläomäanderbogen anspricht, untersucht. Dabei wurde direkt an der Grenze zur Hochterrasse ein Torfhori-

zont bei 110 cm bis 115 cm Tiefe auf 6.520 ± 85 ^{14}C a BP datiert. Weiter NE' von der Hochterrasse nahm NÜBER (2005) im Hangenden Torfe zwischen 50 cm und 110 cm unter der Geländeoberfläche auf. Der ältere Torfhorizont wurde zwischen 110 cm und 115 cm Tiefe auf 10.810 ± 260 ^{14}C a BP datiert. Der Torfbildungsbeginn kann je nach Lage der Paläorinnenbasis auch schon eher erfolgt sein. Zwischen 50 cm und 55 cm unter der Geländeoberfläche weist der Torfhorizont ein Alter von 6.975 ± 100 ^{14}C a BP auf. Aus seinen Daten geht nicht hervor, ob es sich hier um zwei voneinander getrennte Torfhorizonte mit zwischengeschaltetem minerogenem Material handelt oder um einen Torfkomplex. In der Veröffentlichung von HEINE & NILLER (2003) zur holozänen Landschaftsentwicklung wurden bereits einige Daten aus den Untersuchungen von NÜBER zum Paläomäander der Donau eingebunden und mit der fröhholozänen Entwicklung der Kleinen Laber verglichen. Daraus ging hervor, daß im frühen Holozän der Paläomäander der Donau durch die Einspülung von schluffigem Material und das Tal der Kleinen Laber bei Sallach durch Torfbildung charakterisiert sind. Um 7.900 ^{14}C a BP wurde die an der Hochflutrinne angrenzende, hochglaziale Terrassenfläche durch eine Überflutung der Abflußrinnen fluvial überformt und fossilierte die Rinnensedimente durch die Überdeckung mit Schottermaterial. Wenn es sich bei NÜBER (2005) in dem Paläomäander um einen Torfkomplex handeln sollte, so erreichte diese Überflutung den fröhglazialen Terrassenbereich nicht mehr. Weiterhin ist anzumerken, daß der bei HEINE & NILLER (2003) erwähnte Paläomäander von NÜBER eine breite, großbogige Paläorinne darstellt, welche wahrscheinlich schon im ausgehenden Frühglazial eines verzweigten Gerinnesystems gebildet wurde. Auch eine spätere Formung dieser Hochflutrinne im Hoch- oder Spätglazial wäre durch ein verzweigtes bzw. anastomosierend-verzweigtes Gerinnebettmuster erfolgt. Mäanderbildungen im Talabschnitt zwischen Bogen und Deggendorf konnten nur im Isarmündungsbereich während des Spätglazials, und dann auch nur eine kurzzeitige fluviale Formung des Terrassenkörpers durch ein Mäandrieren, nachgewiesen werden (Kapitel 4.1.2).

Flußaufwärts W' von Straubing wurde auf dem inneren Rand der hochglazialen Terrassenfläche, in Nähe des Paläoflusses, bei Sarching eine früh- bis spätmesolithische Wohnanlage im Bereich der Dünensande nachgewiesen (SCHÖNWEISS & WERNER 1974). Bei Straßkirchen sind mesolithische Wohnanlagen nicht bekannt bzw. nachgewiesen wurden. Das Fehlen von Besiedlungsstellen auf den würmzeitlichen Terrassen JW_{II} und JW_{III} in diesem Talabschnitt kann durch unregelmäßige, häufig erfolgende Hochflutereignisse an der Donau sowie auch aus den Seitentälern erklärt werden. Die JW_I-

Terrassenfläche wurde im frühen Holozän von Hochflutereignissen nicht erfaßt, da aus den Untersuchungen von NÜBER (2005) ein Torfbildungszeitraum von 10.800 und 7.000 ^{14}C a BP in der Abflußrinne zwischen JW_I- und JW_{II}-Terrassenfläche hervorgeht. Im Raum Natternberg im Profil Staufendorf (Anlage 8.5) erfolgte in einer Abflußrinne zwischen JW_I- und JW_{II}-Terrassenfläche die Torfbildung von 15.500 bis 6.300 ^{14}C a BP und setzte somit zeitlich früher ein als in der Hochflutrinne bei Schambach.

Die fluviale Formung der HS_I-Auenserie setzte mit dem frühen Holozän ein und verlief bis in das ausgehende Atlantikum. Im Talabschnitt Bogen bis Irlbach unterlag die Talentwicklung im frühen Holozän der Aufschotterungsphase, während sie flußabwärts bis Deggendorf bereist abgeschlossen war. Zwischen Bogen und Irlbach kann demzufolge von der Formung einer Akkumulationsterrasse gesprochen werden. Flußabwärts formte sich der Talauenschotter der HS_I-Auenserie durch ein anastomosierend-verzweigtes Gerinnesystem. Aus den Profilschnitten geht nicht eindeutig hervor, ob es sich hier um eine Erosions- oder Akkumulationsterrasse handelt.

Mit dem ausgehenden Atlantikum setzt die fluviale Formung der HS_{II}-Auenserie ein. Die Auenfazies ist durch stark sandige Lehme charakterisiert. Die Bildung von Braunerden, Kalkbraunerden und verbraunten Pararendzinen erfolgte ab der Mitte des Subboreals bis ins frühe Subatlantikum. In diesem Zeitraum verminderter Hochflutaktivität wurde in der Aue sowie auf der angrenzenden würmzeitlichen Terrassenfläche zwischen Pfelling und Hundeldorf (SE' Loham) während der Hallstatt- und Latènezeit gesiedelt (Anlage 21). Die Besiedlung zwischen Pfelling und Hundeldorf während des Subborreals/Subatlantikums deckt sich mit einer von LÜTTIG (1960) nachgewiesenen Erosionsphase an der Mittelweser. Allerdings verhält sich die Besiedlung der Aue an der Wende Subboreal/Subatlantikum konträr zu den Klimaauswertungen von SCHÖNWIESE (1995), welcher eine fluviale Aktivitätsphase in diesem Zeitabschnitt beschreibt. Überflutungen am Übergang Subboreal/Subatlantikum erfolgten im oberen Flussabschnitt zwischen Straubing und Bogen. Hieraus wird eine lokal beschränkte Überflutung der Auenbereiche im Donautal deutlich. Eine kurzzeitige Aktivierung der Hochflutereignisse im Raum Bogen bis Metten geht aus der Fossilierung von Auenlehmen in der Aue zwischen 3.210 ± 180 ^{14}C a BP bei Mariaposching und 2.955 ± 190 ^{14}C a BP zwischen Kapellen- und Spitalholz auf der hochglazialen Terrassenfläche (Straßkirchen) hervor (NUBER 2005).

Nach der Latènezeit erfolgte wieder eine Zunahme der Hochflutereignisse, welche zur Ablagerung von karbonathaltigen, schwach bis mittel lehmigen Sanden der HS_{III}-Auenserie führte. In den Rinnen ist die jüngste Auenserie durch die Ablagerung von stark tonigen Lehmen charakterisiert. Die Überflutungen erreichten im Raum Niederröckenhof die frühglaziale Terrassenfläche und beendeten die Bodenbildung, welche anhand von Holzrestefunden auf ein Alter von 2.119 ± 45 ^{14}C a BP (Erl-7200) datiert wurde. Eine erneute Besiedelung der Aue fand im Mittelalter statt, wodurch hier von einer kurzzeitig verminderten fluvialen Aktivität ausgegangen werden kann. Die kurze Phase einer verminderten Überflutung reichte nicht zur Bodenbildung aus. Zumindest konnten keine pedogenetischen Merkmale in den Bohrungen festgestellt werden, was aber eine Bodenbildung nicht ausschließt. Eine Gliederung der subatlantischen Ablagerungen in zwei Auenserien, wie dies im Raum Straubing in zwei Auenterrassen erfolgte, ist demzufolge nicht möglich. Die ständige Überprägung der subatlantischen Hochflutsedimente führte zu unterschiedlichen Bodenbildungen. Pararendzinen entwickelten sich in flußfernen oder auch höher gelegenen Bereichen. In den Abflußrinnen und auch in Rinnennähe finden sich Vegen. Im flußnahen Bereich erfolgte die Bildung von Auenspararendzinen.

Die HS_{III}-Auenserie ist durch eine sandige Auenfazies charakterisiert, welche den gesamten Talabschnitt der holozänen Aue zwischen Bogen und Metten abschließt. Zwischen Mariaposching und Anning sind hauptsächlich stark schluffige Feinsande zur Ablagerung gekommen.

Zwischen Loham und dem Isarmündungsbereich liegt die Geländeoberfläche der holozänen Aue auf demselben Niveau wie die angrenzende würmzeitliche Terrassenfläche oder überdeckt diese. Im Profil Staufendorf (Kapitel 3.3.4; Anlage 8.5) werden die würmzeitlichen Decksedimente von holozänen Hochflutsedimenten überlagert. Die Abgrenzung der einzelnen Decksedimente erfolgte über die Lithofazies. Das höhengleiche Niveau der Terrassenflächen ist Ausdruck einer im Holozän erfolgten geringen erosiven Einschneidung in den spätglazialen Schotterkörper, wodurch die Stapelung der einzelnen Auenserien zusätzlich zu einer Überragung der würmzeitlichen Terrassen führte. In der Anlage 17 ist die Geländeoberfläche im Raum Metten-Isarmündung dargestellt. Zur Orientierung wurden die Grenzen der würmzeitlichen Donauterrassenflächen und Isarterrassen sowie die holozäne Aue eingetragen. An der Lahn glichen Hochflutlehme ebenfalls das morphologische Relief des Talbodens aus, wodurch dieser relativ

eben erscheint (URZ 2003). Nach URZ (2003) werden diese Talbereiche potentiell zur Aue gerechnet.

Zusammenfassung

Die älteste Auenserien HS_I – tonige Auenfazies - umfaßt einen Bildungszeitraum von ca. 10.000 ¹⁴C a BP bis 5.500 ¹⁴C a BP. Im ausgehenden Atlantikum bis frühes Subboreal wurden die Auensedimente der HS_I-Serie von sandigen Hochflutlehmen der sich formenden HS_{II}-Auenserien überlagert. Mit dem beginnenden Subatlantikum scheidet die HS_{II}-Auenserien aus der fluvialen Formung aus und wird von der sandigen Auenfazies der HS_{III}-Auenserien abgelöst. Mit der Übereinanderlagerung der einzelnen Auenserien wurde die holozäne Talaue systematisch aufgebaut.

Während des Holozäns wurden die alten Rinnensysteme auf den würmzeitlichen Terrassenflächen als Abflußrinnen genutzt. In diesen Rinnen finden sich heute oftmals die Hochflutsedimente aller drei Auenserien wieder.

Am gewundenen Gerinnesystem der Donau erfolgte zwischen dem letzten Drittel des Atlantikums und an der Wende Atlantikum/Subboreal eine verminderte Hochflutaktivität. Vom frühen Subboreal bis heute ist der Abfluß der Donau durch eine erhöhte fluviale Aktivität gekennzeichnet, welche während der Hallstatt- und Latènezeit und im Mittelalter kurzzeitig unterbrochen wird. Im Vergleich mit dem Oberauer Raum, welcher durch eine lange Phase verminderter Hochflutaktivität zwischen dem letzten Drittel des Atlantikums bis in das ausgehende Subboreal gekennzeichnet ist, herrscht hier eine ständige aktive fluviale Überformung der Aue und auch der angrenzenden würmzeitlichen Terrassenbereiche. Auffallend ist, daß im Oberauer Raum mit der Hallstattzeit eine erhöhte Überflutung der Auenbereiche erfolgte (BUCH 1990), während flußabwärts unterhalb vom Bogenberg eine verminderte fluviale Aktivität einsetzte. Somit ist das Auftreten von Überflutungen im Donautal zwischen Straubing und Deggendorf auf lokale Räume beschränkt, wodurch ein Vergleich der Auenlehmmakkumulation und Bodenbildung gegenüber klimatischen Bedingungen und der daraus resultierenden fluviyalen Aktivitäts- oder Ruhephasen nicht getroffen werden kann. Auch LEOPOLD & VÖLKEL (2002) weisen in ihren Untersuchungen zur Bodenerosion und Kolluvienbildung bereits darauf hin, daß auch „...Kolluvien als Geoarchive unzweifelhaft eine klimatische Komponente, die jedoch aufgrund der Komplexität und Unwägbarkeit der anderen steuernden Prozesse nicht ausgelesen werden kann.“, wodurch auch hier eine Korrelati-

on Bodenerosion und Kolluvienbildung gegenüber klimatischen Verhältnissen „...derzeit paläoklimatische Aussagen mittels Kolluvien nicht möglich...“ ist.

Kolluvienbildungen sind seit 9.000 ^{14}C a BP von NILLER (2001) für das Tal der Kleinen Laber (Regensburger Raum) und seit 8.000 ^{14}C a BP für das Rhein-Main-Gebiet von SEMMEL (1995) belegt. Nach dem Vorliegen des dunkelbraunen bis schwarzen, sandig-tonigen Lehms an der Donau-Aue zwischen Bogen und Deggendorf könnte der Prozeß der Kolluvienbildung durch ackerbauliche Nutzung bereits im ausgehenden Mittelneolithikum bis frühes Endneolithikum erfolgt sein – Kolluvienbildung der HS_I-Auenserien. BUCH (1988), HEINE (2001) und FINK (1977) belegen für das Donautal seit dem Atlantikum Veränderungen im Abflußverhalten der Donau durch den Einfluß des Menschen.

Die Kolluvienbildung setzt an den Flussläufen wie auch an den Talhängen zu unterschiedlichen Zeiten in Abhängigkeit von der Besiedlungstätigkeit ein (Kapitel 3.6.3). Die Nutzung der Donau-Aue zwischen Bogen und Deggendorf mit dem Neolithikum, geht aus der Besiedlungskarte (Anlagen 20 und 21) und aus Untersuchungen zur Landschaftsentwicklung im Donautal hervor (HEINE 1997, NILLER 1998, 2001, SCHEIBE 2003). Während des Neolithikums und der Bronzezeit konzentrierte sich die Besiedlung noch vorwiegend an den Rändern der Hochterrasse zu den angrenzenden würmzeitlichen Terrassenbildungen. Ab der Hallstattzeit erfolgte eine nachweisliche Besiedlung (LANDESAMT FÜR DENKMALPFLEGE LANDSHUT) und damit aktive Nutzung der Aue zwischen Pelling und Deggendorf (linksseitig der Donau). SE' vom Bogenberg wird die Bodenbildung der würmzeitlichen Terrasse JW_{II} von Hangkolluvien überdeckt. Die Bodenerosion an den Hängen des Bogenbergs steht in einem engen Zusammenhang zur Besiedlungsgeschichte seit der späten mittleren Bronzezeit (HEINE et al. 1997). Hier setzen die Umlagerungen der Lösssedimente an den Hängen ein und griffen auf die angrenzenden würmzeitlichen Decksedimente über.

Nachfolgend sind weitere im Text verwendete ^{14}C -Daten aufgelistet (Tab. 3). Die aufgeführten Bohrungen sind im Anhang „Bohrkatalog und Aufschlußdokumentation“ enthalten.

Tab. 3: ^{14}C -Daten

Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben Hannover					
Bohr-nr.	Material	Tiefe in cm	14C-Alter Jahre v.h.	kalibriertes Zeitintervall cal...	Hv
7041-B-24 H	Pflanzenreste	121-150	3.210 ± 90	BC 1.525 – 1.400	24846
Physikalisches Institut der Universität Erlangen-Nürnberg					
7041-B-34 M	Pflanzenreste	450-455	4.982 ± 48	BC 3.940 – 3.859	7193
7041-B-48 H	Torf	217-223	1.547 ± 52	AD 415 – 619	7194
7041-B-48 L	Torf	290-300	1.662 ± 56	AD 315 – 535	7195

3.5.3 Landschaftsgeschichte, Besiedlung und Kolluvienbildung

Hochflutereignisse sind im Donautal seit 359 A.D. überliefert (SCHEIBE 2003). Vorherige Überflutungen der Talaue und der älteren Terrassenbildungen des Würms basieren auf der Rekonstruktion von Terrassenbildungen einschließlich ihrer Gerinnesysteme, den Paläorinnensedimenten und den auflagernden Decksedimenten mit fossilen Bodenhorizonten. In der älteren Flussgeschichte (Spätglazial) konnte festgestellt werden, daß Hochwasserereignisse nicht das gesamte Donautal umfaßten. Sie standen in Abhängigkeit zur Tiefenerosions- und Aufschotterungsphase, welche zeitlich versetzt und rückschreitend die geomorphologische Talentwicklung der Donau charakterisierten. Erst im Verlauf des mittleren Holozäns mit dem Einsetzen der Auensedimentation und der damit verbundenen Nivellierung des würmzeitlichen und frühholozänen Untergrundes konnten sich Hochwässer im Donautal auf große Streckenabschnitte ausbreiten und sich flussabwärts mit nachlassender Wassерenergie fortsetzen. In der Chronologie der überlieferten Hochwässer wird deutlich, daß fluviale Aktivitäten oftmals mit einer plötzlichen Klimaveränderung (Kleine Eiszeit) oder mit der fortschreitenden Besiedlung und damit Rodungsaktivitäten bestimmter Kulturschichten im Zusammenhang stehen.

Erste überlieferte Daten stammen von 359 A.D. einem Sommerhochwasser im Donautal zwischen Straubing und Bogen zur Römischen Kaiserzeit (SCHEIBE 2003). Eine dramatische Zunahme von Hochflutereignissen wird im Verlauf des Mittelalters deutlich. In den Wintermonaten der Jahre 1013, 1060, 1088, 1194 und 1451, 1461 und in den Som-

mermonaten 1210, 1280, 1342, 1343, 1462, 1485 und 1480 werden die Abstände zwischen fluvialer Aktivität und Ruhephasen immer kürzer. Zwischen dem 8. und 12. Jahrhundert begünstigte in Mitteleuropa ein ausgesprochen mildes Klima den Ackerbau und somit die Zunahme der agrarischen Produktivität, welches wiederum zu einem starken Bevölkerungswachstum führte. Ab dem 1300 A.D. wird der Höhepunkt in der Bevölkerungsdichte Europas mit ca. 70 Millionen Menschen erreicht (RUSSEL 1983). Nach dem zeitlichen Auftreten von Hochflutereignissen geht eine gesteigerte fluviale Aktivität vor und nach diesem Bevölkerungshöhepunkt hervor. Auch an anderen mitteleuropäischen Flussystemen ist eine Zunahme der Hochflutereignisse während des Mittelalters archiviert. In den Jahren 1304, 1310, 1316, 1374, 1402, 1405, 1432, 1448, 1462, 1482 und 1490 (Scheibe 2003) finden vermehrt in Mitteleuropa gesteigerte fluviale Aktivitäten statt. Eine Vielzahl der Hochwasserereignisse wurde zusätzlich durch schneereiche und kalte Winter mit Eisgängen verursacht. Eisgänge wurden aus den Jahren 1171, 1194, 1230, 1234, 1408, 1443, 1451, 1460, 1476 und 1484 für den Donauraum (n. SCHEIBE 2003) überliefert. Weitere Hochwässer im Raum Regensburg sind aus den Jahren 1013, 1235, 1304, 1342, 1367, 1400, 1408 und 1432 bekannt. Das Jahrtausendhochwasser im Sommer 1342 führte in Deutschland zwischen Regensburg und Straubing, Main (WEINKINN 1958) und den thüringisch-sächsischen Raum zu katastrophalen Folgen. Für den thüringisch-sächsischen Raum (Elbe, Werra, Weser) fanden in den Jahren 1343, 1374, 1432, 1433, 1480, 1491 und 1496 (BORK et al. 1998) weitere Überschwemmungen statt. Die katastrophalen Hochwässer zwischen 1310 und 1350 (FLOHN 1967) sind zusätzlich zur anthropogenen Nutzung der Talauen auf sehr regenreiche Jahre in Mittel-, West- und Osteuropa zurückzuführen. In diesen Zeitabschnitt kommt es in vielen Gebieten Europas vor allem um 1313 und 1317 (LAMB 1977) zu Mißernten und Hungersnöten, welche zu einem Rückgang der Bevölkerungsdichte führten (RUSSEL 1983).

Eine weitere Zunahme der Hochwasserereignisse in Süddeutschland erfolgte im Zeitraum zwischen 1560 und 1860 im Zusammenhang mit der „Kleinen Eiszeit“. Auch die Mittellandflüsse in der Schweiz (PFISTER 1984) wurden von dieser Kälteperiode durch extreme Hochwässer beeinflusst. Bedeutende Überflutungen sind aus den Jahren 1522 und 1651 durch langanhaltende Regenfälle über den Alpen und im südlichen Donauraum durch warme Luftmassen aus dem W' und SW' Europa bekannt. Für das ausgehende 18. Jahrhundert sind in Süddeutschland (Rhein, Donau) weitere, gleichzeitig stattfindende Hochwasserkatastrophen belegt. Weiterhin können Hochflutereignisse aus der

Schweiz mit später einsetzenden Überflutungen im Donauraum in den Jahren 1850 und 1876 parallelisiert werden (BUCH 1988).

Werden die Hochwasserereignisse in Deutschland miteinander verglichen, wird deutlich, daß untergeordnet nur zu bestimmten Jahren mehrere Flussysteme gleichzeitig Überschwemmungen aufweisen – erhöhte fluviale Aktivitäten oftmals nur ein Flussystem betreffen. Somit wird auch eine regionale Abhängigkeit eines Flussystems gegenüber Relief, klimatischen Bedingungen und Besiedlungstätigkeit deutlich.

Einen weiteren Aspekt in der Landschaftsgeschichte bildet die Bewaldung, welche sich entscheidend auf das Flussverhalten (Abfluß und Ausbreitung) auswirkt. Auf den aus der fluvialen Formung ausgeschiedenen Terrassenflächen der Donau sowie der Isar erfolgte nach Untersuchungen von BECKER (et al. 1994) am Beginn des Bölling-Interstadials (12.500^{14}C a BP) bis in das Alleröd-Interstadial eine kontinuierliche Bewaldung durch Kiefern. Während der Jüngeren Dryas ging die Bewaldung durch ein kälteres Klima allmählich zurück. Trotz vorhandener Bewaldung konnten Makroreste aus dieser Zeit in den Schotterkörpern der Donau nicht gefunden werden. BECKER (et al. 1994) geht deshalb von einem veränderten Abflußverhalten eines nunmehr flachbettigen, aus vielen kleinen Rinnen bestehenden verzweigten Flussystems aus, wodurch eine Einschottierung von Baumstämmen unter den Grundwasserspiegel verhindert wurde. Nach eigenen Untersuchungen erfolgte der Abfluß der Donau im ausgehenden Spätglazial ebenfalls durch ein verzweigtes Gerinnesystem mit der Tendenz zum Anastomisieren. Dabei unterlag die Formung der Talaue weniger einer erosiven Einschneidung des Gerinnebettes als vielmehr der Umlagerung des Schottermaterials. In den Profilschnitten lassen sich schmalere wie auch breitere Rinnen lokalisieren, welche eine Eintiefungstendenz von maximal 2 m aufweisen. Auch SCHELLMANN (1988) kam in seinen Untersuchungen zu dem Ergebnis, daß im ausgehenden Spätglazial für die Talentwicklung an der Donau wie auch an der Isar ein verzweigtes Gerinnesystem formend war. Flussaufwärts der Donau im Raum Niederwinkling wurde im selben Zeitraum des ausgehenden Spätglazials die Talentwicklung an der Donau durch ein anastomosierend-verzweigtes Gerinnesystem einer Aufschotterungsphase bestimmt. Weiter flussaufwärts von Irlbach bis Straubing war das Gerinnesystem durch einen gewundenen Flusslauf einer sich eintiefenden Donau in den tertiären Untergrund gekennzeichnet. Aufgrund der hier vorliegenden unterschiedlichen Gerinnesysteme und damit unterschiedlichen Abflußverhalten im ausgehenden Spätglazial innerhalb eines Talabschnittes von ca. 50 km kann demzufolge

nicht von einer fehlenden Einschotterung von Baumstämmen auf die Dichte der Bewaldung geschlossen werden.

Zum Beginn des Holozäns wurde das Klima bedeutend milder. Mit den klimatischen Veränderungen setzte zu Beginn des Boreals an der Donau (auch österreichischer Donaulauf) die Entwicklung von Eichenmischwäldern ein. An der Isar (BECKER et al. 1994) fand diese Entwicklung erst am Ende des Boreals statt - datiert durch Funde aus dem Atlantikum. Für die obere Donau sind Funde aus dem älteren Postglazial selten (BECKER 1982). Erst im frühen und mittleren Atlantikum konnten vermehrt Baumstammfunde in den Schotterablagerungen lokalisiert werden. Mit dem späten Atlantikum (Mittelneolithikum: zwischen 4.500-3.000 v. Chr.) nimmt die Funddichte in den Flußbettablagerungen zu. Weitere hohe Funddichten sind zwischen 2.300 bis 1.500 v. Chr. und dann wieder zur Eisen-Römerzeit, der Völkerwanderung und im Frühmittelalter bekannt. Aus den drei letzten genannten Kulturperioden werden auf tiefgreifende Veränderungen in der Talentwicklung geschlossen. Um 1.300 v. Chr. wird dagegen von einer Stillstandsphase in der Besiedlungstätigkeit ausgegangen, da hier keine Funde vorliegen. Während des Hoch- und Spätmittelalters sowie in der Neuzeit blieben Funde in den Schotterkörpern aus. An der österreichischen Donau (BECKER 1982) sind aus dem Subboreal nur wenige Funde bekannt, welche auf Flußbettverlagerungen (2.850 v. Chr.; 2.450 v. Chr. und 1.400 v. Chr.) in diesem Zeitabschnitt hinweisen. Eine verstärkte Häufung von Funden findet sich erst in den frühmittelalterlichen Talfüllungen.

Im überregionalen Vergleich mit anderen Flusssystemen weist BECKER (1982) darauf hin, daß im Boreal und Atlantikum keine Übereinstimmung in der Fundhäufigkeit vorliegt. Am Main setzt eine Häufung der Funddichte um 8.400 ^{14}C a BP ein und während des Atlantikums geht diese wieder zurück. Erst mit der Zunahme der Besiedlung an den Flussläufen wird eine Übereinstimmung in der Häufung von Funden deutlicher. Ein Maximum der Einschotterung kann am Main, Regnitz, Oberrhein sowie an der Donau um 2.000-1.800 v. Chr. und während des Subatlantikums im Frühmittelalter und zur Zeit der Völkerwanderung festgestellt werden. Demgegenüber treten aber auch im späten Holozän Unterschiede in der Häufigkeit von Baumfunden auf. Zur Eisen- und Römerzeit konnten in den Schotterkörpern am Main und an der Donau vermehrt Funde festgestellt werden, welche in den Schotterablagerungen am Oberrhein durch eine mehr oder weniger fundleere gekennzeichnet sind.

Die Besiedlungsgeschichte im Donautal zwischen Straubing und Deggendorf wurde aus den Daten des LANDESAMTES FÜR DENKMALPFLEGE in Übersichtskarten in den Anlagen 20 und 21 in Form von Fundpunkten dargestellt. Anhand der Anordnung der Besiedlungspunkte wird deutlich, daß sich das Besiedlungsgeschehen im Donautal vorwiegend auf den äußeren Terrassenrändern der Hochterrassenflächen konzentriert. Vom Paläolithikum bis zum Mittelalter sind hier Lesefunde und Besiedlungsstätten dokumentiert.

Im Raum Straubing rechtsseitig der Donau (Anlage 20) wird auf dem äußeren Rand der Hochterrasse zur angrenzenden frühglazialen JW_I-Terrasse N' von Aiterhofen eine hohe Besiedlungs- und Funddichte während der Linaer- und Stichbandkeramik (Frühneolithikum), dem Mittelneolithikum und der Urnenfelderzeit verzeichnet. In der Hallstatt-, Latène- und Mittelalterzeit konzentriert sich das Besiedlungsgeschehen nicht mehr nur auf die Hochterrassenfläche sondern verlagert sich auf die hochglaziale JW_I-Terrassenfläche. Im Raum Kagers/Öberau W' von Straubing sind vom Frühneolithikum bis in das Mittelalter auf der Hochterrasse und der angrenzenden frühlholozänen JW_{III}-Terrassenfläche Besiedlungsstellen lokalisiert. In der Donauaue sind vorwiegend Funde aus der Bronze- und Urnenfelderzeit sowie der Römischen Kaiserzeit bekannt. Vereinzelte Funde der Hallstatt- und Latènezeit sowie dem Mittelalter könnten auf ungünstige Besiedlungsbedingungen durch eventuelle Hochwasser in diesem Bereich hindeuten. Eine römerzeitliche Straße quert dabei den proximalen Schwemmfächerbereich der Kleinen Laber (Kapitel 4.2.2). Vereinzelte Funde aus dem Mittel- und Endneolithikum im Bereich des künstlich angelegten Mäanderdurchstichs bei Öberau weisen darauf hin, daß in diesem Bereich der Donau-Aue die fluviale Formung um ca. 6000 ¹⁴C a BP bereits abgeschlossen gewesen sein muß.

Linksseitig der Donau im Raum Parkstetten konzentrieren sich die mesolithischen bis mittelalterlichen Fundstellen auf der spätglazialen Terrassenfläche der JW_{II}. Hier liegt die höchste Funddichte auf dem äußeren Terrassenrand der JW_{II} zur angrenzenden holozänen Donau-Aue. Anhand der Besiedlungspunkte fällt auf, daß vor allem während der Römerzeit die Besiedlungsaktivität zurückgeht. In der Aue selbst sind nur vereinzelt S' von Parkstetten neolithische, hallstatt- und latènezeitliche Fundstellen am Übergang von der H_I- zur H_{II}-Auenterrasse, ein mittelalterlicher Fund auf der H_{II}-Auenterrasse sowie E' von Parkstetten im Bereich der H_I-Auenterrasse nachgewiesen. Die holozäne Donau-Aue wird vorwiegend neuzeitlich anthropogen genutzt. Die oben erwähnten, geringen

anthropogenen Aktivitäten im Öberauer Raum während der Hallstatt- und Latènezeit sowie dem Mittelalter steht eine hohe Besiedlungsdichte linksseitig der Donau im Raum Parkstetten gegenüber. Aus den Besiedlungsdaten wird deutlich, daß nur zu bestimmten Kulturzeiten in der Aue gesiedelt wurde. Weiterhin deutet die Wahl der Besiedlungsstandorte auf eine geographisch optimale Lage gegenüber der von Hochwasserereignissen geprägten Donau-Aue. Dieses Besiedlungsschema setzt sich im Raum Bogen bis Deggendorf ähnlich fort.

Rechtsseitig der Donau im Raum Schambach bis Stephansposching wird hauptsächlich auf den Hochterrassenflächen gesiedelt (Anlage 21). Im Bereich zwischen Schambach und Irlbach finden sich auch auf der hochglazialen JW_I-Terrassenfläche Siedlungsstätten des gesamten Neolithikums. Vereinzelt sind auch bronze-, urnenfelder- und hallstattzeitliche und verstärkt latènezeitliche Siedlungsfunde vertreten. Zwischen Stephansposching und Bergham (W' Natternberg) verlagert sich die Besiedlungstätigkeit von den Hochterrassen auf die jüngeren würmzeitlichen Terrassenflächen. Die Ursache liegt in der höheren Terrassenlage gegenüber den anderen Talabschnitten. Im Bereich des Natternbergs finden sich Siedlungsstellen des Mittel- bis Endneolithikums, verstärkt der Bronze- und Urnenfelderzeit und vereinzelt Hallstatt-, Latène- und Mittelalterzeit auf dem äußeren Rand der spätglazialen JW_{II}-Terrassenfläche. Weiter flussabwärts finden sich Fundstellen des Mittelneolithikums, der Bronze- und Hallstattzeit auf der angrenzenden fröhholozänen JW_{III}-Terrassenfläche. Im linksseitigen Donauraum zwischen Bogen und Deggendorf ist eine geringere Besiedlungsdichte gegenüber dem rechtsseitigen Raum zu verzeichnen. Auf den würmzeitlichen bis fröhholozänen Terrassenflächen finden sich sehr selten neolithische und bronzezeitliche Fundstellen. Ab der Urnenfelderzeit konzentriert sich das Besiedlungsgeschehen auf der fröhholozänen JW_{III}-Terrassenfläche und der holozänen Aue. Eine Zunahme der Besiedlung erfolgte während der Hallstatt- und Latènezeit. Römerzeitliche Funde sind am Bogenberg und flussabwärts bei der Ortschaft Pfelling lokalisiert (Anlage 21). Bis nach Deggendorf sind römerzeitliche Siedlungsstellen durch eine Fundleere gekennzeichnet. Während des Mittelalters sind die Aktivitäten direkt am Flußlauf und auf den Bayerischen Wald konzentriert. Nur eine mittelalterliche Besiedlung bei der Ortschaft Loham befindet sich auf der spätglazialen JW_{II}-Terrassenfläche.

Im gesamten Donautal erfolgt eine Besiedlung der würmzeitlichen und fröhholozänen Terrassenflächen und der Donau-Aue erst in der Neuzeit. Die Fundleere auf den würmzeitlichen sowie fröhholozänen Terrassenflächen zwischen Bogen und Straubing ist auf eine niedrige Geländeoberfläche im Bezug auf den Paläo-Donauverlauf zurückzuführen. Ein annähernd gleiches Niveau der Terrassenoberfläche, ein kontinuierlicher Abfall der Geländeoberfläche in Richtung Donau und ein ausgeprägtes Rinnensystem waren günstige Voraussetzungen für Überflutungen entlang der Hochflutrinnen bis an den Rand der Hochterrassenflächen. Der Übergang von rißzeitlicher zur würmzeitlichen Talformung wird durch einen markanten Geländeabfall markiert. Somit wird die Lage der Besiedlungspunkte auf höheren Geländepositionen deutlich.

Ein Zusammenhang zwischen Besiedlungslage und Hochwasserereignissen kann erst mit Beginn der Überlieferung von Aufzeichnungen um ca. 1000 A.D. hergestellt werden. Starke Überflutungen ab 1013 A.D. nehmen bis 1490 A.D. kontinuierlich zu. Als Ursache gelten die verstärkten mittelalterlichen Rodungsaktivitäten. Neben den anthropogenen Einflüssen spielen auch Zeiten mit erhöhten Niederschlagsmengen eine wesentliche Rolle. Auch Kälteperioden wie die „Kleine Eiszeit“ zwischen 1560 und 1860 führen zu extremen Überflutungen mit Eisgang. Eine Häufung der Baumstammlagen in den Flußbettablagerungen der Donau zwischen 4.500-3.000 v. Chr. (spätes Atlantikum/Mittelneolithikum), 2.300-1.500 v. Chr. (Bronzezeit), Römerzeit, Völkerwanderungszeit und Frühmittelalter belegen eine anthropogene Beeinflussung auf das Flußgeschehen durch verstärkte fluviale Aktivitäten. Während dem Hoch- und Spätmittelalter sowie der Neuzeit können keine Baumstammfunde in den Flußsedimenten lokalisiert werden.

Zur Eisen- und Römerzeit lokalisieren BECKER & FRENZEL (1977) eine verstärkte Waldzerstörung der Main- und Donaueichen. Die Waldzerstörung und die daraus resultierende Häufung von Baumstammfunden in den Flußschottern schreibt FRENZEL (1979) den Rodungsaktivitäten und der damit einsetzenden verstärkten Seitenerosion der Flüsse zu. Einen klimatischen Einfluß schließt er dagegen aus. DELORME & LEUSCHNER (1983) bringen die Hochflutereignisse an Main und Fulda während der römischen Kaiserzeit und dem Frühmittelalter ebenfalls mit der Rodungsaktivität aber auch einem feuchterem Klima, welches einen beschleunigten Wasserabfluß und verstärkte Hochfluttätigkeit bewirkten, in Zusammenhang. Am Oberrhein (MÄCKEL & FRIEDMANN 1999) wird der Eingriff des Menschen auf das Flußgeschehen ab der Bron-

zezeit und vor allem in der Latènezeit und in der römischen Eisenzeit bemerkbar. Dabei können vor allem in der Latènezeit verstärkte fluviale Aktivitäten und eine Klimaverschlechterung nachgewiesen werden. Mit dem Rückzug der Römer stabilisiert sich an den Flussläufen die Vegetation und es setzt die Bodenbildung ein. MÄCKEL & FRIEDMANN (1999) sehen wie auch DELORME & LEUSCHNER (1983) einen Zusammenhang zwischen gesteigerter Hochflutaktivität und dem menschlichen Eingriff sowie dem Klima. Im Vergleich zwischen Waldzerstörung und Wiederbewaldung an mitteleuropäischen Flussläufen stellen DELORME & LEUSCHNER (1983) regionale Unterschiede fest. Die Besiedlung an den Flussläufen erfolgt somit zeitlich verschieden und bewirkte damit auch eine zeitlich verzögerte Seitenerosion und Stammakkumulation in den Flusstäler. Die geringen Unterschiede in der Baumstammakkumulation in den Flusstäler zeigen, daß der Mensch zu bestimmten Zeiten aktiv in das Flussgeschehen eingegriffen hat. Es verdeutlicht weiterhin, daß durch Rodung der Auwälder ein Fluß zu Flussbettverlagerungen unterschiedlichen Ausmaßes neigt, wodurch zusätzlich größere Bereiche der Talaue überflutet werden.

BORK & BORK (1987) untersuchten an den mitteleuropäischen Flussystemen die Zerschluchtung bzw. den Zerschluchtungsgrad von Böden und bewiesen anhand von fehlenden oder sehr geringen Zerschluchtungen, daß im Früh- und Hochmittelalter nur schwache erosive Niederschläge stattgefunden haben. Demgegenüber war das frühe Spätmittelalter und die Zeit im 18. Jh. von starken Niederschlägen geprägt.

Zusammenfassend wird ein komplexes Wirkungsgefüge aus Besiedlung, klimatischen Impulsen und fluvialer Aktivität seit dem Mittelholozän deutlich. Dabei ist die Reaktion eines Flusslaufes auf äußere Veränderung unterschiedlich schnell und steht in Abhängigkeit zum Relief, zur Sedimentfracht und zur Tal- und Flussbettbreite sowie zum Gerinnungssystem.

Langanhaltende Niederschläge bewirken ein natürliches Anschwellen der Flüsse und die Überflutung der Auen. Bei fehlender Bewaldung ist die Wirkung der Abspülung sehr stark, wodurch das aufgelockerte und ungeschützte Sediment bereits bei geringer Wasserenergie erosiv herausgelöst wird und somit eine Flussbettverlagerung viel schneller erfolgen kann. Bei einer Bewaldung in den flussnahen Bereichen können Überschwemmungen durch den poreurreichen Oberboden durch Versickerung kompensiert werden.

Mit dem Beginn der ackerbaulichen Nutzung von Landflächen setzte die Bodenerosion ein. An den Flussläufen erfolgte in Abhängigkeit zu den lokalen Bedingungen die Kolluvienbildung zu unterschiedlichen Zeiten. Im Donautal zwischen Straubing und Deggendorf erfolgte die Besiedlung der Hochterrassenflächen, der würmzeitlichen Terrassen und des Bayerischen Waldes seit dem Mesolithikum (BÖHM & SCHMOTZ 1979, SCHEIBE 2003, SCHÖNWEIR & WERNER 1974). Der menschliche Eingriff in die Landschaftsentwicklung an den Seitentälern der Donau und am Bogenberg wird durch die Bildung von Auenlehmen und Kolluvien deutlich (HEINE et al. 1997, HEINE & NILLER 2003, SCHEIBE 2003). Von NILLER (2001) konnten Kolluvienbildungen bereits im Mesolithikum am südostexponierten Hang bei Sallach im Tal der Kleinen Laber um 8.429 ± 187 ^{14}C a BP nachgewiesen werden. Die Auenlehmbildung in der Kleinen Laber-Aue unterlag erst mit dem Subatlantikum dem anthropogenen Einfluß NILLER (1998). In den Untersuchungen zur Landschaftsgeschichte in Südwestdeutschland wurde von LÜNING (1995) der Eingriff des Menschen noch vor 7.000 ^{14}C a BP mit Hilfe von Einzelfunden belegt. Auch SEMMEL (1995) kann eine ackerbauliche Nutzung für das Rhein-Main-Gebiet seit 8.000 ^{14}C a BP sicher nachweisen.

Am südlichen Oberrhein führte der Eingriff des Menschen in die Naturlandschaft bereits in der Bronzezeit, der römischen Eisenzeit und der Latènezeit (MÄCKEL & FRIEDMANN 1999) zur Kolluvienbildung. An der Mittelweser wird der Beginn der Erosion und Kolluvienbildung an der Wende Subboreal/Subatlantikum (LÜTTIG 1960) und nach LIPPS (1988) schon seit der Bronzezeit nachgewiesen. Für die lößbedeckte Mittelgebirgslandschaft am Nordrand des Siebengebirges setzte die Erosionsphase erst seit dem jüngeren Subatlantikum ein (LESSMANN-SCHOCH et al. 1991). Auch HENNING (1979) weist Kolluvienbildungen in Deutschland seit dem mittleren Subatlantikum nach. Im Mittelalter fanden verstärkt Rodungsaktivitäten an den Flussläufen statt, wodurch diese Phase oftmals nachgewiesen werden konnte. LÖSCHER et al. (1989) weist ebenfalls Bodenerosionen (Umlagerungen von Dünensanden) mit dem Beginn der hochmittelalterlichen Rodungsperiode um 1100 n. Chr. nach. Veränderungen in der Naturlandschaft an den Flussläufen durch Besiedlung und ackerbauliche Nutzung seit dem Neolithikum sind aufgrund der lokal begrenzten Besiedlungsareale schwierig nachzuweisen (Kapitel 4.2.3). SEMMEL (1998) datierte Lockerbraunerde-Substrate eines fossilen Ah-Horizontes, welcher durch anthropogene Bodenerosion entstanden war, auf 5.370 ^{14}C a BP. Damit schließt er eine beginnende Bodenerosion erst seit dem Mittelalter aus. Im Wettertal wird der Einfluß des Menschen erst mit der Eisenzeit deutlich (RUPP 1991, SAILE 1992).

4 Die Mündungsbereiche der Donau-Nebenflüsse

4.1 Die Isar

Die Isar entspringt im Karwendelgebirge (Österreich) und durchfließt auf einer Länge von 263 km die Nördlichen Kalkalpen, das Alpenvorland und das Niederbayerische Tertiärhügelland. Bei Plattling unterhalb von Deggendorf mündet die Isar rechtsseitig als alpiner Nebenfluß in die Donau ein. Der Unterlauf der Isar zwischen Landshut und Donau wurde in den 80ern intensiv von SCHELLMANN (1988, 1990) untersucht. Im Kapitel 4.1.1 wird auf die Talentwicklung der Donau im Verzahnungsbereich mit der Isar anhand von zwei Profilschnitten einschließlich der flußaufwärts erfolgenden fluvialen Terrassenbildungen der Donau eingegangen. Die jungquartäre Talgeschichte der Isar im Isarmündungsbereich nach ihrer stratigraphischen Gliederung der Niederterrassen und der holozänen Aue nach SCHELLMANN (1990) erfolgt im Kapitel 4.1.2. Eine eigene Gliederung der würmzeitlichen Isar-Terrassen und der Isar-Aue sind nicht Bestandteil dieser Arbeit. Eigene Untersuchungen konzentrierten sich auf den Einfluß der Isar auf die fluviale Dynamik der Donau und deren Terrassenbildungen sowie auf den Vergleich der Tiefenerosions- und Aufschotterungsphasen beider fluvialer Systeme. Ebenfalls wird ein Vergleich der Altersstellung der würmzeitlichen Terrassenbildungen der Isar und der Donau nach SCHELLMANN (1988, 1990, 1994) und UNGER (1999) und der eigenen Untersuchungen zwischen Straubing und Deggendorf sowie der Arbeiten von BUCH (1988, 1989) und STANGL (1989) zwischen Regensburg und Straubing vorgenommen.

4.1.1 Talentwicklung der Donau im Bereich der Isarmündung

Im Einmündungsbereich der Isar grenzen die hoch- und spätglazialen Terrassenflächen der Donau an die holozäne Aue der Isar an - die Grenze wird durch den Verlauf der Alten Isar markiert. Die Sedimente der Donau sind durch die lehmige Sedimentfracht der Isar geringfügig beeinflußt. Die würmzeitlichen Schotterkörper beider Flussysteme lassen sich dahingehend unterscheiden, daß die Kiesfraktion der Isar im Korngrößen-Spektrum größer und durch lehmige Zwischenmittel verkittet ist. In den Decksedimenten der angrenzenden Isar-Schotterterrasse finden sich zudem im Hangenden Steinlagen in Lehmen des Bv-Horizontes wieder. Dieser Horizont verliert sich in Richtung Donau.

Im Verzahnungsbereich wurden die würmzeitlichen und holozänen Ablagerungen beider Flussysteme in zwei Profilschnitten, **Isar 1** und **Isar 2** (Anlage 22), aufgenommen. Inwieweit eine Beeinflussung der fluvialen Dynamik des überregionalen Flusses Donau durch die Isar als alpiner Nebenfluss vorliegt, wird im Kapitel 4.1.2 diskutiert.

In der Auswertung der Laborergebnisse aus der Körnungsanalyse der Feinfaktion ergaben sich für die würmzeitlichen Terrassenkörper terrassenspezifische Decksedimente. Somit konnten die karbonatfreien Lithofazien schwach toniger Lehm über sandig-tonigem Lehm sowie fluviale Sande der spätglazialen JW_{II}-Terrassenfläche und die karbonathaltige Lithofazies mittel toniger Lehm der fröhholozänen JW_{III}-Terrassenfläche zugeordnet werden. Dabei wird die JW_{II}-Terrassenfläche von einem späthochglazialen und die JW_{III}-Terrassenfläche von einem spätglazialen Schotterkörper unterlagert.

Isar 1 (Anlage 22.2) verläuft orthogonal zur Donau und parallel zur Isar. Auf einer Länge von ca. 3 km wurden die Terrassenflächen JW_{II} und JW_{III} sowie die holozäne Aue der Donau erfasst. Im SW' (flussaufwärts der Isar) schließen sich an die JW_{II}-Terrassenfläche der Donau die würmzeitlichen Ablagerungen der Isar an. Hier verzahnen sich die fluvialen Sedimente beider Flussysteme.

Die fluvialen Decksedimente der Isar bestehen im Hangenden aus karbonatfreien, schluffigen Lehmen. Zum Liegenden folgt ein karbonatfreier, schwach toniger Lehm. Dieser wird von stecknadelkopfgroßen Eisen- und Mangankonkretionen sowie von Geröllen mit bis zu 10 cm Größe durchsetzt. Die Solummächtigkeit der Braunerdebodenbildung beträgt maximal 70 cm und liegt dem 7 m mächtigen Isar-Schotterkörper direkt auf, wobei die Verbraunung bis in den Schotterkörper hineinreicht. Anhand der Karbonatfreiheit der hangenden Sedimentabfolge der Isarterrasse kann im Vergleich mit den Decksedimenten der Donauterrassen ein spätglaziales Alter angenommen werden. Die Terrassenbasis des Isarschotterkörpers liegt bei ca. 305,70 m ü NN. Die Schotteroberfläche fällt treppenartig zum inneren Terrassenrand von 312 m ü NN auf 311 m ü NN ab. In Bereichen mit schwacher Rinnenbildung werden die Lehme von karbonatfreien Feinsanden unterlagert. Mit einem Abfall der Schotteroberfläche von 3 m durch Rinnenbildung schließt sich der hochglaziale Schotterkörper der JW_{II}-Terrasse der Donau an. Die basalen sandigen Rinnensedimente werden von einen Meter mächtigen, anmoorigen, tonigen Horizonten überlagert. Der Aufbau des 5 m mächtigen Schotterkörpers der JW_{II}-Terrasse erfolgte durch ein anastomosierend-verzweigtes Gerinnesy-

stem während der Aufschotterungsphase im ausgehenden Hochglazial. Die Terrassenbasis wurde in diesem Profilschnitt nicht erbohrt. Am inneren Terrassenrand liegt die Schotteroberfläche bei 310 m ü NN und damit 3 m unter der Geländeoberfläche.

Die terrassenspezifische lithofazielle Ausbildung der karbonatfreien Decksedimente (Lithofazies Lt2 über Lts) des Niederterrassenschotters sind in diesem Profilschnitt durch anthropogene Bebauung bis zu 140 cm unter der Geländeoberfläche abgetragen. Unter dem Kolluvium folgen anmoorige, tonige Horizonte, welche an ihrer Basis sandiger werden (Bohrung 7143-B-157/Anlage 22.2). Die schwarze bis olivfarbene Verfärbung dieses Horizontes deutet auf stark reduzierende Bedingungen hin, welche sich bis in den Schotterkörper fortsetzen. Am inneren Rand dieser Terrasse bilden über 2 m mächtige zur Ablagerung gekommene fluviale Sande den Übergang zum jüngsten würmzeitlichen JW_{II}-Terrassenkörper. Im Topbereich sind die Feinsande durch eine stark schluffige Matrix charakterisiert, welche im Liegenden in schluffig-tonige Fein- bis Mittelsande übergehen. Aus den spätglazialen fluvialen Sanden entwickelte sich eine Braunerde heraus. Die fluvialen Sedimente der JW_{II}-Terrassenfläche sind durch ihre Karbonatfreiheit charakterisiert. Morphologisch heben sich die fluvialen Sande ca. 50 cm über der Geländeoberfläche als sandiger Uferwall heraus. Dieser kennzeichnet eine abnehmende Wasserführung und die Verlagerung des Donau-Gerinnebettes nach NE bzw. die Reduzierung der Talbreite.

Die fluviale Formung des Schotterkörpers der JW_{II}-Terrasse setzt nach der im frühen und mittleren Hochglazial erfolgten Tiefenerosionsphase ein. Das gewundene Gerinnebett befand sich im Hochglazial im Bereich des rezenten Donauverlaufes. Im Bereich der tiefsten erosiven Ausräumung des tertiären Untergrundes liegt die Schotterbasis zwischen 301 m ü NN und 300 m ü NN (Anlage 12). Die Terrassenbasis am äußeren Terrassenrand liegt bei ungefähr 306 m ü NN. Somit beträgt die Schottermächtigkeit im äußeren Terrassenzonenbereich weniger als 4 m. In der heutigen Talmitte des rezenten Donauverlaufes wurden Schottermächtigkeiten von 8 m bis 10 m erreicht. Die Aufschotterungsphase im ausgehenden Hochglazial wurde an der Wende Hochglazial/Spätglazial durch einen Umschwung in der Gerinnebettgeometrie vom anastomosierend-verzweigten zum verzweigten System beendet.

Der Übergang zum spätglazialen Schotterkörper wird durch die auflagernden, charakteristischen fluvialen Decksedimente der JW_{III}-Terrassenfläche und durch eine erosive Einschneidung in den tertiären Untergrund markiert. Mit dem flußdynamischen Umbruch setzt in diesem Talabschnitt die Umlagerung des späthochglazialen Schotterkörpers ein. Während der fluvialen Formung wird das alte Rinnensystem durch anfängliche Nutzung der Abflußrinnen und deren späteren geringfügigen Verlagerung überprägt. Dabei nimmt im Verlauf der Terrassenformung das Gerinnebett einen zunehmend anastomosierenden bis mäandrierenden Charakter an. Der mäandrierende Verlauf des Donaubettes wird auf der Schotteroberfläche schwach nachgezeichnet (Anlage 14). Eine geringe erosive Ausräumung wie sie auch im Donautal bei Loham erfolgte, lässt auf eine Unterlagerung des spätglazialen Schotterkörpers durch einen hochglazialen Akkumulationskörper vermuten.

Über die Grenze zwischen beiden Schotterkörpern (JW_{II} und JW_{III}) kann keine Angabe gemacht werden. Die Schotteroberfläche am äußeren Rand der JW_{III}-Terrasse liegt im Profilschnitt bei ca. 308 m ü NN und steigt zum inneren Terrassenrand auf 310 m ü NN an. Damit überragt der spätglaziale Schotterkörper am inneren JW_{III}-Terrassenrand die hochglaziale JW_{II}-Terrasse um 2 m.

Das Hangende des Schotterkörpers der JW_{III}-Terrasse wird von 3 m tiefen Rinnen durchsetzt. In den Rinnen sedimentierten basale grob- und mittelsandige Hochflutsedimente (Anlage 22.2 Bohrungen 7143-B-160, R 184/4). In diese sandige Abfolge schnitten sich im weiteren Verlauf der abschließenden fluvialen Formung erneut Rinnen ein. Die Rinnenverfüllung besteht aus karbonathaltigen, feinsandigen Hochflutsedimenten. Im Hangenden sind die Feinsande oftmals holzresteführend und mit Kalkkonkretionen durchsetzt. Den Abschluß der fluvialen Ablagerungen bilden spätglaziale/frühholozäne Decksedimente. Schluffig-lehmige Hochflutsedimente mit Kalkkonkretionen werden von karbonatfreien, mittel schluffigen Tonen bis mittel tonigen Lehmen überlagert. Diese Sedimentabfolge wird in Bereichen holozäner Gräben von karbonatfreien Vegen aus mittel schluffigen Tonen überlagert.

Zu Beginn des Holozäns wird die Talaue von einem zunehmend anastomosiernd-verzweigten Gerinnesystems geformt. Im frühen Holozän erfolgt der flußdynamische Umbruch vom anastomosiernd-verzweigten zum gewundenen Gerinnesystem und damit die fluviale Formung der holozänen Donau-Aue und deren Auenserien. Der sich im

frühen Holozän formende Talauenschotter wird (analog zur JW_{III}-Terrasse) vom hochglazialen Schotterkörper der JW_{II} unterlagert. Im äußeren Rand des Talauenschotters sind die Rinnen des frühholozänen anastomosierend-verzweigten Gerinnesystems noch nachgezeichnet. Die Schotteroberfläche im heutigen Auenbereich liegt gegenüber der JW_{III} nur einen Meter tiefer. Die spätglazialen und frühholozänen Rinnen wurden im Verlauf der weiteren holozänen Talentwicklung für den Hochwasserabfluß genutzt und fluvial überformt. Die holozänen Rinnensedimente sind durch eine sehr unterschiedliche, karbonathaltige, lithofazielle Zusammensetzung charakterisiert. Mittel- und Feinsande bis sandige Schluffe und Tone wurden abgelagert. Aus den abschließenden schluffigen, tonigen Sedimenten bildeten sich im flußfernen Bereich der holozänen Talaue schwach verbraunte Pararendzinen heraus. Im Vergleich mit den anderen holozänen Bodenbildungen kann die schwach verbraunte Pararendzina in das frühe Subatlantikum gestellt werden. Dieser pedogenetische Entwicklungsgrad umfaßt im gewundenen Bereich der Donau die HS_{II}-Auenserie und im mäandrierenden Verlauf bei Straubing die H_{III}-Auenterrasse.

Die heutige laterale Ausbreitung der Terrassenflächen variiert stark. Die JW_{II}-Terrassenfläche ist als schmaler Streifen von ca. 600 m Breite erhalten geblieben. In den JW_{II}-Terrassenkörper schnitt sich im frühen Spätglazial das Gerinnesystem der Donau und führte zur fluvialen Formung des spätglazialen Schotterkörpers der JW_{III}. Die Überlagerung der spätglazialen Schotterkörpers durch die JW_{III}-Decksedimente ist über einen Kilometer im Gelände zu verfolgen. Die sich anschließenden holozänen Ablagerungen umfassen bis zur Donau eine Ausdehnung von 750 m. Die holozäne fluviale Formung der Talaue ist mit einer geringen erosiven Ausräumung des Schottermaterials verbunden. Im morphologischen Modell zur Schotteroberfläche (Anlage 14) wird das mäandrierende Gerinnesystem der spätglazialen Terrassenformung nachgezeichnet. Somit kann nur direkt am holozänen Donauverlauf die fluviale Formung eines Talauenschotters erfolgt sein. Die flußferne holozäne Sedimentabfolge muß folglich dem spätglazialen Schotterkörper der JW_{III} aufliegen.

Im Profilschnitt **Isar 2** (Anlage 22.3) wurde auf einer Länge von ca. 3 km der innere Rand des JW_{II}-Terrassenkörpers der Donau und die Aue der Isar erfaßt. Das Profil verläuft dabei orthogonal zur Isar (NW-SE) und parallel zur Donau. In Fließrichtung der Isar schließt sich an den JW_{II}-Terrassenkörper die JW_{III}-Terrassenfläche an. Der Profilquerschnitt der holozänen Aue der Isar ist in der flußwärts gerichteten Sedimentakkumulation

mulation aufgenommen. Wie schon im Profilschnitt **Isar 1**, lässt sich auch hier die hoch- von der spätglazialen Terrasse der Donau anhand ihrer Decksedimente voneinander trennen.

Der späthochglaziale Schotterkörper der JW_{II}-Terrasse wurde während der fluvialen Formung im ausgehenden Hochglazial durch ein anastomosierend-verzweigtes Gerinne- system aus 5 m mächtigen Fein- und Mittelkiesen aufgebaut. Bis zu 2 m tiefe, verfüllte Paläorinnen und ein welliger Verlauf der Schotteroberfläche kennzeichnen die heutige Schotteroberfläche. In den Rinnen und auf den Kiesrücken kamen mit abnehmender fluvialer Aktivität schwach karbonathaltige Grob- bis Mittelsande zur Ablagerung. Am Übergang zum unterlagernden Schotterkörper sind die fluvialen Sande oftmals kiesführend. Das anastomosierend-verzweigte Rinnensystem ist durch eine ständige Verlagerung der einzelnen Rinnen charakterisiert, wobei die Eintiefungstendenz immer mehr nachlässt. In der Auswertung der einzelnen fluvialen Sequenzen in den Rinnen und der nachfolgenden Verlagerungen mit geringerer Eintiefung geht hervor, daß der Abschluß der jeweiligen Terrassenbildungen durch eine ausgeglichene Wasserführung gekennzeichnet ist. Mit einer Zunahme in der Wasserführung geht das Gerinnensystem in ein zunehmend verzweigtes Gerinnemuster mit erosiver Einschneidung oder bei sehr hohen Abflußmengen in einen gewundenen Flußverlauf mit hohen Erosionsbeträgen über. In beiden Fällen scheiden die flußfernen Bereiche aus der fluvialen Formung aus und eine Reduzierung der Talbreite erfolgt.

Auf den fluvialen Sanden der JW_{II}-Terrassenfläche folgen karbonatfreie, sandig-tonige Lehme, welche wiederum von schwach tonigen Lehmen überlagert werden. Diese lithofazielle Abfolge Lt2 über Lts ist charakteristisch für die Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche (Anlage 22.3 Bohrungen 7143-B-166, 7143-B-167). Aus den Decksedimenten entwickelten sich Braunerden und Gley-Braunerde. Im Kontaktbereich zur JW_I-Terrassenfläche ist die Braunerdebodenbildung sekundär aufgekalkt.

In den inneren JW_{II}-Terrassenrand schnitt sich in die fluvialen, frühspätglazialen Decksedimente bis zum hochglazialen Schotterkörper im Verlauf des ausgehenden Spätglazials bogenförmig die JW_{III}-Terrasse ein. Die Basis bilden einen Meter mächtige, feinsandige Ablagerungen, welche im Liegenden in Grobsande übergehen. Die Decksedimente der JW_{III} grenzen sich von der JW_{II}-Terrassenfläche durch die Lithofazies der mitteltonigen Lehme ab. Hier sind die Lehme im Gegensatz zu den anderen Profilschnitten

karbonatfrei. Im Bereich der spätglazialen Rinnen entwickelten sich aus schluffigen Tonen Gley-Braunerden sehr großer Entwicklungstiefe heraus. Im Gegensatz zu den fluviyalen Decksedimenten der JW_{II} und JW_{III} weiter flussaufwärts der Donau lässt sich hier eine hervortretende tonige Komponente feststellen. Sie nimmt flussaufwärts ab und ist in den spätglazialen und holozänen Decksedimenten nur noch untergeordnet vorhanden.

An die JW_{II}-Terrassenfläche der Donau schließt sich in E' Richtung die Aue der Isar mit ihrem ?holozänen Schotterkörper an (Anlage 22.3 Bohrung R 184/3). Die angrenzende wellige Schotteroberfläche der Isar-Terrasse entspricht demselben Niveau wie das der JW_{II}-Terrassenfläche der Donau. Ein geringer Abfall der Oberkante des Isar-Schotterkörpers von lediglich 50 cm durch flache Rinnenbildung markiert den Übergang bzw. die Grenze zwischen beiden fluviyalen Systemen. Deutlich markiert wird der Wechsel durch die karbonathaltigen, jüngeren Decksedimente (verbraunte Pararendzinen), dem an die JW_{II}-Terrasse grenzenden Verlauf der Alten Isar und einer höher gelegenen Tertiäroberfläche der Isar-Aue. Eine um ca. 1,50 m höherliegende Terrassenbasis (305 m ü NN) lässt sich anhand der Bohrdaten eindeutig bis zum rezenten Isarverlauf verfolgen. Die geringe erosive Ausräumung und Tieferlegung des Gerinnebettes der Isar wird auch in dem morphologischen Modell zur Quartärbasis (Anlage 12) deutlich. Der Vergleich der holozänen Schotteroberflächen beider fluvialer Systeme zeigt, daß die Isar eine geringere Aufschotterung von lediglich 4 m gegenüber dem Schotterkörper der Donau von mehr als 6 m aufweist.

Auf den holozänen Isar-Schottern folgen ca. 2 m mächtige im Wechsel sich überlagern-de Mittel- und Feinsande. Ihre Mächtigkeit nimmt zum rezenten Isarverlauf um einen Meter zu. Die holozäne Auensedimentation ist durch karbonathaltige, tonige Schluffe charakterisiert, wobei der Tongehalt in Richtung Isar abnimmt. Aus den tonigen Schluffen der Auensedimentation der Isar entwickelten sich verbraunte Pararendzinen. Im Kontaktbereich zur JW_{II}-Terrassenfläche (Alte Isar) und im Bereich des rezenten Isarverlaufes sind die Pararendzinen nur schwach verbraunt.

Im Verzahnungsbereich Isar und Donau zeigt sich, daß eine Trennung der spätglazialen von der frühholozänen Terrassenfläche der Donau anhand ihrer lithologischen Zusammensetzung der Decksedimente möglich ist und damit durch ihre eigene Bodenart charakterisiert sind. Die karbonatfreie Lithofazies Lts/Lt2 ist charakteristisch für die JW_{II}-

Terrassenfläche, an welche sich die karbonathaltigen, mittel tonigen Lehme der JW_{III}-Terrassenfläche anschließen. Dies findet sich sowohl im Einmündungsraum der Isar sowie ca. 5 km oberhalb dieses Bereiches in den Decksedimenten der würmzeitlichen Donau-Terrassen wieder.

Eine bedeutende Tiefenerosionsphase der Isar wie sie im Donautal vorzufinden ist, fand nicht statt. Im morphologischen Modell zur Quartärbasis (Anlage 12) ist im Einmündungsbereich der Isar keine bedeutende Erosionsfläche nachgezeichnet. Im Vergleich mit der Tieferschaltung der Quartärbasis der würmzeitlichen Terrassenfläche JW_{III} der Donau auf 300 m ü NN und der heutigen Talaue der Isar bei 305 m ü NN muß auf eine verminderten Erosionsleistung der Isar am Ende ihres Flussverlaufes geschlossen werden. Des weiteren kann aus dem Verlauf der Erosionsbasis und demzufolge -rinne im Donautal auf ein gewundenes Gerinnesystem geschlossen werden. Im Isartal konnten markante Eintieffungsstrukturen, welche eine bestimmte Gerinnebettgeometrie nachzeichnen, aus dem morphologischen Modell zur Quartärbasis und anhand der Profilschnitte nicht abgeleitet werden.

4.1.2 Die würmzeitlichen Terrassen und die holozäne Auendynamik

SCHELLMANN (1988, 1990) bearbeitete eingehend die jungquartären Ablagerungen an der Isar sowie an der Donau im Bereich der Isarmündung, bei Straubing und bei Regensburg. Er gliederte die Talgrundterrassen der Isar wie auch der Donau in drei jungpleistozäne Niederterrassen (**NT 1 bis NT 3**) und in sieben holozäne Auenterrassen (**H1 bis H7**). Zwischen der jüngsten Hochterrasse und der ältesten Niederterrasse gliedert er eine weitere mit Löß bedeckte spätmittelpleistozäne Terrasse aus, die Übergangsterrasse **ÜT** (prä-Hochglazial). Die Lößbedeckung stuft er zeitlich in das Mittelwürm ein. Im frühen Jungpleistozän schließt sich an die ÜT die würmzeitliche, lößfreie Terrassenbildung der NT1 (Hauptniederterrasse) an. Erst am Übergang vom Würmhochglazial zum Spätglazial scheidet die NT1-Terrassenbildung aus der fluvialen Formung aus. Das Spätglazial umfaßt die Aufschotterungsterrassen NT2 (frühes Spätglazial bis Beginn Bölling) und NT3 (Bölling bis ausgehendes Spätglazial). Alle drei würmzeitlichen Terrassenbildungen sind durch ein verzweigtes Gerinnesystem gekennzeichnet.

Eine spätere geomorphologische Kartierung zwischen Straubing und Deggendorf erfolgte durch UNGER (1999). Er übernahm im Isarmündungsbereich die Gliederung der würmzeitlichen und holozänen Ablagerungen von Schellmann und übertrug diese auf das Donautal zwischen Straubing und Osterhofen.

BUCH (1988, 1990) und STANGL (1989) gliedern die würmzeitlichen Terrassenbildungen in eine frühglaziale, hochglaziale und spätglaziale Talgrundterrasse. Im Holozän bildeten sich nach der Aufschotterungsphase um 6000 ^{14}C a BP vier holozäne Auenterrassen eines mäandrierenden Gerinnesystems heraus. Die Gliederung und zeitliche Einordnung der Terrassenbildungen erfolgte anhand ihrer Terrassenbasis, der Oberflächenmorphologie, der Decksedimente und wird zusätzlich durch ^{14}C -Datierungen untermauert.

In der morphologischen Übersichtskarte von SCHELLMANN (1990) für den Raum Deggendorf (Isarmündung) kartierte er alle drei Niederterrassenbereiche aus. Die jüngste NT3, welche flussaufwärts der Donau bis weit oberhalb des Natternbergs erhalten geblieben ist, kann zeitlich nach eigenen Untersuchungen in das Hochglazial eingeordnet werden. Im Profilschnitt Staufendorf (Kapitel 3.3.4) wurde eine Rinnenfüllung im Hängenden dieser Terrassenfläche auf ein fröhholozänes Bildungsalter datiert. An der Basis des Torfkomplexes konnte ein Torfbildungsalter von 15.500 ^{14}C a BP errechnet werden (Kapitel 3.3.4/Profil Staufendorf). Damit fällt die Bildung der Rinne in das Hochglazial und die Verlandung in das frühe Spätglazial. Somit unterlag dieser Terrassenbereich einer hochglazialen fluivialen Formung und entspricht demzufolge nicht der nach SCHELLMANN (1988, 1990, 1994) im ausgehenden Spätglazial geformten NT3. Nach eigener Gliederung der würmzeitlichen Terrassen gehört diese Terrassenfläche dem JW_{II}-Terrassenkörper an. Weiterhin sprechen die karbonatfreien Decksedimente (sandig-tonige Lehme), wie sie auch flussauf- und flussabwärts beiderseits der Donau auf der JW_{II}-Terrasse wiederzufinden sind, für ein hochglaziales Bildungsalter des Schotterkörpers. Somit entspricht auch die sich an den äußeren Terrassenrand der JW_{II} anschließende Terrassenfläche nicht wie nach SCHELLMANN (1988, 1990, 1994) der ÜT sondern umfaßt den frühglazialen Schotterkörper der JW_I-Terrasse.

Eine holozäne Gliederung in sieben Auenterrassen in den mäandrierenden Talabschnitten der Isar wurde von SCHELLMANN (1988, 1990, 1994) auch auf das Donautal übertragen. In den Abschnitten des gewundenen Donauverlaufes im Untersuchungsgebiet erfolgte keine Gliederung der holozänen Ablagerungen durch SCHELLMANN (1988,

1990, 1994). Hier konnten nach eigenen Untersuchungen im gewundenen Talabschnitt drei Auenserien und im mäandrierenden vier Auenterrassen kartiert werden.

Zur Zeit der älteren Auenterrassenbildungen H1 und größtenteils H2 der Isar zwischen Präboreal und frühem Atlantikum ist die Talentwicklung der Donau im mäandrierenden Talabschnitt noch von der Tiefenerosion und anschließend von der Aufschotterungsphase erfaßt. Somit erfolgte die Bildung von Auenterrassen im Donautal erst mit der Aufschotterungsphase um 8.000 ^{14}C a BP. Daraus resultierend kann eine Gliederung der Auenterrassen in sieben holozäne Ablagerungen, wie dies SCHELLMANN (1988) für die Isar durchführte, für den fluvialen Raum der Donau nicht angewendet werden. Auch wäre ein Gleichstellung der würmzeitlichen und holozänen Ablagerungen der Isar mit denen der Donau dahingehend nicht sinnvoll, da die Isar durch die Schmelzwässer der Alpengletscher gesteuert wird und damit ein anderes Abflußregime sowie eine andere Akkumulations- und Erosionsleistung aufweist. Folglich würde auch die zeitliche Stellung der Terrassenbildungen der Isar nicht der der Donau entsprechen.

Der Flußlauf der Isar wurde zu Zeiten der Wiedererwärmung im späten Würmhochglazial und im Bölling von den Schmelzwässern der Alpengletscher durch eine enorme Wasserführung charakterisiert. Damit verbunden war zum einen der Übergang von der NT1 zur NT2 und im Bölling von der NT2 zur NT3. Eine erhöhte Wasserführung der Isar an der Wende Hochglazial/Spätglazial wurde auch in den Untersuchungen von FELDMANN (1992) zum Abschmelzen von Toteis des Ammersee im Zusammenhang mit dem Zusammenbruch des inneralpinen Eisstromnetzes und dem einsetzenden Auftau des Permafrostbodens am Alpennordrand von HABBE (1988) bestätigt. Vor dem Bölling in der Ältesten Dryas wie auch danach in der Jüngeren Dryas erfolgte ein Kälterückschlag, welcher innerhalb der NT2 und NT3 eine enorme Aufschotterung verursachte. Eine bedeutende Eintiefungstendenz der Isar im Isarmündungsbereich in den tertiären Untergrund zu Zeiten erhöhter Wasserführung wurde in den Untersuchungen von UNGER (1985) dokumentiert. In der Talaue der Isar steht der tertiäre Untergrund bei 305 m ü NN an. Flußaufwärts konnten ebenfalls keine signifikant großen Eintiefungsbeträge, wie im vorangegangen Kapitel bereits beschrieben, festgestellt werden.

Beide Flußsysteme unterscheiden sich stark in ihrem fluvialen Formungsverhalten. Während im Isartal eine flußabwärts gerichtete Erosions- und Akkumulationsleistung und damit eine zeitgleiche Formung der jeweiligen Terrassen erfolgte (SCHELLMANN

1988), verlaufen diese im Donautal seit dem frühen Hochglazial rückwärtschreitend. Durch das rückwärtschreitende Einsetzen von Eintiefung und nachfolgender Aufschotterung unterliegt jede würmzeitliche Terrassenbildung einer unterschiedlichen fluvialen Formung. Während des Hochglazials wurde das Donautal im Isarmündungsbereich durch eine bedeutende Tiefenerosionsphase bestimmt, welche im ausgehenden Hochglazial von einer Aufschotterungsphase abgelöst wurde. Im selben Zeitraum setzte die fluviale Formung der NT1 durch ein verzweigtes Gerinnesystem mit ausgeglichenem Abfluß, welche im Maximum der Würmvereisung zwischen 20.000 und 18.000 ^{14}C a BP ebenfalls eine Aufschotterung erfuhr, ein. Im Spätglazial sind beide Flussysteme durch ein vorwiegend verzweigtes Gerinnesystem charakterisiert, wobei die fluviale Formung des Isartales durch zwei Aufschotterungsphasen geprägt wurde. Die erste Aufschotterung erfolgt während der Ältesten Dryas der NT2 und wird im Bölling durch eine erhöhte Wasserführung beendet, welche zur fluvialen Formung der NT3 führte. Die zweite Aufschotterung erfolgte innerhalb der NT3 in der Jüngeren Dryas. UNGER (1999) schließt sich den Untersuchungen von SCHELLMANN (1988, 1990) zur fluvialen Formung der Isarterrassen im Isarmündungsbereich an und deutet im Bölling durch erhöhte Wasserführung auf eine Erosionsphase hin. Aus dem morphologischen Modell zur Quartärbasis und im Profilschnitt lässt sich, wie in den vorangegangenen Ausführungen bereits dokumentiert, keine bedeutende Eintiefung in das Tertiär erkennen. Die fluviale Formung des spätglazialen Schotterkörpers der JW_{III}-Terrasse im Donautal des Isarmündungsbereiches wird durch keine Eintiefungstendenz in den tertiären Untergrund charakterisiert. Hier erfolgte die Umlagerung und Überprägung des unterlagernden späthochglazialen Schotterkörpers durch ein verzweigtes Gerinnesystem. Auf der Schotteroberfläche im morphologischen Modell (Anlage 14) wird im heutigen Isarmündungsbereich der spätglazialen Terrasse ein mäandrierender Verlauf der Donau schwach nachgezeichnet. Somit unterlag das Gerinnesystem innerhalb der fluvialen Formung des Schotterkörpers kurzzeitig der Tendenz zum Mäandrieren. In den nachfolgenden Ausführungen wird auf den flußdynamischen Umbruch des Gerinnesystems im Zusammenhang mit der fluvialen Dynamik der Isar eingegangen.

Im Verlauf des Hochglazials bis zum Spätglazial erfolgte die Verlagerung der Isarmündung in Richtung Bayerischer Wald um 1,5 km bis an die Linie Singerhof – Gilsenöd (SCHELLMANN 1990, Abb. 22, S. 128). Damit lag die Isarmündung ca. 2 km vor der im Hochglazial während der Tiefenerosionsphase gebildeten breiten Rinne eines gewundenen Donauverlaufs (Anlage 17). Die Breite der Rinne schwankte zwischen 800 m und

1200 m, wobei die tiefsten Einschneidungsbeträge eine Talbettbreite von 600 m bis 900 m nachzeichnen. Die enorme Flussbettbreite von 1200 m ist auf ein Pendeln des Flusslaufes während der Eintiefung zurückzuführen. Das hochglaziale gewundene Gerinne-

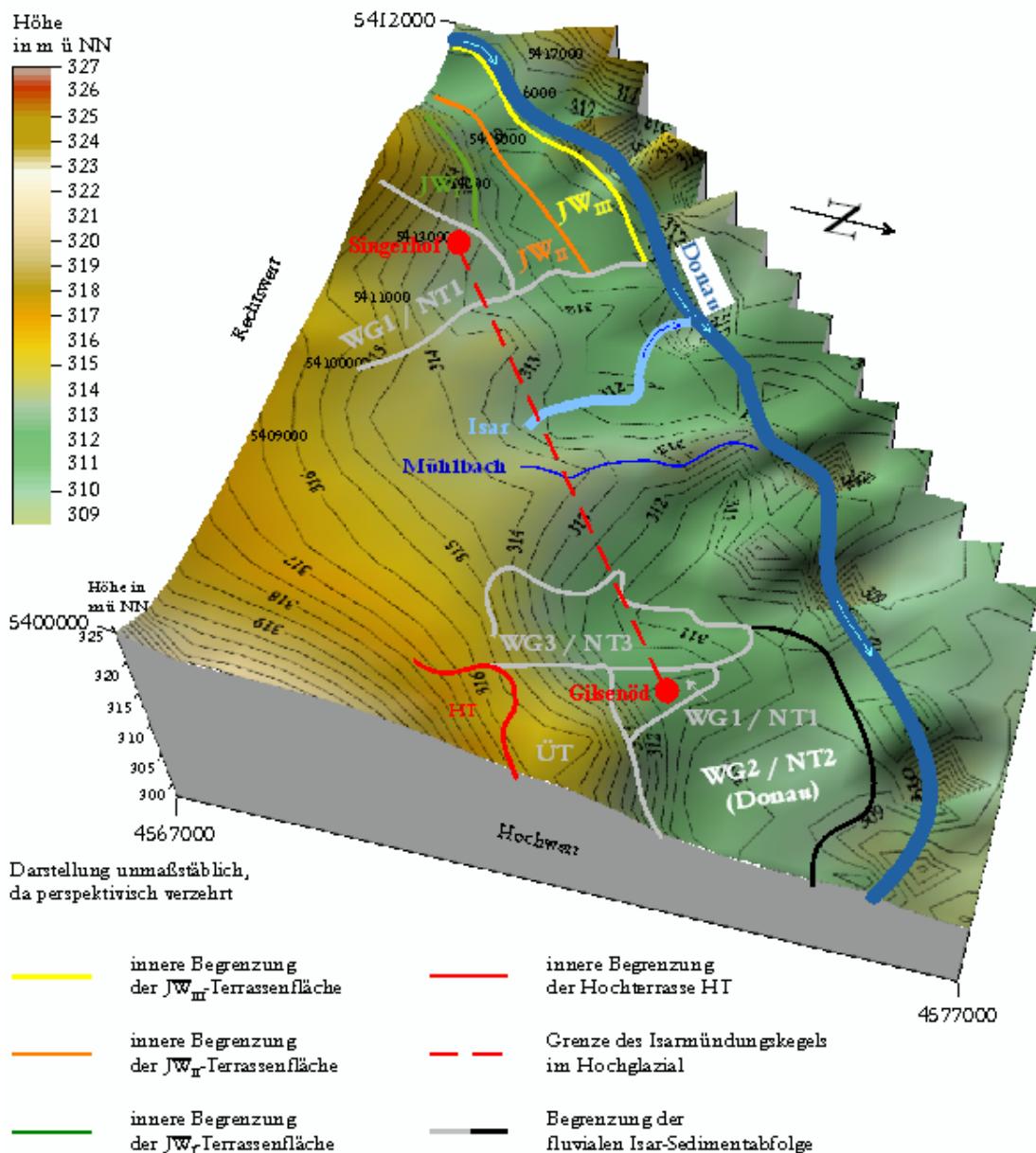


Abb. 22: Isarmündungsbereich/Oberflächenmodell – Verbreitung der würmzeitlichen Terrassen beider fluvialer Systeme; Linie Singerhof – Gilsenöd war Grenze des Isarkegels im Hochglazial; Terrassenbezeichnungen für Isar erfolgten nach SCHELLMANN (1988) und von UNGER (1999) übernommen; Darstellung auch in Anlage 22.4

system befindet sich ca. 500 m weiter SW' vom rezenten Donauverlauf unterhalb der heutigen Isar-Aue. Beide im ausgehenden Hochglazial aufgeschotterten Terrassenkörper grenzen über eine Breite von 8 km an der oben erwähnten Linie (NW-SE verlaufend)

aneinander (SCHELLMANN 1990). Nach erneuter Untersuchung der Terrassenbildungen und ihrer zeitlichen Stellung – wie auch in den vorangegangen Kapiteln mehrfach daraufhin gewiesen – fällt somit die hochglaziale Terrassenbildung der NT1 an der Donau nach SCHELLMANN (1990) in das Frühglazial. Damit verändert sich die Beeinflussung der Isar auf die fluviale Dynamik der Donau grundlegend: Die Verlagerung der Isar an die Grenze Singerhof – Gilsenöd erfolgte bereits im Verlauf des Frühglazials. Eine weitere Verlagerung der Isareinmündung bis zum ausgehenden Spätglazial an den Externrand der NT3 der Donau um weitere 1,5 km erfolgte nicht (Bildung der NT3 im Hochglazial anhand von ^{14}C -Datierung). Im Hochglazial befand sich die Tiefenerosionsrinne der Donau zwar um 1500 m oberhalb der Linie Singerhof-Gilsenöd, aber die Ausräumung der Donau umfaßte dabei den Talbereich bis 500 m oberhalb dieser Linie und lag damit im Bereich der hochglazialen Terrassenbildung und der heutigen Isar-Aue (Anlage 22.4). Zudem zeigt die Isar-Aue die gleichen Basiswerte von 305 m ü NN wie die während der Tiefenerosion der angrenzenden JW_{II}-Terrasse erfolgte Einscheidung in den tertiären Untergrund (Anlage 11). Allerdings unter der Voraussetzung, daß die NT3 der Isar unterhalb der heutigen Isareinmündung hochglazialer und nicht spätglazialer Bildung nach SCHELLMANN (1988) ist, erfolgte die Verlagerung gegen die Donauterrassenbildungen im ausgehenden Hochglazial während der Aufschotterungsphase beider Flussysteme. Daraus ergibt sich eine Verschiebung der Isarmündung gegen die Donau vom Frühglazial bis ins Hochglazial an den äußeren Terrassenrand der JW_{II}. Im weiteren Verlauf der spätglazialen flußdynamischen Entwicklung bildete sich die JW_{III}-Terrasse der Donau heraus. Eine spätglaziale Terrassenbildung der Isar (NT3), vorausgesetzt sie unterlag keiner hochglazialen Formung, ist unterhalb der Isareinmündung verbreitet. Mit dem Holozän und dem Umschwung von einem verzweigten zu einem mäandrierenden Flußverlauf der Isar erfolgte die Verlagerung des Flusses donauaufwärts.

Aufgrund der zeitlich unterschiedlichen Einordnung der Terrassenbildungen von SCHELLMANN (1988) und der eigenen Gliederung (^{14}C -Daten) ist die fluviale Dynamik an Donau und Isar nur bedingt in einen Zusammenhang zu bringen und miteinander zu korrelieren.

Mit der Aufschotterung im ausgehenden Hochglazial nimmt die Isar auf die Talentwicklung der Donau Einfluß. Nach SCHELLMANN (1988) erfolgte mit diesem fluvialen Prozeß die Abdrängung der Donau gegen den östlichen Talrand. Dabei geht er von einer Ausrichtung der Donauterrassen in ihrer morphologischen Höhenlage im Talgrund

durch den Vorfluter Isar aus. Er weist aber gleichzeitig darauf hin, daß ihm die Talgrundsituation nicht bekannt ist: „...für das Verhalten der jeweiligen Terrassenbasen fehlen leider entsprechende Aufschlüsse...“. Die Ausrichtung der Terrassenbasen im Talgrund zeigt im Vergleich mit dem flußaufwärts sich anschließenden Talabschnitt keine Abdrängung gegen den Bayerischen Wald. Auch ist die Talbreite nicht wesentlich schmäler als in den anderen Talabschnitten ausgebildet. Zu beachten ist, daß die von SCHELLMANN (1988) abgedrängte NT3 der Donau eine hochglaziale Bildung darstellt und damit im Hochglazial eine Talbreite von 6 km unterhalb der heutigen Isareinmündung einnimmt.

Das Gefälle nimmt nach dem Umbiegen der Donau nach SE bei Metten von 302,50 m bis Deggendorf (Deggendorf Mitte) auf 300 m ü NN ab (0,55 ‰) und bleibt bis hinter der heutigen Isarmündung auf diesem Niveau. Somit war im Isareinmündungsbereich das Gefälle der Donau bereits vor der Aufschotterung ausgeglichen und ist lediglich durch eine Gefälleversteilung oberhalb des Mündungskegels charakterisiert. Der Einfluß der Isar hat sich demzufolge nicht direkt auf den Einmündungsbereich ausgewirkt, sondern auf den sich flußaufwärts anschließenden Abschnitt der Donau. Hier wurde die oben beschriebene Gefälleversteilung von 0,55 ‰ ohne einen Gefälleausgleich vorzeitig durch die Überhöhung des Schottermaterials im Donautal infolge der erhöhten Schotterfracht der Isar überwunden. Ein Einfluß der Nebenflüsse auf die fluviale Dynamik der Donau wird auch aus dem Ingolstätter Becken von HOMILIUS (1983) beschrieben. Hier bewirkte die erhöhte Schotterfracht des Lech im Einmündungsbereich zur Donau zu einer Gefälleverminderung und damit eine Überhöhung der Schottermächtigkeiten an der Donau.

In dem oben beschriebenen auf einem einheitlichen Talgrundniveau befindlichen Talabschnitt (300 m ü NN) ab Deggendorf Mitte und einschließlich der Isarmündung ist die fluviale Formung der JW_{III}-Terrasse im Spätglazial durch einen Umschwung der Gerinnebettgeometrie zu einem zunehmend mäandrierenden Flußverlauf charakterisiert. Das mäandrierende Gerinne system ist auf der Schotteroberfläche im Bereich der spätglazialen Terrassenfläche zu verfolgen. Nach SCHELLMANN (1988) war die Isar während der Älteren Dryas und der Jüngeren Dryas durch eine Aufschotterungsphase gekennzeichnet, welche zur Erhöhung des Vorfluterniveaus der Isar und damit zu einem Rückstau im Abfluß der Donau führte. Der schwach mäandrierende Verlauf der Donau muß aufgrund fehlender Paläomäanderrinnen nur relativ kurzzeitig vorhanden gewesen sein.

Ob der fluviale Umbruch zum mäandrierenden Gerinnesystem der Donau in der Älteren oder Jüngeren Dryas oder zu beiden Aufschotterungsphasen erfolgte, kann nicht geklärt werden.

Während der Ausräumung des Donau-Schottermaterials im Isarmündungsbereich im Spätglazial und im Holozän erfolgte keine Einschneidung der Isar in den tertiären Untergrund. Eine schwache Rinne lässt sich nur unter dem heutigen Isarverlauf nachzeichnen.

Der heutige Verlauf der würmzeitlichen Terrassenoberflächen JW_{II} und JW_{III} sowie der holozänen Aue der Donau (Anlagen 17 / 22.4) liegen mit der angrenzenden Isar-Aue auf demselben Oberflächenniveau bei 312 m ü NN. SCHELLMANN (1988) interpretiert das höhengleiche Niveau der Donau- und Isar-Terrassenoberkanten als ein Abtauchen der Donau-Terrassenflächen durch deren Ausrichtung auf den Vorfluter Isar. Er gibt für die würmzeitlichen Donau-Terrassenoberflächen in Richtung Isar ein Gefälle von 0,8 ‰ an. Anhand der Geländeoberfläche lässt sich diese starke Abtauchbewegung nicht nachvollziehen. Die spätglaziale JW_{II}-Terrassenfläche fällt entlang ihres inneren Terrassenrandes von Loham bis Deggendorf auf einer Länge von 8500 m von 313 m auf 311 m ü NN ab (0,23 ‰). Selbiges trifft auch auf die frühholozäne Terrassenfläche zu. Die Aue der Donau zeigt nur ein Gefälle von lediglich 0,12 ‰ (313 m auf 312 m ü NN) und würde ungefähr den Ausführungen von SCHELLMANN (1988) entsprechen. Das höhengleiche Niveau der hoch- und der spätglazialen Terrasse ist auf die geringe erosive Ausräumung und Umlagerung des hochglazialen Schotterkörpers zurückzuführen, wodurch die spätglaziale Terrasse sich nicht in den hochglazialen Terrassenkörper einschneiden konnte. Weiterhin wird dies auch durch die mäandrierende Tendenz der Donau im Isarmündungsbereich untermauert.

4.2 Die Kleine Laber

Die Kleine Laber durchfließt zwischen Sallach und Atting eine ca. 13 km lange und ca. 600 bis 700 m breite Talaue in NNE' Richtung (Abb. 23). Zu beiden Seiten werden die Talhänge von altquartären Ablagerungen der Donau aufgebaut, welche in Richtung Atting geologisch jünger werden. Die Donau-Terrassenbildungen umfassen in diesem Raum die donau- bis günzzeitlichen älteren Ablagerungen bis hin zu den rißeiszeitlichen Hochterrassen. Hierbei blieben in den donau- bis günzzeitlichen Schotterflächen Reste von miozänen Molassesedimenten erhalten. Die Decksedimente der Schotterterrassen bestehen aus Löß, Lößlehm, Decklehm und z.T. aus Fließerden. Linkseitig der Kleinen Laber bei Sallach reichen die miozänen Schotter und Sande bis an die Talaue. Unterhalb von Atting durchfließt die Kleine Laber den spätglazialen Schotterkörper der JW_{III}-Terrasse der Donau, welche durch eine deutliche Geländestufe von der Hochterrasse getrennt ist. In diesem Bereich bildete sich seit dem ausgehenden Hochglazial ein Schwemmfächer der Kleinen Laber. Die Ablagerungen der Kleinen Laber werden dann im Mündungsbereich zur Donau von deren fluvalen Sedimenten überlagert. Der Zufluß zur Donau erfolgt heute durch einen künstlichen Ableiter.

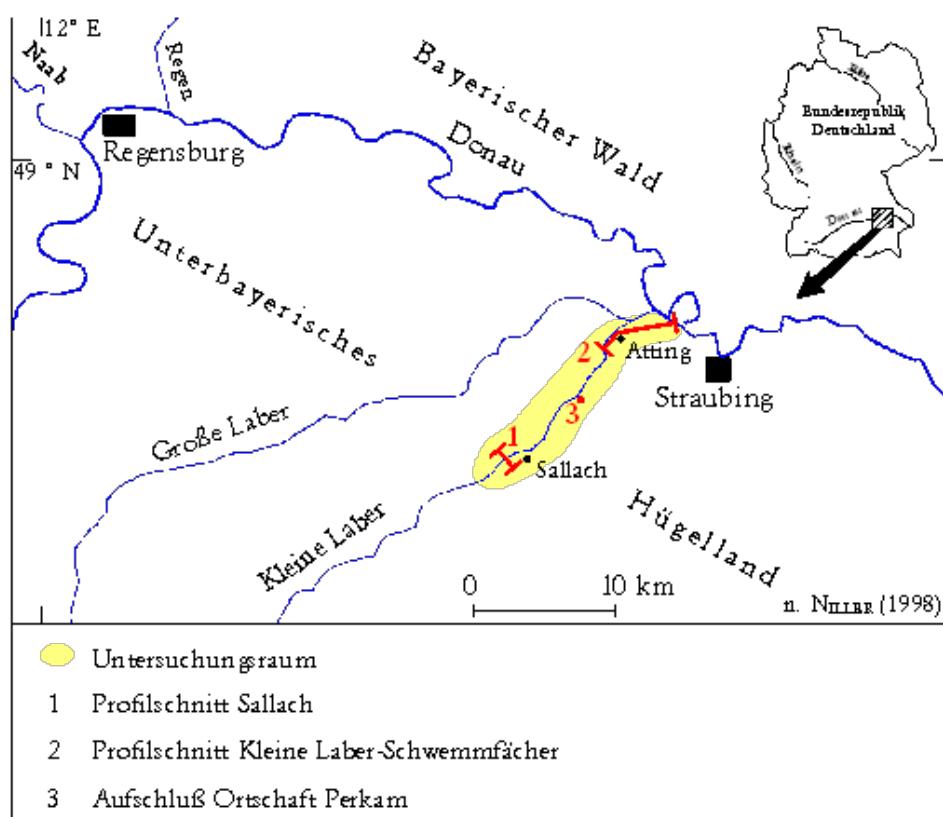


Abb. 23: Lage des Untersuchungsraumes Kleine Laber einschließlich der Bearbeitungsgebiete

Die Untersuchungen im Tal der Kleinen Laber umfassen zwei Profilschnitte und einem Aufschluß bei der Ortschaft Perkam (Abb. 23) wobei der Fokus auf dem Mündungsbereich der Kleinen Laber in die Donau und den steuernden Faktoren der fluvialen Dynamik liegt. Der Profilschnitt „Sallach“ (Keltenschanzen) SW' von Geiselhöring basiert auf vier Bohrungen. In den 90er Jahren wurde dieser Raum intensiv durch NILLER (1998) beprobt und ausgewertet. Der Profilschnitt Kleine Laber-Schwemmfächer umfaßt zwei Profilabschnitte Atting I und II, welche sich im Raum Atting bis hin zur Donau befinden. Der Profilschnitt Atting I verläuft quer zwischen Kleine Laber und Altlaber oberhalb des Kleinen Laber-Schwemmfächers. Hier erfolgte keine graphische Darstellung des Talquerschnittes. Die Bohrungen dienten zur Interpretation der fluvialen Verhältnisse zwischen Sallach und dem Schwemmfächerbereich. Atting II setzt in Fließrichtung bei Atting I ein und dokumentiert den Übergang von der Talentwicklung zum Kleinen Laber-Schwemmfächer. Zwischen den oben genannten Profilschnitten wurde in einem Aufschluß in der Ortschaft Perkam eine Paläorinne der Kleinen Laber aufgenommen. In den nachfolgenden Kapiteln werden die Unterschiede in der fluvialen Sedimentation, lateral wie vertikal, sowie die lithofazielle Ausbildung der einzelnen Schichteinheiten im Tal der Kleinen Laber aufgezeigt und diskutiert. Weiterhin werden frühere Untersuchungen, welche hauptsächlich von NILLER (1998) für die Talauenentwicklung der Kleinen Laber sowie von BUCH (1988, 1990), STANGL (1989) und SCHELLMANN (1988, 1990) für das Donautal bei Straubing durchgeführt wurden, mit den eigenen Ergebnissen verglichen und ausgewertet. Die Lage der Bohrpunkte ist in der Anlage 3 enthalten. In der geomorphologischen Übersichtskarte für den Raum Straubing sind der Schwemmfächerbereich der Kleinen Laber und die würmzeitlichen und holozänen fluvialen Ablagerungen der Donau dargestellt (Anlage 9).

4.2.1 Die Auenlehmakkumulation und die Talauenenschotter

Die fluviale Dynamik der Kleinen Laber formte in dem relativ kurzen Abschnitt zwischen Sallach und Donau drei voneinander differenzierte fluviale Räume. Im Raum Sallach wird die Talaue aus mehreren spätglazialen und holozänen faziellen Serien aufgebaut. Im Raum Atting oberhalb des Laber-Schwemmfächers sind die holozänen Serien nur teilweise vorhanden. Der Aufbau des Laber-Schwemmfächer unterscheidet sich grundlegend von den beiden oberhalb befindlichen Abschnitten. Im Nachfolgenden

werden die Erosions- und Akkumulationsphasen sowie die damit verbundenen faziellen Serien aller drei Abschnitte nacheinander detailliert aufgeschlüsselt.

I. Profilschnitt Sallach

Im Raum Sallach wurden neben den eigenen die sehr umfangreichen Bohrdaten von NILLER (1998) für die Bearbeitung herangezogen, ausgewertet und interpretiert. Dabei konnten anhand des sedimentären Aufbaus der Talaue entgegen den Interpretationen von NILLER (1998) drei holozäne aufeinanderfolgende fazielle Serien, welche jeweils durch einen abschließenden humosen Horizont charakterisiert sind, abgeleitet werden. Niller beschreibt diese humosen Horizonte als in der Talaue nicht durchgehende Ablagerungen. Bei der erneute Darstellung und Interpretation seines Profilschnittes bei Sallach konnten die humosen Horizonte eindeutig drei holozänen lithofaziellen Auen-Serien zugeordnet werden, welche sich jeweils in ihrer granulometrischen Zusammensetzung voneinander unterscheiden. Im nachfolgenden werden die drei holozänen Auenserien als fluviale Phasen I bis III benannt. Ein weiterer durchgehender humoser Horizont bildete sich vom Bölling bis in die Ältere Dryas. Im Kapitel 3.1 erfolgte die Definition von Auenserien und Auenterrassen.

Die fluviale Dynamik der Kleinen Laber ist durch einen ständigen Wechsel von erosiver Einschneidung und Akkumulation charakterisiert und wird nachfolgend dokumentiert. In der Anlage 23.1 ist der Profilquerschnitt und in der Anlage 23.2 sind die einzelnen fluviyalen Phasen vom späten Hochglazial bis heute dargestellt.

In der Talaue der Kleinen Laber wurden nach NILLER (1998) im Verlauf des Spätglazials kiesführende Sande eines anastomosierenden Gerinnesystems akkumuliert. NILLER (1998) beschreibt diese Talauenschotter als karbonatfreie, fein- bis mittelkiesige und makrorestfreie Sande. Nach eigenen Untersuchungen konnten bei Sallach eindeutig Fein- bis Mittelkiese eines anastomosierend-verzweigten Gerinnesystems von bis zu über 80 cm Mächtigkeit erbohrt werden. Der Matrixgehalt schwankt zwischen schwach bis stark sandig. Diese kiesigen Ablagerung, im Folgenden als Kleine Laber-Schotter benannt, werden von spätglazialen sandigen Auensedimenten (n. NILLER, 1998) überlagert. Die sandigen Auensedimente werden hier als fluviale Sande bezeichnet, welche auch an der Donau und anderen mitteleuropäischen Flussystemen zur Ablagerung kamen. Diese sedimentäre Abfolge aus Kleine Laber-Schotter und fluviyalen Sanden findet sich auch kurz vor und im Schwemmfächerbereich der Kleinen Laber (Profil Atting I

und II) wieder. Hier steigt die Mächtigkeit der kiesigen Ablagerung auf ca. 2 m an und wird ebenfalls von makrorestführenden Fein- bis Grobsanden überlagert. Eine zeitliche Einstufung der Kleinen Laber-Schotter und der fluvialen Sande konnte im Schwemmfächerbereich anhand sich einer im Bölling in die sedimentäre Abfolge eingeschnittenen und nachfolgend verlandeten Paläorinne und eines weiteren Torfhorizontes über den sandigen Ablagerungen erfolgen. Dem entsprechend akkumulierten die fluvialen Sande in einem Zeitraum von der mittleren Ältesten Dryas bis beginnendes Bölling. Damit fällt die zeitliche Einstufung der Kleinen Laber-Schotter in das späte Hoch- bis frühe Spätglazial. In den Rinnen des Kleinen Laber-Schotterkörpers am SSE' Rand der Talaue findet sich basal eingespültes Lößmaterial von den Talhängen wieder.

Vor der mittleren Ältesten Dryas erfolgte ein flußdynamischer Umbruch vom anastomosierend-verzweigten zum anastomosierenden Gerinnesystem. Damit verbunden war die Akkumulation der oben bereits erwähnten fluvialen Sande, welche durch tonige Schluffe einer sich verringerten Hochflutaktivität überlagert wurden. Die Sedimentation der Sande wurde am Übergang Älteste Dryas/Bölling durch einen erneuten Umschwung in ein gewundenes Gerinnesystem mit erhöhter Wasserführung beendet. Mit diesem Prozeß war eine erosive Einschneidung der Kleinen Laber in die fluvialen Sande und der Kleinen Laber-Schotter in der gesamten Talaue verbunden. Durch die Konzentration der Kleinen Laber auf eine Rinne und ausgeglichener Wasserführung wurde die Talaue weitgehend nicht mehr überflutet und unterlag auch nicht der ständigen Laufverlegung. Dadurch konnte sich im Bölling bis Ältere Dryas durch stabile fluviale Verhältnisse ein humoser Horizont in den obersten 20 cm der fluvialen Sande herausbilden. Am Ende des Spätglazials setzte die Verlandung von Rinnen durch erneute Laufverlegung eines aber immer noch gewundenen Gerinnesystems ein. Mit dem Präboreal beginnt die Torfbildung unter einer verminderten Sedimentation und fluvialer Formungsruhe. Im frühen Boreal wird die Torfbildung durch einen Anstieg des Grundwasserspiegels und der daraus resultierenden Almbildung in den Rinnen vorerst beendet. Die Datierung der Torfkomplexe wurde von NILLER (1998) vorgenommen: Basis der ältesten Torfbildung 9.995 ± 95 ^{14}C a BP und das Ende der Torfbildung 8.965 ± 70 ^{14}C a BP. Eine fluviale Formungsruhe mit verminderter Sedimentation im Präboreal wird zudem auch aus anderen mitteleuropäischen Flussystemen von BRUNNACKER & STRAUCH (1985) und für die Wetter (Hessen) von KREUZ et al. (1998) beschrieben. Im Gegensatz dazu setzt die Torfbildung unter stabilen fluvialen Verhältnissen im Schwemmfächer der Kleinen Laber bereits in der Älteren Dryas ein. Dem vorangegangen war eine böllingzeitliche Ein-

schneidung der Kleinen Laber in die hoch- und spätglazialen Schwemmfächersedimente. An der Weißen Elster im Saale-Elbe-Raum beschreibt HILLER et al. (1991) fluviale Erosion zwischen Alleröd und Jüngerer Dryas. Das Alter der Torfkomplexe bzw. die Bildungsdauer im Schwemmfächerbereich ist im Abschnitt „III. Profilschnitt Atting II“ dokumentiert.

Im frühen Boreal wurden die tief eingeschnittenen und bis dahin aktiven Rinnen im Raum Sallach von der Kleinen Laber verlassen. Sie konzentrierte sich nun an den Rändern der Talaue mit geringen Eintiefungsbeträgen. Mit der erneuten Verlandung und in den bereits im Präboreal mit Torfkomplexen verfüllten Rinnen setzte die Almbildung ein. In der von NILLER (1998) dokumentierten stratigraphischen Abfolge (Tab. 4) geht er von einem borealen/atlantischen Alm-Bildungszeitraum aus. Die zeitliche Einstufung einer boreal/atlantischen Almbildung in Südbayern wurde bereits von JERZ (1983) vorgenommen. Das Präboreal und Boreal im Tal der Kleinen Laber bei Sallach sind durch eine verminderte Sedimentation und damit durch stabile fluviale Verhältnisse eines gewundenen Flussverlaufes charakterisiert.

Zwischen dem Ende der Almbildung und einer im mittleren Subboreal einsetzenden Torfbildung um 3.240 ± 75 ^{14}C a BP nimmt NILLER (1998) eine Diskordanz an. Nach eigener Interpretation seiner Daten kann in diesem Zeitraum eine Diskordanz ausgeschlossen werden. Aus der stratigraphischen Abfolge der einzelnen zur Ablagerung gekommenen fluviyalen Einheiten geht eine kontinuierliche Sedimentation hervor (Anlage 23.1). Die Almbildung wird durch eine erneute Torfbildung überlagert, welche wiederum von einer sandigen Hochflutsedimentation der fluviyalen Phase I abgeschlossen wird. Des Weiteren schnitt sich in diese Abfolge im Subboreal eine Rinne ein, welche die fluviyalen Ablagerungen durchschneidet. Die erneute Torfbildung über Alm setzt im Verlauf des mittleren Atlantikums stabile fluviale Bedingungen voraus. Somit herrschte eine fluviiale Formungsruhe eines gewundenen Flussverlaufes mit dem Beginn des Böllings bis ins mittlere Atlantikum (Torf- und Almbildungen). Mit dem Ende der Torfbildung vollzieht sich ein allmählicher Wechsel vom gewundenen zum anastomosierend-verzweigten Gerinnesystem. Vorwiegend in den Rinnen werden sandigen Hochflutsedimente der fluviyalen Phase I akkumuliert. Diese Sedimente überlagern ebenfalls die im Atlantikum erfolgte Torfbildung. Im Gegensatz zu den spätglazialen fluviyalen Sanden fällt die Mächtigkeit der sandigen Hochflutsedimente geringer aus und sie sind an den randlichen Bereichen der Talaue nicht aufgeschlossen. Ursachen können eine die Rand-

bereiche der Aue nicht erreichende Sedimentation, eine spätere Umlagerung des Materials durch die Kleine Laber oder eine beginnende Siedlungstätigkeit und damit die Nutzung der Aue seit dem Neolithikum sein. Im weiteren Verlauf führte eine abnehmende Hochflutaktivität zu lehmigen Ablagerungen, welche die sandigen Hochflutsedimente überlagern. Eine Stabilisierung der fluvialen Aktivität bedingte die Bildung eines humosen Horizontes im letzten Drittel des Atlantikums. Diese kurze Formungsruhe ist bereits durch ein Geflecht flacher Rinnen (anastomosierend-verzweigt), welche die gesamte Talaue durchziehen, gekennzeichnet.

Flache sich ständig in Verlagerung befindliche Rinnen und eine einsetzende Hochflutaktivität führte zum Absatz von tonigen Lehmen. Diese Auensedimentation der fluvialen Phase II überdeckte die gesamte Talaue der Kleinen Laber. Im frühen Subboreal entfernte sich der Fluß vom NNW' Talrand und leitete den Übergang in ein mäandrierendes System ein. Eine schwach ausgebildete Terrassenstufe von ca. 50 cm Höhenunterschied markiert den Rückzug des Flusssystems in SSE' Richtung (Anlage 23.2). Hier wurden die Auensedimente der Phase II erosiv umgelagert, während die Sedimente am NNW' Talrand nicht mehr in die fluviale Aktivität einbezogen werden. Die Horizontmächtigkeit der umgelagerten Sedimente schwankt zwischen 20 cm und 40 cm und in den Rinnen liegt sie bei maximal 50 cm. Im NNW' Bereich der Aue beträgt die Horizontmächtigkeit ca. 80 cm. Ein weiterer Beweis für die Verlagerung der Kleinen Laber an den SSE' Talrand findet sich zwischen Geiselhöring und Atting in der Ortschaft Perkam. Hier durchfließt die Kleine Laber den randlichen Terrassenrand der donau- bis günzzeitlichen Ablagerungen.

In die lehmigen Auensedimente (fluviale Phase II) schnitt sich in der Talmitte und am SSE' Talrand im Verlauf des frühen Subboreal ein mäandrierendes Gerinnesystem ein und führte durch eine verminderte Hochflutaktivität zur Bildung eines humosen Horizontes der Phase II. Die Eintiefung der Kleinen Laber in der Talmitte erfolgte dabei randlich in die Sedimentabfolge einer im Boreal verlandeten Rinne – Alm, atlantischer Torfkomplex, sandigeres Hochflutsediment/humoser Horizont (fluviale Phase I) und humoser Horizont (fluviale Phase II) – bis in den atlantischen Niedermoortorf ein. Die Verlandung der Rinne wurde auf 3.240 ± 75 ^{14}C a BP (NILLER, 1998) datiert. Die subboreale Verlagerung der Kleinen Laber an den SSE' Talrand in der Ortschaft Perkam und die Verlandung dieser Rinne konnte an einem Ah-Humushorizont auf 3.200 ± 110 ^{14}C a BP (Hv-24995) datiert werden. Mit der Verlandung der Rinnen bei Sallach und

Perkam konzentrierte sich die Kleine Laber im älteren Subboreal wieder zunehmend am NNW' Talrand eines mäandrierenden Flussverlaufs. Die Einschneidung der Kleinen Laber erfolgte dabei am NNW' Talrand bis zu einem im Präboreal gebildeten Torfkomplex und durchschnitt damit den humosen Horizont der Auensedimente der fluvialen Phase II. In der Talmitte fand die Eintiefung bis in die sandigen Auensedimente der mittleren Ältesten Dryas bis Böllingzeit statt.

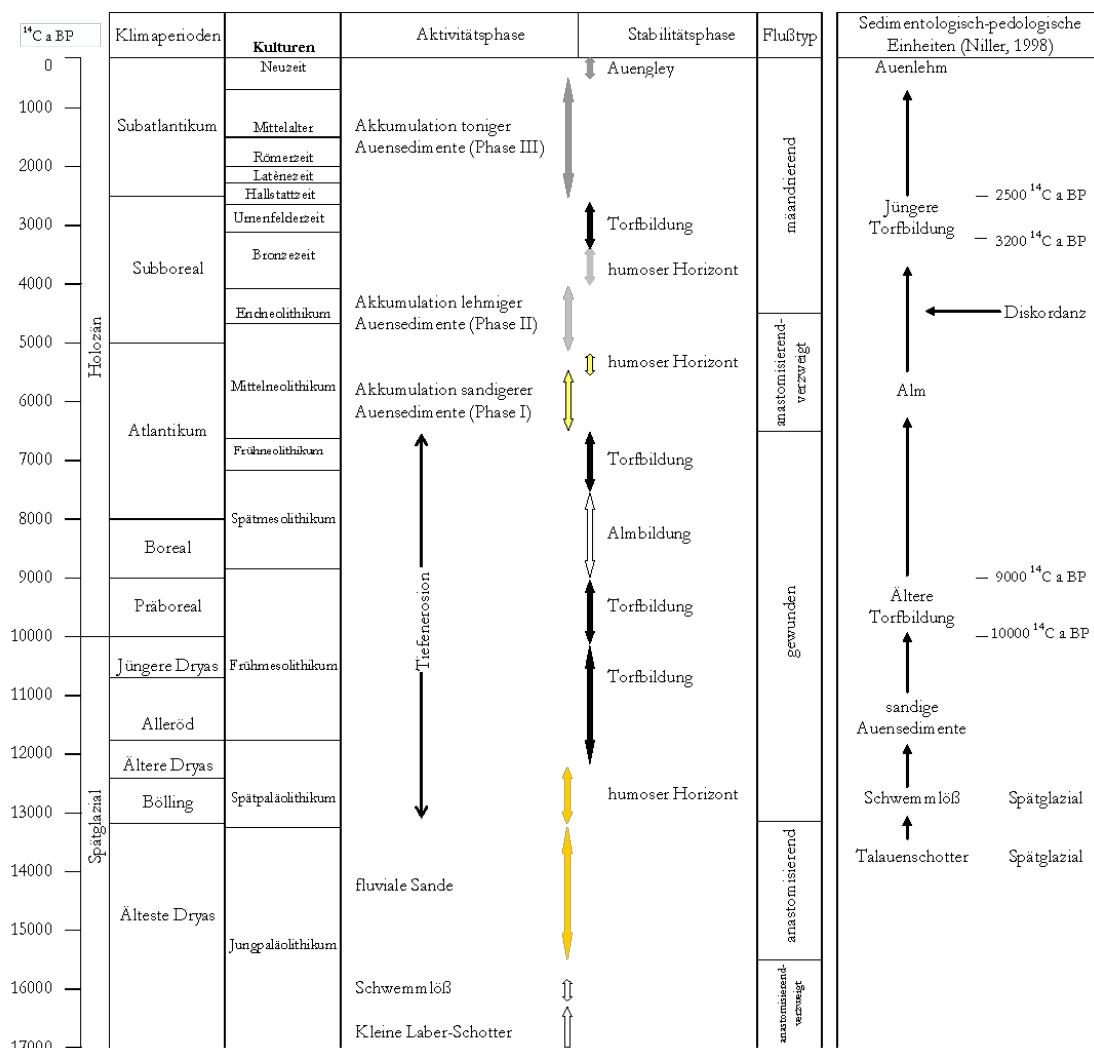
Die fluviale Formungsruhe wurde zu Beginn des Subatlantikums von einer erneuten Hochflutaktivität unterbrochen. Dabei wurde der humose Horizont der fluvialen Phase II durch eine Vielzahl von kleinen Hochflutrinnen erosiv umgelagert, wodurch sich eine wellige Oberfläche herausbildete. Mit der erneuten Aktivierung des fluvialen Systems war auch die späte subboreale Torfbildung um 2.520 ± 55 ^{14}C a BP (NILLER, 1998) beendet. Es begann die Akkumulation toniger Auenlehme der fluvialen Phase III in der gesamten Talaue. Das Flussbett der Kleinen Laber baute sich durch die Akkumulation der Hochflutsedimente auf. Im gesamten Subatlantikum fanden immer wieder Verlagerungen der Mäanderbögen statt ohne dabei zur Torfbildung zu führen. Die Rinnen wurden mit tonigem Auenlehm oder an der Basis aus umgelagerten älteren Sedimenten der Kleinen Laber verfüllt. Zwei solcher Rinnen konnten an ihrer Basis anhand von Pflanzen- und Holzresten datiert werden. Im Raum Sallach erfolgte die Verlandung um 1.790 ± 130 ^{14}C a BP (Hv-24990) und kurz vor dem Schwemmfächerbereich bei Atting um 1.900 ± 70 ^{14}C a BP (Hv-25064). Beide Rinnen befanden sich ungefähr in der heutigen Talmitte. Bei Sallach verlagerte sich der subatlantische Mäanderbogen geringfügig von der Talmitte in NNW' Richtung der rezenten Talaue. Die Akkumulation von tonigen Auenlehmen der fluvialen Phase III wird durch einen 10 – 20 cm mächtigen tonigen Schluffhorizont, aus welchem die Bildung von Auengleyen hervorging, abgeschlossen.

Die drei faziell unterschiedlichen Auensedimente, die seit der Mitte des Atlantikums akkumulierten, stellen keine Auenterrassen dar. Ihr Aufbau entspricht auch nicht dem eines Akkumulationskörpers Kies-Sand-Auenlehm. Dennoch stellen sie eigenständige, übereinander akkumulierte fazielle Auenserien dar. An der Weißen Elster im Saale-Elbe Raum beschreibt HILLER et al. (1991) ebenfalls Auenlehmhorizonte, welche zeitlich mit denen der Kleinen Laber zusammenfallen – mittleres Atlantikum, frühes Subboreal und Subatlantikum. An der Kleinen Laber wie auch im Saale-Elbe-Raum wird die Auenlehakkumulation seit dem Neolithikum durch die Besiedlungstätigkeit und Nutzung der Flussauen beeinflusst. Des weiteren zeigt sich in der Akkumulation der Auenlehm-

Horizonte eine deutliche Abnahme im Korngrößenspektrum. Während im späten Atlantikum noch sandige Sedimente zur Ablagerung gekommen sind, vollzieht sich im frühen Subboreal ein Wechsel zu lehmigen und abschließend zu tonigen Auensedimenten im Subatlantikum.

Die fluviale Dynamik der Kleinen Laber zeigt eine kontinuierliche Aufeinanderfolge spätglazialer und holozäner Erosions- und Akkumulationsphasen unterschiedlicher Dauer, verbunden mit kurzzeitigen Stabilitätsphasen (Tab. 4).

Tab. 4: Stratigraphische Gliederung im Tal der Kleinen Laber: Vergleich der eigenen Untersuchungen (l.) mit den Untersuchungen im Tal der Kleinen Laber bei Sallach von NILLER (1998); [Quelle: Klimaperioden und Kulturen n. BUCH 1988]



Eine späte hochglaziale/frühe spätglaziale Überlagerung der Prozesse Akkumulation und Erosion führten zur Ablagerung der Kleinen Laber-Schotter in der gesamten Talaue. Die Rinnen eines anastomosierend-verzweigten Gerinnesystems gingen vor Mitte der Ältesten Dryas in ein System der Akkumulation von fluvialen Sanden eines anasto-

misierenden Flussverlaufes über. Am Übergang der Ältesten Dryas/Bölling wurde die Sedimentation der fluvialen Sande durch einen erneuten Umschwung in einen gewundenen Verlauf beendet und führte gleichzeitig zum Verlanden von Rinnen und der Bildung eines bölling-/ältere dryaszeitlichen humosen Horizontes. Die erosive Einschneidung der Kleinen Laber durch einen gewundenen Flussverlauf blieb bis in die Mitte des Atlantikums bestehen. NILLER (1998) dokumentiert ebenfalls eine im Spätglazial einsetzende Einschneidung der Kleinen Laber ohne zeitlichen Beginn und ist nach seiner Interpretation allerdings noch vor dem Holozän beendet. Dagegen sprechen böllingzeitliche bis präboreale tiefe Abflußrinnen, welche von der Älteren Dryas bis ins Boreal/Atlantikum verlandeten und boreal/atlantische Abflußrinnen mit geringeren Einschneidungsbeträgen in die Laber-Schotter. Die geringeren Eintiefungsbeträge weisen bereits auf einen flussdynamischen Umschwung im mittleren Atlantikum hin.

Während der Bildung von fröhholozänen Torf- und Almkomplexen durchfloß die Kleine Laber ein gewundenes Gerinnebett ohne in der Talaue Sediment zu akkumulieren. Dieser Trend stabiler fluvialer Verhältnisse wurde durch eine Hochflutaktivität in der Mitte des Atlantikums eines anastomosierend-verzweigten Flussverlaufes beendet. Entgegen der über einen langen Zeitraum (Bölling bis ins mittlere Atlantikum) andauernden fluvialen Formungsruhe eines gewundenen Flussverlaufs deutet NILLER (1998) auf Verhältnisse hin, die im Präboreal „zumindest zeitweise, wieder in ein anastomosierendes System“ umschlugen. Verhältnisse eines anastomosierenden Flussverlaufes erfolgten erstens viel früher im Verlauf des frühen mittleren Spätglazials und zweitens erst wieder ab der Mitte des Atlantikums (anastomosierend-verzweigt) der Akkumulationsphase I. Demzufolge ist auch die Annahme NILLERS (1998), daß das anastomosierende System der Kleinen Laber früher als im Donautal bei Straubing einsetzte hinfällig. Der flussdynamische Umschwung der Donau zum anastomosierend-verzweigten Flussverlauf erfolgte bereits am Übergang Boreal/Atlantikum mit dem Beginn der Aufschotterungsphase (Kapitel 4.2.2: Zusammenfassung der steuernden Faktoren der fluvialen Dynamik der Kleinen Laber).

Eine erneute starke Eintiefung der Kleinen Laber von 2 m unter die heutige Geländeoberfläche eines wahrscheinlich einfadig-mäandrierenden oder einfadig-gewundenen Flussystems nach der Almbildung bis zum Ende des (Mittleren) Subboreals, wie sie NILLER (1998) beschreibt, erfolgte nicht. Nach Auswertung seiner Bohrdaten und der daraus resultierenden Aufeinanderfolge lithofazieller Serien konnte keine starke Eintie-

fung von bis zu 2 m unter die heutige Geländeoberfläche nachgewiesen werden. Der Bezugspunkt „heutige Geländeoberfläche“ für die Rinnenbildung und deren Verlängerung im Subatlantikum kann so nicht angewendet werden. Die Oberkante der atlantisch-subborealen Auensedimente (fluviale Phase II) lag in diesem Zeitraum ca. 1 m unter der heutigen Geländeoberfläche. Somit erfolgte eine Einschneidung der Kleinen Laber bis maximal 1,20 m in die älteren Auenablagerungen und entspricht der rezenten Eintiefung des mäandrierenden Flussverlaufes.

Die steuernden Faktoren der fluvialen Talentwicklung der Kleine Laber werden im Anschluß im Zusammenhang mit der Schwemmfächerbildung (Profil Atting I und II) diskutiert.

II. Profilschnitt Atting I

Der Profilschnitt Atting I verläuft senkrecht zwischen Altlaber (NW) und Kleine Laber (SE) und bildet mit der Bohrung 7140 – B – 144 (Anlage 23.3) den Anschluß zum Profil Atting II. Die Talaue wird zu beiden Seiten von den Hochterrassenschottern und ihren Decksedimenten begrenzt. Zudem werden die fluvialen Sedimente der Kleinen Laber am SE' Talrand von umgelagerten Löß- und Lößlehmern der Hochterrasse überlagert.

Die stratigraphische Abfolge der spätglazialen Ablagerungen erfolgt wie im Profilschnitt Sallach. Die Basis der fluvialen Ablagerungen der Kleinen Laber bilden späthochglaziale und frühspätglaziale fein- bis mittelkiesige Schotter, deren Matrixgehalt von schwach bis stark sandig reicht. Die erbohrte Mächtigkeit der Ablagerung schwankt zwischen einem und zwei Metern und die Schotteroberfläche zwischen 1 m und 1,50 m unter der Geländeoberfläche. Überlagert werden die Schotter von ca. 50 cm mächtigen, älteste dryaszeitlichen kiesführenden und makrorestführenden Fein- bis Grobsanden (fluviale Sande). Rinnensedimente die durch eine Torf- oder Almbildung gekennzeichnet sind, wurden hier aufgrund der geringen Bohrdichte nicht erfaßt. Ein Fehlen dieser Rinnensedimente ist nicht eindeutig auszuschließen.

Auf die fluvialen Sande akkumulierten nicht wie im Raum Sallach sandige Auensedimente. Es kamen tonige Auenlehme, deren Mächtigkeit hauptsächlich bei ca. 70 cm und maximal bei 1 m liegt, zur Ablagerung. Auch die Bildung von humosen Horizonten fehlt. Basal wird der Auenlehm-Horizont von schluffigen Tonen bestimmt, welche von überwiegend sandigen Lehmen überlagert werden. Zeitlich können diese Sedimente

anhand ihres Korngrößenspektrums und im Vergleich mit den Auensedimenten bei Sallach in das Subatlantikum gestellt werden. Am SE' Talrand sind die subatlantischen Auenlehme verstärkt durch einen sandigen, karbonathaltigen Eintrag vom Talhang der Hochterrassen-Decksedimente beeinflußt. Der Karbonatgehalt ist nur in den subatlantischen Auenlehmen und nicht mehr in den unterlagernden fluviyalen Sanden enthalten. Mit zunehmender Entfernung in die Talaue nehmen der Karbonatgehalt und der sandige Eintrag in den Auenlehmen ab. Die erosive Umlagerung der Hochterrassen-Decksedimente von den Talhängen in die Laber-Aue beschreibt auch NILLER (1998) für den Raum Sallach im Zusammenhang mit Schwemmfächerbildungen, welche auf 2.338 ± 45 ^{14}C a BP datiert wurden. Ebenfalls charakteristisch für das Subatlantikum sind Rinnenbildungn, die mit dem subatlantischen Auenlehmmaterial verfüllt wurden und an der Basis Pflanzenreste führen. Solche Rinnenbildungn mit Verlandung ohne Anmoor- und Torfkomplexen finden sich im Raum Sallach und im Raum Atting mehrfach wieder. Datierungen an der Basis dieser Rinnen belegen eine Laufverlegung der Kleinen Laber zwischen 2.000 – 1.800 ^{14}C a BP.

III. Profilschnitt Atting II

Die sedimentäre Abfolge im Profilschnitt Atting II (Anlage 23.3) und die Verzahnung der fluviyalen Systeme der Kleine Laber und der Donau sind in der Tabelle 5 (S. 147) dargestellt.

Der Profilschnitt Atting II umfaßt hauptsächlich die fluviyalen Ablagerungen des Kleinen Laber -Schwemmfächers. Oberhalb des Fächers wurden in der Talmitte vier Bohrungen parallel zwischen Altlaber und Kleine Laber niedergebracht, welche den Übergang von der Talauen- zur Schwemmfächerfazies dokumentieren (Anlage 23.3 - Bohrnr. 7140-B-144 bis 148). Die Laber-Schotter oberhalb des Schwemmfächers sind ähnlich dem Profil Sallach aufgebaut. Über fein- bis mittelkiesigen späthochglazialen / frühspätglazialen Schottern folgen auch hier kiesführende fluviale Sande. Die Abfolge der Kiesakkumulation beginnt mit fast matrixfreien Mittelkiesen, welche von Fein- bis Mittelkiesen überlagert werden. Beide spätglazialen Ablagerungen, Laber-Schotter und fluviale Sande, fallen mit ihrer Oberfläche bis zum Schwemmfächerbereich auf einer Distanz von ungefähr 370 m von 325 m auf 223 m ü NN ab. Demgegenüber fällt die Geländeoberfläche in diesem Abschnitt lediglich um einen Meter. Mit dem Abfall der Oberfläche der spätglazialen Sedimente und der Geländeoberfläche ist eine Zunahme in der Mächtigkeit der Auenlehmüberdeckung verbunden.

Kurz vor dem Kleinen Laber-Schwemmfächer schaltet sich in die lehmigen Auensedimente ein 1 m mächtiger Feinsand-Horizont ein. Dieser Horizont gehört bereits der jüngeren sandigen Schüttung des Kleinen Laber-Schwemmfächers an. Die lehmigen Auensedimente werden anhand ihrer granulometrischen Zusammensetzung wie auch im Profilschnitt Atting I in das Subatlantikum gestellt. Ein weiteres Indiz für das subatlantische Alter dieser Sedimente bildet eine Paläorinne, welche erstens mit diesem Material verfüllt wurde und zweitens durch Pflanzenreste an der Basis auf 1.900 ± 70 ^{14}C a BP (Hv-25064) datiert werden konnte. Das Fehlen der fluvialen Phasen I und II steht mit der Schwemmfächerbildung und damit dem Einfluß der Donau bis ins Subatlantikum in enger Verbindung. Der Einfluß der Donau auf die Entwicklung der Kleinen Laber verlief flussaufwärts rückwärts schreitend und hinterließ unterschiedliche fluviale Akkumulationsräume, welche im Abschnitt der steuernden Faktoren der fluvialen Dynamik der Kleinen Laber im Anschluß an die Schwemmfächerbildung im nachfolgenden Kapitel 4.2.2 erläutert werden.

4.2.2 Die Kleine Laber im Verzahnungsbereich zur Donau

Der Schwemmfächer der Kleinen Laber beginnt bei der Ortschaft Atting (325 m ü NN), wo sich Altlaber und Kleine Laber vereinigen. Die Schüttung der Sedimente erstreckt sich, wenn lediglich der E' Bereich des Auslaufers berücksichtigt wird, bis an die Donau E' des Flugplatzes Straubing - Wallmühle (Flußkilometer 2332) auf ca. 3 km (318 m ü NN). Hier verzahnen sich die hangenden Sedimente der Kleinen Laber mit denen der Donau (Tab. 5, S. 147).

Die Basis des Schwemmfächers der Kleinen Laber wird von sandigen Feinkiesen des Kleinen Laber-Schotters gebildet. Die Schotteroberfläche fällt vom Beginn der Schwemmfächerbildung bei Atting auf einer Entfernung von 500 m von 322 m bis 319 m ü. NN ab. Bis zum Einmünden der Kleinen Laber in die Donau erfolgt ein weiterer Abfall der Schotteroberfläche von 319 m bis 315,50 m ü. NN auf einer Länge von ca. 2 km. Auf den Kleinen Laber-Schottern akkumulierten in der mittleren Ältesten Dryas holzresteführende, schluffig-tonige fluviale Sande, welche hier aufgrund ihrer Mächtigkeit als Hauptschüttung des Fächers zu geordnet werden. Mit dem Beginn des Böllings wurde durch den flußdynamischen Umbruch vom anastomosierenden zum gewundenen Verlauf der Kleinen Laber die Sedimentation der fluvialen Sande beendet. Die Mächtigkeit

keit der erbohrten Sande im proximalen sowie im distalen Bereich liegt bei 200 cm und folgte dem oben erwähnten starken Abfall der Laber-Schotteroberfläche. Im Böllingschnitt sich die Kleine Laber im proximalen Bereich der sandigen Hauptschüttung bis in die Laber-Schotter ein. Die Tiefenerosion betrug ca. 2,40 m. An der Basis der Rinne wurden umgelagerte fluviale Sande akkumuliert. Nach dem Verlanden der Rinne zum Beginn der Älteren Dryaszeit setzte auf den umgelagerten Sanden die Sedimentation von schluffigem, pflanzenresteführendem Material ein. Die Makroreste an der Basis dieses anmoorigen Horizontes ergaben ein Alter von 12.294 ± 92 ^{14}C a BP (Erl-7198). Über dem schluffigen, anmoorigen Horizont akkumulierten sehr rasch schluffige Tone, welche zum Hangenden in Tone übergehen. Dieses Sedimentpaket stellt ebenfalls einen anmoorigen Komplex dar, welcher von einem 40 cm mächtigen Torfhorizont überlagert wird. Er konnte an der Basis auf 12.267 ± 101 ^{14}C a BP (Erl-7197) datiert werden. Anhand der vorliegenden ^{14}C -Daten erfolgte die Verfüllung dieser Paläorinne mit schluffig-tonigem Material sehr rasch. Im weiteren Verlauf der Verlandung bildete sich ein weiterer Torfkomplex mit einem frühen allerödzeitlichen Bildungsalter von 11.612 ± 77 ^{14}C a BP (Erl-7196). Mit dem Beginn der Rinnenverfüllung ist die Kleine Laber durch einen deutlich erhöhten Abfluß mit Feinfracht gekennzeichnet. Ein rasches Ende der Wasserführung und Verlandung führte zum schnellen Absatz von schluffig-tonigen Sedimenten. Erst mit der Bildung des ersten Torfhorizontes wurde eine stark verminderte und stabile Wasserführung der Kleinen Laber deutlich.

Oberhalb der verlandeten Rinne bildete sich in einer nur 1 m tiefen Paläorinne in den fluviyalen Sanden ein weiterer Torfkomplex in anmoorig tonigen Sedimenten heraus. Eine in der Älteren Dryas einsetzende Torfbildung um 11.980 ± 180 ^{14}C a BP (Hv-25065) unterstreicht zusätzlich die fluviyalen Veränderungen im Tal der Kleinen Laber. Das Ende der Torfbildung fällt in die spätere Allerödzeit mit 11.080 ± 170 ^{14}C a BP (Hv-25066). S' Wallmühle im NW' randlichen Schwemmfächerbereich der Kleinen Laber konnte in einer Paläorinne eine weitere Torfbildung an der Basis auf 11.160 ± 70 ^{14}C a BP (Hv-25067) datiert werden. Der Horizont ist ca. 60 cm mächtig und würde nach GÖTTLICH (1980) einen Bildungszeitraum (mittlere Torfzuwachsrate) von ca. 1000 Jahren umfassen. Aus den Daten, Torfbildung und -ende, lässt sich für den Schwemmfächerbereich ein Torfbildungszeitraum von der beginnenden Älteren Dryas bis in die ausgehende Jüngere Dryas feststellen. Die Torfbildung in den Rinnen wurde durch eine kurzzeitige tonige Sedimentation noch in der ausgehenden Jüngeren Dryaszeit beendet.

Noch im späten Alleröd oder in der Jüngeren Dryas erfolgte eine weitere Schüttung im proximalen Bereich des Kleinen Laber-Schwemmfächers und auf dem angrenzenden Schotterkörper der JW_{III}-Terrasse der Donau. Die Schüttung besteht aus stark sandigen Kiesen, welche flussaufwärts im Tal der Kleinen Laber während der Eintiefungsphase in den Laber-Schotter herausgelöst und abtransportiert wurden. Das sandige Schottermaterial überdeckte am heutigen äußeren JW_{III}-Terrassenrand eine im ausgehenden Spätglazial verlandete Paläorinne, welche im Hangenden von einem 20 cm bis 25 cm mächtigen Torfhorizont durchsetzt ist. Der Beginn der Torfbildung konnte auf 11.947 ± 108 ^{14}C a BP (Erl-7369) und das Ende auf 10.896 ± 67 ^{14}C a BP (Erl-7514) datiert werden, wodurch der Beginn der kiesigen Schüttung ab dem späten Alleröd oder jünger einzustufen ist. Mit dem Ende des Spätglazials herrschte im Schwemmfächerbereich bis in das mittlere Atlantikum Sedimentationsruhe. Diese wird ab der Mitte des Atlantikums durch die Überlagerung der spätglazialen fluviyalen Sande im proximalen Schwemmfächerbereich von geringmächtigen und auf kurzer Distanz erhaltenen sandigen Auensedimenten der fluvialen Phase I beendet. Eine einsetzende fluuviale Aktivierung der Donau im späten Atlantikum und der Kleinen Laber in der frühen Latènezeit führten zur erosiven Umlagerung dieses Auensedimentes.

Die fluviyalen Sedimente eines Paläomäanders der Donau überlagerten im späten Atlantikum die fluviyalen Sande im distalen Schwemmfächerbereich. Der geringmächtige Horizont deutet auf den randlichen Bereich dieses Paläomäanders hin. Eine ^{14}C -Datierung an der Basis der Mäandersedimente erbrachte ein spätes neolithisches Alter von 5.046 ± 50 ^{14}C a BP (Erl-7199). Im weiteren Verlauf erfolgte die Verlagerung des Mäanders in E'/NE' Richtung. Nach der Überlagerung mit den Sedimenten des Donau-Paläomäanders erfolgt im proximalen Bereich des Kleinen Laber-Schwemmfächers eine erneute sandige Laber-Schüttung. Sie überlagerte die spätspätglazialen Sedimente der verfüllten Paläorinnen, die spätglaziale sandige Hauptschüttung und den äußeren randlichen Bereich des Donau-Paläomäanders. Das Ende der Schwemmfächerschüttung wurde bereits von BUCH (1990) dokumentiert. Er bestimmte anhand von Siedlungsstellen und Einzelfunden aus dem Endneolithikum/Frühe Bronzezeit sowie einer Römerstraße im proximalen Bereich der Schüttung das Ende der Laber-Schwemmfächerbildung. Eine aktive Unterschneidung des Schwemmfächers hat zur Zeit des Endneolithikums nicht mehr stattgefunden. Die Schüttung der jüngeren Sande erfolgte wahrscheinlich noch in der sehr frühen Latènezeit und war vor oder in der frühen Römerzeit beendet. Eine zeitliche Einordnung der einsetzenden jüngeren Schüttung

erfolgt durch den oben bereits erwähnten Feinsand-Horizont in den subatlantischen Auenlehmen am Beginn des Schwemmfächers bei Atting und der nachfolgenden Einschneidung der Kleinen Laber in diese Sedimentabfolge (Basis der Rinne datiert auf 1.900 ± 70 ^{14}C a BP, Hv-25064). Dieser kurze Zeitabschnitt vom Beginn des Subboreals bis in die Römerzeit setzt eine schnelle Sedimentation des basalen frühen subatlantischen Auenlehms und der nachfolgenden Feinsande voraus. Den Abschluß der Sedimentation bilden jüngste holozäne Hochflutsedimente der Donau, welche den distalen jüngeren Schwemmfächerbereich und die atlantischen Sedimente des Donau-Paläomäanders überlagern.

Die Sedimente der sich überlagernden fluviyalen Systeme zeigen einen sehr ausgeprägten lithofaziellen Wechsel sowohl in der Vertikalen wie auch in der Lateralen mit typischer Bodenbildung. Aus dem dunkelgrauen bis schwarzgrauen schluffigen, karbonathaltigen Tonhorizont des Donau-Paläomäanders entwickelte sich eine Kalkbraunerde bis Braunerde mit typischen Kalkausfällungsbändern. Aus der nachfolgenden jüngeren Ablagerung der sandigen Schwemmfächerschüttung ging ein Regosol hervor. Die jüngsten Hochflutablagerungen der Donau führten zur Bildung von Auenpararendzinen.

Steuernde Faktoren

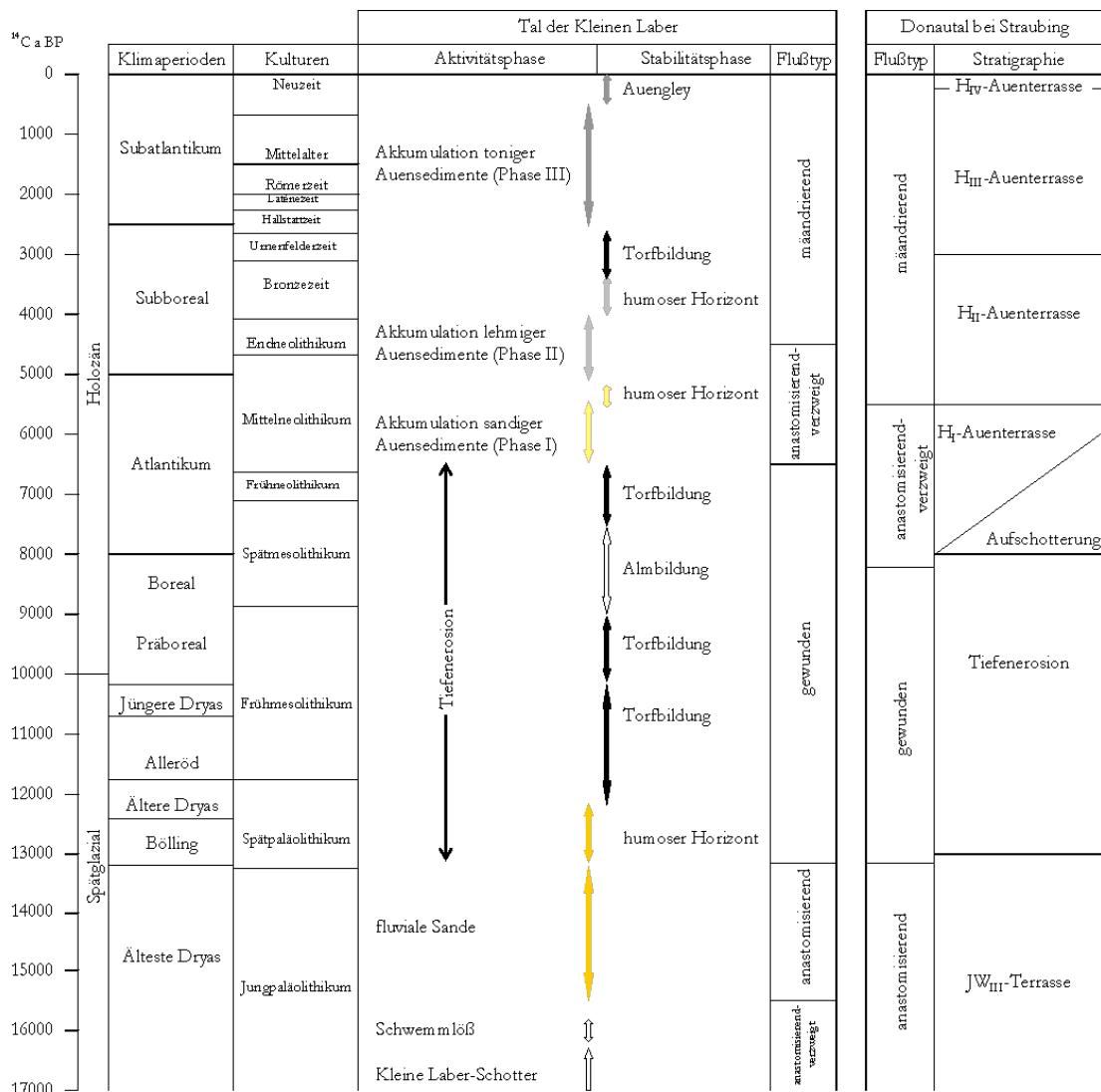
Als steuernde Faktoren der fluviyalen Dynamik stehen (1) ein eigendynamischer Prozeß, (2) die Donau und (3) die frühgeschichtliche Besiedlung der Talaue zur Diskussion. In der Tabelle 5 (S. 147) sind die fluviyalen Phasen beider Flussysteme gegenübergestellt.

(1) Eigendynamischer Prozeß

Vom ausgehenden Hochglazial bis zum Beginn des Böllings unterliegen die fluviyalen Ablagerungen der Kleinen Laber einem eigendynamischen Prozeß. Hinweise darauf liefern zum einen die Kleinen Laber-Schotter, welche durch einen anastomosierend-verzweigten Flußverlauf sedimentierten. Sie durchschneiden zwischen Sallach und Atting die älteren fluviyalen Ablagerungen der Donau und unterhalb von Atting die früh-spätglaziale JW_{III}-Donauterrasse. Zum anderen wird der eigenständige Laber-Schotterkörper zu Beginn der mittleren Ältesten Dryas von fluviyalen Sanden überlagert, welche sich auch an anderen mitteleuropäischen und norddeutschen Flussystemen sowie der Donau wiederfinden und zeitlich ebenfalls in die Älteste Dryas bis Bölling zu datieren sind (MÜLLER et al., 1983; KREUZ et al., 1998). Weiterhin werden die fluviyalen Sande durch die Bildung eines humosen Horizontes abgeschlossen. Die zeitliche Bil-

dung des humosen Horizontes könnte im Vergleich mit einer bölling-/ältere dryaszeitliche Bodenbildung auf den fluviyalen Sanden an der Senne (SKUPIN, 1982 & 1994; MERTENS, 1982; FEHRENTZ, 1998) gleichgestellt werden.

Tab. 5: Vergleich der stratigraphischen Abfolge der Kleinen Laber und dem Donautal im Raum Straubing im Spätglazial und Holozän; [Quelle: Klimaperioden und Kulturen n. BUCH 1988]



(2) Donau

Ab dem Bölling wird die fluviale eigenständige Entwicklung im Tal der Kleinen Laber von einem anderen einschneidenden und damit steuernden Prozeß abgelöst. Im Oberrauer Raum mündet die Kleine Laber in die Donau. Mit dem Beginn des Böllings setzt nach eigenen Untersuchungen im Donautal bei Straubing eine bedeutende Tiefenerosionsphase eines gewundenen Flußverlaufes ein (nach BUCH im ausgehenden Spätglazial, 1988) und blieb bis zum Beginn des Atlantikums für die fluviiale Formung in diesem Abschnitt des Donautales prägend. Die Tieferlegung des Gerinnebettes der Donau er-

folgte dabei weit unter die Basis des Niederterrassenniveaus. Auch zog sich der gewundene Flussverlauf in die heutige Talmitte zurück. Auf die Talentwicklung der Kleinen Laber wirkte sich diese Veränderung durch einen Umschwung vom anastomosierenden zum gewundenen Flussverlauf aus. Dabei setzte die Tiefenerosion im Schwemmfächerbereich zeitlich eher ein als im Raum Sallach. Die im Schwemmfächer im Bölling gebildeten tiefen Rinnen wurden zu Beginn der Älteren Dryas durch eine Laufverlegung der Laber abgeschnitten und führten an der Basis zur Bildung von Anmoorkomplexen um 12.294 ± 92 ^{14}C a BP (Erl-7198), überlagert von allerödzeitlichen bis jüngere dryaszeitlichen Torfkomplexen. Im Raum Sallach erfolgt die Torfbildung in den Rinnen erst mit dem Beginn des Präboreals.

Wie bereits erwähnt, setzte sich wahrscheinlich die Tiefenerosion flussaufwärts in Richtung Sallach zeitlich versetzt fort. Es ist aber auch möglich, daß Rinnen mit älterem Verlandungsalter mit Torfbildung nicht lokalisiert werden konnten, da die Kleine Laber durch ständige Laufverlegungen charakterisiert ist. Mit dem Ende der Torfbildung im Schwemmfächerbereich während der späten Jüngeren Dryas herrschte bis in die Mitte des Neolithikums (ausgehendes Atlantikum) Sedimentationsruhe. In diesem Zeitraum vollzog sich am Übergang Boreal/Atlantikum im Donautal ein erneuter flussdynamischer Umschwung vom gewundenen zum anastomosierend-verzweigten Gerinnesystem. Ihm folgte eine lange Phase der Aufschotterung bis ca. 6.000 ^{14}C a BP (BUCH, 1990). Der flussdynamische Umbruch zum anastomosierend-verzweigten System fand an der Kleinen Laber zeitlich später und zwar erst in der Mitte des Atlantikums statt. Ursache dafür ist, daß die Donau ihr Flussbett in der Aufschotterungsphase soweit aufbauen mußte, um als Vorfluter auf die Kleine Laber Einfluß zu nehmen. Die Schotterakkumulation erreichte im Raum Straubing letztendlich das Niveau der Niederterrassenbasis. Ein zeitlich früher einsetzender flussdynamischer Umbruch der Kleinen Laber gegenüber der Donau im Sinne NILLER (1998) konnte nicht nachgewiesen werden. Dagegen spricht die bei Sallach an der Kleinen Laber auf der Almbildung einsetzende Torfbildung im Atlantikum, welche bis zum beginnenden letzten Drittel des Atlantikums stabile fluviale Verhältnisse charakterisiert. Im ausgehenden Atlantikum vollzog sich im Donautal bei Straubing ein weiterer flussdynamischer Umbruch in ein mäandrierendes Gerinnesystem. Im Tal der Kleinen Laber wirkte sich diese Veränderung erst im Verlauf des beginnenden Subboreals nach der Akkumulation von Auensedimenten der fluviatilen Phase II im Raum Sallach aus.

Die Ausführungen von HEINE & NILLER (2003) zum Vergleich der fluvialen Talentswicklungen zwischen dem Donautal mit einer im ausgehenden Spätglazial einsetzenden Torfbildung bis in das frühe Atlantikum bei Schambach und dem Tal der Kleinen Laber bei Sallach mit einem Torfbildungsbeginn im Präboreal/Boreal kann nicht bestätigt werden. Zum einen ist der Schwemmfächerbereich der Kleinen Laber und die dort von der Kleinen Laber zerschnittene spätglaziale Terrassenfläche bereits seit der Älteren Dryas durch Torfbildungen charakterisiert. Die im Raum Sallach erst mit dem frühen Holozän einsetzende Torfbildung in den Rinnen ist auf eine rückschreitende Tieferlegung der Kleinen Laber zurückzuführen – in Abhängigkeit zur Tiefenerosion der Donau. Zum anderen konnte auch bei Sallach eine noch im Atlantikum erfolgte Torfbildung nachgewiesen werden (Kapitel 4.2.1).

Anhand der Torfbildungsalter kann das Spätglazial als eine fluviale Phase mit verminderter Wasserführung charakterisiert werden. Dabei setzt flußabwärts bei Natternberg die Torfbildung im frühen Spätglazial ein. Bei Schambach erfolgte das ermittelte Torfwachstum am Ende des Alleröds und an der Kleinen Laber wie auch der angrenzenden spätglazialen Terrassenfläche in der Älteren Dryas/frühes Alleröd. Fast einheitlich wurde die Torfbildung im mittleren Atlantikum zwischen 7.000 bis 6.300 ^{14}C a BP durch die Ablagerung von Auenlehm beendet.

(3) Frühgeschichtliche Besiedlung

Während im letzten Drittel des Atlantikums und auch im Subboreal die fluviale Entwicklung der Kleinen Laber kurz vor und im Schwemmfächerbereich von der Donau bestimmt wurde, wurde die Talentswicklung im Raum Sallach durch einen anderen steuernden Faktor charakterisiert. Mit dem Beginn der Auensedimentation in der Mitte des Atlantikums steht das fluviale Geschehen der Kleinen Laber bei Sallach unter anthropogenem Einfluß. Die geringmächtigen sandigeren Auensedimente deuten auf die Anfänge von Rodungsaktivität und ackerbaulicher Nutzung eines frühen neolithischen Besiedlungsgeschehens an der Kleinen Laber hin. Sicher hingegen ist die Einflußnahme auf die Auenentwicklung seit dem frühen Subatlantikum – nachgewiesen von NILLER (1998). Bei Atting wird der Einfluß des Menschen durch die intensive Nutzung der Talaue erst im beginnenden Subatlantikum deutlich. Eine rasche Auenlehmakkumulation in diesem Abschnitt wird durch die stratigraphische Abfolge subatlantischer Auenlehm (55 cm) und frühe latènezeitliche Sande der jüngeren Laber-Schüttung verdeutlicht. An den Talhängen im Tal der Kleinen Laber bei Sallach konnte von NILLER (2001) am südostex-

ponierten Hang unterhalb der Keltenschanzen der Beginn der Kolluvienablagerung mit einem Alter von 8.429 ± 187 ^{14}C a BP datiert werden. Die Datierung erfolgte an Holzkohleflittern in einer Tiefe von 195 cm. Einen Meter über diesem Kolluvienhorizont wurde ein weiterer Holzkohlefund auf 3.627 ± 73 ^{14}C a BP datiert. Somit erfolgte die Besiedlung der Talhänge bereits im Mesolithikum und setzte sich bis in die Bronzezeit und darüber hinaus fort. Der Einfluß des Menschen auf die fluviale Formung der Talaue setzt im Neolithikum ein, ist aber erst mit dem frühen Subatlantikum nachweisbar.

Nachfolgend sind in der Tabelle 6 die im Kapitel 4.2 verwendeten ^{14}C -Datierungen mit den dazu gehörigen Bohrnummern aufgelistet. Die Beschreibung der einzelnen Bohrungen ist im Anhang „Bohrkatalog und Aufschlußdokumentation“ aufgelistet.

Tab. 6: ^{14}C -Daten

Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben Hannover					
Bohr-nr.	Material	Tiefe in cm	14C-Alter Jahre v.h.	kalibriertes Zeitintervall cal...	Hv
7140-B-90i 1	Holz	175-186	1.790 ± 130	AD 115 – 390	24990
7140-B-147 C2	Torf	270-278	1.900 ± 70	AD 50 – 180	25064
7040-B-149 G	Torf	145-163	11.980 ± 180	BC 12.350 – 11.835	25065
7040-B-149 F	Torf	118-145	11.080 ± 170	BC 11.240 – 10.940	25066
7040-B-152 G	Torf	159-212	11.160 ± 70	BC 11.245 – 11.045	25067
Kleine Laber 1; Perkam	Ah-Humus	40-55	3.200 ± 110	BC 1.615 – 1.375	24995
Physikalisches Institut der Universität Erlangen-Nürnberg					Erl
7041-B-174 E	Torf	200-205	11.612 ± 77	BC 12.000 – 12.001	7196
7041-B-174 G	Torf	262-267	12.267 ± 101	BC 13.466 – 12.604	7197
7041-B-174 J	Torf	360-370	12.294 ± 92	BC 13.470 – 12.596	7198
7041-B-178 B	Auenboden	50-55	5.046 ± 50	BC 3.960 – 3.757	7199
Kleine Laber T1	Torf	105-110	10.896 ± 67	BC 11.187 – 10.868	7514
Kleine Laber T2	Torf	128-130	11.947 ± 108	BC 12.363 – 11.587	7369

4.2.3 Altsiedelland und holozäne Landschaftsgeschichte

Die steuernden Prozesse der holozänen Landschaftsgeschichte im Tal der Kleinen Laber verlaufen zeitlich versetzt. Im Raum Sallach wird seit dem Bölling bis in die Mitte des Atlantikums die Talentwicklung durch die Donau als Vorfluter bestimmt. Eine intensive Nutzung der Talflanken sowie der Aue ist seit dem Mittelneolithikum durch BÖHM (1987) nachgewiesen. Weitere Funde sind aus der Frühbronze-, Urnenfelder- und Hallstattzeit von SCHAICH et al. (1994) und aus Quellen (BAYERISCHEN LANDESAMT FÜR DENKMALPFLEGE) bekannt. Des weiteren befindet sich bei Sallach auf dem Tertiärhügelland ein keltisches Bauwerk der Spätlatènezeit. Unterhalb der Viereckschanze sind frühmittelalterliche Ringwälle ein weiteres Zeugnis für die Besiedlung im Tal der Kleinen Laber. Mit der mittelalterlichen Nutzung der Talaue wurde auch die Laufverlegung der Kleinen Laber für den Mühlenbetrieb (NILLER, 1998) vorgenommen. Der Beginn der Auenlehmbildung durch die anthropogene Nutzung wird nach den Ergebnissen von NILLER (1998) in das frühe Subatlantikum gelegt. Seine Annahme stützt sich auf das Ende der Torfbildung um 2.500 ^{14}C a BP, auf Schwemmfächersedimente, die dem Talauenschotter direkt aufliegen (2.338 ± 45 ^{14}C a BP) und auf hallstattzeitliche Grabhügel in der Laberaue, deren Grundlinie ungefähr dem Liegenden der Auenlehme entspricht. Seit dem frühen Subatlantikum wurde im Tal der Kleinen Laber zwischen 50 cm und 100 cm schluffiger Ton (Auenlehm) akkumuliert, in Rinnenpositionen bis zu 150 cm. Ein humoser Horizont oder Kulturschichten, die auf verstärkte Besiedlungstätigkeiten in der Latène- und Römerzeit sowie im Mittelalter hinweisen, konnten in den tonigen Auenlehmen nicht lokalisiert werden. Ein Einfluß auf die Auenlehmbildung durch den Menschen vor dem Subatlantikum ist dennoch wahrscheinlich. Bereits im Neolithikum wurden die Talhänge und auch die Aue anthropogen genutzt, was durch Siedlungsfunde aus den Quellen des LANDESAMTES FÜR DENKMALPFLEGE bestätigt werden kann.

Zwischen Sallach und Kleine Laber-Schwemmfächer ist die Besiedlungstätigkeit vom Frühneolithikum bis zum Mittelalter vorwiegend auf den Talflanken konzentriert. Im Raum Sallach finden sich vereinzelt Siedlungsspuren der Urnenfelder-, Hallstatt-, Latène- und Römerzeit auch in der Talaue der Kleinen Laber. Bis nach Atting oberhalb des Laber-Schwemmfächers ist das Kleine Laber Tal besiedlungsleer. Nur W' von Atting konnte eine Fundstelle der Urnenfelderzeit in der Talaue nachgewiesen werden. Auch

fällt auf, daß in diesem Talabschnitt eine hallstattzeitliche Besiedlungsaktivität fehlt. Eine Besiedelung in diesem unteren Talabschnitt der Kleinen Laber konnte nur an den Hängen durch Siedlungsfunde aus dem Mittelneolithikum, der Bronze-, der Urnenfelder- und Latènezeit und vereinzelt aus der Linearbandkeramik, dem Endneolithikum und der Römerzeit nachgewiesen werden. Demzufolge kann davon ausgegangen werden, daß bereits im mittleren Atlantikum die Akkumulation der sandigen Auensedimente (fluviale Phase I) dem Einfluß der Nutzung der Talhänge und der Talaue durch den Menschen unterlag. Sicher hingegen ist der Einfluß auf die Bildung der lehmigen (frühes Subboreal) und der tonigen Auensedimente (Subatlantikum) durch die Besiedlungstätigkeit an der Kleinen Laber.

Für einen anthropogenen Einfluß auf die Talentwicklung der Kleinen Laber seit dem Neolithikum spricht auch die von LÜNING (1988) beschriebene verstärkte Besiedlung auf den Lößböden an den Flussläufen in Mitteleuropa. Mit der Seßhaftigkeit und dem Bau von Häusern setzte eine verstärkte Rodungsaktivität ein. Gleichzeitig wirkten sich auch die ackerbauliche und weidewirtschaftliche Nutzung der Talhänge sowie in den Talauen auf die Auenlehmbildung aus. Für das frühe Neolithikum stellt LÜNING (1988) bereits eine nachweisliche Bodenerosion schon in der Bandkeramik fest und verweist auf die Schwierigkeit, in Profilschnitten Horizonte zu finden, welche auf die bandkeramische Zeit hindeuten. Er stellt weiterhin fest, daß in den meisten Flussauen atlantische Moorbildungen fehlen. Meistens sind sie im Präboreal/Boreal und erst wieder im Subboreal/Subatlantikum vorhanden. Allgemein wird die Auffassung vertreten, daß eine ausgeglichene Wasserführung und ein vollentwickelter Wald im Atlantikum nicht zur Moorbildung führen konnten. Dennoch ist ein kleines Flusssystem wie die Kleine Laber auch unter einer ausgeglichenen Wasserführung durch eine ständige Laufverlegung und damit dem Abschneiden von Rinnen und deren Verlandung in der Talaue charakterisiert. Bis ins frühe Neolithikum erfolgte in den Paläorinnen im Tal der Kleinen Laber bei Sallach die Torfbildung. Diese wurde erst zum Beginn des letzten Drittels des Atlantikums durch einen flussdynamischen Umbruch vom gewundenen zum anastomosierend-verzeigten Flusslauf beendet. Eine pollenanalytische Untersuchung und ¹⁴C-Datierungen der atlantischen Torfbildung wurden von NILLER (1998) nicht durchgeführt. Er stellte diesen Torfhorizont, wie bereits unter Kapitel 4.2.1 „Profilschnitt Sallach“ beschrieben, in das späte Subboreal. Demgegenüber konnte ein atlantisches Alter dieser Torfbildung durch die stratigraphische Abfolge der fluvialen Sedimente (Horizont- und Rinnenbildung) sicher abgeleitet werden.

Die holozäne Talentwicklung der Kleinen Laber vor dem Schwemmfächerbereich im Raum Atting verlief gegenüber dem Raum Sallach in Bezug auf die Auenlehmakkumulation zeitlich stark verzögert. Wie im Kapitel 4.2.1 im Profilschnitt Atting I bereits dokumentiert, erfolgte keine Auenlehmakkumulation ab der Mitte des Atlantikums und im frühen Subboreal. Ein Einfluß der Donau bis ins beginnende Subatlantikum bestimmte hier die sedimentäre Entwicklung im Tal der Kleinen Laber. Der menschliche Eingriff wird somit gegenüber dem fluvialen Einfluß der Donau unterdrückt.

4.3 Die Kinsach, die Mehnach und der Bogenbach

Aus dem Bayerischen Wald entwässern die Nebenflüsse Kinsach, Mehnach und Bogenbach in die Donau. Nachfolgend wird diskutiert, welchen Einfluß die Donau als Vorfluter auf das fluviale Verhalten der Nebenflüsse ausübt. Die Ausführungen stützen sich vorwiegend auf Literaturangaben, eigene Untersuchungen dieser Nebentäler waren nicht Bestandteil des Dissertationsvorhabens.

Die Kinsach durchfließt die Steinacher Tertiärbucht, mündet im Straubinger Becken in die Donau und quert die würmzeitliche JW_{II}-Terrassenfläche und die holozäne Talaue (Blatt 7041 Münster). Oberhalb Stockmühle wird die Kinsach durch einen künstlichen Ableiter in E' Richtung nach Muckenwinkling und weiter bis zum Bogenberg geleitet und fließt W' vom Bogenberg in den Bogener Altarm, welcher in die Donau mündet. Die Alte Kinsach fließt unterhalb von Stockmühle als mäandrierender Fluß in S' Richtung durch die holozänen Auenterrassen in die Donau. Dabei durchfließt sie unterhalb von Lenach einen Paläomäanderbogen der H_{III}-Auenterrasse.

Zwischen der Steinacher Tertiärbucht im NW und dem Bogenberg im SE befindet sich die Further Mehnachbucht. Über diese fließt die Mehnach an den Ortschaften Niedermenach und Furth am künstlichen Ableiter der Kinsach entlang und mündet unterhalb der Ortschaft Bogen in die Donau. Ein Teil der Mehnach wird W' von Furth dem künstlichen Ableiter der Kinsach zugeleitet, wodurch sie nur noch als schmaler Graben die holozäne Talaue der Donau durchfließt. Sie bildet weiterhin im Raum Niedermenach die Grenze zwischen der spätglazialen JW_{II}-Terrassenfläche der Donau und den Gesteinseinheiten des Bayerischen Waldes. Unterhalb von Niedermenach schließt sich die holozäne Talaue an (Blatt 7042 Bogen).

Der Bogenbach durchfließt einfadig-mäandrierend die NE' vom Bogenberg aus dem Bayerischen Wald in das Straubinger Becken mündende Hunderdorfer Tertiärbucht. Bei Ohmühl E' von Bogen ändert der Unterlauf des Bogenbach seine Fließrichtung von E nach W und verläuft damit parallel und entgegengesetzt zur Donau. NW' vom Bogenberg biegt der Nebenfluß wieder in S' Richtung um und mündet in einen Altarm der Donau (Blatt 7042 Bogen).

4.3.1 Die Nebenflüsse im Mündungsbereich zur Donau

Der Zufluß der **Alten Kinsach** durchfließt zwischen Parkstetten und Bogen die spätglaziale Terrassenfläche JW_{II} und die holozäne Aue. In diesem Talabschnitt setzte im beginnenden Bölling die bedeutende Tiefenerosionsphase im Donautal ein und war bis in das frühe Holozän wirksam. Um ca. 8.000 ¹⁴C a BP erfolgte ein flußdynamischer Umbruch vom gewundenen zum anastomosierend-verzweigten Gerinnesystem. Mit dem Umbruch war eine enorme Aufschotterungsphase bis 6.000 ¹⁴C a BP verbunden. Die Tieferlegung des Donaubettes beeinflußte die fluviale Talentwicklung der Kleinen Laber mit einer Einschneidung ihres Gerinnesystems (Kapitel 4.2.2). In der Auswertung der Flußgeschichte der Kinsach durch SCHEIBE (2003) und der eigenen Daten zur Talgeschichte der Donau wird der Einfluß der Donau als Vorfluter auf die Kinsach wie folgt interpretiert.

SCHEIBE (2003) führte zur Landschaftsgeschichte und Besiedlung in der Donauebene Untersuchungen an der Kinsach durch. Entlang eines Gasleitungsaufschlusses parallel zur Kinsach konnte SCHEIBE (2003) die Sedimentation in der Steinacher Tertiärbucht bis zur angrenzenden würmzeitlichen Terrassenfläche JW_{II} erschließen. Im Raum Steinach, welcher im S an die spätglaziale Terrassenfläche JW_{II} angrenzt (Parkstetten), wurden mächtige Lößlehmschichten und Kolluvien entlang eines Grabens dokumentiert. Im eigenen Profilschnitt Anning E' von Bogen wird die würmzeitliche Terrassenfläche, welche ebenfalls direkt an den Bayerischen Wald angrenzt, von Kolluvien (Hangkolluvien) derselben Bodenart (Ut4) überdeckt (Kapitel 2.4.2 und 2.5.2). Das Alter der Kolluvien im Tal der Kinsach konnte nicht geklärt werden, da vor- und frühgeschichtliche Siedlungen in diesem Abschnitt fehlen. Im Talabschnitt der Kinsach von Ascha bis in die Donau ergeben sich nach SCHEIBE (2003) folgende Ablagerungsverhältnisse: Im gesamten Tal wird die Kinsach von mächtigen Kolluvien begleitet. Im unteren Talabschnitt zwischen Steinach und Parkstetten werden graugefärbte, holozäne Talsande der Kinsach von der Buntonfolge der Hangendserie des Obermiozän unterlagert. Flußaufwärts unterlagern Feldspatsande die fluvialen Ablagerungen. Der untere Flußabschnitt der Kinsach (Alte Kinsach) durchfließt als ein einfadig-mäandrierendes Gerinne- system die würmzeitliche JW_{II}-Terrasse und die holozänen Auenterrassen der Donau.

Im frühen Holozän erfolgte im Kinsachtal, nach vorangegangener Erosion des Tertiärmaterials, wieder die Auffüllung mit Verwitterungsschutt (SCHEIBE 2003). Die erosive Ausräumung des Kinsachtales könnte, wie auch an der Kleinen Laber, mit dem frühen Bölling erfolgt sein. Die Hauptschüttung des Kleinen Laber-Schwemmfächers wurde mit der Tieferschaltung des Donaubettes im frühen Bölling beendet. Tiefe Rinnen im Kleine Laber-Schwemmfächer mit Torfbildungen und die Rinnenverfüllung der angrenzenden spätglazialen Terrassenfläche der Donau belegen eine mit dem frühen Bölling einsetzende Tiefenerosionsphase im Donautal zwischen Straubing und Bogen. Die Wiederauffüllung des Kinsachtales im frühen Holozän (SCHEIBE 2003), zeigt Parallelen zur kiesigen Schüttung der Kleinen Laber ab dem späten Alleröd bis maximal frühes Holozän. In diesem Zeitraum nehmen die Donau als Vorfluter wie auch klimatische Veränderungen Einfluß auf das Sedimentationsgeschehen beider Nebenflüsse, Kinsach und Kleine Laber. Verstärkte oder langanhaltende Niederschläge wirkten auf die Talentwicklung entscheidend ein. Die verstärkten Niederschläge infolge einer Klimaverschlechterung in der Jüngeren Dryas würden mit dem verstärkten Schottertransport an der Kleinen Laber und an der Kinsach zusammenfallen. Zudem wird die Kleine Laber zusätzlich durch die rückschreitende Tiefenerosion zwischen Bölling und Jüngere Dryas charakterisiert. An der Kinsach setzte im frühen Holozän nach dem Nachlassen der Niederschläge die Wiederauffüllung ein. An der Kleinen Laber bei Sallach vollzog sich in den verlandeten Rinnen die Torfbildung, während die aktiven Rinnen durch eine geringe Sedimentation bis ins Atlantikum gekennzeichnet waren. Die Unterschiede im fluvialen Verhalten beider Nebenflüsse resultieren aus ihrer geographischen Position zur Donau. Die Kinsach, welche den Bayerischen Wald durchfließt, ist durch ein stärkeres Gefälle gekennzeichnet und liegt gegenüber der Kleinen Laber geographisch höher. Die höhere Geländeposition der Kinsach im Ober- und Unterlauf schwächt die Einflußnahme der Talentwicklung im Donautal ab, wobei der untere Talabschnitt der Kinsach bei der Ortschaft Agendorf (SE' Steinach) der fluvialen Dynamik der Donau unterliegt.

Neben dem fluvialen Einfluß der Donau nehmen mit der fortschreitenden Besiedlung an den Flussläufen die ackerbauliche Nutzung und Rodungsaktivität zu. Weiterhin beeinflussen, wie auch an der Kleinen Laber, Laufverlegungen und der Mühlenbau die Talentwicklung der Nebenflüsse. In den Untersuchungen von SCHEIBE (2003) sind Erosionsprozesse im gesamten Untersuchungsabschnitt der Kinsach vorwiegend durch ackerbauliche Nutzungen nachgewiesen - Ausbildung von Kolluvien und fehlender Oberboden. Die Mächtigkeit der Kolluvien von bis zu 2 m begleitet die holozäne Talentwick-

lung. Eine zeitliche Einordnung der Erosionsprozesse konnte von SCHEIBE (2003) erst seit dem Mittelalter vorgenommen werden: „Im Verlauf des Aufschlusses ist die vorgeschichtliche Besiedlung durch Grabungen oder gezieltes Absuchen von Ackerflächen nicht nachgewiesen worden, mit Ausnahme des südlichen Endes in der Umgebung der neuen B 20 bei Rotham. Die Vermutung, daß verziegelter Lehm als alleiniges Indiz für vorgeschichtliche Siedlungstätigkeit gewertet werden kann, ist rein spekulativ.“ Auch für den unteren Flussabschnitt der Kinsach im Bereich von Steinach oberhalb der heutigen würmzeitlichen JW_{II}-Terrassenfläche sind Kolluvienbildung erst seit dem Mittelalter (Hoch- und Spätmittelalter) und in der Neuzeit nachgewiesen (SCHEIBE 2003). Bodenerosionen während des Neolithikums und der Latènezeit können nicht eindeutig manifestiert werden.

Die Nebenflüsse Mehnach und Bogenbach münden unterhalb des Bogenbergs in die Donau. Der Einmündungsbereich beider Nebenflüsse liegt zwischen zwei zeitlich ineinander übergehenden Tiefenerosions- und Aufschotterungsabschnitten (Kapitel 3.4.4; Tab. 1 – Talabschnitte Straubing-Bogen und Bogen-Irlbach). Zwischen Straubing und Bogen setzt die Tiefenerosionsphase an der Donau mit dem frühen Bölling ein. Mit dem Atlantikum wird dieser fluviale Prozeß von der Aufschotterungsphase bis 6.000 ¹⁴C a BP abgelöst. Flussabwärts im Raum Bogen-Irlbach beginnt die Tiefenerosionsphase bereits vor dem Bölling und ist mit dem frühen Holozän beendet. Bis zum ausgehenden Boreal erfolgte dann die Aufschotterung.

Auf die Untersuchungen von SCHEIBE (2003) zur Landschaftsentwicklung an der **Mehnach** wird hier auf den unteren Flussabschnitt im Raum Niedermenach eingegangen. Wie oben bereits erwähnt, durchfließt die Mehnach im Unterlauf die spätglaziale JW_{II}-Terrassenfläche und die holozänen Ablagerungen der Donau. Bei der Ortschaft Niedermenach wurde von SCHEIBE (2003) ein Profilschnitt durch die Talaue der Mehnach gelegt. In diesem Bereich durchfließt sie die fluvialen Ablagerungen der H_I-Auenterrasse der Donau. Die Formung der H_I-Auenterrasse zwischen Straubing und Bogen beginnt mit der Aufschotterungsphase um 8.000 ¹⁴C a BP. Im flussabwärts sich anschließenden Talabschnitt der Donau ist die Akkumulation des Schottermaterials um 8.000 ¹⁴C a BP bereits abgeschlossen. Somit durchfließt die Mehnach einen Talabschnitt der Donau, welcher eine Übergangstellung zwischen den rückschreitenden fluvialen Prozessen einnimmt. Daraus resultierend könnte die fluviale Formung der H_I-Auenterrasse in diesem Bereich auch eher abgeschlossen gewesen sein. Einen eindeutigen Beleg dafür konnte

auch aus den Ausführungen von SCHEIBE nicht gefunden werden. Er konnte lediglich direkt an der Mehnach innerhalb einer Bohrcatena eine Stillwassersedimentation nachweisen, welche im Hangenden von einem 6 cm mächtigen, fluviaten Sandhorizont unterbrochen wurde. Dieser 4 m tief unter der Geländeoberfläche anstehende Horizont konnte anhand eines Holzrestes auf ein Alter von 7.417 ± 110 cal. BC datiert werden. Die Ablagerung von tonig-schluffigen Sedimenten (Stillwassersedimente) und ein erhöhter Gehalt an organischem Kohlenstoff vor allem unterhalb des fluviaten Sandhorizontes deutet SCHEIBE (2003) als eine längere Phase der Sedimentationsunterbrechung. Diese lässt weder auf die Tiefenerosion oberhalb von Bogen noch auf die Aufschotterung bei Bogen einen Rückschluß bzgl. der Zuordnung zu. In beiden Fällen lag der Vorfluter Donau zu tief, wodurch beide Prozesse zur Ausbildung von Stillwassersedimenten an der Mehnach geführt haben können. Einziges Indiz für die Zuordnung der flussaufwärts erfolgten Tiefenerosion und der flussabwärts im frühen Holozän einsetzenden Aufschotterungsphase wäre der mit präborealem Alter abgelagerte, fluviatile Sandhorizont, welcher eine kurzfristige fluviatile Aktivierung anzeigt. Aber auch hier kann keiner der beiden fluviaten Prozesse durch eine Aktivierung erhöhter fluviater Formung das Ablagerungsniveau der fluviaten Sande erreicht haben. Somit muß im frühen Holozän eine aktive fluviatile Formung innerhalb der Mehnach durch einen verstärkten Abfluß infolge zunehmender Niederschläge im Einzugsgebiet erfolgt sein. An der Mehnach (fluviatile Sande im frühen Holozän) wie auch an der Kinsach (Wiederauffüllung in der Jüngeren Dryas bis frühes Holozän) wird die fluviatile Formung durch Klimaverschlechterungen mit verstärkten Niederschlägen beeinflußt.

Auf den Stillwassersedimenten folgen einen Meter mächtige fluviatile Sande, überlagert von Kolluvien. Die Kolluvienbildung setzt nach SCHEIBE (2003) um 823 ± 136 cal. AD ein, wodurch mit dem Mittelalter ein Einfluß auf die fluviatile Sedimentation an der Mehnach deutlich wird. Neben dem mittelalterlichen Einfluß mit Kolluvienbildung sind auch Funde aus der Linearbandkeramik (Scherbenmaterial) nachgewiesen, welche auf eine Siedlungstätigkeit hinweisen (SCHEIBE 2003). Starken Einfluß auf das Sedimentationsgeschehen bei der Ortschaft Niedermenach übte zudem auch die Besiedlung in der frühen Bronzezeit aus. Durch die Datierung von Holzrestefunden konnte ein Abtrag der Lößlehmschichten ermittelt werden. Sichere Hinweise für Bodenerosionsprozesse fehlen hingegen aus der Latènezeit, aber: „..., es darf davon ausgegangen werden, daß ein Bodenabtrag in der Latènezeit bereits tiefere Bereiche des Lößlehms (auch Bereiche

mit solifluidaler Beimischung von Material aus dem tertiären Feldspatsand) sowie den Feldspatsand selbst erreicht hatte.“ (SCHEIBE 2003).

Die Auswertungen zur holozänen Landschaftsentwicklung am **Bogenbach** von NÜBER (2005) sind noch in Vorbereitung, wodurch sich die Zusammenstellung der Daten zur Talentwicklung am Bogenbach und die daraus folgende Interpretation auf die wenigen Veröffentlichungen beziehen. Aus der Veröffentlichung von HEINE et al. (2005) konnten einige ^{14}C -Datierungen (ohne Hoch- und Rechtswertangaben bei Ohmühl N° von Breitenweinzier) entnommen werden. Der Bogenbach bei der Ortschaft Ohmühl durchfließt parallel zur Donau auf einer Länge von 3 km hier den äußeren Rand des Bayerischen Waldes, wo er W° von Bogen in die Donau mündet. In diesem Bereich wurden von NÜBER mehrere Bohrungen einschließlich ^{14}C -Datierungen an Kolluvien, Torfhorizonten und Auenlehmen vorgenommen. Aus der Datierung der Torfhorizonte zwischen 3 m und 4 m unter der Geländeoberfläche geht ein Bildungszeitraum von 8.000 bis 5.400 ^{14}C a BP hervor, welcher den Zeitraum nach der Aufschotterungsphase im Donautal umfaßt. Mit dem Torfbildungsbeginn am Bogenbach führte im Donautal unterhalb von Bogen eine verstärkte fluviale Aktivität zur Fossilierung von Hochflutsedimenten um 7.915 ± 115 ^{14}C a BP. Somit kann die fluviale Überformung im Donautal, welche sich auf der hoch- und spätglaziale Terrassenfläche vollzog, keinen Einfluß auf die fluviale Talentwicklung am Bogenbach genommen haben. Zudem durchfließt der Bogenbach gegenüber der Donau eine höhere Geländeoberfläche.

Aus weiteren ^{14}C -Daten konnte im Raum Ohmühl eine Solifluktionsschicht auf 11.355 ± 265 ^{14}C a BP (HEINE et al. 2005) datiert werden. Unterhalb von Ohmühl bei Anning lagert auf den Decksedimenten der spätglazialen JW_{II}-Terrassenfläche Solifluktionsmaterial (Kapitel 3.3.2 und 3.4.2). Wie im Kapitel 3.3.2 bereits dokumentiert, überdeckt das Hangkolluvium die bölling-/ältere dryaszeitliche Braunerdebodenbildung aus fluvialen Sanden. Zwischen Ohmühl und Anning ist ein Anstieg der Geländeoberfläche im Bayerischen Wald in der topographischen Karte nachgezeichnet. Inwieweit solifluidale Prozesse um 11.300 ^{14}C a BP auch Anning erreichten, kann nicht geklärt werden, zumal die Angaben des Hoch- und Rechtswertes von NÜBER in der Veröffentlichung von HEINE et al. (2005) fehlen. Somit wird die Überlagerung der bölling-/ältere dryaszeitlichen Bodenbildung mit Hangkolluvien vorläufig ab dem mittlerem Holozän im Zusammenhang mit der zunehmenden Besiedlungstätigkeit um und am Bogenberg zeitlich eingeordnet. Nach dem Solifluktionsprozeß am Bogenbach setzte eine sandige Hochflutsedimentati-

on ein, welche das ausgehende Spätglazial bis frühe Holozän umfaßt. Eine gesteigerte fluviale Aktivität wurde an der Kinsach im frühen Holozän und an der Mehnach erst im Boreal von SCHEIBE (2003) dokumentiert. Somit verlief im Bayerischen Wald an den Seitentälern der Donau eine erhöhte fluviale Formung zwischen dem ausgehenden Spätglazial bis in das frühe Holozän.

Die Ablagerung von Hochflutlehmen am Bogenbach erfolgte bereits vor 4.450^{14}C a BP (HEINE et al. 2005). Weitere Überdeckungen von Auensedimenten durch Überflutungen vollzogen sich um 3.400^{14}C a BP, 2.000^{14}C a BP, 1.500^{14}C a BP und dann zunehmend zwischen 960 bis 570^{14}C a BP. In den Zeiträumen zwischen 5.300 und 4.700^{14}C a BP und 3.400 bis 3.000^{14}C a BP erfolgte im Donautal wie am Bogenbach eine gesteigerte fluviale Aktivität. Am Bogenbach wird eine Sedimentationsruhe vom frühen bis mittleren Subatlantikum aus den Daten von NÜBER (in HEINE & NILLER 2003) in einer Gegenüberstellung der Chronostratigraphie Kleine Laber, Donau und Bogenbach aufgeführt. Ähnliche Sedimentationsverhältnisse herrschten auch zwischen Pfelling und Loham an der Donau. Hier wurde in der Donau-Aue während der Hallstatt- und Latènezeit gesiedelt. Nur am Übergang zum Bayerischen Wald konnte auf der JW_{II}-Terrassenfläche eine Überformung der fluviyalen Sedimente um $2.119 \pm 45^{14}\text{C}$ a BP nachgewiesen werden, welche aber durch fluviale Prozesse aus den Seitentälern erfolgt sein muß (Niederwinklinger Dorfgraben, Irlgraben).

Die Bildung von Kolluvien am Bogenbach setzte um 3.200^{14}C a BP (NUBER in HEINE et al. 2005) ein und umfaßt damit die Besiedlungstätigkeit im Verlauf der Bronze- bis in die Hallstattzeit (es liegen vorwiegend ^{14}C -Daten zwischen 3.200 und 2.500^{14}C a BP vor). Eine zunehmende Landschaftsnutzung der Seitentäler ab der Bronzezeit- vor allem im Unterlauf - wurde von SCHEIBE (2003) ausführlich dokumentiert. Die Verlagerung bzw. das Ausweichen der Besiedlung durch eine rasche Zunahme der Bevölkerung auf die Seitentäler erfolgte erst mit dem Mittelalter.

4.3.2 Talentwicklung und Besiedlungsgeschichte

Zwischen Parkstetten und Bogen fließen die Nebenflüsse Kinsach, Mehnach und Bogenbach aus dem Bayerischen Wald in das Straubinger Becken. Die Nebenflüsse durchfließen im Straubinger Becken die an den Bayerischen Wald angrenzende spätglaziale

Terrassenfläche und die sich ihr anschließende holozäne Donau-Aue. In der jungquartären Talgeschichte der Donau wurde in diesem Talabschnitt die hochglaziale Terrassenfläche sowie der unterlagernde frühglaziale Schotterkörper am NE' Rand des Beckens während der hochglazialen fluvialen Formung des Donautales erosiv umgelagert. Eine Umlagerung und spätere Ausräumung der hoch- und spätglazialen Schotterkörper vollzog sich mit dem Ende der Aufschotterungsphase und dem nachfolgenden flußdynamischen Umbruch vom anastomosierend-verzweigten zum mäandrierenden Gerinnesystem. In diesem Talabschnitt fehlen durch erosive Umlagerungen die ältest- und altpleistozänen Schotterterrassen am Übergang zum Bayerischen Wald. Weiterhin konnten an der Kinsach wie auch an der Mehnach keine Schotterterrassen nachgewiesen werden. Im Gegensatz dazu wurde im Tal der Kleinen Laber ein späthochglazialer/frühspätglazialer Schotterkörper erbohrt.

Auf den Hängen des Bayerischen Waldes kam es zur Ausbildung von periglazialen Deckschichten, welche auf den Erosions- und Akkumulationsflächen im Donautal nicht wiederzufinden sind. Mit dem Einsetzen von Denudationsprozessen im Bayerischen Wald (VÖLKEL 1995) erfolgte aus den Nebentälern ein erhöhter Sedimenteintrag in die Donau. Erhöhte Sedimenteinträge der Schwarzach E' von Niederwinkling in das Donautal vollzogen sich im ausgehenden Hochglazial. Durch verstärkte Solifluktionsprozesse wurden Kinsach und Mehnach durch den Solifluktionsschutt mit einer Verlagerung an den jeweiligen östlichen Talhang abgedrängt, welcher durch ein wesentlich höheres Gefälle kennzeichnet ist – eine zeitliche Einordnung der Solifluktionsprozesse erfolgte nicht (SCHEIBE 2003). Im Tal von Kinsach und Mehnach erfolgte eine erosive Ausräumung im ausgehenden Spätglazial mit einer im frühen Holozän erfolgten Wiederauffüllung. Im Tal der Kleinen Laber konnte die Schwemmfächerschüttung von Schottermaterial und von fluvialen Sanden vor das Bölling datiert werden. Mit dem Bölling erfolgte die erosive Zerschneidung des Schwemmfächers, welcher im späten Alleröd und in der Jüngeren Dryas von einer erneuten Schüttung aus kiesigen Material überdeckt wurde. Vergleicht man die Talentwicklungen der einzelnen Seitentäler der Donau im Bezug auf Erosions- und Akkumulationszyklen lassen sich Unterschiede im zeitlichen Auftreten feststellen. Ursächlich liegt dies in den unterschiedlichen Einzugsgebieten sowie im Einmünden der Nebenbäche in das Donautal, welches durch eine rück-schreitende und damit zu unterschiedlichen Zeiten einsetzende Tiefenerosions- und Aufschotterungsphase charakterisiert wird. Somit erfolgte die erosive Einschneidung der Schwarzach bereits mit dem frühen Hochglazial infolge der Tieferlegung des Donaubet-

tes. Im Bereich Kinsach, Mehnach und Kleine Laber setzte die Tiefenerosionsphase erst mit dem Bölling ein, wodurch sich die erosive Zerschneidung der Täler – Kinsach und Mehnach im Unterlauf – später vollzog. Spätestens im Boreal erfolgte in den Tälern von Kinsach und Mehnach eine Auffüllung mit holzresteführenden, kiesigen Sanden (SCHEIBE 2003). Aufgrund von zwischengeschalteten Schluff- und Tonlinsen – Stillwassersedimenten – geht SCHEIBE von einem flachen, temporären Rinnensystem aus, was für ein verzweigtes Gerinnesystem und nicht für tiefe Altarme spricht. Er schließt sich damit der Auffassung von BUCH (1990) an, welcher in seinen Untersuchungen zur Talentwicklung an der Donau ebenfalls einen verzweigten Flussverlauf im Gegensatz zu anderen mitteleuropäischen Flussystemen feststellen konnte.

Die periglazialen Deckschichten des Bayerischen Waldes unterlagen der erosiven Umlagerung vor allem mit dem Einsetzen der Besiedlungstätigkeit. SCHEIBE (2003) wies enorme Verlagerungen des Lößmaterials nach. Aus der neolithischen Besiedlungstätigkeit im Raum Parkstetten, Steinach, Niedermenach und im Kinsachtal bei Ascha konnten von SCHEIBE (2003) Ablagerungen wie Auenlehme und Kolluvien nicht nachgewiesen werden. Nach KOSSACK (1995) und SEMMEL (1995) setzte die Degradierung von Böden seit dem Neolithikum ein. Erst mit der Bronzezeit und günstigeren klimatischen Bedingungen wurden an Kinsach und Mehnach erste anthropogen gesteuerte Umlagerungsprozesse verursacht. Auch in den niederbayerischen Lößgebieten vollzog sich während der Urnenfelderzeit eine starke Zunahme in der Besiedlung mit starken Eingriffen in die Landschaft (SCHMOTZ 1981, HENNING 1993, DAMMINGER & SCHAUER 1997, JÄGER & LOZEK 1978). Am Ende der Urnenfelderzeit setzen klimatische Veränderungen mit hohen Niederschlägen ein (FRENZEL 1977, WILLERDING 1977, JÄGER & LOZEK 1978). Während der Eisenzeit (vor allem in der Latènezeit) werden verstärkt Hochflutereignisse im Talabschnitt zwischen Straubing und Deggendorf (SCHEIBE 2003, BUCH 1990), Starkregenereignisse (NILLER 1998) und Klimaverschlechterungen mit erhöhter fluvialer Aktivität (SCHÖNWIESE 1995) beschrieben. Flussabwärts im Raum Niederwinkling bis Deggendorf wird zur Hallstatt- und Latènezeit in der Aue gesiedelt, was auf eine verminderte Hochflutaktivität bzw. auf eine gleichmäßige Wasserführung der Donau schließen lässt. BUCH & HEINE (1995) beschreiben diesen Zeitabschnitt als differenziert und nicht ohne Widersprüche. Mit dem Bevölkerungsrückgang zur Völkerwanderungszeit finden nur im geringen Umfang ackerbauliche Nutzungen statt und es herrscht ein zunehmend ungünstigeres Klima, wobei Hochflutereignisse nicht bekannt sind. Eine Zunahme von Besiedlung und Rodungsaktivität erfolgte dann mit dem Mittelalter, da

klimatisch günstige Bedingungen für den Ackerbau die Bevölkerungsdichte stark anwachsen ließen. Mit der Veränderung der natürlichen Verhältnisse an den Flussläufen nehmen die Überflutungen der Auenbereiche in diesem Zeitraum zu. Mit dem weiteren Anstieg der Bevölkerungsdichte im Hochmittelalter wurden auch die Seitentäler Kinsach und Mehnach intensiv bewirtschaftet - verstärkte Bodenerosionen und Kolluvienbildung haben dabei noch vor den klimatischen Extremereignissen stattgefunden (SCHEIBE 2003). Ab der Neuzeit konnte SCHEIBE (2003) an den Flussläufen folgendes Sedimentationsschema nachweisen: Der Oberhang ist durch Material aus der Zersatzzone charakterisiert, während der Mittelhang aus Resten der Basislage und ersten Kolluvien besteht. Der Unterhangbereich kennzeichnet sich durch Basislage oder relikтив erhaltene äolische Decken und Kolluvien aus.

Am Bogenberg wurden von DAMMINGER & SCHAUER (1997) bronze- und urnenfelderzeitliche Höhensiedlungen nachgewiesen, welche mit den ermittelten Altern von Kolluvien im Untersuchungsraum Bogenberg durch NÜBER manifestiert werden (in HEINE et al. 2005).

4.4 Zusammenfassung und Diskussion

Die Nebenflüsse der Donau zeigen ein unterschiedliches fluviales Verhalten in Abhängigkeit zur Talentwicklung der Donau, ausgenommen der alpine Nebenfluss Isar.

Der Isarmündungsbereich wird zum einen durch die fluvialen Sedimente der Donau und zum anderen durch die Einmündung der Isar in die Donau charakterisiert. Oberhalb der Einmündung sowie im Verzahnungsbereich beider fluvialer Systeme werden die Decksedimente im Isarmündungsbereich wie flussaufwärts der Donau gleichermaßen durch die gleiche lithofazielle Zusammensetzung charakterisiert und können somit einer bestimmten zeitlichen Ablagerung sowie den jeweiligen Schotterkörpern der Donau zugeordnet werden. Die fluvialen Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche werden durch sandig-tonige Lehme mit abschließenden schwach tonigen Lehmen bestimmt. Vorwiegend mittel tonige Lehme sind charakteristisch für die Decksedimente der JW_{III}-Terrassenfläche.

Die Verlagerung der Isar an die Grenze Singerhof-Gilsenöd erfolgte im Verlauf des Frühglazials. Eine weitere Verlagerung der Isareinmündung bis zum ausgehenden Spätglazial an den Externrand der NT3 der Donau um weitere 1,5 km erfolgte im Gegensatz zu den Untersuchungen von SCHELLMANN (1990) nicht (Kapitel 4.1.1/4.1.2).

Ein Einfluß der Isar auf die fluviale Dynamik der Donau wird mit der Aufschotterungsphase im ausgehenden Hochglazial deutlich. Allerdings erfolgte die Beeinflussung nicht direkt im Isarmündungsbereich sondern oberhalb des Isarschotterkegels. Durch die erhöhte Schotterfracht der Isar im Einmündungsbereich wurde der Schottertransport der Donau gehemmt, was zu einer Überhöhung des Schottermaterials im Donautal flussaufwärts führte. Im Spätglazial wird ein flußdynamischer Umschwung des Gerinnesystems der Donau auf der Schotterooberfläche nachgezeichnet. Eine Abdrängung der Donau durch die Schotterfracht der Isar gegen den östlichen Talrand wie sie nach den Untersuchungen von SCHELLMANN (1990) erfolgt sein soll, konnte nicht nachgewiesen werden. Auch liegen SCHELLMANN (1990) für diese Annahme keinerlei Beweise in Bezug auf die Terrassenbasen vor.

Der Umschwung der Gerinnebettgeometrie im Spätglazial zu einem zunehmend mäandrierenden Flußverlauf kann zeitlich nicht exakt eingeordnet werden. Der flußdynamische Umbruch kann in der Älteren Dryas sowie in der Jüngeren Dryas durch eine Aufschotterungsphase an der Isar erfolgt sein. Durch die Erhöhung des Vorfluterniveaus der Isar wurde der Abfluß der Donau abgeschwächt, was zu einem schwach mäandrierenden Donauverlauf führte. Fehlende Paläomäanderrinnen innerhalb der spätglazialen Donau-Terrasse und der schwach nachgezeichnete Verlauf auf der Schotterooberfläche verweisen auf ein schwaches, kurzzeitiges Mäandrieren des Donauverlaufes

Die ausgehende hochglaziale und spätglaziale Talentwicklung der Kleinen Laber unterliegt bis zum Beginn des Böllings einem eigendynamischen Prozeß. Die Ablagerung von fluvialen Sedimenten, die für bestimmte Zeitabschnitte auch an anderen fluvialen Systemen charakteristisch sind, spiegelt dies wider. Auch die erosive Zerschneidung der JW_{II}-Donauterrasse im Mündungsbereich zur Donau mit der Akkumulation eines eigenständigen Laber-Schotterkörpers und seinem Schwemmfächer sprechen dafür. Im weiteren Verlauf wird das Flußgeschehen der Kleinen Laber seit der Böllingzeit bis heute von der fluvialen Dynamik der Donau bestimmt. Auf Veränderungen wie Tiefenerosion und Aufschotterung, verbunden mit flußdynamischen Umbrüchen im Donautal, reagiert

die Kleine Laber ebenfalls zeitlich versetzt mit Erosion und Akkumulation. Die Besiedlungstätigkeit im Tal der Kleinen Laber konzentrierte sich bereits im Mesolithikum an den Talhängen. Am südostexponierten Hang bei Sallach konnten Kolluvien anhand von Holzkohleflittern auf ein Alter von 8.429 ± 187 ^{14}C a BP datiert werden (NILLER 2001). Mit dem beginnenden Neolithikum ist die Auensedimentation durch sandige Auenablagerungen charakterisiert, welche aber noch keinen eindeutigen Hinweis auf Bodenerosion widerspiegeln. Erst mit dem frühen Subatlantikum kann in der Aue der Kleinen Laber durch Auenlehme und Besiedlungsstellen ein anthropogener Eingriff in das fluviale Geschehen der Kleinen Laber eindeutig nachgewiesen werden.

Die Nebenflüsse Kinsach und Mehnach sind im ausgehenden Spätglazial durch eine erosive Ausräumung ihrer Täler charakterisiert. Die Tieferschaltung der Gerinnebette steht, wie auch an der Kleinen Laber, unter dem Einfluß der Tiefenerosionsphase im Donautal. Im frühen Holozän erfolgte die Wiederauffüllung mit Verwitterungsschutt, welche mit klimatischen Veränderungen – erhöhte Niederschläge – in Verbindung zu bringen sind. Dabei erfolgte eine erhöhte fluviale Aktivität an der Mehnach nur sehr kurzzeitig durch die Ablagerung eines geringmächtigen Sandhorizontes (Präboreal) innerhalb von Stillwassersedimenten. An der Kleinen Laber setzte eine sandig-kiesige Schüttung im späten Alleröd bis Jüngere Dryas in Folge einer rückschreitenden Tiefenerosionsphase ein, welche aber auch noch bis in das frühe Holozän erfolgt sein kann. Des weiteren sind die Nebenflüsse Kinsach und Mehnach durch einen fehlenden Schotterkörper charakterisiert. Im Gegensatz dazu konnte im Tal der Kleinen Laber eindeutig ein Schotterhorizont, mit einem späthochglazialen/frühspätglazialen Alter, auf den tertiären Sedimenten nachgewiesen werden.

An Kinsach und Mehnach kann seit dem Atlantikum anthropogen ausgelöste Bodenerosion durch ackerbauliche Nutzung nachgewiesen werden. Während im Tal der Kleinen Laber der anthropogene Eingriff in die Auensedimentation erst mit dem frühen Subatlantikum eindeutig zu belegen ist. Die im ausgehenden Atlantikum einsetzende sandige Auensedimentation in der Aue der Kleinen Laber kann nur indirekt durch die neolithische Besiedlung an den Talhängen in Zusammenhang gebracht werden.

5 Fluviale Formungsdynamik der Donau zwischen Straubing – Deggendorf seit dem Frühglazial

Im Verlauf des Würms bildeten sich drei eigenständige würmzeitliche Terrassenkörper heraus, welche durch terrassenspezifische Decksedimente charakterisiert werden. In der Oberflächenmorphologie lassen sich die drei Terrassenniveaus nur bedingt voneinander unterscheiden. Selbiges trifft oftmals auch auf den tertiären Untergrund zu. Durch eine Überhöhung der Geländeprofile und der morphologischen Modelle zeichneten sich Strukturen, wie Uferwälle und Terrassenkanten, nach. Eine Abgrenzung der würmzeitlichen Terrassenbildungen gegenüber der angrenzenden Hochterrassenfläche ist durch eine deutliche Geländestufe markiert.

Die Bildung der ältesten würmzeitlichen Terrassenbildung JW_I erfolgte im Verlauf des Frühglazials und reichte bis in das frühe Hochglazial um 25.000 ¹⁴C a BP. Die fluviale Formung des Terrassenkörpers erfolgte durch ein verzweigtes, breitbettiges Gerinnesystem. Die Einschneidung in den tertiären Untergrund verlief im gesamten Talabschnitt gleichmäßig wie auch der Aufbau der fluviyalen Sedimentabfolge, wodurch sich die fluviiale Formung einer Akkumulationsterrasse vollzog. Die tonig-schluffigen Decksedimente auf dem frühglazialen Schotterkörper wurden im mittleren Hochglazial aus den Seitentälern eingeschwemmt. Der karbonathaltige, hochglaziale Schwemmlöß zieht sich auf der gesamten Terrassenfläche entlang. Im ausgehenden Hochglazial/frühen Spätglazial wurden die randlichen Bereiche des Schwemmlösse durch die Ablagerung fluvialer Sande beeinflußt, was mit einer Zunahme des Sandanteils im Schwemmlöß verbunden war. Aus den Schwemmlößablagerungen entwickelten sich Kalkbraunerden, welche oftmals nur fossilisiert vorliegen oder vollständig im Verlauf des Spätglazials bis heute fluviyal ausgeräumt und umgelagert wurden.

Mit dem frühen Hochglazial um 25.000 ¹⁴C a BP begann die fluviale Formung der JW_{II}-Terrasse und endet mit dem ausgehenden Hochglazial um 17.000 ¹⁴C a BP. Dabei verlief die fluviale Formung im Donautal zwischen Straubing und Deggendorf unterschiedlich. Im oberen Flußabschnitt zwischen Straubing und Irlbach erfolgte der Aufbau des Schotterkörpers durch ein anfänglich verzweigtes Gerinnesystem unter Reduzierung der Talbreite und dem erosiven Einschneiden in den tertiären Untergrund. Im Verlauf des Hochglazials vollzog sich allmählich der fluviiale Umbruch in ein zunehmend anastomi-

sierend-verzeigten Flussverlauf. Im unteren Flussabschnitt (Loham bis Deggendorf) erfolgte mit dem Übergang von der frühglazialen zur hochglazialen Terrassenbildung ein flussdynamischer Umbruch vom verzweigten zum gewundenen Gerinnesystem. Mit diesem Umschwung setzte im frühen Hochglazial die Tiefenerosionsphase ein, welche im ausgehenden Hochglazial von der Aufschotterungsphase eines anastomosierend-verzweigten Flusslaufes abgelöst wurde. Somit erfolgte die fluviale Formung des Schotterkörpers der JW_{II}-Terrasse durch zwei dynamische Prozesse, welche somit zur Ausbildung einer späthochglazialen Akkumulationsterrasse zwischen Loham und Deggendorf und zu einer hochglazialen Erosionsterrasse im oberen Flussabschnitt zwischen Straubing und Loham führte.

Vor dem Maximalstand der Gletscherhochstandssphase in den Alpen wurde das Donautal durch eine Tiefenerosionssphase geprägt. Die erosive Tieferlegung des Gerinnebettes im Isarmündungsbereich erfolgte dabei auf einheitliche auf 300 m ü NN. Somit war im Isareinmündungsbereich das Gefälle der Donau bereits vor der Aufschotterung ausgeglichen und war lediglich durch eine Gefälleversteilung oberhalb des Mündungskegels charakterisiert. Mit dem Beginn der Aufschotterung in beiden Flusstäler kann ein Einfluß der Isar direkt im Einmündungsbereich ausgeschlossen werden. Vielmehr hat sich die höhere Schotterfracht der Isar oberhalb der Einmündung ausgewirkt. Die enorme Schotterfracht der Isar führte zur Überhöhung des Schottermaterials der Donau, wodurch die oben beschriebene Gefälleversteilung an der Donau überwunden werden konnte.

Die terrassenspezifischen, karbonatfreien Decksedimente der JW_{II}-Terrasse sind zum einen durch die Ablagerung fluvialer Sande zwischen 15.500 und 13.500 ¹⁴C a BP und durch die äolische Sedimentation von Flugsanden vom Alleröd bis in die Jüngere Dryas charakterisiert. Aus den fluvialen Sanden entwickelten sich im Bölling bis in die Ältere Dryas Braunerden mittlerer Solummächtigkeit, während die Flugsande nur eine schwache Braunerdebodenbildung aufweisen. An den Talrändern zum Bayerischen Wald wird die Braunerdebodenbildung aus den fluvialen Sanden von Hangkolluvien überdeckt. Die Überlagerung durch die karbonatfreien, stark tonigen Schluffe kann erst mit dem Alleröd oder frühestens in der Älteren Dryas stattgefunden haben.

Mit dem Übergang vom Hochglazial zum Spätglazial setzte die fluviale Formung der JW_{III}-Terrasse ein. Wie auch bei der älteren hochglazialen Terrassenbildung steht die fluviale Formung des Schotterkörpers in Abhängigkeit zum Verlauf der bedeutenden Tiefenerosions- und Aufschotterungsphase. Somit erfolgte die fluviale Formung eines verzweigten Gerinnesystems flußaufwärts zwischen Loham bis Deggendorf unter einer geringen Erosionsleistung, wodurch der hochglaziale Schotterkörper nicht ausgeräumt werden konnte und somit den spätglazialen und holozänen Sedimentaufbau unterlagert – Formung einer Erosionsterrasse. Im Vergleich dazu werden am Main die spätglazialen und holozänen Sedimentablagerungen ebenfalls von einem älteren Sockelschotter unterlagert (SCHIRMER 1983).

Im Isarmündungsbereich geht das verzweigte Gerinnesystem in einen zunehmend mäandrierenden Flußverlauf über. Ursache dafür sind die Aufschotterungsphasen der Isar, wodurch sich das Vorfluterniveau der Isar gegenüber der Donau erhöhte und somit der Abfluß der Donau behindert wurde. Wahrscheinlich noch vor dem Ende des Spätglazials erfolgt erneut ein flußdynamischer Umschwung zu einem anastomosierend-verzweigte Gerinnesystem. Flußaufwärts zwischen Irlbach und Niederwinkling vollzog sich die fluviale Formung einer spätspätglazialen Akkumulationsterrasse. Im Raum Straubing bis Irlbach wurde die Bildung einer Erosionsterrasse zwischen frühen Spätglazial und Bölling durch eine kontinuierliche Tieferlegung des Gerinnebettes bestimmt. Überlagert werden alle spätglazial geformten Schotterkörper von den fröhholozänen Decksedimenten der JW_{III}-Terrassenfläche.

Mit dem Ausscheiden des Schotterkörpers der JW_{III}-Terrasse aus der fluvialen Formung kamen karbonathaltige Lehme, der fröhholozäne Schwemmlöß, zur Ablagerung. Die aus dem Schwemmlöß durch Bodenbildung hervorgegangene, charakteristische Bodenart Lt3 lässt sich von den älteren würmzeitlichen und den holozänen Ablagerungen vor allem im Isarmündungsbereich deutlich abgrenzen. Flußaufwärts im Raum Straubing bis Loham verliert sich die terrassenspezifische Bodenart der JW_{III}-Decksedimente durch einen zunehmend sandigen Anteil. Die Bodenart wird hier durch die Lithofazien Ls2 und Ls3 gekennzeichnet. Der erhöhte sandige Anteil im Hangenden durch stark sandige Lehme ist auf die seit dem Neolithikum und vor allem die während der Hallstatt-, Latènezeit und dem Mittelalter einsetzende landwirtschaftliche Nutzung der Terrassenflächen und der daraus resultierenden Umlagerungen der fluvialen Sande und Flugsande

zurückzuführen. Aus den fröhholozänen Schwemmlößablagerungen gingen karbonathaltige Pararendzinen bis Braunerde-Pararendzinen hervor.

Im Verlauf des Holozäns wird die JW_{III}-Terrassenfläche durch holozäne Hochfluter-eignisse fluvial überprägt. Dabei konzentriert sich der Abfluß nicht nur auf die im Spätglazial angelegten Rinnen sondern auch außerhalb von ihnen. Somit werden die Deck-sedimente oder der spätglaziale Terrassenkörper von Pararendzinen und jüngsten Außenböden überlagert.

Im Isarmündungsbereich wie auch im Talabschnitt Loham-Metten befindet sich die JW_{III}-Terrassenoberfläche auf demselben Niveau wie die sich anschließende holozäne Donau-Aue. Eine geringe erosive Ausräumung des Schottermaterials im Holozän durch einen schwächeren Abfluß – wie auch schon im Spätglazial – führte nicht zur Eintiefung in den spätglazialen Terrassenkörper. Seit dem Atlantikum mit dem Umschwung zu einem gewundenen Gerinnesystem baute sich zusätzlich die Aue mit über 5 m mächtigen, sandigen und lehmigen Hochflutsedimenten auf.

Seit dem Hochglazial wird die fluviale Talentwicklung an der Donau zwischen Deggendorf und Straubing von einer bedeutenden Tiefenerosions- und nachfolgender Aufschotterungsphase bestimmt. Dabei verlaufen beide Prozesse rückwärtschreitend und werden nicht durch signifikante klimatische Veränderungen beeinflußt. Die Eintiefungstendenz während der erosiven Tieferlegung des Gerinnebettes war dabei unterschiedlich stark. In breiten Talabschnitten erfolgte die erosive Ausräumung überwiegend in der Fläche. In schmaleren Abschnitten ging die Erosion mehr in die Tiefe mit Eintiefungsbeträgen von bis zu 9 m. Mit dem Rückwärtschreiten der fluvialen Prozesse sind flußdyna-mische Umbrüche verbunden. Mit dem Übergang zur Talzerschneidung erfolgt der Umschwung zu einem gewundenen Gerinnesystem, welches in den morphologischen Modellen zur Quartärbasis eindeutig nachvollzogen werden kann. Mit dem Umschwung zur Aufschotterungsphase wurde der gewundene Flußverlauf durch ein anastomosie-rend-verzweigtes Gerinnesystem abgelöst.

Im Donautal zwischen Straubing und Bogen erfolgte im Verlauf des Holozäns die flu-viale Formung von vier Auenterrassen. Die älteste Auenterrasse H_I unterliegt seit dem frühen Atlantikum der fluvialen Formung infolge der Aufschotterungsphase im Donau-tal. Mit dem Ende der Aufschotterungsphase um ca. 6.000 ¹⁴C a BP werden auf dem

Talausenschotter tonig-schluffige Hochflutsedimente der H_I -Auenfazies abgelagert. Im ausgehenden Atlantikum scheidet die H_I -Auenterrasse durch einen flußdynamischen Umbruch aus der fluvialen Formung aus. Mit dem Umbruch von anastomosierend-verzweigten zum mäandrierenden Flußverlauf erfolgte die fluviale Formung der H_{II} -Auenterrasse. Lithologisch wird die Auenfazies durch tonig-schluffige Hochflutsedimente charakterisiert und ist somit der H_I -Auenfazies ähnlich. Nur in der Oberauer Schleife sind die beiden Auenterrassen durch die Ablagerung von tonigen Lehmen der H_{II} -Auenterrasse zu unterscheiden. Beide Auenterrassen sind durch die Bildung von Kalkbraunerden und Braunerden gekennzeichnet. Zwischen dem ausgehenden Subboreal und dem frühen Subatlantikum wird die Sedimentabfolge der H_{II} -Auenterrasse durch die Überdeckung von jüngeren Hochflutsedimenten der H_{III} -Auenterrasse beendet. Die subatlantische Auenfazies ist durch tonig-schluffige bis sandige Lehme und verbraunte Pararendzinen bis Braunerden charakterisiert. Mit dem 18. Jh. erfolgte die fluviale Formung der jüngsten Auenterrasse H_{IV} . Die jüngsten Hochflutsedimente einer sandig-tonigen Schlufffazies der H_{IV} -Auenterrasse können von den lehmigen Hochflutsedimenten der H_{III} -Auenterrasse abgegrenzt werden. Aus den Torfkomplexen im Raum Kagers kann von einer fluvialen Formungsruhe zwischen 6.000 und 2.500 ^{14}C a BP aus gegangen werden.

Zwischen Bogen und Deggendorf ist der Donauverlauf durch ein gewundenes Gerinnebett gekennzeichnet. Hier erfolgte eine Übereinanderlagerung fluvialer Serien (**Auenserien**), welche in einem Zeitraum von 10.000 ^{14}C a BP bis heute abgelagert wurden. Dabei baute sich die holozäne Talaue kontinuierlich mit mehr als 3 m mächtigen Hochflutsedimenten auf.

Die älteste Auenserie HS_I liegt direkt dem im frühen Holozän geformten Schotterkörper auf. Die Auenserie wird aus basalen Feinsanden und nachfolgenden Tonen und Schluffen in Rinnen und schluffigen Auenlehmen außerhalb von Rinnen aufgebaut. Aus der Sedimentabfolge bildeten sich ab der Mitte des Atlantikums untergeordnet Braunerden und Kalkbraunerden heraus, vorwiegend liegt die Auenfazies als Kolluvisol vor. Zwischen 5.300 und 4.700 ^{14}C a BP wird die H_I -Auenserie durch eine zunehmende fluviale Aktivität mit jüngeren Hochflutsedimenten überdeckt. Bis in die Mitte des SubboREALS akkumulierten stark sandige Hochflutlehme der HS_{II} -Auenserie. Die Bildung von Braunerden, Kalkbraunerden, verbraunten Pararendzinen und Kolluvisolen erfolgte bis ins frühe Subatlantikum einer verminderten Hochflutaktivität, unterbrochen durch

kurzzeitige Überflutungen im Zeitraum zwischen 3.200 und 3.000 ^{14}C a BP. In der Hallstatt- und Latènezeit wurde im Auenbereich und auf der angrenzenden spätglazialen Terrassenfläche zwischen Pfelling und Hundeldorf (Loham) gesiedelt. Mit dem Ende der Besiedelung in der Latènezeit setzten erneut starke Überflutungen in der Aue ein, welche nur im Mittelalter nachließen. Das Subatlantikum ist durch die Ablagerung von schwach bis mittel lehmigen Feinsanden, sandigen Lehmen und stark tonigen Schluffen der HS_{III}-Auenserie gekennzeichnet. Zwischenzeitliche Bodenbildungen im Subatlantikum konnten durch fehlende pedogenetische Merkmale nicht nachgewiesen werden, was aber eine Bodenbildung nicht ausschließt. In den flußferneren Bereichen entwickelten sich aus den Hochflutsedimenten Pararendzinen heraus. Am Donauverlauf konnten sich Auenpararendzinen und in den alten Abflußrinnen Vegen bilden.

Seit dem ausgehenden Atlantikum ist das Donautal zwischen Bogen und Deggendorf durch eine erhöhte fluviale Aktivität charakterisiert. Im Oberauer Raum dagegen herrschte vom letzten Drittel des Atlantikums bis in das ausgehende Subboreal eine verminderte Überflutung der Auenbereiche. Mit dem Ende des Subboitals setzte eine verstärkte Hochflutaktivität ein, welche das Torfwachstum in den Mäanderbögen beendete. In diesem Zeitraum des ausgehenden Subboitals und frühen Subatlantikums wird das Donautal flußabwärts (Bogen-Deggendorf) durch eine verminderte fluviale Aktivität bestimmt.

Aus den unterschiedlichen im Donautal auftretenden fluvialen Aktivitätsphasen im Holozän und auch während der würmzeitlichen Terrassenbildungen konnten keine im gesamten untersuchten Donautal gleichzeitig auftretenden Hochwasserereignisse festgestellt werden. Erst mit dem Subatlantikum wird das Donautal zwischen Straubing und Deggendorf gleichermaßen von Hochflutereignissen erfaßt. Die Nivellierung der Geländeoberfläche im Verlauf des Holozäns, die fortschreitende Besiedelung der Auen sowie ackerbauliche Nutzung und Rodungsaktivitäten als auch die in jüngster Zeit erfolgte Versiegelung des Bodens durch den Städtebau an den Flußläufen und die Laufverlegungen sind entscheidende Faktoren für die fortschreitende Überflutung eines großen Talabschnittes, welche vor dem ausgehenden Subboreal nicht relevant waren.

Der Abfluß des alpinen Nebenflusses Isar wird durch die Schmelzwässer aus den Alpen und dem Alpenvorland bestimmt und ist somit durch eine andere fluviale Dynamik charakterisiert als die Donau und die kleineren Nebenbäche. Im ausgehenden Hochglazial

nimmt die Isar durch eine erhöhte Schotterfracht während der Akkumulationsphase oberhalb ihrer Einmündung Einfluß auf die Schotterakkumulation der Donau. Im Isareinmündungsbereich selbst war das Gefälle der Donau bereits vor der Aufschotterung ausgeglichen. Infolge der erhöhten Schotterfracht der Isar konnte durch die Überhöhung des Schottermaterials im Donautal eine Gefälleversteilung oberhalb des Mündungskegels überwunden werden. Der Einfluß der Isar hat sich demzufolge nicht direkt auf den Einmündungsbereich, sondern auf den sich flussaufwärts anschließenden Versetzungsabschnitt der Donau ausgewirkt

Die fluviale Dynamik der Donau nahm auf das fluviale Verhalten kleiner Nebenbäche wie die Kleine Laber und die Schwarzach Einfluß. Die fluviale Entwicklung im Tal der Kleinen wird mit dem Einsetzen der Tiefenerosionsphase im Donautal des beginnenden Bölling bis in das Subboreal von der fluvialen Dynamik der Donau bestimmt. Die Tieferlegung des Schwarzachbettes vollzog sich ebenfalls mit der Tiefenerosionsphase im Donautal, nur setzte hier die erosive Tieferschaltung mit dem frühen Hochglazial ein.

Die Talentwicklung der Nebenflüsse Kinsach, Mehnach und Bogenbach wird nur im Einmündungsbereich durch die fluviale Dynamik der Donau bestimmt. Mit der Tiefenerosion im Donautal zwischen Straubing und Bogen schneiden sich auch die Gerinnebetten der Nebenflüsse in ihren Sedimentaufbau und den tertiären Untergrund während des ausgehenden Spätglazials ein. Die im frühen Holozän einsetzende Wiederauffüllung der Rinnen, ist auf klimatische Veränderungen zurück zuführen.

Das Straubinger Becken und der Bayerische Wald werden von dominierenden N-S und NW-SE verlaufenden Störungszonen durchsetzt. Diese Lineamente tragen nach LEHRBERGER et al. (2003) entscheidend zur Entwicklung der Landschaftsformen bei und nehmen starken Einfluß auf die Richtung der Täler. Die parallel zum Donaurandbruch verlaufenden Lineamente sind nach Süden sich absenkende Bruchschollen (UNGER 1999). In der Kreide und im Alttertiär erfolgten an diesen Störungszonen Absenkungsbewegungen von bis zu 1000 m. Die letzten nachweisbaren bruchtektonischen Bewegungen von 15 m fanden im Obermiozän statt. UNGER (1999) nimmt bis heute Absenkungsbewegungen an. Ein tektonischer Einfluß auf die fluviale Geomorphodynamik im Donautal seit dem Frühglazial ist aufgrund der vorangegangenen dokumentierten fluviyalen Prozesse Erosion und Akkumulation auszuschließen.

6 Eigendynamik, Klimaabhängigkeit und/oder anthropogener Einfluß?

Die Bildung von Schotterterrassen spiegelt in mehreren Zyklen die fluviale Dynamik im Donautal wider. Ursachen sind zum einen die eigengesetzliche fluviale Dynamik und zum anderen klimatische Impulse, welche den Wechsel zwischen Erosion und Akkumulation unterstreichen. Demgegenüber stehen die alpinen Flussysteme, welche hauptsächlich der klimatischen Steuerung und der tektonischen Hebungstendenzen der Alpen und des Alpenvorlandes unterliegen, wodurch sich eine verstärkte Intensität der Tiefenerosion ergibt.

Das ein Flussystem einem eigendynamischen Prozeß unterliegt, geht auch aus den Ausführungen zur Erosionsleistung eines Flusses von LOUIS & FISCHER (1979) hervor. Sie formulieren allgemein, daß die Transportarbeit eines Flusses ganz langsam flussabwärts zu nimmt und nirgends sprunghaft abnehmen kann. Dabei wird der Flusslauf durch Versteilungsstrecken geprägt, wo eine erhöhte Reibungsarbeit für den Transport der Gerinnefracht auftritt und somit eine verstärkte Tieferlegung des Flussbettes erfolgt. Daraus leiten LOUIS & FISCHER (1979) für das Abflussverhalten eines Flusses ab, daß jeder Fluss mit seinem Gerinne an der Ausgleichung seines Gefälles arbeitet. Dabei tritt am unteren Ende der Versteilungsstrecke durch den Gefälleausgleich eine Verflachung des vormals steileren Bereiches ein und verursacht im oberen Abschnitt eine zunehmende Versteilung. Daraus resultierend setzen sich die erosive Tieferlegung und damit die Gefälleversteilung eines Flussbettes flussaufwärts fort. LOUIS & FISCHER (1979) bezeichneten dies als „Rückschreiten der Erosion.“ Sie weisen auch darauf hin, daß in Bereichen erhöhter Widerständigkeit im Flussbett vorübergehend eine Unausgeglichenheit des Längsgefälles oder eine Steigerung einer noch vorhandenen Unausgeglichenheit verursacht werden kann. Solche Unausgeglichenheiten im Flussbett werden aber durch das Bestreben eines Flusses, sein Gefälle auszugleichen, wieder aufgehoben. Eine Versteilung kann auch durch die Gesteinsbeschaffenheit oder durch eine erhöhte Geröllzufuhr aus den Nebentälern verursacht werden. Dies deckt sich mit einem erhöhten Sedimenteintrag aus den Nebentälern infolge von Solifluktionsprozessen, welche an der mittleren Lahn zu einer raschen Aufschotterung führten (URZ 2003). Weiterhin wird die Tiefenerosion durch die mitgeführte Flussfracht bestimmt. Bei nicht ausreichendem Schottertransport wird das Transportvermögen eines Flusses nicht ausgelastet und der Fluss tendiert somit zur erosiven Tieferlegung – nach LOUIS & FISCHER (1979) werden

diese Flussabschnitte Resistenzstrecken genannt. Demzufolge kann auch bei einer Kaltzeit ein nicht ausreichender Schottertransport zur Tiefenerosion eines Flusses führen.

Die jungquartäre Talentwicklung der Donau zwischen Straubing und Deggendorf wird durch eine rückschreitende Tiefenerosions- und Aufschotterungsphase bestimmt. Dabei treten Zeiträume auf, in denen die fluviale Dynamik der Donau in zwei aufeinanderfolgenden Talabschnitten gleichzeitig der Eintiefung und/oder der Aufschotterung unterliegt. Somit verlief im ausgehenden Hochglazial während dem Maximalstand der Würmvereisung die fluviale Formung innerhalb der Terrassenbildungen verschieden. Im oberen Flussabschnitt zwischen Straubing und Loham erfährt die hochglaziale Terrassenformung während des Maximalstands der Würmvereisung eine geringe Akkumulation von Schottermaterial und eine kontinuierliche Tieferlegung der Quartärbasis. Demgegenüber erfolgte im unteren Talabschnitt zwischen Loham und Deggendorf während des Maximalstandes der Alpengletscher eine Aufschotterungsphase. Aus der unterschiedlichen fluvialen Formung eines Terrassenkörpers im Donautal zwischen Straubing und Deggendorf innerhalb eines Glazials kann von einer signifikanten klimatischen Beeinflussung nicht ausgegangen werden. Das ein Fluss auch in Kaltzeiten der Tendenz zur erosiven Einschneidung sowie auch der Akkumulation unterliegt wird auch von BUCH (1988), BUCH & HEINE (1995), HEINE (1970), SCHAEFER (1950), SEMMEL (1972) und URZ (2003) vertreten.

Im NE' Teil des Straubinger Beckens gelangten BUCH (1988, 1990) und BUCH & HEINE (1995) in ihren Untersuchungen an der Donau zwischen Regensburg und Straubing zu einer eigendynamischen, klimaunabhängigen Steuerung der fluvialen Dynamik. Sie gliedern dabei eine frühglaziale Aufschotterungsterrasse aus und zwei ihr folgenden Erosionsterrassen, deren Bildung in das Hochglazial und Spätglazial fällt. BUCH (1988, 1990) und BUCH & HEINE (1995) weisen darauf hin, daß im Donautal zwischen Regensburg und Straubing bereits früh im Hochglazial die würmzeitliche Akkumulationsphase beendet war. Während des Maximalstandes der Würmvereisung zwischen 20.000 bis 18.000 ^{14}C a BP tendierte die Donau bereits wieder zur Tiefenerosion. Im ausgehenden Spätglazial setzte dann die Phase der bedeutenden Talzerschneidung ein, welche die hochglaziale Schotterterrasse durchschnitt und sich in den tertiären Untergrund eintiefe. Das späte Einsetzen der Tiefenerosionsphase im ausgehenden Hochglazial im Raum Regensburg bis Straubing ist auf eine rückschreitende erosive Ausräumung des Talgrundes zurückzuführen. Die Tieferlegung, welche im frühen Hochglazial beginnt, schreitet

kontinuierlich im Donautal flußaufwärts bis nach Regensburg. Somit vollzog sich die Phase einer bedeutenden Tiefenerosion erst im ausgehenden Spätglazial/Holozän (BUCH 1988, 1990). In den eigenen Untersuchungen kann die Tendenz zur Talzterschneidung im Raum Straubing bereits in das frühe Bölling datiert werden.

Gegenüber einem eigendynamischen Prozeß an der Donau wird in den Arbeiten von SCHELLMANN (1988, 1990, 1994) und UNGER (1983, 1985, 1999) für das Donautal zwischen Regensburg und Passau eine klimabedingte Aufschotterungs- und Erosionsleistung beschrieben. Im Vergleich der Kartierungen hat sich gezeigt, daß terrassenspezifische Decksedimente unterschiedlichen Terrassenkörpern und damit zeitlich unterschiedlichen Terrassenformungen zugeordnet wurden (UNGER 1999), wodurch die Korrelation mit klimabedingten Veränderungen ausgeschlossen werden kann. Weiterhin zeigte sich durch die ^{14}C -Datierung eines Torfhorizontes (Paläorinne) im Isarmündungsbereich oberhalb des Natternbergs, daß eine von Schellmann in das ausgehende Spätglazial kartierte Aufschotterungsterrasse (NT3) hochglazialer Formung ist. Die spätglaziale NT3-Terrasse nach SCHELLMANN (1988) und UNGER (1983, 1999) erfuhr ihre Aufschotterung in der Jüngeren Dryas durch einen verminderten Abfluß der Isar. Die hochglaziale JW_{II} im unteren Untersuchungsgebiet ist, wie von SCHELLMANN (1988) richtig erkannt, durch eine Aufschotterung charakterisiert. Die Akkumulation von Schottermaterial im ausgehenden Hochglazial während der JW_{II}-Terrassenformung erfolgte durch das Bestreben der Donau, ihr Gefälle auszugleichen. Weiterhin wurde in den Untersuchungen von SCHELLMANN (1988) und UNGER (1985, 1999) die fluviale Formung der Isarterassen auf die Talentwicklung der Donau übertragen, obwohl die Isar durch die Schmelzwässer der Alpen und damit zwingend klimatisch bedingt gesteuert wird. Akkumulationsphasen in der Älteren Dryas und Jüngeren Dryas an der Isar konnten im Donautal so nicht wieder gefunden werden. Während der Älteren Dryas wird das Donautal von einer mehr oder weniger starken erosiven Phase erfaßt. In der Jüngeren Dryas erfolgt nur im Raum Niederwinkling eine Akkumulation von Schottermaterial, welche sich bereits im Alleröd vollzog. In den oberhalb und unterhalb sich anschließenden Talabschnitt wird wie in der Älteren Dryas das Donautal von einer unterschiedlich tief in den tertiären Untergrund greifenden Erosionsphase erfaßt.

Im Donautal zwischen Kelheim-Regensburg schließt sich HILGART (1995) den Untersuchungen zum zeitlichen Beginn der Tiefenerosionsphase im ausgehenden Spätglazial/Frühholozän von BUCH (1988, 1990) an. Dabei deutet HILGART (1995) den Prozeß

der Tiefenerosion als überregional wirksamen Prozeß, der in Abhängigkeit zu den klimatischen Verhältnissen am Ausgang der letzten Eiszeit steht.

Ebenfalls für das Donautal beschreibt BRUNNACKER (1959) eine im ausgehenden Hochglazial formende Aufschotterungsphase und in der Jüngeren Tundrenzeit einsetzende klimatisch bedingte Tiefenerosion. Wenn Brunnacker von einer klimatischen Steuerung der fluvialmorphologischen Prozesse ausgeht, so hätte in der Jüngeren Dryas eine Aufschotterungsphase, wie am Main und der Isar, erfolgen müssen. Am Main und an der Isar setzte in der Jüngeren Dryas durch eine Verschlechterung des Klimas während der fluviyalen Formung die Aufschotterung ein. SCHIRMER (1983) wie auch SCHELLMANN (1988) gehen hier ausschließlich von einer klimatisch bedingten fluviyalen Formung aus.

FINK (1973, 1977) beschrieb für das österreichische Donautal eine spätglaziale Eintiefung des Gerinnebettes der Donau und deutet auf eine Eigengesetzlichkeit hinsichtlich der Erosions- und Akkumulationsleistung. Er stützt seine Aussage auf das Abflußverhalten der Donau durch den Wechsel zwischen Engtalstrecken und Talweitungen, wobei der Abfluß durch den geologisch-tektonischen und geomorphologischen Aufbau vorgezeichnet wird. Weiterhin war die Donau in Kalt- wie auch in Warmzeiten durch einen ausreichenden Abfluß charakterisiert, wodurch eine klimatisch bedingte Erosions- und Akkumulationsleistung ausgeschlossen werden kann (FINK 1977, SCHAEFER 1966). In den eigenen Untersuchungen wird deutlich, daß nicht nur der Wechsel zwischen Engtalstrecken und Talweitungen für die fluviale Geomorphodynamik der Donau bestimmd ist, sondern auch innerhalb einer Talweitung wie das Straubinger Becken. Im Talabschnitt wie Straubing-Bogen und Irlbach bis Deggendorf ist das würmzeitlich geformte Tal durch eine weite laterale Ausräumung charakterisiert, wodurch die Eintiefungstendenz nicht so stark verlief. In schmaleren Talabschnitten wie zwischen Bogen und Irlbach ist die Tendenz der Eintiefung weitaus stärker. Hier wurden Eintiefebsätze bis zu 9 m in den tertiären Untergrund erreicht. Somit wird der eigendynamische Prozeß nicht nur durch den Wechsel zwischen Talweitungen und Engtalstrecken bestimmt, sondern auch durch die Morphologie innerhalb einer Talweitung.

Durch die zeitlich rückschreitende fluviale Formungsdynamik hinsichtlich der erosiven Talzerschneidung und Aufschotterung im Donautal werden die unterschiedlichen Ergebnisse anderer Bearbeiter verständlich und lassen sich für den gesamten Donauabschnitt in eine sinnvolle zeitliche Abfolge bringen.

Nachfolgend wird auf Untersuchungen zum Flussverhalten anderer mitteleuropäischer Flüsse eingegangen, wobei auch hier weitgehend die Meinung vertreten wird, daß im Vordergrund eine klimatische Kontrolle der fluviatilen Dynamik steht. Dabei werden den Glazialen vorwiegend Aufschotterungsphasen und den Interglazialen eine Eintiefungstendenz durch einen erhöhten Abfluß zugeordnet. Demzufolge würde die alte Vorstellung von SOERGEL (1921), daß eine Akkumulation von Schottermaterial ausschließlich während der Kaltzeiten und eine erosive Tieferschaltung des Gerinnebettes während der Warmzeiten, den rezenten Untersuchungen entsprechen. Aus den Arbeiten von BUCH (1988, 1990), BUCH & HEINE (1995), HEINE (2001), SCHAEFER (1950), SEMMEL (1972) und URZ (2003) kann ein Fluss während der Glaziale sowohl einer Akkumulation als auch der Tendenz zur erosiven Einschneidung unterliegen. Diesen letzt genannten Ausführungen entspricht die fluviatile Entwicklung zwischen Straubing und Deggendorf, da seit dem frühen Hochglazial beide Prozesse gleichzeitig sowohl in den Glazial- als auch in den Interstadialzeiten auftreten.

In den Untersuchungen am Main kommen SCHIRMER (1983) und SEMMEL (1972) zu unterschiedlichen Ergebnissen in Bezug auf den Verlauf der Aufschotterungsphase im ausgehenden Spätglazial. Während SCHIRMER eine Akkumulation von Schottermaterial der jüngsten würmzeitlichen Terrasse (Ebinger Terrasse) in die Jüngere Dryas stellt, war nach SEMMEL die Aufschotterungsphase vor der Jüngeren Dryas bereits beendet. Weiterhin erfolgte im Hochglazial die Bildung einer Akkumulationsterrasse (Reundorfer Terrasse), welche SCHIRMER mit dem Maximalstand der Würmvereisung im Hochglazial in Verbindung bringt. Vergleicht man die Aufschotterungsphasen an Main und Isar im Hochglazial und in der Jüngeren Dryas zeigen beide Flusssysteme eine gleiche fluviatile Formungsdynamik, welche nach SCHELLMANN (1988), SCHIRMER (1983) und UNGER (1985, 1999) klimatisch bedingt ist. Im Bezug auf das Donautal wird die Aufschotterung durch den rückschreitenden Ausgleich des Gefälles bestimmt, wobei die klimatischen Bedingungen im Hochglazial die erosive Einschneidungstendenz an der Donau unterstreichen, aber nicht bestimmend sind. Klimatische Einflüsse auf das fluviatile Verhalten der Donau im Spätglazial können ausgeschlossen werden, da hier im Untersu-

chungsabschnitt vorwiegend eine erosive Tieferschaltung der Terrassenbasen auch während der Jüngeren Dryaszeit erfolgte.

Flußdynamische Umbrüche durch Akkumulation und Einschneidung an Flussläufen werden von LIPPS (1988) an der Mittelweser im Spätglazial im Zusammenhang mit Warm- und Kaltphasen gesehen. Folglich vollzog sich der flußdynamische Umbruch vom verzweigten zum mäandrierenden Flussverlauf mit einer geringen Tieferlegung der Talaue während der Interstadiale im Bölling und Alleröd durch eine gleichmäßige jahreszeitliche Wasserführung. Dies widerspricht den Ausführungen von SCHELLMANN (1988, 1990) und UNGER (1985) an der Isar und an anderen Flusssystemen, welche während der Warmzeiten durch einen erhöhten Abfluss und damit durch eine starke Eintiefung in den Untergrund charakterisiert sind. Demzufolge kann auch während der Warmzeiten, wie an der Donau, eine geringe Tieferlegung der Talaue erfolgen, ohne durch eine erhöhte Wasserführung charakterisiert zu sein.

Somit kann eine ausschließlich klimatische Steuerung an der Donau, welche den Abfluss und damit die Tiefenerosion und die Akkumulation von Schottermaterial bestimmt, ausgeschlossen werden. Damit unterliegt die fluviale Dynamik der Donau einem eigen gesetzlichen Prozeß, welcher aber durch klimatische Impulse verstärkt werden kann.

Für die mittlere Lahn bei Marburg beschreibt URZ (2003) für das mittlere Weichsel-Pleniglazial drei kurze Erosions- und drei geringmächtige Aufschotterungsphasen in einem Zeitraum von 42.000 bis 30.000 ¹⁴C a BP. Im frühen Weichsel-Pleniglazial erfolgte die fluviale Formung an der mittleren Lahn durch ein verzweigtes Gerinnesystem. Dabei wurde die fluviale Dynamik durch einen hohen Abfluss und einsetzender Boden erosion gesteuert. Durch Solifluktionsprozesse erfolgte ein hoher Sedimenteintrag von den Hängen in die Täler, welcher zu einer raschen Aufschotterung im Flussbett führte. Im Donautal erfolgte erst im Verlauf des Hochglazials ein erhöhter Sedimenteintrag aus den Seitentälern wie der Schwarzach. Die Schwarzach mündet im Talabschnitt Loham in die Donau, welcher im frühen bis ausgehenden Hochglazial durch eine Tieferlegung des Gerinnebettes charakterisiert war. Mit der Tieferlegung im frühen Hochglazial schneidet sich die Schwarzach in den frühglazialen Schotterkörper der Donau ein. Im weiteren Verlauf des Hochglazials vollzog sich der Sedimentaufbau des Schwarzach-Schwemmkegels. Neben der Schwemmfächerbildung wurden im frühen und mittleren Hochglazial auch aus anderen Nebentälern Sedimente eingetragen. Dieser Sedimentein-

trag führte nicht zur Aufschotterung an der Donau – Ausbildung einer Erosionsterrasse zwischen Straubing und Loham.

Mit dem Beginn des Hochglazials setzte an der mittleren Lahn eine vertikale, weitflächige Akkumulation von Schottermaterial mit zunehmender Trockenheit ein, welche während des späten Weichsel-Hochglazials durch eine abnehmende fluviale Aktivität und zunehmende fluvio-äolische Sedimente abgelöst wurde (URZ 2003). Somit geht aus den Untersuchungen von URZ an der mittleren Lahn eine während des gesamten Hochglazials erfolgte Aufschotterung hervor. Mit dem Beginn des Spätglazials wird die Aufschotterungsphase an der Lahn beendet - der Fluß geht in einen mäandrierenden Verlauf mit kontinuierlichem Abfluß über. Erst in der Jüngere Dryas erfolgte eine verstärkte Erosion während der Schneeschmelze, welche die Vegetation, die Sedimentfracht und den Abfluß bestimmte. Die Tiefenerosion zerschnitt dabei den hochglazialen Schotterkörper. Dabei merkt URZ (2003) an, daß Mittelgebirgsflüsse durch größere Reliefunterschiede im Einzugsgebiet und einem vorrangig aus Schottern aufgebauten Sedimentkörper schneller auf klimatische Veränderungen im Hochglazial und der Jüngeren Dryas reagieren als Tieflandflüsse.

STRAFFIN et al. (2000) stellten in ihren Untersuchungen an der Loire einen Zusammenhang zwischen Klima und flußdynamischen Verhalten fest. Demnach vollzog sich die Akkumulation von Grobsanden und Kiesen eines verzweigten Gerinnesystems der Loire in den Glazialen durch eine nachlassende Wasserführung der Schmelzwasserabflußmengen. In den Interglazialen reagiert der Fluß mit Eintiefung durch eine verminderte Sedimentanlieferung. Demgegenüber geht VANDENBERGHE (1995b) davon aus, daß während des gemäßigten Klimas bedeutend höhere Sedimentanlieferungen erfolgten (Rhein, Maas) als unter periglazialen Bedingungen mit geringer Vegetation und Permafrost.

BLUM & TÖRNQVIST (2000) interpretieren im Rahmen von Untersuchungen die fluvialen Ablagerungen und wechselnden Flußtypen verschiedener europäischer Flussysteme als Antwort auf klimatische Veränderungen während der letzten Eiszeit. Dabei erfolgte am Übergang Glazial/Interglazial ein flußdynamischer Umschwung zum verzweigten Flußverlauf. Die Ablagerungen sind dabei durch einen Mangel an Schluff und Ton charakterisiert. Während des Glazials erfolgte die Akkumulation von Sedimenten, wobei die Eintiefung des Flusses unterbrochen wurde. Übergänge zwischen den Glazial- und In-

terglazialzeiten lassen sich aus der Untersuchung der fluvialen Formung der einzelnen würmzeitlichen Terrassen im Donautal nicht nachweisen – lediglich innerhalb des Hochglazials. Weiterhin werden nach BLUM & TÖRNQVIST (2000) Überflutungen an den Flussläufen durch das Klima kontrolliert und führen somit zu einem Wechsel zwischen Überflutungsstabilisierung mit Bodenbildung und starken Überflutungen.

Flussabwärts im Raum Straubing erfolgten im Holozän zwei flussdynamische Umbruchsphasen – eine am Übergang Boreal/Atlantikum zum anastomosierend-verzweigten Flussverlauf und im ausgehenden Atlantikum in ein mäandrierendes Gerinnesystem. Die fluviale Dynamik im unteren Flussabschnitt würde zumindest den Ausführungen von STARKEL (1985) an anderen mitteleuropäischen Flussläufen entsprechen, welche durch ein gewundenes oder mäandrierendes Gerinnesystem charakterisiert sind. Zwischen Regensburg und Straubing erfolgte der flussdynamische Umbruch zum mäandrierenden Gerinnesystem nach der Gliederung von MANGERUD et al. (1974) mit dem Beginn des Subboreals und nach BUCH (1988) um 3.000 ^{14}C a BP unabhängig von klimatischen Veränderungen.

Im Siebertal schnitten sich ältere holozäne Mäander in die älteren Terrassenbildungen ein, wobei die die fluviale Akkumulation und Erosion verschiedenen Klimabedingungen zugeordnet werden können (RICKEN 1982).

Nachfolgend wird auf die anthropogene Beeinflussung auf die fluviale Dynamik der Donau und anderer fluvialer Systeme eingegangen.

Im frühen Holozän ist das Gerinnesystem der Donau im unteren Flussabschnitt zwischen Niederwinkling und Deggendorf durch einen anastomosierend-verzweigten Flussverlauf charakterisiert, welcher wahrscheinlich zu Beginn des Atlantikums bereits in ein gewundenes Gerinnebett übergeht. Mit einer ^{14}C -Datierung des ältesten, in der Aue gefundenen, fossilen Paläobodens direkt am rezenten Donauverlauf um 5.300 ^{14}C a BP beweist, daß sich das Gerinnebett im Verlauf des frühen Atlantikums nicht mehr verlagert hat, wodurch ein Einfluß des Menschen in Bezug auf Flussverlagerungen zwischen Bogen und Deggendorf ausgeschlossen werden kann. Lediglich durch Rodungen und ackerbauliche Nutzung der Aue nimmt der Mensch Einfluß auf das Abflußverhalten der Donau. Einen anthropogenen Einfluß auf das Abflußverhalten der Donau seit dem Atlantikum konnte auch in den Untersuchungen im Donautal von BUCH (1988, 1990),

HEINE (2001) und FINK (1977) belegt werden. Die Bildung der jüngsten holozänen Auenterrasse seit 1850 A.D. ist durch anthropogene Eingriffe, wie Laufverlegungen und auch der in jüngster Zeit erfolgte künstliche Mäanderdurchstich bei Öberau an der Donau charakterisiert.

Im Holozän insbesondere seit dem Atlantikum wird auch an den mitteleuropäischen Flussläufen der anthropogenen Einfluß auf die fluviale Dynamik sichtbar. Während an der Siegaue (HEUSCH et al. 1996), am Niederrhein (BRUNNACKER 1978) und am Main (SCHIRMER 1991) die fluviale Dynamik im Holozän und somit die Bildung von Auenterrassen durch verstärkte Umlagerungs- und Sedimentationsprozesse durch klimatische Veränderungen bestimmt wurde, wird die Bildung von Auenterrassen im Leinetal (WILDHAGEN & MEYER 1972) und im Saale-Elbe-Raum (HILLER, LITT & EISMANN 1991) durch eine erhöhte fluviale Aktivität infolge von Rodungen und ackerbauliche Nutzung verursacht.

Quellenverzeichnis

- ANDRES, W. (1998): Terrestrische Sedimente als Zeugen natürlicher und anthropogener Umweltveränderungen seit der letzten Eiszeit. – In: DIKAU, R., HEINRITZ, G. & WIESSNER, R. (eds.): Global Change – Konsequenzen für die Umwelt. – Dt. Geogr.-Tag in Bonn, Bd.III: 118-133. – Stuttgart.
- ALLEN, J. (1970): Physical processes of sedimentation. – An introduction; London
- ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENKUNDE (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 4. Auflage. - Hannover.
- ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK (1998): Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschlands. – Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 86.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.) (1996): Geologische Karte von Bayern 1: 500000 (4. Auflage). – München.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.) (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 500000 (4. Auflage). – München.
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR DENKMALPFLEGE: Inventarisation der Bodendenkmäler Bayerns (unveröffentlicht). – Landshut.
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg.) (2000): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch Donaugebiet 1994. - Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, München.
- BAYKLIMFOR (Hrsg.) (1996): Klimaatlas von Bayern. München: Eigenverlag des Bayerischen Klimaforschungsverbundes.
- BECKER, B. (1982): Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flussablagerungen – Ein Beitrag zur nacheiszeitlichen Auenentwicklung im südlichen Mitteleuropa. – Mittlgn. Komm. Quartärforschung österr. Akad. d. Wissenschaften 5. - Wien.
- BECKER, B., KROMER, B. & SCHELLMANN, G. (1994): Die spät- und postglaziale Entwicklung der Auenwälder im Donautal und am Unterlauf der Isar. - In: Schellmann, G. (ed.): Beiträge zu jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im deutschen Mittelgebirgsraum und Alpenvorland. - Düsseldorfer Geographische Schriften 34: 111-122.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. – Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D, Bd. 1. - Universität Frankfurt.
- BLUM, M. D. & TÖRNQVIST, T. E. (2000): Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. – Sedimentology 47, s1, pp. 2-48.

- BÖHM, K. & SCHMOTZ, K (1979): Die vorgeschichtliche Besiedlung des Donautales nordwestlich von Straubing und ihre geologischen Voraussetzungen. - Jhb. Histor. Verein Straubing 81: 39-88.
- BÖHM, K. (1987): Ein vorgeschichtliches Siedlungsareal in Geiselhöring, Lkr. Straubing-Bogen. - In: Engelhardt, B. & Schmotz, K. (eds.): Vorträge des 5. Niederbayerischen Archäologentages: 41-51. - Deggendorf.
- BORK, H.-R. & BORK, H. (1987): Extreme jungholozäne hygrische Klimaschwankungen in Mitteleuropa und ihre Folgen. - Eiszeitalter und Gegenwart 37: 109-118. - Hannover.
- BORK, H.-R., BORK, H., DALCHOW, C., FAUST, B., PIORR, H.-P. & SCHATZ, T. (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. - Klett-Pethes. - Gotha
- Bos, J. A. A. (1998): Aspects of the Lateglacial-Early Holocene vegetation development in Western Europe. Palynological and palaeobotanical investigations in Brabant (The Netherlands) and Hessen (Germany). - PhD Thesis, University Utrecht / NL, 240.
- BROSCHE, K.-U. (1984): zur jungpleistozänen und holozänen Entwicklung des Werratals zwischen Hannoverschen-Münden und Philippstal (östl. Bad Hersfeld): - Eiszeitalter und Gegenwart 34: 105-129. - Hannover.
- BRUNNACKER, K. (1956): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000. - Blatt Nr. 7142 Straßkirchen. - München.
- BRUNNACKER, K. (1957): Erläuterungen zur Bodenkarte von Bayern 1:25000. - Blatt Nr. 7142 Straßkirchen. - München.
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. - Geologica Bavarica 34. - München.
- BRUNNACKER, K. (1959): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. - Geologica Bavarica, Bayerisches Geologisches Landesamt Nr. 43. - München.
- BRUNNACKER, K., BOENIGK, W., KOCHI, A. & TILLMANNS, W (1976): Die Matyama/Brunhes Grenze am Rhein und an der Donau. - Neues Jb. Geol. Paläont. Abh. 151: 358-378. - Stuttgart.
- BRUNNACKER, K. (1977): Grundtendenzen in der Geologischen Entwicklung des Binnenholozäns. - In: Frenzel, B. (ed.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa (=Erdwissenschaftliche Forschung 13): 238-247.
- BRUNNACKER, K. (1978): Der Niederrhein im Holozän. - Fortschr. Geol. Rheinld. und Westf. 28: 399-440. - Krefeld
- BRUNNACKER, K. & STRAUCH, F. (1985): Beiträge zur Flussgeschichte im Holozän Mitteleuropas. - Geologische Blätter für Nordost-Bayern 34/35: 503-515.

- BRUNOTTE, E. (1978): Zur quartären Formung von Schichtkämmen und Flußflächen im Bereich des Markoldendorfer Beckens und seiner Umrahmung. – Göttinger geographische Abhandlungen 72: 1-138. - Göttingen.
- BUCH, M. (1988): Spätpleistozäne und holozäne fluviale Geomorphodynamik im Donautal zwischen Regensburg und Straubing. – Regensburger Geographische Schriften 21 u. Anhangband. - Regensburg.
- BUCH, M. (1990): Die „Öberauer Schleife“ der Donau bei Straubing: Mensch, Umweltveränderungen und Wandel einer Flusslandschaft zwischen dem 3. und 1. Jahrtausend v. Chr. – Jahresbericht des Historischen Vereins für Straubing und Umgebung 91: 35-82.
- BUCH, M. & HEINE, K. (1995): Fluvial geomorphodynamics in the Danube River valley and tributary river systems near Regensburg during the Upper Quaternary – these, questions and conclusions. – Zeitschrift für Geomorphologie. – Neue Folge. – Supplementband 100: 53-64.
- BUCH, M. & ZÖLLER, L. (1990): Gliederung und Thermolumineszenz-Chronologie der Würmlösser im Raum Regensburg. – Eiszeitalter und Gegenwart 40: 63-84. - Hannover.
- BUSCHBECK, H. M., CHUN, H.-U., DÖNIG, R. & GESSLER, R. (1992): Thermoluminescence dating of loess horizons in Wiesbaden-Gräselberg and Wallertheim by the quartz-inclusion method. – Quaternary Science Reviews 11: 19-23; Oxford.
- BUSSEMER, S (1998): Bodengenetische Untersuchungen an Braunerde- und Lessiviprofilen aus Sandstandorten des brandenburgischen Jungmoränengebietes (S. 24 - 93)- In: Beiträge zur quartären Relief- und Bodenentwicklung, Baume, O. (Hrsg.) Bd. A 49. - GEOBUCH-Verlag München.
- COLLINSON (1978): Alluvial sediments. – In READING, H. G. (ed.): Sedimentary environments and facies; 15-60. – Blackwell Oxford.
- DAMBECK, R. & THIEMEYER, H. (2002): Fluvial history of the northern Upper Rhine River (southwestern Germany) during the Lateglacial and Holocene times. – Quaternary International 93-94, 53-63.
- DAMMINGER, F. & SCHAUER, P. (1997): Der Bogenberg, Gde. Bogen, Lkr. Straubing-Bogen, Niederbayern. – Vorbericht über die archäologischen Untersuchungsergebnisse der Jahre 1995-1996. – Archäologisches Korrespondenzblatt 27: 423-442.
- DELORME, A. & LEUSCHNER, H.-H. (1983): Denrochronologische Befunde zur jüngeren Flussgeschichte von Main, Fulda, Lahnt und Ocker. – Eiszeitalter und Gegenwart 33, 45-57. - Hannover.
- EISMANN, L. (1997): Das Quartäre Eiszeitalter in Sachsen und Nordostthüringen. Landschaftswandel am Südrand des skandinavischen Vereisungsgebietes. – Altenbg. nat. wiss. Forsch. 8.

- FEHRENTZ, M. (1998): Lumineszens-Datierung an pleistozänen Schmelzwasser- und holozänen Flugsand- und Dünensedimenten der Senne (Östliches Münsterland, Deutschland). - Inaugural-Dissertation. - Köln.
- FELDMANN, L. (1992): Ehemalige Ammerseestände im Hoch- und Spätglazial des Würm. - Eiszeitalter und Gegenwart 42: 52-61. - Hannover.
- FELDMANN, L. & SCHELLMANN, G. (1994): Abflußverhalten und Auendynamik im Isartal während des Spät- und Postglazials. - In: Schellmann, G. (ed.): Beiträge zur jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im deutschen Mittelgebirgsraum und Alpenvorland. - Düsseldorfer Geographische Schriften 34, 95-110.
- FELIX-HENNINGSEN, P., SPIES, E.-D. & ZAKOSEK, H. (1991): Genese und Stratigraphie periglazialer Deckschichten auf der Hochfläche des Ost-Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge). - Eiszeitalter und Gegenwart 41: 56-69. - Hannover.
- FIEBIG, M. & PREUSSER, F. (2003): Das Alter fluvialer Ablagerungen aus der Region Ingolstadt (Bayern) und ihre Bedeutung für die Eiszeitenchronologie des Alpenvorlandes. - Z. Geomorph. N.F. 47: 449-467. - Berlin, Stuttgart.
- FINK, J. (1969): Les loess en Autriche. - Bull. de l'Assoc. franc. pour l'étude du Quaternaire: 3-12. - Paris.
- FINK, J. (1973): zur Morphogenese des Wiener Raumes. - Z. Geomorph. N.F., Suppl. 17: 91-117.
- FINK, J. (1977): Jüngste Schotterakkumulation im österreichischen Donauabschnitt. - In: Frenzel, B. (ed.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa (=Erdwissenschaftliche Forschung 13): 190-211.
- FLOHN, H. (1967): Klimaschwankungen in historischer Zeit. - In: Rudloff, H. (ed.): Die Schwankungen und Pendelungen des Klimas seit Beginn der Regelmäßigen Instrumenten- Beobachtung: 81-90. - Braunschweig.
- FRECHEN, M. (1994): Thermolumineszenz-Datierung an Lössen des Tönchesberges aus der Osteifel. - Eiszeitalter und Gegenwart 44: 79-93. - Hannover.
- FRENZEL, B. (1977): Postglaziale Klimaschwankungen im südwestlichen Mitteleuropa. - In: Frenzel, B. (ed.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. - Erdwissenschaftliche Forschung 13: 297-322. - Wiesbaden.
- FRENZEL, B. (1979): Dendrochronologie und Landschaftsökologie. - Allgem. Forst-Zeitsch. 49: 1355-1359. - Stuttgart.
- FRÜHAUF, M. (1996): Periglaziale Lockermaterialdecken in ostdeutschen Mittelgebirgen - Forschungsstand und Versuch einer kritischen Bestandsaufnahme. - In: Mäusbacher, R & Schulte, A.: Beiträge zur Physiogeographie: 133-146. - Springer Verlag Heidelberg.

- FREUND, H & URZ, R. (2000): Ein frühweichselzeitliches Profil aus der Niederterrasse der mittleren Lahn (Weimar-Niederweimar, Hessen) – geologische, pollenanalytische und makrorestanalytische Untersuchungen. – Eiszeitalter und Gegenwart 50: 107-123. - Hannover.
- FRIEDRICH, M., KROMER, B., SPURK, M., HOFFMANN, J. & KAISER, K.F. (1999): Paleo-environment and radiocarbon calibration as derived from Lateglacial/Early Holocene tree-ring chronologies. – Quaternary Intern. 61: 27-39.
- GÖTTLICH, K. (1980): Moor- und Torfkunde. - Stuttgart.
- HABBE, K. A. (1988): Zur Genese der Drumlins im süddeutschen Alpenvorland – Bildungsräume, Bildungszeiten, Bildungsbedingungen. – Z. Geomorph. N.F., Suppl. 70: 33-50. - Berlin, Stuttgart.
- HAGEDORN, J. (Hrsg.) (1995): Late quaternary and present day fluvial processes in Central Europe. – Borntraeger, Berlin.
- HÄNDEL, D. (1967): das Holozän in den nordwestsächsischen Flussauen. – Hercynia, N.F. 4: 152-198. - Leipzig.
- HÄNDEL, D. (1982): Zur Problematik holozäner Flusschotter. – Zeitschr. geol. Wiss. 10: 811-825. - Berlin.
- HEINE, K. (1970): Fluß- und Talgeschichte im Raum Marburg. Eine geomorphologische Studie. – Bonner Geogr. Abh. 42. Bonn
- HEINE, K., NUBER, T. & NILLER, H.-P. (1997): Geomorphologisch-pedologische Befunde zur Landschaftsgeschichte des Bogenberges und des Frauenberges in Niederbayern. – Archäologisches Korrespondenzblatt 27: 443-456.
- HEINE, K. (2001): Fließgewässer und Flussauen – geologisch-morphologische Betrachtung. Zeitschrift f. Geomorphologie, Suppl.-Bd. 124: 1-24. - Berlin, Stuttgart.
- HEINE, K. & NILLER, H.-P. (2003): Human and climate impacts on the holocene landscape development in Southern Germany. – Geographia Polonica 76, 2: 109-122.
- HEINE, K., NILLER, H.-P., NUBER, T. & SCHEIBE, R. (2005): Slope and valley sediments as evidence of deforestation and land-use in prehistoric and historic Eastern Bavaria. – Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Suppl.-Vol. 139: 147-171. - Stuttgart.
- HENNING, H. (1993): Urnenfelder aus dem Regensburger Raum. – Bayerisches Landesamt für Denkmalpflege – Abteilung Bodendenkmalpflege – Materialhefte zur Bayerischen Vorgeschichte, Reihe A – Fundinventare und Ausgrabungsbefunde 65. - Kallmünz.
- HENNING, F.-W. (1979): Landwirtschaft und ländliche Gesellschaft in Deutschland Bd. 1: 800 bis 1750. - Paderborn.
- HEUSCH, K., BOTSCHEK, J. & SKOWRONEK (1996): Zur jungholozänen Oberflächen- und Bodenentwicklung der Siegaue im Hennefer Mäanderbogen. - Eiszeitalter und Gegenwart 46: 18-31. - Hannover.

- HILGART, M. (1995): Die geomorphologische Entwicklung des Altmühltales im Raum Dietfurt-Kelheim-Regensburg im jüngeren Quartär. - Trier.
- HILLER, A., LITT, T. & EISSMANN, L. (1991): Zur Entwicklung der jungquartären Tieflandstäler im Saale-Elbe-Raum unter besonderer Berücksichtigung von ¹⁴C-Datierungen. - Eiszeitalter und Gegenwart 41: 26-46. - Hannover.
- HOMILIUS, J. (1983): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau - Geologisches Jahrbuch Reihe E / Heft 25. - Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- HUIJZER, B. & VANDENBERGHE, J. (1998): Ein landschafts- und Flussgeschichtlich wichtiges Pannon- bis Altertiär-Profil bei Fritzlar/Hessen. - Z. dt. geol. Ges. 149/1: 105-126.
- JERZ, H. (1983): Kalksinterbildung in Südbayern und ihre zeitliche Einstufung. - Geologisches Jahrbuch A 71: 291-300.
- JÄGER, K. D. & LOTZEK, V. (1978): Befunde und Aussagemöglichkeiten der Holozänstartigraphie über anthropogene Einwirkungen auf den natürlichen Landschaftshaushalt im ur- und frühgeschichtlichen Mitteleuropa. - Petermanns Geographische Mitteilungen 122: 145-148.
- JÄGER, K. D. & LOTZEK, V. (1978): Umweltbedingungen und Landesausbau während der Urnenfelderzeit in Mitteleuropa. - in: Coblenz, W. & Horst, F (eds.): Mitteleuropäische Bronzezeit: 211-229. - Berlin.
- JOHNSON, S. J., CLAUSEN, H. B., DANSGAARD, W., FUHRER, K., GUNDESTRUP, N., HAMMER, P., IVERSEN, P., STAUFFER, B. & STEFFENSEN, J. P. (1992): Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice-core. - Nature 359: 311-313.
- LOUIS, H. & FISCHER, K. (1979): Allgemeine Geomorphologie. - Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, Bd.1, 4. Auflage. - Walter de Gruyter, Berlin, New York.
- KAPSNER, W. R., ALLEY, R. B., SHUMAN, S., ANANDARKRISHNAN, S. & GROOTES, P. M. (1995): Dominant influence of atmospheric circulation on snow accumulation in Greenland over the past 18000 years. - Nature 372: 52-54.
- KLOSTERMANN, J. & THISSEN, J. (1995): Die stratigraphische Stellung des Lößprofils von Mönchengladbach-Rheindalen (Niederrhein). - Eiszeitalter und Gegenwart 45: 42-58. - Hannover.
- KOLSTRUP, E. (1980): Climate and Stratigraphy in northwestern Europe between 30000 B.P. and 13000 B.P. with special reference to Netherlands. - Meded. Rijks Geol. Dienst 32: 181-253. - Harlem.
- KOSARSKI, S. (1983): River channel changes in the middle reach of the Wartha Valley, great Poland Lowland. - Quaternary Studies in Poland 4: 159-169. - Warszawa/Poznan.

- KOSSACK, G. (1995): Kulturlandschaft und Naturkatastrophe. Bäuerliche Verhaltensweisen in prähistorischer Vergangenheit. – *Siedlungsforschung. Archäologie-Geschichte-Geographie* 13: 31-50.
- KREUZ, A., NOLTE, S. & STOBBE, A. (1998): Interpretation pflanzlichre Reste aus holozänen Auensedimenten am Beispiel von drei Bohrkernen des Wettertales (Hessen). – *Eiszeitalter und Gegenwart* 48: 133-161. - Hannover.
- KRZYSZKOWSKI, D. (1990): Middle and Late Weichselian stratigraphy and palaeoenvironments in central Poland. – *Boreas* 19: 333-350.
- KÜSTER, H. (1995): Geschichte der Landschaft in Mitteleuropa. C.H. Beck, München.
- LAMB, H. (1977): Climate – Present, Past and Future. – 2. Climatic History and the Future. - London.
- LEEDER (1982): Sedimentology, Process and Product. – G. Allen & Unwin, London, Boston, Sydney.
- LEGER, M. (1965): Les Terrasses du Danube de Regensburg à Pleinting. – *Bulletin de l' Association Francaise pour l' Etude du Quaternaire* 2: 153-164. - Paris.
- LEHRBERGER, G., SAURLE, A. & HARTMANN, U. (2003): Anwendung des SAR-DGM bei der tektonischen Interpretation des Moldanubikums am Westrand der Böhmisches Masse. – *Geologica Bavarica*, 107: 269-280. – Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G. & MILLER, J. P. (1964): Fluvial processes in geomorphology. – W.H. Freeman Co., San Francisco and London, 552 pp.
- LEOPOLD, M. & VÖLKEL, J. (2002): Fragen der Eignung kolluvialer Sedimente im Rahmen der holozänen Paläoklimarekonstruktion. – In: *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, 2001/Heft 3/4*: 317-334. - Stuttgart.
- LESSMANN-SCHOCH, U., KAHRER, R. & BRÜMER, G. W. (1991): Pollenanalytische und ¹⁴C-Untersuchungen zur Datierung der Kolluvienbildung in einer löffbedeckten Mittelgebirgslandschaft (Nördlicher Siebengebirgsrand). – *Eiszeitalter und Gegenwart* 41: 16-25. - Hannover.
- LIPPS, S. (1988): Fluviale Dynamik im Mittelwesertal während des Spätglazial und Holozän. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 38: 78-86. - Hannover.
- LIPPS, S. & CASPERS, G. (1990): Spätglazial und Holozän auf der Stolzenauer Terrasse im Mittelwesertal. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 40: 111-119. - Hannover.
- LÖSCHER, M., BRUNS, M., HIERONYMUS, U., MÄUSBACHER, R., MÜNNICH, M., MÜNZIG, K. & SCHEDLER, J. (1980): Neue Ergebnisse über das Jungquartär im Neckarschwemmfächer bei Heidelberg. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 30: 89-100. - Hannover.

- LÖSCHER, M. & HAAG, T. (1989): Zum Alter der Dünen im nördlichen Oberrheingraben bei Heidelberg und zur Genese ihrer Bänderparabraunerden. - Eiszeitalter und Gegenwart 39: 98-108. - Hannover.
- LOUIS, H. (1984): Zur Reliefentwicklung der Oberpfalz. - Relief, Boden, Paläoklima 3: 1-66. - Berlin, Stuttgart.
- LOUIS, H. & FISCHER, K. (1979): Allgemeine Geomorphologie – Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, 4. Auflage. - Walter de Gruyter – Berlin – New York.
- LÜNING, J. (1988): Frühe Bauern in Mitteleuropa im 6. und 5. Jahrtausend v. Chr.. - Jb. d. Römisch-Germanischen Zentralmuseums 35: 27-93. - Mainz.
- LÜNING, J. (1995): Einleitung. - Biel, J. (1995): Anthropogene Landschaftsveränderungen im prähistorischen Südwestdeutschland. - Archäol. Inf. Baden Württemberg 30: 7-8.
- LÜTTIG, G. (1960): Zur Gliederung des Auenlehms im Flußgebiet der Weser. - Eiszeitalter und Gegenwart 11: 39-50. - Öhringen.
- MÄCKEL, R. (1969): Untersuchungen zur jungpleistozänen Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung. - Eiszeitalter und Gegenwart 20: 84-87.
- MÄCKEL, R. (1998): Flußaktivität und Talgeschichte des Spät- und Postglazials im Oberrheintiefland und Schwarzwald. - In: Mäckel, R., Friedmann, A. (eds.): Wandel der Geosphäre Geo-Biosphäre in den letzten 15000 Jahren im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald. - Freiburger Geographische Hefte 54: 31-50.
- MÄCKEL, R. & FRIEDMANN, A. (1999): Holozäner Landschaftswandel im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald. - Eiszeitalter und Gegenwart 49, 1-20.
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S. T., BERGLUND, B. E. & DONNER, J. J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. - Boreas 3: 109-128.
- MANIKOWSKA, B. (1995): The apogee of Vistulian cold in the periglacial area of Central Polen – geological records. - Quaternary Studies in Poland 13: 55-63. - Warszawa.
- MEINKE, K. (1995): The development of the middle and lower course of the Weser river during the Late Pleistocene. - Z. Geomorph. N.F. Suppl. 100: 1-13.
- MERKT, H. & MÜLLER, H. (1997): Absolute chronology of the Holocene and the Late-glacial from stacked sections of varved lake sediments from north Germany. 7th International Symposium on Palaeolimnology. -Würzburger Geographische Manuskripte 41: 137-138.
- MERKT, H. & MÜLLER, H. (1999): Varve chronology and palynology of the Lateglacial in Northwest Germany from lacustrine sediments of Hämelsee in Lower Saxony. - Quaternary International 61: 41-59.
- MERTENS, H. (1982): Paläoböden im Paderborner Raum. - Geologisches Jahrbuch F 14: 217-218.

- MIALL, A., D. (1977): A review of braided-river depositional environment. - *Earth-Science Rev.* 13: 1-62.
- MOL, J., VANDENBERGHE, J. & KASSE, C. (2000): River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. - *Geomorphology* 33: 131-148.
- MÜLLER, M. J., SCHRÖDER, D. URBAN, B. & ZÖLLER, L. (1983): Zur weichselzeitlichen Entwicklungsgeschichte der unteren Saar (Rheinisches Schiefergebirge). - *Eiszeitalter und Gegenwart* 33, 79-94. - Hannover.
- NILLER, H.-P. (1998): Prähistorische Landschaften im Lößgebiet bei Regensburg. Kolluvien, Auenlehme und Böden als Archive der Paläoumwelt. - *Regensburger Geographische Schriften* 31, 429 S., Selbstverlag Geogr. Inst., Regensburg.
- NILLER, H.-P. (2001): Wandel prähistorischer Landschaften. Kolluvien, Auenlehme und Böden. - *Erdkunde* 55: 32-48. - Boss Verlag Kleve.
- NUBER, T. (2005): 15.000 Jahre Landschaftsgeschichte im Umfeld des Bogenberges bei Straubing/Ndb. - Mensch, Klima und Umwelt zwischen Donau und Bayerischen Wald. - in Vorbereitung.
- PFISTER, C. (1984): Klimageschichte der Schweiz 1525-1860. Das Klima der Schweiz von 1525-1860 und seine Bedeutung in der Bevölkerung und Landwirtschaft. - *Academica helvetica* 6, Bd. 1. - Bern.
- PRIEHAEUSSER, G. (1953): Ortsfremde Gesteinsblöcke im diluvialen Schotter der Donaulandschaft bei Straubing. - *Geologica Bavarica* 19: 281-296. - München.
- PRÖSL, (1992-1996): Gutachten für die Stadtwerke Straubing.- Firma WATEC GmbH
- RICKEN, W. (1982): Quartäre Klimaphasen und Subrosion als Faktoren der Bildung von Kies-Terrassen im südwestlichen Harzvorland. - *Eiszeitalter und Gegenwart* 32: 109-136. - Hannover.
- RUPP, V. (1991): Archäologie der Wetterau – Aspekte der Forschung. - *Wetterauer Geschichtsblätter* 40. - Friedberg.
- RUSSEL, J. C. (1983): Die Bevölkerung Europas 500-1500. - In: CIOPPOLA, C. M. & BORCHARDT, K. (eds): *Europäische Wirtschaftsentwicklung* Bd. 1, Mittelalter. - New York.
- SAILE, K. J. (1992): Archäologisches Kataster des nördlichen Wetteraukreises. - *Ber. d. Kommission f. Archäol. Landesforschung in Hessen* 1 (1990/1991): 27-34. - Bückingen.
- SCHAEFER, I. (1950): Die diluviale Erosion und Akkumulation. Erkenntnisse aus Untersuchungen über die Talbildung im Alpenvorland. - *Forschungen zur deutschen Landeskunde*, Bd. 49. - Landshut.

- SCHAEFER, I. (1966): Der Talknoten von Donau und Lech. Zur Frage des Laufwechsels der Donau vom „Wellheimer Trockental“ ins „Neuburger Durchbruchstal“. - Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft München, Bd. 51: 59-111. - München.
- SCHAICH, M., BÖHM, K. & MEIXNER, G. (1994): Die Ausgrabung im Baugebiet B17 in Geiselhöring, Landkreis Straubing-Bogen, Niederbayern. - Das archäologische Jahr in Bayern 1994: 41-48.
- SCHEER, H. D. (1978): Gliederung und Aufbau der Niederterrasse von Rhein und Main im nördlichen Oberrheingraben. - Geol. Jb. Hessen 106: 273-289. - Wiesbaden.
- SCHEIBE, R. (2003): Landschaftsentwicklung und Besiedlung in der Donauebene und im Falkensteiner Vorwald – Eine Analyse von Geoarchiven und historischen Überlieferungen. Universitätsverlag Regensburg.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (2002): Lehrbuch der Bodenkunde. - 15. Auflage. - Stuttgart.
- SCHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. - Inaug.-Diss. Univ. Düsseldorf. - Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im Jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. - Düsseldorfer Geographische Schriften 29. - Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. (1994): Wesentliche Steuerungsmechanismen jungpleistozäner und holozäner Flussdynamik im deutschen Alpenvorland und Mittelgebirgsraum. - In: Schellmann, G. (ed.): Beiträge zur jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im Mittelgebirgsraum und Alpenvorland. - Düsseldorfer Geographische Schriften 34. - Düsseldorf.
- SCHIRMER, U. (1999): Pollenstratigraphische Gliederung des Spätglazial im Rheinland. - Eiszeitalter und Gegenwart 49: 132-143. - Hannover.
- SCHIRMER, W. (1979): Das Quartär des Regnitztales. - In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 25 000, Blatt 6132 Buttenheim, S.81-89. - München.
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung am Main und Regnitz seit dem Hochwürm. - Eiszeitalter und Gegenwart 38: 78-86. - Hannover.
- SCHIRMER, W. (1983b): Symposium „Franken“: Ergebnisse der holozänen Talentwicklung und Ausblick. - Geol. Jb. A71: 355-370. - Hannover.
- SCHIRMER, W. (1991): Bodensequenz der Auenterrassen des Maintals. - Bayreuther Bodenkundl. Ber., Suppl.-Bd. 17: 153-186. - Bayreuth.
- SCHIRMER, W. (1995): Valley bottoms in the late Quaternary. - Zeitschrift für Geomorphologie. - Neue Folge. - Supplementband 100: 27-51.
- SCHIRMER, W. (2000): Eine Klimakurve des Oberpleistozäns aus dem rheinischen Löß. - Eiszeitalter und Gegenwart 50: 25-49. - Hannover.

- SCHLICHTING, E. & BLUME, H.-P. (1966): Bodenkundliches Praktikum. - Hamburg - Berlin.
- SCHMOTZ, K. (1981): Ein Bestattungsplatz der Urnenfelderzeit vom Natternberg, Stadt Deggendorf, Lkr. Deggendorf, Niederbayern. - Das archäologische Jahr in Bayern 1981.
- SCHÖNWEIS, W. & WERNER, H. (1974): Mesolithische Wohnanlage von Sarching, Kdkr. Regensburg. - Bayerische Vorgeschichtsblätter 39: 1-29. - München.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1995): Klimaänderungen, Daten, Analysen, Prognosen. - Springer Verlag Berlin.
- SCHREIBER, U. & HERPIN, R. (1992): Korngrößenanalysen an kalt- und warmfluvialen Sedimenten des Lechtals - Bayerisch-Schwaben. - Eiszeitalter und Gegenwart 42: 40-51. - Hannover.
- SEIDENSCHWANN, G. (1980): Zur pleistozänen Entwicklung des Main-Kinzig-Kahl-Gebietes. - Rhein-Mainische Forschung 91: 1-194. - Frankfurt/Main.
- SEMML, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formen in Hessen. - Frankfurter Geogr. Hefte 45: 1-133. - Frankfurt/Main.
- SEMML, A. (1972): Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentewicklung in deutschen Mittelgebirgen. - Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 14: 105-112. - Berlin, Stuttgart.
- SEMML, A. (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. - In: Semmel, A. (ed.): Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. - Rhein-Mainische Forschung 78: 9-56. - Frankfurt/Main.
- SEMML, A. (1990): Periglaziale Formen und Sedimente - Eiszeitforschung; Darmstadt.
- SEMML, A. (1995): Bodenkundliche Hinweise auf Ackernutzung und intensive Bodenerosion um 8000 B.P. im Rhein-Main-Gebiet. - Archäologisches Korrespondenzblatt 25: 157-163.
- SEMML, A. (1998): Lockerbraunerden, periglaziale Solifluktionsdecken und holozäne Kolluvien im Oberwald. - Eiszeitalter und Gegenwart 48: 67-71. - Hannover.
- SEMML, A. (2002): Hauptlage und Oberlage als umweltgeschichtliche Indikatoren. - Z. Geomorphologie N.F. 46: 167-180. - Berlin, Stuttgart.
- SIEBERTZ, H. (1992): Neue Befunde zu den sedimentologisch-stratigraphischen Lageungsverhältnissen und zur Alterszuordnung der äolischen Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug. - Eiszeitalter und Gegenwart 42: 72-79. - Hannover.
- SKUPIN, K. (1982): Weichselzeitliche und frühholozäne Bodenbildung im östlichen Münsterland. - Geologisches Jahrbuch F 14: 219-221.

- SKUPIN, K. (1994): Aufbau, Zusammensetzung und Alter der Flugsand- und Dünenbildungen im Bereich der Senne (Östliches Münsterland). – Geologie und Paläontologie Westfalens, 28: 41-72.
- SPEETZEN, E. (1990): Die Entwicklung der Flussysteme in der Westfälischen Bucht (NW-Deutschland) während des Känozoikums. – Geol. Paläont. Westf. 16: 7-25. - Münster
- SOERGEL, W. (1921): Die Ursache der diluvialen Aufschotterung und Erosion. Berlin.
- STALLING, W. (1987): Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Bayerischen Wald. Dissertationes Botanicae 105.
- STANGL, S. (1989): Untersuchungen zur jüngeren Flussgeschichte der Donau im Raum Straubing. – Diplomarbeit – Universität Regensburg: 127 S. u. Anhang (unveröffentlicht).
- STARKEL, L. (1983): Fluvial environment as an expression of geoecological changes. – Zeitschrift für Geomorphologie. - Neue Folge. - Supplementband 79, 133-152.
- STARKEL, L. (1985): Lateglacial and postglacial history of river valleys in Europe as a reflection of climatic changes. – Zeitschrift f. Gletscherkunde u Glazialgeologie 21: 159-164.
- STRAFFIN, E. C., BLUM, M. D., COLLS, A. & STOKES, S. (2000): Alluvial stratigraphy of the Loire and Arroux Rivers, Burgundy, France. – Quaternaire 10: 271-282.
- STRAUTZ, W. (1962): Auelehmildung und -gliederung im Weser- und Leinetal mit vergleichenden Zeitbestimmungen aus dem Flussgebiet der Elbe. – Beitr. Landespfllege 1: 273-314. - Stuttgart.
- STREIF, H. (2004): Das Quartär in Niedersachsen und benachbarten Gebieten – Gliederung, geologische Prozesse, Ablagerungen und Landschaftsformen: mit Beiträgen von CASPERS, G., FREUND, H., GEYH, M.A., KLEINMANN, A., MERKT, J., MEYER, K.-D., MÜLLER, H., ROHDE, P. & SCHWARZ, C.. – www.nlfb.de/geologie/downloads/quartärstratigraphie.
- TILLMANNS, W. (1977): Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg, Neuburg/Donau und Regensburg. – Sonderveröffentlichung Geol. Inst. Univ. Köln 30. – Köln.
- UNGER, H. J. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 50 000, Blatt L 7342 Landau an der Isar. - München.
- UNGER, H. J. (1985): Die erdgeschichtliche Entwicklung des Donautales um Künzing im Quartär. – In: BAYERISCHES LANDESAMT FÜR DENKMALPFLEGE (ed.): Archäologische Denkmalpflege in Niederbayern, 10 Jahre Außenstelle des Bayerischen Landesamtes für Denkmalpflege in Landshut (1973-1983); Arbeitsheft 26: 14-19. - Landshut.
- UNGER, H. J. (1999): Zur Geologie im Donautal zwischen Straubing und Pleinting. – Zeitschrift Documenta naturae 128. - Documenta naturae - München.

- URZ, R. (1995): Postglacial river activity and climate: state of the art and future prospects. – In: Frenzel, B. (ed.): European River Activity and Climatic Change during the Lateglacial and Early Holocene. – Paläoklimaforschung Vol. 14, 1-9.
- URZ, R. (2000): Begraben unter Auelehm: Frühmesolitische Siedlungsspuren im Mittleren Lahntal. – Arch. Korrb. 30: 33-43. - Mainz.
- URZ, R., RÖTTGER, K. & THIEMEYER, H. (2002): Von der Natur- zur Kulturlandschaft – Das mittlere Lahntal (Hessen) in vor- und frühgeschichtlicher Zeit. – Germania 80: 269-293.
- URZ, R. (2003): Die jungpleistozäne Talfüllung der mittleren Lahn – ein Spiegel der kaltzeitlichen Klimaschwankungen im hessischen Mittelgebirge. – Z. Geomorph. N.F. 47: 1-27. - Berlin, Stuttgart.
- VANDENBERGHE, J. (1985): Paleoenvironment and stratigraphy during the Last Glacial in the Belgian-Dutch border region. – Quaternary Research 24: 23-38.
- VANDENBERGHE, J. (1993): Changing fluvial processes under changing periglacial conditions. – Z. Geomorph. N.F. Suppl. 8: 17-28.
- VANDENBERGHE, J. (1995a): The role of rivers in palaeoclimatic reconstruction. – In: Frenzel, B. (ed.): European River Activity and Climatic Change during the Lateglacial and Early Holocene. – Paläoklimaforschung Vol. 14, 11-19.
- VANDENBERGHE, J. (1995b): Postglazial river activity and climate: state of the art and future prospects. Paläolimaforschung 14: 1-9.
- VAN HUISTEDEN, J., GIBBARD, P. L. & BRIANT, R. M. (2001): Periglacial fluvial systems in northern Europe during marine isotope stage 4 and 3. – Quaternary International 79: 75-88.
- VÖLKEL, J. (1995): Periglaziale Deckschichten und Böden im Bayerischen Wald und seinen Randgebieten als geogene Grundlagen landschaftsökologischer Forschung im Bereich naturnaher Waldstandorte. Zeitschrift für Geomorphologie/Supplementband 96.
- VÖLKEL, J. & LEOPOLD, M. (2001): Zur zeitlichen Einordnung der jüngsten periglazialen Aktivitätsphase im Hangrelief zentraleuropäischer Mittelgebirge. – Z. Geomorph. N.F. 45: 273-294. - Berlin, Stuttgart.
- VÖLKEL, J., LEOPOLD, M. & ROBERTS, M. C. (2001): The radar signatures and age of periglacial slope deposits, Central highlands of Germany. – Permafrost und Periglacial Processes, Vol. 12, Issue 4: 379-387.
- WALTER, R. (1995): Geologie von Mitteleuropa (6. Auflage). – E. Schweizerbart' sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- WEIKINN, C. (1958): Quellentexte zur Witterungsgeschichte Mitteleuropas von der Zeitwende bis zum Jahre 1850, I: Hydrologie, 1: Zeitwende bis 1500. – Berlin.

- WEINIG, (1980): Hydrogeologie des Donautales. - In: Bayerisches Geologisches Landesamt (ed.): Wasserwirtschaftliche Rahmenuntersuchung Donau und Main: 9-26. - München.
- WILDHAGEN, H. & MEYER, B. (1972): Holozäne Boden-Entwicklung, Sediment-Bildung und Geomorphogenese im Flussauen-Bereich des Göttinger Leinetal-Grabens. - Göttinger Bodenkl. Ber., 21: 1-158. - Göttingen.
- WILLERDING, U. (1977): Über Klima-Entwicklung und Vegetationsverhältnisse im Zeitraum Eisenzeit bis Mittelalter. - In: Jankuhn, H., Schützeichel, R. & Schwind, F. (eds): Das Dorf der Eisenzeit und des frühen Mittelalters. - Siedlungsform – wirtschaftliche Funktion – soziale Struktur: 357-405. - Göttingen.
- WOLF, L. (1991): Die Niederterrassen der Zwickauer Mulde, der Chemnitz und der Zschopau. - Z. geol. Wiss. 19 (3): 347-363.
- ZÖLLER, L. (1989): Geologische und geomorphologische Interpretationen von Thermo-lumineszenz-Datierungen. - Bayreuther geowissenschaftliche Arbeiten 14: 103-112. - Bayreuth.

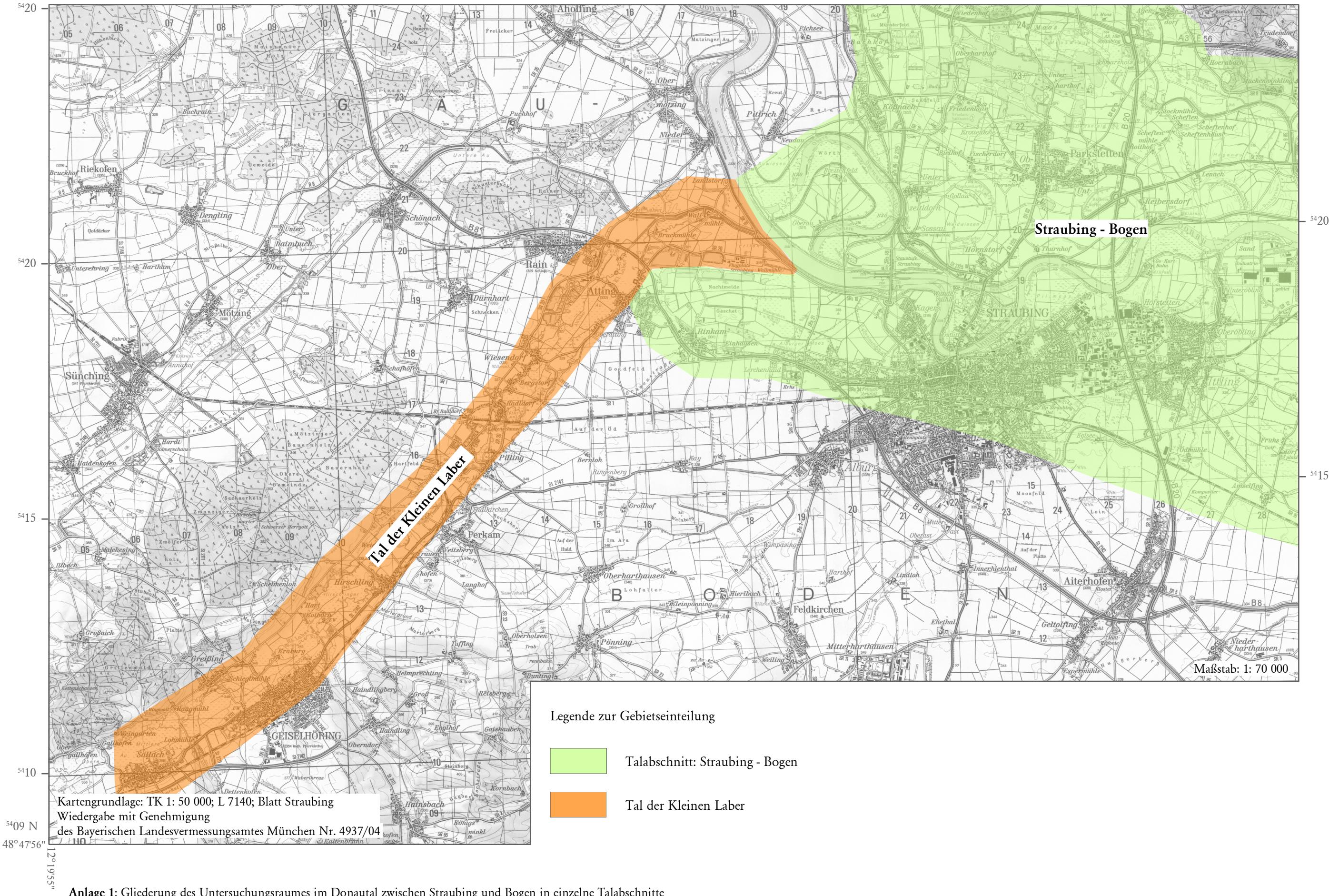
Anlagen

Übersichtskarten

Profilschnitte

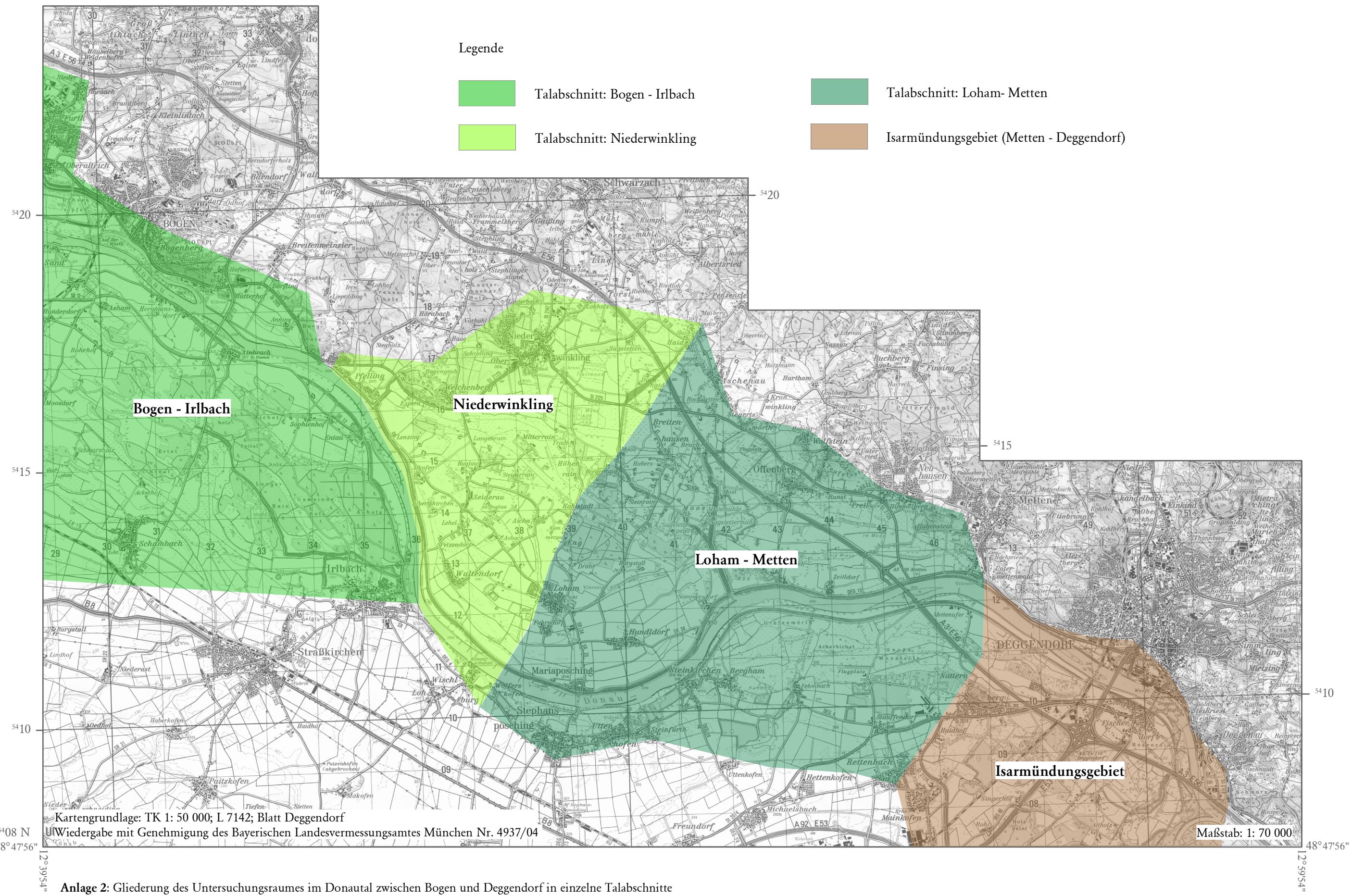
Morphologische Modelle

Übersichtskarte der Talabschnitte im Raum Straubing



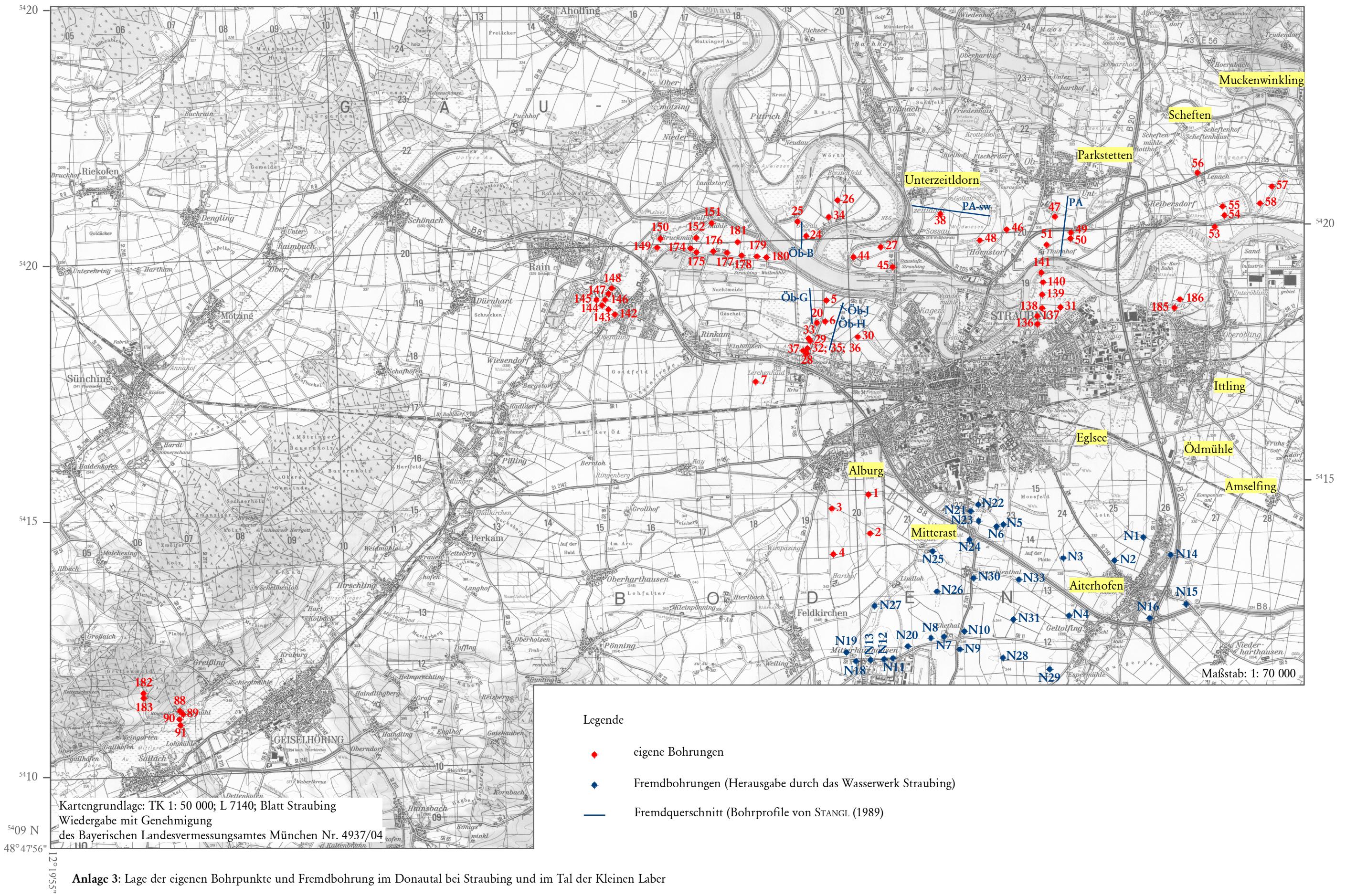
Anlage 1: Gliederung des Untersuchungsraumes im Donautal zwischen Straubing und Bogen in einzelne Talabschnitte

Übersichtskarte der Talabschnitte zwischen Bogen und Deggendorf

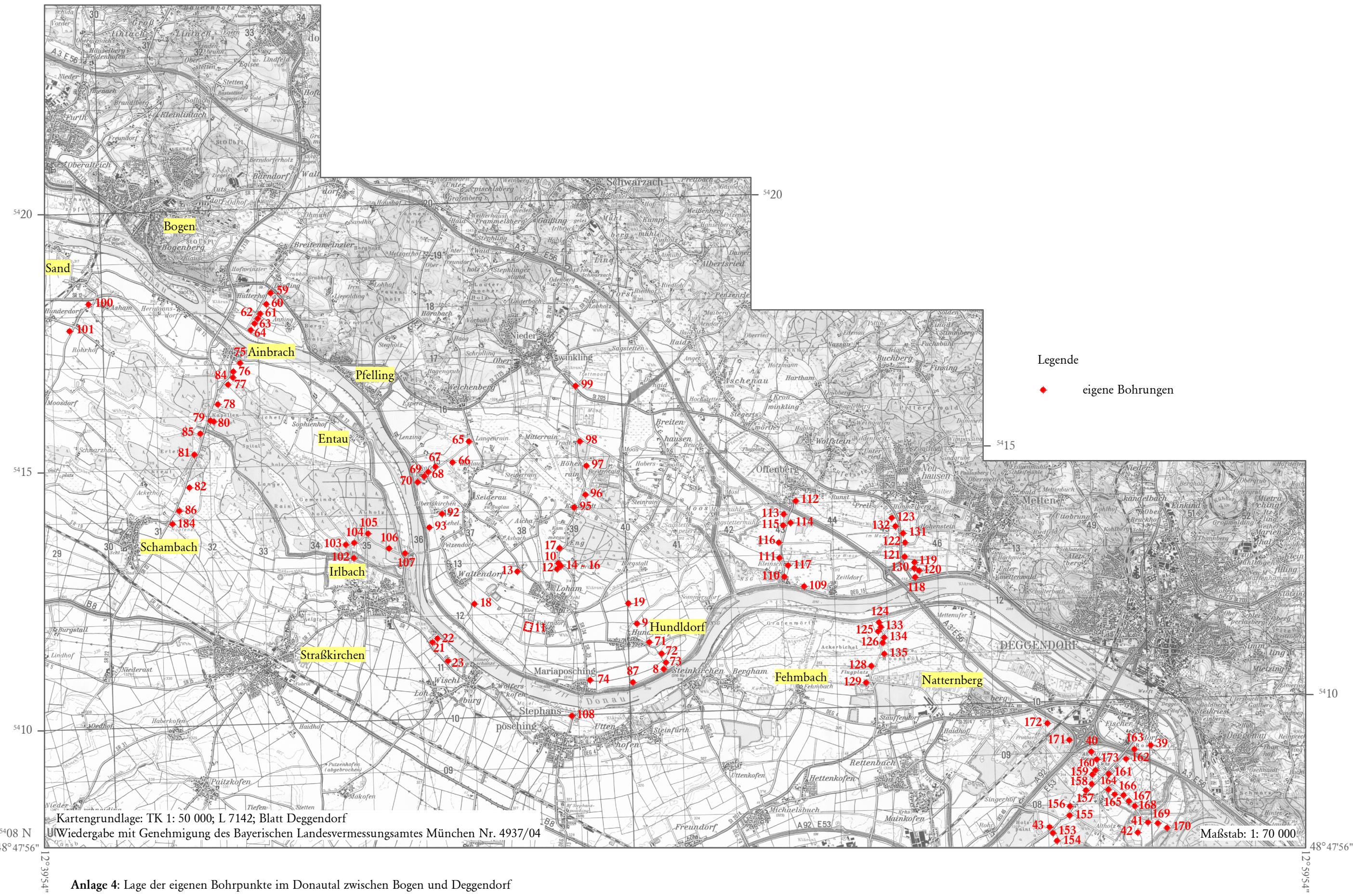


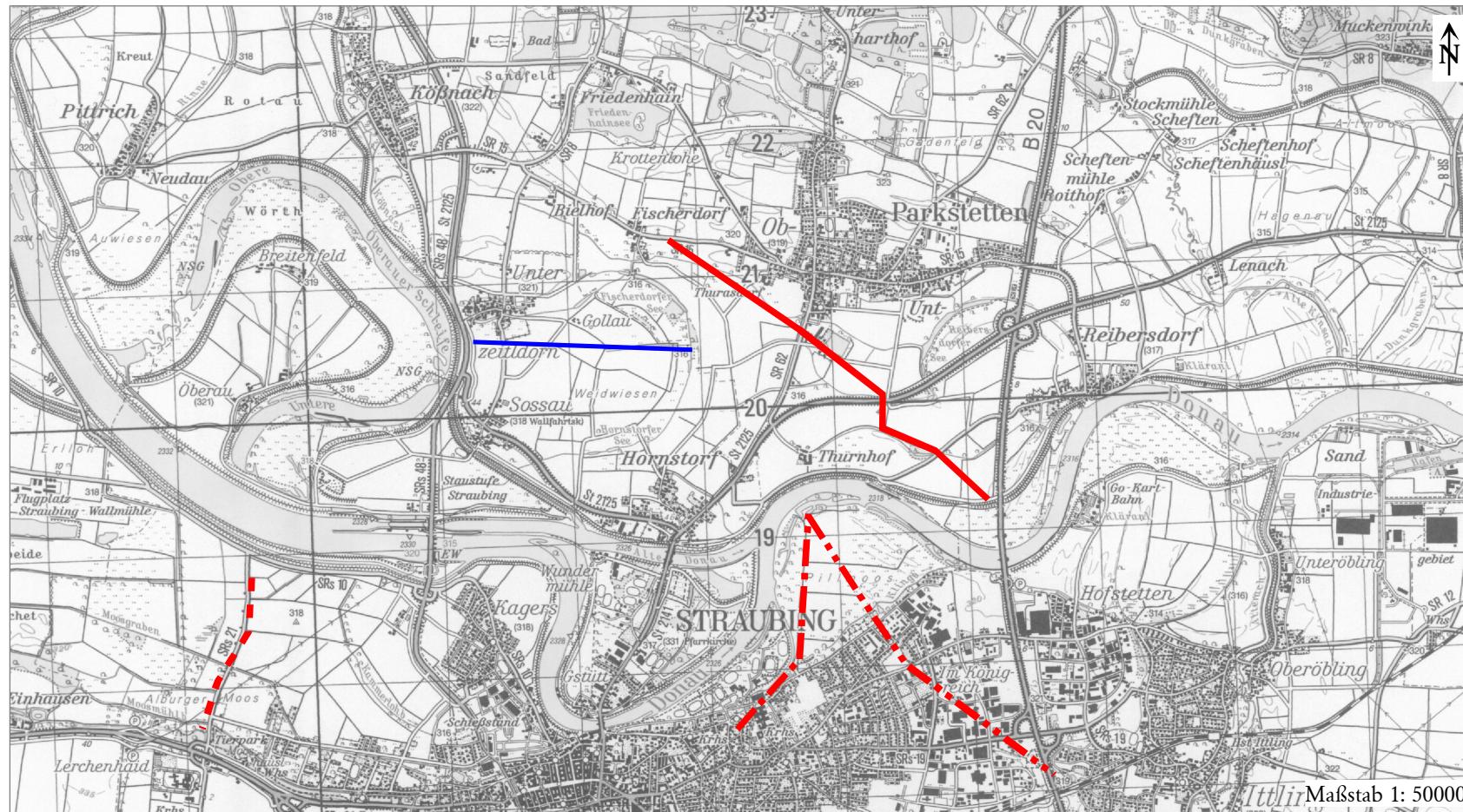
Anlage 2: Gliederung des Untersuchungsraumes im Donautal zwischen Bogen und Deggendorf in einzelne Talabschnitte

Übersichtskarte zur Lage der Bohrpunkte zwischen Straubing - Bogen und im Tal der Kleinen Laber



Übersichtskarte zur Lage der Bohrpunkte zwischen Bogen und Deggendorf





Auszug aus der Karte: TK 1: 50000; L 7140 / Blatt Straubing
Wiedergabe mit Genehmigung des Bayer. Landesvermessungsamtes München, Nr. 4937/04

- Legende
- Pillmoos 1
 - Pillmoos 2
 - Alburger Moos
 - Parkstetten
 - Sossau-Mäander (Aufnahme STANGL 1989)

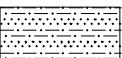
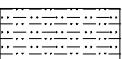
Anlage 5: Lage der Profilschnitte im Talabschnitt Straubing-Bogen

Lage der Profilschnitte im Talabschnitt Straubing-Bogen

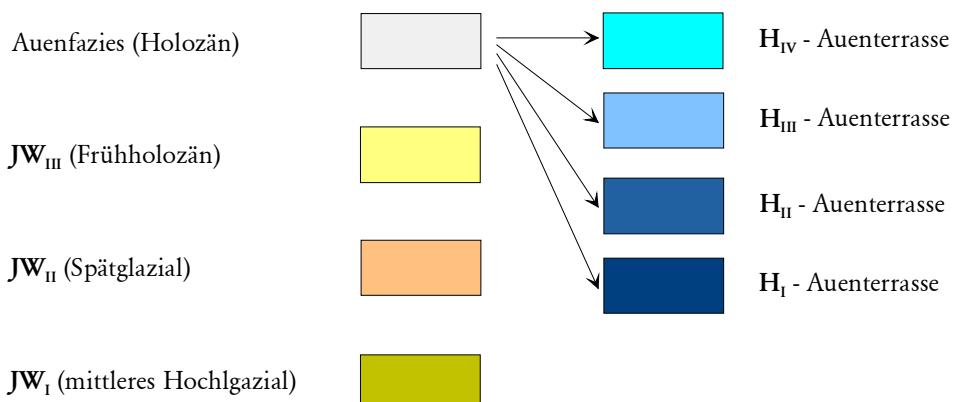
Legende zum Talabschnitt Straubing - Bogen

Quartär

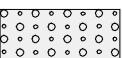
Lithofazies der Terrassenflächen

	schluffiger Ton		Feinsand
	toniger Schluff		Mittelsand
	sandiger Schluff		Grobsand
	schluffiger Lehm		
	toniger Lehm		anthropogene Aufschüttung
	sandig-toniger Lehm		Kolluvien (allgemein)

Farbliche Kennzeichnung der Terrassenflächen



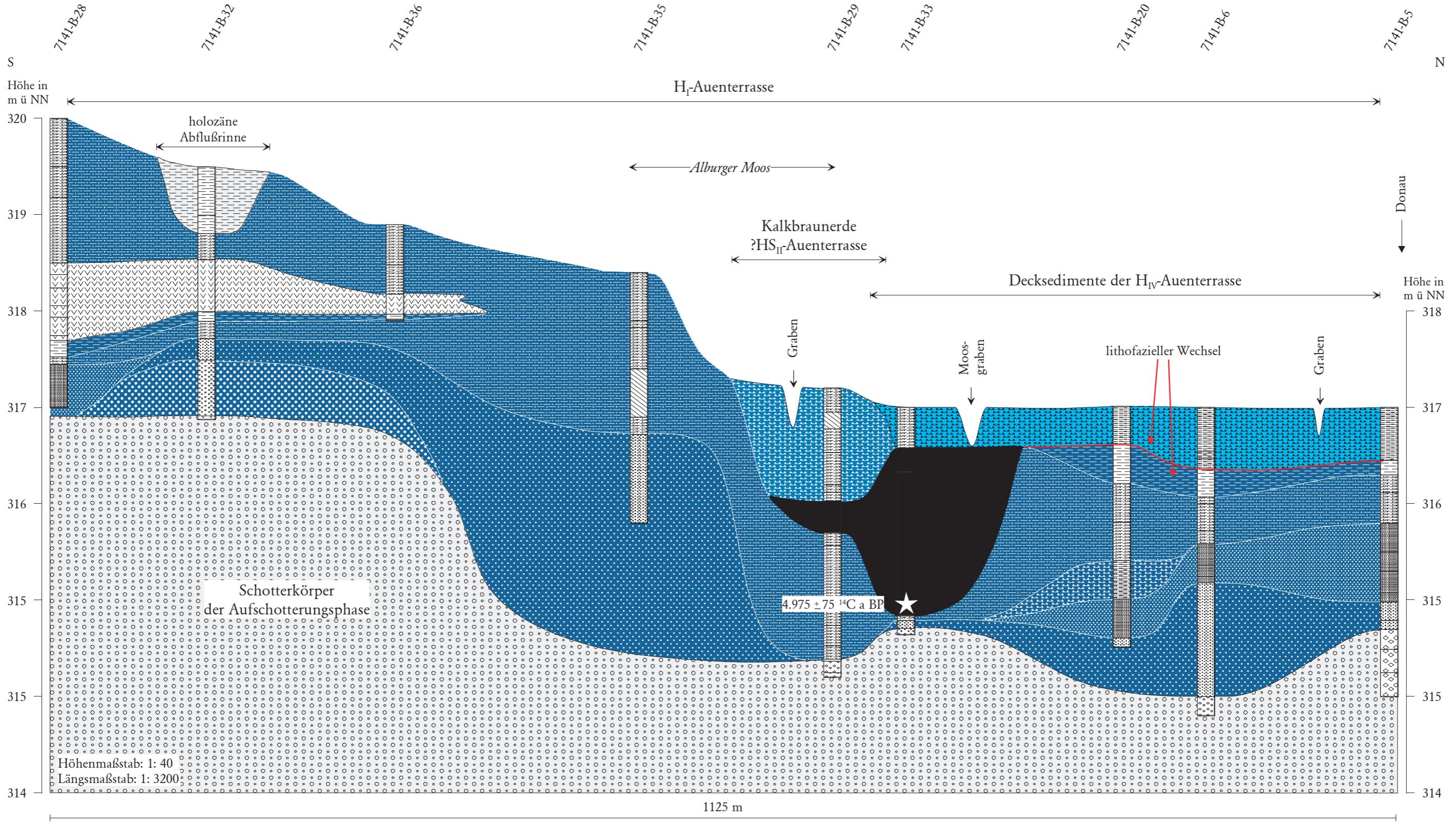
Schotterkörper

	Holozän		Hochglazial
	Spätglazial		Frühglazial

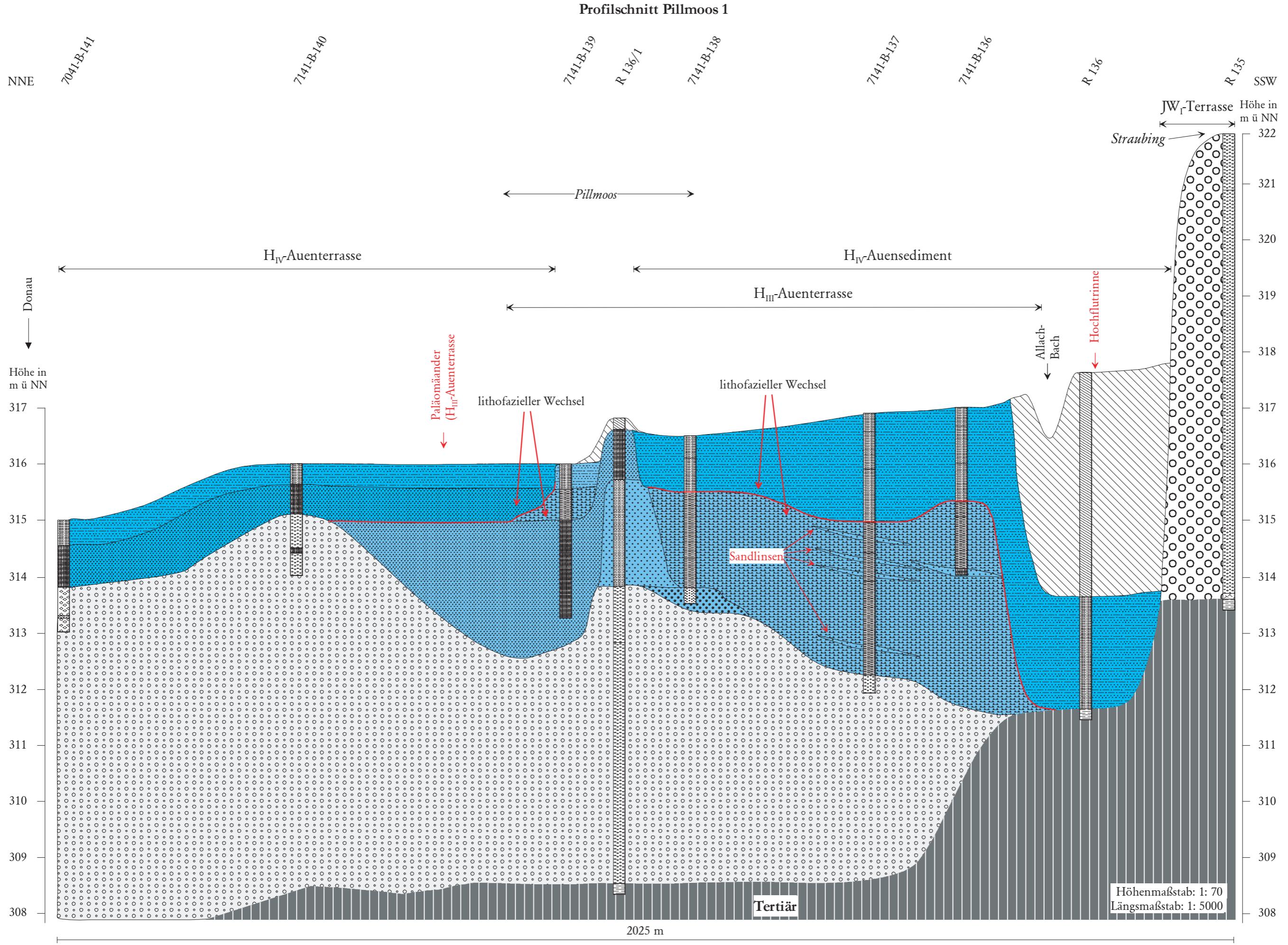
Tertiär

	tertiäre Sedimente (allgemein)
---	--------------------------------

Profilschnitt Alburger Moos



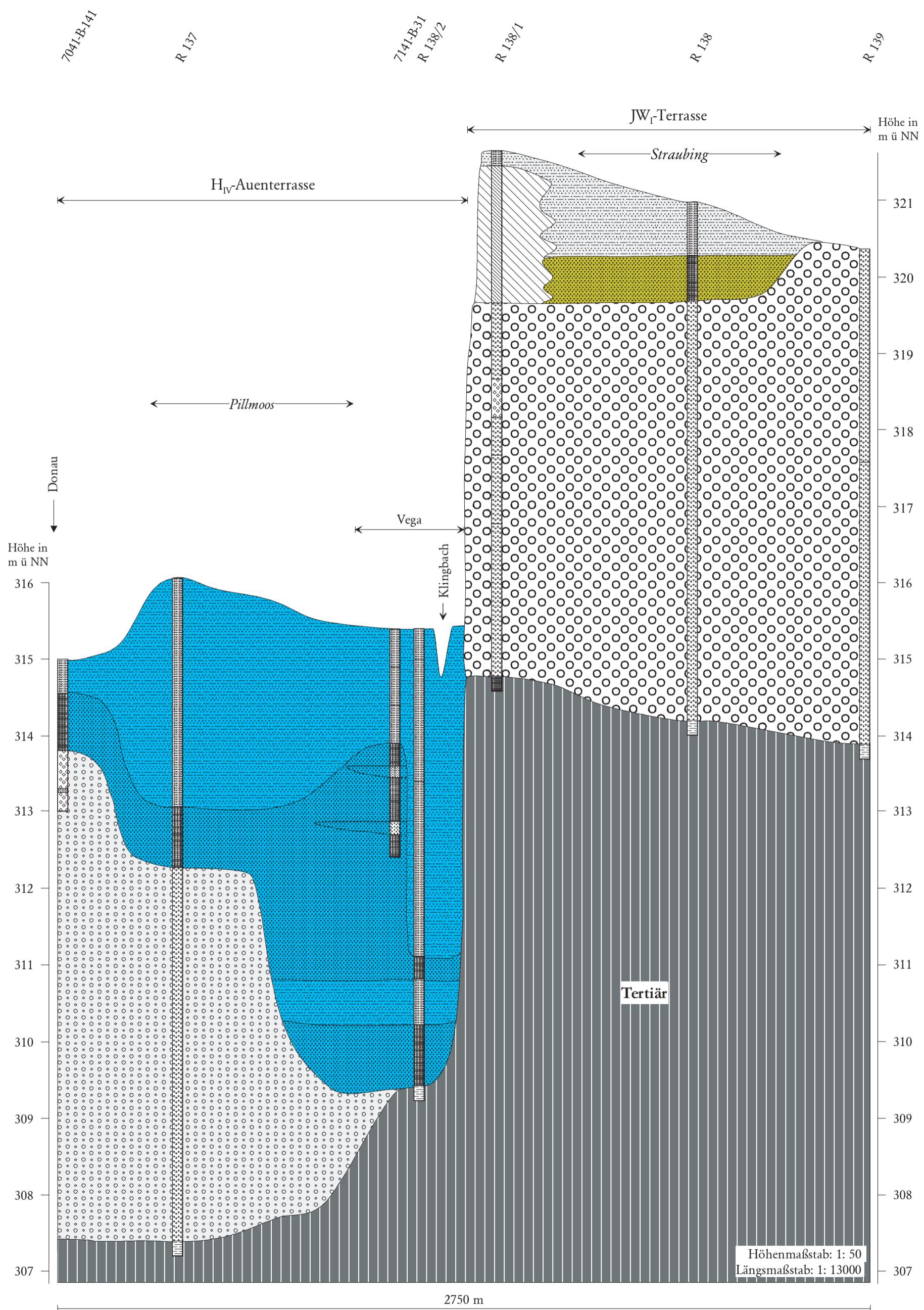
Anlage 5.2: Darstellung der HS_I-Auenterrasse, welche von jüngsten holozänen Auenlehmern im flußnahen Bereich überdeckt wird; fluviale Formung des Schotterkörpers der H_I-Auenterrasse erfolgte während der Aufschotterungsphase von 8.000 und 6.000 ¹⁴C a BP; (Legende s. Anlage 5; Profilbeschreibung s. Kapitel 3.3.1)

**Anlage 5.3:**

Im Profilschnitt Pillmoos 1 sind die jungen holozänen Auenterrassen des Subatlantikums eines mäandrierenden Gerinnesystems dargestellt. Die Auenterrassen schließen direkt an den frühglazialen Schotterkörper an.

Am Übergangsbereich wurden in der Nahtstelle fluviale Sedimente des jüngsten Holozän abgelagert: Schottermaterial wurde in dieser Hochflutrinne nicht sedimentiert. (Legende s. Anlage 5; Profilbeschreibung s. Kapitel 3.3.1)

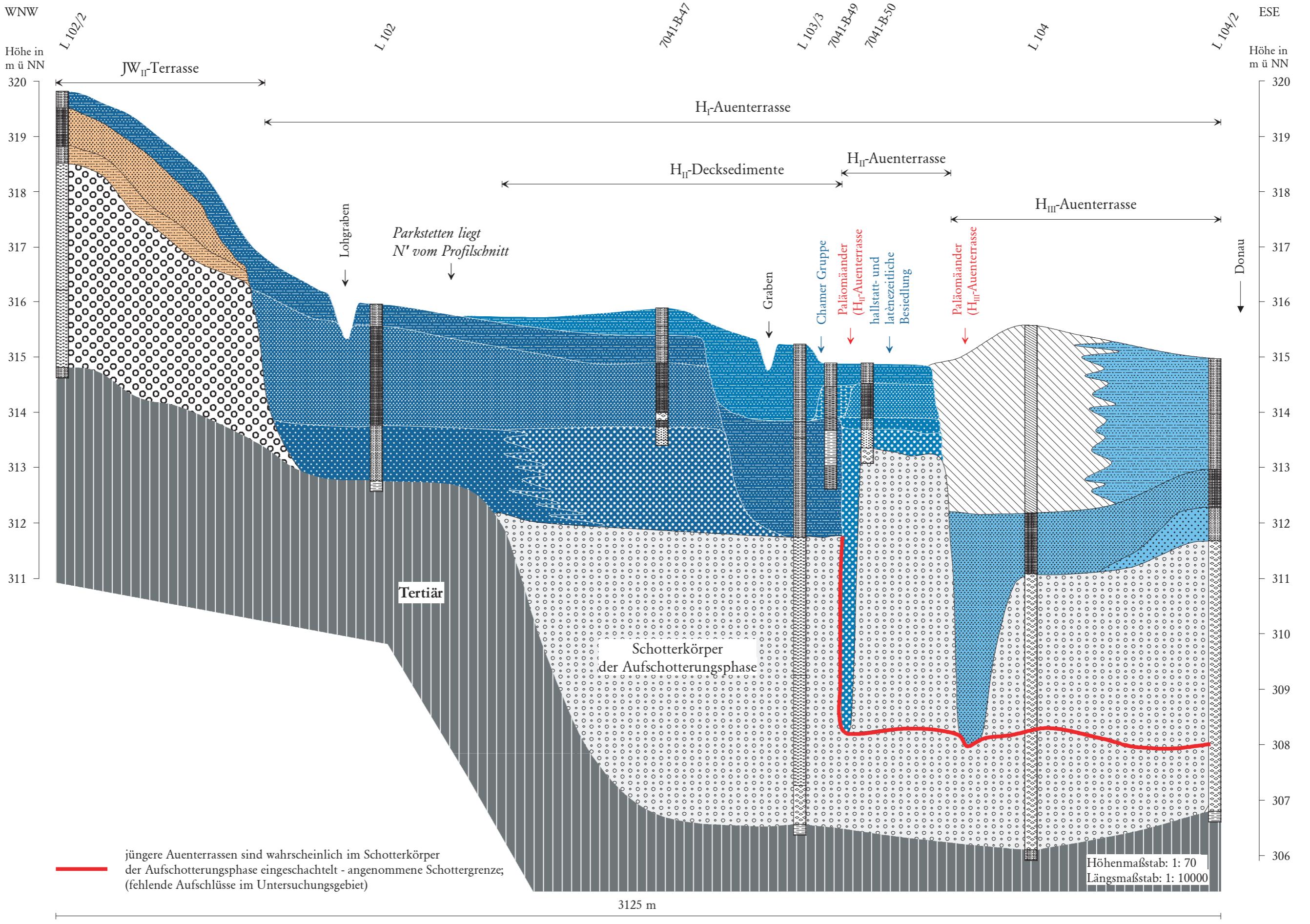
Profilschnitt Pillmoos 2



Anlage 5.4:

Im Profilschnitt Pillmoos 2 grenzt die jüngste holozäne Auenterrasse direkt an den frühglazialen Schotterkörper an. Der Übergangsbereich ist durch eine Hochflutrinne markiert, welche wie auch im Profilschnitt Pillmoos 1 durch fehlendes Schottermaterials charakterisiert ist. (Legende s. Anlage 5; Profilbeschreibung s. Kapitel 3.3.1)

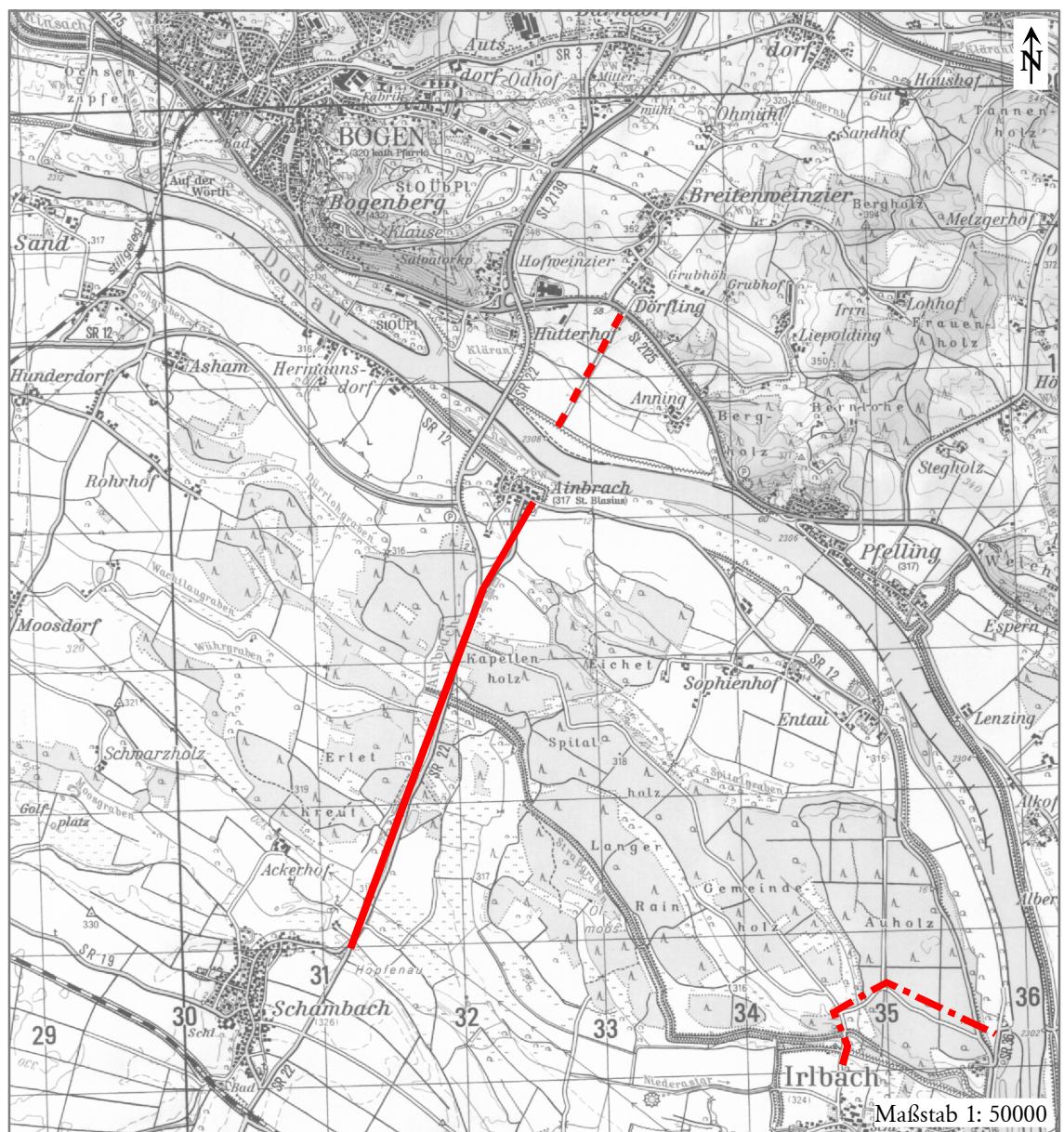
Profilschnitt Parkstetten



Anlage 5.5:

Darstellung der hochglazialen Terrasse mit den in Richtung Donau angrenzenden, jünger werdenden holozänen Auenterrassen.
Die fluviale Formung des Schotterkörpers der H_I-Auenterrasse erfolgte während der Aufschotterungsphase von 8.000 und 6.000 ¹⁴C a BP.
(Legende s. Anlage 5; Profilbeschreibung s. Kapitel 3.3.1)

Lage der Profilschnitte im Talabschnitt Bogen - Irlbach



Auszug aus der Karte: TK 1: 50000; L 7142 / Blatt Deggendorf
Wiedergabe mit Genehmigung des Bayer. Landesvermessungamtes München, Nr. 4937/04

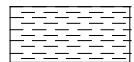
Legende

- Schambach
- - - Anning
- · - Irlbach

Legende zum Talabschnitt Bogen - Irlbach

Quartär

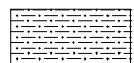
Lithofazies der Terrassenflächen



schluffiger Ton



Feinsand



toniger Schluff



Mittelsand



sandiger Schluff



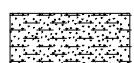
Grobsand



schluffiger Lehm



anthropogene Aufschüttung



sandig-toniger Lehm



Kolluvien (allgemein)

Farbliche Kennzeichnung der Terrassenflächen

Auenfazies (Holozän)



HS_{III} - Auenserie

JW_{III} (Frühholozän)



HS_{II} - Auenserie

JW_{II} (Spätglazial)

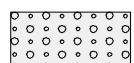


HS_I - Auenserie

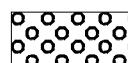
JW_I (mittleres Hochgazial)



Schotterkörper



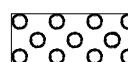
Holozän



Hochglazial



Spätglazial



Frühglazial

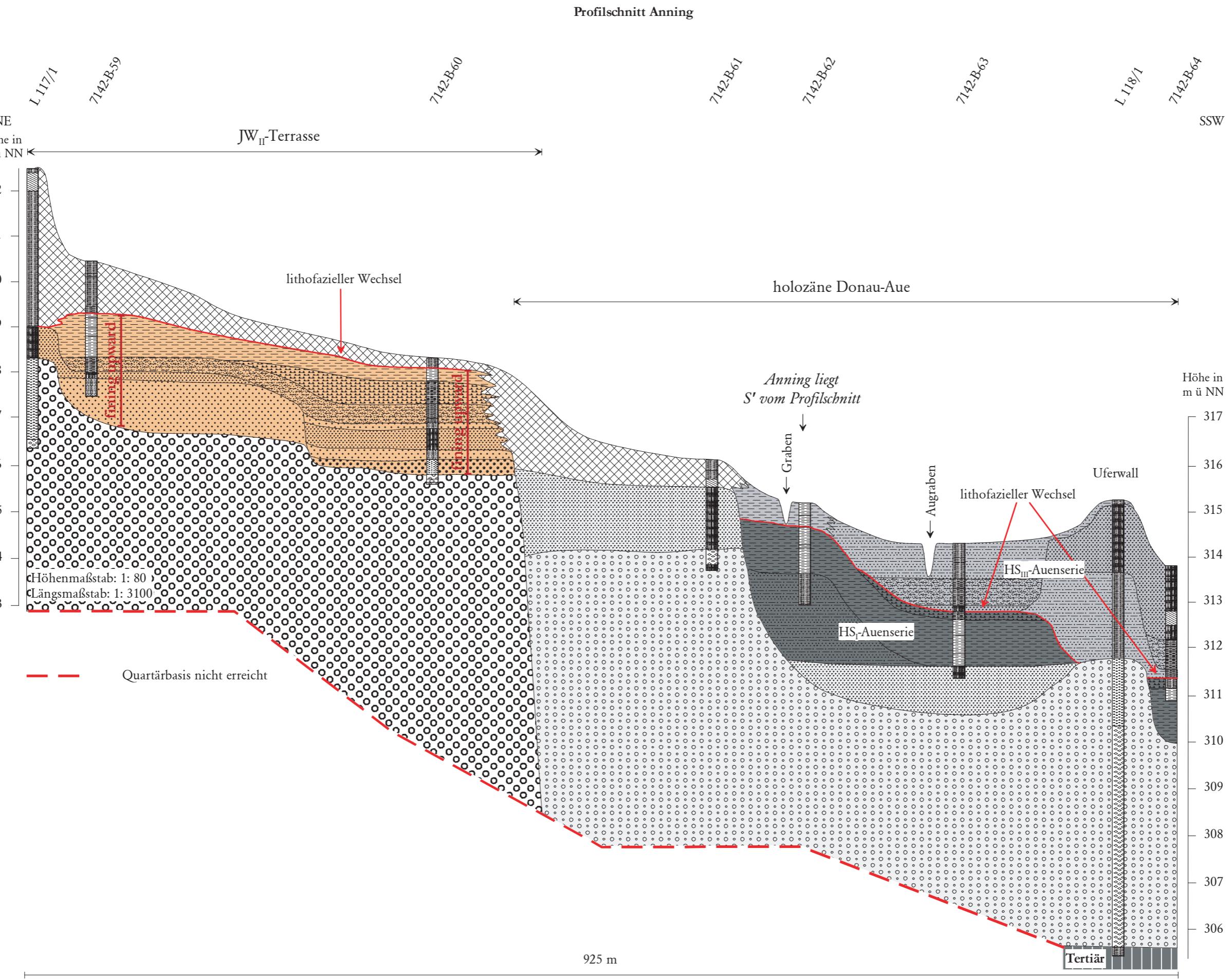
Tertiär



tertiäre Sedimente (allgemein)

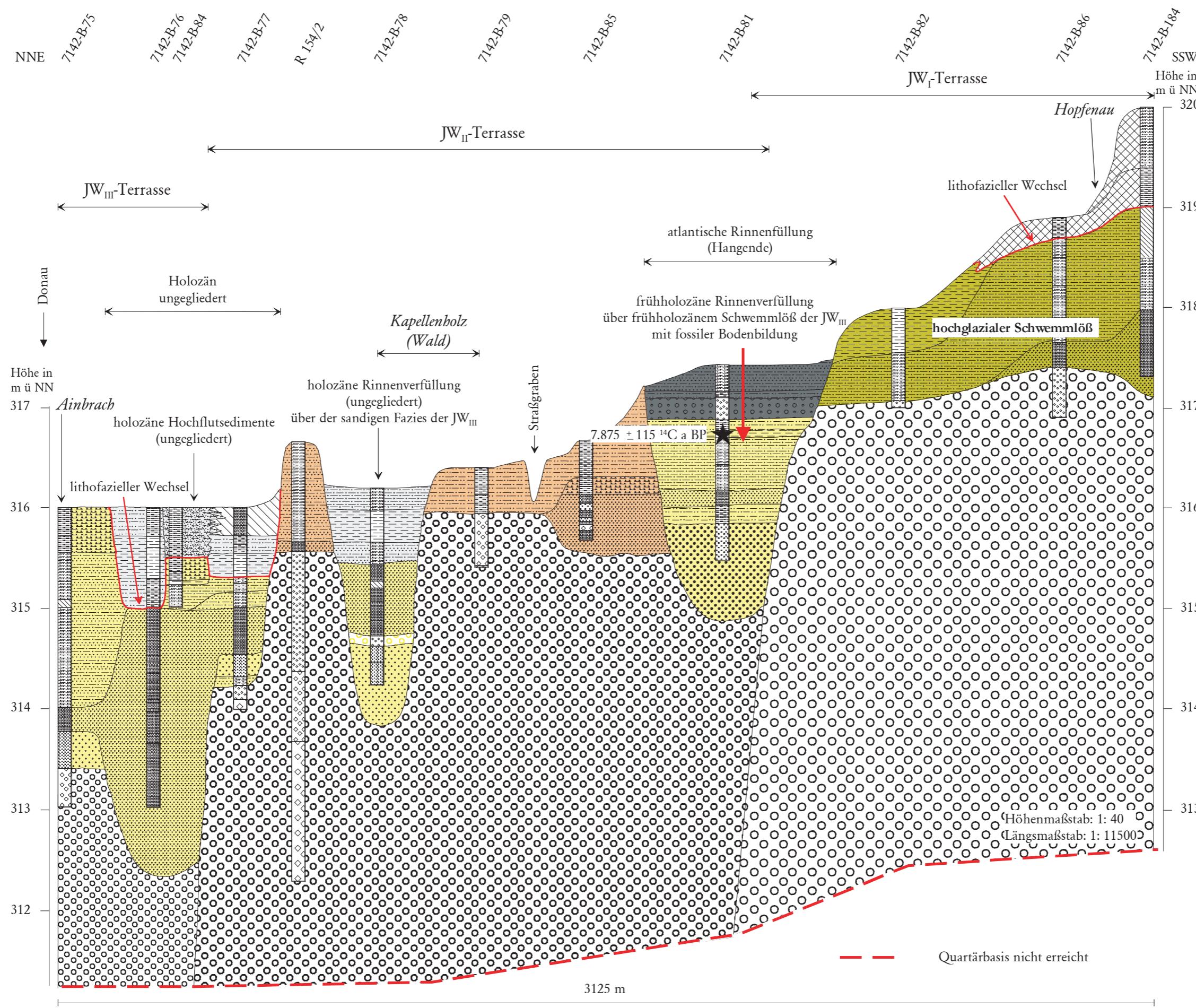
Anlage 6.1:

Legende zu den Profilschnitten Schambach, Anning und Irlbach im Talabschnitt Bogen-Irlbach (Anlagen 6.2 bis 6.4)

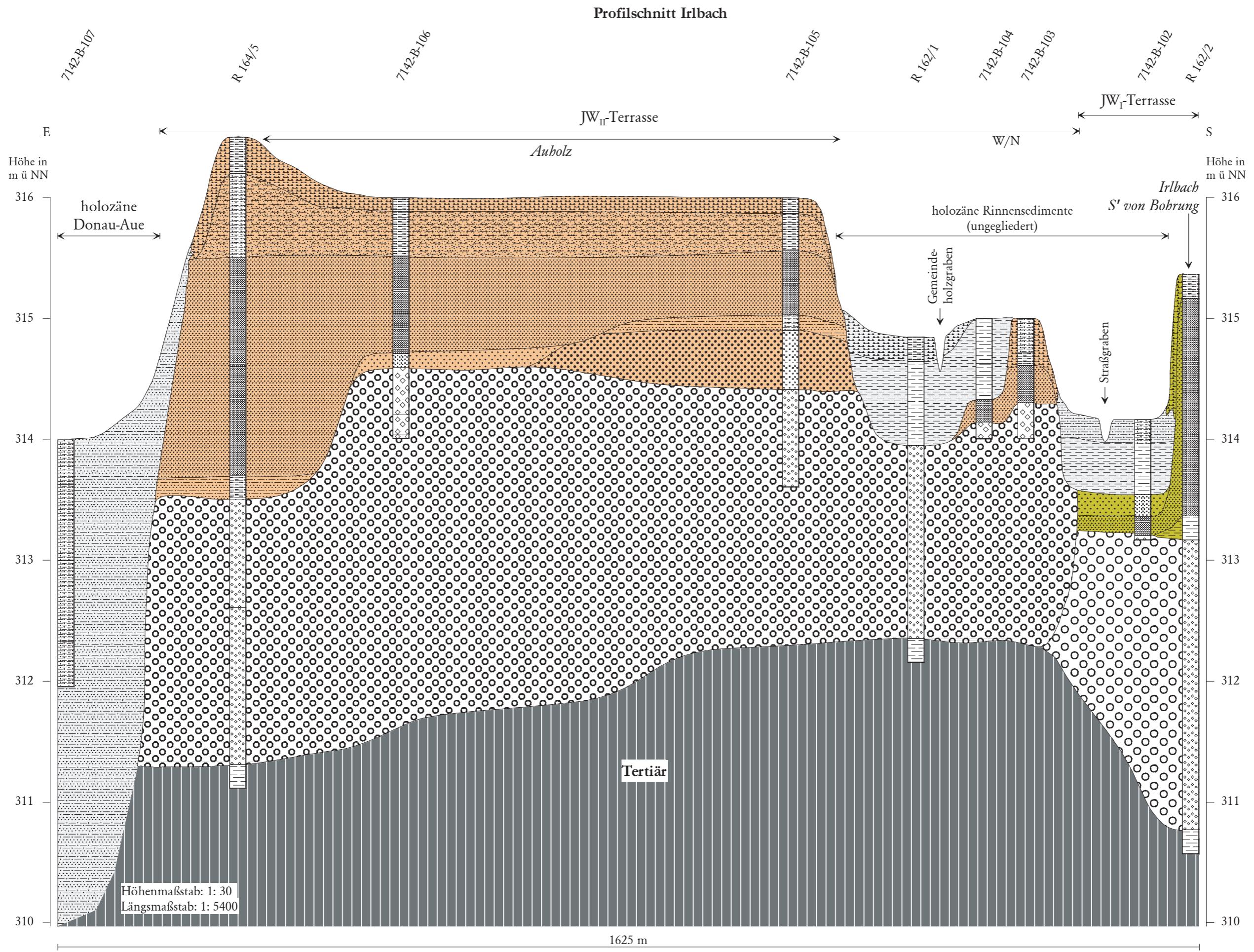


Anlage 6.2: Darstellung der spätglazialen JW_{II}-Terrassenfläche und der holozänen, fluvialen Auensedimentation linksseitig der Donau SE' Bogen; (Legende s. Anlage 6.1; Profilbeschreibung s. Kapitel 3.3.2)

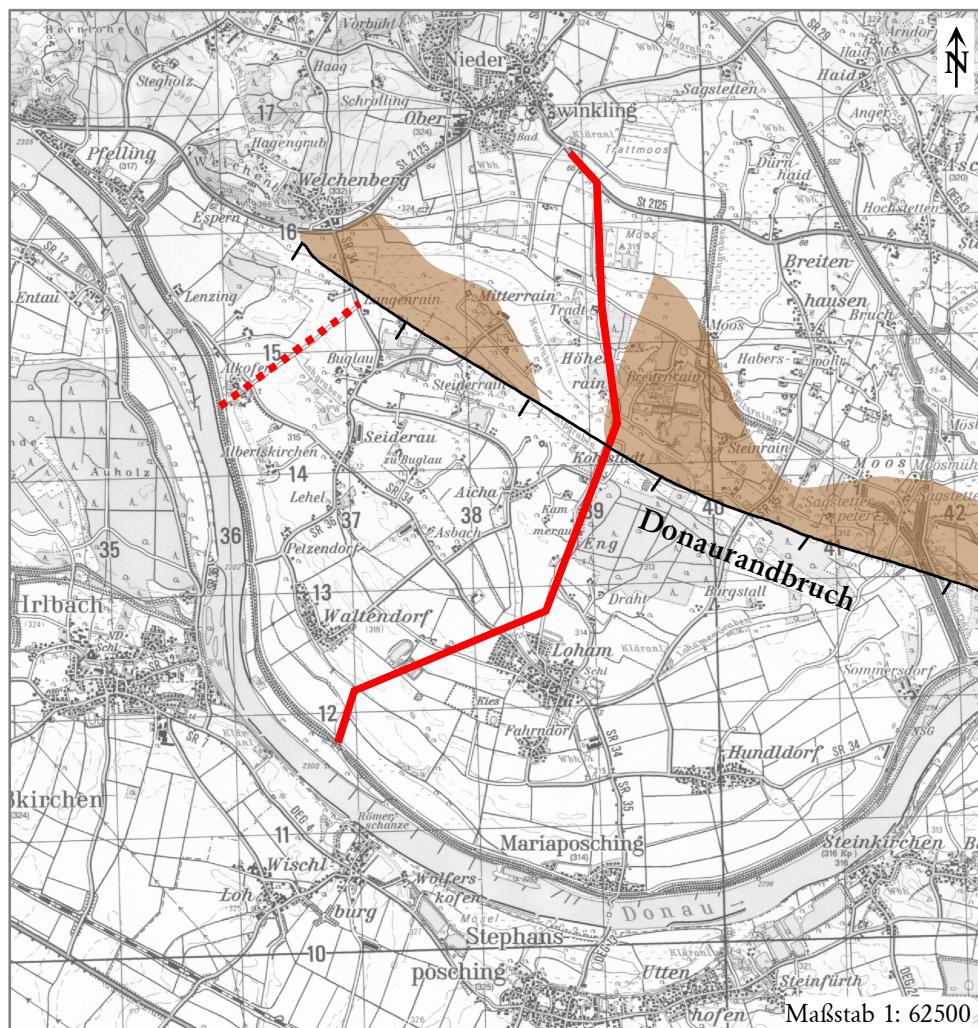
Profilschnitt Schambach



Anlage 6.3: Darstellung der würmzeitlichen Terrassenbildungen der Donau nach ihren Decksedimenten zwischen Ainbrach und Schambach; Terrassenbasen nicht erbohrt;
(Legende s. Anlage 6.1; Profilbeschreibung s. Kapitel 3.3.2)



Lage der Profilschnitte im Talabschnitt Niederwinkling



Auszug aus der Karte: TK 1: 50000; L 7142 / Blatt Deggendorf
Wiedergabe mit Genehmigung des Bayer. Landesvermessungsamtes München, Nr. 4937/04

Legende

- Langenrain
- Niederwinkling
- kristallines Basement

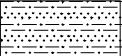
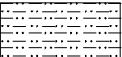
Anlage 7:

Lage der Profilschnitte im Talabschnitt Niederwinkling;
Darstellung des kristallinen Basements und dem Donaurandbruch
nach UNGER (1999)

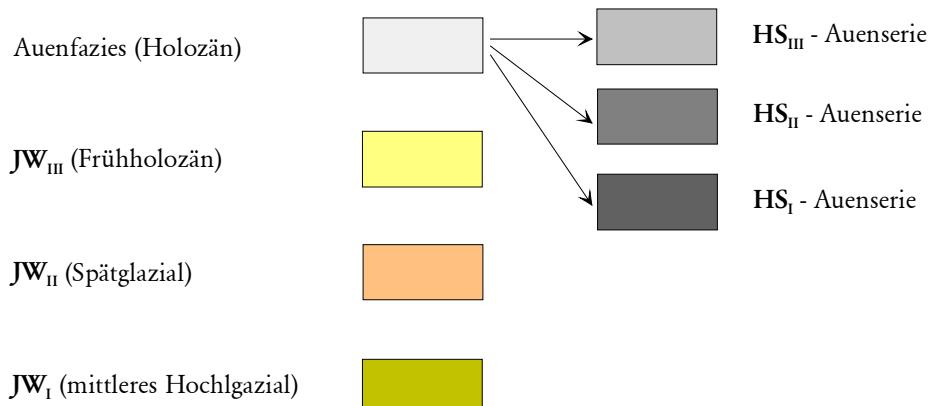
Legende zum Talabschnitt Niederwinkling

Quartär

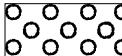
Lithofazies der Terrassenflächen

	schluffiger Ton		Feinsand
	toniger Schluff		Mittelsand
	sandiger Schluff		Grobsand
	schluffiger Lehm		
	toniger Lehm		anthropogene Aufschüttung
	sandig-toniger Lehm		Kolluvien (allgemein)

Farbliche Kennzeichnung der Terrassenflächen



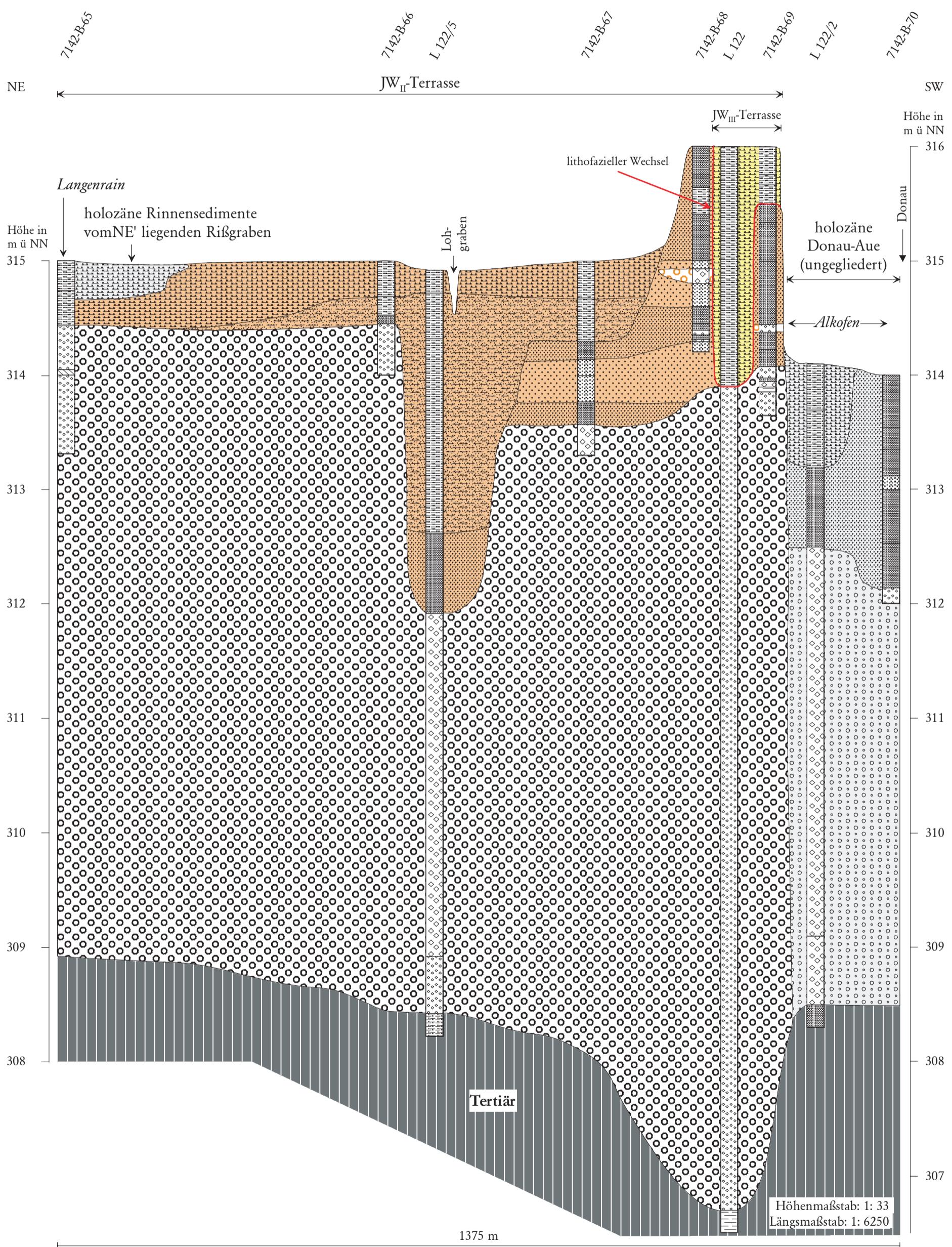
Schotterkörper

	Holozän		Hochglazial
	Spätglazial		Frühglazial

Tertiär

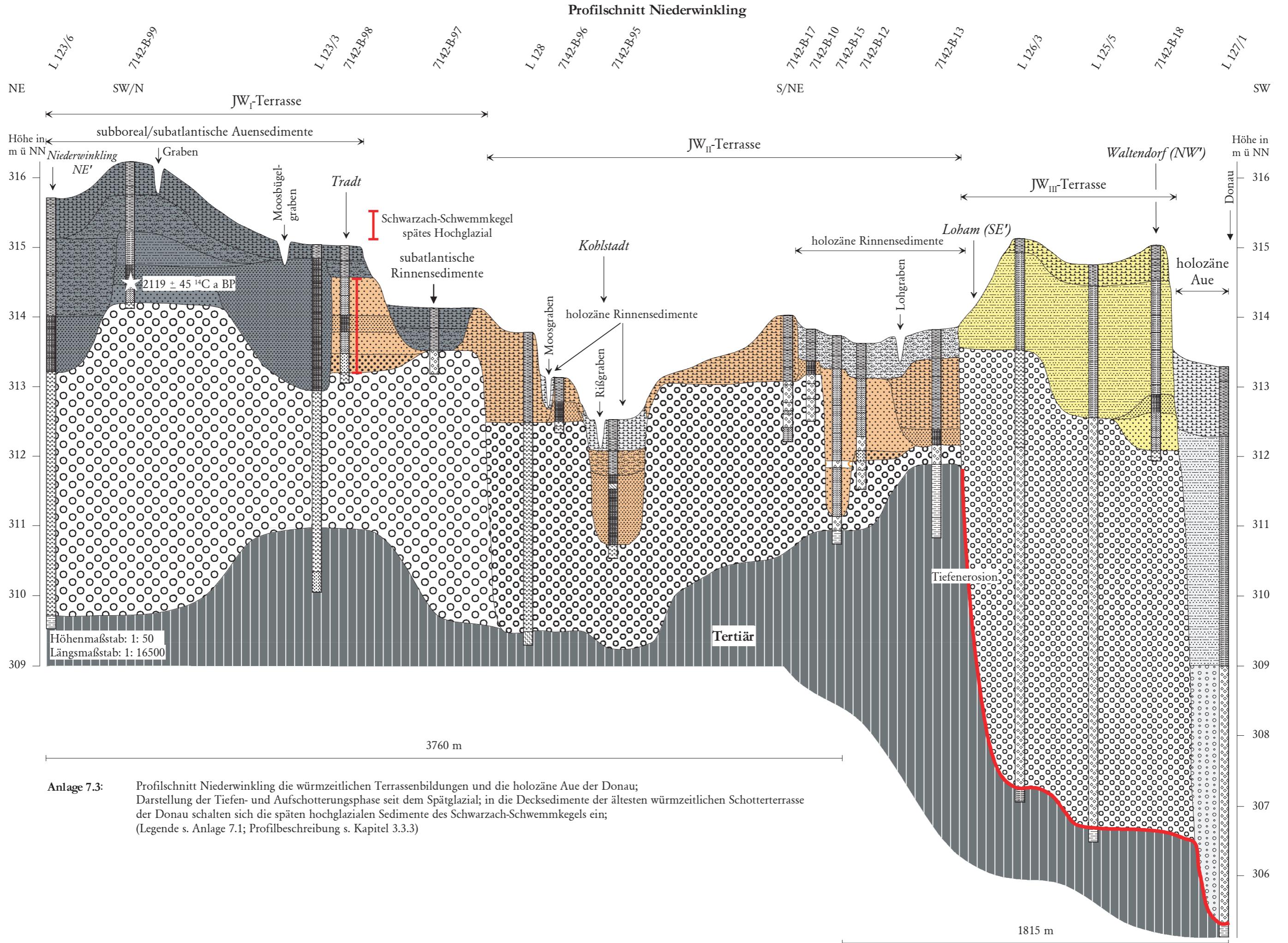
	tertiäre Sedimente (allgemein)		kristallines Basement des Böhmisches Massivs
---	--------------------------------	---	--

Profilschnitt Langenrain



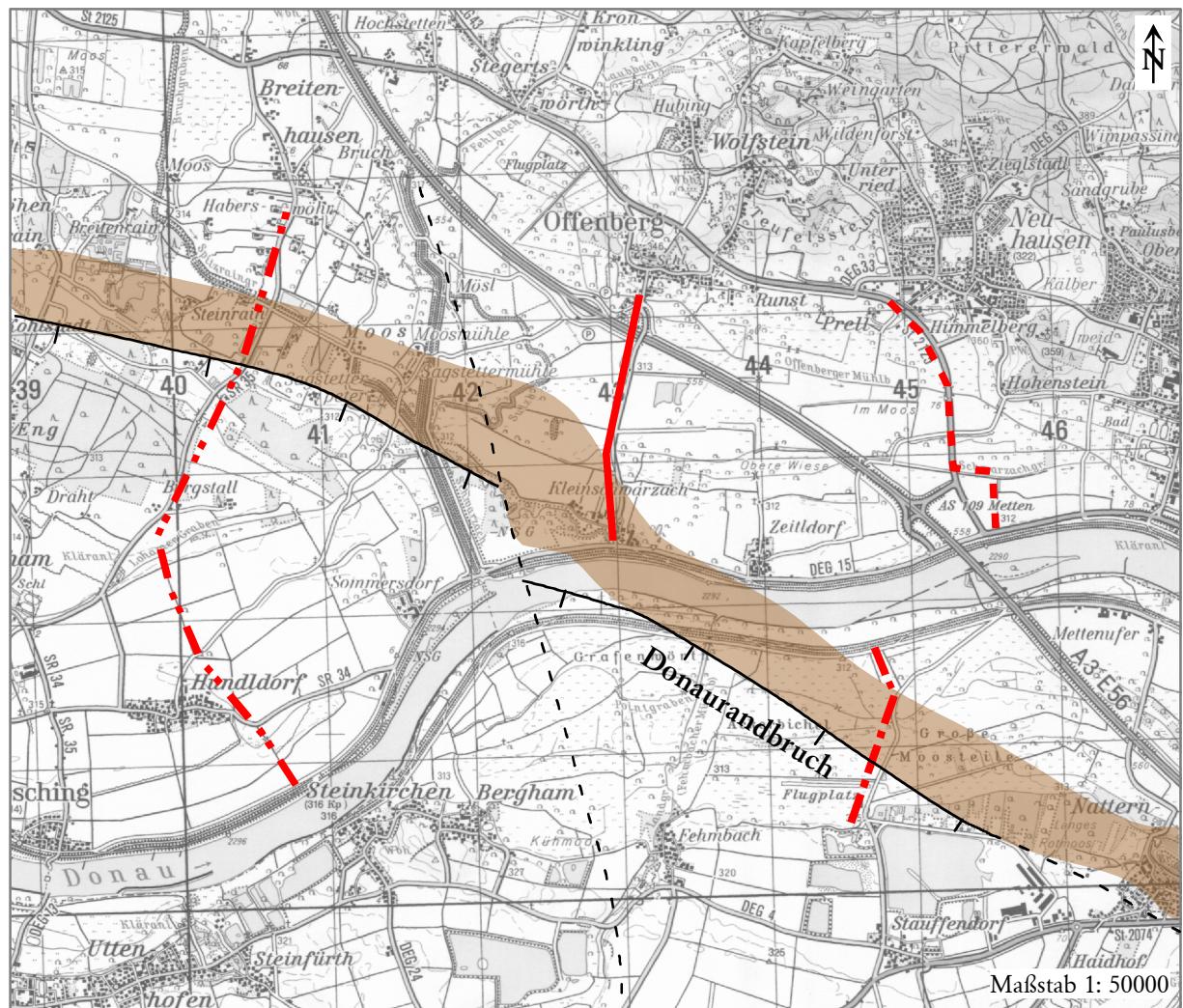
Anlage 7.2: Im Profilschnitt Langenrain sind die spätglaziale JW_{II}- und die fröhholozäne JW_{III}-Terrassenfläche der Donau und deren Decksedimente sowie die holozäne Donau-Aue dargestellt (Legende s. Anlage 7.1; Profilbeschreibung s. Kapitel 3.3.3)

Anlage 7.3



Anlage 7.3: Profilschnitt Niederwinkling die würmzeitlichen Terrassenbildungen und die holozäne Aue der Donau; Darstellung der Tiefen- und Aufschotterungsphase seit dem Spätglazial; in die Decksedimente der ältesten würmzeitlichen Schotterterrasse der Donau schalten sich die späten hochglazialen Sedimente des Schwarzach-Schwemmkegels ein; (Legende s. Anlage 7.1; Profilbeschreibung s. Kapitel 3.3.3)

Lage der Profilschnitte im Talabschnitt Loham - Metten



Auszug aus der Karte: TK 1: 50000; L 7142 / Blatt Deggendorf
Wiedergabe mit Genehmigung des Bayer. Landesvermessungsamtes München, Nr. 4937/04

Legende

- The diagram illustrates a geological cross-section with the following features:

 - Legend:**
 - Red dashed line: Loham
 - Red solid line: Offenberg
 - Red dashed line: Neuhausen
 - Red dashed line: Staufendorf
 - Brown shaded area: kristallines Basement
 - Structural Features:**
 - A vertical red dashed line labeled "Loham" is located at approximately x=100.
 - A thick red solid line labeled "Offenberg" is located at approximately x=200.
 - A vertical red dashed line labeled "Neuhausen" is located at approximately x=300.
 - A vertical red dashed line labeled "Staufendorf" is located at approximately x=400.
 - A brown shaded rectangular area representing the "kristallines Basement" is positioned at the bottom of the section, spanning from approximately x=100 to x=300 and extending from the base up to the "Neuhausen" horizon.

Anlage 8:

Lage der Profilschnitte im Talabschnitt Loham - Metten; Darstellung des kristallinen Basements und dem Donaurandbruch nach UNGER (1999)

Legende zum Talabschnitt Loham - Metten

Quartär

Lithofazies der Terrassenflächen



schluffiger Ton



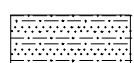
Feinsand



toniger Schluff



Mittelsand



sandiger Schluff



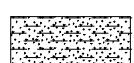
Grobsand



schluffiger Lehm



anthropogene Aufschüttung



sandig-toniger Lehm



Kolluvien (allgemein)

Farbliche Kennzeichnung der Terrassenflächen

Auenfazies (Holozän)



HS_{III} - Auenserie

JW_{III} (Frühholozän)



HS_{II} - Auenserie

JW_{II} (Spätglazial)

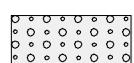


HS_I - Auenserie

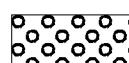
JW_I (mittleres Hochglazial)



Schotterkörper



Holozän



Hochglazial



Spätglazial



Frühglazial

Tertiär

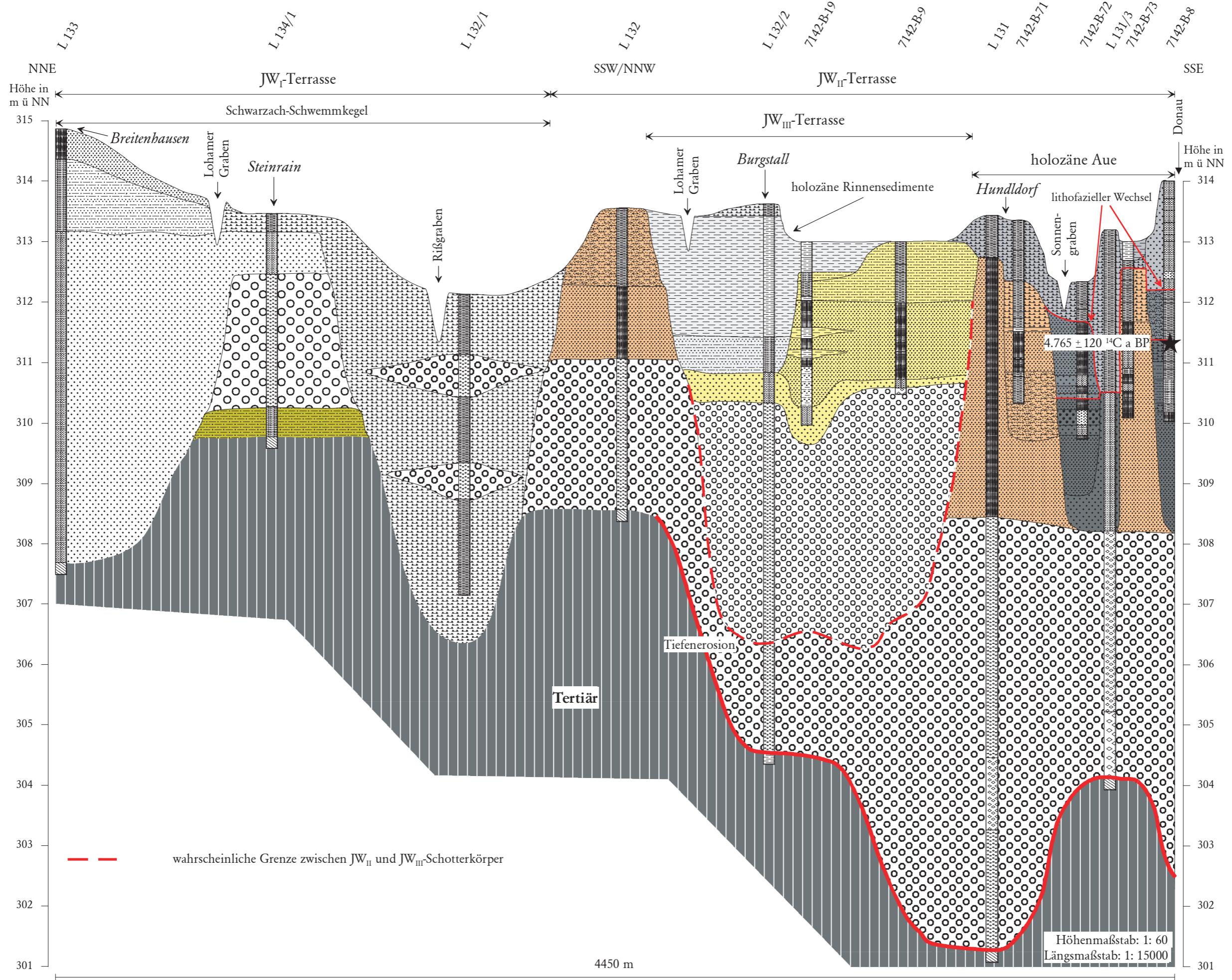


tertiäre Sedimente (allgemein)

Anlage 8.1:

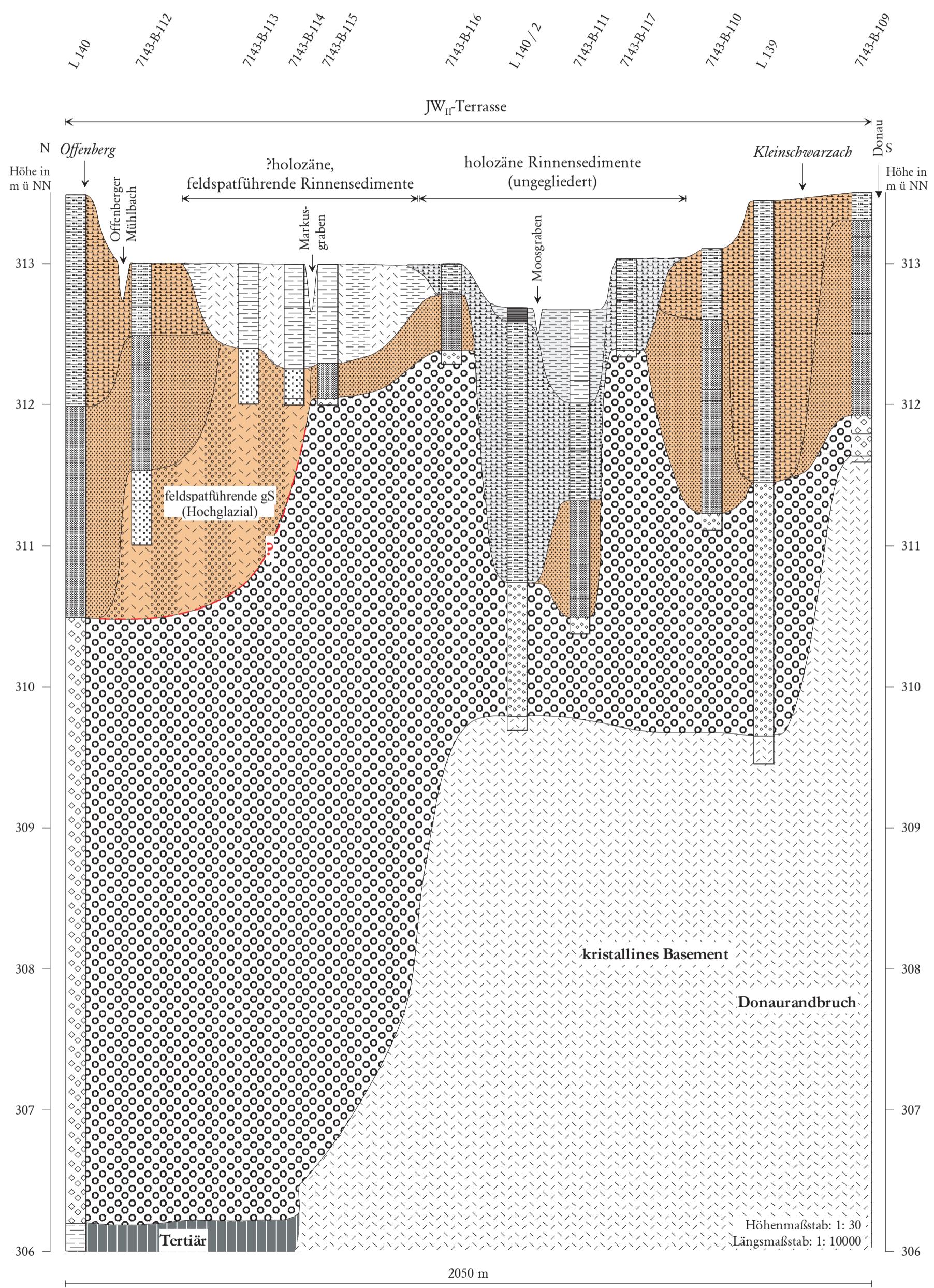
Legende zu den Profilschnitten Loham, Offenberg, Neuhausen und Staufendorf im Talabschnitt Loham-Metten (Anlagen 8.2 bis 8.5)

Profilschnitt Loham

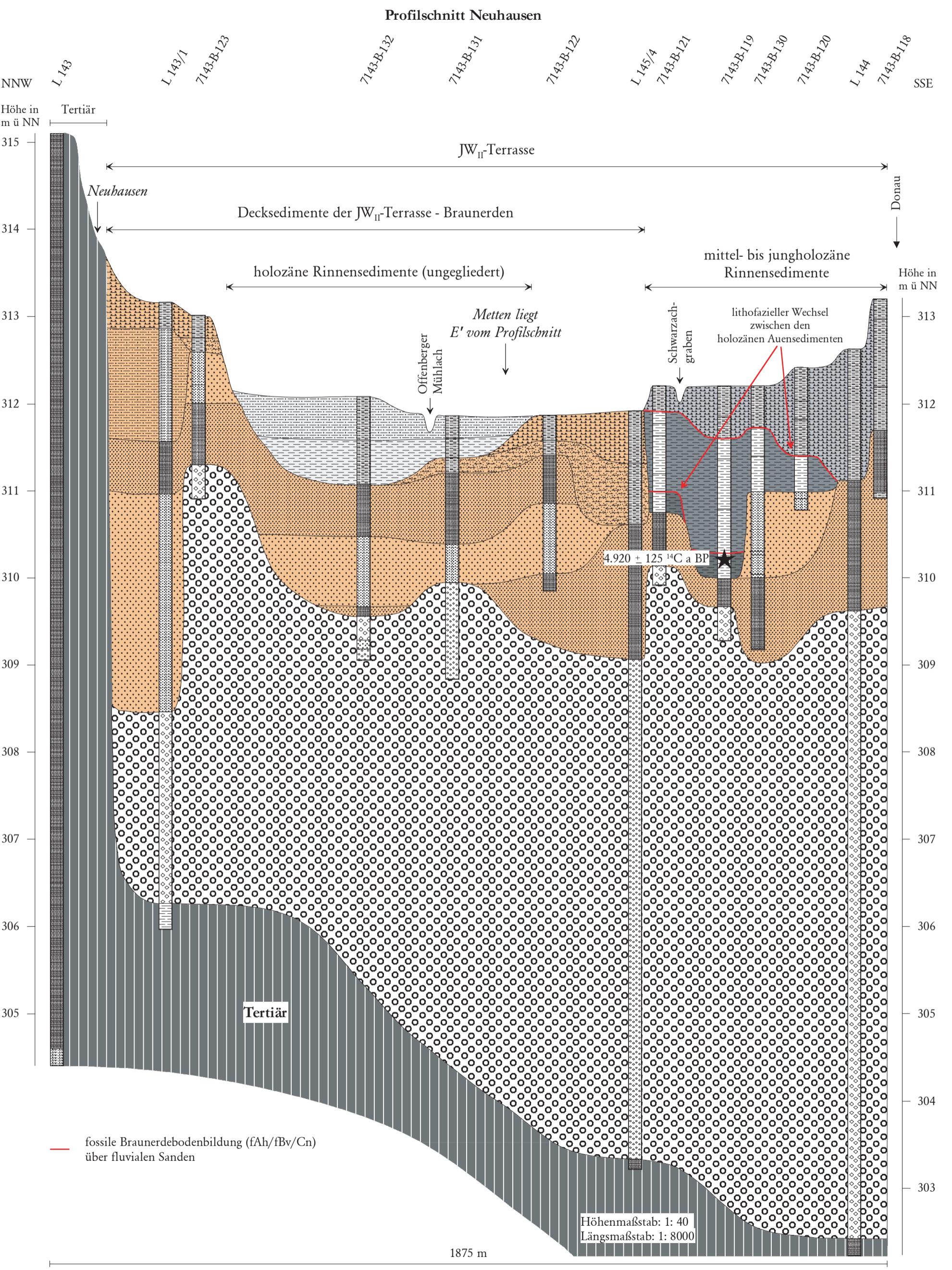


Anlage 8.2: Darstellung der würmzeitlichen und holozänen fluvialen Ablagerungen im Donautal einschließlich dem Schwarzach-Schwemmkessel; (Legende s. Anlage 8.1; Profilbeschreibung s. Kapitel 3.3.4)

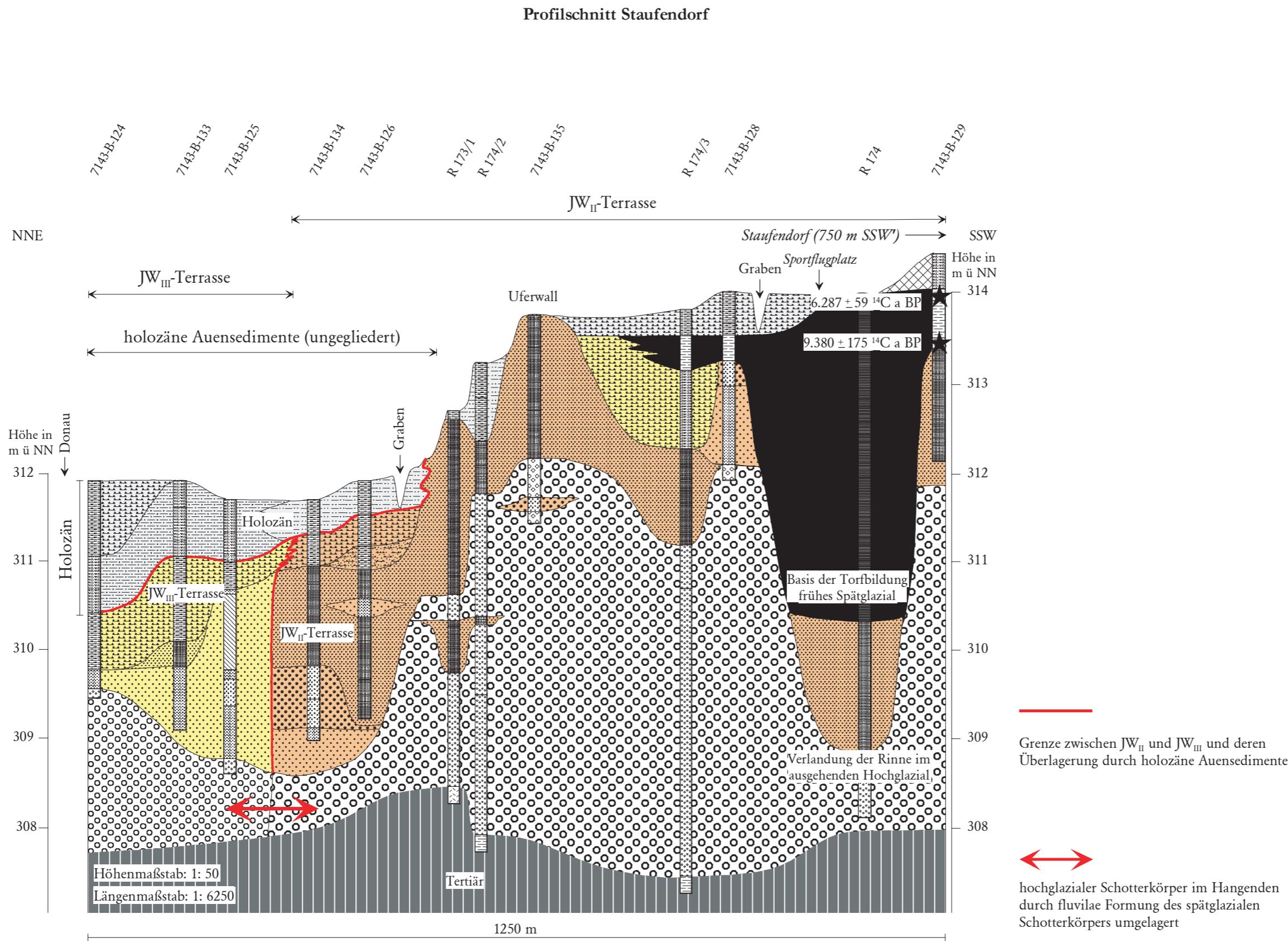
Profilschnitt Offenberg



Anlage 8.3: Profilschnitt Offenberg umfasst die spätglaziale JW_{II}-Terrassenfläche der Donau und den im Holozän gebildeten Hochflutrinnen; feldspatführende Sande und sandige Tone wurden von einem Gneiskomplex W^v v. Offenberg über die Seitentäler eingeschwemmt; (Legende s. Anlage 8.1; Profilbeschreibung s. Kapitel 3.3.4)

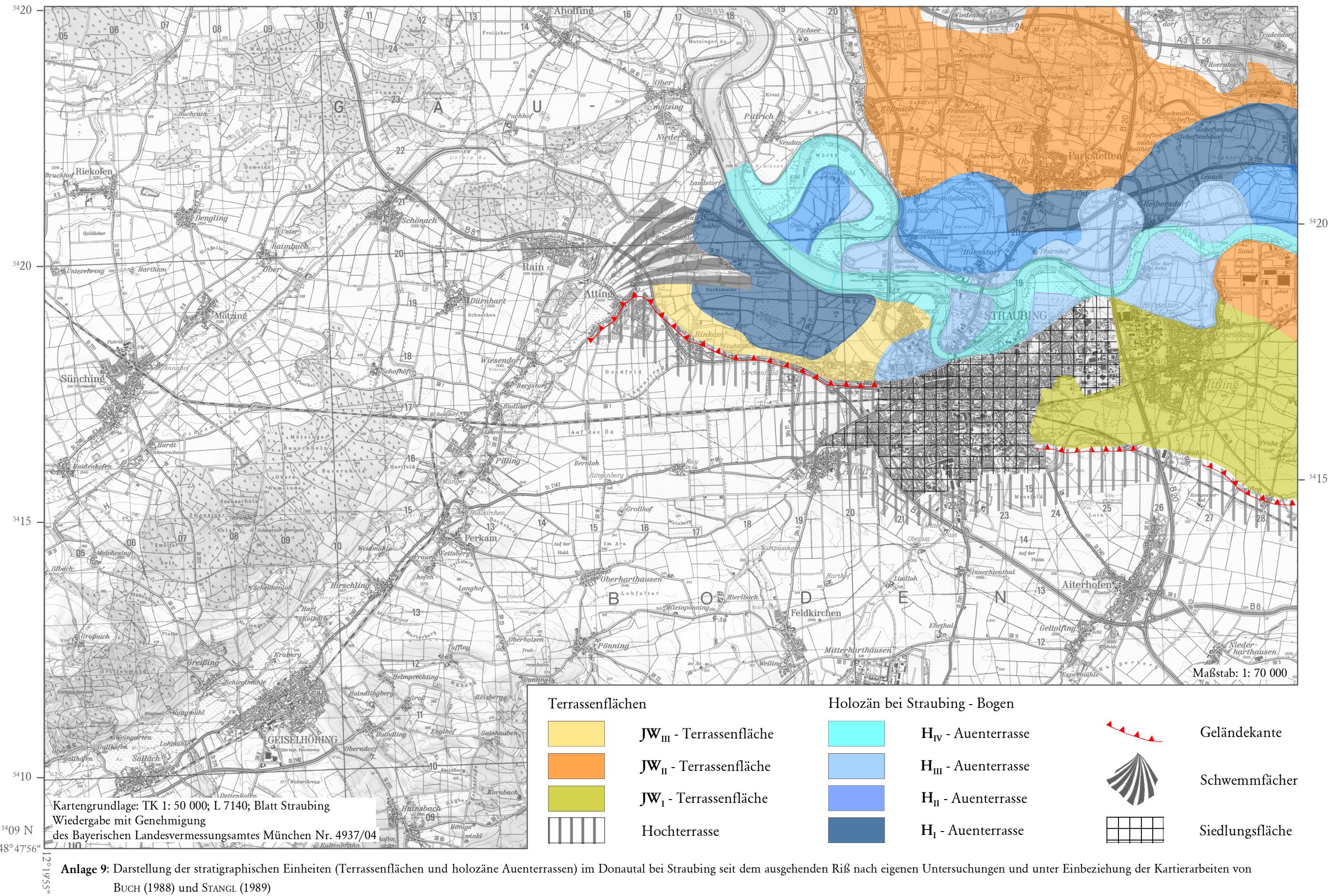


Anlage 8.4: Darstellung der spätglazialen JW_{II}-Terrassenfläche; altes Gerinnesystem wird bis heute als aktive Abflussrinnen benutzt; ab dem Mittelholozän Ablagerung von Hochflutsedimenten der drei Auenserien; (Legende s. Anlage 8.1; Profilbeschreibung s. Kapitel 3.3.4)

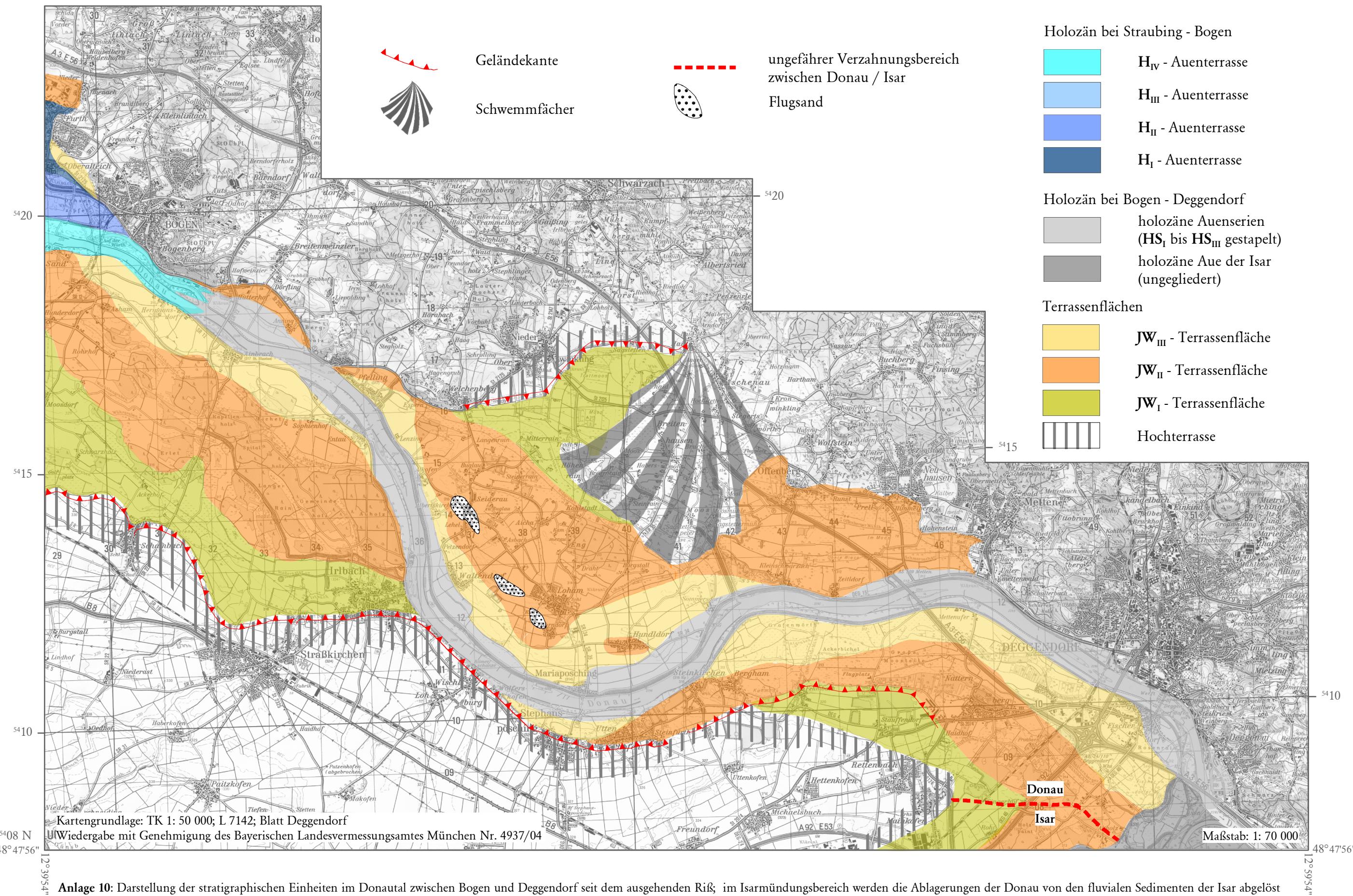


Anlage 8.5: Profilschnitt Staufendorf umfaßt die fluvialen Ablagerungen seit dem Hochglazial; Überlagerung der Niederterrassen-Decksedimente durch holozäne Auensedimente (Legende s. Anlage 8.1; Beschreibung des Profilschnittes s. Kapitel 3.3.4)

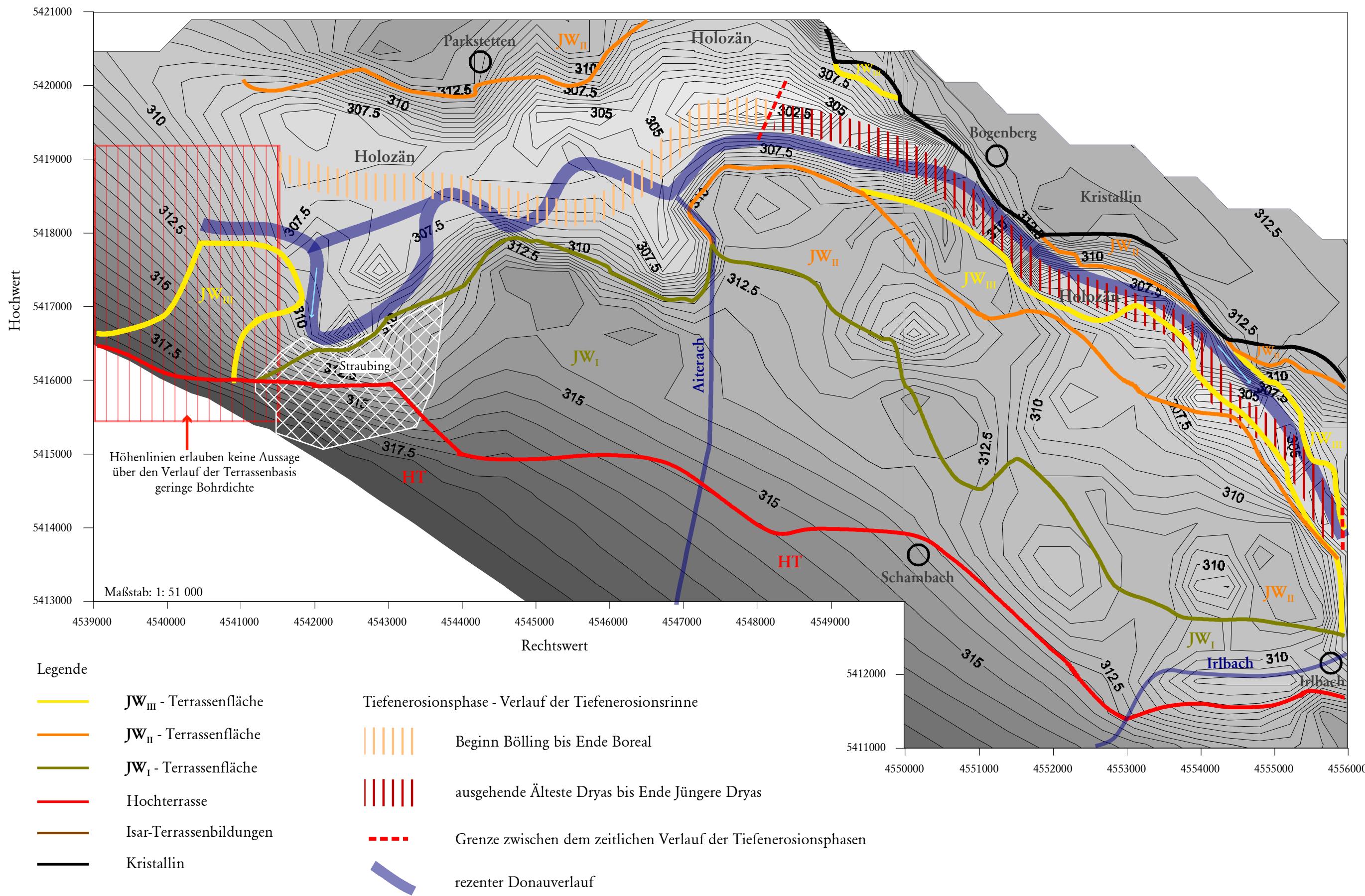
Geomorphologische Übersichtskarte zwischen Straubing und Bogen



Geomorphologische Übersichtskarte zwischen Bogen und Deggendorf

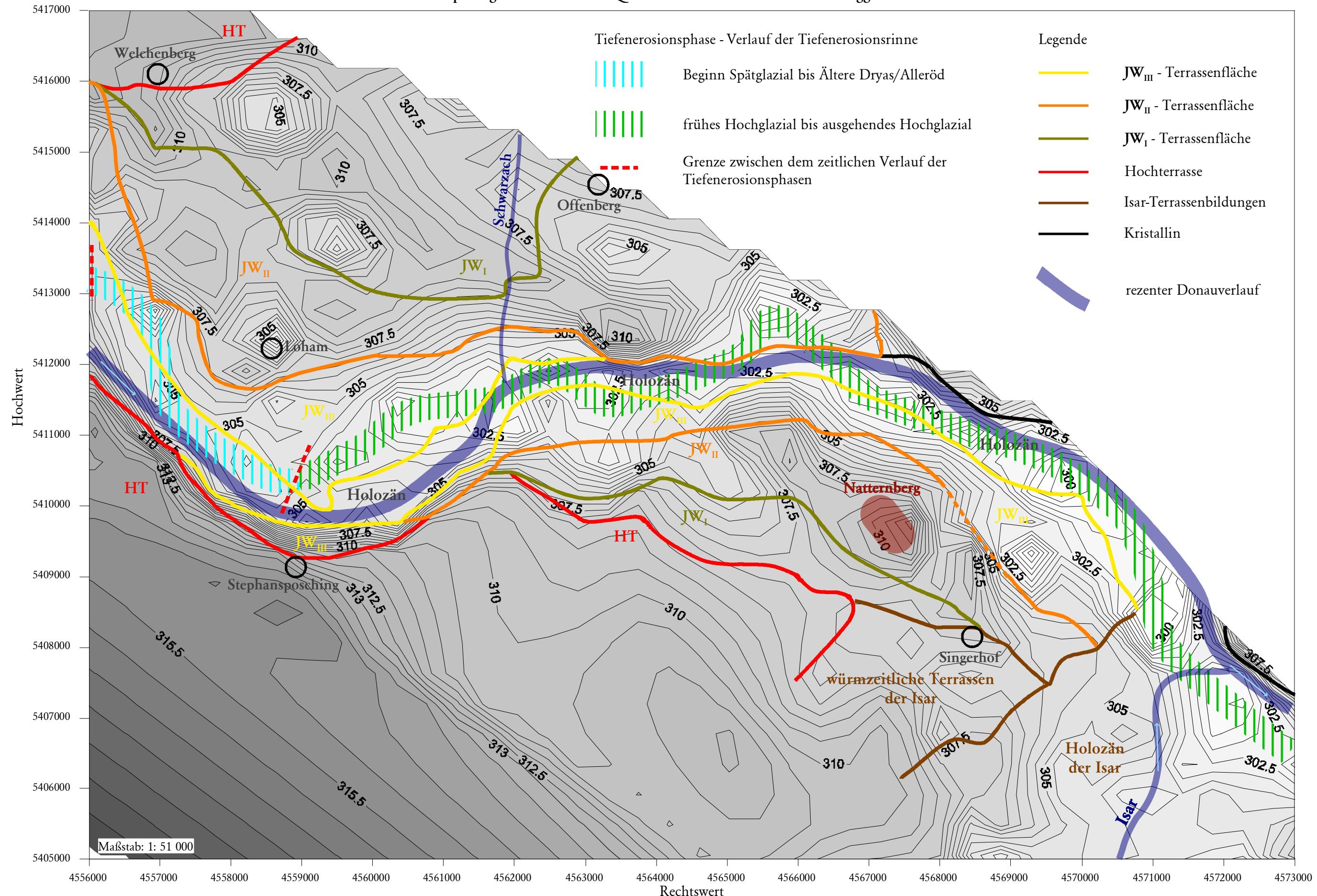


Morphologisches Modell zur Quartärbasis zwischen Straubing und Irlbach



Anlage 11: Darstellung der Quartärbasis zwischen Straubing und Irlbach - Datengrundlage bilden die Bohrungen der Rhein-Main-Donau-AG; Terrassenflächengrenzen wurden farblich nachgezeichnet und markieren jeweils den inneren Terrassenrand und Darstellung der äußeren Begrenzung des Kristallins; gestrichelte Linie markiert den Verlauf der Tiefenerosionsphase im Hochglazial und Spätglazial - gestrichelte, rote Linie markiert die Grenze am Übergang zur nächsten Terrassenformung durch die rückwärtschreitende Tiefenerosion

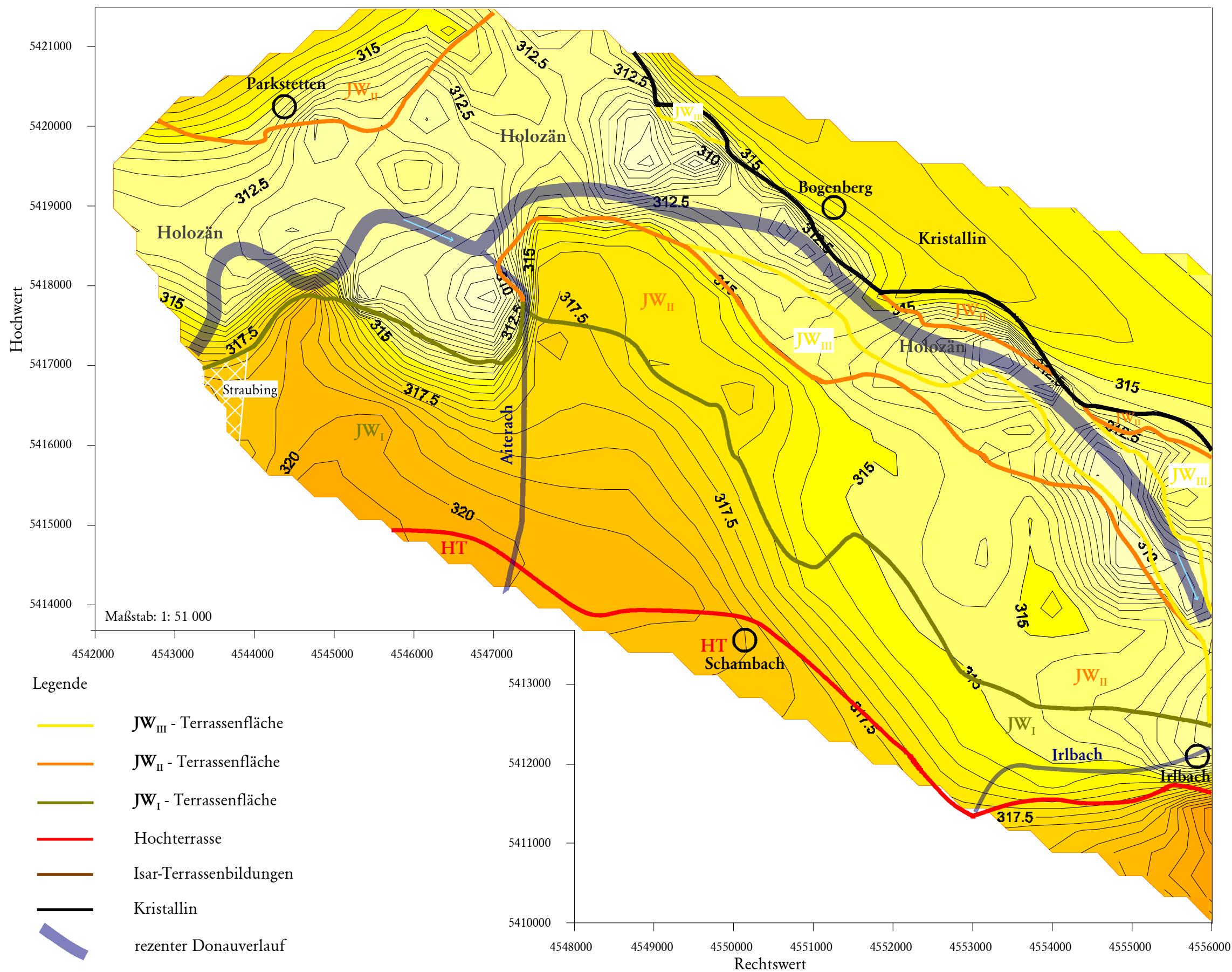
Morphologisches Modell zur Quartärbasis zwischen Irlbach und Deggendorf



Anlage 12:

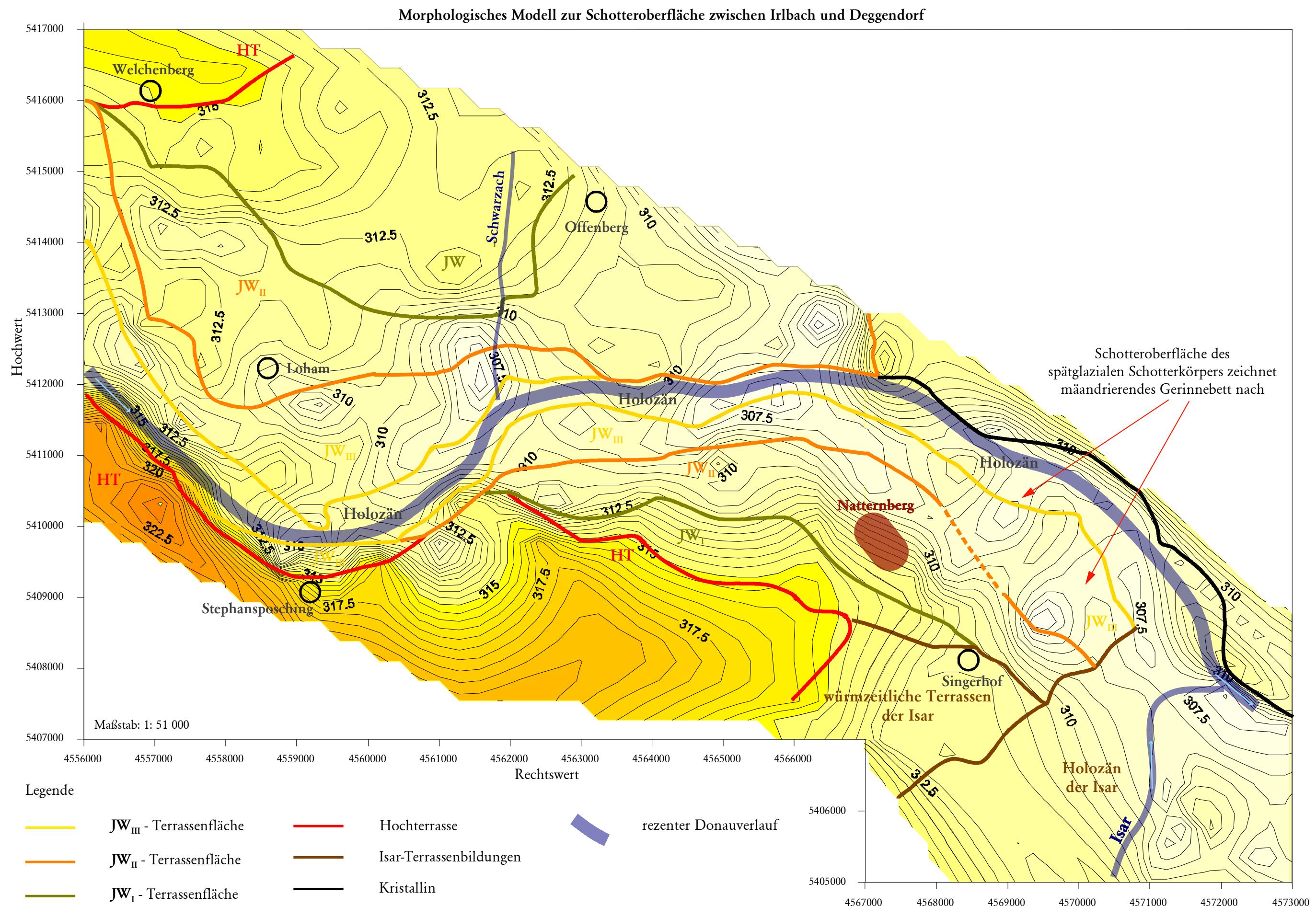
Darstellung der Quartärbasis zwischen Irlbach und Deggendorf - Datengrundlage bilden die Bohrungen der Rhein-Main-Donau-AG;
Terrassenflächengrenzen wurden farblich nachgezeichnet und markieren jeweils den inneren Terrassenrand und Darstellung der äußeren Begrenzung des Kristallins;
gestreifte Linie markiert den Verlauf der Tiefenerosionsphase im Hochglazial und Spätglazial - gestrichelte, rote Linie markiert die Grenze am Übergang zur nächsten Terrassenformung durch die rücksschreitende Tiefenerosion

Morphologisches Modell zur Schotteroberfläche zwischen Straubing und Irlbach



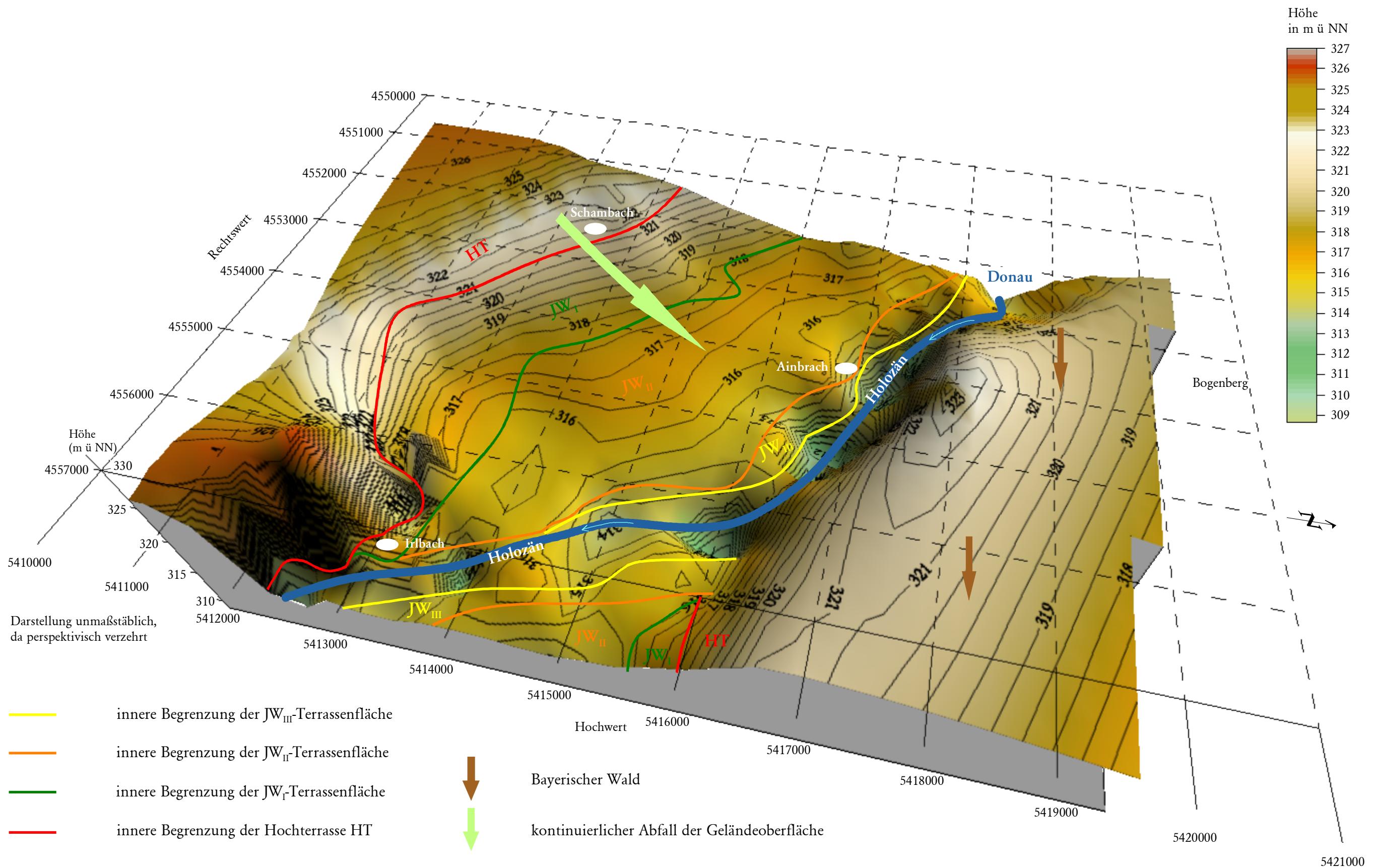
Anlage 13:

Darstellung der Schotteroberfläche zwischen Straubing und Irlbach - Datengrundlage bilden die Bohrungen der Rhein-Main-Donau-AG; Terrassengrenzen wurden farblich nachgezeichnet und markieren jeweils den inneren Terrassenrand und Darstellung der äußeren Begrenzung des Kristallins



Anlage 14: Darstellung der Schotteroberfläche zwischen Irlbach und Deggendorf - Datengrundlage bilden die Bohrungen der Rhein-Main-Donau-AG; Terrassengrenzen wurden farblich nachgezeichnet und markieren jeweils den inneren Terrassenrand und Darstellung der äußeren Begrenzung des Kristallins

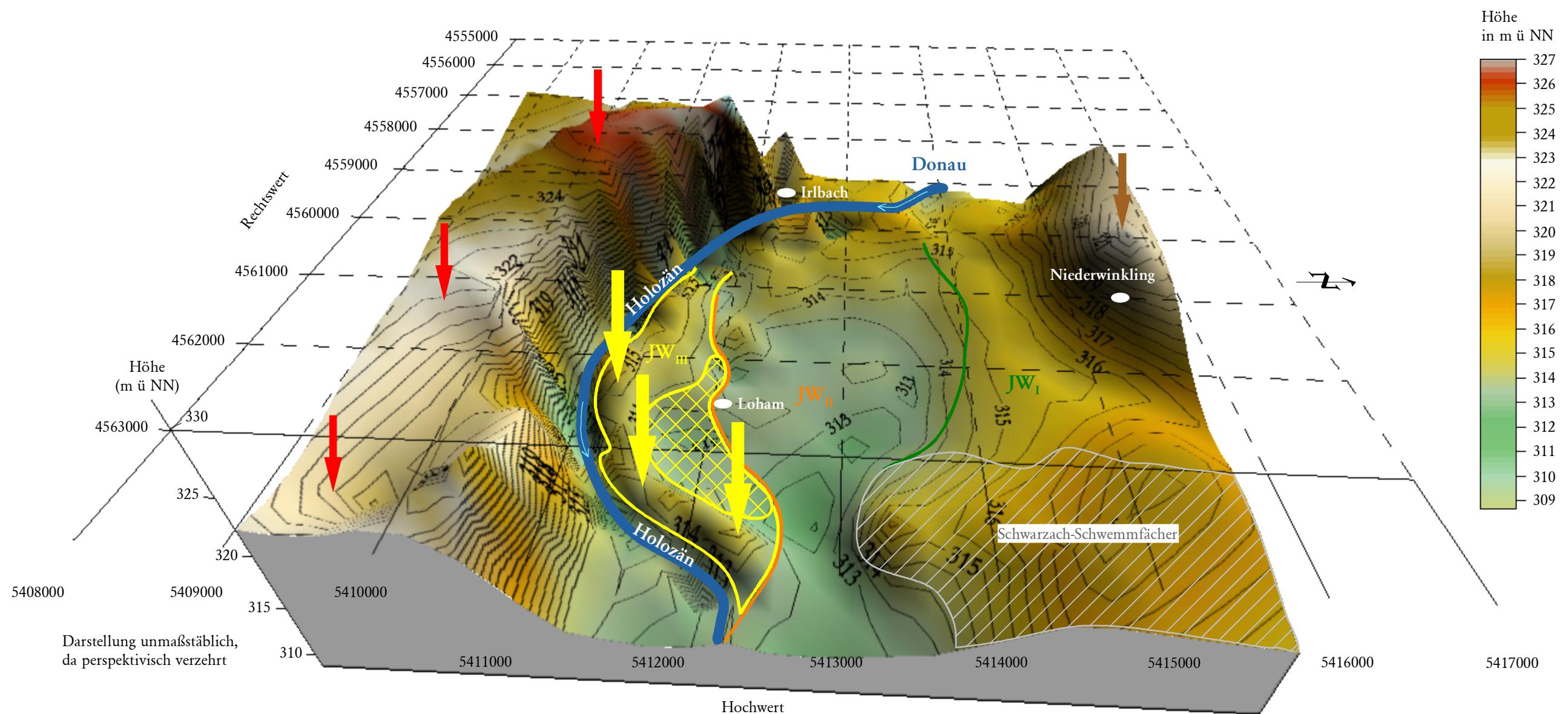
3D-Modell - Geländeoberfläche im Donautal zwischen Bogen und Irlbach



Anlage 15:

Darstellung der kontinuierlich abfallenden Geländeoberfläche rechtsseitig der Donau zwischen Bogen und Irlbach - Abgrenzung der einzelnen würmzeitlichen Terrassenkörper ist dadurch im Gelände anhand von Terrassenstufen nicht möglich;
tief eingeschnittene Bereich unterhalb des rezenten Flußverlauf sind auf Flußbohrungen ohne Geländeoberfläche zurück zuführen; die Erstellung des 3D-Modells erfolgte durch die Bohrdaten der RMD-AG

3D-Modell - Geländeoberfläche im Donautal zwischen Niederwinkling und Loham



morphologische Höhendifferenz zwischen höher gelegener fröhholozäner JW_{III}-Terrassenoberfläche gegenüber der spätglazialen JW_{II}-Terrassenfläche und der holozänen Donauaue

innere Begrenzung der JW_{II}-Terrassenfläche

Bereich der JW_{III}-Terrassenfläche mit niedrigerer Geländeoberfläche

innere Begrenzung der JW_I-Terrassenfläche



Schwarzbach-Schwemmfächer

Begrenzung der JW_{II}-Terrassenfläche



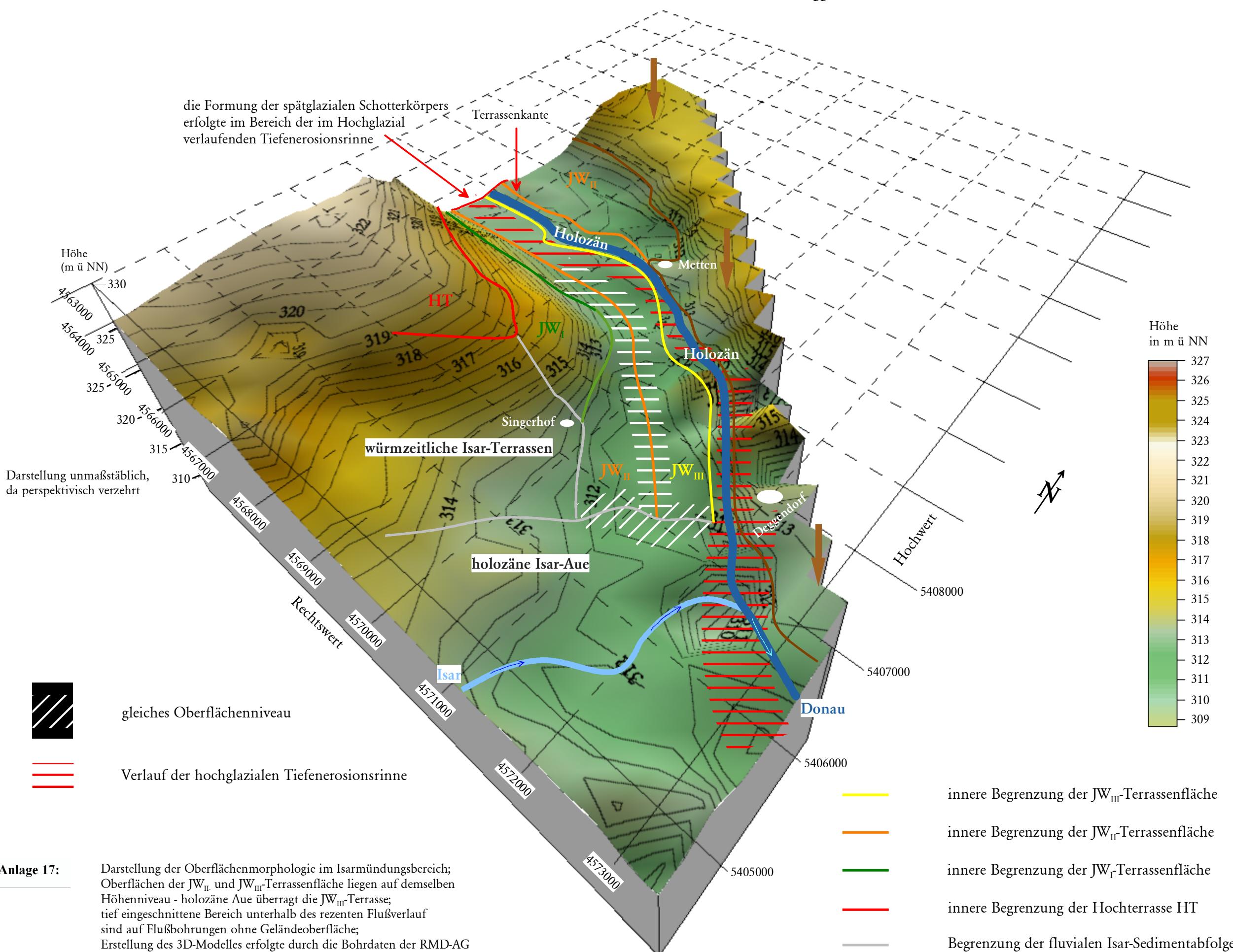
Hochterrasse

Anlage 16:

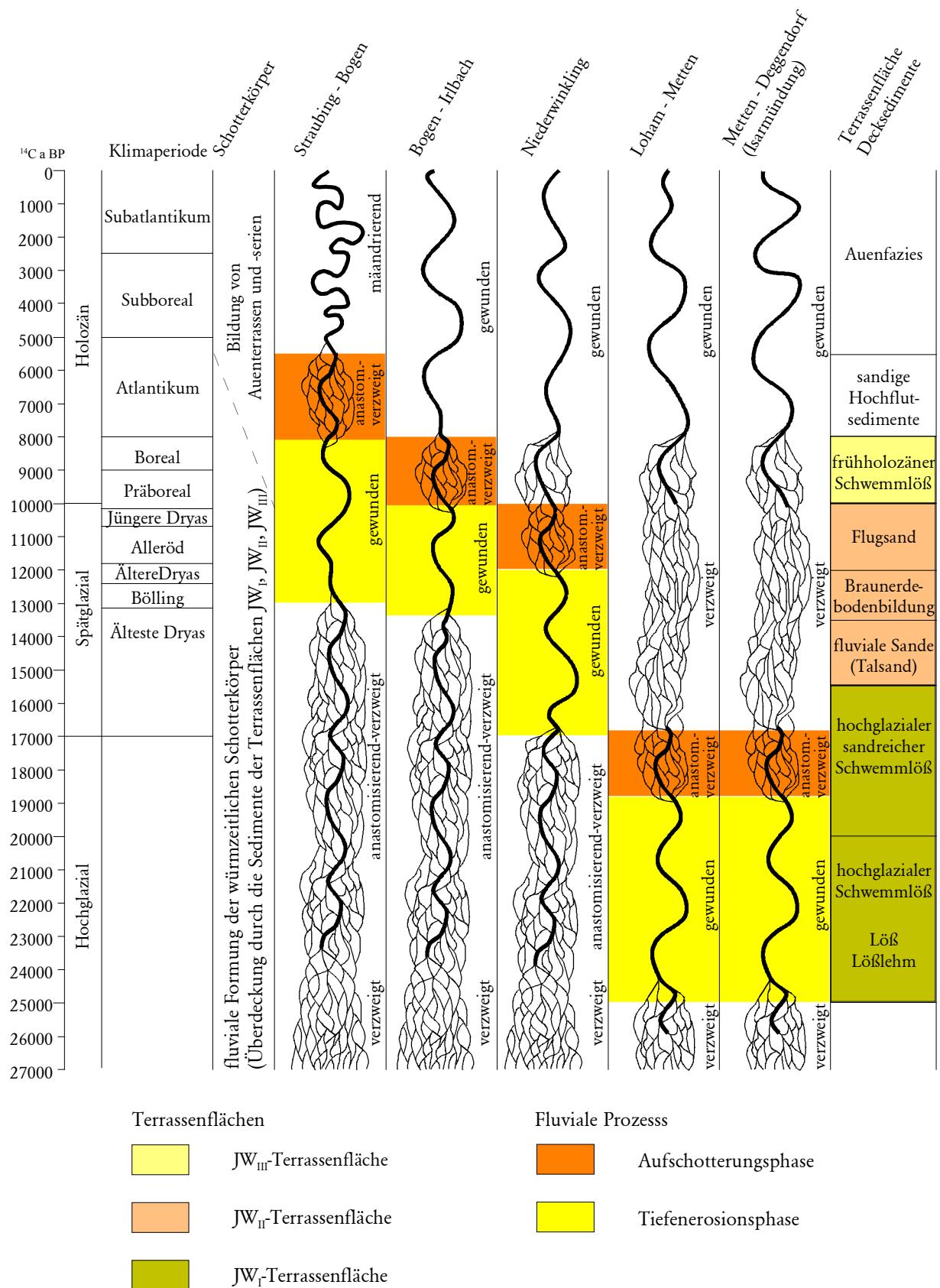
Im Raum Niederwinkling - Loham überragt die fröhholozäne JW_{III}-Terrassenfläche (gelbe Pfeile) mit ihren Decksedimenten die spätglaziale JW_{II}-Terrassenfläche und die beiderseits des rezenten Donauverlaufs als schmaler Streifen zur Ablagerung gekommenen holozänen Auenserien. E' von Loham ist die JW_{III}-Terrassenoberfläche (gelbes Netz) auf dem selben Niveau wie die Decksedimente der JW_{II}-Terrasse (orange Linie). Rechtsseitig der Donau überragt die Hochterrassenfläche (rote Pfeile) das würmzeitlich geformte Donautal; tief eingeschnittene Bereiche unterhalb des rezenten Flußverlauf sind auf Flußbohrungen ohne Geländeoberfläche zurück zuführen; die Erstellung des 3D-Modelles erfolgte durch die Bohrdaten der RMD-AG

Bayerischer Wald

3D-Modell - Geländeoberfläche im Donautal zwischen Metten und Deggendorf

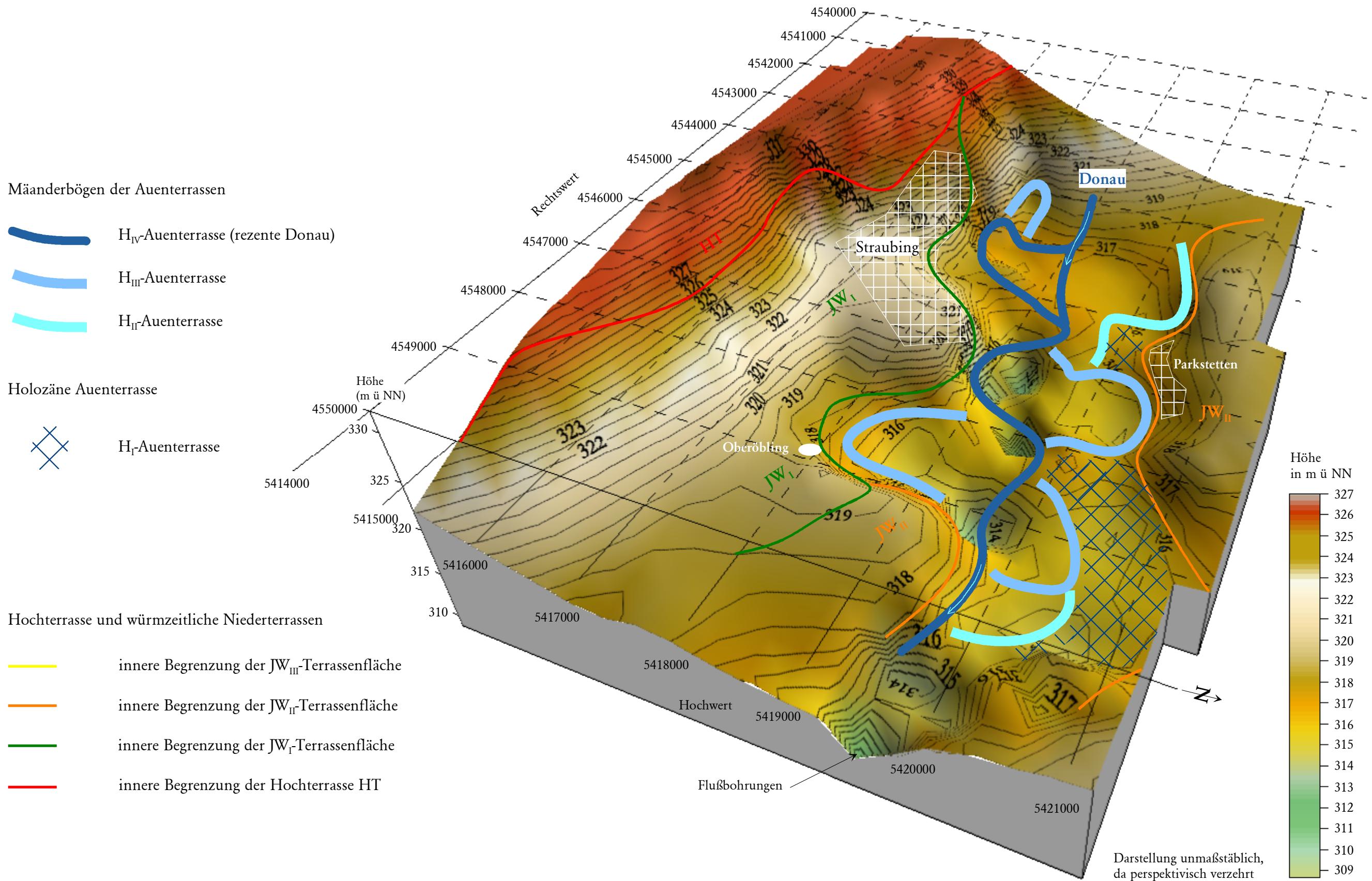


Gerinnebettgeometrie der einzelnen Talabschnitte im Donautal vom Hochglazial bis heute

**Anlage 18:**

Gerinnebettgeometrie während der würmzeitlichen und holozänen Terrassenbildungen mit zeitlicher Einordnung der Tiefen- und Aufschotterungsphase sowie der Decksedimente (Klimaperioden n. BUCH 1988)

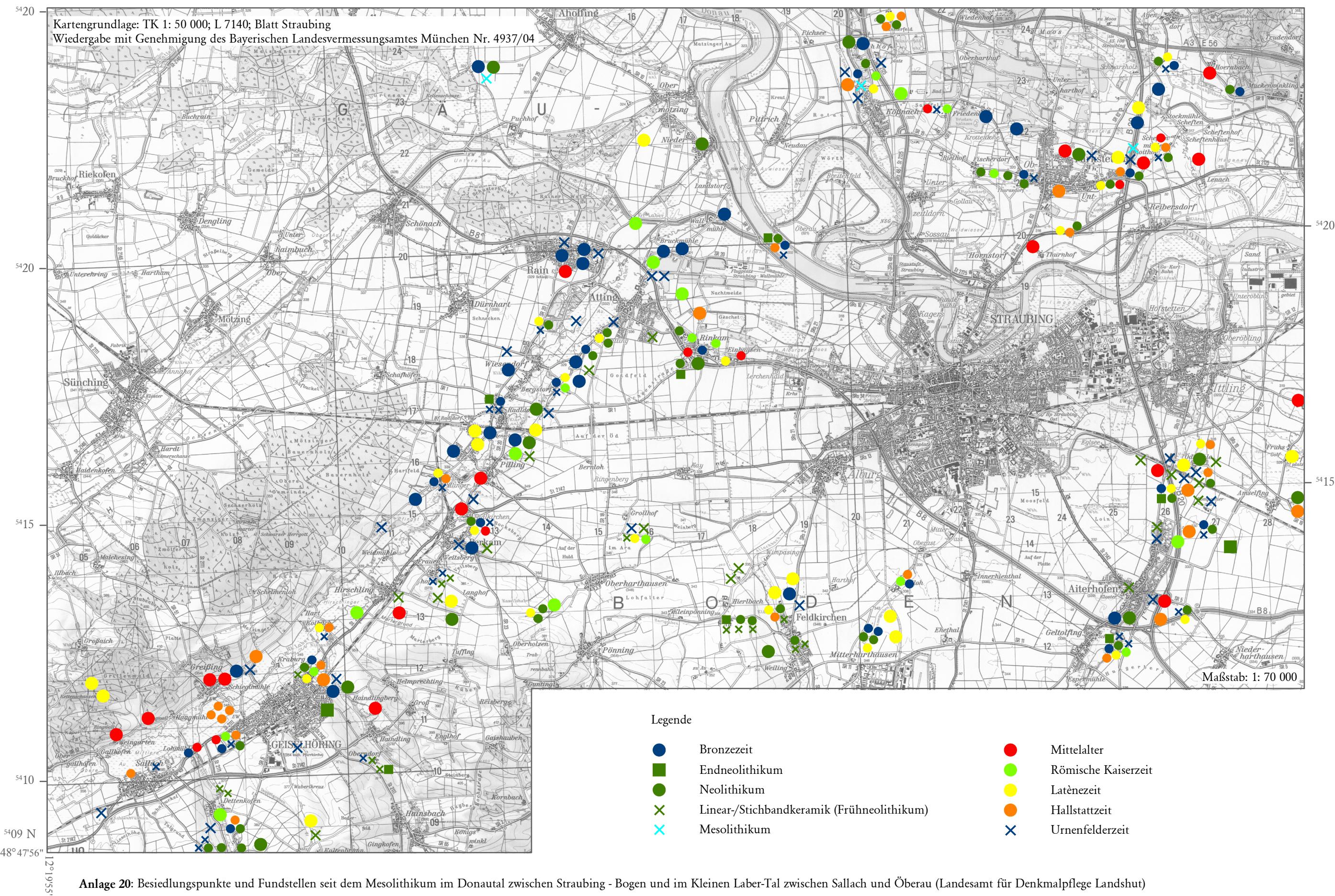
3D-Modell - Geländeoberfläche im Donautal zwischen Straubing und Bogen



Anlage 19:

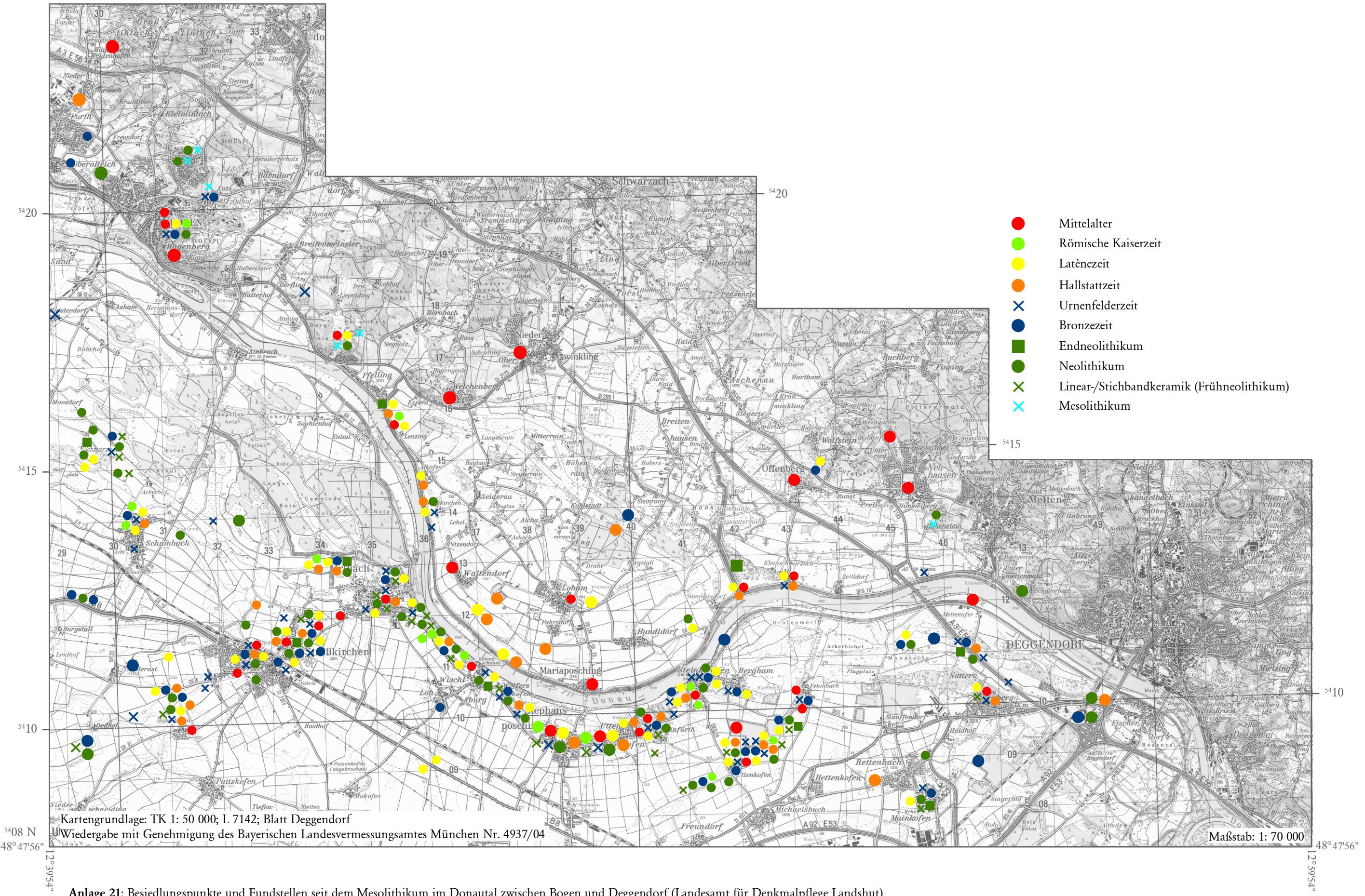
Graphische Darstellung der Geländeoberfläche im Raum Straubing einschließlich dem Verlauf der rezenten Donau und der Lage der Paläomäanderbögen; Tiefe Mulden unterhalb des rezenten Donauverlaufs sind auf Flussbohrungen zurückzuführen und geben keine Angabe über die Geländeoberfläche; Erstellung des 3D-Modelles erfolgte durch die Bohrdaten der RMD-AG

Besiedlungsgeschichtliche Übersichtskarte von Blatt Straubing (1: 50000)



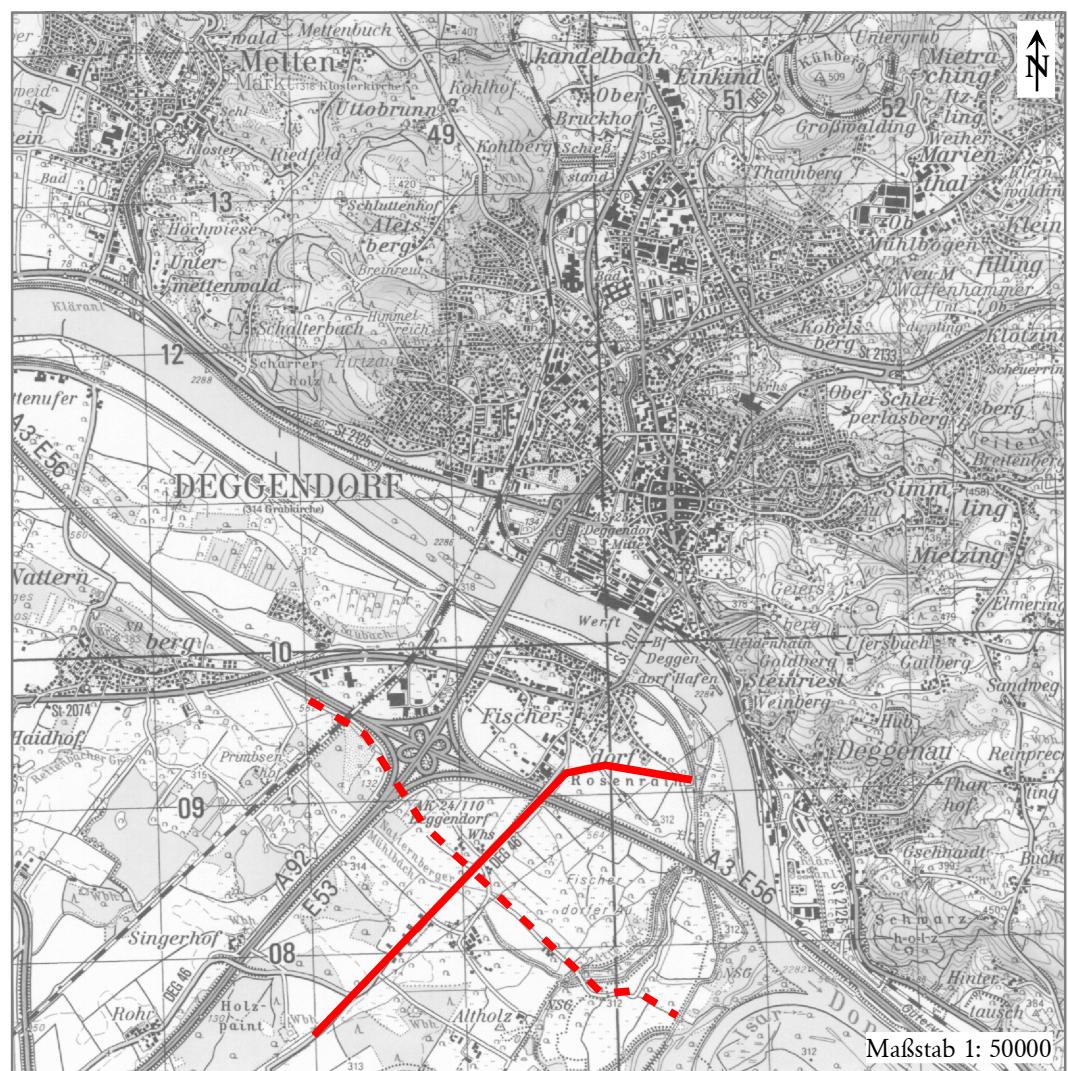
Anlage 20: Besiedlungspunkte und Fundstellen seit dem Mesolithikum im Donautal zwischen Straubing - Bogen und im Kleinen Laber-Tal zwischen Sallach und Öberau (Landesamt für Denkmalpflege Landshut)

Besiedlungsgeschichtliche Übersichtskarte von Blatt Deggendorf (1: 50000)



Anlage 21: Besiedlungspunkte und Fundstellen seit dem Mesolithikum im Donautal zwischen Bogen und Deggendorf (Landesamt für Denkmalpflege Landshut)

Lage der Profilschnitte im Isarmündungsbereich



Auzug aus der Karte: TK 1: 50000; L 7142 / Blatt Deggendorf
Wiedergabe mit Genehmigung des Bayer. Landesvermessungsamtes München,
Nr. 4937/04

Legende

- Isar 1
- - - Isar 2

Anlage 22: Lage der zwei Profilschnitte Isar 1 und Isar 2 im Isarmündungsbereich

Legende zum Talabschnitt Isarmündungsbereich

Quartär

Lithofazies der Terrassenflächen



schluffiger Ton



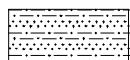
Feinsand



toniger Schluff



Mittelsand



sandiger Schluff



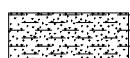
Grobsand



schluffiger Lehm



anthropogene Aufschüttung



sandig-toniger Lehm



Kolluvien (allgemein)

Farbliche Kennzeichnung der Terrassenflächen

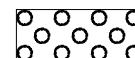
Auenfazies (Holozän)

HS_{III} - AuenserieJW_{III} (Frühholozän)HS_{II} - AuenserieJW_{II} (Spätglazial)HS_I - AuenserieJW_I (mittleres Hochglazial)

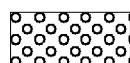
Schotterkörper



Holozän



Frühglazial



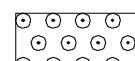
Spätglazial



holozäner Schotterkörper der Isar



Hochglazial



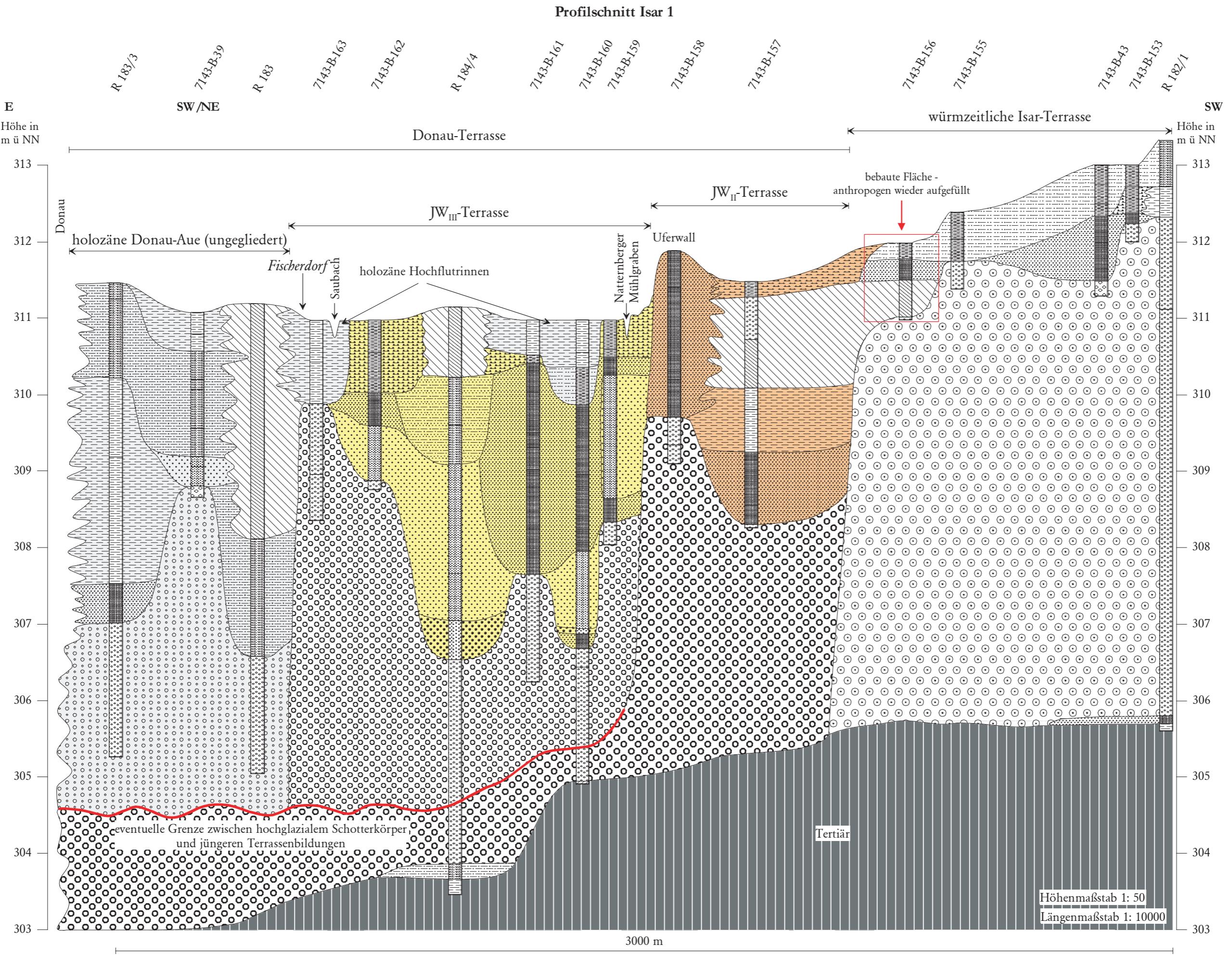
würmzeitlicher Schotterkörper der Isar

Tertiär

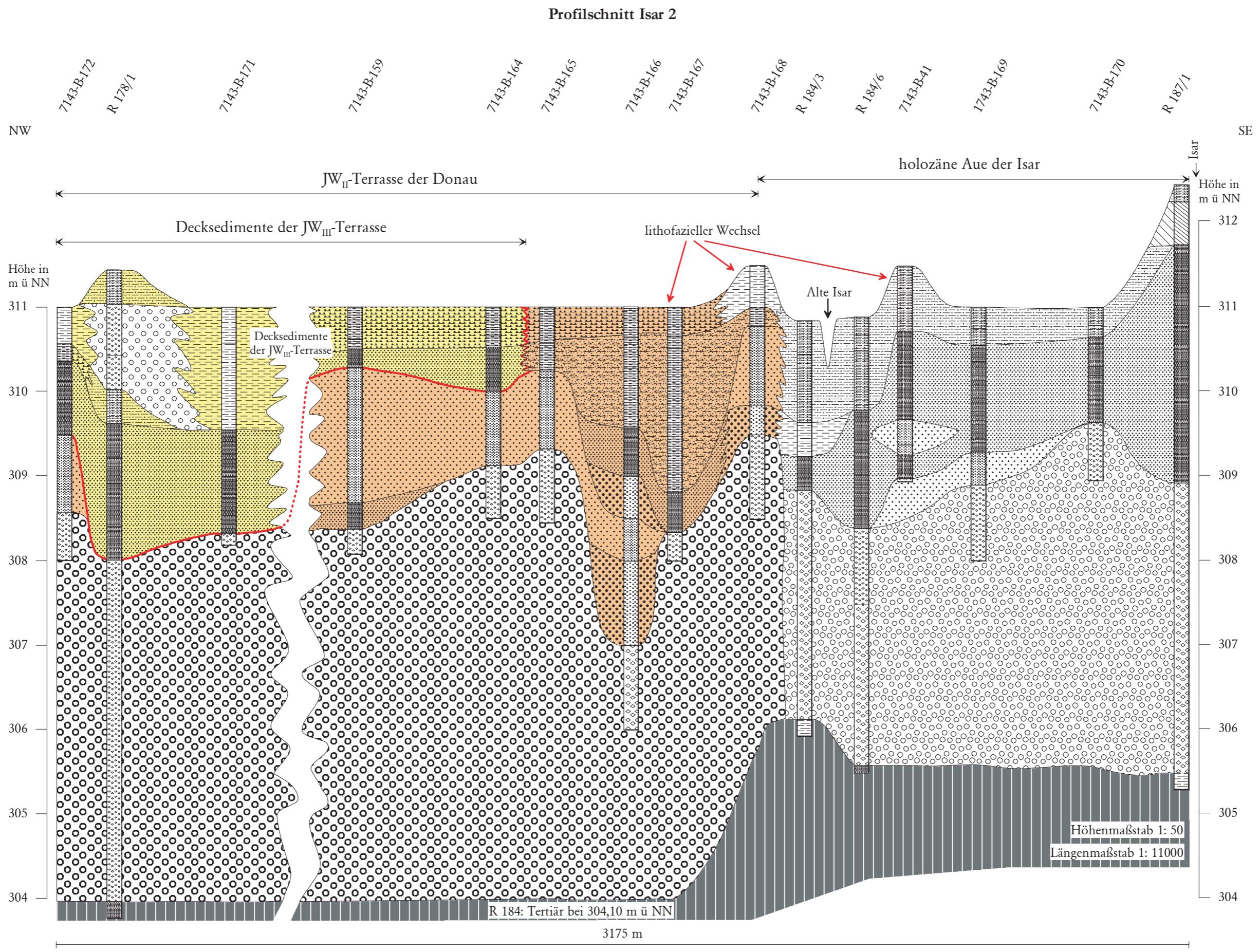


tertiäre Sedimente (allgemein)

keine farbliche
Kennzeichnung
der Decksedimente

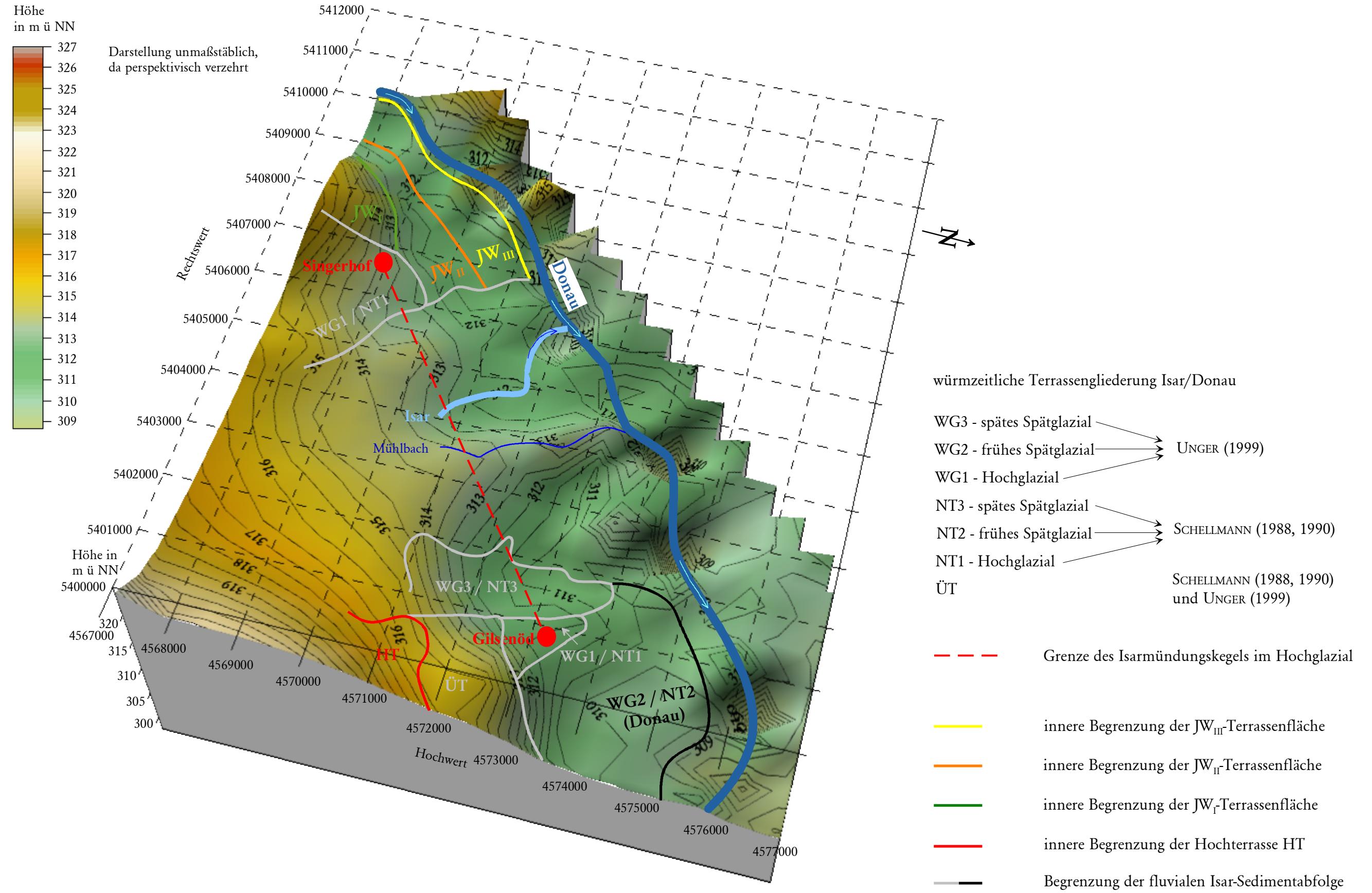


Anlage 22.2: Isarmündungsbereich: Profilschnitt parallel zur Isar und orthogonal zur Donau verlaufend; Darstellung der späten fröhwürmlichen bis spätglazialen Donauterrassen und die holozäne Donau-Aue (Legende s. Anlage 22.1; Profilbeschreibung s. Kapitel 4.1.1)



Anlage 22.3: Isarmündungsbereich: Profilschnitt Isar 2 verläuft parallel zur Donau und umfasst die spätglaziale JW_{II}-Terrassenfläche und die fröhholozäne JW_{III}-Terrassenfläche sowie die holozäne Aue der Isar (Legende s. Anlage22.1; Profilbeschreibung s. Kapitel 4.1.1)

3D-Modell - Geländeoberfläche im Donautal - Isarmündungsbereich



Anlage 22.4:

Darstellung der Verbreitung der würmzeitlichen Terrassenoberflächen der Donau und der Isar; an Linie Singerhof-Gilsenöd grenzte im Hochglazial der Isar-Mündungskegel - verlagerte sich dann bis ins Holozän an den rezenten Donauverlauf tief eingeschnittene Bereich unterhalb des rezenten Flußverlauf sind auf Flußbohrungen ohne Geländeoberfläche zurück zuführen; die Erstellung

Legende zum Profilschnitt Sallach im Tal der Kleinen Laber

Legende

Holozän



Kolluvien



Auengley (Neuzeit)



Auenlehm der fluvialen Phase III (Subatlantikum)



humoser Horizont der fluvialen Phase II



schluffige Auensedimente der fluvialen Phase II (frühes Subboreal)



humoser Horizont der fluvialen Phase I



sandige Auensedimente der fluvialen Phase I (letztes Drittel Atlantikum)



boreal-atlanatische Almbildung



Torf-Komplexe (allgemein - Ältere Dryas bis Atlantikum)

Spätglazial



humose Horizont (Bölling)



fluviale Sande (mittlere Ältere Dryas bis beginnendes Bölling)

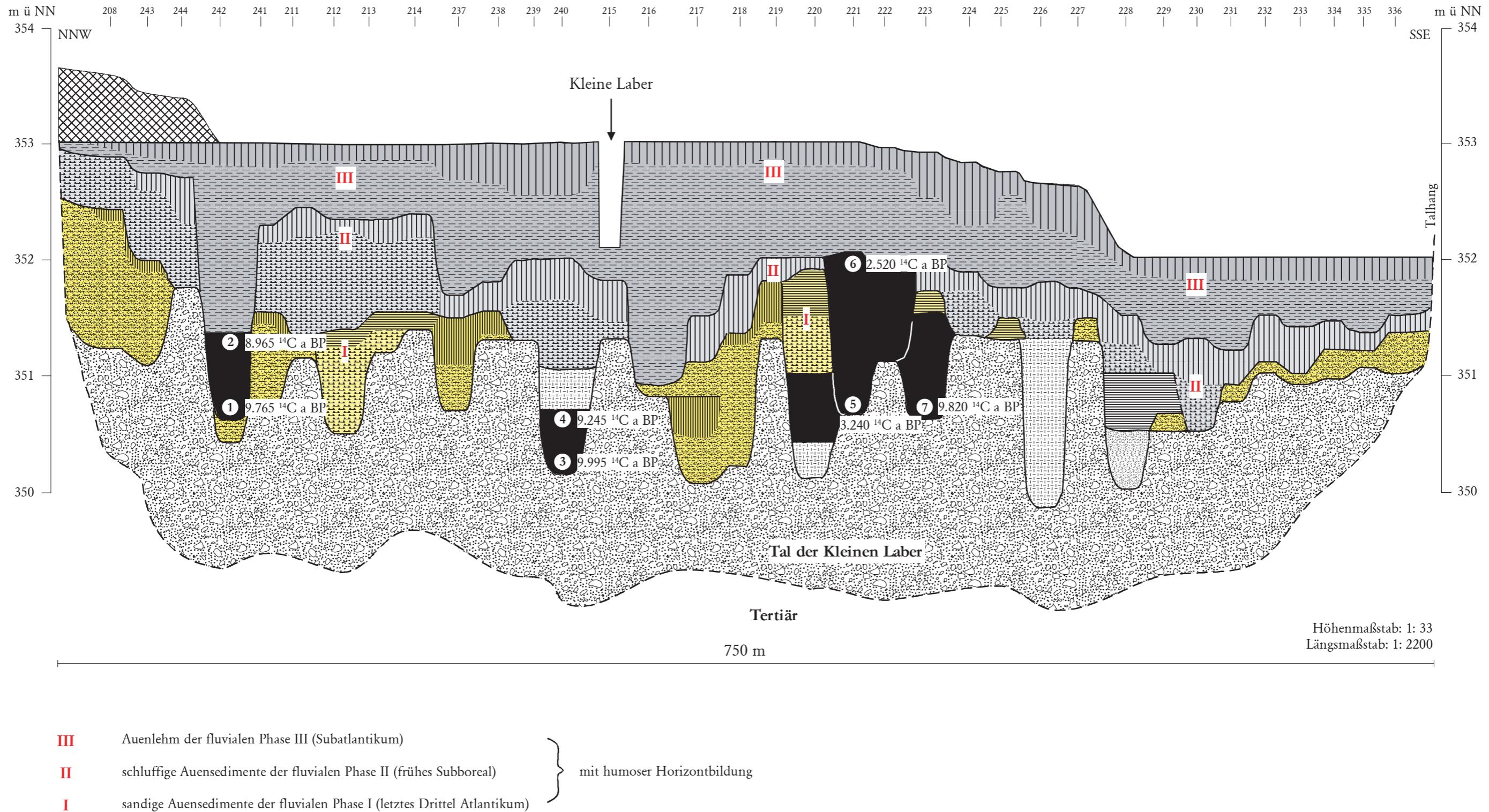


Schwemmlöß (frühes Spätglazial)



Kleine Laber-Schotter (spätes Hochglazial bis frühes Spätglazial)

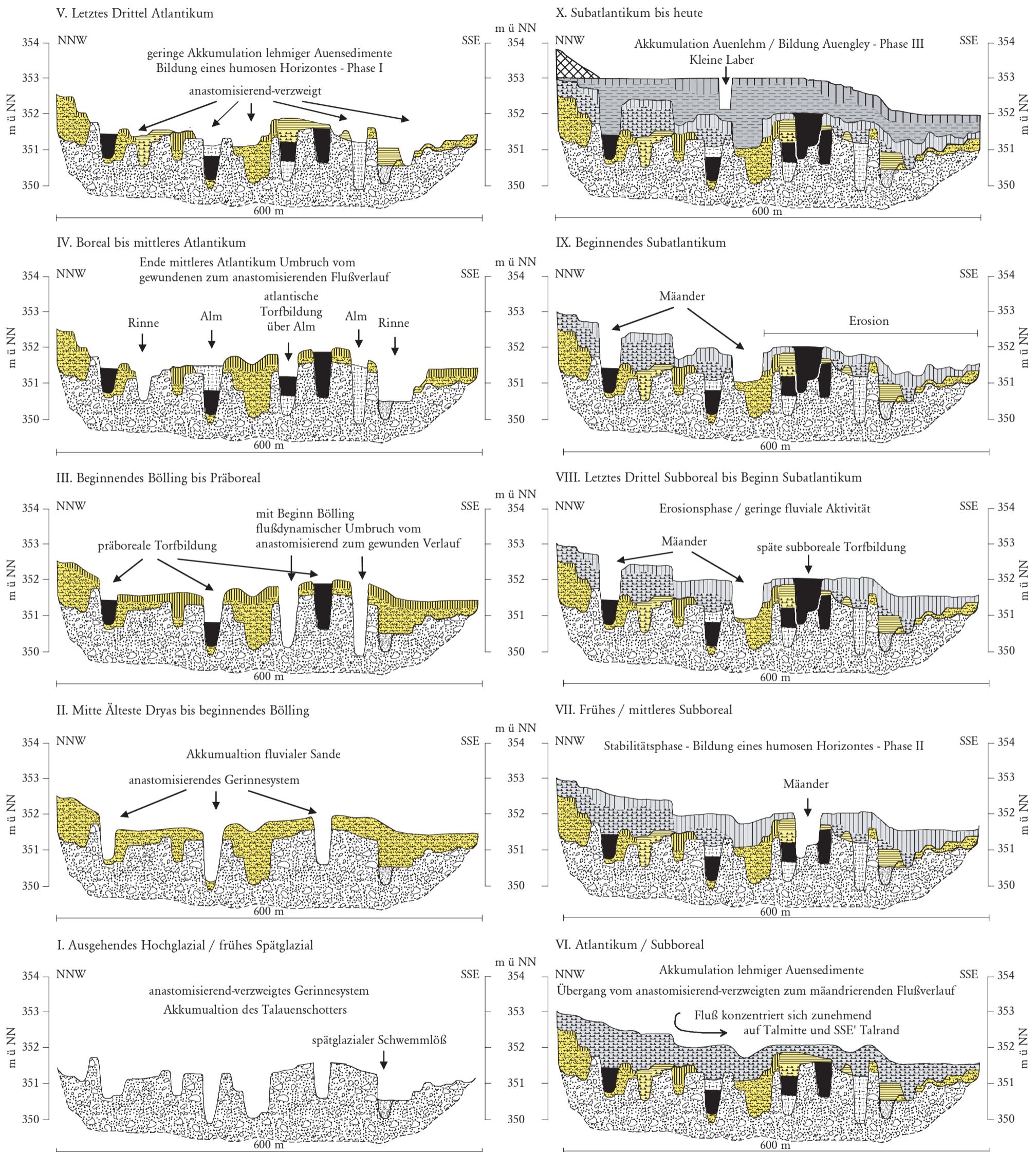
Die fluviale Dynamik der Kleinen Laber bei Sallach



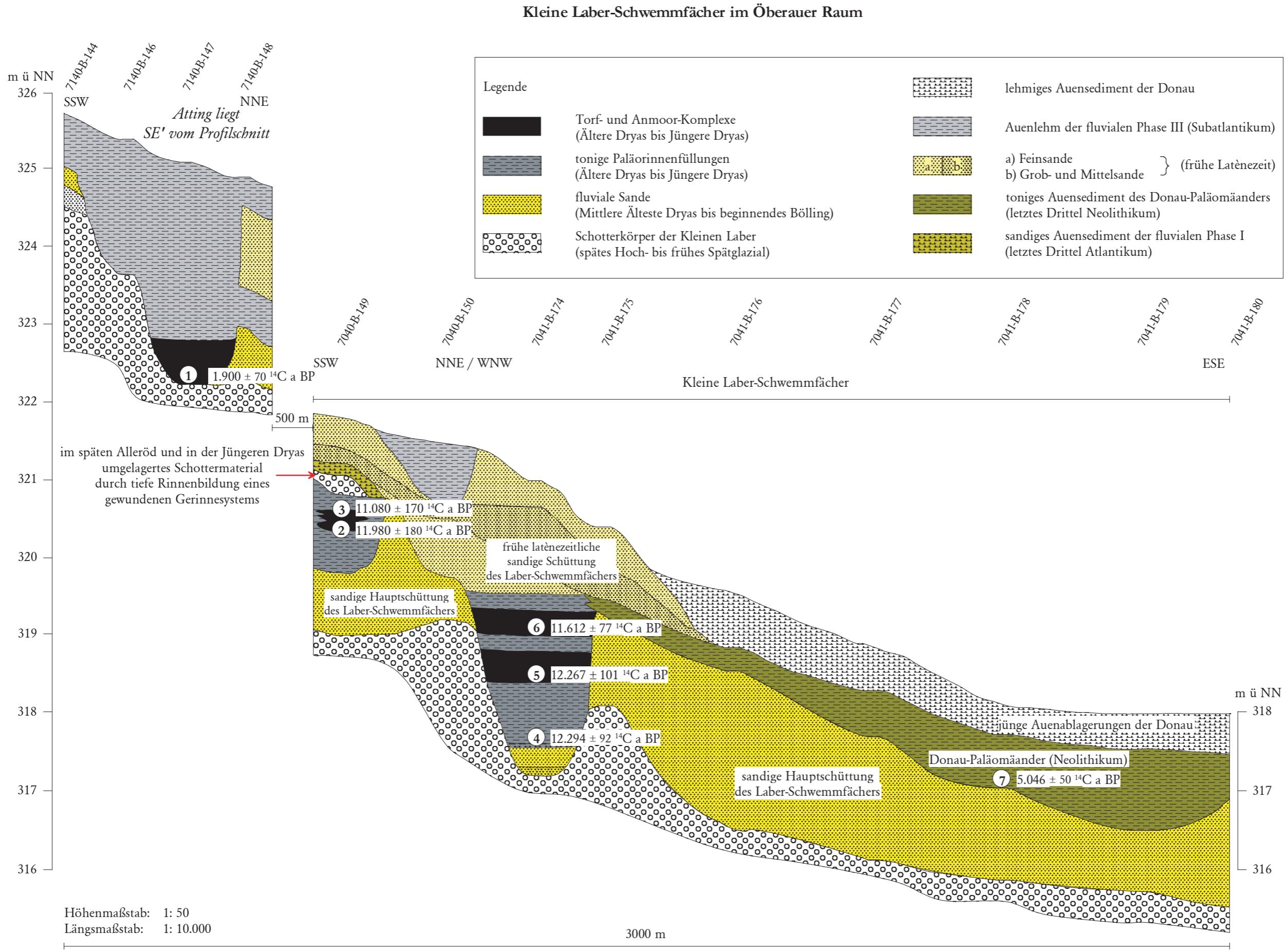
Anlage 23.1: Profilquerschnitt durch die Talaue der Kleinen Laber bei Sallach nach den Bohrdaten einschließlich der ^{14}C -Datierungen an organischer Substanz und Holz von NILLER (1998)
Interpretation der fluvialen Abfolgen vom ausgehenden Hochglazial bis heute ist im Kapitel 4.2.1 nachzulesen; Legende s. Anlage 23

Fluviale Dynamik der Kleinen Laber bei Sallach

Fluviale Serien



Anlage 23.2: Die fluviale Dynamik der Kleinen Laber bei Sallach vom späten Hochglazial bis heute; Legende s. Anlage 23



Anlage 23.3: Die fluviale Entwicklung des Kleinen Laber-Schwemmfächers (spätes Hochglazial bis heute) mit den sich im Holozän verzahnenden fluviellen Sedimenten der Kleinen Laber mit den fluviellen Ablagerungen der Donau im Öberauer Raum (Erläuterungen zum Profil s. Kapitel 4.2.2).

Anhang zur Dissertation

Bohrkatalog und Aufschlußdokumentation

Korngrößenanalyse

Jungquartäre Talgeschichte der Donau und ihrer Nebenflüsse
im Raum Straubing – Deggendorf
in Abhängigkeit von natürlichen und anthropogenen Einflüssen

Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde
der Philosophischen Fakultät III (Geschichte, Gesellschaft und Geographie)
der Universität Regensburg

vorgelegt von
Petra Münzberger

Regensburg, Mai 2005

Inhaltsverzeichnis

1	Bohrkatalog	2
1.1	Bohrungen TK 25 / Blatt 7040 Pfatter	2
1.2	Bohrungen TK 25 / Blatt 7140 Geiselhöring	3
1.3	Bohrungen TK 25 / Blatt 7041 Münster	9
1.4	Bohrungen TK 25 / Blatt 7141 Straubing	25
1.5	Bohrungen TK 25 / Blatt 7142 Straßkirchen.....	38
1.6	Bohrungen TK 25 / Blatt 7143 Deggendorf.....	68
2	Aufschlußdokumentation.....	91
2.1	Kleine Laber	91
2.2	Feldkirchen	92
2.3	Geltolfing.....	92
3	Korngrößenanalyse.....	94
3.1	Feinfraktion	94
3.1.1	Probenmaterial TK 25 / Blatt 7142 Straßkirchen.....	94
3.1.2	Probenmaterial TK 25 / Blatt 7143 Deggendorf.....	99
3.2	Grobfraktion	102
3.2.1	Probenmaterial TK 25 / Blatt 7040 Pfatter	102
3.2.2	Probenmaterial TK 25 / Blatt 7140 Geiselhöring.....	102
3.2.3	Probenmaterial TK 25 / Blatt 7041 Münster	103
3.2.4	Probenmaterial TK 25 / Blatt 7141 Straubing	103
3.2.5	Probenmaterial TK 25 / Blatt 7142 Straubing	104
3.2.6	Probenmaterial TK 25 / Blatt 7143 Deggendorf.....	105

1 Bohrkatalog

1.1 Bohrungen TK 25 / Blatt 7040 Pfatter

Bohrnummer:	7040 - B - 149	Lokalität:	N' Atting
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4536244
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5418737
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	321,80 m
		Relief:	schwach wellig
		Bodentyp:	Regosol über Niedermoortorf

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 40	stark schluffiger fS, braun, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	C	- 58	schluffig-toniger mS, gelbbraun / schwach grau, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
II	MfAh	- 73	sandiger Lehm, dunkelbraun mit schwarzen Schlieren, durchwurzelt, z.T. kiesführend, karbonatfrei
III	C	- 100	lehmiger fG, grau, karbonatfrei
IV	fAa	- 118	Ton, grau bis oliv, karbonatfrei
V	fnH	- 145	Torf, schwarzbraun, organisch, stark zersetzt, vereinzelt Makroreste, karbonatfrei Datierung: 11.080 ± 170 ^{14}C a BP (Hv-25066)
	fnH	- 163	Torf, olivbraun, organisch, karbonatfrei Datierung: 11.980 ± 180 ^{14}C a BP (Hv-25065)
VI	fAa	- 198	sandiger Ton, oliv, Holzreste bei 185 cm und 190 cm Tiefe, karbonatfrei
VII	Gr	- 280	toniger mS, olivblau, vereinzelt organisches Material, karbonatfrei
VIII	C	- 300	fG, grau, karbonatfrei

I = latènezeitliche Schwemmfächerschüttung der Kleinen Laber; II = sandiges Auensediment (fluviale Phase I); III = kiesige Schüttung der Kleinen Laber (spätes Alleröd/Jüngere Dryas); IV/VI = ammoorig; V = Niedermoortorf; VII = fluviale Sande; VIII = Kleine Laber-Schotter

Bohrnummer:	7040 - B - 150	Lokalität:	N' Atting
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4536299
Kerngewinn in cm:	244	HW:	5418917
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	321,50 m
		Relief:	schwach wellig
		Bodentyp:	Gley-Vega

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp+aM	- 81	toniger Lehm, braun / schwach gelblich, durchwurzelt, kiesführend, Fe-fleckig, sehr schwach karbonathaltig
II	Go	- 100	toniger mS, graubraun, Fe-fleckig, sehr schwach karbonathaltig
	Gro	- 184	Wechsellagerung zwischen tonigem Schluff (dunkelgrau) und fS (graubraun), Holzreste, karbonatfrei
	Go	- 203	kiesführender gS, rotbraun / grau, karbonatfrei
III	Gr	- 230	mS, grau, Holzreste zwischen 220 – 223 cm Tiefe, karbonatfrei
IV	Gor	- 244	lehmiger fG, graubraun, an Basis Holzstück, karbonatfrei

I = lehmige Rinnensedimente; II/III = sandige Schüttungen des Kleine Laber-Schwemmfächers; IV = Kleine Laber-Schotter (spätes Hochglazial/frühes Spätglazial)

1.2 Bohrungen TK 25 / Blatt 7140 Geiselhöring

Bohrnummer:	7140 - B - 88	Lokalität:	N' Sallach (Haagmühl)
Bohrtiefe in cm:	100	RW:	4526940
Kerngewinn in cm:	80	HW:	5409644
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	350,90 m
Bemerkung:	anthropogene Aufschüttung	Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Kolluvisol

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 25	Lehm, braun, stark durchwurzelt, stark kiesführend, karbonatfrei
	M	- 36	Ton, dunkelgrau, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	M	- 55	stark toniger Lehm, dunkelgrau, kiesführend, karbonatfrei
II	C	- 80	schwach schluffiger, stark sandiger fG, gelbbraun, karbonatfrei – Matrix schwach karbonathaltig

I = Kolluvium; II = Kleine Laber-Schotter (spätes Hochglazial/frühes Spätglazial)

Bohrnummer:	7140 - B - 89	Lokalität:	N' Sallach (Haagmühl)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4526980
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5409599
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	350,80 m
		Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Gley-Kolluvisol

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 38	sandiger Schluff, braun, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, karbonatfrei
	M	- 66	schwach schluffig-sandiger Ton, gelbbraun / grau, durchwurzelt, eisen- und manganfleckig, kies- und glimmerführend, karbonatfrei
	M	- 76	schwach schluffiger Ton, graugelbbraun, durchwurzelt, organisch, Holzreste, eisenfleckig, glimmerführend, karbonatfrei
II	fAh	- 83	schluffiger Ton, graubraun, durchwurzelt, Holzreste, glimmerführend, karbonatfrei
III	fAh	- 100	schluffiger Ton, dunkelgrau / braun, durchwurzelt, Holzreste, stark eisenfleckig, karbonatfrei
IV	Gr	- 172	toniger fS, dunkelgrau / schwarz, glimmerführend, stark zersetzte Pflanzenreste, kiesführend, karbonatfrei
	Gr	- 183	toniger gS, dunkelgrau / schwarz, glimmerführend
	Gr	- 211	stark schluffiger fS, dunkelgrau, kies- und glimmerführend, stark zersetzte Pflanzenreste, karbonatfrei
V	Gr	- 300	grobsandiger fG, dunkelgrau / schwarz, karbonatfrei

I = Kolluvium; II / III = humoses Auensediment; IV = fluviale Sande; V = Kleine Laber-Schotter (spätes Hochglazial/frühes Spätglazial)

Bohrnummer:	7140 - B - 90	Lokalität:	N' Sallach (Haagmühl)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4527015
Kerngewinn in cm:	186	HW:	5409489
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	350,70 m
		Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Auengley (über fossilen Auenböden)

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 19	Lehm, braun, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, schwach eisenfleckig, karbonatfrei
	aGo	- 39	sandiger Lehm, gelbbraun / grau, durchwurzelt, stark kiesführend, eisen- und manganfleckig, karbonatfrei
	aGro	- 48	sandiger Lehm, grau / gelblichbraun, durchwurzelt, kiesführend, eisen- und manganfleckig, karbonatfrei
	aGr	- 63	schwach sandig-schluffiger Ton, grau, durchwurzelt, eisenfleckig, kies- und glimmerführend, karbonatfrei
	II	- 81	stark sandiger f-mG, graubraun, glimmerführend, karbonatfrei
III	fAh	- 100	schluffiger Ton, dunkelgrau / schwarz, glimmerführend, zersetzte Pflanzenreste, karbonatfrei
	Gr	- 150	fS, grau, kies- und glimmerführend, karbonatfrei
IV	fAh	- 162	stark sandiger Ton, dunkelgrau, Pflanzenreste, kiesführend, karbonatfrei
V	Gr	- 175	sandiger f-mG, grau, karbonatfrei Datierung (Holz): $1.790 \pm 130 \text{ } ^{14}\text{C}$ a BP (Hv-24990)
VI	fAh	- 186	Ton, dunkelbraun, stellenweise sandige Bereiche, kies- und glimmerführend, Holzreste, stark zersetzte Pflanzenreste, karbonatfrei
VII	C	- 245	Wechsellagerung sandiger f-mG / mS, grau, im mS-Horizont Holzreste enthalten, kiesführend, karbonatfrei
	C	- 255	m-fS, hellgrau, glimmerführend, Pflanzenreste, karbonatfrei

I = Auenlehm; II = Schotterhorizont; III/IV/VI = humose Auensedimente; V = Schotterhorizont; VII = Kleine Laber-Schotter (spätes Hochglazial/frühes Spätglazial)

Bohrnummer:	7140 - B - 91	Lokalität:	N' Sallach (Haagmühl)
Bohrtiefe in cm:	200	RW:	4527035
Kerngewinn in cm:	172	HW:	5409364
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	350,70 m
		Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Vega (über fossilem Auenboden)

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 24	Lehm, braun, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, karbonatfrei
	aM	- 51	Lehm, gelblichbraun, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, schwach eisenfleckig, Fe-Konkretionen, karbonatfrei
	aM	- 85	schwach sandiger, schluffiger Ton, graubraun, durchwurzelt, glimmerführend, eisenfleckig, karbonatfrei
	aM	- 95	schluffiger Ton, braun, durchwurzelt, glimmerführend, eisenfleckig, karbonatfrei
	II	- 100	schwach schluffiger Ton, dunkelgrau / schwarz, glimmerführend, eisen- und manganfleckig, karbonatfrei
III	fAa	- 114	toniger mS, hellgrau, glimmerführend, karbonatfrei
	C	- 172	grobsandiger mG, grau, karbonatfrei

I = Kolluvium; II = anmooriges Auensediment; III = Kleine Laber-Schotter

Bohrnummer:	7140 - B - 142	Lokalität:	W' Atting
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4535463
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5417458
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	326,00 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Gley-Kolluvisol

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 27	sandiger Lehm, braun / schwach gelblich, durchwurzelt, kiesführend, karbonathaltig
	M	- 40	Lehm, graubraun, durchwurzelt, kiesführend, eisenfleckig, karbonathaltig
	M	- 100	schwach schluffiger Ton, grau, eisenfleckig, Eisenoxidanreicherung in den Durchwurzelungsbahnen, schwach karbonathaltig
II	Gr	- 228	gS, grau, schwach kiesführend, Holzreste bei 170 - 180 cm Tiefe, glimmerführend, karbonatfrei
	Gr	- 247	stark kiesführender gS, grau, karbonatfrei
	Gr	- 284	mS, dunkelgrau, schwärzlich, schluffige Bereiche diffus auftretend, Molluskensplitter, ab 263 cm Tiefe Holzreste, ab 270 cm Tiefe kiesführend, schwach karbonathaltig, Abschluß bildet bei 284 cm Tiefe ein Baumrest
III	C	- 300	f-mG, grau, karbonatfrei

I = umgelagerter Dilluviallehm; II = fluviale Sande; III = Kleine Laber-Schotter

Bohrnummer:	7140 - B - 143	Lokalität:	W' Atting
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4535338
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5417548
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	325,70 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Gley-Kolluvisol

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 44	sandiger Lehm, gelblich braun, durchwurzelt, karbonathaltig
	M	- 63	stark toniger Lehm, graubraun, durchwurzelt, eisenfleckig, Mn-Konkretionen, karbonathaltig
II	fAh	- 129	schwach schluffiger Ton, grau, Molluskensplitter, eisenschlierig, schwach karbonathaltig
	fAa	- 178	sehr schwach sandiger Ton, dunkelgrau / schwarz, organisch, Pflanzenfasern, Molluskensplitter, glimmerführend, karbonatfrei
III	Gr	- 200	schwach schluffiger Ton, graublau, Molluskensplitter, Pflanzenfasern, karbonatfrei
	Gr	- 235	sehr schwach schluffiger Ton, oliv, organische Makroreste, karbonatfrei
IV	Gr	- 254	tonig-schluffiger fS, oliv, kiesführend, pflanzliche Reste, karbonatfrei
V	C	- 300	sandig-schluffiger fG, grau, Pflanzenfasern, karbonatfrei

I = umgelagerter Dilluviallehm; II = toniges Auensediment; III = Anmoor; IV = fluviale Sande; V = Kleine Laber-Schotter (spätes Hochglazial/frühes Spätglazial)

Bohrnummer:	7140 - B - 144	Lokalität:	W° Atting
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4535183
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5417653
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	325,70 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Auengley

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 44	sandiger Lehm, gelblichbraun, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	aGo	- 70	Lehm, braungrau, schwach durchwurzelt, stark eisenfleckig, kiesführend, karbonatfrei
II	Gr	- 87	stark tonig-schluffiger fS, dunkelgrau, kiesführend, Holzreste, karbonatfrei
	Gr	- 93	toniger Lehm, braungrau, stark eisenfleckig, kiesführend, karbonatfrei
	Gr	- 120	schluffiger, schwach toniger f-mS, dunkelgrau, Pflanzenfasern, kiesführend, karbonatfrei
III	Gr	- 180	stark sandig-mittelkiesiger fG, graubraun, karbonatfrei
	C	- 197	mS, grau-gelblich, karbonatfrei
	C	- 242	stark sandiger fG, graubraun, karbonatfrei
	C	- 300	mG, rötlichbraun, tonig-sandige Matrix, karbonatfrei

I = Auenlehme; II = fluvisale Sande; III = Kleine Laber-Schotter (spätes Hochglazial/frühes Spätglazial)

Bohrnummer:	7140 - B - 145	Lokalität:	W° Atting
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4535098
Kerngewinn in cm:	200	HW:	5417713
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	325,80 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Vega

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 31	Lehm, gelblichbraun, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	aM	- 46	sandig-schluffiger Ton, durchwurzelt, gelbbraun-grau, eisen- und manganezfleckig, karbonatfrei
	aM	- 73	schwach schluffig-sandiger Ton, graubräunlich, eisenfleckig, karbonatfrei
II	Gr	- 145	schluffiger, schwach toniger f-mS, dunkelgrau, Pflanzenfasern, kiesführend, an Basis zunehmend grobsandiger, karbonatfrei
III	Cn	- 200	lehmiger f-mG, dunkelgrau, karbonatfrei

I = Auenlehme; II = fluvisale Sande; III = Kleine Laber-Schotter (spätes Hochglazial/frühes Spätglazial)

Bohrnummer:	7140 - B - 146	Lokalität:	W' Atting
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4535223
Kerngewinn in cm:	250	HW:	5417728
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	324,40 m
		Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Vega

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 40	Lehm, braun / schwach gelblich, durchwurzelt, krümeliges, poriges Gefüge, kiesführend, karbonatfrei
	aM	- 95	toniger Lehm, gelblichbraungrau, durchwurzelt, Fe- und Mn-Konkretionen - Zunahme in Richtung Liegendes, karbonatfrei
	aM	- 110	Lehm, dunkelgrau, eisenfleckig, karbonatfrei
	aM	- 175	kiesführender Lehm, dunkelgrau, karbonatfrei
II	C	- 250	lehmiger f-mG, dunkelgrau, karbonatfrei

I = Auenlehme; II = Kleine Laber-Schotter (spätes Hochglazial/frühes Spätglazial)

Bohrnummer:	7140 - B - 147	Lokalität:	W' Atting
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4535288
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5417833
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	325,10 m
		Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Vega

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 44	Lehm, gelblichbraun, durchwurzelt, kiesführend, schwach eisenfleckig, karbonatfrei
	aM	- 95	toniger Lehm, grau, durchwurzelt, stark eisenfleckig, manganfleckig, karbonatfrei
II	fAa	- 230	stark toniger Schluff, olivgrau bis schwarz, Pflanzenfasern, karbonatfrei
III	fAa	- 278	Ton, schwarz, organisch, Holzreste, karbonatfrei Datierung: 1.900 ± 70 ^{14}C a BP (Hv-25064)
IV	C	- 300	f-mG, grau, karbonatfrei

I = Auenlehme; II / III = anmoorig; IV = Kleine Laber-Schotter (spätes Hochglazial/frühes Spätglazial)

Bohrnummer:	7140 - B - 148	Lokalität:	W' Atting
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4535349
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5417963
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	324,90 m
		Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Gley-Kolluvisol

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap M	- 41	sandiger Lehm, braun / schwach gelblich, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
II	Gr	- 140	stark tonig-schluffiger fS, gelbbraun, durchwurzelt, eisenfleckig, Reduktionsschlieren, Basis zunehmend toniger, karbonatfrei
III	fAa	- 196	Lehm, dunkelgrau, vereinzelt Holzreste, karbonatfrei
IV	Gr	- 261	schluffiger fS, dunkelgrau bis schwarz, Reduktionsschlieren, vereinzelt Holzreste, an Basis kiesführend, karbonatfrei

V C - 300 mG, grau, am Top gG, karbonatfrei

I = junges Kolluvium; II = sandige Schüttung des Laber-Schwemmfächers (frühe Latènezeit);
III = anmoorig; IV = fluvische Sande; V = Kleine Laber-Schotter

Bohrnummer:	7140 - B - 182	Lokalität:	N' Sallach (Keltenschanze)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4526278
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5410008
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	362,50 m
		Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Gley-Kolluvisol (über fossilem Auenboden)

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 33	Lehm, gelbbraun, durchwurzelt, schwach kiesführend, glimmerführend, eisenfleckig, karbonatfrei
	M	- 45	Lehm - diffus verteilte sandige Einschlüsse, gelbbraungrau, schwach durchwurzelt, eisenfleckig, glimmerführend, karbonatfrei
	M	- 68	schluffiger Lehm, dunkelgraubraun, glimmerführend, stark eisen- und manganfleckig, karbonatfrei
	M	- 81	sandig-schluffiger Ton, dunkelgrau / schwarz, schwach durchwurzelt, karbonatfrei
II	Go	- 115	stark toniger Lehm, grau, stark eisenfleckig, glimmerführend, karbonatfrei
	Gor	- 149	schluffiger Ton, dunkelgrau, eisenfleckig, karbonatfrei
	Gor	- 165	schluffiger Ton, graubräunlich, eisenfleckig, karbonatfrei
	Gor	- 176	schluffiger f-mS, graubräunlich, karbonatfrei
III	fAa	- 267	schluffiger Ton, graugelb bis schwarz, an Basis Pflanzenfasern, karbonatfrei
IV	Gr	- 294	schluffiger fS, graublau, glimmerführend, karbonatfrei
	Gr	- 300	schluffiger fS, oliv, glimmerführend, eisenfleckig, karbonatfrei

I/II= Hangkolluvium; III = anmoorig; IV = tertiäre Sande?

Bohrnummer:	7140 - B - 183	Lokalität:	N' Sallach (Keltenschanze)
Bohrtiefe in cm:	110	RW:	4526283
Kerngewinn in cm:	110	HW:	5409988
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	362,20 m
		Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Kolluvisol (über fossilem Auenboden)

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 34	Lehm, gelblichbraun, durchwurzelt, eisen- und manganfleckig, karbonatfrei
	M	- 47	Lehm - diffus verteilte sandige Einschlüsse, graubraun, durchwurzelt, eisenfleckig, karbonatfrei
	M	- 96	stark sandiger Lehm, grau, schwach durchwurzelt, stark eisenfleckig, karbonatfrei
II	fAa	- 110	sandig-schluffiger Ton, schwarzgrau, Kohleflitter

I = Hangkolluvium; II = anmoorig

1.3 Bohrungen TK 25 / Blatt 7041 Münster

Bohrnummer:	7041 - B - 24	Lokalität:	Öberauer Schleife
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4539018
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5418928
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	318,00 m
		Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Vega über Kolluvisol

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 20	schluffiger Ton, braun, krümeliges Gefüge, durchwurzelt, stark karbonathaltig
	aM	- 26	schwach schluffiger Ton, grünbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge; kiesführend, stark karbonathaltig
	aM	- 43	Schluff, gelblichbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, kiesführend, stark karbonathaltig
	aM	- 75	toniger Schluff, gelbräunlich, durchwurzelt, eisenfleckig, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	aM	- 103	schluffiger Ton, gelbbraun, durchwurzelt, stark eisenfleckig, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	aM	- 121	toniger Lehm, gelbbraun, durchwurzelt, manganfleckig, schwach karbonathaltig
	M (fAh)	- 150	Ton, schwarz / dgrau, schwach eisenfleckig, karbonatfrei Datierung: $3.210 \pm 90 \text{ } ^{14}\text{C}$ a BP (Hv-24846)
II	C	- 203	tonig-sandiger Schluff, gelbbraungrau, durchwurzelt, bräunliche Schlieren, karbonatfrei
	C	- 261	sandiger Schluff - zum Liegenden in tonigen Schluff übergehend, hellgrau, schwach karbonathaltig
III	C	- 296	schluffiger fS, grau, karbonathaltig
IV	C	- 300	sandiger fG, grau, Matrix: schwarz, karbonathaltig

I = jüngstes, holozänes Auensediment (H_{IV}-Auenterrasse); II = holozäne, tonig-schluffige Auensedimente (H_{II}-Auenterrasse); III = sandiges Hochflutsedimente, IV = Talauenschotter

Bohrnummer:	7041 - B - 25	Lokalität:	Öberauer Schleife
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4538999
Kerngewinn in cm:	260	HW:	5419318
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	318,00 m
		Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Vega über Kolluvisol

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 26	schluffiger Ton, braun, krümeliges Gefüge, durchwurzelt, stark karbonathaltig
	aM	- 41	schluffiger Ton, gelblichbraun, krümeliges Gefüge, durchwurzelt, stark karbonathaltig
	aM	- 100	schwach feinsandiger Schluff, gelbräunlich, lockeres Gefüge, durchwurzelt, eisenfleckig, stark karbonathaltig
		- 140	Lücke
II	fAch	- 183	toniger Schluff, gelblichbraun, lockeres Gefüge, Molluskensplitter, schwach karbonathaltig
	M	- 205	schluffiger Ton, schwarz - an Basis dgrau, karbonatfrei
	C	- 235	feinsandiger Schluff, grau, braune Schlieren, Molluskensplitter, schwach karbonathaltig
III	C	- 246	schluffiger fS, grau, braune Schlieren, schwach karbonathaltig,
	C	- 258	m-fS, grau, glimmerführend, schwach bräunliche Schlieren, schwach karbonathaltig

IV C - 260 toniger gS-fG, grau, eisenfleckig, schwach karbonathaltig

I = jüngstes, holozänes Auensediment (H_{IV} -Auenterrasse); II = holozänes Auensediment (H_{II} -Auenterrasse); III = holozänes, sandiges Hochflutsediment; IV = Talauenschotter

Bohrnummer:	7041 - B - 26	Lokalität:	Öberauer Schleife
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4539794
Kerngewinn in cm:	201	HW:	5419658
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	317,50 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Vega über fossiler Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 20	schluffiger Ton, braun, durchwurzelt, schwach karbonathaltig
	aM	- 25	schwach schluffiger Ton, grünbraun, durchwurzelt, schwach karbonathaltig
	aM	- 37	Schluff, gelblichbraun, durchwurzelt, eisen- und manganfleckig, karbonathaltig
	aM	- 76	toniger Schluff, blassgelbbraun, durchwurzelt, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	aM	- 100	schluffiger Ton, gelbbraun, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	aM	- 134	Schluff, gelbbraun, eisenfleckig, karbonathaltig
	aM-Sd	- 150	toniger Schluff, gelbbraun, eisenfleckig, Eisenschlieren, karbonathaltig
	aM-Sd	- 180	toniger Schluff, blassgelbbraun, Fe-, Mn- und Bleichschlieren, karbonathaltig
	fAch	- 196	toniger Lehm, graubraun, durchwurzelt, schwach karbonathaltig
	fBcv	- 201	toniger Lehm, dgrau / braun, schwach karbonathaltig
II			

I = jüngste, holozäne Auensedimente (H_{IV} -Auenterrasse), II = holozäne Auensedimente (H_{III} -Auenterrasse)

Bohrnummer:	7041 - B - 27	Lokalität:	W' Sossau (Lange Wiesen)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4540618
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5418813
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	318,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 30	Schluff, braun, durchwurzelt, lockeres Gefüge, schwach karbonathaltig
	Cv	- 65	toniger Schluff, gelblichbraun, durchwurzelt, lockeres Gefüge, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	C	- 100	Schluff, gelblichbraun, schwächer durchwurzelt, lockeres Gefüge, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	C	- 125	Schluff, gelbbraun, lockeres Gefüge, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	C	- 190	schluffiger fs, gelbbraun, kiesführend, eisenfleckig, gebleicht, karbonathaltig
	Sd	- 232	Wechsel zwischen schluffigen und sandigen Horizonten, gelbbraun / grau, eisenschlierig, karbonathaltig
	Go	- 260	mS, hellgelbbraun, stark eisenfleckig, karbonathaltig
II			

	Gr-Sd	- 280	Wechsel zwischen schluffigen und sandigen Horizonten, eisenschlierig, gebleicht, karbonathaltig
C		- 288	Wechsel zwischen schluffigen und sandigen Horizonten, gelbbraun, kiesführend, eisenfleckig, karbonathaltig
C		- 294	gS, gelbbraungrau, kiesführend, karbonathaltig
III	C	- 300	f-mG

I = schluffig-tonige Auensedimente (H_{III} -Auenterrasse); II = sandige Auenfazies; III = Talauenschotter

Bohrnummer:	7041 - B - 34	Lokalität:	Öberauer Schleife
Bohrtiefe in cm:	500	RW:	4539649
Kerngewinn in cm:	500	HW:	5419408
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	318,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	Auenpararendzina über fossiler Kalkbraunerden

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 35	Schluff, gelblichbraun, durchwurzelt, schwach krümeliges Gefüge, stark karbonathaltig
	aC	- 71	Schluff, gelbbraun, durchwurzelt, krümeliges / lockeres Gefüge, schwach eisenfleckig, gebleicht, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	aC	- 100	schwach sandig-toniger Schluff, gelb / bräunlich, durchwurzelt, krümeliges / lockeres Gefüge, manganfleckig, Biogenschalen, stark karbonathaltig
	aC	- 141	sandiger Schluff – an Basis in schluffigen fS übergehend, gelbbraun, schwach durchwurzelt, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
II	fAch	- 204	sandig-toniger Lehm, dbraun / gräulich, eisen- und manganfleckig, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	fBcv	- 240	toniger Lehm, braun / grau, stark eisenschlierig, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	fBcv	- 271	toniger Lehm, braun / grau, stark eisenschlierig, Molluskensplitter, schwach karbonathaltig
	fBcv	- 300	toniger Lehm, braun / grau, stark eisenschlierig, Molluskensplitter, schwach karbonathaltig
	fBcv	- 321	toniger Lehm, gelblichbraun, eisenfleckig, schwach karbonathaltig
III	fAa	- 343	schluffiger Ton, aschgrau / leicht bläulich, schwach karbonathaltig
IV	fAach	- 370	schluffiger Ton, grau / schwarzschlierig, schwach karbonathaltig
	fBcv	- 400	Ton, dbraun / schwarz, schwach karbonathaltig
	fBcv	- 448	schluffiger Ton, braunschwarz, Molluskensplitter, schwach karbonathaltig Datierung: $4.982 \pm 48 \text{ } ^{14}\text{C}$ a BP (Erl-7193)
V	C	- 459	feinkiesiger Schluff, graubraun, schwach karbonathaltig
	C	- 470	fein- bis mittelkiesiger Schluff, graubraun, schwach karbonathaltig
	C	- 500	mittelsandiger m-fG, grau, schwach karbonathaltig

I = jüngste, holozäne Auensedimente (H_{IV} -Auenterrasse); II = lehmige Auensedimente (H_{III} -Auenterrasse); III = anmoorig; IV = tonige Auensedimente (H_{II} -Auenterrasse); V = Talauenschotter

Bohrnummer:	7041 - B - 38	Lokalität:	NE' Sossau (Sossau Mäander)
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4541678
Kerngewinn in cm:	270	HW:	5419394
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	317,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Gley-Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Acp	- 32	Schluff, dbraun, durchwurzelt, kiesführend, krümeliges Gefüge, stark karbonathaltig
	Bcv	- 93	toniger Schluff, gelblichbraun, durchwurzelt, lockeres Gefüge, eisenfleckig, stark karbonathaltig
	Gro-Sd	- 196	schwach sandiger Schluff, gelbbraun-grün, lockeres Gefüge, eisenschlierig und -fleckig, stark karbonathaltig
II	Gro-Sd	- 230	toniger fS - an Basis in tonigen mS übergehend, grau, eisenschließig, karbonathaltig
	Go	- 234	gS, rotbraun, schwach karbonathaltig
	Gr	- 238	Schluff, grau, schwach karbonathaltig
	C	- 247	toniger fS, gelbgrau, schwach karbonathaltig
	C	- 260	toniger gS, gelbbraun, schwach karbonathaltig
	C	- 270	f-mG, grau, schwach karbonathaltig

I = schluffige Auensedimente (H_{II}-Auenterrasse); II = sandige Auenfazies; III = Talauenschotter

Bohrnummer:	7041 - B - 44	Lokalität:	SSW' Sossau (Lange Wiesen)
Bohrtiefen in cm:	100	RW:	4540058
Kerngewinn in cm:	89	HW:	5418598
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	318,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 38	schluffiger Ton, dbraun, durchwurzelt, glimmerführend, stark karbonathaltig
	Cv	- 56	sandiger Schluff, gelblichbraun, durchwurzelt, eisenfleckig, gebleicht, stark karbonathaltig
	C	- 60	sandiger Schluff, gelblichbraun, kiesführend, durchwurzelt, gebleicht, stark karbonathaltig
II	C	- 89	feinsandiger mG - an Basis tonige Matrix, gelbbraun, eisenfleckig, stark karbonathaltig

I = sandig-schluffige Auensedimente (H_{III}-Auenterrasse); II = Talauenschotter

Bohrnummer:	7041 - B - 45	Lokalität:	Staustufe Straubing
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4540823
Kerngewinn in cm:	290	HW:	5418373
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	317,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 42	schluffiger Ton, dbraun, durchwurzelt, kiesführend, krümeliges Gefüge, glimmerführend, karbonathaltig
	Cv	- 70	schluffiger Ton, braun, durchwurzelt, kiesführend, krümeliges Gefüge, eisenfleckig, glimmerführend, stark karbonathaltig
	C	- 100	schluffiger Ton, gelblichbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, eisenfleckig, gebleicht, Molluskensplitter, glimmerführend, stark karbonathaltig
	Gro	- 180	toniger Schluff, grau / gelbbraun, eisenschlierig, glimmerführend, stark karbonathaltig
	C	- 211	toniger Schluff - zur Basis in feinsandigen Schluff übergehend, gelbbraun, im Hangenden eisenfleckig und gebleicht, glimmerführend, stark karbonathaltig
	C	- 248	schluffiger Ton mit feinsandigen Bereichen, gelblichbraun - zum Liegenden braun, eisenfleckig, zwischen 231 - 233 cm org. Reste, glimmerführend, karbonathaltig
	II	- 266	schluffiger f-mS, braun, glimmerführend, schwach karbonathaltig
		- 274	sandig-toniger Schluff, braungrau, org. Reste bei 272 cm, glimmerführend, schwach karbonathaltig
		- 290	schluffiger gS, bräunlichgelb, glimmerführend, schwach karbonathaltig

I = schluffig-tonige Auensedimente (H_{III}-Auenterrasse); II = holozäne, sandige Hochflutsedimente

Bohrnummer:	7041 - B - 46	Lokalität:	NNE' Hornstorf
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4543023
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5419119
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	kolluvial überdeckte Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	M'Ap	- 33	schluffiger Ton, braun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, kiesführend, eisenfleckig, karbonathaltig
II	fAch	- 100	schluffiger Ton - an Basis nimmt Schluffanteil ab, gelblichbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, zwischen 80 - 90 cm Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	Bcv	- 175	schluffiger Ton, dunkelbraun, eisenfleckig, schwach karbonathaltig - an Basis nimmt Kalkgehalt zu
	C	- 200	sandiger Schluff, gelbbräunlich, schwach eisenfleckig, gebleicht, karbonathaltig
III	C	- 225	Wechsel zwischen fS und Schluff, gelbbraun, glimmerführend, stark karbonathaltig
	C	- 249	schluffiger fS, gelblichgrau, stark karbonathaltig
	C	- 269	schluffiger fS, grau, eisenfleckig, stark karbonathaltig
	C	- 300	schluffiger fS, graubraun, stark karbonathaltig

I = Kolluvium; II = tonige Auensedimente (H_{II}-Auenterrasse); III = sandige Auenfazies

Bohrnummer:	7041 - B - 47	Lokalität:	S' Parkstetten
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4544033
Kerngewinn in cm:	250	HW:	5419423
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodenotyp:	verbraunte Pararendzina über fossiler Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 33	Schluff, dbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, kiesführend, karbonathaltig
	Cv	- 50	sandiger Schluff, gelbbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, kiesführend, stark karbonathaltig
II	fBkcv	- 71	tonig-sandiger Schluff, dbraun, durchwurzelt, kiesführend, Kalkkonkretionen, stark karbonathaltig
	fBcv-Go	- 100	toniger Schluff, grau-gelbbraun gefleckt, Mn-Konkretionen, schwach kiesführend, stark karbonathaltig
III	C	- 143	tonig-schluffiger fS, gelbbraun, Molluskensplitter, karbonathaltig
	C	- 190	schwach schluffiger fS, gelbbraun, karbonathaltig
	Gr	- 204	sandiger mG, gelbbraun / schwärzlich, karbonathaltig
	Gr	- 216	kiesführender, z.T. toniger fS, gelbbraun, eisenfleckig, gebleicht, karbonathaltig
	Gr	- 240	gS mit tonig-schluffigen Bereichen, gelbbraun, eisenfleckig, tonig-schluffige Bereiche grau bis schwarz, karbonathaltig
	Go	- 250	gS, rostbraun, an Basis Schotter, karbonathaltig

I = holozäne Hochflutsedimente; II = schluffige Auensedimente (H_l-Auenterrasse);
 III = holozäne, sandige Auensedimente

Bohrnummer:	7041 - B - 48	Lokalität:	Sossau Mäander (ENE' Hornstorfer See)
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4542488
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5418884
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,60 m
		Relief:	eben
		Bodenotyp:	Mullpararendzina über fossiler Kalkbraunerde und Niedermoortorf

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Axp	- 17	Mull, stark zersetzt, humos, basal durchwurzelt, krümeliges Gefüge, basal: grau tonige Lage, karbonatfrei
	Cv	- 31	Schluff, gelbbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	C	- 64	toniger Schluff, gelbbraun - z.T. grau, durchwurzelt, eisenfleckig, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
II	fAch	- 100	schluffiger Ton, graugelblichbraun, eisenfleckig, durchwurzelt, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	fBcv	- 150	Ton, graugelblichbraun, eisenfleckig, durchwurzelt, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
III	fAa	- 171	Ton, grauschwarz, org., stark karbonathaltig
IV	fAa	- 190	Ton, schwarzgrau, org. Reste, stark karbonathaltig
V	fnH	- 217	Torf, zersetzt, faseriges org. Material, schwarzbräunlich, Holzreste, stark karbonathaltig
			Datierung: 1.547 ± 52 ¹⁴ C a BP (Erl-7194)

VI	fAa	- 245	schwach schluffiger Ton, dgrau, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
VII	fnH	- 250	Torf, zersetzes, faseriges org. Material, schwarz, Holzreste, stark karbonathaltig
VIII	fAa	- 288	schwach schluffiger T, dgrauschwarz, org. Reste, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
IX	fnH	- 290	Torf, stark zersetzes, schwach faseriges org. Material, schwarz / leicht bräunlich, stark karbonathaltig Datierung: $1.662 \pm 56 \text{ } ^{14}\text{C}$ a BP (Erl-7195)
X	fAa	- 300	schwach schluffiger Ton, dgrauschwarz, org. Reste, Molluskensplitter, stark karbonathaltig

I/II = holozäne Hochflutsedimente; III-X = anmoorig/Niedermoortorf

Bohrnummer:	7041 - B - 49	Lokalität:	NE' Thurndorf
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4544358
Kerngewinn in cm:	229	HW:	5419068
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,20 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina über fossiler Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 42	tonige Schluffe, dbraun, stark durchwurzelt, krümeliges Gefüge, kiesführend, schwach karbonathaltig
	Cv	- 100	Lehm, braun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, Mn-Konkretionen, basal eisenfleckig, karbonathaltig
II	fAch	- 122	schwach sandig-schluffiger Ton, dbraun / grau, Mn-Konkretionen, eisenfleckig, partiell karbonathaltig
	fBcv	- 171	Ton, dbraungrau, eisenfleckig, schwach karbonathaltig
	fBcv-Gr	- 186	sandiger Ton, dgraubraun - basal gelblichgrau, karbonathaltig
	Gor	- 229	schluffig-sandiger Ton, gelbgräulich, Kalkkonkretionen - besonders zwischen 220 - 229 cm angereichert, eisenfleckig, Mn-Konkretionen, gebleicht, stark karbonathaltig

I = schluffig-lehmige Auensedimente (H_{II} -Auenterrasse);

II = sandig-tonige Auensedimente (H_I -Auenterrasse)

Bohrnummer:	7041 - B - 50	Lokalität:	NE' Thurndorf
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4544237
Kerngewinn in cm:	182	HW:	5418928
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,90 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 37	sandiger Schluff, gelblichbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, kiesführend, karbonathaltig
II	Ccv	- 76	schluffiger fS gelbbraun, durchwurzelt, lockeres Gefüge, glimmerführend, basal Kalkausfällungen, stark karbonathaltig
	C	- 100	fS, gelbbraun, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 120	m-gS, gelbbräunlich, vereinzelt kiesführend, karbonathaltig
	C	- 154	gS, gelbbräunlich, kiesführend, karbonathaltig
III	C	- 182	grobsandiger mG, gelbbräunlich, schwach karbonathaltig

I = schluffiges Auensediment (H_{III} -Auenterrasse); II = sandige Auenfazies; III= Talauenschotter

Bohrnummer:	7041 - B - 51	Lokalität:	NE' Thurndorf
Bohrtiefe in cm:	81	RW:	4543892
Kerngewinn in cm:	81	HW:	5418834
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,90 m
Bemerkung:	Bohrung vorzeitig beendet - defekte Zündkerze	Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 45	Schluff, braun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, kiesführend, karbonathaltig
	Cv	- 81	feinsandiger Schluff, gelblichbraun, durchwurzelt, lockeres Gefüge, glimmerführend, Mn-Konkretionen, karbonathaltig

I = holozäne Auensedimente (H_{III}-Auenterrasse)

Bohrnummer:	7041 - B - 53	Lokalität:	SSE' Lenach (Donauebene)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4547102
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5419224
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	Auenpararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 23	Schluff, gelblichbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, glimmerführend, karbonathaltig
	aC	- 36	schwach feinsandiger Schluff, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, kiesführend, stark karbonathaltig
II	C	- 100	schluffiger fS, gelbbraun, durchwurzelt, lockeres Gefüge, glimmerführend, stark karbonathaltig
	C	- 180	schwach schluffiger fS, grau-gelbbraun gefleckt, schwach durchwurzelt, glimmerführend, karbonathaltig
II	C	- 224	schluffig-toniger fS geht in schluffigen fS über, gelbbraun, glimmerführend bei 200 - 224 cm angereichert, karbonathaltig
	C	- 250	schwach schluffiger fS, grau / braunschlierig, glimmerführend, karbonathaltig
II	C	- 269	mS, gelbbraun, gebleicht, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 300	sandiger f-mG, gelbbraungrau, karbonathaltig
III	C		

I = jüngste, holozäne Auensedimente (H_{IV}-Auenterrasse); II = sandiges Auensediment (?H_{III}-Auenterrasse); III = Talauenschotter

Bohrnummer:	7041 - B - 54	Lokalität:	SE' Lenach (Bruchwiesen)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4547377
Kerngewinn in cm:	250	HW:	5419414
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 27	Schluff, gelbbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, glimmerführend, karbonathaltig
	Cv	- 50	Schluff, gelblichbraun (gelb gefleckt), durchwurzelt, lockeres Gefüge, glimmerführend, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	C	- 100	schwach sandiger Schluff, gelbbraun (grau-gelb gefleckt), durchwurzelt, krümeliges Gefüge, glimmerführend, stark karbonathaltig

	C-Sd	- 149	sandiger Lehm, grau / gelbstreifig, glimmerführend, stark karbonathaltig
II	C	- 160	tonig-schluffiger fS, gelbbraun, glimmerführend, stark karbonathaltig
	C	- 179	f-mS, gelbbraun, stark karbonathaltig
	C	- 188	m.gS, gelbbraun, karbonathaltig
	C	- 225	f-mS, gelbbraun, Tonbändchen bei 204 cm (grau), karbonathaltig
	C	- 232	tonige Schluffhorizonte mit fS durch Fe-Häutchen abgegrenzt, karbonathaltig
II	C	- 250	feinkiesiger gS, gelbbraun, schwach karbonathaltig

I = schluffige Auensedimente (H_{III}-Auenterrasse); II = sandige Auenfazies; III = sandig-kiesige Auenfazies

Bohrnummer:	7041 - B - 55	Lokalität:	SE' Lenach (Bruchwiesen)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4547323
Kerngewinn in cm:	240	HW:	5419654
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 28	Schluff, braun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, karbonathaltig
	Cv	- 39	Schluff, hellbraun - leicht gräulich, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 74	Schluff, gelbbraun, durchwurzelt, lockeres Gefüge, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 100	schwach sandiger Schluff, gelbbraun (grau-gelblich gefleckt)schwach durchwurzelt, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 150	schwach sandiger Schluff, gelbbraun (grau-gelblich gefleckt)schwach durchwurzelt, glimmerführend, karbonathaltig
	II	- 186	schluffig-toniger fS, gelbbraun, eisenschlierig, glimmerführend, karbonathaltig
II	C	- 214	f-mS, gelbbraungrau, z.T. glimmerführend, Tonbändchen (grau) bei 209 cm, 216 cm, 219 cm zwischengeschaltet, karbonathaltig
	C	- 240	gS, hellgelbbraun, schwach glimmerführend, karbonathaltig

I = schluffige Auensedimente (H_{III}-Auenterrasse); II = sandige Auenfazies

Bohrnummer:	7041 - B - 56	Lokalität:	NNE' oberhalb Lenach
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4546818
Kerngewinn in cm:	210	HW:	5420249
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,10 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 35	tonig-feinsandiger Schluff, braun, durchwurzelt, kiesführend, schwach karbonathaltig
	Cv	- 67	kiesführender Schluff, gelblichbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, flimmerführend, schwach karbonathaltig
II	Ckcv	- 100	mG geht basal in schluffigen fS über, gelbbraun, durchwurzelt, lockeres Gefüge, glimmerführend, Kalkkonkretionen, karbonathaltig
III	C	- 133	schluffiger fS mit tonigen Bereichen, karbonathaltig

C	- 138	mS, gelbbraun, karbonathaltig
C	- 151	schluffiger fS, gelbbraun, karbonathaltig
C	- 203	Wechsel zwischen m-fS und feinsandigem Schluff, gelbbraun, karbonathaltig
IV C	- 210	sandiger mG, gelbbraun, karbonathaltig

I = schluffige Auensedimente (H_{III} -Auenterrasse); II = umgelagerter Talauenschotter; III = sandige Auenfazies Sediment (H_I -Auenterrasse); IV = Talauenschotter

Bohrnummer:	7041 - B - 57	Lokalität:	E' Lenach (Mäanderbogen)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4548293
Kerngewinn in cm:	260	HW:	5419998
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodenotyp:	Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Acp	- 30	Lehm, dbraun, durchwurzelt, glimmerführend, schwach karbonathaltig
	Bcv	- 41	toniger Lehm, braun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, kiesführend, Glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 74	Lehm, gelbbräunlich, lockeres Gefüge, glimmerführend, Mollusksplitter, stark karbonathaltig
	C	- 91	stark feinsandiger Schluff, gelbbraun, lockeres Gefüge, glimmerführend, stark karbonathaltig
II	C	- 139	fS mit schluffigen Bereichen, graubraun, glimmerführend, stark karbonathaltig
	C	- 173	schluffiger mS, graubraun, Mollusksplitter, stark karbonathaltig
	Sd	- 181	Wechsel zwischen Schluff und fS, grau-gelbbraun marmoriert, glimmerführend, stark karbonathaltig
	C	- 197	mS, bräunlich, stark karbonathaltig
	Gro	- 205	toniger Schluff, grau-bräunlich, stark eisenfleckig, stark karbonathaltig
	Go	- 220	mS, bräunlich, stark eisenfleckig, stark karbonathaltig
	Gr	- 235	toniger fS, grau, Mollusksplitter, Holzreste bei 227 cm, stark karbonathaltig
	C	- 260	f-mS, graubraun, stark karbonathaltig

I = lehmige Auensedimente (H_{II} -Auenterrasse); II = sandige Auenfazies

Bohrnummer:	7041 - B - 58	Lokalität:	SE' Lenach (Mäanderbogen)
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4548007
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5419589
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	schwach verbraunte Pararendzina über fossiler Gley-Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 42	Schluff, dbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, kiesführend, glimmerführend, karbonathaltig
	Cv	- 77	Schluff, gelbbraun, durchwurzelt, lockeres Gefüge, glimmerführend, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	C	- 100	toniger Schluff, gelbbraun, durchwurzelt, lockeres Gefüge, stark karbonathaltig
	C	- 135	toniger Schluff, gelbbraun, lockeres Gefüge, stark karbonathaltig
II	C	- 191	schluffiger fS mit tonigen Bereichen, graubraun, glimmerführend, stark karbonathaltig
III	fBcv	- 207	schluffiger Ton, graubraun, eisenfleckig, glimmerführend, stark karbonathaltig
	Gco	- 241	schluffiger fS mit tonigen Bereichen, graubraun, eisenfleckig, Schluffhorizont bei 218 - 223 cm, stark karbonathaltig
	Gcr	- 250	toniger Schluff, grau, schwach eisenfleckig, stark karbonathaltig
IV	Gcr	- 261	schluffiger mS, grau, schwach eisenfleckig, glimmerführend, stark karbonathaltig
	Gcr	- 300	mS, grau, glimmerführend, stark karbonathaltig

I = jüngste, holozäne Auensedimente; II = sandige Auenfazies; III = toniges Auensediment (H_{II}-Auenterrasse); IV = sandige Auenfazies

Bohrnummer:	7041 - B - 141	Lokalität:	Pillmoos (Straubing)
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4543817
Kerngewinn in cm:	200	HW:	5418289
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,00 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Auenpararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 45	sandiger Schluff, braungräulich, durchwurzelt, poriges Gefüge, stark karbonathaltig
II	aC	- 120	stark schluffiger fS, blassgelb, schwach glimmerführend, stark karbonathaltig
III	C	- 170	grobsandig-feinkiesiger mG, gelb, stark karbonathaltig
	C	- 175	schluffiger mS, gelbbräunlich, stark karbonathaltig
	C	- 200	grobsandig-feinkiesiger mG, gelb, stark karbonathaltig

I = jüngste Auensedimente; II = sandige Auenfazies; III = Talauenschotter

Bohrnummer:	7041 - B - 151	Lokalität:	S' Wallmühle (Kleine Laber)
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4537239
Kerngewinn in cm:	275	HW:	5419179
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	320,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina über fossilem Auenboden

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 71	Lehm, gelblichbraun, durchwurzelt, kiesführend, sehr schwach karbonathaltig
	Cv	- 140	toniger Lehm, braungrau, durchwurzelt, Molluskensplitter, sehr schwach karbonathaltig
II	Gr	- 155	toniger f-mS, schwarz, karbonatfrei
	Gr	- 167	toniger mS, oliv / schwarz, karbonatfrei
	Gr	- 185	toniger mS, oliv, karbonatfrei
III	fAa	- 220	Ton, olivgrau, karbonatfrei
IV	Gr	- 240	m-gS, olivgelb, an Basis kiesführend, karbonatfrei
	C	- 275	kiesführender gS, gelbgrau, karbonatfrei

I = holozäne Hochflutsedimente der Donau; II = sandige Fazies des Kleinen Laber-Schwemmfächers; III = anmoorig, Paläorinnenfüllung IV = fluvisale Sande der Kleinen Laber

Bohrnummer:	7041 - B - 152	Lokalität:	S' Wallmühle (Kleine Laber)
Bohrtiefen in cm:	400	RW:	4536994
Kerngewinn in cm:	370	HW:	5418932
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	320,20 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Regosol über Niedermoortorf

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 34	toniger fS, gelblichbraun, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	C	- 60	stark toniger fS, gelbgrau, schwach durchwurzelt, karbonatfrei
	C	- 82	fS, braungrau, glimmerführend, eisenschlierig, an Basis Zunahme des Tongehaltes, karbonatfrei
	C	- 100	m-gS, braunrot, karbonatfrei
	C	- 142	schwach toniger f-mS, grau / bräunlich, glimmerführend, karbonatfrei
II	fAa	- 159	Ton, oliv / gelblich, karbonatfrei
III	fnH	- 212	Torf, schwarz / rotbraun, stark zersetzt, vereinzelt Pflanzenfasern, karbonatfrei Datierung: $11.160 \pm 70 \text{ }^{14}\text{C}$ a BP (Hv-25067)
		- 240	Übergangshorizont: Vermischung Ton und fS
IV	Gr	- 262	toniger fS, dunkelgrau / grünlich, karbonatfrei
	Gr	- 363	mS, graugrün, karbonatfrei
V	C	- 370	fG, grau, karbonatfrei

I = sandige Fazies des Kleinen Laber-Schwemmfächers; II = anmoorig, Paläorinnenfüllung; III = Niedermoortorf; IV = fluvisale Sande der Kleinen Laber; V = Kleine Laber-Schotter

Bohrnummer:	7041 - B - 174	Lokalität:	S' Wallmühle (Kleine Laber)
Bohrtiefe in cm:	400	RW:	4536879
Kerngewinn in cm:	396	HW:	5418692
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	321,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Regosol über Niedermoortorf

Schichtung		Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 34		schluffig-toniger fS, braun, schwach durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	C	- 100		schluffiger mS, gelb / weißlich, bei 50 bis 70 cm Tiefe bräunlich, schwach eisenschlierig, karbonatfrei
	C	- 145		f-mS, graugelb, kiesführend zwischen 115 - 120 cm Tiefe, glimmerführend, an Basis toniger werdend, karbonatfrei
II	fAa	- 168		sandiger Ton, grau bis dunkelgrau, schwach eisenschlierig, glimmerführend, karbonatfrei
III	fnH	- 200		Torf, schwarz, organisch, stark zersetzt, Pflanzenfasern, Holzrest bei 200 cm Tiefe, karbonatfrei Datierung: 11.612 ± 77 ^{14}C a BP (Erl-7196)
IV	fAa	- 220		Ton, graugelb, zwischen 210 - 215 cm Tiefe schwarzer Horizont, sehr schwach karbonathaltig
V	fnH	- 261		Torf, schwarz, organisch, Pflanzenfasern, sehr schwach karbonathaltig Datierung: 12.267 ± 101 ^{14}C a BP (Erl-7197)
VI	fAa	- 297		schluffiger Ton, graubraun, an Basis schwarzbraun, viele Pflanzenfasern, sehr schwach karbonathaltig
VII	fAa	- 340		schluffiger Ton, grau, Pflanzenfasern, sehr schwach karbonathaltig
VIII	fAa	- 345		Schluff, grauschwarz, organisch, Pflanzenfasern, sehr schwach karbonathaltig Datierung: 12.294 ± 92 ^{14}C a BP (Erl-7198)
IX	C	- 370		schluffig-toniger fS, grau, Pflanzenfasern, sehr schwach karbonathaltig
	C	- 381		schwach schluffiger gS, grau, sehr schwach karbonathaltig
X	C	- 396		sandig-grobkiesiger fG, grau, sehr schwach karbonathaltig

I = sandige Fazies des Kleinen Laber-Schwemmfächers; II - VIII = anmoorig und Niedermoortorf, Paläorinnensedimente; IX = fluviale Sande der Kleinen Laber; X = Kleine Laber-Schotter

Bohrnummer:	7041 - B - 175	Lokalität:	S' Wallmühle (Kleine Laber)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4537034
Kerngewinn in cm:	247	HW:	5418637
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	320,40 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Regosol über fossilem Auenboden

Schichtung		Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 48		schluffig-toniger fS, gelblichbraun, schwach durchwurzelt, kies- und glimmerführend, karbonatfrei
	C	- 52		stark toniger fS, grau, schwach durchwurzelt, eisenfleckig, karbonatfrei
	C	- 95		Wechsellegerung zwischen tonigem gS (braun) und tonigem f-mS (grau), karbonatfrei
II	fAa	- 120		Ton, grau, schwach gelbliche Schlieren, karbonatfrei
III	C	- 231		tonig-schluffiger fS, grau, glimmerführend, teilweise kiesführend, sehr schwach karbonathaltig

IV C - 247 sandiger f-mG, grau, karbonatfrei

I = sandige Fazies des Kleinen Laber-Schwemmfächers; II = holozäne Hochflutsedimente des Donau-Paläomäanders; III = fluviale Sande des Kleine Laber-Schwemmfächers; IV = Kleine Laber-Schotter

Bohrnummer:	7041 - B - 176	Lokalität:	S' Wallmühle (Kleine Laber)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4537369
Kerngewinn in cm:	296	HW:	5418662
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	319,60 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Auenpararendzina über fossilem Auenboden

Schichtung Horizont Tiefe in cm Beschreibung der Schichteinheiten

I	Ap-Cv	- 74	stark toniger Lehm, braun / graufleckig, schwach durchwurzelt, schwach eisenfleckig, glimmerführend, bei 50 cm Tiefe Kalkausfällungen in Bändern, schwach karbonathaltig
II	fAa	- 105	schluffiger Ton, dunkelgrau / schwarz, durchwurzelt, eisenfleckig, karbonatfrei
III	Gr	- 296	schluffiger fS, grau / gelblich, stark glimmerführend, Pflanzenfasern, an Basis graugrüner, glimmerführender mS, karbonathaltig

I = jüngste Hochflutsedimente der Donau; II = holozäne Sedimente des Donau-Paläomäanders; III = fluviale Sande des Kleine Laber-Schwemmfächers

Bohrnummer:	7041 - B - 177	Lokalität:	SE' Wallmühle (Kleine Laber)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4537639
Kerngewinn in cm:	284	HW:	5418634
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	318,90 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Auenpararendzina über fossilen Auenböden

Schichtung Horizont Tiefe in cm Beschreibung der Schichteinheiten

I	Ap	- 42	Lehm, braun, durchwurzelt, kiesführend, vereinzelt karbonathaltig
II	fAa	- 60	Lehm, schwarz, kiesführend, eisenfleckig, karbonatfrei
	fAa	- 120	schluffiger, schwach sandiger Ton, olivgrau / schwärzlich, eisenfleckig, vereinzelt Pflanzenfasern, karbonatfrei
III	Gr	- 279	schluffiger fS, grau / grünlich, glimmerführend, Holzreste, karbonatfrei
IV	C	- 284	mittelkiesiger fG, grau, karbonatfrei

I = jüngste Hochflutsedimente der Donau; II = holozäne Sedimente des Donau-Paläomäanders; III = fluviale Sande des Kleine Laber-Schwemmfächers; IV = Kleine Laber-Schotter

Bohrnummer:	7041 - B - 178	Lokalität:	SE' Wallmühle (Kleine Laber)
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4537873
Kerngewinn in cm:	225	HW:	5418604
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	318,10 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Auenpararendzina über fossiler Gley-Kalkbraunerde

Schichtung Horizont Tiefe in cm Beschreibung der Schichteinheiten

I	Ap	- 37	Lehm, gelblichbraun, schwach durchwurzelt, schwach eisenfleckig, karbonathaltig
II	fAa	- 50	schluffiger Ton, schwarz, schwach eisenfleckig, karbonatfrei Datierung: 5.046 ± 50 ^{14}C a BP (Erl-7199)
	fBcv	- 106	schluffiger Ton, grau / grünlich, Kalkausfällungen, gelbliche Schlieren, karbonathaltig
III	Ckc-Gr	- 225	schluffiger fS, graublau, Kalkkonkretionen, glimmerführend, zwischen 163 - 180 cm Tiefe fS, an Basis eisenschlierig, vereinzelt Holzreste, karbonathaltig

I = jüngste Hochflutsedimente der Donau; II = holozäne Sedimente des Donau-Paläomäanders;

III = fluviale Sande des Kleine Laber-Schwemmfächers

Bohrnummer:	7041 - B - 179	Lokalität:	SE' Wallmühle (Kleine Laber)
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4538173
Kerngewinn in cm:	270	HW:	5418564
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	318,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Pararendzina über fossiler Gley-Kalkbraunerde

Schichtung Horizont Tiefe in cm Beschreibung der Schichteinheiten

I	Ap-C	- 46	Lehm, braun, durchwurzelt, stark karbonathaltig
II	fAa	- 70	schluffiger Ton, dunkelgrau, schwach eisenfleckig, karbonatfrei
	fBcv	- 151	schluffiger Ton, grau / grünlich, Kalkausfällungen, gelbliche Schlieren, karbonathaltig
III	Gkcr	- 230	schluffiger fS, graublau, Kalkkonkretionen, glimmerführend, zwischen 163 - 180 cm Tiefe fS, an Basis eisenschlierig, vereinzelt Holzreste, karbonathaltig
IV	C	- 270	sandiger fG, grau, karbonathaltig

I = jüngste Hochflutsedimente der Donau; II = holozäne Sedimente des Donau-Paläomäanders;

III = fluviale Sande des Kleine Laber-Schwemmfächers; IV = Kleine Laber-Schotter

Bohrnummer:	7041 - B - 180	Lokalität:	SE' Wallmühle (Kleine Laber)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4538393
Kerngewinn in cm:	235	HW:	5418539
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	318,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Auenpararendzina über fossiler Kalkbraunerde

Schichtung Horizont Tiefe in cm Beschreibung der Schichteinheiten

I	aAp	- 52	Lehm, gelblichbraun, durchwurzelt, schwach kiesführend, stark karbonathaltig
II	fBcv	- 110	schluffiger Ton, dunkelgrau /schwarz, schwach durchwurzelt, eisenfleckig, an Basis Kalkausfällungen, karbonatfrei
III	Cc	- 199	stark schluffiger fS, grau, glimmerführend, schwach kiesführend, Holzreste, Kalkausfällungen, karbonathaltig
	Gr	- 235	Wechsellegerung: mS / stark schluffiger fS, grau, karbonathaltig, bei 215 - 219 cm Tiefe graublauer, schluffiger Ton

I = jüngste Hochflutsedimente der Donau; II = holozäne Sedimente des Donau-Paläomäanders;
III = fluviale Sande des Kleine Laber-Schwemmfächers

Bohrnummer:	7041 - B - 181	Lokalität:	SE' Wallmühle (Kleine Laber)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4537884
Kerngewinn in cm:	298	HW:	5418864
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	318,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Auenpararendzina über Gley-Kalkbraunerde

Schichtung Horizont Tiefe in cm Beschreibung der Schichteinheiten

I	aAp	- 50	Lehm, braun, durchwurzelt, kiesführend, karbonathaltig
	aC	- 61	Lehm, braunrötlich, sehr schwach durchwurzelt, stark eisenfleckig, stark karbonathaltig
II	fAa	- 85	schwach schluffiger Ton, grauschwarz, Pflanzenfasern im Hangenden, schwach eisenfleckig, karbonatfrei
	fBcv-Go	- 140	schluffiger Ton, grau, stark eisenfleckig, stark karbonathaltig
III	Gr	- 174	sandiger Schluff, gelbgrau, karbonathaltig
IV	Gr	- 278	schluffiger f-mS, grauoliv, Holzreste, karbonathaltig
	Gr	- 298	f-mS, grau, karbonathaltig

I = jüngste Hochflutsedimente der Donau; II/III = holozäne Sedimente des Donau-Paläomäanders;
IV = fluviale Sande des Kleine Laber-Schwemmfächers

1.4 Bohrungen TK 25 / Blatt 7141 Straubing

Bohrnummer:	7141 - B - 1	Lokalität:	Alburg
Bohrtiefe in cm:	305	RW:	4540352
Kerngewinn in cm:	305	HW:	5413994
Bohrgerät:	Eijkelkamp Drehbohrer	Höhe ü. NN:	337,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Parabraunerde

Schichtung Horizont Tiefe in cm Beschreibung der Schichteinheiten

I	Ap-Al	- 25	schluffiger Ton, braun, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	Bt	- 50	toniger Schluff, rötlichbraun, durchwurzelt, karbonatfrei
II	C	- 70	toniger Schluff, gelbbraun, durchwurzelt, zerkrümelt, stark karbonathaltig
	C	- 95	schwach sandiger Lehm, gelbbraun, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	C	- 120	schwach sandiger Lehm – Schluffanteil nimmt zu, gelbbraun, zerbrochene Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	Ckc	- 140	toniger Schluff, gelbbraun, glimmerführend, Kalkkonkretionen, stark karbonathaltig
	Ckc	- 165	toniger Schluff, gelbbraun, Kalkkonkretionen im mm-Bereich, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	Ckc	- 190	toniger Schluff – Schluffanteil nimmt zu, gelbbraun, Kalkkonkretionen im mm-Bereich, Molluskensplitter, karbonathaltig
	Ckc	- 215	toniger Schluff, gelbbraun, Kalkkonkretionen ($\varnothing < 8$ mm), Molluskensplitter, karbonathaltig
	C	- 235	toniger Schluff – vereinzelt quarzführend, gelbbraun, karbonatfrei
	C	- 245	Lehm, gelbbraun, eisenfleckig, karbonatfrei
	Ckc	- 255	Schluff, gelbbraun – grünlich, quarzführend, eisenfleckig, Fe-Konkretionen, Kalkkonkretionen ($\varnothing < 5$ mm), karbonatfrei
	C	- 265	sandiger Lehm, gelbbraun, Mn-Konkretionen – Anteil nimmt zum Liegenden zu, karbonatfrei
	C	- 275	toniger Schluff, gelbbraun, Mn-Konkretionen, Molluskensplitter, schwach karbonathaltig
	C	- 285	toniger Schluff, gelbbraun, quarzführend, Mn-Konkretionen, Molluskensplitter, karbonatfrei
	C	- 305	toniger Schluff, gelbbraun, karbonatfrei

I / II = Würmlöß (Hochterrasse)

Bohrnummer:	7141 - B - 2	Lokalität:	Alburg
Bohrtiefe in cm:	400	RW:	4540371
Kerngewinn in cm:	374	HW:	5413157
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	341,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Parabraunerde

Schichtung Horizont Tiefe in cm Beschreibung der Schichteinheiten

I	Ap	- 30	toniger Schluff, braun, rötlich gefleckt, durchwurzelt, humos, karbonatfrei
	Al	- 36	toniger Schluff, schwach rötlichbraun, durchwurzelt, karbonatfrei
	Bt	- 50	schluffiger Ton, rötlichbraun, durchwurzelt, karbonatfrei
	Bt	- 80	schluffiger Ton, orangebraun, durchwurzelt, Kalkkonkretionen, karbonatfrei

	Bt-Sd	- 95	schwach sandiger, schluffiger Ton, orangebraun, schwach grünlich marmoriert, karbonatfrei
II	C-Sd	- 100	toniger Schluff, gelbbraun, grünlich marmoriert, stark karbonathaltig
	C	- 120	toniger Schluff, gelbbraun - schwach rötlich, Molluskensplitter, karbonathaltig
	C-Sd	- 140	Lehm, gelbbraun, grünlich marmoriert - Schlieren außen schwach rötlich, zerbrochene und erhaltene Biogene, schwach karbonathaltig
	C	- 165	toniger Schluff, gelbbraun, gebleicht, schwach eisenfleckig
	C	- 175	toniger Schluff, gelbbraun, eisenfleckig, Molluskensplitter, schwach karbonathaltig
	C	- 200	toniger Schluff, hellgelbbraun, Molluskensplitter, schwach karbonathaltig
	C	- 230	Lehm, ocker, eisenfleckig, Molluskensplitter, karbonatfrei
	C	- 250	Schluff, ocker, Molluskensplitter, Mn-Konkretionen, karbonatfrei
	C	- 267	Lehm, ocker, Mn-Konkretionen, karbonatfrei
	C	- 280	fS, gelb, Holzreste, Mn-Konkretionen, karbonatfrei
III	C	- 300	fS, gelb / leicht orange, im Liegenden Bleichhorizonte eingeschaltet mit abgrenzenden Eisenflecken, vereinzelt, diffus eingeschaltete Quarze bis $\varnothing = 7$ mm, karbonatfrei
	C	- 308	fS, gelb / leicht orange, vereinzelt, diffus eingeschaltete Quarze bis $\varnothing = 7$ mm, karbonatfrei
	C	- 322	schwach tonig-schluffiger fS, rötlichbraun, rot / grün marmoriert, graue gebleicht, karbonatfrei
	C-Sd	- 330	schwach tonig-schluffiger fS, rötlichbraun, rot / grüne Schlieren, graue gebleicht, karbonatfrei
	C	- 341	schwach tonig-schluffiger fS, rötlich, eisen- und manganfleckig, gebleicht, karbonatfrei
	C	- 354	fS, rötlich, karbonatfrei
	C	- 374	schwach tonig-schluffiger fS, rötlich, karbonatfrei
	IV	C	- 400 fG

I / II = Würmlöß; III = sandige Fazies des Hochterrasse; IV = Hochterrassenschotter

Bohrnummer:	7141 - B - 3	Lokalität:	Alburg
Bohrtiefe in cm:	200	RW:	4539652
Kerngewinn in cm:	177	HW:	5413667
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	338,50 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Parabraunerde

Schichtung Horizont Tiefe in cm Beschreibung der Schichteinheiten

I	Ap-Al	- 32	toniger Schluff, dunkelbraun, humos, durchwurzelt, karbonatfrei
	Bt	- 54	toniger Schluff, rötlichbraun, durchwurzelt, karbonatfrei
II	C	- 83	toniger Schluff, gelbbraun, schwach durchwurzelt, eingeschaltete Bleichhorizonte, sehr schwach karbonathaltig,
	Ckc	- 177	toniger Schluff, gelbbraun, diffus verteilte Kalkkonkretionen ($\varnothing = 1$ cm), stark karbonathaltig

I / II = Würmlöß

Bohrnummer:	7141 - B - 4	Lokalität:	Alburg
Bohrtiefen in cm:	500	RW:	4539678
Kerngewinn in cm:	460	HW:	5412723
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	341,80 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodenotyp:	Parabraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 50	toniger Schluff, dunkelbraun, durchwurzelt, karbonatfrei
	Al	- 73	toniger Schluff, gelblichbraun, durchwurzelt, grau/gelbe Schlieren, lockeres Gefüge, schwach karbonathaltig
	Bt	- 91	toniger Schluff, gelbbraun, schwach durchwurzelt, Mn-Konkretionen, schwach karbonathaltig
II	Ckc	- 100	toniger Schluff, ocker, lockeres Gefüge, Kalkkonkretionen ($\varnothing = 4$ cm), Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	C	- 118	toniger Schluff, bräunlichgelb, manganfleckig, schwach karbonathaltig
	Gkco	- 150	toniger Schluff, gelblichbraun, eisen- und manganfleckig, grünliche Schlieren, Kalkkonkretionen, Molluskensplitter, schwach karbonathaltig
	Ckc	- 200	toniger Schluff, gelblichbraun, Mn-Konkretionen, Kalkkonkretionen, Molluskensplitter, schwach karbonathaltig
	Ckc-Sd	- 260	Lehm, gelbbraun, grünliche Schlieren, Mn-Konkretionen, Kalkkonkretionen (erhöht gegenüber - 200), karbonatfrei
	C	- 290	Lehm, gelbbraun, eisen- und manganfleckig, Molluskensplitter, karbonatfrei
	C-Sd	- 307	Lehm, rötlichgelb, rot / graue Schlieren, manganfleckig, karbonatfrei
	C	- 336	Lehm, hellrötlichgelb, graue Bleichschlieren, manganfleckig, karbonatfrei
	C	- 366	Lehm, graugelb, graue / rote Schlieren, manganfleckig, karbonatfrei
	C	- 375	Übergangsbereich: fS mit Tonbändchen, rot / gelb, manganfleckig, karbonatfrei
III	C	- 394	toniger fS, rötlich-gelbbraun, manganfleckig, karbonatfrei
	Gro	- 414	toniger fS, rot-gelbbraun, gebleicht, manganfleckig, karbonatfrei
	Go	- 433	tonig-mittelsandiger fS, rot-gelbbraun, eisen- und manganfleckig, karbonatfrei
	C	- 444	schwach toniger, feinsandiger mS, gelbbraun, kiesführend, manganfleckig, karbonatfrei
	C	- 460	schwach toniger, feinsandiger mS, gelbbraun, kiesführend, hellgelbe Schlieren, manganfleckig, karbonatfrei
	C	- 500	Schotter
IV			

I / II = Würmlöß; III = sandige Fazies des Hochterrassen; IV = Hochterrassenschotter

Bohrnummer:	7141 - B - 5	Lokalität:	Alburger Moos
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4539532
Kerngewinn in cm:	280	HW:	5417754
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	317,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	Auenpararendzina über Gley-Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 55	tonig-sandiger Schluff, dunkelbraun, durchwurzelt, humos, kiesführend, lockeres Gefüge, stark karbonathaltig
II	fBkcv	- 70	toniger Schluff, dunkelbraun / grauschwarz, durchwurzelt, lockeres Gefüge, Kalkanreicherungshorizonte an der Basis, stark karbonathaltig
	Go	- 88	schwach sandiger Schluff, grau, braune Schlieren, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	Go	- 120	schwach sandiger Schluff, grau, braune Schlieren, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
III	Gor	- 150	schluffig-toniger fS, grau, rötliche Schlieren, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	Gor	- 170	schluffig-toniger fS, grau, rötliche Schlieren, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	Gor	- 192	schluffig-toniger fS, grau, rötliche Schlieren, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	C	- 202	toniger fS, grau, karbonathaltig
	C	- 221	mittelsandiger fS, grau, schwach karbonathaltig
	C	- 230	Verzahnung mS mit T, grau, schwach karbonathaltig
IV	C	- 251	mG mit Verzahnungsbereichen mS mit T, schwach karbonathaltig
	C	- 275	mG, grau, schwach karbonathaltig
	C	- 280	grobkiesiger mG, grau mit rötlichen Schlieren, schwach karbonathaltig

I = jüngste, holozäne Hochflutsedimente; II = holozäne Hochflutsedimente (H_I-Auenterrasse),
 III = sandige Auenfazies (H_I-Auenterrasse); IV = Talauenschotter

Bohrnummer:	7141 - B - 6	Lokalität:	Alburger Moos
Bohrtiefe in cm:	400	RW:	4599507
Kerngewinn in cm:	320	HW:	5417354
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	317,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	Auenpararendzina über Gley-Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 46	sandig-toniger Schluff, dunkelbraun / grauschwarz, lockeres Gefüge, durchwurzelt, humos, karbonathaltig,
	aC	- 53	sandig-toniger Schluff, hellbraun, lockeres Gefüge, durchwurzelt, schwach eisenfleckig, graue gebleicht, karbonathaltig,
	aCc	- 64	sandig-toniger Schluff, hellbraun, lockeres Gefüge, durchwurzelt, diffuse Kalkausfällungen, karbonathaltig
II	fBcv	- 93	schluffiger Ton, schwarzgrau-bräunlich, schwach durchwurzelt, eisenfleckig, karbonathaltig
	Gro	- 100	Schluff, dunkelgrau, eisenfleckig, rote / graue Schlieren, Molluskensplitter, karbonathaltig
	Gor	- 128	Schluff, dunkelgrau, eisenfleckig, rote / graue Schlieren, Molluskensplitter, karbonathaltig

	Gr	- 141	Schluff mit feinsandigen Bändern, grau, karbonathaltig
III	C	- 164	fS mit tonigen Bändern, grau, tonige Bereiche karbonathaltig
	C	- 175	fS, grau, schwach karbonathaltig
	C	- 182	tonig-mittelsandiger fS, grau, schwach karbonathaltig
	C	- 300	schwach toniger, kiesführender m-gS, grau, schwach karbonathaltig
IV	C	- 320	fG, grau

I = jüngste, holozäne Hochflutsedimente; II = holozäne Hochflutsedimente (H_I-Auenterrasse); III = sandige Auenfazies (H_I-Auenterrasse); IV = Talauenschotter

Bohrnummer:	7141 - B - 7	Lokalität:	Alburger Moos
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4538154
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5416122
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	Parabraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 34	toniger Schluff, dunkelbraun, durchwurzelt, kiesführend, lockeres Gefüge, karbonathaltig
	A1	- 53	toniger Schluff, braun, durchwurzelt, kiesführend, schwach karbonathaltig
	A1-Bt	- 93	toniger Schluff, rötlichbraun, schwach durchwurzelt, kiesführend, schwach karbonathaltig
	Bt	- 100	toniger Schluff, rotbraun, lockeres Gefüge, Poren und Röhren, schwach durchwurzelt, karbonatfrei
	Bt	- 114	toniger Schluff, rötlichbraun, schwach karbonathaltig
	C	- 128	toniger Schluff, gelbbraun / rötlich, lockeres Gefüge, karbonathaltig
	C	- 150	toniger Schluff, gelbbraun / rötlich, karbonathaltig
	C	- 210	toniger Schluff, gelbbraun / rötlich, Molluskensplitter, karbonathaltig
	C	- 240	Schluff, gelbbraun, karbonathaltig
II	Gor	- 260	Schluff, gelbbraun, eisenfleckig, grünliche Schlieren, karbonathaltig
	Gr	- 280	Schluff, gelbbraun, schwach eisen- und manganesefleckig, karbonathaltig
	C	- 300	Schluff, gelbbraun, karbonathaltig

I / II = Würmlöß

Bohrnummer:	7141 - B - 20	Lokalität:	Alburger Moos
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4539427
Kerngewinn in cm:	250	HW:	5417279
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	317,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	Gley-Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Acp	- 39	Tu, braun, durchwurzelt, kiesführend, schwach karbonathaltig
	Bcv	- 57	Tu, dbraun, durchwurzelt, kiesführend, eisenfleckig, schwach karbonathaltig

	Go	- 73	U, graubraun, durchwurzelt, eisenfleckig, Molluskensplitter, karbonathaltig
	Gr	- 97	U, grau, schwach durchwurzelt, eisenfleckig, Molluskensplitter, karbonathaltig
	Gr	- 100	Lehm - zum Liegenden nimmt Sandanteil zu, grau, eisenfleckig, karbonathaltig
	Gr	- 112	Lehm - zum Liegenden nimmt Sandanteil zu, grau, eisenfleckig, karbonathaltig
II	Gr	- 140	toniger fS, grau, eisenfleckig, stark karbonathaltig
	Gr	- 171	mS mit Tonbändchen, grau, karbonathaltig
	Gr	- 207	mS mit Tonbändchen - zum Liegenden in gS übergehend, grau, schwach karbonathaltig
	Gr	- 221	toniger fS, grau, schwach karbonathaltig
	Gr	- 234	gS, grau, an Basis kiesführend und zwischengeschaltete Tonbändchen, schwach karbonathaltig
III	C	- 250	f-mG

I = Auenlehm; III = sandige Auenfazies; III = Talauenschotter

Bohrnummer:	7141 - B - 28	Lokalität:	Alburger Moos
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4539169
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5416689
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	320,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	Kalkbraunerde über Alm

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Acp	- 50	Schluff, dbraun, kiesführend, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, stark karbonathaltig
	Bcv	- 82	schwach sandig-toniger U, dbraun, kiesführend, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, stark karbonathaltig
	Bcv	- 100	toniger Schluff, schwarzbraun, krümeliges Gefüge, Kalkausfällungen im Hangenden als Bänder und diffus im gesamten Horizont, stark karbonathaltig
	Bcv	- 150	toniger Schluff, schwarzbraun, krümeliges Gefüge, Kalkausfällungen diffus im gesamten Horizont, stark karbonathaltig
II	C	- 162	lockere Ablagerung von Alm mit fS mit Alm, aschgrau, karbonathaltig
	C	- 176	lockere Ablagerung von Alm mit fS, aschgrau, karbonathaltig
	C	- 194	schluffiger Alm, weißgrau / rosa, z.T. noch als fester Alm erhalten, karbonathaltig
	C	- 206	schluffiger Alm, grauweiß, karbonathaltig
	C	- 225	schluffig-toniger Alm, weißgrau, karbonathaltig
	C	- 230	toniger Alm, weiß, karbonathaltig
	C	- 247	Ton mit Alm, grau-weiß-schwarz gefleckt, karbonathaltig
III	C	- 255	toniger Schluff, grau, schwach karbonathaltig
	C	- 300	fS, grau, vereinzelt Fe-Schlieren, schwach karbonathaltig

I = holozäne Auensedimente (H_I-Auenterrasse); II = Almbildung (Boral/Atlantikum); III = sandige Fazies der JW_{III}-Terrassenfläche

Bohrnummer:	7141 - B - 29	Lokalität:	Alburger Moos
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4539267
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5416924
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	317,20 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	Kolluvium über fossiler Kalkbraunerde über Alm und Niedermoortorf

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 25	Schluff, dbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, stark karbonathaltig
	yC	- 42	Straßenschotter
II	fBcv	- 67	toniger Schluff; dbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, eisenfleckig, stark karbonathaltig
	fBcv	- 100	toniger Schluff, schwarzbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, Kalkausfällungen im Hangenden als Flecken und folgend als Bänder, organische Reste, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
III	fAh	- 108	Schluff mit Alm, dunkles aschgrau, stark verwittert, stark karbonathaltig
IV	fAca	- 117	toniger Schluff; schwarz / leicht bräunlich, Kalkausfällungen, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
V	fnH	- 150	Torf, dbraun / schwarz, zersetzes organisches Material, schwach karbonathaltig
VI	fAca	- 163	schluffiger Ton, schwarz, stark zersetzes organisches Material, Kalkausfällungen, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
VII	fnH	- 246	Torf, Wechsel zwischen braun / schwarz, stark durchwurzelt, zersetzte organische Substanz, schwach karbonathaltig
VIII	C	- 267	Schluff, gelbbraun, durchwurzelt, zersetzte organische Substanz, schwach karbonathaltig
	C	- 281	Schluff, gelbbräunig, durchwurzelt, schwach karbonathaltig
	C	- 283	toniger Schluff, grau, kiesführend, schwach karbonathaltig
IX	C	- 295	sandiger fG, grau, schwach karbonathaltig
	C	- 300	schwach sandiger fG, grau, schwach karbonathaltig

I = Kolluvium; II = holozäne Auensedimente (H_{II}-Auenterrasse); III = Almbildung (Subboreal); IV-VII = anmoorig / Niedermoortorf; VIII = holozäne Rinnensedimente; IX = Talauenschotter

Bohrnummer:	7141 - B - 30	Lokalität:	Moosfeld SW v. Kägers
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4540184
Kerngewinn in cm:	250	HW:	5417088
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	317,50 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 33	Lehm, gelblichbraun, durchwurzelt, kiesführend, stark karbonathaltig
	Ckcv	- 64	toniger Lehm, gelbbräunig, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, Kalkkonkretionen, eisenfleckig, gebleicht, stark karbonathaltig
	C	- 100	Schluff, gelbbräunig, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, eisenfleckig, stark karbonathaltig
	C	- 128	Schluff, gelbbräunig, stark karbonathaltig
II	C	- 163	toniger fG (gelbbräunig) mit zwischengeschalteten Tonhorizonten (grau), stark karbonathaltig

	C	- 187	toniger fS, graugelbbraun, stark karbonathaltig
	C	- 205	fS - zum Liegenden in mS übergehend, gelbbraun / grau, stark karbonathaltig
III	C	- 218	mittelkiesiger fG, grau, stark karbonathaltig
	C	- 250	grobkiesiger fG - an Basis in mG übergehend, grau, stark karbonathaltig

I = fröhholozänes Decksediment; II = sandige Fazies der JW_{III}-Terrassenfläche;
 III = spätglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7141 - B - 31	Lokalität:	Pillmoos
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4544154
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5417644
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,30 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodenotyp:	Gley-Vega

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 10	sandiger Schluff, braun, stark durchwurzelt, stark karbonathaltig
	aM	- 50	sandiger Schluff, braun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, stark karbonathaltig
	aM	- 100	sandiger Schluff, gelblichbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, stark karbonathaltig
	aM	- 150	sandiger Schluff, gelbbraun, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
II	Gor	- 180	stark schluffiger fS, gelbbraun / grau, Fe-Schlieren, stark karbonathaltig
	C	- 195	mS, gelbbraun, karbonathaltig
	Gro	- 253	toniger fS, gelbbraun / grau, stark eisenfleckig, gebleicht, karbonathaltig
	Go	- 270	gS, gelbbraun, eisenfleckig, karbonathaltig
	Gr	- 300	fS mit tonigen Bereichen, grau, karbonathaltig

I / II = jüngste, holozäne Hochflutsedimente

Bohrnummer:	7141 - B - 32	Lokalität:	Alburger Moos
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4539169
Kerngewinn in cm:	262	HW:	5416699
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	319,50 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodenotyp:	Kalkbraunerde über fossilem Auenboden

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Acp	- 10	schluffiger Ton, dbraun, stark durchwurzelt, karbonathaltig
	Bcv	- 50	schluffiger Ton, dbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, kiesführend, karbonathaltig
	Bcv	- 69	schluffiger Ton, braun, durchwurzelt, lockeres Gefüge, Kalkausfällungen, kiesführend, im Liegenden schwarz gefleckt, karbonathaltig
	Bcv	- 96	Schluff, schwarz-weiß gesprenkelt, Kalkausfällungen, stark krümeliges Gefüge, kiesführend, stark karbonathaltig
II	C	- 150	schluffiger Alm, weiß-schwarz gesprenkelt, stark karbonathaltig
III	fAa	- 160	schluffiger Ton, schwarz, organisch, karbonatfrei

	Gr	- 178	feinsandiger Schluff, graugrün, karbonatfrei
IV	Gr	- 200	kiesführender mS, graugrün, schwach karbonathaltig
	Gr	- 262	kiesführender gS, graugrün, schwach karbonathaltig, bei 258 - 260 cm gS mit Alm eingeschalten, karbonathaltig

I = Auenlehm; II = Alm; III = Paläomäanderfüllung; IV = sandige Auenfazies

Bohrnummer:	7141 - B - 33	Lokalität:	Alburger Moos
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4539257
Kerngewinn in cm:	236	HW:	5416944
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	317,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	Kalkbraunerde über Niedermoortorf

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Acp	- 10	U, schwarz / dbraun, obere 10 cm mit Eisnadeln, stark karbonathaltig
	Bcv	- 42	U, dbraun / schwarz, stark zersetzer Ackerboden, zum Liegenden gut erhaltene Fasern, stark karbonathaltig
II	fnH	- 59	fein zersetzer Torf, dunkel mit Redoxmerkmalen, karbonathaltig
	fnH	- 67	fein zersetzer schwarz-brauner Torf, makrorestreich, karbonathaltig
III	fAa	- 75	Schluff, schwarz, stark humos, Kalkzwischenlagen, reich an Muschel- und Schneckenschalen, stark karbonathaltig
IV	fnH	- 100	fein zersetzer schwarz-brauner Torf, makrorestreich, karbonathaltig
	fnH	- 118	fein zersetzer schwarzer Torf, teilweise zersetzte Holzstücke, karbonathaltig
	fnH	- 150	stark zersetzer Torf, schwarz, schwach karbonathaltig
	fnH	- 167	stark zersetzer Torf, grau-braun, schwach karbonathaltig
	fnH	- 181	stark zersetzer Torf, hell bis rotbraun, schwach karbonathaltig
	fnH	- 214	stark zersetzer Torf (ehemalige oxydative Schicht AO) mit Makroresten oder Brandschicht, schwarz, schwach karbonathaltig, Datierung: 4.975 ± 75 14C a BP (Hv-24844)
V	fnH	- 216	stark zersetzer Torf, hell bis rotbraun, schwach karbonathaltig
	Gr	- 221	Übergang: braun-grauer Ton im Hangenden, zum Liegenden in schluffigen Ton übergehend, schwach karbonathaltig
	Gr	- 229	schluffiger mS, grau-bläulich, schwach glimmerführend, schwach karbonathaltig
	Gr	- 236	gS, grau / schwarz, eingelagerte org. Reste (gerundete Holzteile), schwach karbonathaltig

I = Auenlehm; II = Niedermoortorf; III = Alm; IV = Niedermoortorf; V = Hochflutsedimente

Bohrnummer:	7141 - B - 35	Lokalität:	Alburger Moos
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4539169
Kerngewinn in cm:	260	HW:	5416731
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	319,50 m
Bemerkung:		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 50	Schluff, dbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, stark karbonathaltig
	Bcv	- 57	Schluff, gelb- / graubraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, Kalkausfällungen, stark karbonathaltig
	Bcv	- 100	Schluff, schwarz, humos, Kalkausfällungen, Molluskensplitter, lockeres Gefüge, stark karbonathaltig
		- 150	Lücke
	Gr	- 168	feinsandiger Schluff, grauschwarz, schwach karbonathaltig
II	C	- 260	sandiger mG, grau, karbonatfrei

I = holozäne Rinnensedimente; II = Talauenschotter

Bohrnummer:	7141 - B - 36	Lokalität:	Alburger Moos
Bohrtiefe in cm:	100	RW:	4539169
Kerngewinn in cm:	100	HW:	5416706
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	319,00 m
Bemerkung:	keine Probenahme	Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Acp	- 42	Schluff, dbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, stark karbonathaltig
	Bcv	- 72	Schluff, schwarz, humos, Kalkausfällungen, Molluskensplitter, lockeres Gefüge, stark karbonathaltig
II	C	- 93	Alm, grau / gelbbraun, krümelig, stark karbonathaltig
III	C	- 98	sandiger Ton - an Basis in fSt übergehend, grau, durchwurzelt, stark karbonathaltig
IV	C	- 100	fS, grau, stark karbonathaltig

I = Auenlehm; II = Alm; III = Hochflutsedimente; IV = Talauenschotter

Bohrnummer:	7141 - B - 37	Lokalität:	Alburger Moos
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4539197
Kerngewinn in cm:	250	HW:	5416711
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	319,50 m
Bemerkung:	keine Probenahme	Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina über fossiler Kalkbraunerde und Gley-Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 50	Schluff, dbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, stark karbonathaltig
	Cv	- 58	Schluff, hellbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, stark karbonathaltig
II	fAch	- 74	Schluff, stark dbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, stark

			karbonathaltig
	fBcv	- 100	Schluff, schwarz, humos, Kalkausfällungen, Molluskensplitter, lockeres Gefüge, stark karbonathaltig
		- 130	Lücke
III	C	- 140	schluffiger Alm, schwarz-weiß gesprenkelt, karbonathaltig
	C	- 172	schluffiger Alm, grau / leicht gelblich, karbonathaltig
IV	fAca	- 184	Schluff, schwarzgrau, karbonathaltig
	fBcv	- 190	schluffiger Ton, graugrün, schwach karbonathaltig
	Gr	- 250	toniger fS, graugrün, Molluskensplitter, schwach karbonathaltig

I = Auenlehm; II = Paläomäanderfüllung; III = Alm; IV = Paläomäanderfüllung

Bohrnummer:	7141 - B - 136	Lokalität:	Pillmoos (Straubing)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4543679
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5417184
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	317,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodenotyp:	Auenpararendzina über fossiler verbraunter Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 33	sandiger Schluff, gelblichbraun – grau, durchwurzelt, kiesführend, stark karbonathaltig
	aC	- 100	sandiger Schluff, gelb / schwach bräunlich, schwach durchwurzelt, vereinzelt kiesführend, stark karbonathaltig
	aC	- 169	sandiger Schluff, gelb / schwach bräunlich, schwach durchwurzelt, vereinzelt kiesführend, eisenfleckig, stark karbonathaltig
II	fAh	- 195	Lehm, braun, poriges Gefüge, schwach glimmerführend, stark karbonathaltig
	Cv	- 288	toniger Lehm, graubraun, eisenschlierig, an Basis sandig, stark karbonathaltig
III	C	- 300	tonig-schluffiger f-mS, grau bis gelblich, glimmerführend, stark karbonathaltig

I = jüngste, holozäne Auensedimente (H_{IV}-Auenterrasse); II = holozäne Auensedimente (H_{III}-Auenterrasse); III = sandige Auenfazies

Bohrnummer:	7141 - B - 137	Lokalität:	Pillmoos (Straubing)
Bohrtiefe in cm:	500	RW:	4543684
Kerngewinn in cm:	500	HW:	5417279
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,90 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodenotyp:	Auenpararendzina über fossiler Gley-Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 33	stark sandiger Schluff, gelblichbraun – grau, durchwurzelt, schwach eisenfleckig, poriges Gefüge, stark karbonathaltig
	aC	- 100	stark sandiger Schluff, gelb / bräunlich, durchwurzelt, poriges Gefüge, schwach ausgebildete Bleichungsstellen, stark karbonathaltig
	aGo	- 196	schwach sandig-toniger Schluff, eisenfleckig, Fe- und Mn-Konkretionen, glimmerführend, stark karbonathaltig
II	Go-fBcv	- 250	WL: mS mit schluffigem Ton, braungrau, Oxidations- und Reduktionsschlieren, stark karbonathaltig

III	fBcv	- 300	toniger Lehm (grau) mit hellgrauen mS-Horizonten bei 157 - 160 cm und 174 - 177 cm Tiefe; karbonathaltig
	Gr	- 467	toniger Lehm, grau, m-gS bei 440 - 450 cm Tiefe, glimmerführend, karbonathaltig
IV	C	- 500	stark grobsandiger f-mG, grau, karbonathaltig

I = jüngste, holozäne Auensedimente (H_{IV} -Auenterrasse); II = holozäne Auensedimente (H_{III} -Auenterrasse); III = lehmige Auenfazies; IV = Talauenschotter

Bohrnummer:	7141 - B - 138	Lokalität:	Pillmoos (Straubing)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4543724
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5417569
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,50 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Auenpararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 40	sandiger Schluff, gelblichbraungrau, durchwurzelt, kiesführend, stark karbonathaltig
	aC	- 100	stark sandiger Schluff, gelbräunlich, durchwurzelt, poriges Gefüge, bei 80 cm Tiefe ist ein 2 cm mächtiger gS-Horizont zwischengeschaltet, stark karbonathaltig
II	C	- 218	Lehm, gelbbraun, poriges Gefüge, schwach eisenschlierig, glimmerführend, an Basis zunehmend toniger, karbonathaltig
	C	- 271	WL: stark sandiger Schluff (braun, stark eisenfleckig) und gS (hellgelb, schwach eisenfleckig), karbonathaltig
	C	- 300	WL: gS (hellgelb) und sandiger Schluff (graubraun), karbonathaltig

I = jüngste, holozäne Auensedimente (H_{IV} -Auenterrasse); II = holozäne Auensedimente (H_{III} -Auenterrasse); III = sandige Auenfazies

Bohrnummer:	7141 - B - 139	Lokalität:	Pillmoos (Straubing)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4543734
Kerngewinn in cm:	275	HW:	5417704
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,00 m
		Relief:	wellig
		Bodentyp:	Gley-Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 45	sandiger Schluff, braungrau / schwach gelblich, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, kiesführend, stark karbonathaltig
	Cv	- 100	stark sandiger Lehm, gelbbraungrau, durchwurzelt, poriges, krümeliges Gefüge, an Basis in schluffigen fS übergehend, stark karbonathaltig
II	Go	- 158	stark schluffiger fS, gelb, Oxidations- und Reduktionsstellen, glimmerführend, karbonathaltig
	Gr	- 275	WL: f-gS (hellgelb) und sandiger Schluff (gelbräunlich), Reduktionsschlieren im schluffigem Bereich, an Basis stark eisenführender, grauer Sand, karbonathaltig

I = holozäne Auensedimente (H_{III} -Auenterrasse); II = sandige Auenfazies

Bohrnummer:	7141 - B - 140	Lokalität:	Pillmoos (Straubing)
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4543759
Kerngewinn in cm:	250	HW:	5418144
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,00 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 37	stark feinsandiger Schluff, gelblichbraun, durchwurzelt, kiesführend, stark karbonathaltig
II	C	- 90	stark schluffiger fS, gelb / weißlich, schwach durchwurzelt, stark karbonathaltig
III	C	- 150	stark sandiger f-mG, gelb, karbonathaltig
	C	- 160	schluffiger f-mS, gelbbraun, karbonathaltig
	C	- 200	stark sandiger f-mG, gelb, karbonathaltig

I = jüngste, holozäne Hochflutsedimente; II = sandige Auenfazies ; III = Talauenschotter

Bohrnummer:	7141 - B - 185	Lokalität:	NE' Hofstetten
Bohrtiefen in cm:	100	RW:	4546469
Kerngewinn in cm:	82	HW:	5417521
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,50 m
Bemerkung:	Bohrverlust: Schotter	Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 42	sandiger Lehm, gelblichbraun, kaum durchwurzelt, glimmerführend, karbonathaltig
II	Cv	- 61	schluffig-toniger fS, gelbbraun, kaum durchwurzelt, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 82	schluffiger fS, gelbbraun, Molluskensplitter, glimmerführend, karbonathaltig
III	C		sandiger fG, gelbbraun, karbonathaltig

I = holozäne, lehmige Hochflutsedimente; II = sandige Auenfazies; III = Talauenschotter

Bohrnummer:	7141 - B - 186	Lokalität:	NE' Hofstetten
Bohrtiefen in cm:	100	RW:	4546489
Kerngewinn in cm:	100	HW:	5417777
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,50 m
Bemerkung:	keine Probenahme	Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 44	sandiger Lehm, gelblichbraun, kaum durchwurzelt, glimmerführend, karbonathaltig
	Cv	- 65	schluffig-toniger fS, gelbbraun, kaum durchwurzelt, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 95	schluffiger fS, gelbbraun, Molluskensplitter, glimmerführend, karbonathaltig
II	C	- 100	sandiger fG, gelbbraun, karbonathaltig

I = holozäne, lehmige Hochflutsedimente; II = sandige Auenfazies; III = Talauenschotter

1.5 Bohrungen TK 25 / Blatt 7142 Straßkirchen

Bohrnummer:	7142 - B - 8	Lokalität:	Loham / Hundeldorf (Sandfeld)
Bohrtiefe in cm:	500	RW:	4561105
Kerngewinn in cm:	400	HW:	5410625
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	314,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Vega über Kolluvisole

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 29	Sl2, braun, ein, humos, durchwurzelt, stark karbonathaltig
	aM	- 49	St2, gelblichbraun, ein, durchwurzelt, karbonathaltig
II	aM	- 69	Sl3, gelbbraun, ein, durchwurzelt, karbonathaltig
	aM	- 89	Sl3, gelbbraun, durchwurzelt, karbonathaltig
	aM	- 100	Sl2, dgelbbraun, karbonathaltig
	aM	- 150	Sl2, dgelbbraun, karbonathaltig
	aM	- 163	Su2, gelbbraun, Molluskensplitter, karbonathaltig
	aM	- 181	grobsandiger mS, gelbbraun, Molluskensplitter, schwach karbonathaltig
III	M	- 196	Verzahnung von mittelsandigen gS (Hangend: gelbbraun, Molluskensplitter) mit Ls4 (Liegend: dbraun), schwach karbonathaltig
	M (fAh)	- 203	Ls4, dbraun, verkittet, karbonatfrei
	M	- 248	Ls4, braun, eisen- und manganesefleckig, karbonatfrei
IV	M	- 263	Ls4, braun, gering eisenfleckig, karbonatfrei
	M (fAh)	- 272	Lt2, dbraun, eisenfleckig, Mn-Konkretionen, karbonatfrei
IV	M	- 300	Lts, dbraun bis schwärzlich, organisch, eisenfleckig, Mn-Konkretionen, karbonatfrei Datierung: $4.765 \pm 120 \text{ }^{14}\text{C}$ a BP (Hv-24845)
	M-Go	- 313	Übergangsbereich: Lt2, dbraun / grau, eisenschlierig, karbonathaltig
	Go	- 329	Lu, gelblichgrau, eisenfleckig und Fe-Konkretionen, karbonathaltig
	Go	- 350	Lu, gelblichgrau, leicht eisenfleckig und Fe-Konkretionen, karbonathaltig
	Go	- 370	Ut4, gelblichgrau, leicht eisenfleckig, Molluskensplitter, karbonathaltig
	Go	- 384	Ut4, gelblichgrau, Fe-Konkretionen, Molluskensplitter, karbonathaltig
	V	- 400	fS, grau, karbonathaltig

I/II = jüngstes, sandiges Auensediment (HS_{III}-Auenser Serie); III = lehmiges Auensediment (HS_{II}-Auenser Serie); IV = lehmiges, schluffiges Auensediment (HS_I-Auenser Serie); V = Talauenschotter

Bohrnummer:	7142 - B - 9	Lokalität:	N' Hundeldorf (Unteres Feld)
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4560396
Kerngewinn in cm:	250	HW:	5411516
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,10 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 37	toniger Schluff, dbraun, durchwurzelt, partiell karbonathaltig
	Cv	- 51	toniger Schluff, schwach gelblichbraun zum Liegenden heller werdend, eisenfleckig, durchwurzelt, schwach karbonathaltig
	C	- 65	toniger Schluff, gelbbraun, durchwurzelt, Mollusksplitter, karbonathaltig
	C	- 100	sandiger Lehm, gelbbraun, schwach durchwurzelt, Mollusksplitter, glimmerführend, karbonathaltig
	II	- 153	fS, gelbbraun, Mollusksplitter, karbonathaltig
II	C	- 180	toniger fS, gelbbraun, partiell tonigere Bereiche, karbonathaltig
	C	- 210	schwach toniger fS, gelbbraun, karbonathaltig
	C	- 225	schwach toniger fS, gelbbraun, karbonathaltig
	C	- 239	schwach toniger mS, gelbbraun, karbonathaltig
III	Ckc	- 250	sandiger f-mG, gelbgrau, partiell karbonathaltig (Kalkpartikel)

I = Jüngerer Schwemmlöß; II = sandige Fazies der JW_{III}-Terrassenfläche;

III = spätmittelalterlicher Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 10	Lokalität:	N' Loham
Bohrtiefen in cm:	200	RW:	4558912
Kerngewinn in cm:	133	HW:	5412689
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,90 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Braunerde-Gley

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Aep	- 19	sandiger Lehm, braungrau, durchwurzelt, Fe-Konkretionen, karbonatfrei
	Bv	- 29	toniger Lehm, gelbbraun, durchwurzelt, eisenfleckig, krümeliges Gefüge, karbonatfrei
	Go-Bv	- 46	toniger Lehm, gelbgrau, durchwurzelt, eisen- und manganfleckig, Mn-Konkretionen, karbonatfrei
II	Go	- 59	stark toniger fS, gelbbraun, eisenfleckig, Mn-Konkretionen, gebleicht, karbonatfrei
	Gr	- 65	fS, gelbbraun, eisen- und manganfleckig - grün, gebleicht, karbonatfrei
III	C	- 78	toniger mG, gelbgrau, karbonatfrei
	C	- 100	sandiger m-gG, gelbgrau, karbonatfrei
	C	- 133	grobsandiger m-gG, gelblich, karbonathaltig

I = holozäne Rinnensedimente; II = fluviatile Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;

III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 12	Lokalität:	N' Loham
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4558872
Kerngewinn in cm:	210	HW:	5412614
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,60 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Vega über gekappter Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 33	Ls4, graubraun, durchwurzelt, karbonatfrei
	aM	- 50	Ls4, gelbbraun, durchwurzelt, karbonatfrei
II	fBv-Cv	- 64	mSt3, rötlichbraun, teilweise durchwurzelt, karbonatfrei
	Cv	- 100	mS, rötlichbraun, kiesführend, partiell tonig, karbonatfrei
	Cv	- 134	toniger m-gS, rotbraun, karbonatfrei
	Cv	- 154	toniger mG, rotbraun, Hangend: eisenfleckig, gebleicht, karbonatfrei
	Cv	- 169	toniger g-mS, rotbraun, karbonatfrei
III	Cv	- 182	sandig-toniger mG, rotbraun, karbonatfrei
	Cv	- 210	sandiger mG, rotbraun, karbonatfrei

I = junge, holozäne Rinnensedimente; II = fluvische Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;

III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 13	Lokalität:	NW' Loham
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4558137
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5412549
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,80 m
Bemerkung:	ersten 5 cm gefroren	Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Vega über fossiler Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 18	Ls3, dbraun, durchwurzelt, karbonatfrei
	aM	- 42	Ls2, braun, durchwurzelt, karbonatfrei
II	Go-fAh-	- 68	Lt2, grau / leicht grünlich, schwach durchwurzelt, eisenfleckig,
	Bv		Fe-Konkretionen, karbonatfrei
	Go-fBv	- 100	Lt3, grau / leicht grünlich, Mn-Konkretionen, schwach eisenfleckig, karbonatfrei
	Go-fBv+Cv	- 128	Lt2, grau / bräunlich, eisenfleckig, Mn-Konkretionen, vereinzelt gelbbraune Sandlinsen eingeschaltet, karbonatfrei
	C	- 144	Lu, gelbbraun, karbonathaltig
III	C	- 166	schluffiger fS, gelbbraun, karbonathaltig
IV	C	- 194	sandig-toniger m-gG, gelbgrau, schwach karbonathaltig
V	Gr	- 270	Tt, grauhellblau, in Richtung Basis dunkelblau, karbonatfrei
	Gr	- 300	Tu2, dunkelblau / grau, Eisenschlieren, karbonatfrei

I = holozänes Auensediment; II = spätglaziales/frühholozänes Hochflutsediment; III = fluvische Sande der JW_{II}-Terrassenfläche; IV = hochglazialer Schotterkörper ; V = ?Tertiär

Bohrnummer:	7142 - B - 14	Lokalität:	N' Loham
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4558897
Kerngewinn in cm:	260	HW:	5412654
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,80 m
Bemerkung:	ersten 5 cm gefroren	Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 23	toniger Schluff, dunkelbraun / schwach gräulich, kiesführend, durchwurzelt, karbonatfrei
	Bv	- 50	schluffiger Ton, gelbbraun, durchwurzelt, kiesführend, krümeliges Gefüge, Mn-Konkretionen, karbonatfrei
	Go	- 82	toniger Schluff, gelbbraun, schwach durchwurzelt, eisenfleckig, Mn-Konkretionen, karbonatfrei
	Gro	- 95	schwach sandiger, schluffiger Ton, hellgelbbraun, eisenfleckig, Mn-Konkretionen, an Basis gebleicht, karbonatfrei
		- 100	toniger m-gS, grau, tonige Knollen zwischengeschaltet, eisenfleckig, karbonatfrei
II	C	- 149	schwach toniger m-gS, bräunlich, karbonatfrei
	C	- 171	toniger mS, gelbbraun, karbonathaltig
	C	- 202	toniger gS, gelbbraun, an Basis kiesführend, karbonatfrei
	C	- 210	T mit mS-Horizonten, gelbbraun, karbonathaltig
	C	- 228	gS, gelbbraun, Basis kiesführend, karbonatfrei
	C	- 260	T mit fs-Horizonten, gelbbraun, an Basis kiesführend, schwach karbonathaltig

I = schluffige Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluvische Sande der JW_{II}-Terrassenfläche

Bohrnummer:	7142 - B - 15	Lokalität:	N' Loham
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4558897
Kerngewinn in cm:	280	HW:	5412674
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,70 m
Bemerkung:	keine Probenahme	Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Vega über fossiler Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 29	schluffiger, sandiger Ton, dbräun, durchwurzelt, karbonatfrei
	aM	- 48	toniger Schluff, gelbbraun, durchwurzelt, karbonathaltig
II	fBv-C	- 100	toniger mS, rötlich gelbbraun, eisen- und manganhaltig, an Basis gebleicht, karbonatfrei
	C	- 140	m-gS, gelbbraun, karbonatfrei
III	C	- 180	toniger mS, gelbbraun, karbonatfrei
	C	- 190	mG, gelbgrau, karbonatfrei
	C	- 260	sandiger mG, graugelb, karbonathaltig
	C	- 280	sandiger T, graugelb, teilweise kiesführend, karbonathaltig

I = junges, holozänes Auensediment; II/III = fluvische Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;
IV = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 – B - 16	Lokalität:	N' Loham
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4558919
Kerngewinn in cm:	210	HW:	5412689
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	314,00 m
Bemerkung:	ersten 5 cm gefroren	Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 38	Ls2, braungrau, durchwurzelt, karbonatfrei
	Bv	- 62	Lt3, ockergrau, eisenfleckig, durchwurzelt, karbonatfrei
II	Ckc	- 89	Sl4, gelbbraun, Molluskensplitter, Kalkkonkretionen ($\varnothing = 2$ cm), kiesführend an Basis (Horizont), karbonathaltig
	C	- 100	gS, gelbbraun, kiesführend, karbonatfrei
III	C	- 142	sandiger m-gG, gelbbraun, karbonathaltig
	C	- 148	sandig-toniger mG, gelbbraun, schwach karbonathaltig
	C	- 210	grobsandiger mG, gelbbraun, schwach karbonathaltig

I = lehmige Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;
III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 – B - 17	Lokalität:	N' Loham (Eng)
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4558940
Kerngewinn in cm:	190	HW:	5412934
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	314,00 m
Bemerkung:	ersten 5 cm gefroren	Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 31	toniger Lehm, braungrau, durchwurzelt, karbonatfrei
	Ah-Bv	- 50	schwach sandig-toniger Lehm, gelbbraun, durchwurzelt, schwach eisenfleckig, karbonatfrei
	Gr-Bv	- 75	toniger Lehm, gelbbraun / grau, schwach durchwurzelt, manganese-fleckig, gebleicht, karbonatfrei
	Gr-C	- 95	Lehm, gelbbraun / grau, schwach durchwurzelt, karbonatfrei
II	Gr-C	- 100	sandig-toniger mG, grau / gelbbraun, eisenfleckig, karbonatfrei
	Gr-C	- 125	sandig-toniger mG, grau / gelbbraun, an Basis gG, eisenfleckig, karbonatfrei
	C	- 137	stark sandiger mG, gelbbraun, karbonatfrei
	C	- 142	toniger mS, gelbbraun, gebleicht, karbonatfrei
	C	- 161	mittelsandiger mG, gelbbraun / grau, an Basis gG, karbonatfrei
	C	- 182	toniger m-gS, gelbbraun / grau, kiesführend, karbonathaltig
	C	- 190	sandiger mG, gelbbraungrau, karbonathaltig

I = lehmige Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche; II = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 18	Lokalität:	SE' Waltendorf (Donaugraben)
Bohrtiefe in cm:	400	RW:	4557252
Kerngewinn in cm:	310	HW:	5411850
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,00 m
Bemerkung:	ersten 5 cm gefroren	Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 20	Ls3, braun, stark durchwurzelt, kiesführend, schwach karbonathaltig
	Bv-C	- 28	Ls2, dbraun, durchwurzelt, schwach karbonathaltig
	C	- 37	Ls2, gelblichbraun, durchwurzelt, schwach karbonathaltig
	C	- 50	Ls2, gelbbraun, durchwurzelt, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	C	- 70	Uls, dunkelgelbbraun, schwach durchwurzelt, stark karbonathaltig
	C	- 100	Uls, gelbbraun, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	C	- 125	Uls, gelbbraun, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	C	- 150	Uls, gelbbraun, stark karbonathaltig
	C	- 175	Uls, gelbbraun, stark karbonathaltig
	C	- 200	Uls, gelbbraun, im Hangenden kiesführend, stark karbonathaltig
II	C	- 214	Uls, gelbbraun, stark karbonathaltig
	C	- 240	toniger fS, gelbbraun, stark karbonathaltig
	C	- 276	mS, gelbbraun, schwach karbonathaltig
	C	- 295	m-gS mit tonigen Bändchen, gelbbraun, schwach karbonathaltig
	IV	- 310	f-mG, schwach karbonathaltig

I = fröhholozäner Schwemmlöß - sandreich; II = schluffige Hochflutsedimente; III = sandige Fazies der JW_{III}-Terrassenfläche; IV = spätglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 19	Lokalität:	N' Loham (Äußeres Feld)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4560251
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5411866
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,00 m
Bemerkung:	ersten 10 cm gefroren	Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Vega

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 26	Tu, dbraun, durchwurzelt, karbonatfrei
	aM	- 50	Tu, dbraun / braun, durchwurzelt, karbonatfrei
	aM	- 65	Ut, gelbbraun, durchwurzelt, karbonatfrei
	aM	- 89	Lehm, hellgelbbraun, schwach durchwurzelt, schwach karbonathaltig
	aM	- 96	sandiger Ton, gelbbraun, schwach durchwurzelt, schwach karbonathaltig
	II	- 100	toniger fS, gelbbraun, teilweise durchwurzelt, karbonatfrei
	C	- 140	toniger fS, gelbbraun, karbonatfrei
	C	- 158	stark sandiger T, gelbbraun, schwach karbonathaltig
	C	- 176	fS, gelbbraun, karbonatfrei

C	- 190	stark sandiger T, gelbbraun, schwach karbonathaltig
C	- 204	fS, gelbbraun, karbonatfrei
C	- 270	Wechsellegerung stark sandiger T (schwach karbonathaltig) mit fS (karbonatfrei bis schwach karbonathaltig), gelbbraun
C	- 300	tonig-feinsandiger mS, gelbbraun, schwach karbonathaltig

I = junge holozäne Rinnensedimente; II = sandige Fazies der JW_{III}-Terrassenfläche

Bohrnummer:	7142 - B - 21	Lokalität:	zw. Irlbach u. Wischburg
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4556446
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5411123
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	327,00 m
Bemerkung:	Schnee, obersten 5 cm gefroren	Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Parabraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 25	toniger Schluff, braun, durchwurzelt, karbonatfrei
	A1	- 46	toniger Schluff, hellbraun / schwach rötlich, durchwurzelt, karbonatfrei
	Bt	- 71	Ut, dunkelbraun bis rötlich, durchwurzelt, karbonatfrei
II	C-Bt	- 81	tonig-schluffiger fS, dbraun / schwach gelblich, schwach durchwurzelt, karbonathaltig
	C	- 97	tonig-zunehmend schluffiger fS, gelbräunlich, schwach durchwurzelt, karbonathaltig
	C	- 100	sandiger U, gelb, stark karbonathaltig
	Gkr	- 283	U, blassgelb, Eisenschlieren, gebleicht, vereinzelt Molluskensplitter und Kalkkonkretionen, stark karbonathaltig
	Gr	- 300	schwach toniger U, blassgelb / grau, Molluskensplitter, stark karbonathaltig

I / II = würmzeitlicher Löß

Bohrnummer:	7142 - B - 22	Lokalität:	zw. Irlbach u. Wischburg
Bohrtiefe in cm:	100	RW:	4556566
Kerngewinn in cm:	100	HW:	5411238
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	325,00 m
Bemerkung:	Schnee, obersten 5 cm gefroren	Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Kalkbraunerde-Parabraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 21	toniger Schluff, dbraun, durchwurzelt, humos, schwach karbonathaltig
	Bcv-A1	- 46	toniger Schluff, braun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, Kalkkonkretionen und Kalkausfällungsbereiche, Molluskensplitter, karbonathaltig
	Bcvt	- 55	toniger Schluff, dunkelbraun-rötlichbraun, eisenfleckig, durchwurzelt, lockeres Gefüge, Kalkkonkretionen, Liegendgrenze wellig und cm-große Bereiche der unterlagernden Schicht eingebettet, stark karbonathaltig
II	Cc	- 70	toniger Schluff, blassgelbbraun, lockeres Gefüge, Kalkkonkretionen an der Basis, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	C	- 80	Lehm, gelbbraun, lockeres Gefüge, eisenfleckig, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	Cc	- 100	schluffiger fS, gelbbraun, lockeres Gefüge, eisenfleckig, Kalkausfällungen, Molluskensplitter, stark karbonathaltig

I / II = würmzeitlicher Löß

Bohrnummer:	7142 - B - 23	Lokalität:	zw. Irlbach u. Wischlburg
Bohrtiefe in cm:	150	RW:	4556611
Kerngewinn in cm:	150	HW:	5410898
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	327,00 m
Bemerkung:	Gewinde gebrochen	Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Parabraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 39	Tu, dbraun, krümeliges Gefüge, durchwurzelt, karbonatfrei
	Al	- 53	Tu, schwach orangebraun, durchwurzelt, eisen- und manganfleckig, Fe- und Mn-Konkretionen, karbonatfrei
	Bt	- 90	Tu, orangebraun, schwach durchwurzelt, eisen- und manganfleckig, Fe- und Mn-Konkretionen, karbonatfrei
II	C	- 110	U, gelbbraun, glimmerführend, karbonatfrei
	C	- 120	Ut, gelbbraun, karbonatfrei
	C	- 150	Ut, gelbbraun, karbonatfrei

I / II = würmzeitlicher Löß

Bohrnummer:	7142 - B - 59	Lokalität:	S' Dörfling
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4553278
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5417894
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	320,20 m
		Relief:	eben nach SSW einfallend
		Bodentyp:	Kolluvisol über fossiler Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 27	Ut4, gelblichbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, kiesführend, glimmerführend, karbonatfrei
	M	- 35	Ut4, gelbbraun, durchwurzelt, lockeres Gefüge, glimmerführend, karbonatfrei
	M	- 100	Ut4, gelbbraun, durchwurzelt, lockeres Gefüge, glimmerführend, Holzreste, karbonatfrei
II	fAh	- 115	Lu, rötlichbraun, eisenfleckig, Fe-Konkretionen, glimmerführend, karbonatfrei
	fBv	- 125	Tu3, rotbraun-schwarz, glimmerführend, Fe- und Mn-Konkretionen, karbonatfrei
	fBv	- 148	Tu3, schwarz-gräulich, glimmerführend, karbonatfrei
	fBv	- 166	Tu, schwarzstreifig / rötlich-gelb gefleckt, glimmerführend, karbonatfrei
	fBv	- 213	Tu3, gelblichbraun / rötlich, glimmerführend, manganfleckig, karbonatfrei
III	C	- 224	Lehm, gelblichbraun / rötlich, glimmerführend, karbonatfrei
	C	- 247	Ls2, gelblichbraun / rötlich, glimmerführend, karbonatfrei
IV	C	- 260	stark toniger fS, gelblichbraun / rötlich, glimmerführend, karbonatfrei
	C	- 300	toniger mS, gelblichbraun / rötlich, schwach kiesführend, glimmerführend, karbonatfrei

I = umgelagerter Diluviallehm; II / III = spätglaziales Hochflutsediment;

IV = fluvisaler Sand der JW_{II}-Terrassenfläche

Bohrnummer:	7142 - B - 60	Lokalität:	S' Dörfling
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4553143
Kerngewinn in cm:	280	HW:	5417654
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	318,10 m
		Relief:	eben nach SSW einfallend
		Bodentyp:	kolluvial überprägte Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	M·Ap	- 22	Ut4, gelblichbraun, durchwurzelt, glimmerführend, karbonatfrei
II	fBv	- 50	Tu4, gelbbraun, durchwurzelt, lockeres Gefüge, glimmerführend, karbonatfrei
	C	- 100	Lu, gelbbraun, durchwurzelt, lockeres Gefüge, glimmerführend, Mn-Konkretionen, karbonatfrei
	Go	- 133	Lehm, grau-gelbrötlich gefleckt, eisenfleckig, karbonatfrei
	Go	- 143	Ls4, gelblichrot, kiesführend, karbonatfrei
III	Gro	- 156	m-gS, graurötlich, karbonatfrei
	Gro	- 182	f-mS, rötlichgrau, kiesführend, karbonatfrei
	Gro	- 203	f-mS, grau mit rötlichen Schlieren, hangend kiesführend, karbonatfrei
	Gro	- 224	m-gS, rötlichgrau, hangend kiesführend, karbonatfrei
	Gro	- 258	gS, rötlichgrau, kiesführend, karbonatfrei
IV	C	- 280	grobsandiger mG, graurötlich, karbonatfrei

I = umgelagerter Diluviallehm; II = spätglaziales Hochflutsediment;

III = fluivialer Sand der JW_{II}-Terrassenfläche; IV = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 61	Lokalität:	S' Dörfling
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4553037
Kerngewinn in cm:	245	HW:	5417459
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,80 m
		Relief:	eben nach SSW einfallend
		Bodentyp:	Kolluvisol

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 24	toniger Schluff, dbraungrau, durchwurzelt, kiesführend, glimmerführend, karbonatfrei
	M	- 43	sandiger U, gelblichbraun, durchwurzelt, kiesführend, glimmerführend, schwach karbonathaltig
II	C	- 60	kiesführender, schluffiger fS, durchwurzelt, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 75	Lücke
	C	- 100	toniger fS - Tongehalt nimmt zum Liegenden zu, graubräunlich, kiesführend, glimmerführend, stark karbonathaltig
	C	- 198	schwach toniger fS, graubraun, eisenfleckig, Holzflitter bei 180 cm, stark karbonathaltig
III	C	- 232	tonig-sandiger mG, gelbbraun, schwach karbonathaltig
	C	- 245	sandiger f-mG, gelbbraun / schwach rötlich, schwach karbonathaltig

I = junges Kolluvium; II = sandige Auenfazies; III = Talauenschotter

Bohrnummer:	7142 - B - 62	Lokalität:	S' Dörling
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4553012
Kerngewinn in cm:	227	HW:	5417409
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	314,90 m
		Relief:	eben nach SSW einfallend
		Bodentyp:	Auenpararendzina über Kolluvisol

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 28	sandiger Schluff, gelblichbraun, vereinzelt gS-Komponenten, durchwurzelt, rostfleckig, glimmerführend, sehr schwach karbonathaltig
	aM•eCk	- 54	sandiger Schluff, gelbbraun, durchwurzelt, eisenfleckig, Mn-Konkretionen, sehr schwach karbonathaltig
II	Gr-fAh	- 93	T, dgraugelb, eisen- / manganhaltig, Molluskensplitter, an Basis Holzreste, sehr schwach karbonathaltig
	M	- 100	T, dgrauschwarz, viele Pflanzenreste, karbonatfrei
	M	- 157	T, grauschwarz, organisch, Kalkausfällungen, stark karbonathaltig
	Gr	- 227	sandiger U, dgrau, glimmerführend, Holzreste bei 196 - 198 cm, stark karbonathaltig

I = jüngstes Auensediment der HS_{III}-Auenserien; II = toniges Auensediment der HS_I-Auenserien

Bohrnummer:	7142 - B - 63	Lokalität:	S' Dörling
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4552957
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5417324
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,50 m
		Relief:	eben nach SSW einfallend
		Bodentyp:	Vega über Kolluvisol

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 32	Uls, dbraun, schwach krümeliges Gefüge, durchwurzelt, karbonathaltig
	aM	- 42	Uls, gelblichbraun / schwach grau, durchwurzelt, glimmer- und Molluskensplitter, karbonathaltig
	aM	- 78	Ut4, gelbbraun / schwach grau, durchwurzelt, glimmer- und Molluskensplitter, Mn-Konkretionen, stark karbonathaltig
	aM	- 100	Ls2, gelbgrau, schwach durchwurzelt, glimmer- und Molluskensplitter, karbonathaltig
	aM	- 139	Ls2, gelbbraun, an Basis fS-Lagen, karbonatfrei
II	aC	- 151	fSl4 mit Tonhäutchen, gelbbraun / grau, karbonatfrei
III	fAh	- 170	Lu, gelbgrau / schwarz, glimmerführend, Eisenschlieren, karbonatfrei
	M	- 204	Tu2, graugelb / schwarz, Makroreste bei 182 - 190 cm, glimmerführend, karbonatfrei
	M	- 221	Tu2, grauschwarz, organisch, glimmerführend, eisenfleckig, karbonatfrei
	M	- 245	Tu2, schwarzgrau, stark zersetzt, schwach glimmerführend, vereinzelt Kalkausfällungen, karbonatfrei
	M	- 272	Tu3, graublau, Pflanzenreste, glimmerführend, karbonatfrei
IV	C	- 300	fSlu geht in gS über, grau, glimmerführend, karbonatfrei

I/II = jüngste Auensedimente der HS_{III}-Auenserien; III = toniges Auensediment der HS_I-Auenserien;
IV = sandige Auenfazies

Bohrnummer:	7142 - B - 64	Lokalität:	S' Dörfling
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4552862
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5417144
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,70 m
		Relief:	eben nach SSW einfallend
		Bodentyp:	Auenpararendzina über Kolluvisol

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 24	f-mSl3, braun, stark durchwurzelt, glimmerführend, schwach krümeliges Gefüge, schwach karbonathaltig
	aC	- 29	fSl3, gelblichbraun, durchwurzelt, kiesführend, glimmerführend, karbonathaltig
	aC	- 67	f-mSl3, gelbbraun, durchwurzelt, glimmerführend, karbonathaltig
	aGr	- 100	mSl2, gelbbraun, Bleichzonen, glimmerführend, karbonathaltig
		- 132	Lücke
II	C	- 164	fSl3, gelbbraun, schwach durchwurzelt, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 180	sandiger Lehm, gelbbraun, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 229	Ls2, gelbbraun, glimmer- und Molluskensplitter, eisenfleckig, stark karbonathaltig
	C	- 249	Lu, gelbbraun, glimmerführend, schwach eisenfleckig, schwach karbonathaltig
III	Gr-fAh	- 271	Ut4, graubraun, glimmerführend, eisenfleckig, karbonatfrei
	Gr-M	- 300	Tu2, dgrau/schwarz, Pflanzenreste, glimmerführend, karbonatfrei

I / II = jüngstes, sandiges Auensediment der HS_{III}-Auenserie;

III = toniges Auensediment der HS_I-Auenserie

Bohrnummer:	7142 - B - 65	Lokalität:	Langenrain (unterhalb Welchenberg)
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4557207
Kerngewinn in cm:	169	HW:	5415015
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	kolluvial überdeckte Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aM'aAp	- 26	Lu, braun, durchwurzelt, kiesführend, schwach eisenfleckig, karbonatfrei
II	fBv	- 57	Lt2, grau / rostfarben, durchwurzelt, lockeres Gefüge, schwach glimmerführend, karbonatfrei
III	Go	- 95	sandiger Fein- bis Mittelkies, grau, Eisenschlieren (gelblich), zwischen 80 - 90 cm unter GOK roter Tonhorizont (sehr fest), karbonatfrei
		- 100	Lücke
IV	Gr	- 169	grobsandiger f-mG, grau, an Basis vereinzelt gG-Komponenten, karbonatfrei

I = jüngste, holozäne Rinnensedimente; II = lehmiges Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche;

III = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche; IV = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 66	Lokalität:	Langenrain (unterhalb Welsonberg)
Bohrtiefe in cm:	100	RW:	4556802
Kerngewinn in cm:	100	HW:	5414630
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	mäßig entwickelte Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 31	Lt2, braun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, schwach glimmerführend, karbonatfrei
	Bv	- 48	Lts, gelbbraun / grau, durchwurzelt, kiesführend, schwach glimmerführend, schwach eisenfleckig, Mn-Konkretionen, karbonatfrei
II	Go	- 55	tonig-schluffiger fS, gelbbraun / grau, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
III	Gro	- 100	grobsandiger f-mG, gelbbraun/grau, eisenfleckig (gelb), karbonatfrei

I = lehmiges Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluviatile Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;
 III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 67	Lokalität:	Langenrain Richtung Alkofen
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4556522
Kerngewinn in cm:	170	HW:	5414500
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 33	toniger Lehm, braun / grau, rötlich-gelb marmoriert, durchwurzelt, glimmerführend, karbonatfrei
	Bv	- 70	sandig-toniger Lehm, rotbraun, durchwurzelt, eisen-/ manganfleckig, glimmerführend, karbonatfrei
II	C	- 86	stark toniger / schluffiger fS, rotbraun, durchwurzelt, glimmerführend, weiße Tonsteinkrümel, karbonatfrei
	Gr+C	- 100	grobsandiger mS, ocker, teilweise graue Bleichhorizonte zwischengeschaltet, glimmerführend, karbonatfrei
III	C	- 123	toniger mS, zum Liegenden nimmt Tongehalt zu, ocker, glimmerführend, karbonatfrei
	C	- 143	fS - an Basis in mS übergehend, ocker, zwischen 123 - 124 cm unter GOK graues Tonband - Liegend- und Hangendkontakt eisenfleckig, glimmerführend, karbonatfrei
III	C	- 170	sandiger mG, ockergrau, karbonathaltig

I = lehmiges Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluviatile Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;
 III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 68	Lokalität:	Langenrain Richtung Alkofen
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4556367
Kerngewinn in cm:	180	HW:	5414390
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	Auenpararendzina über Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 25	SI4, dbraun, durchwurzelt, kiesführend, krümeliges Gefüge, glimmerführend, sehr schwach karbonathaltig
	aC	- 36	SI4, dbraun / schwach gelblich, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, kiesführend, glimmerführend, schwach karbonathaltig
II	fBcv	- 60	sandig-toniger Lehm, rötlichbraun, durchwurzelt, glimmerführend, schwach karbonathaltig
	fBcv	- 100	Ls3 - im Hangenden tonig-schluffig, rötlichbraun, durchwurzelt, bei 75 cm unter GOK kiesführend, glimmerführend, karbonathaltig
III	C	- 107	mS, gelbbraun, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 120	sandiger mG, gelbbraun, glimmerführend, stark karbonathaltig
	C	- 140	mS, gelbbraun, kiesführend, glimmerführend, stark karbonathaltig
	C	- 155	WL zwischen f-mS- und mG-Horizonten, gelbbraun, glimmerführend, stark karbonathaltig
	C	- 161	schluffig-toniger fS, gelbbraun, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 180	WL zwischen tonigen f-mS und f-mG, karbonathaltig (keine Probennahme)

I = holozänes, sandiges Hochflutsediment; II = lehmiges Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche;
III = Wechsellegerung zwischen fluvialen Sanden der JW_{II} und hochglazialem Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 69	Lokalität:	Alkofen
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4556297
Kerngewinn in cm:	235	HW:	5414305
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 24	Ls3, dbraun, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, lockeres Gefüge, nur partiell karbonathaltig
	Cv	- 33	Ls3, braun / gelblich gefleckt, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, schwach karbonathaltig
	Cc	- 50	Ls3, gelblichbraun, durchwurzelt, glimmerführend, diffus verteilte Kalkkrümel, karbonathaltig
II	C	- 66	SI4, gelbbraun / leicht rötlich, durchwurzelt, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 100	schluffiger fS, gelbbraun / leicht rötlich, durchwurzelt, stark karbonathaltig
	C	- 155	fS, gelbbraun, kies- und glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 162	sandig-toniger fG, gelbbraun, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 177	schluffiger fS, gelbbraun, glimmerführend, stark karbonathaltig
	C	- 192	tonig-schluffiger fS, gelbbraun, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 202	feinsandiger gS, gelbbraun, glimmerführend, karbonathaltig

	C	- 205	schluffiger fS, gelbbraun, glimmerführend, karbonathaltig
III	C	- 210	sandiger mG, gelbbraun, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 214	sandiger T, gelbbraun, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 235	sandiger f-mG, gelbraun, glimmerführend, karbonathaltig

I = frühholozäner Schwemmlöß; II = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;

III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 70	Lokalität:	Alkofen
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4556157
Kerngewinn in cm:	200	HW:	5414195
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	314,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	Auenpararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 46	schluffiger fS, dbraun, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, krümeliges Gefüge, schwach karbonathaltig
	aCc	- 65	schluffiger fS, gelbbraun, durchwurzelt, glimmerführend, Kalkausfällungen, schwach karbonathaltig
	aC	- 88	fS, graugelb, schwach durchwurzelt, glimmerführend, schwach karbonathaltig
	aC	- 100	mS, hellgelbbraun, glimmerführend, schwach karbonathaltig
	aC	- 147	schluffig-toniger fS, hellgelbbraun, glimmerführend, schwach karbonathaltig – nimmt zum Liegenden zu
	aC	- 186	WL zwischen fS und tonig-schluffiger fS, gelbbraun, an Basis kiesführend, glimmerführend, stark karbonathaltig
	II Cn	- 200	sandiger f-mG, gelbbraun, stark karbonathaltig

I = jüngste, holozäne Auensedimente; II = Talauenschotter

Bohrnummer:	7142 - B - 71	Lokalität:	E' Hundeldorf
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4560646
Kerngewinn in cm:	295	HW:	5411151
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,40 m
		Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Vega über Kolluvisol

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 35	Ls2, graubraun, durchwurzelt, kiesführend, sehr schwach karbonathaltig
	aM	- 49	Ls3, graubraun / schwach gelblich, durchwurzelt, sehr schwach karbonathaltig
	aM	- 100	Lt2, gelbbraungrau, durchwurzelt, kiesführend, stark eisen- und manganesefleckig, karbonatfrei
	aM	- 150	Lt2, graurotbraun, glimmerführend, stark eisenfleckig, Mn- / Fe-Konkretionen, karbonatfrei
	II fAh	- 160	toniger Lehm, rötlichbraun, glimmerführend, Mn-Konkretionen, karbonatfrei
III	M	- 176	Lehm, schwarz / rotbraun, organisch, Mn-Konkretionen, karbonatfrei
	M	- 182	Tu, grauschwarz / leicht gelblich, Mn-Konkretionen, karbonatfrei
III Sd	- 228	Wechsel zwischen feinsandigen und tonigen Bereichen, graugelb-braun, Reduktionsschlieren, glimmerführend, schwach karbonathaltig	

C	- 239	schluffiger fS, graubraun, glimmerführend, karbonatfrei
C	- 248	tonig-schluffiger fS, gelbbraun, glimmerführend, karbonathaltig
C	- 256	sandiger Lehm, hellgrau, glimmerführend, karbonathaltig
Ckc	- 295	Lehm, hellgrau, Reduktionsschlieren, Kalkkonkretionen, karbonathaltig

I = jüngste, holozäne Auensedimente; II = Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche; III = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche

Bohrnummer:	7142 - B - 72	Lokalität:	SE' Hundeldorf
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4560880
Kerngewinn in cm:	262	HW:	5410945
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	312,30 m
		Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Auenpararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 37	sandiger Lehm, graubraun, durchwurzelt, kiesführend, schwach karbonathaltig
	aC	- 46	sandiger Lehm, gelblichbraun, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, krümeliges Gefüge, schwach karbonathaltig
	aC	- 67	sandiger Lehm, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, Mn-Konkretionen, karbonathaltig
	II	- 86	tonig-schluffiger fS, gelbbräunlich, durchwurzelt, glimmerführend, Mn-Konkretionen, karbonathaltig
		- 94	fS, ocker, eisenschlierig, schwach glimmerführend, karbonathaltig
III	C	- 100	Lücke
		- 155	fS mit stark tonig-schluffigen Bereichen, ocker, karbonathaltig
		- 173	mS, ocker, stark glimmerführend, karbonathaltig
		- 186	fS - an der Basis stark schluffig, ocker, stark glimmerführend, karbonathaltig
		- 194	mS, ocker, stark glimmerführend, karbonathaltig
	Ckc	- 213	stark schluffiger fS, ocker, Kalkkonkretionen, glimmerführend, karbonathaltig
		- 238	gS, ocker, bei 225 bis 226 cm unter GOK Schluffhorizont, stark glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 255	m-gS, ocker, bei 238 bis 240 cm unter GOK Schluffhorizont, glimmerführend, karbonathaltig
		- 262	schluffiger fS, ocker, glimmerführend, karbonathaltig

I = jüngstes, holozänes Hochflutsediment; II/III = sandige Hochflutsedimente

Bohrnummer:	7142 - B - 73	Lokalität:	SE' Hundeldorf
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4560965
Kerngewinn in cm:	293	HW:	5410780
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,00 m
		Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Vega über fossiler Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 31	schluffiger Ton, braungrau, durchwurzelt, kiesführend, sehr schwach karbonathaltig
	aM	- 44	Lehm, gelblichbraun, durchwurzelt, kiesführend, sehr schwach karbonathaltig

II	fAh	- 64	toniger Lehm, schwach rötlichbraun, durchwurzelt, schwach eisenfleckig, Mn-Konkretionen, karbonatfrei
	fBv	- 72	toniger Lehm, rötlichbraun / schwach gelblich, durchwurzelt, glimmerführend, manganfleckig, karbonatfrei
	fBv	- 78	toniger Lehm, gelbbräunlich / schwach rötlich, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, manganfleckig, karbonatfrei
	C	- 100	schluffiger Lehm, gelbbräunlich, durchwurzelt, glimmer- und Molluskensplitter, karbonathaltig
	Ckc	- 133	Lehm, gelbbräunlich, Kalkkonkretionen, glimmerführend, karbonathaltig
III	C	- 149	schluffiger fS, gelbbräunlich, glimmerführend, schwach karbonathaltig
	Ckc	- 175	schluffig-toniger fS, gelbbräunlich, Kalkkonkretionen, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 210	mS, gelbbräunlich, mit überlagernden Horizont verzahnt, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 220	stark sandiger Schluff, gelbbräunlich, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 236	fS, gelbbräunlich, kies- und glimmerführend, eisenschlierig, stark karbonathaltig
	C	- 248	mS, gelbbräunlich, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 259	fS, gelbbräunlich, glimmerführend, eisenschlierig, karbonathaltig
	C	- 282	WL von fS-lagen und schluffig-tonigen Horizonten, graugelblich, vereinzelt eisenfleckig, karbonathaltig
	C	- 293	fS, gelbbräunlich, glimmerführend, karbonathaltig

I = jüngstes Auensediment; II = lehmige Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche; III = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche

Bohrnummer:	7142 - B - 74	Lokalität:	Mariaposching
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4559520
Kerngewinn in cm:	282	HW:	5410379
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	314,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	Regosol über fossiler Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 31	sandiger Schluff, braungrau, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	C	- 49	sandiger Schluff, gelblichbraun / schwach rötlich, durchwurzelt, kiesführend, krümeliges Gefüge, karbonatfrei
II	fBv	- 60	sandiger Lehm, rötlichbraun, durchwurzelt, Molluskensplitter, karbonatfrei
	fBcv	- 74	sandiger Lehm, rötlichbraun / schwach gelblich, bindiger als auflagernder Horizont, glimmerführend, Holzflitter, sehr schwach karbonathaltig
	fBcv	- 85	sandiger Lehm, rötlichbraungelb, glimmerführend, Holzflitter, karbonathaltig
III	Cc	- 100	schluffiger fS, gelbrötlich, Kalkausfällungen, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 153	sandiger Lehm, gelbbräunlich / leicht rötlich, stark karbonathaltig
	C	- 165	schwach schluffiger fS, gelbbräunlich, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 181	m-gS, gelbbräunlich, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 187	schluffiger fS, braungelb, stark karbonathaltig
	C	- 216	mS, hellgelb, glimmerführend, karbonathaltig

	Ckc	- 222	sandiger Lehm, gelbbräunlich, Kalkkonkretionen, glimmer- und Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	C	- 228	m-gS, hellgelb, schwach karbonathaltig
	Ckc	- 233	sandiger Lehm, gelbbräunlich, Kalkkonkretionen, stark karbonathaltig
	C	- 255	gS, hellgelb, kiesführend, karbonathaltig
IV	C	- 270	grobsandiger fG, hellgelb, karbonathaltig
	C	- 282	mG, hellgelb / grau, karbonathaltig

I = holozäne, schluffige Hochflutsedimente; II = lehmige Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche;
III = fluoriale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche

Bohrnummer:	7142 - B - 75	Lokalität:	Ainbrach
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4552677
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5416539
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig / eben
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 28	Lt2, graubraun, durchwurzelt, manganfleckig, karbonatfrei
	Bv	- 45	Lt3, gelblichbraun, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, manganfleckig, karbonatfrei
II	Ccv	- 74	Uls, gelbbraun, durchwurzelt, Molluskensplitter, Kalkausfällungen, schwach eisenfleckig, z.T. gebleicht, stark karbonathaltig
	Cc-Sd	- 92	Uls, hellgelbbraun, durchwurzelt, glimmerführend, erhöhte Kalkausfällungen, Eisen- und Bleichschlieren (schwach marmoriert), sehr stark karbonathaltig
		- 100	Lücke
	Ckc	- 200	Uls, bräunlichgelb, glimmerführend, Kalkausfällungen, Kalkkonkretionen, Bleichschlieren, sehr stark karbonathaltig
III	Ckc	- 224	Slu, graugelb, glimmerführend, Kalkkonkretionen, stark karbonathaltig
	Gr-C	- 261	schluffiger mS, graugelb, gebleicht, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 300	stark sandiger Lehm, gelbbraun, kiesführend, stark karbonathaltig

I/II = Decksedimente der JW_{III}-Terrassenfläche; III = sandige Fazies der JW_{III}-Terrassenfläche

Bohrnummer:	7142 - B - 76	Lokalität:	S' Ainbrach
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4552531
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5416319
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,00 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 29	Lu, braungrau, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, kiesführend, Mn-Konkretionen, karbonatfrei
	Bv	- 40	Tu3, graubraun, durchwurzelt, eisenschlierig, gebleicht, Mn-Konkretionen, karbonatfrei
	Bv	- 71	Tu3, grauocker, durchwurzelt, glimmerführend, Mn-Konkretionen, manganfleckig, karbonatfrei
	Go	- 100	Lu, grauocker, durchwurzelt, glimmerführend, Mn-

			Konkretionen, manganfleckig, karbonatfrei
II	Go	- 195	Slu, grau, eisenschlierig, glimmerführend, am Top Molluskensplitter, karbonatfrei
	Gr	- 204	schluffiger fS, grau, glimmerführend, karbonathaltig
	Gr	- 236	kiesführender Lehm, ocker, gebleicht, glimmerführend, stark karbonathaltig
	Gr	- 300	tonig-schluffiger fS, grau, eisenschlierig, kies- und glimmerführend, stark karbonathaltig

I = holozäne Rinnensedimente; II = sandige Fazies der JW_{III}-Terrassenfläche

Bohrnummer:	7142 - B - 77	Lokalität:	S' Ainbrach
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4552396
Kerngewinn in cm:	202	HW:	5416065
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,00 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Kolluvisol über fossilem Kalkbraunerde-Gley

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	yC	- 28	Aufschüttung: Slu, hellbraun, kiesführend, karbonatfrei
	M	- 37	Lu, graubraun, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	M	- 46	Lu, braun, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
II	fAh-Bkcv	- 69	toniger Schluff, grau, eisen- und manganfleckig, Kalkkonkretionen und -ausfällungen, stark karbonathaltig
	fBkcv	- 76	Ut4, grau, eisen- und manganfleckig, Kalkkonkretionen und -ausfällungen, karbonathaltig
	Gcko	- 85	Uls, grau, eisen- und manganfleckig, Kalkkonkretionen und -ausfällungen, glimmerführend, karbonathaltig
	Gco	- 100	stark sandiger Lehm, grau, kies- und glimmerführend, eisenschließig, Kalkausfällungen, karbonathaltig
		- 130	Bohrverlust
III	Gr	- 147	stark toniger fS, graublau, Holzreste, stark karbonathaltig
	Gr	- 169	mS, grau, Holzreste, grau, stark karbonathaltig
	Gr	- 178	kiesführend, sandiger Schluff, grau, Holzreste, stark karbonathaltig
IV	C	- 192	sandiger fG, grau bis dunkelschwarz, Holzreste, stark karbonathaltig
	C	- 202	sandiger m-gG, graugelb, stark karbonathaltig

I = anthropogene Auffüllung; II = fröhholozäne Rinnensedimente;

III = sandige Fazies der JW_{III}-Terrassenfläche; IV = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 78	Lokalität:	S' Ainbrach
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4552233
Kerngewinn in cm:	197	HW:	5415690
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,20 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Gley-Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 22	Ut4, braun, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, karbonatfrei
	Bkcv-Sd	- 54	Tu3, grau/orange marmoriert, durchwurzelt, Fe-Konkretionen, an Basis Kalkausfällungen, karbonatfrei

	Gco	- 76	Uls, grau, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, eisenfleckig, Kalkausfällungen, schwach karbonathaltig
II	Go	- 93	stark schluffiger fS, grau, kies- und glimmerführend, schwach eisenschlierig, Molluskensplitter, schwach karbonathaltig
		- 100	Bohrverlust
		- 115	stark toniger fS, grau, glimmerführend, Holzreste, sehr schwach karbonathaltig
III	C	- 148	schluffiger fS, grau, glimmerführend, an Basis kiesführend, Holzreste, sehr schwach karbonathaltig
		- 158	sandiger fG, grau, vereinzelt mG, karbonatfrei – nur partiell sehr schwach karbonathaltig
		- 174	kiesführender m-gS, grau, schwach glimmerführend, karbonatfrei – nur partiell sehr schwach karbonathaltig
	C	- 197	feinsandiger mS, grau, kiesführend, sehr schwach karbonathaltig

I = holozäne Rinnensedimente; II = sandige Fazies der JW_{III}-Terrassenfläche; III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 79	Lokalität:	S' Ainbrach
Bohrtiefe in cm:	100	RW:	4552123
Kerngewinn in cm:	100	HW:	5415400
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,40 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 27	Lu, graubraun, durchwurzelt, kiesführend, krümeliges Gefüge, karbonatfrei
	Bv	- 46	Lu, gelbbraun, durchwurzelt, schwach eisenfleckig, karbonatfrei, vereinzelt partiell schwach karbonathaltig
II	C	- 98	grobsandiger mG, gelblich, schwach eisenfleckig, karbonatfrei
	C	- 100	sandiger fG, gelblich, karbonatfrei

I = Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche; II = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 80	Lokalität:	S' Ainbrach
Bohrtiefe in cm:	100	RW:	4552131
Kerngewinn in cm:	100	HW:	5415400
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,40 m
Bemerkung:	keine Probennahme	Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 30	Lehm, graubraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, karbonatfrei
	Bv	- 46	sandiger Lehm, gelbbraun, durchwurzelt, schwach eisenfleckig, karbonatfrei
II	C	- 80	grobsandiger mG, gelblich, schwach eisenfleckig, karbonatfrei
	C	- 100	sandiger fG, grau, karbonatfrei, vereinzelt partiell sehr schwach karbonathaltig

I = Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche; II = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 81	Lokalität:	S' Ainbrach
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4551858
Kerngewinn in cm:	196	HW:	5414680
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	317,40 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Braunerde über fossilem Kalkbraunerde-Gley

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 27	Uls, braun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, kiesführend, karbonatfrei
	Bv	- 33	Lu, braun, durchwurzelt, kiesführend, gebleicht, schwach eisenfleckig, karbonatfrei
II	C	- 55	sandig-lehmiger f-mG, dunkelgrau / schwach bräunlich, durchwurzelt, karbonatfrei
III	fAh-Bkcv	- 66	Lu, dunkelgraubraun, starke Kalkausfällung an der Basis und Kalkkonkretionsbildung, kiesführend, Fe-Konkretionen ($\varnothing = 3$ mm), karbonatfrei – stark karbonathaltig nur partiell in Bereichen der Kalkausfällung
	fBv	- 73	Tu3, schwarzgrau, durchwurzelt, eisenfleckig, Molluskensplitter, karbonatfrei Datierung: 7.875 ± 115 ^{14}C a BP (Hv-24991)
	fBv-Gr	- 100	Ut4, graugrün, eisen- und manganschliefert, Molluskensplitter, karbonathaltig
IV	fBv-Gr	- 126	Ut4, hellgraugrün, Molluskensplitter, glimmerführend, Holzfaser, karbonathaltig
	Gr	- 141	Slu, dkgraublau, kies- und glimmerführend, schwach karbonathaltig
	Gr	- 159	Lu, dkgraulich, glimmerführend, Holzreste bei 150 – 152 cm, schwach karbonathaltig
	Gr	- 196	kiesführender gS, dkgraulich, glimmerführend, schwach karbonathaltig

I / II = holozäne Rinnensedimente; III = frühholozäner Schwemmlöß der JW_{III}-Terrassenfläche;
IV = sandige Fazies der JW_{III}-Terrassenfläche

Bohrnummer:	7142 - B - 82	Lokalität:	S' Ainbrach
Bohrtiefe in cm:	100	RW:	4551707
Kerngewinn in cm:	100	HW:	5414093
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	318,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 35	Tu3, dunkelbraun / schwärzlich, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	Bv	- 45	Tu4, graubräunlich, durchwurzelt, schwach eisenfleckig, schwach karbonathaltig
	Bv-Cc-Sd	- 77	Ut4, hellgrau / gelblich marmoriert, Molluskensplitter, eisenschlierig, Kalkausfällungen, stark karbonathaltig
II	Cc-Sd	- 93	sandiger Schluff, hellgrau / gelblich marmoriert, glimmer- und Molluskensplitter, eisenschlierig, Kalkausfällungen, stark karbonathaltig
III	C	- 100	sandiger fG, grau, stark karbonathaltig

I / II = hochglazialer Schwemmlöß der JW_I-Terrassenfläche; III = frühglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 84	Lokalität:	S' Ainbrach
Bohrtiefe in cm:	100	RW:	4552520
Kerngewinn in cm:	100	HW:	5416229
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Vega über fossiler Gley-Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aM'aAp	- 50	Ls2, braun, durchwurzelt, stark kiesführend, karbonathaltig
II	fAh	- 64	Lt2, graubraun, durchwurzelt, kiesführend, eisenfleckig, Holzflitter, karbonathaltig
	fBv	- 73	Lt3, graugelbbraun, eisen- und manganfleckig, schwach karbonathaltig
	fBcv	- 77	Tu3, gelbbraun, Mn-Konkretionen, Kalkausfällungen, stark karbonathaltig
III	fBkcv- Go	- 100	Ut4, gelbgrau gefleckt, Kalkkonkretionen und -ausfällungen, stark karbonathaltig

I/II = holozäne Hochflutsedimente; III = frühholozäner Schwemmlöß der JW_{III}-Terrassenfläche

Bohrnummer:	7142 - B - 85	Lokalität:	S' Ainbrach
Bohrtiefe in cm:	100	RW:	4551981
Kerngewinn in cm:	100	HW:	5415070
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,60 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 37	Lu, dunkelbraun, durchwurzelt, kiesführend, Holzflitter, karbonatfrei
	Bv	- 46	Lt2, grau/gelbbraun, durchwurzelt, stark kiesführend, eisen- und manganfleckig, schwach karbonathaltig
	C	- 54	Ls2, gelb, kies- und glimmerführend, Kalkausfällungen, karbonathaltig
II	C	- 63	Slu, grau-gelb gesprengelt, kies- und glimmerführend, Kalkausfällungen, stark karbonathaltig
	C	- 70	gS, grau, kies- und glimmerführend, karbonatfrei
	C	- 77	schluffiger fS, grau, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 81	schluffig-toniger mS, grau, glimmerführend, Holzreste bei 80 cm, karbonathaltig
	C	- 84	schluffiger fS, grau, glimmerführend, karbonathaltig
III	C	- 90	schluffig-sandiger f-mG, grau / schwach gelblich, glimmerführend, stark karbonathaltig
	C	- 100	schluffiger fS, grau, Top: kiesführend, zum Liegenden geht fS in gS über, glimmerführend, stark karbonathaltig

I = Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluvisale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;

III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 86	Lokalität:	S' Ainbrach
Bohrtiefe in cm:	200	RW:	4551534
Kerngewinn in cm:	200	HW:	5413665
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	318,90 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Kolluvisol über fossiler Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 20	Lu, gelbbraun, durchwurzelt, kiesführend, stark karbonathaltig
	M	- 28	Ut3, gelb, durchwurzelt, stark karbonathaltig
II	fAh	- 40	Uls, dunkelbraun, lockeres Gefüge, glimmerführend, stark karbonathaltig
	fAh-Bcv	- 68	schwach toniger Schluff, dunkelbraun, lockeres Gefüge, biogen- und glimmerführend, eisenfleckig, stark karbonathaltig
	fBcv	- 80	schluffiger Ton, dunkelbraun / grau, organisch, durchwurzelt, kiesführend, eisenfleckig, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	fBcv	- 100	Ut4, grau / schwach gelblich, stark von Holzresten durchsetzt, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	fBcv	- 125	Ut3, grau / schwach gelblich, stark von Holzresten durchsetzt, Molluskensplitter, karbonathaltig
	C	- 150	schwach schluffiger fS, grau, Holzreste, Schluffanteil nimmt zum Liegenden ab, karbonathaltig
	C	- 200	sandiger fG, graugelb, fG geht zum Liegenden in mG über, karbonathaltig
III			

I = junges Kolluvium; II = hochglazialer Schwemmlöß der JW₁-Terrassenfläche;

III = frühglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 87	Lokalität:	E' Mariaposching (Sandfeld)
Bohrtiefe in cm:	400	RW:	4560350
Kerngewinn in cm:	338	HW:	5410339
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,70 m
Bemerkung:	Bohrinhalt zw. 100 bis 300 cm gestaucht auf 158 cm	Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Auenpararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 45	schwach tonig-schluffiger fS, braungrau, schwach durchwurzelt, glimmerführend, karbonathaltig
	aC	- 57	schwach schluffiger fS, gelblichbraun, durchwurzelt, glimmerführend, stark karbonathaltig
	aC	- 71	schwach tonig-schluffiger fS, gelb, durchwurzelt, glimmerführend, stark karbonathaltig
	aC	- 100	tonig-schluffiger fS, gelbbraun / schwach rötlich, durchwurzelt, glimmerführend, schwach karbonathaltig
	Sd-Go	- 116	stark toniger fS, rotbraun, durchwurzelt, glimmerführend, graue Schlieren, karbonatfrei
	Gkco	- 149	stark toniger fS, gelbbraun / rötlich, biogen- und glimmerführend, Kalkkonkretionen zwischen 136 – 145 cm, stark karbonathaltig
	C	- 166	schluffiger fS, gelb, glimmerführend, stark karbonathaltig
	C	- 200	f-mS, weißlichgelb, glimmerführend, karbonathaltig
	Cc	- 218	Wechsellagerung Ton / fS, gelbbräunlich, vereinzelt kiesführend, glimmerführend, schwach Kalkausfällungen, stark karbonathaltig
	C	- 242	mS, gelb, zum Liegenden in fS übergehend, glimmerführend, schwach karbonathaltig

Ckc	- 247	stark sandiger Ton, gelbbraun, glimmerführend, schwach eisenfleckig, Kalkkonkretionen, stark karbonathaltig
C	- 265	f-mS, gelb, glimmerführend, karbonathaltig
C	- 267	schluffiger f-mS, braun, glimmerführend, karbonathaltig
Ckc	- 278	Wechsellegerung Ton / fS, gelbbraun, glimmerführend, Kalkkonkretionen, stark karbonathaltig
C	- 291	fS, gelbbraun, glimmerführend, stark karbonathaltig
Ckc	- 314	toniger fS, gelbbraun, glimmerführend, Kalkkonkretionen, karbonathaltig
C	- 325	mS, gelbbraun / grau, glimmerführend, stark karbonathaltig
Ckc	- 329	sandiger Schluff, gelbbraun, eisenfleckig, glimmerführend, Kalkkonkretionen, stark karbonathaltig
C	- 338	f-mS, gelbbraun, kies- und glimmerführend, stark karbonathaltig

I = jüngste, holozäne Hochflutsedimente

Bohrnummer:	7142 - B - 92	Lokalität:	Albertskirchen
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4556596
Kerngewinn in cm:	178	HW:	5413639
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Regosol

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 19	feinsandiger Lehm, dunkelbraun / grau, durchwurzelt, glimmerführend, lockeres Gefüge, karbonatfrei
	C	- 35	feinsandiger Lehm, gelblichbraun, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, lockeres Gefüge, stellenweise sehr schwach karbonathaltig
	C	- 73	stark feinsandiger Lehm, gelbbraun, schwach durchwurzelt, glimmerführend, zwischen 53 - 63 cm dunkelbrauner, lehmiger Horizont zwischengeschaltet, karbonatfrei
	C	- 100	stark feinsandiger Lehm, gelbbraun / leicht rötlich, glimmerführend, karbonatfrei
	C	- 110	stark feinsandiger Lehm, gelbbraun / leicht rötlich, glimmerführend, karbonatfrei
	C	- 155	mS, gelb, Tonkrümel ($\varnothing = 5$ mm) diffus im mS, glimmerführend, karbonatfrei
II	C	- 167	schluffiger fS, gelb, kies- und glimmerführend, karbonatfrei
	C	- 178	stark sandiger mG, glimmerführend, karbonatfrei

I = lehmige Hochflutsedimente; II = sandige Fazies der JW_{III}-Terrassenfläche;
III = spätglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 93	Lokalität:	SW Albertskirchen
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4556366
Kerngewinn in cm:	276	HW:	5413334
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Auenpararendzina über fossiler Auenpararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 16	Lehm, braun / schwach gelblich, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, lockeres Gefüge, karbonathaltig

	aC	- 33	tonig-schluffiger fS, gelblichbraun, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, lockeres Gefüge, karbonathaltig
II	faAh	- 64	toniger Lehm, gelbbraun, durchwurzelt, glimmerführend, lockeres Gefüge, sehr schwach manganfleckig, karbonathaltig
	aC	- 100	Lehm, gelb, durchwurzelt, glimmerführend, lockeres Gefüge, stark karbonathaltig
	aCkc	- 230	Lehm, gelb, durchwurzelt, glimmerführend, lockeres Gefüge, an Basis Kalkkonkretionen, stark karbonathaltig
III	C	- 235	stark toniger fS, gelbbraun, glimmerführend, Molluskensplitter, karbonathaltig
	C	- 241	toniger fS, gelbbraun, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 259	f-mS, gelbbraun, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 265	Lehm, gelbbraun, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 270	fS, gelb, glimmerführend, karbonathaltig
IV	C	- 276	lehmiger fG, gelb, glimmerführend, stark karbonathaltig
	C	- ?	Schotter, gelb, karbonathaltig

I/II = jüngste Hochflutsedimente; III = sandige Auenfazies; IV = Talauenschotter

Bohrnummer:	7142 - B - 95	Lokalität:	N' Kohlstadt (N' Loham)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4559265
Kerngewinn in cm:	185	HW:	5413733
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	312,50 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Gley-Braunerde

			Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 29	Lehm, dunkelbraun, durchwurzelt, kiesführend, Mn-Konkretionen, eisenfleckig, karbonatfrei
	Bv	- 45	stark toniger Lehm, grau, durchwurzelt, eisenfleckig, kiesführend, karbonatfrei
II	Go	- 80	feinsandiger Lehm, hellgrau, stark eisenfleckig, karbonatfrei
	Gr	- 92	schluffiger fS, hellgrau, glimmerführend, karbonathaltig
		- 100	Bohrverlust
	Gr	- 113	schluffiger fS, hellgrau, glimmerführend, karbonathaltig
	Gr	- 163	toniger fS, hellgrau, glimmerführend, Holzreste zw. 130 - 150 cm, karbonathaltig
	Gr	- 180	toniger fS, hellgrau, kies- und glimmerführend, schwach karbonathaltig
III	C	- 185	Schotter

I = Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluvisale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;
III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 96	Lokalität:	N' Kohlstadt (N' Loham)
Bohrtiefe in cm:	100	RW:	4559385
Kerngewinn in cm:	70	HW:	5414023
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,10 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Gley

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 35	Lehm, gelbbraun, durchwurzelt, kiesführend, manganfleckig, karbonatfrei
	Go	- 63	schluffiger fS, grau, durchwurzelt, glimmerführend, eisen- und manganfleckig, Holzreste, karbonatfrei
II	Go	- 70	fG, grau, eisenfleckig, schwach glimmerführend, karbonatfrei
	Gr	- ?	toniger fS, grau, stark kiesführend, karbonatfrei

I = Rinnensedimente; II = frühglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 97	Lokalität:	N' Kohlstadt (N' Loham)
Bohrtiefe in cm:	100	RW:	4559395
Kerngewinn in cm:	95	HW:	5414568
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	314,10 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Gley

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 29	Lehm, gelbbraun, durchwurzelt, kiesführend, lockeres Gefüge, eisenfleckig, karbonatfrei
	Go	- 47	sandiger Lehm, grau / orange gefleckt, durchwurzelt, glimmerführend, lockeres Gefüge, Fe-Konkretionen, karbonatfrei
	Gcor	- 61	feinsandiger Lehm, hellgrau / weißlich, kies- und glimmerführend, schwach eisenfleckig, karbonathaltig
II	Gr	- 95	m-gS, hellgrau / weiß, eisenschlierig, glimmerführend, karbonatfrei

I = junge Rinnensedimente; II = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche

Bohrnummer:	7142 - B - 98	Lokalität:	NE' Tradt (N' Kohlstadt)
Bohrtiefe in cm:	200	RW:	4559295
Kerngewinn in cm:	198	HW:	5415055
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Kolluvisol

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 22	Lehm, braun, durchwurzelt, schwach kiesführend, karbonatfrei
	M	- 45	sandiger Lehm, hellgrau / bräunlich, durchwurzelt, lockeres Gefüge, eisenfleckig, karbonatfrei
II	Go	- 72	tonig-schluffiger fS, hellgrau / bräunlich, durchwurzelt, glimmerführend, starke Eisenausfällungen, karbonatfrei
	Go	- 100	schluffiger fS, hellgrau, glimmerführend, eisenschlierig, schwach manganfleckig, karbonatfrei
	Go	- 124	stark schluffiger fS, hellgrau / gelblich, eisenschlierig, glimmerführend, karbonatfrei
	Gr	- 155	mS, grau, kies- und glimmerführend, karbonatfrei

	Gr	- 183	gS, grau, stark kiesführend, karbonatfrei
II	C	- 198	grobsandiger fG, graubraun, karbonatfrei

I = junges Kolluvium; II = Sedimenten des Schwarzach-Schwemmfächer;
III = frühglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 99	Lokalität:	SSE' Niederwinkling
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4559214
Kerngewinn in cm:	211	HW:	5416100
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,50 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Kolluvisol

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 30	Lehm, braun, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	M	- 47	Ton, dunkelbraun, durchwurzelt, karbonatfrei
	M-Sd	- 100	sandig-toniger Lehm, grau, durchwurzelt, glimmerführend, schwach eisenschlierig, dunkelgraue tonige Schlieren, karbonatfrei
	M-Sd	- 148	schwach feinsandiger, toniger Schluff, grau, glimmerführend, eisenschlierig, karbonatfrei
	M	- 170	Wechsellegerung fS, grau / toniger fS, dunkelgrau, Holzreste, karbonatfrei
II	fAh-M	- 177	tonig-schluffiger fS, braun, Makro- und Holzreste, glimmerführend, karbonatfrei Datierung: $2.119 \pm 45 \text{ }^{14}\text{C} \text{ a BP}$ (Erl-7200)
	M	- 202	mS, grau, kies- und glimmerführend, karbonatfrei
IV	C	- 211	sandiger f-mG, grau, karbonatfrei

I-III = Kolluvium; IV = frühglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 100	Lokalität:	W' Asham
Bohrtiefe in cm:	100	RW:	4549815
Kerngewinn in cm:	89	HW:	5417598
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	318,00 m
Bemerkung:	Boden stark ausgetrocknet und fest	Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Kolluvisol

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 22	sandiger Lehm, braun, durchwurzelt, kiesführend, krümeliges Gefüge, karbonatfrei
	M	- 45	feinsandiger Schluff, gelbbraun, durchwurzelt, schwach kiesführend, Mn-Konkretionen, karbonathaltig
II	C	- 65	schluffiger fS, gelblichweiß, schwach durchwurzelt, glimmerführend, manganfleckig, karbonathaltig
III	C	- 89	sandig-toniger f-mG, gelbgrau, karbonathaltig

I/II = Kolluvium; III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 101	Lokalität:	SW' Asham
Bohrtiefen in cm:	50	RW:	4549445
Kerngewinn in cm:	50	HW:	5412723
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	318,00 m
Bemerkung:	Boden stark ausgetrocknet und fest - weiteres Bohren nicht möglich	Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 30	sandiger Lehm, braun, durchwurzelt, karbonatfrei
	Bv	- 45	sandiger Lehm, orangebraun, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, Mn-Konkretionen, karbonatfrei
	C	- 50	schluffiger fS, rötlichgelb, durchwurzelt, karbonatfrei

I = Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche

Bohrnummer:	7142 - B - 102	Lokalität:	N' Irlbach
Bohrtiefen in cm:	100	RW:	4554939
Kerngewinn in cm:	100	HW:	5412724
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	314,20 m
Bemerkung:		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Gley-Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Acp	- 20	toniger Schluff, braun, durchwurzelt, kiesführend, schwach eisenfleckig, schwach karbonathaltig
	Bcv	- 50	schluffiger Ton, grau, durchwurzelt, kiesführend, porig, stark eisenfleckig, Mn-Konkretionen, sehr schwach karbonathaltig
	Go	- 62	schwach sandig-schluffiger Ton, graubraun, durchwurzelt, kiesführend, eisenfleckig, sehr schwach karbonathaltig
II	Gr	- 80	toniger mS, grau, kies- und glimmerführend, schwach karbonathaltig
	Gr	- 96	schluffiger fS, graugelb / schwach oliv, Holzreste, karbonathaltig
III	C	- 100	stark grobsandiger fG, grau, karbonathaltig

I = holozäne Rinnensedimente; II = sandige Fazies der JW_I-Terrassenfläche;
III = frühglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 103	Lokalität:	N' Irlbach
Bohrtiefe in cm:	100	RW:	4554819
Kerngewinn in cm:	100	HW:	5413004
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 28	Lehm, gelblichbraun, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	Bv	- 39	toniger Lehm, braungelb, durchwurzelt, lockeres Gefüge, kiesführend, karbonatfrei
II	C	- 70	toniger fS, gelbbraun, durchwurzelt, glimmerführend, eisen- und manganfleckig / -schlierig, karbonatfrei
III	C	- 100	mG mit tonig-sandig-feinkiesiger Matrix, gelbbraun, karbonatfrei

I = Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluvisale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;

III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 104	Lokalität:	N' Irlbach
Bohrtiefe in cm:	100	RW:	4554937
Kerngewinn in cm:	100	HW:	5413104
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	315,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 37	schwach schluffig-sandiger Ton, braun / schwach gräulich, durchwurzelt, kiesführend, schwach eisenfleckig, karbonatfrei
	Bv	- 47	sehr schwach sandiger Ton, graugelb, durchwurzelt, eisenfleckig, Fe- und Mn-Konkretionen, karbonatfrei
	Go	- 67	Ton, grau, z.T. feinsandig, durchwurzelt, eisenfleckig, poriges Gefüge, karbonatfrei
II	Gor	- 86	stark tonig-schluffiger fS, grau, durchwurzelt, kiesführend, schwach karbonathaltig
III	C	- 100	mG mit schwach toniger, grobsandig-feinkiesiger Matrix, grau, karbonatfrei

I = holozäne Rinnensedimente; II = fluvisale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;

III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 105	Lokalität:	N' Irlbach
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4555191
Kerngewinn in cm:	240	HW:	5413189
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	A(e)h	- 13	Lehm, aschgrau, Waldboden, Humusauflage, stark durchwurzelt, karbonatfrei
	A(e)h-Bv	- 44	Lehm, hellgelb, durchwurzelt, glimmerführend, karbonatfrei
	Bv	- 49	stark toniger Lehm, gelb-bräunlich, glimmerführend, karbonatfrei
II	C	- 97	tonig-schluffiger fS, gelb, an Basis kiesführend, durchwurzelt, glimmerführend, Mn-Konkretionen, lockeres Gefüge, karbonatfrei

Ckc	- 110	fS, hellgelb, Kalkkonkretionen, karbonathaltig
C	- 159	gS, rötlichbraun, kiesführend, karbonatfrei
III C	- 240	stark grobsandiger fG, grau, karbonatfrei

I = Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;
 III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 106	Lokalität:	N' Irlbach
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4555622
Kerngewinn in cm:	200	HW:	5412919
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	316,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	A(e)h	- 11	Lehm, aschgrau, Waldboden, Humusauflage, stark durchwurzelt, karbonatfrei
	A(e)h-Bv	- 48	Lehm, hellgelb, durchwurzelt, glimmerführend, karbonatfrei
	Bv	- 55	stark toniger Lehm, gelb-bräunlich, glimmerführend, karbonatfrei
II	C	- 96	tonig-schluffiger fS, gelb, an Basis kiesführend, durchwurzelt, glimmerführend, Mn-Konkretionen, lockeres Gefüge, karbonatfrei
	C	- 129	stark toniger, schluffiger fS, gelb, durchwurzelt, glimmerführend, Mn-Konkretionen, lockeres Gefüge, karbonatfrei
	C	- 141	stark toniger mS, gelbrotbraun, kiesführend, karbonatfrei
III	C	- 180	grobsandiger mG, gelbrotbraun, karbonatfrei
	C	- 196	stark toniger mG, gelb, karbonatfrei
	C	- 200	mittelsandiger mG, gelb, karbonatfrei

I = Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;
 III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7142 - B - 107	Lokalität:	N' Irlbach
Bohrtiefe in cm:	270	RW:	4555981
Kerngewinn in cm:	205	HW:	5412889
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	314,00 m
Bemerkung:	Bohrinhalt zw. 100 -270 cm auf 105 cm gestaucht	Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Auenpararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
aAp	- 37	Schluff, gelblichbraun, durchwurzelt, kiesführend, karbonathaltig	
aC	- 100	sandiger Schluff, gelbbraun, durchwurzelt, lockeres Gefüge, stark karbonathaltig	
aC	- 167	sandig-toniger Schluff, gelbbraun, durchwurzelt, Molluskensplitter, glimmerführend, stark karbonathaltig	
aC	- 205	sandiger Schluff, graugelb, glimmerführend, eisenfleckig, stark karbonathaltig	

I = jüngste, holozäne Auensedimente

Bohrnummer:	7142 – B - 108	Lokalität:	N° Stephansposching (Fähre)
Bohrtiefen in cm:	200	RW:	4559250
Kerngewinn in cm:	190	HW:	5409734
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	312,70 m
Bemerkung:	Boden stark ausgetrocknet und hart	Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Auenpararendzina über fossilem Auenboden

Schichtung Horizont Tiefe in cm Beschreibung der Schichteinheiten

I	aAp	- 40	Lehm, gelblichbraun, durchwurzelt, kiesführend, karbonathaltig
	aC	- 100	Lehm, gelbbraun, durchwurzelt, lockeres Gefüge, Molluskensplitter, karbonathaltig
	aC	- 126	schwach sandig-toniger Schluff, graugelb, glimmerführend, Molluskensplitter, karbonathaltig
II	fAa	- 160	Ton, schwarzgrau, organisch, stark zersetzt, karbonatfrei Datierung: $5.355 \pm 220 \text{ } ^{14}\text{C}$ a BP (Hv-24992)
	C	- 190	stark sandiger Lehm, graugelb, Holzreste, karbonathaltig

I = junge, holozäne Auensedimente; II = HSi-Auensedimente

Bohrnummer:	7142 – B - 184	Lokalität:	NNE' Schambach
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4546353
Kerngewinn in cm:	270	HW:	5417588
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	320,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Kolluvisol über fossiler Gley-Kalkbraunerde

Schichtung Horizont Tiefe in cm Beschreibung der Schichteinheiten

I	Ap-M	- 61	toniger Schluff, dunkelbraun, durchwurzelt, kiesführend, karbonathaltig
II	fBcv	- 100	sandig-schluffiger Ton, dunkelbraun / schwärzlich, eisenfleckig, Kalkausfällungshorizont bei 83 – 94 cm Tiefe, Molluskensplitter, Holzkohleflitter, stark karbonathaltig
		- 150	Lücke
	Go	- 202	Lehm, grau, Oxidationsschlieren, karbonathaltig
III	Gr	- 270	schluffiger fS, grau, Holzreste, an Basis kiesführend, karbonathaltig

I = Hangkolluvien; II = ?Decksediment der JW₁ (hochglazialer Schwemmlöß); III = sandige Fazies der JW₁-Terrassenfläche

1.6 Bohrungen TK 25 / Blatt 7143 Deggendorf

Bohrnummer:	7143 - B - 39	Lokalität:	SE' Fischerdorf
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4570325
Kerngewinn in cm:	248	HW:	5409450
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,10 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 28	Lehm, graubraun, durchwurzelt, kiesführend, schwach karbonathaltig
	Bv-C	- 50	Lehm, gelblichbraun, durchwurzelt, schwach karbonathaltig
	C	- 87	Schluff, gelbbraun, durchwurzelt, lockeres Gefüge, Mn- und Fe-Konkretionen, schwach karbonathaltig
	Ckc	- 100	Schluff, gelbgrau, lockeres Gefüge, Kalkkonkretionen, schwach karbonathaltig
	C	- 150	Schluff, gelb, Mn- und Fe-Konkretionen, karbonathaltig
	C	- 187	sandiger Schluff, gelb, an Basis kiesführend, karbonathaltig
	II C	- 200	f-mS, gelbbräunlich, dunkelbraune schluffig-tonige Areale, karbonathaltig
II	C	- 225	Wechsellagerung mS / Schluff, gelb, karbonathaltig
	III C	- 248	schluffiger mG, gelb, karbonathaltig

I = holozänes, lehmiges Auensediment; II = holozänes, sandiges Hochflutsediment; III = Talauenschotter

Bohrnummer:	7143 - B - 40	Lokalität:	SW' Fischerdorf
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4569225
Kerngewinn in cm:	260	HW:	5409150
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 28	Lehm, dunkelbraun, durchwurzelt, karbonatfrei
	Bv	- 50	schluffiger Ton, braun, an Basis dunkelbraun, durchwurzelt, karbonatfrei
	Bv-Go	- 100	schluffiger Ton, dunkelgrau, durchwurzelt, eisenschlierig, Mn- und Fe-Konkretionen, karbonatfrei
	Go	- 160	toniger Schluff, dunkelgrau, eisenschlierig, Mn- und Fe-Konkretionen, schwach karbonathaltig
	Go	- 180	toniger Schluff, grau, eisenschlierig, schwach karbonathaltig
	II Gr	- 214	schluffiger fS, dunkelgrau, kiesführend, schwach karbonathaltig
	Gr	- 245	Wechsellagerung m-gS / fG, grau, schwach karbonathaltig
III	C	- 260	f-mG (Reste in Bohrgestänge)

I = lehmig-toniges Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche; III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 41	Lokalität:	S' Fischerdorf
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4570300
Kerngewinn in cm:	255	HW:	5407825
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,50 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Gley-Auenpararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 32	Lehm, gelblichbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, kiesführend, stark karbonathaltig
	aC	- 77	schwach sandiger Lehm, gelbbraun, durchwurzelt, lockeres Gefüge, Bleichungsschlieren, eisenfleckig, stark karbonathaltig
II	aC-Go	- 100	schluffiger fS, bräunlichgelb, durchwurzelt, Oxidations- und Reduktionsschlieren, stark karbonathaltig
	aGo	- 181	schluffiger fS, bräunlichgelb, Oxidations- und Reduktionsschlieren, karbonathaltig
	aGr	- 211	m-gS, grau, sehr schwach eisenfleckig, karbonathaltig
	aGr	- 223	mS, grau, karbonathaltig
	aGr	- 251	fS, grau, zum Liegenden in mS übergehend, karbonathaltig
	aGr	- 255	m-gS, grau, kiesführend, karbonathaltig

I = holozänes, lehmiges Auensediment der Isar; II = holozäne, sandige Hochflutsedimente der Isar

Bohrnummer:	7143 - B - 42	Lokalität:	S' Fischerdorf
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4570150
Kerngewinn in cm:	200	HW:	5407550
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Gley-Auenpararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 30	Schluff, gelblichbraun, durchwurzelt, kiesführend, stark karbonathaltig
	aC	- 71	sandiger Schluff, gelbbraun, durchwurzelt, Oxidations- und Reduktionsschlieren, stark karbonathaltig
II	aC-Go	- 100	schluffiger fS, graugelb, stark eisenschlierig, schwache Bleichungsschlieren, stark karbonathaltig
	aGr	- 142	fS, gelbbraungrau, stark karbonathaltig
	aGr	- 200	feinkiesiger mS, gelbbraun, stark karbonathaltig
	C		(Rest), sandiger f-mG, gelb, stark karbonathaltig

I = holozänes, schluffiges Auensediment der Isar; II = holozäne, sandige Hochflutsedimente der Isar;
III = holozäner Isar-Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 43	Lokalität:	W' Altholz
Bohrtiefen in cm:	150	RW:	4568500
Kerngewinn in cm:	150	HW:	5407750
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,00 m
Bemerkung:	Gewinde gerissen	Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 25	Lu, dunkelbraun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, eisenfleckig, partiell karbonathaltig
	Bv	- 50	Lu, dunkelgrau, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, kiesführend bis Blocklage, eisenfleckig, partiell karbonathaltig
	Bv-Go	- 66	Lu, braungrau, lockeres Gefüge, Oxidations- und Reduktions-schlieren, kiesführend, schwach karbonathaltig
II	Go	- 100	schluffiger fS, grau, eisenschlierig, karbonathaltig
	Gr	- 150	schluffiger fS, grau, karbonathaltig
III	C		grobssandiger m-gG, grau, karbonathaltig

I = würmzeitliche, lehmige Decksedimente des Isar-Niederterrassenschotters; II = würmzeitliche, sandige Hochflutsedimente der Isar; III = würmzeitlicher Isar-Niederterrassenschotter

Bohrnummer:	7143 - B - 109	Lokalität:	SE' Kleinschwarzach (DEG 15)
Bohrtiefen in cm:	187	RW:	4563691
Kerngewinn in cm:	187	HW:	5412242
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,50 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	schwach entwickelte Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 20	toniger Lehm, graubraun, durchwurzelt, kiesführend, karbonat-frei
	Bv	- 31	stark toniger fS, gelbbraun, durchwurzelt, glimmerführend, karbonatfrei
II	C	- 46	schwach toniger fS, gelbbraun, durchwurzelt, glimmerführend, karbonatfrei
	C	- 75	schwach toniger fS, hellgelbbraun, durchwurzelt, glimmerfüh- rend, karbonathaltig
II	Sd	- 100	toniger fS, graugelb - schwach marmoriert, schwach durchwur-zelt, Molluskensplitter, glimmerführend, karbonathaltig
	Sd	- 136	toniger fS, graugelb - schwach marmoriert, schwach durchwur-zelt, Molluskensplitter, glimmerführend, karbonathaltig (keine Probe)
III	C	- 158	schluffiger fS, gelbbraun, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 171	sandig-toniger mG, gelbbraun, glimmerführend, karbonathaltig
IV	C	- 187	mittelsandiger mG, gelbbraun, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- ?	Kristallin

I = Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;
III = hochglazialer Schotterkörper; IV = Kristallin

Bohrnummer:	7143 - B - 110	Lokalität:	N° Kleinschwarzach
Bohrtiefen in cm:	200	RW:	4563251
Kerngewinn in cm:	188	HW:	5412475
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,10 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	schwach entwickelte Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 37	toniger Lehm, braun / schwach grau, durchwurzelt, kiesführend, poriges Gefüge, karbonatfrei
	Bv	- 50	Lehm, gelblichbraun, durchwurzelt, kiesführend, schwach glimmerführend, poriges Gefüge, karbonatfrei
	Bv-C	- 71	toniger fS, gelbbräunlich, Bereiche mit erhöhtem Tongehalt, durchwurzelt, glimmerführend, karbonatfrei
II	C	- 100	schluffiger fS, gelbbräunlich, glimmerführend, karbonathaltig
	C	- 108	schluffiger fS, gelbbräunlich, glimmerführend, karbonathaltig (keine Probe)
	C	- 188	toniger fS, gelbbräunlich, glimmerführend, karbonathaltig
III	C	- ?	grobsandiger fG, gelblichgrau, karbonathaltig (keine Probe)

I = Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluvisale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;

III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 111	Lokalität:	N° Kleinschwarzach
Bohrtiefen in cm:	230	RW:	4563196
Kerngewinn in cm:	230	HW:	5412824
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	312,70 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Vega

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 26	Tu3, dunkelbraun, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	aM	- 50	Tu2, gelblichbraun / grau, durchwurzelt, poriges Gefüge, glimmerführend, Fe- und Mn-Konkretionen, karbonatfrei
	aM	- 66	Tu3, graugelb gefleckt, durchwurzelt, eisenfleckig, Fe- und Mn-Konkretionen, karbonatfrei
II	aGco	- 100	Lu, graugelb gefleckt, schwach durchwurzelt, eisenfleckig, poriges Gefüge, glimmerführend, schwache Kalkausfällungen, Mollusksplitter, karbonathaltig
	aGo	- 135	sandiger Lehm, graugelb gefleckt, schwach durchwurzelt, eisenfleckig, poriges Gefüge, glimmerführend, schwache Kalkausfällungen, Mollusksplitter, karbonathaltig (keine Probe)
III	Sd	- 205	Wechsellagerung schluffiger fS / mS, graugelb marmoriert, an Basis stärker eisenfleckig, glimmerführend, z.T. kiesführend, karbonathaltig, (Probe: schluffiger fS)
	C	- 218	schluffiger fS, grau, glimmerführend, karbonathaltig
IV	C	- 230	grobsandiger, feldspatführender fG, grau, karbonathaltig

I/II = holozäne, schluffig-tonige Rinnensedimente; III = fluvisale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;

IV = hochglazialer Schotterkörper mit kristallinem Aufarbeitungsmaterial

Bohrnummer:	7143 - B - 112	Lokalität:	S' Offenberg
Bohrtiefe in cm:	200	RW:	4563460
Kerngewinn in cm:	200	HW:	5413939
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,00 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 30	Lehm, braun, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, karbonatfrei
	Bv	- 51	toniger Lehm, graubraun, durchwurzelt, glimmerführend, eisenfleckig, Fe-Konkretionen, karbonatfrei
II	Go	- 72	schluffig-toniger fS, grau / rötlich, durchwurzelt, glimmerhaltig, stark eisenfleckig, karbonatfrei
	Go	- 100	toniger fS, grau, stark glimmerführend, eisenfleckig, an Basis Holzreste, karbonatfrei
	Go-Gr	- 147	toniger fS, grau, stark glimmerführend, eisenfleckig, Holzreste, karbonatfrei (keine Probe)
III	Gr	- 168	grobsandiger, feldspatführender fG, grau, glimmerführend, Holzreste bei 160 cm, toniger fS, grau, stark glimmerführend, an Basis Holzreste, karbonatfrei
	Gr	- 200	toniger g-mS, grau, kiesführend zwischen 183 - 187 cm, an der Basis Holzreste, toniger fS, grau, stark glimmer- und feldspatführend, an Basis Holzreste, karbonatfrei

I = lehmiges Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;
III = hochglazialer Schotterkörper mit kristallinem Aufarbeitungsmaterial

Bohrnummer:	7143 - B - 113	Lokalität:	S' Offenberg
Bohrtiefe in cm:	100	RW:	4563280
Kerngewinn in cm:	100	HW:	5413689
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,00 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 27	schwach sandiger Ton, graubraun, durchwurzelt, eisenfleckig, glimmerführend, karbonatfrei
	Bv-Go	- 60	sandiger Ton, dunkelgrau, durchwurzelt, glimmer- und feldspatführend, eisen- und mangafleckig, karbonatfrei
II	Go	- 100	Fsp-Sand, grau, glimmerführend, eisenfleckig, Holzreste, karbonatfrei

I = holozäne Rinnensedimente; II = Feldspat-Sande (?spätglaziales Rinnensedimente)

Bohrnummer:	7143 - B - 114	Lokalität:	S' Offenberg
Bohrtiefe in cm:	100	RW:	4563360
Kerngewinn in cm:	100	HW:	5413509
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,00 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 30	schwach sandiger Ton, dunkelgraubraun, durchwurzelt, feldspatführend, karbonatfrei
	Bv-Go	- 74	schwach sandiger Ton, dunkelgrau, durchwurzelt, feldspatführend, schwach eisenfleckig, karbonatfrei, zwischen 56 - 64 cm

			mG in sandig-toniger Matrix
II	Gro	- 95	toniger gS, grau, stark kiesführend, glimmerführend, eisenfleckig, karbonatfrei
	Go	- 100	kiesführender gS, braun, karbonatfrei

I = holozäne, feldspatführende Rinnensedimente; II = sandiges spätglaziales Rinnensediment

Bohrnummer:	7143 - B - 115	Lokalität:	S' Offenberg
Bohrtiefe in cm:	100	RW:	4563275
Kerngewinn in cm:	100	HW:	5413469
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,00 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 30	schwach sandiger Ton, dunkelgraubraun, durchwurzelt, feldspatführend, karbonatfrei
	Bv-Go	- 70	schwach sandiger Ton, dunkelgrau, durchwurzelt, feldspatführend, schwach eisenfleckig, karbonatfrei
II	Gro	- 95	stark toniger fS, grau, glimmerführend, schwach eisen- und manganesefleckig, karbonatfrei
III	C	- 100	stark toniger fS, grau, mG-führend, karbonatfrei

I = holozäne, feldspatführende Rinnensedimente; II = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;
III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 116	Lokalität:	N' Kleinschwarzach
Bohrtiefe in cm:	100	RW:	4563190
Kerngewinn in cm:	71	HW:	5413109
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,00 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Vega

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aM•aAp	- 21	schluffiger Lehm, braun, durchwurzelt, karbonatfrei
II	C	- 61	stark toniger fS, gelbbraun, durchwurzelt, kiesführend, eisenfleckig, karbonatfrei
III	C	- 71	stark toniger f-mG, grau, karbonatfrei

I = holozänes, lehmiges Rinnensediment; II = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;
III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 117	Lokalität:	N' Kleinschwarzach
Bohrtiefe in cm:	100	RW:	4563321
Kerngewinn in cm:	70	HW:	5412685
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Vega

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 30	Lehm, gelbbraun, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	aM	- 65	Lehm, gelbbraun, durchwurzelt, poriges Gefüge, eisenfleckig, Mn-Konkretionen, karbonatfrei

II C - 70 f-mG, gelbbraun, karbonatfrei

I = holozänes, lehmiges Rinnensediment; II = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 118	Lokalität:	SW Metten (an St 2125)
Bohrtiefen in cm:	227	RW:	4565816
Kerngewinn in cm:	227	HW:	5412463
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,20 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Auenpararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 23	Lehm, gelbbraun, durchwurzelt, poriges, lockeres Gefüge, glimmerführend, karbonathaltig
	aC	- 100	Lehm, gelbbraun / grau, durchwurzelt, glimmerführend, poriges Gefüge, Molluskensplitter, Mn-Konkretionen, an Basis toniger, karbonathaltig
	aC	- 149	Lehm, gelbbraun / grau, durchwurzelt, glimmerführend, poriges Gefüge, Molluskensplitter, Mn-Konkretionen, an Basis toniger, karbonathaltig
II	aGo	- 220	schwach toniger fS, graugelb, im Hangenden kiesführend, glimmerführend, an Basis nimmt Tongehalt zu, karbonathaltig
	aGor	- 227	stark sandiger Lehm, grau, glimmerführend, schwach eisenfleckig, karbonathaltig

I = holozänes, lehmiges Auensediment der HS_{III}; II = fluvisiale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche

Bohrnummer:	7143 - B - 119	Lokalität:	SW Metten
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4565810
Kerngewinn in cm:	290	HW:	5412773
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	312,30 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Vega über Kolluviale

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 35	toniger Lehm, graubraun, durchwurzelt, glimmerführend, eisenfleckig, Fe-Konkretionen, karbonatfrei
	aM	- 60	toniger Lehm, braun, durchwurzelt, eisenfleckig, Mn-Konkretionen, glimmerführend, karbonatfrei
II	M (fAh)	- 83	schluffig-sandiger Ton, grau, durchwurzelt, glimmerführend, eisenfleckig, an Basis stark eisenfleckig und Fe-Konkretionen, karbonatfrei
	M-Go	- 140	schwach schluffiger Ton, grau, schwach glimmerführend, stark eisen- und mangafleckig, bei 90 cm Holzreste, karbonatfrei
	M-Gr	- 190	sehr schwach schluffiger Ton, graublau, Holzreste zw. 150 - 160 cm, karbonatfrei
III	M (fAh)	- 202	sehr schwach sandiger Ton, dunkelgrau / schwärzlich, organisch, karbonatfrei Datierung: $4.920 \pm 125 \text{ } ^{14}\text{C}$ a BP (Hv 24993)
	M	- 219	Ton, olivgrau, Holzreste, karbonatfrei;
IV	Gr	- 251	toniger fS, hellolivgrau, glimmerführend, im Hangenden Holzreste, karbonatfrei
V	C	- 290	grobsandiger mG, dunkelgrau, im Hangenden schwach tonig, karbonatfrei

I = jüngstes holozänes, lehmiges Auensediment (Auenserie HS_{III}); II = subboreale, tonige Rinnensedimente (Auenserie HS_{II}); III = atlantisches bis frühes subboreales, toniges Rinnensediment (Auenserie HS_I); IV = fluvisiale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche; V = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 120	Lokalität:	SW Metten
Bohrtiefen in cm:	200	RW:	4565835
Kerngewinn in cm:	162	HW:	5412683
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	312,40 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Braunauenboden über gekappte Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 38	toniger Lehm, graubraun, durchwurzelt, fG-führend, glimmerführend, karbonathaltig
	aM	- 59	Lehm, braun, durchwurzelt, glimmerführend, manganfleckig, lockeres Gefüge, sehr schwach karbonathaltig
	aM	- 100	toniger Lehm, graubraun, durchwurzelt, glimmerführend, poriges Gefüge, eisen- und manganfleckig, Holzflitter, karbonatfrei
II	fBv-Go	- 141	sandiger Ton, dunkelgrau, glimmerführend, eisenfleckig, karbonatfrei
III	C	- 149	toniger mS, graubraun, karbonatfrei
	C	- 162	mS, weißlichgrau, an Basis dunkelbraun, karbonatfrei

I = jüngstes holozänes, lehmiges Auensediment (Auenserie HS_{III}); II = subboreale, tonige Rinnensedimente (Auenserie HS_{II}); III = fluvisiale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche

Bohrnummer:	7143 - B - 121	Lokalität:	SW Metten (an St 2125)
Bohrtiefen in cm:	227	RW:	4565560
Kerngewinn in cm:	227	HW:	5412868
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	312,20 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Vega über fossiler Gley-Braunerde und Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aM•aAp	- 29	Lehm, braun, durchwurzelt, karbonathaltig
II	fAh-Bv	- 43	sandiger Ton, graubraun, durchwurzelt, glimmerführend, karbonatfrei
	Go	- 57	sandiger Ton, olivgrün, schwach durchwurzelt, karbonatfrei
	Go	- 100	sandiger Ton, dunkelgrau, stark eisenfleckig, karbonatfrei
III	fAh	- 120	sandiger Ton, braungrau, eisenschlierig, karbonatfrei
	fBv	- 144	schluffiger Ton, braungrau, eisenschlierig, karbonatfrei
IV	Sd	- 170	stark toniger fS, olivgrau, glimmerführend, Pflanzenreste, karbonatfrei
	C	- 205	schluffiger fS, grau, glimmerführend, Holzreste, karbonatfrei
V	C	- 227	grobsandiger mG, grau, im Hangenden tonig, karbonatfrei

I = jüngstes holozänes, lehmiges Auensediment (Auenserie HS_{III}); II = subboreale, tonige Rinnensedimente (Auenserie HS_{II}); III = atlantisches bis frühes subboreales, toniges Rinnensediment (Auenserie HS_I); IV = fluvisiale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche; V = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 122	Lokalität:	SW' Metten (an St 2125)
Bohrtiefe in cm:	200	RW:	4565540
Kerngewinn in cm:	200	HW:	5413133
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,80 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 29	Lehm, graubraun, durchwurzelt, glimmerführend, eisenfleckig, karbonatfrei
	Bv	- 45	sandiger Lehm, gelbbraun, durchwurzelt, glimmerführend, karbonatfrei
II	Go	- 68	stark toniger fS, grau / orange, durchwurzelt, glimmerführend, stark eisenfleckig, karbonatfrei
	Go	- 100	toniger fS, grauorange / braun, glimmerführend, eisenfleckig, karbonatfrei
II	Gr	- 180	toniger mS, gelbgrau, glimmerführend, karbonatfrei
	Gr	- 200	toniger fS, grau, glimmerführend, Holzreste, z.T. grobsandig bis feinkiesig, karbonatfrei

I = Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluvisale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche

Bohrnummer:	7143 - B - 123	Lokalität:	NW' Metten (Ortseingang Neuhausen)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4565250
Kerngewinn in cm:	209	HW:	5413823
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 26	Lehm, dunkelbraun, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	Bv	- 42	sandiger Lehm, dunkelgraubraun, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, karbonatfrei
II	C	- 79	tonig-schluffiger mS, grau, glimmerführend, karbonatfrei
	C	- 100	toniger mS, grau, glimmerführend, karbonatfrei
II	C	- 170	tonig-schluffiger fS, grau, glimmerführend, Holzreste, karbonatfrei
	C	- 209	grobsandig-schluffiger mG, grau, Holzreste, karbonatfrei
III	C		

I = Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluvisale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;
III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 124	Lokalität:	N' Staufendorf (Mettenufer)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4565161
Kerngewinn in cm:	220	HW:	5411628
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	312,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Vega über fossiler Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 80	Lt2, graugelblichbraun, durchwurzelt, poriges Gefüge, an Basis Mn-Konkretionen, karbonathaltig
	aM	- 140	Ut4, graugelblichbraun, schwach durchwurzelt, eisenfleckig, Mn-

			Konkretionen, karbonathaltig
II	fBv	- 200	Lt3, dunkelbraun / gräulich, Fe- und Mn-Konkretionen, karbonatfrei
	C	- 220	mS, gelbbraun, karbonatfrei
III	C	- ?	sandiger fG, gelb, karbonatfrei (keine Probe)

I = holozäne Auensedimente (ungegliedert); II = Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche;

III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 125	Lokalität:	N' Staufendorf (Mettenufer)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4565116
Kerngewinn in cm:	194	HW:	5411453
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,80 m
Bemerkung:	Bohrinhalt gestaucht	Relief:	schwach flachwellig
		Bodenotyp:	Vega über fossiler Gley-Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	M'aAp	- 66	Ut4, graubraun / gelblich, durchwurzelt, poriges Gefüge, schwach kiesführend, karbonathaltig
II	fBcv	- 95	Lt3, dunkelgraubraun, schwach durchwurzelt, schwach kiesführend, glimmerführend, eisenfleckig, nur partiell karbonathaltig
III	Go	- 100	stark toniger mS, graugelb, eisen- und manganhäufig, karbonathaltig
		- 180	Lücke: Bohrinhalt gestaucht
		- 190	Anschluss von - 95 bis - 100 cm
	Gr	- 218	gS, hellgelb, kiesführend - Kiese Mn-Beläge, karbonatfrei
	C	- 274	schluffiger f-mS, gelbbraun, zum Liegenden nimmt Schluffgehalt ab, glimmerführend, karbonathaltig
IV	C	- ?	Schotter

I = jüngste holozäne Auensedimente; II = Decksediment der JW_{III}-Terrassenfläche; III = sandiges Hochflutsediment der JW_{III}-Terrassenfläche; IV = spätglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 126	Lokalität:	N' Staufendorf (Mettenufer)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4565166
Kerngewinn in cm:	252	HW:	5411248
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	312,00 m
Bemerkung:	Bohrinhalt gestaucht zw. 100 und 300 cm unter GOK	Relief:	schwach flachwellig
		Bodenotyp:	Vega über fossiler Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	M'aAp	- 36	Lu, graubraun, durchwurzelt, kiesführend, schwach karbonathaltig
II	fAh-Bv	- 69	Lt2, hellgraubraun / schwach gelblich, durchwurzelt, karbonathaltig
	fBv-Go	- 94	Lts, graubraun, durchwurzelt, eisen- und manganhäufig, nur partiell karbonathaltig
III	Go	- 124	tonig-schluffiger fS, graugelb gefleckt, schwach durchwurzelt, glimmerführend, karbonathaltig
	Gr	- 144	schluffiger mS, gelbweiß, karbonathaltig
	Gr	- 210	stark schluffiger fS, graubräunlich, zwischen 181 - 185 cm schluffiger mS, karbonathaltig

Gr-Sd - 252 schluffiger fS, grau, olivgrüne Schlieren, glimmerführend, karbonathaltig

I = Auenlehm; II = Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche; III = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;

Bohrnummer:	7143 - B - 128	Lokalität:	N' Staufendorf (Sportflugplatz)
Bohrtiefe in cm:	200	RW:	4565012
Kerngewinn in cm:	200	HW:	5410723
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	314,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	Anmoor über fossiler Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Aap	- 33	Ls3, aschgrau, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
II	fAah	- 46	Lt2, schwarz / dunkelgrau, schwach durchwurzelt, schwach eisenfleckig, karbonatfrei
	fBv	- 73	Tu3, grau / dunkelgrau gefleckt, schwach durchwurzelt, Mn-Konkretionen, karbonatfrei
III	C	- 100	schluffig-toniger gS, grau, Holzreste, karbonatfrei
	C	- 183	schluffig-toniger mS, grau, glimmerführend, Holzreste, zwischen 157 – 162 cm kiesführend, Basis toniger, karbonatfrei
IV	C	- 200	grobsandiger mG, braun, Holzreste, karbonatfrei

I = anmoorig/?MittelHolozän; II = frühholozäne, lehmige Auensedimente;
III = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche; IV = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 129	Lokalität:	N' Staufendorf (Mettenufer)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4564882
Kerngewinn in cm:	220	HW:	5410448
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	314,90 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Anmoor über Niedermoortorf

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Aap	- 37	sandiger Schluff, aschgrau / schwarz, stark organisch, kiesführend, karbonatfrei
II	fnH	- 50	Torf, schwarz, stark zersetzt, vereinzelt Pflanzenreste, karbonatfrei; Datierung: 6.287 ± 59 ^{14}C a BP (Erl-7201)
	fnH	- 89	Torf, schwarz, zersetzte Pflanzenreste, karbonatfrei
III	fAa	- 100	schluffiger Ton, grau, Pflanzenreste, karbonatfrei; Datierung: 9.380 ± 175 ^{14}C a BP (Hv-24994)
IV	C	- 220	schluffiger fS, hellgrau, glimmerführend, z.T. kiesführend, vereinzelt im Hangenden Holzreste, karbonathaltig

I = anmoorig; II = präboreal/atlantischer Niedermoortorf; III = anmoorig; IV = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche

Bohrnummer:	7143 - B - 130	Lokalität:	SW' Metten
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4565820
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5412704
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	312,20 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Vega über gekappter Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	M'aAp	- 48	Lehm, braun, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
II	fBv	- 80	schluffiger Ton, braun (schwach gelblich-grau gefleckt), durchwurzelt, Molluskensplitter, Mn-Konkretionen, sehr schwach karbonathaltig
	fBv-Go	- 120	schluffig-sandiger Ton, grau-gelb gefleckt, durchwurzelt, Mn-Konkretionen, eisenfleckig, sehr schwach karbonathaltig
III	Go	- 188	stark toniger mS, gelb, glimmerführend, Mn-Konkretionen, eisenfleckig, sehr schwach karbonathaltig
	Gr	- 192	mS, grau, glimmerführend, karbonathaltig
	Gor	- 214	stark toniger mS, gelb, glimmerführend, Mn-Konkretionen, eisenfleckig, sehr schwach karbonathaltig
	Gr	- 218	mS, gelb, karbonathaltig
	Gr	- 298	schluffig-toniger fS, blassgelb, glimmerführend, stark karbonathaltig
	Gr	- 300	fS, grau, glimmerhaltig, karbonathaltig

I = jüngste holozäne Auensedimente; II = Decksedimente der JW_{II}-Terrassenfläche;

III = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;

Bohrnummer:	7143 - B - 131	Lokalität:	WSW' Metten
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4565525
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5413345
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,80 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Vega über gekappten Braunerde-Gley

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 26	toniger Schluff, dbraun, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	aM	- 48	schwach sandig-schluffiger Ton, dunkelgrau-gelb gefleckt, durchwurzelt, glimmerführend, fG-führend, karbonatfrei
II	fBv-Gro	- 65	sandiger Lehm, grau-gelb gefleckt, durchwurzelt, glimmer- und fG-führend, karbonatfrei
III	Gor	- 100	schluffiger fS, gelbgrau/oliv, an Basis zunehmend grau werdend, glimmerführend, eisenschlierig, Eisenstein bei 90 cm Teufe, karbonathaltig
	Gr	- 146	tonig-schluffiger fS, gelb / schwach grau, glimmerführend, Reduktionsschlieren, stark Holzreste führend, karbonathaltig
	Gr	- 190	schluffiger mS, grau, glimmerführend, Holzreste, karbonathaltig
IV	C	- 300	f-mG, graubraun, sandig-schluffige Matrix, karbonatfrei

I = holozäne Rinnensedimente; II = Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche;

III = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche; IV = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 – B - 132	Lokalität:	W' Metten
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4565430
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5413520
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	312,20 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Vega

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAap	- 50	toniger Schluff, dbraun bis schwarz, lockeres, luftiges Gefüge, durchwurzelt, karbonatfrei
	aBv	- 100	schluffiger Ton, braunschwarz, durchwurzelt, glimmerführend, stark Holzreste führend, lockeres, luftiges Gefüge, karbonatfrei
II	Gr	- 159	schluffiger fS, grau, glimmerführend, karbonatfrei
	Gr	- 239	mS, grau, glimmerführend, Holzreste enthalten, karbonatfrei
	Gr	- 250	schluffiger fS, grau, glimmerführend, viele Holzreste enthalten, karbonatfrei
	Gr	- 277	mG, grau, bei 259 – 265 cm Tiefe schluffiger, grauer, glimmer- und makrorestführender Horizont, karbonatfrei
	Gr	- 287	gS, graugrün, kiesführend, karbonatfrei
III	C	- 300	mittelkiesiger fG, gelb, grobsandige Matrix, karbonatfrei

I = anmoorige, holozäne Rinnensedimente; II = fluvisale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;
 III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 – B - 133	Lokalität:	N' Staufendorf (Mettenufer)
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4565101
Kerngewinn in cm:	263	HW:	5411550
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	312,00 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodentyp:	Auenpararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 28	Ut4, graugelblich, durchwurzelt, karbonathaltig
	aC	- 80	Ut4, gelbgrau, poriges Gefüge, durchwurzelt, Molluskensplitter, an Basis nimmt Tongehalt zu, stark karbonathaltig
II	C	- 169	stark toniger Lehm, gelbgrau, poriges Gefüge, durchwurzelt, Molluskensplitter, stark karbonathaltig
	Ckc	- 196	stark schluffiger fS, gelb, glimmerführend, Kalkkonkretionen, Mn-Konkretionen, stark karbonathaltig
III	C	- 263	mS, gelb, glimmerführend, an Basis vereinzelt kiesführend und Zunahme des Schluffanteils, stark karbonathaltig

I = junge, holozäne Auensedimente; II = Decksediment der JW_{III}-Terrassenfläche;
 III = spätglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 – B - 134	Lokalität:	N' Staufendorf (Mettenufer)
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4565195
Kerngewinn in cm:	254	HW:	5411295
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,80 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodenotyp:	Auenpararendzina über Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 37	toniger Lehm, gelbbraun, durchwurzelt, glimmer- und kiesführend, krümeliges Gefüge, schwach karbonathaltig
II	fAh-Bv	- 70	stark toniger Lehm, gelbbraun, durchwurzelt, krümeliges/poriges Gefüge, glimmerführend, Mn-Konkretionen, schwach karbonathaltig
III	C	- 175	f-mS, hellgelb, glimmerführend, am Top schluffig, karbonathaltig
	C	- 210	kiesführender gS, gelblich, am Top schluffiger fS, Schluffhorizont bei 190 – 191 cm Teufe, karbonathaltig
	C	- 240	kiesführender gS, gelb, karbonathaltig
	C	- 254	tonig-schluffiger mS, graugelb, tonige Klumpen enthalten, schwach karbonathaltig

I = holozänes Auensediment; II = Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche;

III = fluvische Sande der JW_{II}-Terrassenfläche

Bohrnummer:	7143 – B - 135	Lokalität:	N' Staufendorf
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4565185
Kerngewinn in cm:	207	HW:	5410995
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,80 m
		Relief:	sehr schwach flachwellig
		Bodenotyp:	Braunerde/Kalkbraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 34	schwach toniger f-mS, braun, durchwurzelt, glimmerführend, karbonatfrei
	Bv	- 100	toniger fS, gelb, schwach durchwurzelt, glimmerführend, Mn-Konkretionen – Zunahme in Richtung Liegendes bei 60 cm Tiefe sehr hart, Kalkausfällungen auf den Aggregatoberflächen (trocken), karbonatfrei
	C	- 151	toniger fS, grau, glimmerführend, Mn-Konkretionen, karbonatfrei
II	C	- 192	sandig-toniger mG, graubraun, Bleichungsschlieren, karbonatfrei
	C	- 207	kiesführender gS, gelb, im Hangenden Schluffbänder zwischengeschaltet, karbonatfrei

I = fluvische Sande der JW_{II}-Terrassenfläche; II = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 153	Lokalität:	SW' Altholz (Schwaig Isar)
Bohrtiefen in cm:	100	RW:	4568544
Kerngewinn in cm:	100	HW:	5407546
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 28	Lu, grauorange, durchwurzelt, an Basis Zunahme des Tongehaltes, karbonatfrei
	Bv	- 62	Lt2, orange, durchwurzelt, Mn- / Fe-Konkretionen, karbonatfrei
II	C	- 76	schluffig-toniger fS, orangegrau, kiesführend, karbonatfrei
III	C	- 100	lehmiger f-mG, orange, karbonatfrei

I = lehmiges Decksediment der würmzeitlichen Isar-Terrassenschotter; II = sandige Fazies des Isarterrasse; III = würmzeitlicher Isar-Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 154	Lokalität:	SW' Altholz (Schwaig Isar)
Bohrtiefen in cm:	100	RW:	4568369
Kerngewinn in cm:	100	HW:	5407376
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	313,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap-Bv	- 29	Lehm, grauorange, durchwurzelt, an Basis Zunahme des Tongehaltes, karbonatfrei
	Bv	- 49	Lehm, orangegrau, durchwurzelt, Mn- / Fe-Konkretionen, karbonatfrei
	Cv	- 72	sandiger Lehm, orangegrau / rötlich, Bleichungsschlieren, karbonatfrei
	C	- 100	lehmiger f-mG, orange, karbonatfrei

I = lehmiges Decksediment der würmzeitlichen Isar-Terrassenschotter; II = würmzeitlicher Isar-Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 155	Lokalität:	NW' Altholz
Bohrtiefen in cm:	100	RW:	4568864
Kerngewinn in cm:	100	HW:	5407895
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	312,40 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap-Bv	- 35	Lu, braun, durchwurzelt, an Basis Tonzunahme, karbonatfrei
	Bv-Go	- 64	Lu, grau, schwach durchwurzelt, eisenfleckig, Fe-Konkretionen, karbonatfrei
II	Go	- 100	lehmiger f-mG, grau / rötlich, karbonatfrei

I = lehmiges Decksediment der würmzeitlichen Isar-Terrassenschotter; II = würmzeitlicher Isar-Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 156	Lokalität:	NW' Altholz
Bohrtiefen in cm:	100	RW:	4568884
Kerngewinn in cm:	100	HW:	5408080
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	312,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Kolluvisol

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 21	Lu, orangegrau, durchwurzelt, kiesführend, an Basis Tonzunahme, karbonatfrei
	M	- 48	stark lehmiger fS, braunorange, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	yC	- 96	Aufschüttung (Bebauung)
II	C	- 100	lehmiger fG, gelborange, karbonatfrei

I = junges Kolluvium; II = würmzeitlicher Isar-Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 157	Lokalität:	NNW' Altholz
Bohrtiefen in cm:	400	RW:	4569155
Kerngewinn in cm:	320	HW:	5408380
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,50 m
		Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Kolluvisol über gekappter Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 20	Lt2, braun / schwach orange, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	M	- 75	lehmiger f-mG, orange, karbonatfrei
	yC	- 138	Auffüllung (Bebauung)
II	fBv	- 166	Ton, dunkelgrau / schwarz, organisch, Pflanzenreste, karbonatfrei
	fBv-Gr	- 221	schwach sandiger Ton, oliv, Holzreste, karbonatfrei
III	Gr	- 290	schluffiger fS, olivgrau, Holzreste, sehr schwach karbonathaltig
	Gr	- 315	schluffiger fS, olivgrau, Holzreste, kiesführend, sehr schwach karbonathaltig
IV	Gr	- 320	sandiger f-mG, olivbraun, sehr schwach karbonathaltig

I = junges Kolluvium; II = toniges Hochflutsediment; III = fluoriale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche; IV = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 158	Lokalität:	N' Altholz
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4569290
Kerngewinn in cm:	277	HW:	5408515
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,90 m
		Relief:	wellig
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 47	stark schluffiger fS, braun, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	Bv	- 167	schluffig-toniger f-mS, orangerot, an Basis schwach durchwurzelt, karbonatfrei

	C	- 216	f-mS, graugelb, an Basis kiesführend, karbonatfrei
II	C	- 252	grobsandiger fG, gelb, karbonatfrei
	C	- 277	sandiger f-mG, gelb, karbonatfrei

I = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche; II = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 159	Lokalität:	SW Fischeldorf
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4569315
Kerngewinn in cm:	292	HW:	5408715
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap-Bv	- 38	Lt3, braun, durchwurzelt, krümeliges Gefüge, karbonatfrei
	Bv-Go	- 48	Lt3, graugelb, schwach durchwurzelt, eisenfleckig, karbonatfrei
II	Go	- 71	schluffiger f-mS, gelb / schwach rötlich, Bleichungsflecken, karbonatfrei
	Gr	- 231	mS, grau, zum Liegenden in gelb übergehend, vereinzelt Holzreste, schluffiger mS bei 190 - 197 cm und 206 - 208 cm Tiefe, karbonatfrei
III	Gr	- 262	stark toniger fS, dunkelgrau, an Basis Oxidationsstreifen, karbonatfrei
	C	- 292	feinsandiger f-mG, gelblich, zum Liegenden wird Matrix grobsandig, karbonatfrei

I = lehmiges Decksediment der JW_{III}-Terrassenfläche; II = sandige Fazies der JW_{III}-Terrassenfläche; III = spätglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 160	Lokalität:	SW Fischeldorf
Bohrtiefe in cm:	602	RW:	4569340
Kerngewinn in cm:	602	HW:	5408730
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Vega

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 37	Tu3, braun, stark durchwurzelt, eisenfleckig, karbonathaltig
	aM-Gr	- 42	Tu3, grau, Bleichungshorizont, karbonathaltig
	aM-Go	- 61	Tu3, dunkelbraun, eisenfleckig, durchwurzelt, Molluskensplitter, karbonatfrei
	aM-Gkr	- 110	Lu, grau / oliv, durchwurzelt, eisenschlierig, Molluskensplitter, Kalkkonkretionen, karbonatfrei
II	Gr	- 200	schluffig-toniger fS, grau, Molluskensplitter, Holzreste, karbonathaltig
	Gr	- 300	schluffiger f-mS, hellgrau, Holzreste, bei 220 - 230 cm Tiefe mG, karbonathaltig
	C	- 400	m-gS, ocker, an Basis in fS übergehend, karbonathaltig
	C	- 407	schwach kiesführender gS, ocker, karbonathaltig
III	C	- 426	schluffig-grobsandiger fS, ocker, z.T. kiesführend, karbonathaltig
	C	- 450	grobsandig-schluffig-toniger f-mG, rötlich, karbonathaltig
	C	- 598	grobsandiger f-mG, grau, karbonathaltig

V C - 602 Tertiär: Ton, grün, sehr hart, eisenfleckig

I = junges Rinnensediment; II = sandige Fazies der JW_{III}-Terrassenfläche;
III = spätglazialer Schotterkörper; IV = Tertiär

Bohrnummer:	7143 - B - 161	Lokalität:	SW ^a Fischerdorf
Bohrtiefe in cm:	500	RW:	4569610
Kerngewinn in cm:	470	HW:	5408765
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Vega über gekappter Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	M ^a Ap	- 45	Tu3, dunkelbraun, durchwurzelt, karbonatfrei
II	fBv	- 56	Lt3, grau / gelblich, durchwurzelt, eisenfleckig, karbonatfrei
III	Ckc	- 94	schluffig-toniger fS, graugelb, Kalkkonkretionen, schwach kiesführend, stark karbonathaltig
	Ckc	- 146	schluffig-toniger fS, graugelb, Kalkkonkretionen, schwach kiesführend, stark karbonathaltig
	C	- 165	stark schluffiger fS, graugelb, karbonathaltig
	C	- 194	schluffig-grobsandiger fS, graugelblich, kiesführend, karbonathaltig
	C	- 268	Wechselleagerung schluffiger fS / m-gS, graugelblich, karbonathaltig
	C	- 330	schluffiger fS, grau, glimmerführend, karbonathaltig
IV	C	- 470	fG, grau, karbonathaltig

I = junges Rinnensediment; II = lehmiges Hochflutsediment;
III = sandige Fazies der JW_{III}-Terrassenfläche; IV = spätglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 162	Lokalität:	S ^a Fischerdorf
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4569931
Kerngewinn in cm:	220	HW:	5409045
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,00 m
		Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 42	Lt3, graubraun, durchwurzelt, kiesführend, schwach karbonathaltig
	Bv	- 76	Lt3, graubraun, durchwurzelt, eisenfleckig, schwach kiesführend, karbonatfrei
	Go	- 94	Lt2, graugelb, eisenfleckig, karbonathaltig
II	Gkr	- 137	schluffig-toniger fS, Bleichhorizonte, Kalkkonkretionen, karbonathaltig
	Gr	- 208	schwach schluffiger mS, gelb, karbonathaltig
III	C	- 220	feinsandiger fG, gelb, karbonathaltig

I = lehmiges Hochflutsediment; II = sandige Fazies der JW_{III}-Terrassenfläche; III = spätglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 163	Lokalität:	S' Fischerdorf
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4570043
Kerngewinn in cm:	260	HW:	5409209
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,00 m
		Relief:	flachwellig
		Bodentyp:	Vega

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 36	Tu3, gelblichbraun, durchwurzelt, schwach karbonathaltig
	aM	- 54	Tu3, grau / gelblichbraun, schwach durchwurzelt, karbonatfrei
	aM	- 108	Tu2, grau, stark eisenfleckig, karbonatfrei
II	C	- 200	stark lehmiger fG, hellgelb, karbonatfrei
	C	- 260	grob sandiger f-mG, gelb, karbonatfrei

I = junge Rinnensedimente; II = spätglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 164	Lokalität:	S' Fischerdorf
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4569570
Kerngewinn in cm:	250	HW:	5408450
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,00 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 34	Lt3, braun, durchwurzelt, karbonatfrei
	Bv	- 47	Lt3, gelbbraun, eisenfleckig, schwach durchwurzelt, karbonatfrei
	C	- 100	stark schluffiger fS, gelbbraun, eisenschlierig, karbonathaltig
II	C	- 187	schluffiger mS, hellgelb, an Basis kiesführend, schwach karbonathaltig
	III C	- 250	mittelsandig-mittelkiesiger fG, hellgelb, karbonathaltig

I = lehmiges Hochflutsediment der JW_{III}-Terrassenfläche; II = sandiges Hochflutsediment der JW_{II}-Terrassenfläche; III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 165	Lokalität:	S' Fischerdorf
Bohrtiefen in cm:	300	RW:	4569700
Kerngewinn in cm:	255	HW:	5408360
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,00 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 43	Lt2, braun, durchwurzelt, sehr schwach karbonathaltig
	Bv	- 75	Lts, gelbbraun, schwach durchwurzelt, sehr schwach karbonathaltig
	II C	- 83	lehmiger mS, grau / gelblich, sehr schwach karbonathaltig
III	C	- 167	mS, grau, an Basis schwach kiesführend, sehr schwach karbonathaltig
	III C	- 255	sandig-mittelkiesiger fG, grau, sehr schwach karbonathaltig

I = Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluivale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;
III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 166	Lokalität:	S' Fischerdorf
Bohrtiefe in cm:	500	RW:	4569860
Kerngewinn in cm:	500	HW:	5408270
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,00 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 36	Lt2, braun, durchwurzelt, karbonatfrei
	Bv	- 72	Lts, gelblichbraun, durchwurzelt, eisenfleckig, karbonatfrei
	Bv-Sd	- 143	Lts, graugelb, Bleichungsflecken, karbonatfrei
II	C	- 200	lehmiger f-mS, grau, karbonatfrei
	C	- 250	kiesführender gS, grau, karbonatfrei
	C	- 300	schluffig-kiesführender f-gS, grau, karbonatfrei
	C	- 400	kiesführender gS, grau, karbonatfrei
IV	C	- 500	m-fG, grau, karbonatfrei

I = Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;
III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 167	Lokalität:	S' Fischerdorf
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4569920
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5408210
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,00 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 34	Lt2, braun, durchwurzelt, karbonatfrei
	Bv	- 49	Lts, braun / schwach grau, durchwurzelt, eisenfleckig, karbonatfrei
	Bv-Gor	- 219	Lts, graugelb, zum Liegenden schluffiger fS, an Basis durchwurzelt, eisenfleckig, karbonatfrei
II	C	- 266	schluffiger f-mS, grau, schwach eisenschlierig, karbonatfrei
	C	- 300	schluffig-feinsandiger f-mG, grau, karbonatfrei

I = Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;
III = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 168	Lokalität:	S' Fischerdorf
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4570099
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5408065
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,50 m
		Relief:	wellig
		Bodentyp:	Auenpararendzina über gekappter Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	aAp	- 50	Tu3, braun, durchwurzelt, schwach karbonathaltig
II	fBv	- 72	Lts, braungrau, schwach durchwurzelt, Fe-Konkretionen, eisenfleckig, karbonatfrei

III	C	- 165	m-fS, grau, kiesführend, karbonatfrei
	C	- 200	feinkiesiger gS, grau, karbonatfrei
IV	C	- 300	sandiger f-mG, grau, karbonatfrei

I = junges Hochflutsediment; II = Decksediment der JW_{II}-Terrassenfläche;
 III = fluvisiale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche; IV = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 169	Lokalität:	SSE' Fischerdorf
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4570564
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5407802
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,00 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 25	Ut4, braun, durchwurzelt, karbonathaltig
	Cv	- 45	Ut4, graubraun, schwach durchwurzelt, karbonathaltig
II	Sd	- 64	schluffiger fS, gelbgrau, Oxidations- und Reduktionsschlieren, karbonathaltig
	C	- 172	schluffiger f-mS, gelb, Molluskensplitter, karbonathaltig
	C	- 210	schluffiger m-gS, gelb, kies- und Molluskensplitter, karbonathaltig
III	C	- 300	sandig-mittelkiesiger fG, gelb, karbonathaltig

I = junges Auensediment der Isar; II = sandige Fazies der Isarterrassse; III = holozäner Talauenschotter der Isar

Bohrnummer:	7143 - B - 170	Lokalität:	SE' Fischerdorf
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4570789
Kerngewinn in cm:	205	HW:	5407682
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,00 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	verbraunte Pararendzina

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 21	Ut2, braun, durchwurzelt, karbonathaltig
	Cv	- 35	Ut3, gelbbraun, durchwurzelt, karbonathaltig
II	C	- 70	stark schluffiger fS, gelb, schwach durchwurzelt, karbonathaltig
	C	- 80	stark schluffiger fS, gelb, eisenfleckig, karbonathaltig
	C	- 136	schluffiger fS, gelb, karbonathaltig
III	C	- 205	mittelsandiger fG, gelb, karbonathaltig

I = junges Auensediment der Isar; II = sandige Fazies der Isarterrassse; III = holozäner Talauenschotter der Isar

Bohrnummer:	7143 - B - 171	Lokalität:	SW' Fischerdorf
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4568819
Kerngewinn in cm:	266	HW:	5409425
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,00 m
		Relief:	eben
		Bodentyp:	Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 42	Tu3, braun, durchwurzelt, karbonatfrei
	Bv-Go	- 144	Tu2, grau, schwach durchwurzelt, stark eisenfleckig, schwach karbonathaltig
II	Gr	- 266	f-mS, grau, an Basis in gS übergehend, schwach karbonathaltig
III	C		Schotter verloren

I = Hochflutsediment der JW_{III}-Terrassenfläche; II = sandige Fazies der JW_{III}-Terrassenfläche;
III = spätglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 172	Lokalität:	SW' Fischerdorf
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4568444
Kerngewinn in cm:	300	HW:	5409686
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	311,00 m
		Relief:	wellig
		Bodentyp:	Gley-Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 43	Tu3, braun, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
	Bv	- 64	Lt3, graubraun, schwach durchwurzelt, eisenfleckig, karbonatfrei
II	Gkco	- 152	schluffiger fS, graugelblich, eisenfleckig, Molluskensplitter, Kalkkonkretionen, karbonathaltig
III	C	- 243	schluffiger f-mS, grau, an Basis in gS übergehend, karbonathaltig
IV	C	- 300	schluffig-sandiger fG, grau, karbonathaltig

I = Hochflutsediment der JW_{III}-Terrassenfläche; II = sandige Fazies der JW_{III}-Terrassenfläche;
III = fluoriale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche; IV = hochglazialer Schotterkörper

Bohrnummer:	7143 - B - 173	Lokalität:	SSW' Fischerdorf
Bohrtiefe in cm:	300	RW:	4569301
Kerngewinn in cm:	261	HW:	5409030
Bohrgerät:	Rammkernsonde / Typ: Cobra	Höhe ü. NN:	m
		Relief:	schwach wellig
		Bodentyp:	Braunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ap	- 36	Lt2, braun, durchwurzelt, kiesführend, karbonatfrei
II	Bv	- 49	schluffig-toniger fS, gelbbraun, schwach durchwurzelt, karbonatfrei
	C	- 60	schluffig-toniger mS, gelb, schwach durchwurzelt, kiesführend, karbonathaltig
	C-Sd	- 137	schluffiger f-mS, gelb, Oxidations- und Reduktionsschlieren, sehr schwach karbonathaltig
	C	- 246	f-mS, grau, an Basis schwach kiesführend, karbonatfrei
III	C	- 261	sandiger f-mG, grau, karbonatfrei

I = lehmig-toniges Deckensediment der JW_{II}-Terrassenfläche; II = fluviale Sande der JW_{II}-Terrassenfläche;
III = hochglazialer Schotterkörper

2 Aufschlußdokumentation

2.1 Kleine Laber

Lokalität:	Kleine Laber Lohmühle bei Sallach	RW:	⁴⁵ 27475
Profilnummer:	7041-A-83	HW:	⁵⁴ 09075
Profiltiefe in cm:	160	Höhe ü. NN:	355,00 m
		Relief:	---
		Bodentyp:	abgeschoben

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
			Hangende des Bodens abgeschoben - Planum
I	M	-29	Lehm, gelbbraun, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, karbonatfrei
	M	-35	stark sandiger Lehm, gelbbraun, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, karbonatfrei
	M	-121	Lehm, grau, durchwurzelt, kies- und glimmerführend, Kalkkonzessionen, karbonatfrei
II	C	-135	schluffig-toniger fS, gelblich, gebleicht, kies- und glimmerführend, stark karbonathaltig
	C	-148	toniger fS, gelblich, glimmerführend, stark karbonathaltig
	C	-160	schwach toniger fS, gelblich, gebleicht, glimmerführend, stark karbonathaltig
III	C		Schotterkörper - fG/mG, welliger Verlauf der Schotterhorizonte

I = Kolluvium, II = sandige Fazies, III = Schotterkörper der Donau (HT)

Lokalität:	Perkam (Kleine Laber)	RW:	⁴⁵ 32263
Profilnummer:	Kleine Laber 1/Perkam	HW:	⁵⁴ 13304
Profiltiefe in cm:	100	Höhe ü. NN:	338,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Kolluvisol

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ah	- 40	Lehm, braun, durchwurzelt, kiesführend, karbonathaltig
	M	- 55	Lehm, schwarz, durchwurzelt, an Basis verstärkt kiesführend karbonathaltig Datierung: 3.200 ± 110 ^{14}C a BP (Hv-24995)
II	C	- 80	Schotter, karbonathaltig
	C	- 100	Schotter, karbonathaltig

I = holozäne Rinnensedimente; II ,= ? Hochterrasse der Donau

Lokalität:	Kleine Laber Wallmühle	RW:	⁴⁵ 37000
Profilnummer:	Kleine Laber 1/Perkam	HW:	⁵⁴ 18100
Profiltiefe in cm:	140	Höhe ü. NN:	320,50 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	abgeschoben

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
	Solum		fehlt
I	C	- 40	sandige Schotter, gelblich, karbonatfrei

II	C	- 50	Sand, grau, karbonathaltig
III	Gr	- 75	schluffiger Ton, graugrün, karbonathaltig
IV	fAa	- 105	schluffiger Ton, schwarz, vereinzelt Pflanzenfasern, karbonatfrei
V	fnH	- 130	Torf, schwarz, zersetzt, vereinzelt Pflanzenfasern, teilweise sandig, karbonatfrei Datierungen: Top 10.896 ± 67 ^{14}C a BP (Erl-7514) Basis 11.947 ± 108 ^{14}C a BP (Erl-7369)
VI	C		Sand, graugrün

I = Schotter der Kleinen Laber; II / III / VI = Rinnensedimente; IV = anmoorig; V = Niedermoortorf;

2.2 Feldkirchen

Lokalität:	Feldkirchen SW Straubing	RW:	$^{45}39200$
Profilnummer:	7141 - A - Fel 1	HW:	$^{54}10875$
Profiltiefe in cm:	87	Höhe ü. NN:	359,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Kolluvisol

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
I	Ah	- 10	Lehm, braun, karbonatfrei (keine Probenahme)
	M	- 25	Lehm, graubraun, durchwurzelt, karbonatfrei (keine Probenahme)
	M	- 35	sandig-schluffiger m-gG, gerundet, plattig, karbonatfrei
	M	- 56	schwach toniger Schluff, grau, durchwurzelt, eisen- und mangane-fleckig, karbonatfrei
II	Ckc	- 87	toniger Schluff, ocker, Kalkkonkretionen, Bleichhorizonte, Hohlräume: Poren, Röhren, Verband: locker, karbonathaltig
	Ckc	?	schwach toniger Schluff, ocker, Kalkkonkretionen, karbonathaltig

I = Kolluvium; II = Löß auf Hochterrasse

2.3 Geltolfing

Lokalität:	Geltolfing SW Straubing	RW:	$^{45}44300$
Profilnummer:	7141 - A - Gel 1	HW:	$^{54}10875$
Proftiefe in cm:	270	Höhe ü. NN:	337,00 m
		Relief:	schwach flachwellig
		Bodentyp:	Parabraunerde

Schichtung	Horizont	Tiefe in cm	Beschreibung der Schichteinheiten
Oberboden abgeschoben			
I	Bt	- 140	schwach-toniger Schluff (Ut2), braun, basal kiesführend, subpolyedrisch, stark karbonathaltig
II	C	- 165	tonig-sandiger m-gG, braun, welliger Kontakt zu Bv, karbonatfrei
	C-Go	- 195	hellgraue Schlufflinsen und -bänder, unterschiedlicher Mächtigkeit (5 bis 30 cm), sandig-lehmiger Schluff, vereinzelt kiesführend, eisenfleckig, karbonathaltig
	Go	- 215	schwach tonig-sandiger f-mG, ocker/rötlich, karbonatfrei
	Go	- 225	toniger f-mG, bräunlich, gerundet, karbonatfrei

C	- 260	tonig-sandiger gG, ockerfarben, gerundet, karbonatfrei
C	- 270	tonig-sandiger gG, ocker/grau, gerundet, länglich

I = Löß; II = Hochterrassenschotter

3 Korngrößenanalyse

3.1 Feinfraktion

3.1.1 Probenmaterial TK 25 / Blatt 7142 Straßkirchen

Proben-nummer	Feinfraktion (Masse-%)						Ton (in mm) < 0,002	Bodenart		
	Sandfraktion (in mm)		Schluff-Fraktion (in mm)							
	> 0,63	> 0,2	> 0,063	> 0,02	> 0,006	> 0,002				
7142-B-8 C	0,1	38,9	36,0	7,3	3,1	4,9	9,7	Sl3		
7142-B-8 D	0,0	38,8	35,4	7,5	5,2	4,3	8,9	Sl3		
7142-B-8 E	0,1	46,1	32,9	10,0	1,5	3,4	6,0	Sl2		
7142-B-8 F	0,1	43,9	34,6	8,9	2,8	2,3	7,5	Sl2		
7142-B-8 G	0,0	73,4	10,0	9,5	2,3	0,1	4,7	Su2		
7142-B-8 I	0,1	23,2	34,9	10,9	10,7	2,0	18,2	Ls4		
7142-B-8 J	0,2	25,5	36,6	10,4	3,3	3,9	20,1	Ls4		
7142-B-8 K	0,2	16,7	36,6	11,5	6,3	4,7	24,0	Ls4		
7142-B-8 L	0,2	13,0	39,3	11,0	6,2	5,9	24,4	Ls4		
7142-B-8 M	0,2	8,1	26,9	9,7	9,8	8,5	36,7	Lts		
7142-B-8 N	0,5	2,5	14,3	21,1	18,6	8,6	34,4	Lt2		
7142-B-8 O	1,6	2,2	15,1	25,8	23,7	4,8	26,8	Lu		
7142-B-8 P	1,5	1,8	14,9	24,1	24,8	12,8	20,2	Lu		
7142-B-8 Q	3,0	0,5	11,7	33,2	19,6	13,7	18,2	Ut4		
7142-B-8 R	3,3	0,4	10,3	29,4	21,2	15,2	20,1	Ut4		
7142-B-8 S	0,2	0,9	14,6	30,1	23,4	10,4	18,4	Lu		
7142-B-12 A	9,2	30,1	16,6	17,4	0,4	5,6	20,7	Ls4		
7142-B-12 B	12,0	25,9	13,7	11,2	6,7	5,7	24,7	Ls4		
7142-B-12 C	15,0	43,8	11,2	5,2	5,6	0,8	18,4	St3		
7142-B-13 A	7,0	22,2	15,7	16,3	13,0	6,2	19,6	Ls3		
7142-B-13 B	1,2	15,1	14,4	22,1	17,0	8,1	22,2	Ls2		
7142-B-13 C	2,8	11,9	13,2	20,8	15,0	10,4	25,9	Lt2		
7142-B-13 D	1,9	8,1	11,0	18,5	13,4	9,8	37,7	Lt3		
7142-B-13 E	1,1	11,1	23,2	17,1	11,4	6,5	29,5	Lt2		
7142-B-13 F	0,5	7,9	18,5	31,9	16,5	7,4	17,4	Lu		
7142-B-13 i	0,1	0,7	4,0	4,0	6,0	6,3	78,9	Tt		
7142-B-13 J	0,1	0,5	2,7	16,7	7,0	17,7	55,3	Tu2		
7142-B-16 A	5,8	18,1	12,3	16,7	15,2	9,2	22,8	Ls2		
7142-B-16 B	0,7	7,4	15,3	18,8	14,2	7,6	36,0	Lt3		
7142-B-16 C	7,2	24,9	19,1	16,1	10,4	5,3	17,0	Sl4		

Proben-nummer	Feinfraktion (Masse-%)						Ton (in mm) < 0,002	Bodenart		
	Sandfraktion (in mm)			Schluff-Fraktion (in mm)						
	> 0,63	> 0,2	> 0,063	> 0,02	> 0,006	> 0,002				
7142-B-18 A	1,4	8,5	29,3	19,5	13,3	6,6	21,5	Ls3		
7142-B-18 B	2,9	12,9	23,1	19,9	12,6	8,6	19,9	Ls2		
7142-B-18 C	0,8	6,3	28,9	23,7	12,6	6,7	20,9	Ls2		
7142-B-18 D	0,3	3,3	30,4	22,8	13,7	7,5	22,1	Ls2		
7142-B-18 E	0,1	1,7	28,7	30,3	15,9	9,4	13,8	UlS		
7142-B-18 F	0,6	2,7	28,2	24,9	18,9	9,1	15,8	UlS		
7142-B-18 G	1,0	4,3	25,3	30,4	18,7	7,4	13,0	UlS		
7142-B-18 H	0,9	5,8	25,9	31,9	17,1	6,6	11,8	UlS		
7142-B-18 i	0,4	2,9	23,5	35,3	17,4	8,8	11,7	UlS		
7142-B-18 J	1,1	3,4	24,3	31,8	18,9	9,3	11,3	UlS		
7142-B-18 K	1,2	4,1	30,4	31,9	16,5	6,5	9,3	UlS		
7142-B-59 A	0,5	3,3	8,7	46,4	16,3	7,3	17,4	Ut4		
7142-B-59 B	1,0	3,0	4,2	52,7	15,4	5,7	18,0	Ut4		
7142-B-59 C	1,0	2,9	11,6	45,9	14,9	6,3	17,5	Ut4		
7142-B-59 D	0,2	2,3	6,4	36,5	19,8	7,5	27,3	Lu		
7142-B-59 E	0,3	2,5	6,7	31,5	18,1	10,6	30,3	Tu3		
7142-B-59 F	0,1	1,5	5,2	31,2	16,4	10,0	35,6	Tu3		
7142-B-59 H	0,1	1,0	5,1	30,6	20,7	9,3	33,2	Tu3		
7142-B-59 J	0,3	10,9	21,7	33,0	11,0	4,3	18,7	Ls2		
7142-B-60 A	1,8	1,3	6,0	39,5	21,7	8,7	21,0	Ut4		
7142-B-60 B	0,4	1,6	1,7	40,6	21,7	7,9	26,1	Tu4		
7142-B-60 C	1,1	6,2	9,1	24,1	18,4	11,4	29,7	Lu		
7142-B-60 E	8,5	25,2	14,0	14,2	9,4	4,2	24,7	Ls4		
7142-B-63 A	1,7	3,8	23,6	23,5	18,9	13,4	15,1	UlS		
7142-B-63 B	1,4	3,5	22,7	24,3	19,7	12,2	16,3	UlS		
7142-B-63 C	0,0	1,0	4,0	34,7	22,7	14,9	22,6	Ut4		
7142-B-63 D	1,0	4,3	24,1	17,8	18,8	11,6	22,3	Ls2		
7142-B-63 E	0,0	1,1	29,5	21,8	16,6	10,2	20,8	Ls2		
7142-B-63 F	0,0	2,6	51,4	17,0	9,4	6,5	13,1	Sl4		
7142-B-63 G	0,0	0,3	27,4	23,5	17,9	9,7	21,2	Lu		
7142-B-63 H	0,0	0,2	3,8	13,2	19,3	15,1	48,2	Tu2		
7142-B-63 i/1	0,0	0,1	2,8	12,4	18,4	15,0	51,2	Tu2		
7142-B-63 i/2	0,0	0,2	2,3	12,0	14,7	13,5	57,3	Tu2		
7142-B-63 J	0,0	0,2	6,2	20,8	17,9	14,3	40,5	Tu3		
7142-B-63 K	0,1	7,5	31,7	24,9	15,6	4,7	15,5	Slu		

Proben-nummer	Feinfraktion (Masse-%)						Ton (in mm) ≤ 0,002	Bodenart		
	Sandfraktion (in mm)			Schluff-Fraktion (in mm)						
	> 0,63	> 0,2	> 0,063	> 0,02	> 0,006	> 0,002				
7142-B-64 A	0,8	32,4	35,2	9,7	7,3	4,5	10,1	Sl3		
7142-B-64 B	1,1	29,4	35,4	11,6	7,4	4,2	11,0	Sl3		
7142-B-64 C	1,0	30,4	35,0	12,1	7,0	4,5	10,0	Sl3		
7142-B-64 D	1,1	44,8	37,0	5,6	4,4	1,9	5,2	S12		
7142-B-64 E	0,0	31,1	38,9	9,3	7,2	4,6	9,0	Sl3		
7142-B-64 G	0,1	1,4	27,6	20,9	17,1	9,8	23,1	Ls2		
7142-B-64 H	0,1	1,0	23,5	32,4	14,9	8,1	20,0	Lu		
7142-B-64 I	0,3	1,9	15,0	25,2	15,4	8,9	33,3	Lt2		
7142-B-64 J	0,1	1,5	10,8	15,9	14,5	10,1	47,1	Tu2		
7142-B-65 A	3,0	8,0	23,1	20,2	20,0	13,0	23,7	Lu		
7142-B-65 B	2,3	5,4	11,3	19,7	17,9	9,8	33,7	Lt2		
7142-B-66 A	2,5	14,6	19,6	14,4	12,3	9,2	27,5	Lt2		
7142-B-66 B	4,6	20,6	22,0	9,8	9,0	7,0	27,0	Lts		
7142-B-68 A	2,9	19,7	29,0	14,6	9,6	7,3	16,9	S14		
7142-B-68 B	4,1	19,6	29,3	13,7	9,0	7,3	17,0	S14		
7142-B-68 C	2,3	16,9	27,1	20,4	10,2	5,8	17,3	Ls3		
7142-B-69 A	0,9	12,7	32,2	15,3	10,8	6,3	21,7	Ls3		
7142-B-69 B	1,1	12,0	28,5	18,2	9,1	6,4	24,7	Ls3		
7142-B-69 C	1,0	10,1	30,4	19,1	10,7	6,7	22,2	Ls3		
7142-B-69 D	1,1	15,0	32,9	9,7	24,0	1,3	16,0	S14		
7142-B-71 A	1,3	13,1	21,9	18,8	13,5	7,8	23,7	Ls2		
7142-B-71 B	0,6	14,7	23,2	18,3	12,3	6,5	24,4	Ls3		
7142-B-71 C	0,2	5,9	22,6	18,2	11,6	7,3	34,1	Lt2		
7142-B-71 D	0,1	6,3	27,4	18,6	10,6	6,4	30,7	Lt2		
7142-B-71 E	0,2	6,2	25,0	19,0	9,3	8,3	32,1	Lt2		
7142-B-71 F	0,1	4,4	22,0	15,7	11,7	8,1	37,8	Lt3		
7142-B-71 G	0,1	3,7	23,3	18,6	11,5	7,5	35,4	Lt3		
7142-B-71 H	0,2	4,7	33,3	27,6	15,4	5,9	13,0	Slu		
7142-B-71 i	0,1	3,1	16,5	29,2	24,7	8,8	17,7	Lu		
7142-B-71 K	0,1	4,9	31,7	24,5	17,3	7,5	14,0	Slu		
7142-B-71 L	0,4	2,5	28,5	26,7	18,9	8,2	14,8	Uls		
7142-B-71 M	1,4	1,3	8,4	32,9	25,8	10,7	19,5	Ut4		
7142-B-75 A	2,3	5,0	22,0	28,8	8,1	8,2	25,7	Lt2		
7142-B-75 B	1,5	3,6	18,9	16,3	14,7	7,9	37,1	Lt3		
7142-B-75 C	0,3	2,2	26,0	39,2	14,3	6,9	11,1	Uls		
7142-B-75 D	0,4	1,8	25,1	37,3	18,3	6,0	11,2	Uls		

Proben-nummer	Feinfraktion (Masse-%)						Ton (in mm) < 0,002	Bodenart		
	Sandfraktion (in mm)			Schluff-Fraktion (in mm)						
	> 0,63	> 0,2	> 0,063	> 0,02	> 0,006	> 0,002				
7142-B-75 E	0,7	1,3	28,8	34,2	19,0	5,2	10,8	UlS		
7142-B-75 F	0,3	1,3	37,4	32,5	10,6	4,2	13,7	Slu		
7142-B-76 A	2,9	3,8	13,7	22,3	19,3	13,4	24,5	Lu		
7142-B-76 B	0,6	1,8	9,1	17,5	21,0	12,2	37,8	Tu3		
7142-B-76 C	0,1	0,8	6,9	24,6	20,0	10,9	36,7	Tu3		
7142-B-76 D	0,1	1,0	23,3	34,1	16,6	6,0	18,9	Lu		
7142-B-76 E	0,3	2,9	39,7	26,5	14,2	6,0	10,5	Slu		
7142-B-77 A	2,7	14,7	22,4	23,2	14,3	5,7	16,9	Slu		
7142-B-77 B	3,9	9,8	12,4	22,3	17,6	15,0	19,0	Lu		
7142-B-77 C	4,4	8,9	11,9	20,1	19,5	14,5	20,7	Lu		
7142-B-77 D	0,2	1,7	5,1	25,9	19,5	9,8	37,9	Tu3		
7142-B-77 E	0,7	4,3	8,6	35,3	22,1	8,7	20,3	Ut4		
7142-B-77 F	1,8	7,0	12,8	32,4	23,3	8,7	13,9	UlS		
7142-B-77 G	3,5	12,7	19,2	31,4	15,2	6,1	11,8	UlS		
7142-B-78 A	1,5	4,1	8,3	26,6	23,9	15,8	19,8	Ut4		
7142-B-78 B	0,2	1,8	6,1	24,6	20,6	10,3	36,4	Tu3		
7142-B-78 C	0,8	4,0	16,2	34,8	24,4	5,2	14,6	UlS		
7142-B-79 A	4,8	8,6	10,6	28,8	18,2	8,5	20,5	Lu		
7142-B-79 B	4,7	8,0	10,5	26,3	17,0	8,6	24,9	Lu		
7142-B-81 A	4,1	10,1	14,1	27,3	18,2	10,8	15,4	UlS		
7142-B-81 B	4,6	11,7	15,3	33,3	9,2	7,9	18,1	Lu		
7142-B-81 C	11,6	18,3	17,8	23,4	8,9	4,9	15,1	Sl4		
7142-B-81 D	6,0	6,9	9,7	22,6	18,4	11,9	24,6	Lu		
7142-B-81 E	0,6	2,1	5,6	29,3	15,5	14,0	33,0	Tu3		
7142-B-81 F	0,3	3,0	6,6	35,3	22,7	7,9	24,1	Ut4		
7142-B-81 G	0,4	2,9	6,5	41,3	22,6	6,2	20,0	Ut4		
7142-B-81 H	4,1	20,1	16,2	29,1	13,9	3,9	12,7	Slu		
7142-B-81 i	4,0	7,1	7,5	34,7	21,0	6,8	19,0	Lu		
7142-B-82 A	0,7	1,4	5,2	28,8	22,2	11,1	30,6	Tu3		
7142-B-82 B	0,1	0,6	0,1	39,2	22,3	8,4	29,3	Tu4		
7142-B-82 C	0,4	4,7	0,0	46,3	22,9	6,8	18,9	Ut4		

Proben-nummer	Feinfraktion (Masse-%)						Ton (in mm) < 0,002	Bodenart		
	Sandfraktion (in mm)			Schluff-Fraktion (in mm)						
	> 0,63	> 0,2	> 0,063	> 0,02	> 0,006	> 0,002				
7142-B-84 A	7,1	10,3	12,9	22,9	15,2	10,9	20,7	Ls2		
7142-B-84 B	6,6	9,9	10,7	16,3	16,0	10,3	30,2	Lt2		
7142-B-84 C	1,4	1,5	6,9	20,7	16,8	10,4	42,3	Lt3		
7142-B-84 D	0,1	0,7	11,4	26,2	20,2	10,7	30,7	Tu3		
7142-B-84 E	1,6	0,4	14,4	30,8	22,1	12,2	18,5	Ut4		
7142-B-85 A	4,6	9,1	8,8	21,2	18,4	14,2	23,7	Lu		
7142-B-85 B	4,8	10,4	8,3	22,1	15,8	8,5	30,3	Lt2		
7142-B-85 C	6,5	10,1	14,2	22,5	17,1	7,1	22,6	Ls2		
7142-B-85 D	5,7	15,0	18,6	26,7	14,4	4,4	15,2	Slu		
7142-B-86 A	3,7	7,1	10,5	31,1	18,5	9,3	19,8	Lu		
7142-B-86 B	3,6	5,7	7,7	38,0	19,3	9,7	16,0	Ut3		
7142-B-86 C	3,8	6,8	13,2	29,4	20,2	11,3	15,4	Uls		
7142-B-86 D	2,1	5,6	8,7	33,9	24,9	13,1	11,7	Ut2		
7142-B-86 E	2,2	4,1	6,4	30,7	24,4	13,7	18,5	Ut4		
7142-B-86 F	0,1	0,5	3,7	52,2	10,7	7,9	24,9	Ut4		
7142-B-86 G	0,1	1,3	2,4	53,0	20,6	5,7	16,8	Ut3		
7142-B-100 A	2,4	8,1	18,8	25,1	14,3	8,4	22,9	Ls2		
7142-B-100 B	1,4	6,3	22,8	22,8	12,9	6,8	27,0	Lt2		
7142-B-184 A	2,9	3,1	5,6	34,1	22,5	13,0	18,8	Ut4		
7142-B-184 B	1,2	2,5	7,0	30,7	22,2	10,5	25,8	Lu		
7142-B-184 C	0,1	0,5	7,0	38,3	24,2	7,5	22,5	Ut4		

3.1.2 Probenmaterial TK 25 / Blatt 7143 Deggendorf

Proben-nummer	Feinfraktion (Masse-%)						Ton (in mm) < 0,002	Bodenart
	Sandfraktion (in mm)			Schluff-Fraktion (in mm)				
	> 0,63	> 0,2	> 0,063	> 0,02	> 0,006	> 0,002		
7143-B-43 A	1,0	4,2	9,8	36,7	17,9	7,8	22,6	Lu
7143-B-43 B	2,7	6,4	15,4	25,9	15,8	8,9	25,1	Lu
7143-B-43 C	2,2	5,6	9,6	25,1	20,0	8,5	29,0	Lu
7143-B-111 A	1,2	3,4	8,0	17,1	20,8	16,7	32,8	Tu3
7143-B-111 B	0,8	1,7	4,1	9,5	20,7	15,0	48,2	Tu2
7143-B-111 D	0,6	1,5	6,1	17,8	26,4	12,6	35,1	Tu3
7143-B-111 E	0,2	2,1	9,3	26,3	25,1	11,1	25,8	Lu
7143-B-117 A	2,3	4,8	10,1	24,4	17,8	14,9	25,7	Lu
7143-B-117 B	1,0	4,4	8,9	26,8	17,5	9,8	31,6	Tu3
7143-B-124 A	1,5	5,6	21,4	17,4	12,6	11,4	30,0	Lt2
7143-B-124 B	0,2	2,2	6,6	26,0	29,4	16,3	19,3	Ut4
7143-B-124 C	0,3	3,6	16,9	20,6	13,0	11,6	37,8	Lt3
7143-B-125 A	0,3	2,6	6,6	24,9	28,1	18,5	19,0	Ut4
7143-B-125 B	2,0	9,3	12,3	15,8	12,6	11,5	36,5	Lt3
7143-B-126 A	1,2	11,8	14,7	16,6	19,4	18,1	18,1	Lu
7143-B-126 B	0,5	12,9	17,8	15,2	15,4	12,7	25,5	Lt2
7143-B-126 C	0,9	20,7	28,7	10,8	6,1	5,4	27,3	Lts
7143-B-128 A	2,7	24,5	14,1	18,9	12,5	8,6	18,7	Ls3
7143-B-128 B	1,4	22,8	12,1	12,6	12,0	11,3	27,7	Lt2
7143-B-128 C	0,4	9,7	6,1	18,6	22,1	11,6	31,4	Tu3
7143-B-133 A	0,3	1,7	8,8	26,3	26,8	16,5	19,6	Ut4
7143-B-133 B	0,1	1,8	9,1	22,3	26,1	17,3	23,3	Ut4
7143-B-134 A	0,9	8,2	14,8	16,3	21,5	15,9	22,5	Lu
7143-B-134 B	1,1	12,0	22,3	14,4	11,9	10,5	27,8	Lt2
7143-B-153 A	0,6	4,8	14,5	34,7	16,7	7,6	21,0	Lu
7143-B-153 B	0,4	6,4	15,9	28,7	15,9	3,4	29,4	Lt2
7143-B-153 C	0,2	11,0	14,0	14,5	13,7	8,7	37,9	Lt3

Proben-nummer	Feinfraktion (Masse-%)						Ton (in mm) < 0,002	Bodenart
	Sandfraktion (in mm)			Schluff-Fraktion (in mm)				
	> 0,63	> 0,2	> 0,063	> 0,02	> 0,006	> 0,002		
7143-B-155 A	1,5	10,1	10,9	30,7	15,5	10,0	21,2	Lu
7143-B-155 B	0,3	7,5	12,7	36,0	11,2	6,0	26,4	Lu
7143-B-155 C	2,4	6,0	16,5	31,8	15,7	6,3	21,2	Lu
7143-B-157 A	4,0	10,3	8,4	18,3	16,8	13,8	28,4	Lt2
7143-B-159 A	1,0	8,5	11,9	18,6	10,4	14,0	35,6	Lt3
7143-B-159 B	1,0	9,0	16,6	15,4	12,7	9,6	35,6	Lt3
7143-B-160 A	0,7	4,3	5,6	14,1	23,6	20,0	31,8	Tu3
7143-B-160 B	1,0	4,1	6,2	23,3	16,9	16,8	31,7	Tu3
7143-B-160 C	0,2	1,7	7,1	23,9	26,7	13,4	26,9	Lu
7143-B-161 A	1,2	3,4	6,2	17,2	17,9	17,3	36,8	Tu3
7143-B-161 B	1,0	2,8	5,0	14,9	18,8	14,9	42,6	Lt3
7143-B-162 A	1,1	3,8	5,8	13,4	19,3	15,5	41,2	Lt3
7143-B-162 B	1,5	7,7	8,2	14,7	15,7	11,4	40,8	Lt3
7143-B-162 C	1,9	12,7	13,1	19,6	17,0	8,9	26,8	Lt2
7143-B-163 A	0,3	1,7	6,4	14,9	23,5	17,5	35,6	Tu3
7143-B-163 B	0,1	0,8	4,2	16,1	19,4	14,8	44,6	Tu3
7143-B-163 C	0,2	0,9	3,9	13,3	16,7	12,0	53,2	Tu2
7143-B-164 A	1,1	6,7	13,7	15,1	14,0	12,4	37,1	Lt3
7143-B-164 B	0,5	8,3	18,3	15,3	11,9	7,6	38,0	Lt3
7143-B-165 A	1,2	21,6	13,3	9,0	13,0	10,4	31,4	Lt2
7143-B-165 B	0,7	24,8	18,3	14,6	8,1	4,8	28,6	Lts
7143-B-166 A	1,6	19,5	10,9	10,0	13,6	11,0	33,3	Lt2
7143-B-166 B	1,3	27,6	16,3	11,5	8,3	7,8	27,2	Lts
7143-B-166 C	0,8	22,5	20,6	12,6	8,1	5,2	30,1	Lts
7143-B-167 A	1,6	17,7	11,7	8,6	14,4	12,4	33,5	Lt2
7143-B-167 B	31,7	20,7	0,5	6,1	8,3	6,1	26,6	Lts
7143-B-167 C	1,1	30,5	24,2	6,9	7,0	18,9	25,3	Lts
7143-B-168 A	0,6	7,9	5,8	9,5	20,6	20,0	35,6	Tu3
7143-B-168 B	2,7	24,3	10,2	7,7	10,4	9,8	34,9	Lts
7143-B-169 A	1,6	3,9	8,7	24,0	27,8	16,7	17,4	Ut4
7143-B-169 B	0,4	2,1	11,1	26,3	24,7	16,6	19,0	Ut4

Proben- nummer	Feinfraktion (Masse-%)						Ton (in mm) < 0,002	Bodenart		
	Sandfraktion (in mm)			Schluff-Fraktion (in mm)						
	> 0,63	> 0,2	> 0,063	> 0,02	> 0,006	> 0,002				
7143-B-170 A	0,5	3,2	17,5	32,8	22,6	12,8	10,6	Ut2		
7143-B-170 B	0,4	2,0	14,4	28,3	24,3	15,3	15,3	Ut3		
7143-B-171 A	0,3	1,9	7,4	14,2	24,2	20,6	33,6	Tu3		
7143-B-171 B	0,1	1,3	8,0	13,6	16,6	12,3	48,1	Tu2		
7143-B-172 A	1,1	5,0	7,3	14,6	29,2	11,7	31,1	Tu3		
7143-B-173 A	1,3	15,4	11,6	11,9	13,8	12,2	33,8	Lt2		

3.2 Grobfraktion

3.2.1 Probenmaterial TK 25 / Blatt 7040 Pfatter

Proben-nummer	Hauptbestandteile			Grobfraktion (Masse-%)			Textur
	Masse gesamt in g	Massenanteil des Korns < 2 mm Kieskorn (bis 60 %)	Sandkorn (über 60 %)	Stein (in mm) > 63	Kies (in mm) > 20	> 6,3	
7040-B-149 D	595,78	57,5	42,5		4,9	58,0	37,1 mG

3.2.2 Probenmaterial TK 25 / Blatt 7140 Geiselhöring

Proben-nummer	Hauptbestandteile			Grobfraktion (Masse-%)			Textur
	Masse gesamt in g	Massenanteil des Korns < 2 mm Kieskorn (bis 60 %)	Sandkorn (über 60 %)	Stein (in mm) > 63	Kies (in mm) > 20	> 6,3	
7140-B-88 D	240,41	66,6	33,4			43,8	56,2 mfG
7140-B-89 i	582,21	69,7	30,3		3,8	51,9	44,3 mfG
7140-B-90 i	443,01	43,4	56,6			55,8	44,2 fmGs
7140-B-91 G	524,47	79,6	20,4		3,5	68,9	27,6 mG
7140-A-94/1	1934,40	74,7	25,3		9,2	69,7	21,1 mG
7140-A-94/2	1322,02	85,0	15,0		17,4	69,3	13,3 mG
7140-B-142 E	401,45	51,8	48,2			54,5	45,5 mfG
7140-B-143 H	310,00	72,2	27,8		6,6	63,8	29,6 mG
7140-B-144 F	452,62	62,3	37,7			55,7	44,3 fmG
7140-B-144 H	677,25	53,1	46,9		2,1	34,8	63,1 fG
7140-B-144 i	176,49	85,7	14,3			47,8	52,2 mfG
7140-B-146 E	767,20	67,2	32,8		4,1	50,5	45,4 fmG

3.2.3 Probenmaterial TK 25 / Blatt 7041 Münster

Proben-nummer	Hauptbestandteile			Grobfraktion (Masse-%)				Textur
	Masse gesamt in g	Massenanteil des Korns < 2 mm Kieskorn (bis 60 %)	Sandkorn (über 60 %)	Stein (in mm) > 63	> 20	> 6,3	> 2,0	
7041-B-44 D	429,42	77,0	23,0		31,0	32,7	36,3	G
7041-B-50 E	439,69	25,3	74,7			22,9	77,1	Sfg
7041-B-50 F	403,38	44,1	55,9			57,7	42,3	fmGs
7041-B-53 H	430,12	83,0	17,0		3,9	45,7	50,4	fmG
7041-B-56 H	138,79	57,5	42,5		32,9	37,1	29,9	mG
7041-B-141 C	771,76	65,0	35,0		8,0	64,5	27,5	mG
7041-B-151 H	674,96	47,6	52,4		21,9	42,8	35,3	mG
7041-B-174 M	246,06	66,1	33,9			70,0	30,0	mG
7041-B-175 F	428,69	74,7	25,3		5,4	60,4	34,2	mG
7041-B-177 E	167,21	66,4	33,6		17,9	43,6	38,5	fmG
7041-B-179 E	645,78	56,0	44,0			51,9	48,1	fmG

3.2.4 Probenmaterial TK 25 / Blatt 7141 Straubing

Proben-nummer	Hauptbestandteile			Grobfraktion (Masse-%)				Textur
	Masse gesamt in g	Massenanteil des Korns < 2 mm Kieskorn (bis 60 %)	Sandkorn (über 60 %)	Stein (in mm) > 63	> 20	> 6,3	> 2,0	
7141-B-4 R	275,98	29,9	70,1			34,6	65,4	Sfg
7141-B-5 L	566,19	63,3	36,7		6,1	71,6	22,3	mG
7141-B-5 M	661,48	73,1	26,9		57,4	30,2	12,4	gG
7141-B-30 i	639,79	52,2	47,8			50,7	49,3	fmG
7141-B-30 H	301,07	36,6	63,4			32,7	67,3	Sfg
7141-B-137 G	235,30	40,4	59,6			73,3	26,7	mGs
7141-B-140 C	825,27	71,8	28,2		6,3	62,4	31,3	mG

3.2.5 Probenmaterial TK 25 / Blatt 7142 Straubing

Proben-nummer	Masze gesamt in g	Hauptbestandteile		Stein (in mm)	Grobfraktion (Masze-%)				Textur
		Massenanteil des Korns < 2 mm	Kieskorn (bis 60 %)		Sandkorn (über 60 %)	Kies (in mm)	> 63	> 20	
7142-B-9 J	219,12	35,3	64,7			55,9	44,1	44,1	Sfmg
7142-B-10 F	455,27	47,7	52,3		16,9	56,6	26,5	26,5	mGs
7142-B-10 G	652,36	62,2	37,8		4,9	52,1	24,0	24,0	mG
7142-B-12 F	324,52	18,5	81,5			22,0	78,0	78,0	Sfg
7142-B-12 H	267,18	50,4	49,6		12,3	71,9	15,8	15,8	mGs
7142-B-13 H	505,66	59,0	41,0		38,3	44,9	16,8	16,8	mgG
7142-B-16 E	686,27	63,5	36,5		27,0	50,2	22,8	22,8	mG
7142-B-16 F	480,14	74,5	25,5		32,1	44,7	23,2	23,2	mG
7142-B-16 G	443,01	53,3	46,7		25,6	36,6	37,8	37,8	fmG
7142-B-61 G	285,68	68,9	31,1		42,8	41,6	15,6	15,6	gmG
7142-B-65 D	569,31	53,5	46,5		10,5	60,9	28,6	28,6	mG
7142-B-73 L	367,87	23,3	76,7			75,7	24,3	24,3	Smg
7142-B-76 G	636,57	48,0	52,0		75,3	22,7	2,0	2,0	gG
7142-B-76 H	631,75	31,5	68,5		21,1	46,4	32,5	32,5	Smg
7142-B-77 K	309,85	61,4	38,6			57,2	42,8	42,8	fmG
7142-B-77 L	223,54	60,3	39,7		22,6	52,1	25,3	25,3	mG
7142-B-78 G	207,28	42,2	57,8			61,5	38,5	38,5	mGs
7142-B-78 H	282,19	52,1	47,9		16,6	62,8	20,6	20,6	mG
7142-B-78 i	402,25	28,4	71,6		57,1	24,2	18,7	18,7	Sgg
7142-B-82 D	284,13	57,1	42,9			57,0	43,0	43,0	fmG
7142-B-85 i	223,63	55,3	44,7			67,5	32,5	32,5	mG
7142-B-92 H	295,49	68,9	31,1		13,6	61,1	25,3	25,3	mG
7142-B-96 C	219,64	30,8	69,2			0,6	99,4	99,4	Sfg
7142-B-96 D	356,77	51,1	48,9		13,3	45,0	41,7	41,7	fmG
7142-B-98 H	359,33	49,0	51,0			30,5	69,5	69,5	fGs
7142-B-99 G	267,88	59,0	41,0			80,4	19,6	19,6	
7142-B-100 D	548,90	70,5	29,5		16,2	39,5	44,3	44,3	mfG
7142-B-103 D	560,09	61,6	38,4		21,8	55,8	22,4	22,4	mG
7142-B-104 E	822,16	62,1	37,9		17,0	59,4	23,6	23,6	mG

3.2.6 Probenmaterial TK 25 / Blatt 7143 Deggendorf

Proben-nummer	Masse gesamt in g	Hauptbestandteile		Stein (in mm)	Grobfraktion (Masse-%)				Textur
		Massenanteil des Korns < 2 mm	Kieskorn (bis 60 %)		Sandkorn (über 60 %)	Kies (in mm)	> 63	> 20	
7143-B-39 i	355,31	40,7	59,3			80,4		19,6	mG
7143-B-40 G	479,79	48,6	51,4		11,6	46,1		42,3	fmG
7143-B-42 F	611,58	70,6	29,4		6,9	47,7		45,4	fmG
7143-B-109 H	221,66	38,9	61,1			72,3		27,7	Smg
7143-B-109 i	380,27	53,9	46,1		11,3	56,4		32,3	mG
7143-B-116 C	189,67	52,1	47,9			51,3		48,7	fmG
7143-B-117 C	153,57	58,8	41,2			52,2		47,8	fmG
7143-B-125 F	151,07	61,8	38,2		51,5	29,2		19,3	gG
7143-B-128 E	193,91	73,3	26,7			82,8		17,2	mG
7143-B-131 G	790,68	78,2	21,8		15,4	50,6		34,0	mG
7143-B-132 G	271,04	27,2	72,8		38,4	33,6		28,0	gmG
7143-B-132 H	323,40	83,9	16,1		9,6	55,4		35,0	mG
7143-B-153 D	650,92	61,9	38,1		12,2	43,2		44,6	fmG
7143-B-155 E	847,64	73,7	26,3		39,0	39,1		21,9	gmG
7143-B-156 C	595,85	28,9	71,1		51,3	27,2		21,5	Sg
7143-B-157 H	356,94	74,6	25,4		44,3	38,4		17,3	gmG
7143-B-158 D	593,82	62,6	37,4			56,8		43,2	fmG
7143-B-158 E	620,18	59,4	40,6		28,2	45,4		26,4	mG
7143-B-159 F	576,83	69,7	30,3		33,4	49,4		17,2	mG
7143-B-160 i	258,49	51,9	48,1			62,9		37,1	mG
7143-B-160 J	436,26	70,6	29,4		20,4	48,3		31,3	mG
7143-B-161 i	333,87	27,7	72,3			48,3		51,7	Smfg
7143-B-162 F	288,12	56,8	43,2			41,3		58,7	mfG
7143-B-163 E	752,88	65,9	34,1		9,8	59,7		30,5	fmG
7143-B-164 E	865,45	63,9	36,1		18,0	43,7		38,3	fmG
7143-B-166 G	726,21	68,2	31,8		14,2	64,8		21,0	mG
7143-B-167 D	703,20	62,2	37,8		27,5	48,8		23,7	mG
7143-B-168 D	920,89	49,6	50,4			59,9		40,1	mfGs
7143-B-168 E	1050,19	73,8	26,2		41,5	35,4		23,1	gmG
7143-B-169 F	970,37	62,1	37,9		2,3	59,1		38,6	fmG
7143-B-170 F	577,48	36,4	63,6			59,2		40,8	sfmg
7143-B-172 E	1028,97	57,6	42,4		40,9	28,4		30,7	gG