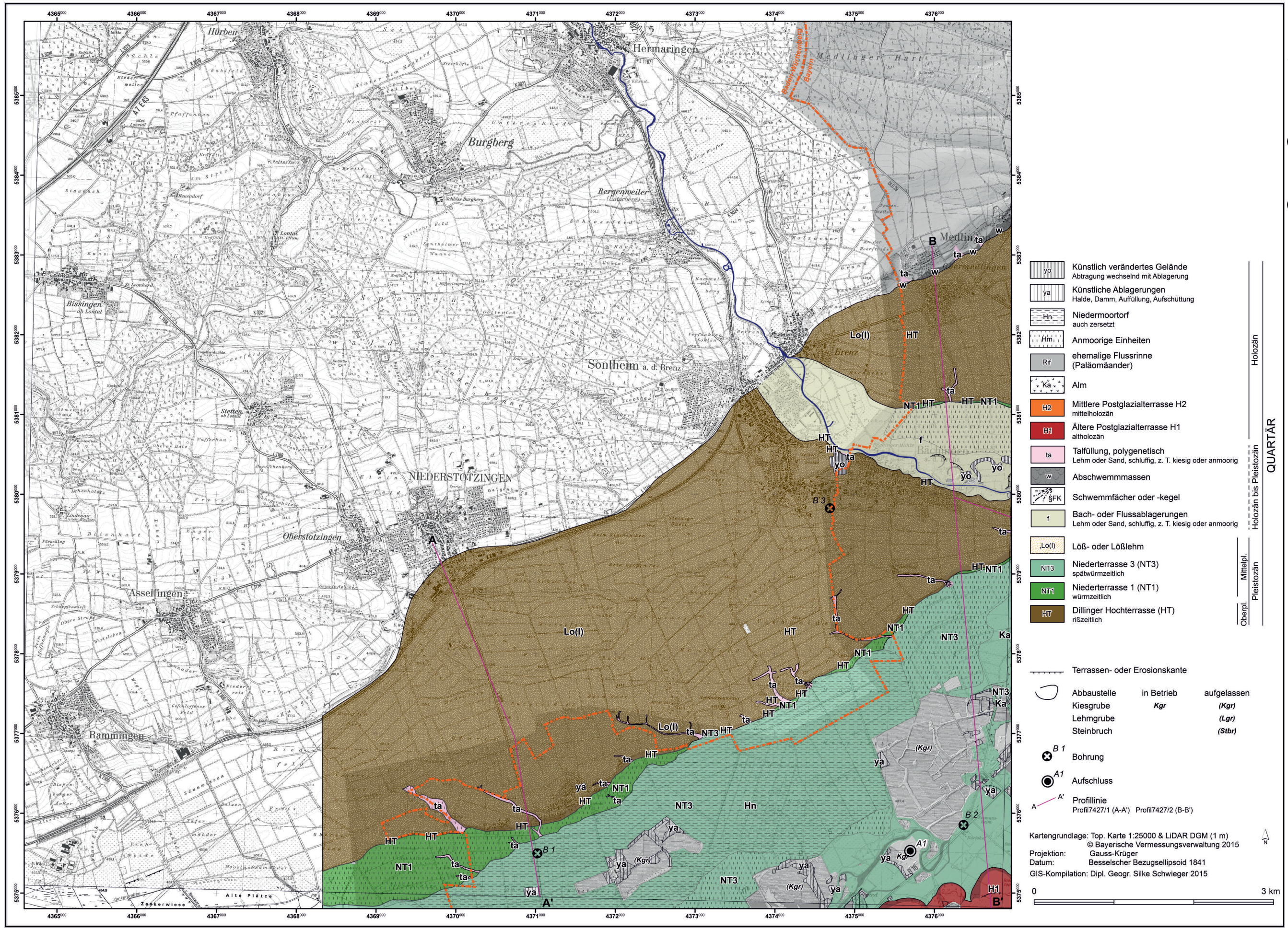
Geologische Aufnahme: GERHARD SCHELLMANN 2012 - 2014

7427 SONTHEIM a. d. Brenz

Quartärgeologische Karte 1: 25.000 Blatt Nr. 7427 Sontheim a.d. Brenz

Bamberger Geographische Schriften, SF 13: 1 - 8



Künstlich verändertes Gelände
Abtragung wechselnd mit Ablagerung

Künstliche Ablagerungen
Halde, Damm, Auffüllung, Aufschüttung

Niedermoortorf
auch zersetzt

Anmoorige Einheiten

ehemalige Flussrinne
(Paläomäander)

Alm

Mittlere Postglazialterrasse H2
mittelholozän

Ältere Postglazialterrasse H1
altholozän

Talfüllung, polygenetisch
Lehm oder Sand, schluffig, z. T. kiesig oder anmoorig

Abschwemmmassen

Schwemmfächer oder -kegel

Bach- oder Flussablagerungen
Lehm oder Sand, schluffig, z. T. kiesig oder anmoorig

Holozän bis Pleistozän

Löß- oder Lößlehm

Niederterrasse 3 (NT3)
spätwürmzeitlich

Niederterrasse 1 (NT1)
würmzeitlich

Dillinger Hochterrasse (HT)
rißzeitlich

QUARTÄR

Mittelpl.
Pleistozän
Oberpl.

Terrassen- oder Erosionskante

	in Betrieb	aufgelassen
Abbaustelle		
Kiesgrube	*Kgr*	*(Kgr)*
Lehmgrube		*(Lgr)*
Steinbruch		*(Stbr)*

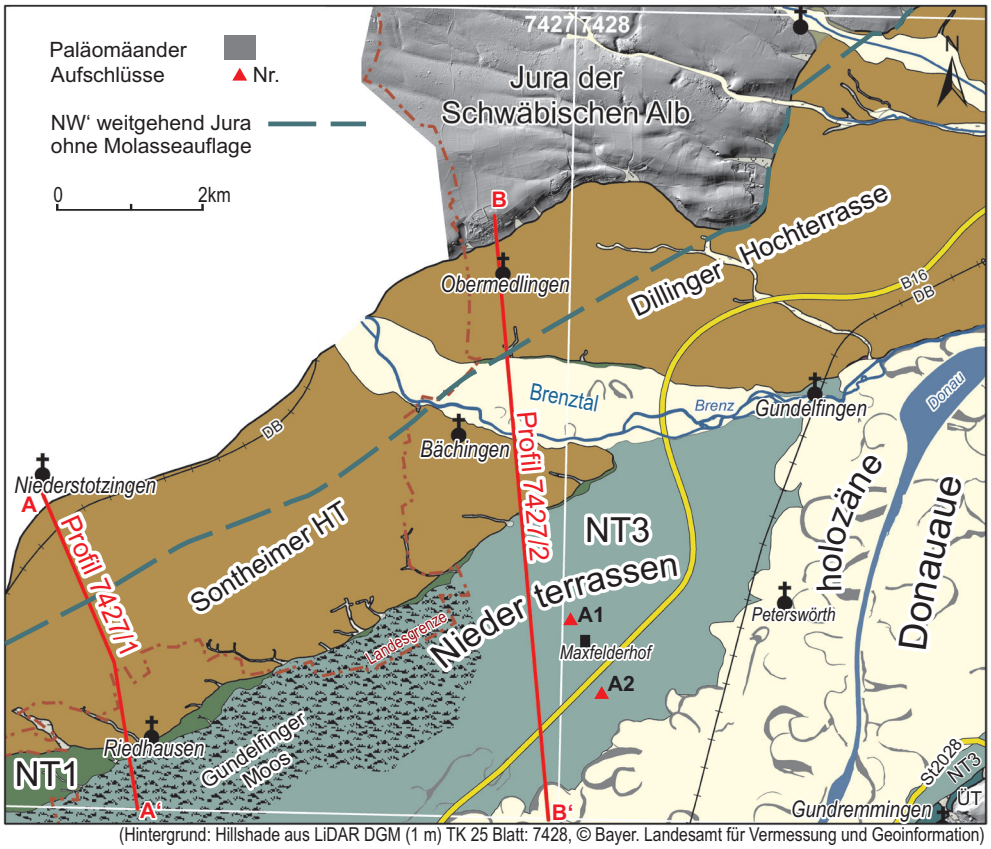
B 1 Bohrung

A1 Aufschluss

A – A' Profillinie
Profil7427/1 (A-A') Profil7427/2 (B-B')

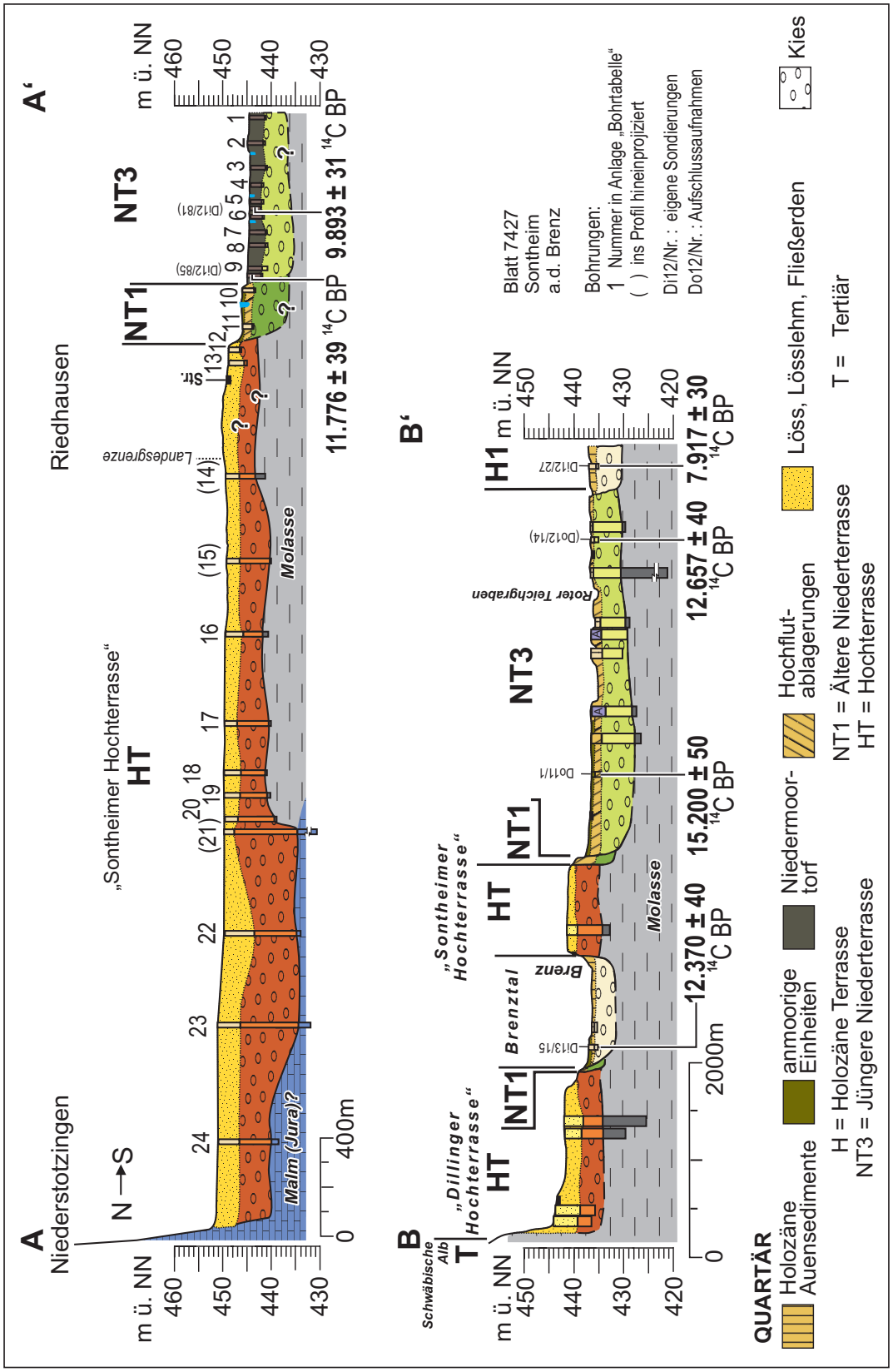
Kartengrundlage: Top. Karte 1:25000 & LiDAR DGM (1 m)
© Bayerische Vermessungsverwaltung 2015
Projektion: Gauss-Krüger
Datum: Besselscher Bezugsellipsoid 1841
GIS-Kompilation: Dipl. Geogr. Silke Schwieger 2015

0 3 km

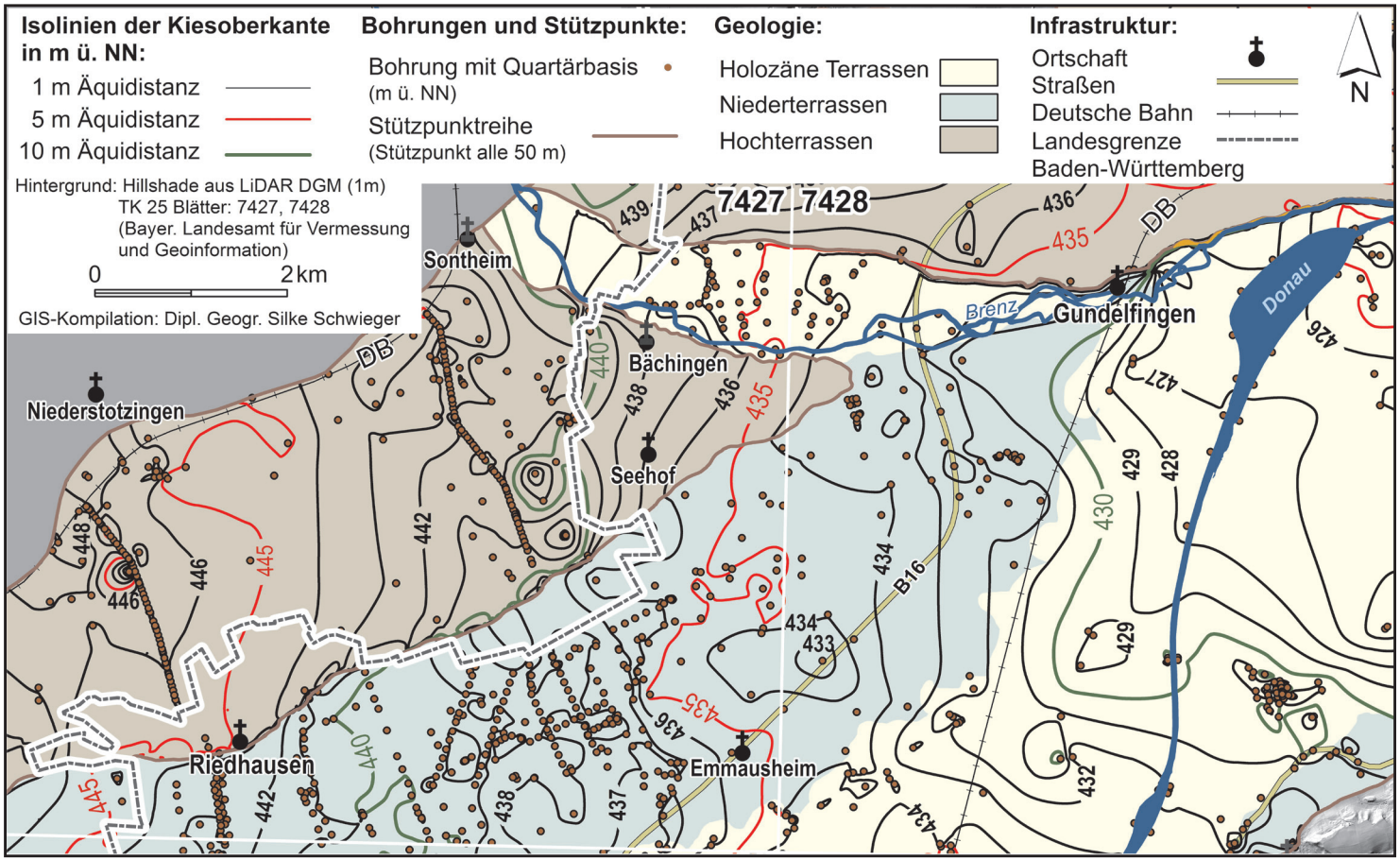


(Hintergrund: Hillshade aus LiDAR DGM (1 m) TK 25 Blatt: 7428, © Bayer. Landesamt für Vermessung und Geoinformation)

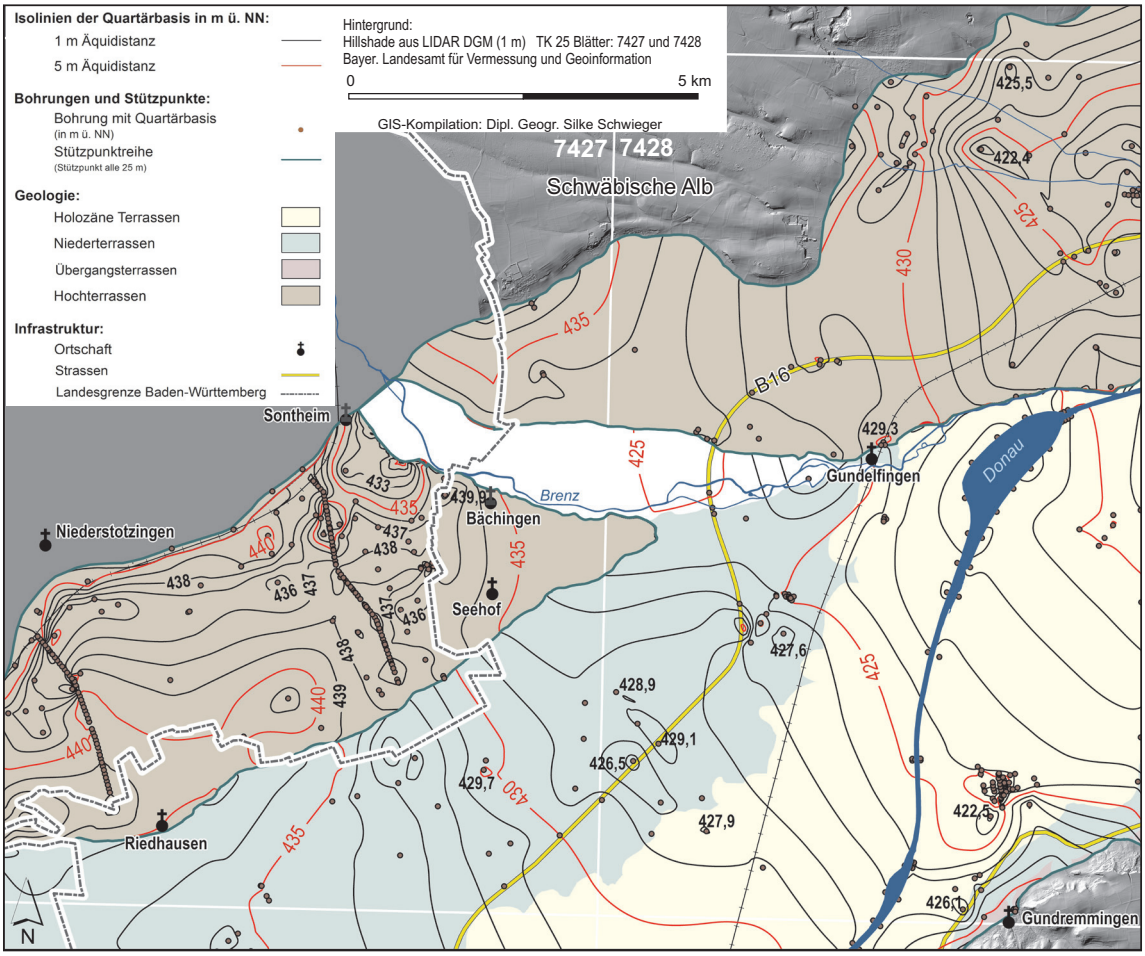
Beilage 1: Geologische Übersichtskarte mit naturräumlichen Einheiten, Talquerprofilen und einigen im Text genannten Lokalitäten.
Die gestrichelte Linie zeigt die südliche Verbreitungsgrenze von Jurakalksteinen (Malm) unter Donaukiesen weitgehend ohne oder mit nur geringmächtiger (wenige Meter) Zwischenschaltung von Molassesedimenten (Quelle: Schichtenverzeichnisse von Bohrungen des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg und dem Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt; Zweckverband Landeswasserversorgung 1987, Kartengrundlage: Hillshade aus LIDAR DGM (1 m) © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).



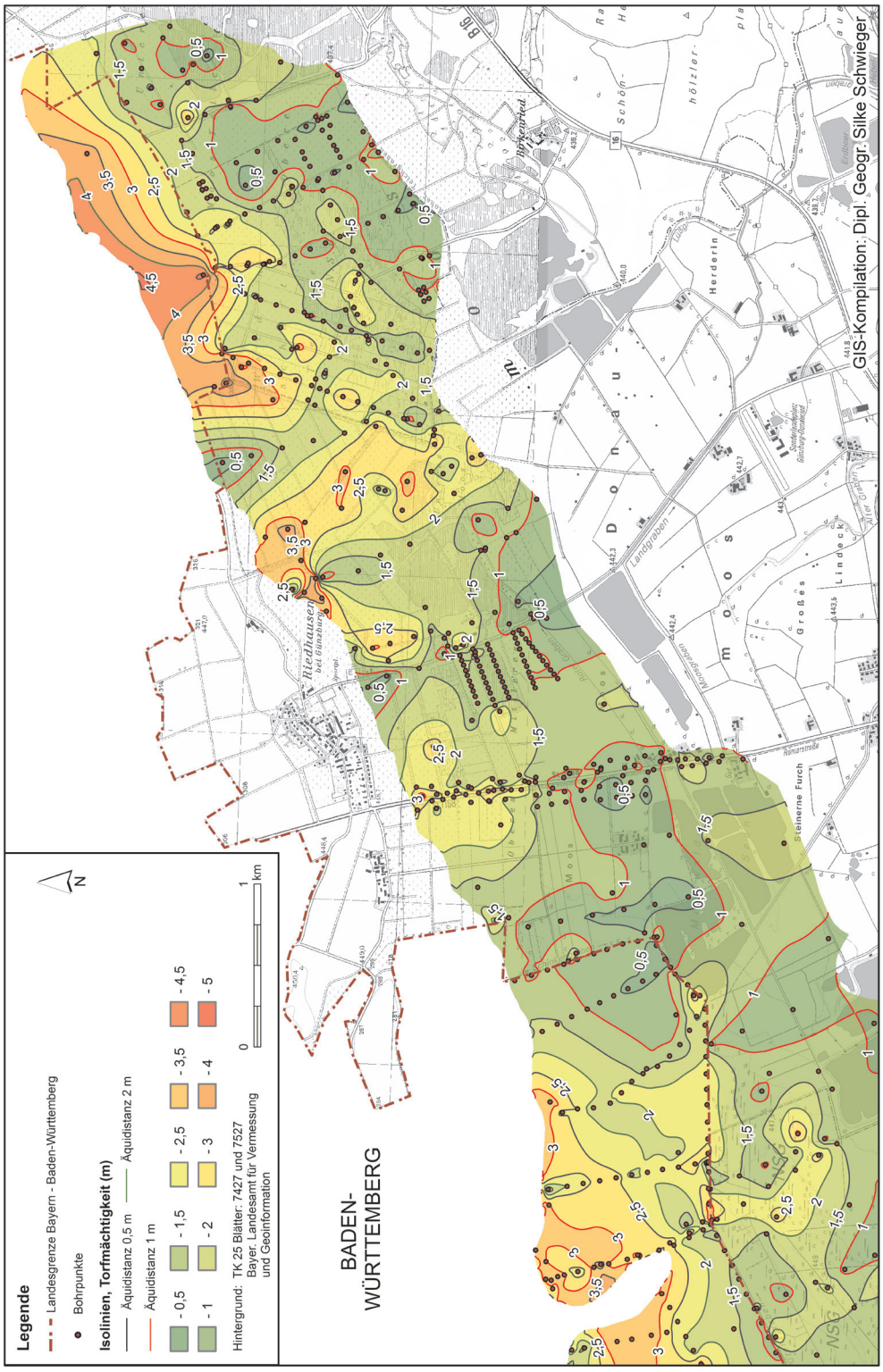
Beilage 2: Geologisch-morphologische Talquerprofile 7427/1 (oben) und 7427/2. (unten) Quellenverzeichnis in Beilage 7.



Beilage 3: Höhenlage der Kiesoberkanten (m ü. NN) nach Auswertungen von Schichten-verzeichnissen von Bohrungen und eigenen Sondierungen (Kartengrundlage: Hillshade aus LIDAR DGM (1m) © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).



Beilage 4: Tiefenlage der Quartärbasis (m ü. NN) nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen (Kartengrundlage: Hillshade aus LIDAR DGM (1 m) © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).



Beilage 5: Torfmächtigkeitsmodell für das Bayerische Donaumoos auf Blatt 7427 Sontheim a.d. Brenz (Quellenverzeichnis siehe Beilage 6, Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

Aktenname	Amt	Jahr
7427 Sontheim 1961	Kartensammlung Universität Bamberg	1961
7525 Günzburg 1964	Kartensammlung Universität Bamberg	1964
L7526 Günzburg 1968	Kartensammlung Universität Bamberg	1968
Ent u Ersch Donauried oJ Schweidl 1952	LfL Freising	oJ
Hartel 1952	LfL Freising	1952
Abtorfung Donauried 1947	LfL Freising	1947
Ent u Ersch Donauried oJ	LfL Freising	oJ
Moortechn Aufnahme Gundelfinger Moos 1930	LfL Freising	1930
Teil Günzburg 1 1993	LfL Freising	1993
Teil Günzburg 2 1993	LfL Freising	1993
Torfstichkartierung NW 19 40 1920	LfL Freising	1920
Torfstichkartierung NW 19 41 1920	LfL Freising	1920
Torfstichkartierung NW 19 42 1920	LfL Freising	1920
Torfstichkartierung NW 19 42 1920/19 41 1920	LfL Freising	1920
WWA KRU KG 51	WWA Krumbach	unbekannt

LfL Freising = Bayerisches Landesamt für Landwirtschaft Freising WWA Krumbach = Wasserwirtschaftsamt Krumbach

Beilage 6: Quellenverzeichnis zur Abb. 20 und zur Beilage 5.

Nr.	OBJEKTID	OBJEKTNAME	TERRASSE	TK	ARCHIV
7427_1					
1	7527_St1168_S30	Günzburg, St1168, S30	NT3	7427	ScanDB LfU
2	7527_St1168_S32	Günzburg, St1168, S32	NT3	7427	ScanDB LfU
3	7527_St1168_S35	Günzburg, St1168, S35	NT3	7427	ScanDB LfU
4	7527_St1168_S37	Günzburg, St1168, S37	NT3	7427	ScanDB LfU
5	7527_St1168_S39	Günzburg, St1168, S39	NT3	7427	ScanDB LfU
6	7527_St1168_S40	Günzburg, St1168, S40	NT3	7427	ScanDB LfU
7	7527_St1168_S42	Günzburg, St1168, S42	NT3	7427	ScanDB LfU
8	7527_St1168_S44	Günzburg, St1168, S44	NT3	7427	ScanDB LfU
9	7527_St1168_S46	Günzburg, St1168, S46	NT3	7427	ScanDB LfU
10	7527_St1168_S47	Günzburg, St1168, S47	NT1	7427	ScanDB LfU
11	7527_St1168_S50	Günzburg, St1168, S50	NT1	7427	ScanDB LfU
12	7527_St1168_S51	Günzburg, St1168, S51	HT	7427	ScanDB LfU
13	7527_St1168_S52	Günzburg, St1168, S52	HT	7427	ScanDB LfU
14	7427_FR_480	Brunnen 1846	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
15	7427_FR_292	Brunnen 1839	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
16	7427_FR_481	Brunnen 1834	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
17	7427_FR_293	Brunnen 1827	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
18	7427_FR_489	Brunnen 1823	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
19	7427_FR_518	Brunnen 1821	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
20	7427_FR_517	Brunnen 1819	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
21	7427BG015033	S Niederstotzingen, GWM LW 1310	HT	7427	LfU
22	7427_FR_510	Brunnen 1811	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
23	7427_FR_488	GWM 1302	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
24	7427_FR_643	TB Gardena, Niederstotzingen	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
Nr.	**OBJEKTID**	**OBJEKTNAME**	**TERRASSE**	**TK**	**ARCHIV**
7427_2					
1	7427_KG_Leitenmaier_GWM3	Gundelfingen, KG Leitenmaier, GWM3	NT3	7427	WWA DW
2	7427BG015001	S Bächingen, Br. Emmaus-Heim	NT3	7427	LfU
3	7428BG015057	SW Gundelfingen, KG Wagner, GWM BK 2/99	NT3	7427	WWA DW
4	7427_Gundelfg_KG_Fetzer_AS11	Gundelfingen, KG Fetzer AS11	NT3	7427	WWA DW
5	7427_Gundelfg_KG_Fetzer_AS03	Gundelfingen, KG Fetzer AS03	NT3	7427	WWA DW
6	7427_FetzerKG_Br	Br. FetzerKG Gundelfingen	NT3	7427	WWA DW
7	7427_Sophienried_BGW102	Sophienried, KG BGW102	NT3	7427	ScanDB LfU
8	7427_FR_143	B 3/96 GWM 6972 Bächinger Feld Sontheim	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
9	7427_LfLFS_TK_B013	Torfstichkartierung_B013	Talfüll. polygenet.	7427	LfL Freising Digitalkarte
10	7427_Obermedl_OU_BK4	Obermedlingen, OU BK4/09	HT	7427	StrBA Krum
11	7427_Obermedl_OU_BK3	Obermedlingen, OU BK3/09	HT	7427	StrBA Krum
12	7427_Obermedlingen_SchlBr	Schluckbr., Obermedlingen	HT	7427	WWA DW
13	7427_Obermedlingen_EntBr	Entnahmebr., Obermedlingen	HT	7427	WWA DW

LfU = Bayerisches Landesamt für Umwelt RegPräsidium Freiburg = Regierungspräsidium Freiburg StrBA Krumbach = Strassenbauamt Krumbach
ScanDB = Daten vom LfU (bisher nicht erfasst) WWA DW = Wasserwirtschaftsamt Donauwörth

Beilage 7: Fortsetzung. Quellenverzeichnis zur Beilage 2.

Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25.000 des Donautals auf Blatt 7427 Sontheim a.d. Brenz (bayerischer Teil) –

Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2012 bis 2014

Gerhard Schellmann

Vorwort

Die geologische Aufnahme des mittel- und jungpleistozänen Donauquartärs im bayerischen Teil des Gradabteilungsblattes 1:25.000 Nr. 7427 Sontheim a.d. Brenz wurde vom Verfasser vom Frühjahr 2012 bis zum Herbst 2014 durchgeführt. Dabei erfolgte die Gestaltung der Kartenlegende nach der Generallegende für die Geologische Karte von Bayern 1:25.000 sowie nach der morphostratigraphischen Nomenklatur von Schellmann (1988; 1990; 1994; 2010) aus dem bayerischen Donautal unterhalb von Regensburg.

An geologischen Karten, die das Blattgebiet betreffen, ist vor allem die im Rahmen hydrogeologischer Rahmenuntersuchungen von Weinig (1980) und Homilius et al. (1983) erstellte geologische Übersichtskarte im Maßstab 1:200.000 mit Textband und hydrogeologischen Profilschnitten zu nennen. Das Kartenblatt Sontheim a.d. Brenz wurde bereits von Temmler (1962) sowie Temmler et al. (2003) im Rahmen der GK 1:25 000 von Baden-Württemberg kartiert, allerdings ohne detaillierte stratigraphische Differenzierung des Donautalbodens.

An nicht veröffentlichten Unterlagen standen bei der Kartenbearbeitung verschiedene Rohstoff- und Bodenkarten sowie das Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt zur Verfügung. Das Bayerische Landesamt für Vermessung und Geoinformation stellte die bayerischen Uraufnahmen im Maßstab 1:5.000 überwiegend aus den Jahren 1823/24, die Positionsblätter 1:25.000 Nr. 544 Bächingen aus dem Jahr 1865 und 1945 und Nr. 574 Günzburg aus dem Jahr 1865 sowie ein das Kartenblatt abdeckendes LiDAR DGM (Auflösung 1 m) zur Verfügung.

Für die Überlassung zahlreicher Schichtenverzeichnisse von Bohraufschlüssen gebührt dem Wasserwirtschaftsamt Donauwörth und Krumbach, dem Staatlichen Bauamt Krumbach sowie dem Geologischen Landesamt von Baden-Württemberg besonderer Dank. Der Bayerischen Landesanstalt für Landwirtschaft Freising und dem Bayerischen Staatsarchiv Augsburg danken wir für die Einsicht in verschiedene unveröffentlichte moorkundliche Untersuchungen im Donauried zwischen 1920 bis 1993 mit Kartierungen und zahlreichen Schichtenverzeichnissen von Sondierungen und Bohrungen.

Massenspektrometrische ^{14}C-Datierungen von organischem Material wurden von Beta Analytic in Miami sowie vom AMS ^{14}C-Labor in Mannheim durchgeführt. Korn-

größenanalysen der Matrix wurden mit Hilfe der Pipettmethode nach Köhn & Köttgen, Kalkgehalte gasvolumetrisch nach Scheibler und Kohlenstoffgehalte kolorimetrisch nach nasser Oxidation mit Kaliumdichromat im Labor des Lehrstuhls für Physische Geographie an der Universität Bamberg bestimmt.

Für Hinweise, anregende Diskussionen und die gute Zusammenarbeit danken die Verfasser den Kollegen vom LfU Dr. G. DOPPLER und Dr. E. KROEMER. Einen besonderen Dank gebührt auch den Studenten und Mitarbeitern des Lehrstuhls für Physische Geographie (Universität Bamberg), darunter dem studentischen Bohrteam, dass unter Leitung von Herrn Roland BEER (Laborleiter) zahlreiche Deckschichtensondierungen im Blattgebiet durchgeführt hat sowie Frau Dipl. Geogr. Evelyn ZUBAN, die mit großem Engagement aus den Archiven der oben genannten Behörden und Institutionen historische Karten und Schichtenverzeichnisse von Bohrungen zusammengetragen hat. Aber ohne meine Mitarbeiterin Frau Dipl. Geogr. Silke SCHWIEGER, die in überaus bewährter Weise ihren großen Sachverstand im GIS- und Grafikbereich eingebracht und in großer Sorgfalt die zahlreichen Schichtenverzeichnisse von Bohrungen im Blattgebiet in ein digitales Bohrarchiv überführt hat, wäre das Projekt in so kurzer Zeit nicht durchführbar gewesen.

Die Finanzierung erfolgte durch das Bayerische Staatsministerium für Umwelt im Rahmen des EU-kofinanzierten Projektes "Informationsoffensive Oberflächennahe Geothermie 2012 - 2015".

1. Naturräumlicher Überblick

Das Kartenblatt hat Anteile an zwei sehr unterschiedlichen Naturräumen (Abb. 1): der Schwäbischen Alb und der im Alpenvorland gelegenen Donauniederung. Dabei ist der überwiegende Teil des Blattes württembergisches Gebiet. Die bayerischen Anteile liegen im südlichen und östlichen Blattgebiet vor allem im Bereich der Donauniederung.

Der zentrale und nördliche Teil des Blattes umfasst den Mittelgebirgsraum der Schwäbischen Alb, die oberflächennah vor allem aus Kalksteinen des weißen Juras (Malm) aufgebaut und im Blattgebiet zum Teil auch von geringmächtigen tertiären Molassesedimenten bedeckt ist. Sie nimmt fast ein Viertel des Kartenblattes ein. Diese naturräumliche Haupteinheit wird als Lonetal-Flächenalb bzw. als Niedere Alb bezeichnet (GRAUL 1952). Eine ausführliche geomorphologische Beschreibung dieses Naturraums gibt DONGUS (1977; ders. 1974). Die Juragesteine fallen mit etwa 1 bis 2° nach Südosten ein (u.a. EMMERT et al. 2000: 16; SCHLOZ et al. 2011: 271). Sie sind im Bereich der südlich angrenzenden Donauniederung von nach Südosten zunehmend mächtigeren tertiären Sedimentgesteinen der Alpenvorlandmolasse sowie in Relation dazu von geringmächtigen mittel- bis jungquartären Donaukiesen überdeckt.

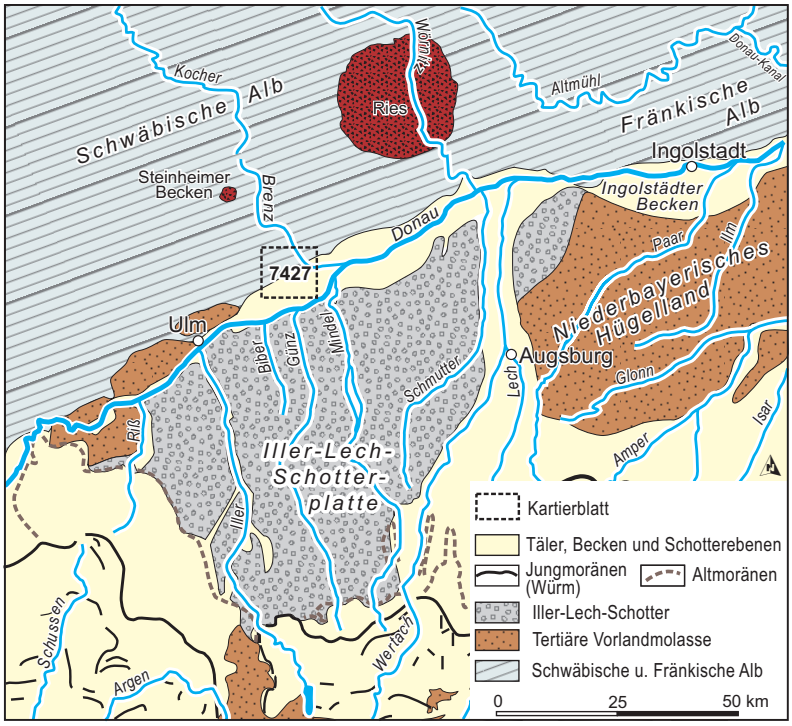


Abb. 1: Großräumliche Lage des Blattgebiets.

Der markante Abfall der Albhochfläche zur südlich angrenzenden Donauniederung bildet zwischen beiden Großlandschaften eine klare morphologische Grenze. Allerdings stehen zwischen Niederstotzingen – Bächingen – Obermedlingen großflächig Malmkalksteine ohne oder mit nur geringmächtiger tertiärer Bedeckung noch in einer Entfernung von etwa 1 bis 1,5 km vom Albrand an der Basis der dort verbreiteten Hochterrassenkiese der Donau an (Beilage 1; u.a. Zweckverband Landeswassersorgung 1987). In diesem Areal ist die Molasse fast vollständig erodiert (siehe auch Schloz et al. 2011: 271). Erst nach Süden und Südosten folgt das Gebiet einer geschlossenen Molasseverbreitung. Deren Mächtigkeit nimmt nach Süden und Südosten deutlich zu. Sie erreicht am südlichen Blattrand ca. 2 km südlich von Riedhausen bereits Mächtigkeiten von über 90 m (Bodeninformationssystem BIS des Bayerischen Landesamtes für Umwelt: Bohrung 7527BG015068), während unter den Hochterrassenkiesen nördlich von Riedhausen Jurakalksteine ohne oder mit nur geringmächtiger Molassebedeckung großflächig anstehen (Beilage 1, Beilage 2: Profil 7421/1; Zweckverband Landeswasserversorgung 1987).

Die im südlichen Drittel des Blattes gelegene schwäbisch-bayerische Donauniederung mit der naturräumlichen Haupteinheit „Donauried“ (Graul 1952) liegt bereits im Molassebecken des Alpenvorlands. Entgegen der Auffassung von Graul (1952) wird hier die lößbedeckte Sontheim–Dillinger Hochterrasse als eigene naturräumliche Haupteinheit aufgefasst, die sich in vielfältiger Weise von dem südlich angrenzenden Donauried unterscheidet. Damit hat das Blattgebiet von Nordwest nach Südost bzw. vom Albanstieg Richtung Donau Anteile an folgenden Naturräumen (Abb. 1):

1. an den von Löß und Lößlehmen bedeckten Ackerflächen der mittelpleistozänen Sontheim–Dillinger Hochterrasse, die östlich des Bhf. von Rammingen einsetzt und sich nördlich der Donau über Sontheim, Dillingen und Höchstädt bis nach Donaumünster erstreckt (Homilius et al. 1983; Leger 1988; Schäfer 1995; Bibus & Strahl 2000);

2. an dem von kalkreichen Niedermooren und Anmoorgleyen geprägten jungquartären Donauried, das auch als „Langenauer Ried" oder als „Schwäbisch-Bayerisches Donauried" oder als „Schwäbisches Donaumoos“ oder auf bayerischer Seite als „Schwäbisch-Bayerisches Donaumoos" mit den Naturschutzgebieten Gundelfinger und Leipheimer Moos bezeichnet wird;
3. an der von ehemaligen Flussrinnen geprägten spätwürmzeitlichen und altholozänen Donauniederung sowie unterhalb von Bächingen an dem bis zu 1,1 km breiten spätwürmzeitlichen und holozänen Talboden der Brenz.

Das Brenztal trennt die Sontheimer von der Dillinger Hochterrasse, die beide zur gleichen Zeit gebildet wurden. Sie werden daher im Folgenden meist als Sontheim–Dillinger Hochterrasse zusammengefasst. Diese Hochterrasse erhebt sich im Blattgebiet etwa 5 bis 6 m über dem Langenauer Ried bzw. dem Gundelfinger Moos und über die Brenzniederung. Durch ihre intensive ackerbauliche Nutzung hebt sie sich deutlich von den überwiegend grünlandwirtschaftlich genutzten Gundelfinger Moos und der Brenzniederung ab (siehe auch Nutzungskartierung in BAYERISCHER INDUSTRIEVERBAND STEINE UND ERDEN 1993: Karte 6). Als Böden dominieren hier fruchtbare Parabraunerden und unterschiedlich stark degradierte Schwarzerden (Tschernoseme). Im spätwürmzeitlichen und altholozänen Donautalboden mit seinen weit verbreiteten Nieder- und Anmooren, Rendzinen auf Almablagerungen und humosen Pararendzinen auf altholozänen Auensedimenten wechseln dagegen Wiesen und Feldern mit Hartholz-Auwäldern. Letztere sind vor allem im Bereich alter Donaumäander erhalten. Mit Annäherung an die Ortschaft Gundelfingen nimmt der Anbau von Sonderkulturen stark zu und die Äcker erstrecken sich weit ins Gundelfinger Moos hinein, zum Teil bis an den Hochterrassenrand.

Nur am nordöstlichen Blattrand reicht der bayerische Teil des Kartenblattes bei Obermedlingen bis auf die im Süden stark ackerbaulich genutzte, im Norden bewaldete Flächenalb. Im bayerischen Blattgebiet erreicht diese mittlere Höhenlagen von 475 bis 490 m ü. NN mit höchsten Erhebungen von über 500 m ü. NN im Bereich der Medlinger Hart. Deutlich tiefer liegt der im Süden und Südosten angrenzende Donautalboden. So besitzt die Sontheim–Dillinger Hochterrasse östlich des Bhf. Rammingen eine Höhenlage von ca. 452 m ü. NN und im Brenztal östlich von Bächingen eine Höhenlage von ca. 440 m ü. NN. Das Schwäbisch-Bayerische Donaumoos hat an der bayerischen Landesgrenze südwestlich von Riedhausen eine Höhenlage von ca. 445 m ü. NN, die talabwärts bis zum östlichen Blattrand auf 436 bis 437 m ü. NN abnimmt. In ähnlicher Höhenlage liegen dort auch die am südöstlichen Blattrand verbreiteten altholozänen Donauauen.

Nach GÖTTLICH (1979) sind die klimatischen Verhältnisse als kühl-humid mit spezieller subkontinentaler Tönung zu bezeichnen. In Leelage zwischen den nie-

derschlagsreicheren Gebieten der Schwäbischen Alb nördlich und nordwestlich des Blattgebietes und der Iller-Lech-Platte südlich der Donau zählt die Donauniederung im Blattgebiet zu den niederschlagsärmeren Gebieten in Bayern (Bayerischer Industrieverband Steine und Erden 1993: 16). An der Klimastation Gundelfingen erreichten die Jahresniederschläge im 30jährigen Mittel 1961/90 nur 729 mm und im Zeitraum 1971/2000 lediglich 723 mm (Deutscher Wetterdienst via Internet 2015). Dabei überwiegen meist Sommerniederschläge. An der Station Niederstotzingen lagen nach Göttlich (1979: Abb. 4) die Jahresniederschläge zwischen 1951 bis 1974 im Mittel sogar bei nur 670 mm. Die Jahresdurchschnittstemperatur ist im Mittel mit 7,4°C (Station Niederstotzingen, Göttlich 1979) im Donautal wegen der niedrigeren Höhenlage etwas höher als in den umgebenden Mittelgebirgen. Der wärmste Monat ist in der Regel der Juli mit einem Monatsmittel zwischen 17 bis 18°C und der kälteste Monat ist der Januar mit einem Monatsmittel zwischen -1 bis -2°C (Bayerischer Industrieverband Steine und Erden e.V. (2000)). Insbesondere im Donauried treten im Oktober häufiger Nebeltage auf als in der Umgebung (Göttlich 1979; Bayerischer Industrieverband Steine und Erden 1993: 16).

Das Donautal ist vor allem seit den 1960er Jahren ein Gebiet intensiven Kiesabbaus (u.a. Bayerischer Industrieverband Steine und Erden 1993: 11f.). Ausgedehnte, inzwischen meist stillgelegte Kiesgrubenareale konzentrieren sich wegen günstiger Deckschichten-Kies-Verhältnisse und hervorragender Kiesqualitäten im Bereich der Niederterrassenflächen (Kap. 5: A 1).

Hydrogeologisch bedeutsam sind die zahlreichen unterirdischen Übertritte von gespanntem Grundwasser aus dem überdeckten tieferen Karstaquifer des Malms in den Kiesgrundwasserleiter der mittel- und jungpleistozänen Donautalfüllung. Vor allem im Bereich des Langenauer Rieds und Gundelfinger Moos werden die dort verbreiteten großflächigen Niedermoor- und Anmoorgebiete und ihre lokalen Almeinschaltungen stark von Zuflüssen aus dem unterirdischen Karstaquifer gespeist (u.a. Schloz et al. 2011; Göttlich 1979). Der Austausch von Grundwasser zwischen den Kiesaquiferen Sontheim–Dillinger Hochterrasse und Langenauer Ried bzw. Gundelfinger Moos ist nach Schloz et al. (2011: 280; ders. 1979: Abb. 3; Homilius et al. 1983: Geoelektrische Profilschnitte 1 bis 3) entlang der Terrassenkante stark eingeschränkt, teils auch vollständig unterbrochen. Daher gehen Schloz et al. (2011) davon aus, dass das Grundwasser im Bereich der Sontheimer Hochterrasse vor allem in ENE-Richtung zum Brenztal und im Donauried nach Südosten zur Donau fließt (siehe auch Bayerischer Industrieverband Steine und Erden 1993: Karte 4).

Seit 1917 wird das Grundwasser im württembergischen Donauried sowohl aus der Hochterrasse als auch aus der angrenzenden Donauniederung für die Trinkwasserversorgung genutzt. Zur Geschichte der Grundwassernutzung sei auf Zweckverband

LANDESWASSERVERSORGUNG (1987) sowie FLINSPACH et al. (1997) verwiesen. Derzeit existieren auf württembergischem Gebiet sechs Brunnengalerien mit insgesamt 219 Brunnen (SCHNECK 2006), die zu sechs Fassungen zusammengefasst sind. Für den heutigen Wasserhaushalt im Gundelfinger Moos sind nach BAYERISCHER INDUSTRIEVERBAND STEINE UND ERDEN (1993: 23) – neben den Brunnengalerien – die Entwässerungsgräben von entscheidender Bedeutung, da sie zum Teil bis in den grundwasserführenden Kies eingetieft sind.

2. Erdgeschichte und Forschungsstand seit dem Tertiär

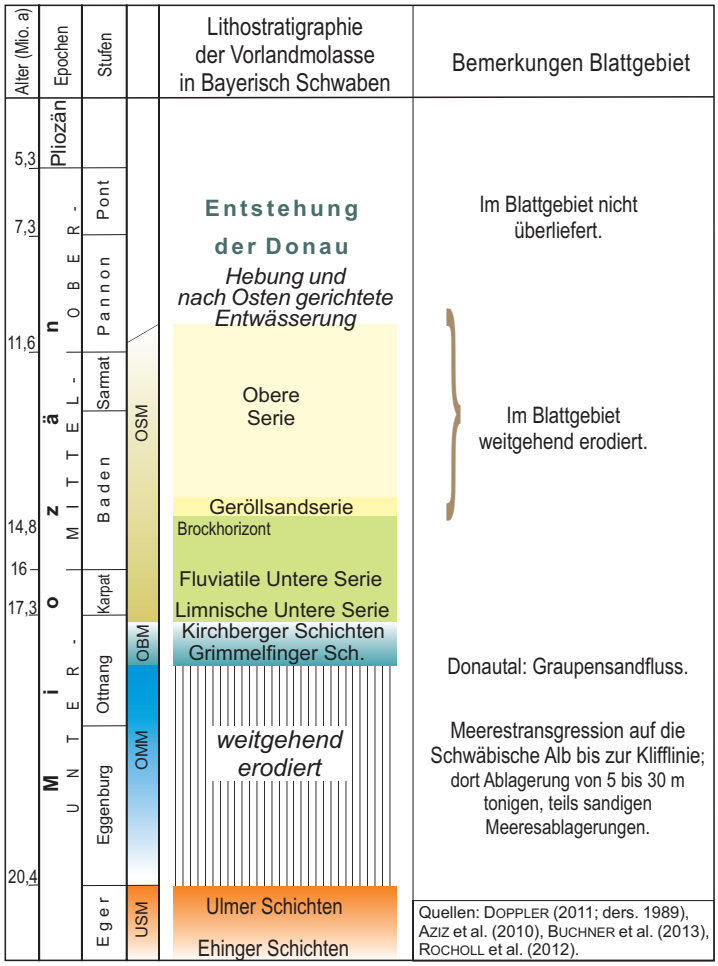
Die oberflächennahen geologischen Verhältnisse des Blattgebietes gewähren Einblick in die Erdgeschichte seit dem oberen Jura (Malm). Dabei sind die heutigen Oberflächenformen im Blattgebiet vor allem das Ergebnis tertiärer und quartärer Erosions- und Akkumulationsprozesse bei gleichzeitiger langsamer Heraushebung des Gebietes bis zur heutigen Höhenlage. Die beiden nachfolgenden Tabellen (Tab. 1 und Tab. 2) geben einen Überblick über die seit dem Miozän im Blattgebiet abgelagerten Gesteinsschichten.

Eine Einführung in die erdgeschichtliche Entwicklung der südlichen Schwäbischen Alb, des Molassebeckens und des Donautals geben u.a. WEINIG (1980), HOMILIUS et al. (1983), BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1996), LEMCKE (1988), DOPPLER et al. (2005), DOPPLER (1989), KUHLEMANN & KEMPF (2002), JERZ (1993), VILLINGER (1998) sowie DONGUS (1977).

2.1 Tertiär

Während des Eozäns und Unteroligozäns, also zur Zeit der Unteren Meeres- (UMM) und Unteren Brackwassermolasse (UBM), lag das Blattgebiet noch außerhalb des Molassebeckens (Tab. 1). Erst im Oberoligozän bis Untermiozän (Egerium) kam es dort mit nach Osten gerichteter Entwässerung erstmalig zur Ablagerung von Molassesedimenten und zwar zur Ablagerung der limnischen und fluviatilen Sedimente der Unteren Süßwassermolasse (USM), die als Ehinger und Ulmer Schichten bezeichnet werden (DOPPLER 1989; DOPPLER et al. 2005). Heute noch bedecken im Blattgebiet auf baden-württembergischer Seite Süßwasserkalke und feinklastische Sedimente der USM mit Mächtigkeiten von 5 bis 30 m größere Areale der südlichen Flächenalb (u.a. MOOS 1925; TEMMLER 1962; GALL 1971; GEYER 1997; TEMMLER et al. 2003). Ablagerungen der USM bilden auch das Liegende der Molassefüllung im Bereich des Donautals, wo sie von jüngeren Schichtfolgen der Oberen Brackwassermolasse (OBM, Grimmelfinger und Kirchberger Schichten), weiter talabwärts auf den Nachbarblättern 7428 Dillingen West und 7429 Dillingen Ost auch von fluviatilen und limnischen Sanden, Schluffen, Mergeln und Tonen der Oberen Süßwassermolasse (OSM) überlagert werden.

Tab. 1: Schematische Übersicht der tertiären Gesteinsschichten im Blattgebiet.



Im Untermiozän (unteres Ottnangium), zur Zeit der Oberen Meeresmolasse (OMM, Tab. 1), transgredierte das Molassemeer weit nach Norden über die Donau hinaus bis auf die südliche Schwäbische Alb. Es hinterließ dort tonige, teils auch sandige Meeresablagerungen. Auf Blatt Sontheim erreichen sie auf württembergischem Gebiet Mächtigkeiten von max. 40 m. Großflächig sind sie nördlich von Bissingen, zwischen Stetten und Sontheim sowie nordöstlich von Rammingen verbreitet (Geyer 1997; Temmler 1962). Das OMM-Meer reichte bis zur sog. „Klifflinie“. Sie durchzieht die südliche Schwäbische Alb zum Teil als manchmal markante, 20 bis 60 m hohe und 200 km lange Geländestufe (u.a. Dongus 1970; ders. 1974; ders. 1977; Glaser 1964; Correa & Rosendahl 2011). Nordwestlich des Blattgebietes erstreckt sie sich etwa 3 km nördlich von Giengen a.d. Brenz. Sie markiert die Grenze zwischen Flächenalb im Süden und Kuppenalb im Norden (u.a. Dongus 1974; ders. 1977). Mit dem nachfolgenden Meeresrückzug im oberen Untermiozän (Ottnangium) verlandete das Molassebecken im Blattgebiet. Am Südrand der Alb bzw. am Nordrand des Molassebeckens bildete sich eine langgestreckte Schwemmlandebene mit einer nach Südwesten gerichteten Entwässerung und mit Brackwasserbedingungen im Übergangsbereich zu dem nach Südwesten und Südosten zurückweichenden Molassemeer. Der Nordrand dieser Flussniederung verläuft nach Homilius et al. (1983) in der Nähe des nördlichen Donautalrandes, die Südgrenze mehrere Kilometer südlich des Donautals. Im Bereich dieser untermiozänen Flussniederung wurde die OMM vollständig und partiell auch die USM im Donautal zwischen Iller und Lech erodiert (Doppler 1989: Abb. 5). Nachfolgend wurde dort die bis zu 20 m mächtigen Sande, Schluffe und teilweise Fein- bis Mittelkiese (= „Graupen“, daher „Graupensande“) der fluviatilen, teils ästuarinen Grimmelfinger Schichten abgelagert (Doppler 1989: 106; Doppler et al. 2005: 370; Reichenbacher et al. 2013; Homilius et al. 1983: 25; Weinig 1980: 14).

Anschließend kam es als Folge einer von Westen in das Molassebecken hineingreifenden Meerestransgression zur Ablagerung der brackischen Kirchberger Schichten. Sie belegen einen mehrfachen Wechsel brackischer, fluvialer und limnischer Ablagerungsmilieus in einer Schwemmlandebene nahe dem Meeresspiegel. Im Blattgebiet bilden nach SCHLOZ (1979: Abb. 2; ders. 1988: 443) tonige und schluffig-feinsandige Kirchberger Schichten der Brackwassermolasse (BM) das Liegende des Donauquartärs im südlichen Bereich der Sontheimer Hochterrasse und im angrenzenden Donauried. Darunter lagern einige Meter mächtige Sande und Feinkiese der Grimmelfinger Schichten und mehrere Zehner von Metern mächtige Ton-, Mergel- und Kalksteine der USM. Nach KIDERLEN (1931: 267ff.; siehe auch Moos 1925: 228f. und geologische Karte) stehen Grimmelfinger und Kirchberger Schichten nördlich der Donau im Donauried bei Niederstotzingen und weiter talabwärts im Stadtgebiet von Gundelfingen und Dillingen an. Südlich des Kartenblatts bei Günzburg liegen die dort nur etwa 10 m mächtigen Kirchberger Schichten nach DOPPLER (1989: Abb. 2) in ca. 435 bis 445 m ü. NN.

Im späten Untermiozän, Oberes Ottnangium bis frühes Karpatium nach REICHENBACHER et al. (2013), endete der marine Einfluss im süddeutschen Molassebecken. In einer Flachlandschaft mit einer Entwässerung nach Westen (zeitweilig durch den sog. „Glimmersandfluss“) und mit Sedimenteinträgen aus den weiter aufsteigenden Alpen sowie den nördlichen und nordöstlichen Beckenrändern kam es vom ausgehenden Untermiozän (Karpatium) bis weit ins Obermiozän (Pannonium) hinein zur Ablagerung der fluviatilen, teilweise auch limnischen Sedimente der OSM. Im Blattgebiet sind auf der Schwäbischen Alb bereichsweise wenige Meter mächtige Ablagerungen der OSM erhalten (GALL 1971; WEINIG 1980: 14; SCHLOZ et al. 2011: 271; REIF & SIMON 1990, GEYER 1997). Durch die Ablagerungen der OSM kam es erneut zu einer Plombierung der altertertiären Karsthydrographie und vermutlich auch zu einer weiteren Einebnung des ursprünglichen Karstreliefs. In den Grundzügen dürfte bereits die im zentralen und nördlichen Blattgebiet verbreitete, bereichsweise heute noch von Molassesedimenten bedeckte Flächenalb entstanden sein.

Letztendlich entstand das gegenwärtige Relief aber erst ab dem späten Obermiozän (Pontium) nach Ablagerung der OSM (Tab. 1). Die einsetzende Landhebung und Kippung der Gesteinsschichten nach Südosten führten zur Entstehung der heutigen Donau und des ihr tributären Entwässerungsnetzes. Deren Einzugsgebiet umfasste im Westen das heute rheintributäre Einzugsgebiet der Aare sowie den Oberlauf der Wutach („Aare-Donau“ und „Feldberg-Donau“ *sensu* VILLINGER 1998). Im Norden reichte es, wie schon zur Molassezeit, über die Ur-Lone und Ur-Brenz sowie den Ur-Main bis in die heute rheintributären Oberläufe von Neckar, Tauber und Main (u.a. VILLINGER 1998, VILLINGER 2003; STRASSER et al. 2011). Damit hatte die Donau ihr größtes Einzugsgebiet erreicht, was nachfolgend durch die Ausdehnung des rheini-

schen Einzugsgebietes sukzessive verkleinert wurde (u.a. Villinger 1998; Villinger 2003; Tillmanns 1984). Für das Blattgebiet relevante Verluste waren vor allem die Anzapfung der Aare im mittleren bis jüngsten Pliozän und des Alpenrheins im Ältestpleistozän bis frühen Altpleistozän (Villinger 1998; Villinger 2003: 223ff.) sowie die sukzessive Verkleinerung der Einzugsgebiete der Ur-Brenz vom Obermiozän bis ins frühe Mittelpleistozän (unteres Cromer) hinein durch rückschreitende Erosion der rheinischen Nebenflüsse Kocher, Lein, Rems und Jagst. Im Jungpleistozän ging dann auch noch der Oberlauf der Wutach an den Rhein verloren.

Zur tertiären und quartären Flussgeschichte der Brenz sei auf Mall (1968), Temmler (1962), Dongus (1977; ders. 1974), Reif & Simon (1990), Strasser (2009) sowie Strasser et al. (2011) und dort zitierter Literatur verwiesen. Einen Einblick in die tertiäre Boden- und Landschaftsentwicklung der Schwäbischen Ostalb gibt Kallis (2001). Zur früh- bis mittelmiozänen Klimaentwicklung, rekonstruiert mittels verkieselter Hölzer, sei auf Böhme et al. (2007) und dort zitierter Literatur verwiesen.

Seit dem ausgehenden Miozän tieften sich die Donau und ihre Zuflüsse nach und nach bis auf das aktuelle Talniveau ein. Dongus (1977: 211) sieht die aus dem Blattgebiet von Trautwein (1958: 137) nach einer schriftlichen Mitteilung von G. Wagner aufgeführten „Brenz- bzw. Donauschotter“ in 505 m ü. NN (ca. 68 m über Donautal) nördlich von Sontheim als mittelpliozäne Ablagerungen der Donau an. Leider fehlt eine genaue Beschreibung der Schotter (Brenz- oder Donauschotter). Zudem ist die genaue Lage der Fundlokalität unsicher (siehe auch Temmler 1962: 62), so dass diese Fundnachricht für flussgeschichtliche Interpretationen wertlos ist. Vermeintlich pliozäne Donauschotter auf dem nordöstlichen Nachbarblatt 7328 Wittislingen (Hüttner 1961: 90f.; Gall 1969: 77f.) sind nach Gall (1971: 85f.) als wesentlich jünger einzustufen. Damit sind meines Wissens Vorkommen pliozäner Donauablagerungen auf der Flächenalb zwischen Langenau und Höchstädt bisher nicht sicher nachgewiesen.

2.2 Quartär

Im Quartär setzten sich die im ausgehenden Miozän begonnene Heraushebung des Untersuchungsgebietes und damit auch die Eintiefung der Donau und ihrer Zuflüsse fort. Mit der Eintiefung der Donau unter das Niveau der Lonetal-Flächenalb (ca. 480 m bis 515 m ü. NN bzw. 43 bis 78 m über Donautal) wurde die ehemalige mächtige Überdeckung mit Molassesedimenten sukzessive im Bereich der Flächenalb und spätestens seit dem jüngeren Mittelpleistozän (Riß) auch noch in den nordwestlichen bzw. nördlichen Arealen der Sontheim–Dillinger Hochterrasse (Beilage 1) großflächig abgetragen. Dort sind heute nur noch kleinräumig geringmächtige Molasseablagerungen erhalten (u.a. Zweckverband Landeswasserversorgung 1987), so dass in größeren Arealen sandige Donaukiese unmittelbar auf Malmkalksteinen liegen, was den Übertritt von Karstgrundwasser in die Kieskörper begünstigt.

Mit dem Quartär begann aber auch als Folge extremer Klimaschwankungen ein neuer Abschnitt der Landschaftsgeschichte, das „Eiszeitalter“. Es ist charakterisiert durch eine Folge von Kaltzeiten und Warmzeiten (Tab. 2). Der längste Abschnitt des Quartärs, das Pleistozän, begann vor ca. 2,6 Mio. Jahren und endete mit einer letzten Kaltphase, der Jüngeren Dryas, vor ca. 11.650 Kalenderjahren bzw. 10.000 ^{14}C-Jahren. Anschließend folgte die heutige Warmzeit, das Holozän.

In den Kaltzeiten (Glazialen) kam es wiederholt zu ausgedehnten Vorlandvergletscherungen am Alpenrand, deren kräftige Schmelzwasserströme unter anderem über Riss, Iller, Günz und Mindel dem hier betrachteten Schwäbisch-Bayerischen Donautalabschnitt zuströmten. Diese Schmelzwasserströme formten nicht nur die Landschaft südlich des Donautals, die Iller-Lech-Platte. Sie steuerten auch die kaltzeitlichen Erosions- und Akkumulationsvorgänge der Donau selbst. Kaltzeitliche Klimabedingungen hatten zur Folge, dass von wenigen kurzen Auftauperioden in den kräftigeren Interstadialen abgesehen, Dauerfrostboden vorherrschte. Dadurch konnten Schneeschmelz- und Niederschlagswasser in der ansonsten wasserdurchlässigen Oberfläche der Sontheim–Dillinger Hochterrasse nicht mehr versickern. Die Abflussrinnen dieser Wässer durchziehen heute als abflusslose Dellentälchen die Hochterrassenoberfläche und sind mit überwiegend feinkörnigen, polygentischen Sedimenten gefüllt, die teils fluviatil bei stärkerem Abfluss, teils gelisolifluidal durch Bodenfließen im Auftaubereich des Permafrostbodens, teils durch Verspülung abluativ oder kolluvial einschließlich organischen Materials während des Holozäns entstanden. Entlang des Hangfußes am Albanstieg, wie bei Obermedlingen, sammelten sich mächtige Hangfußsedimente vor allem in Form von Abschwemmmassen und Fließerden. An den Mündungen von Trocken- und Seitentälern bildeten sich häufiger große Schwemmkegel.

Beides, Gelisolifluktion und Abluation, führte zu saisonal stark erhöhten Sedimenteinträgen in die zur Flusslaufverwilderung („*braided river*“) neigende Donau und ihre Seitenbäche. Aufgrund des kaltzeitlichen Klimas war jedoch der Jahresabfluss insgesamt geringer als heute und zudem noch auf das Spätfrühjahr und den Frühsommer konzentriert. Dadurch konnten die hohen Sedimenteinträge in den Tälern nicht vollständig abgeführt werden. In den Talsohlen bildeten sich ausgedehnte kaltzeitliche Flussterrassenkörper mit ausgeprägter Horizontal- und Trogschichtung der Flussbettsedimente. Der Hangendschotter der Sontheim–Dillinger Hochterrasse, die beiden Niederterrassen der Donau, aber auch der breite Talboden der Brenz entstanden auf diese Weise.

Staubstürme und Staubablagerungen (Löß) sind ein weiteres Phänomen kaltzeitlicher Morphodynamik auch im Blattgebiet. Meist mehrere Meter mächtige Lößdecken auf der Sontheim–Dillinger Hochterrasse resultieren daraus.

Dagegen herrschte in den zwischengeschalteten Warmzeiten (Interglazialen), wie dem Holozän, relativ gesehen fast eine morphodynamische Ruhezeit. Typische warmzeitliche Merkmale sind die dichte Waldvegetation, im Blattgebiet zum Teil ausgedehnte Vermoorungen, kräftige Bodenentwicklung und übers Jahr im Vergleich zu den Kaltzeiten relativ ausgeglichene Abflussbedingungen in nun mäandrierenden Bächen und Flüssen bei insgesamt deutlich reduziertem Sedimentaufkommen. Spätestens ab dem mittleren Holozän, dem Neolithikum, hat dann der Mensch durch Ausdehnung von Waldrodungen und Ackerbau wieder eine Offenlandschaft geschaffen, dabei immer stärker in den Naturhaushalt eingegriffen und diesen in vielfältiger Weise (u.a. Siedlungs- und Verkehrswegebau, Donaukorrektion, Entwässerungsgräben, Kiesabbau) umgestaltet.

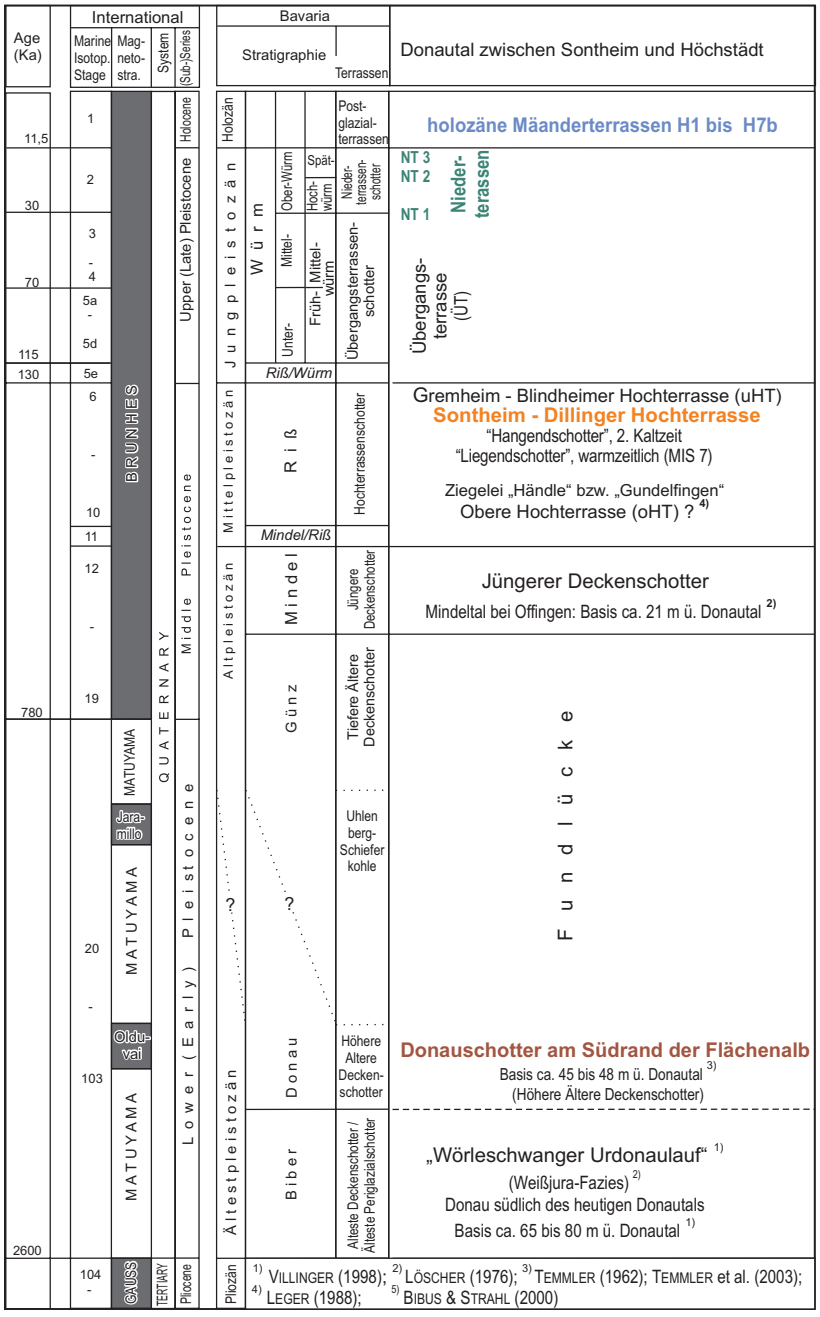
Eine zusammenfassende Betrachtung des Eiszeitalters in Bayern liegt von Jerz (1993) vor. Doppler et al. (2011) geben einen detaillierten Einblick in den aktuellen Stand der Gliederung der in dieser Zeit in Bayern entstandenen fluvialen und glazialen Ablagerungen.

2.2.1 Quartäre Donautalgeschichte

Große Areale des Blattgebietes, beinahe der gesamte bayerische Anteil, wurden vor allem von der Donau gestaltet. Begleitet von einer generellen Heraushebung des Gebietes haben sich die Donau und ihre Nebenflüsse seit dem ausgehenden Miozän sukzessive bis auf das heutige Talniveau eingetieft und dabei vor allem Molasseablagerungen, aber auch ältere pleistozäne Donauablagerungen mehr oder minder stark ausgeräumt. Daher sind letztere nur lückenhaft oder auch gar nicht mehr erhalten. Zudem begann die Ausformung des heutigen Donautals in diesem Talabschnitt vermutlich erst nach dem Biber (Tab. 2). Im frühen Quartär (Ältestpleistozän) erstreckte sich das Donautal anscheinend, wie erstmalig von Scheuenpflug (1970; ders. 1971) postuliert, von Günzburg aus in einem weiten, bis zu 12 km südlich des heutigen Sontheim–Dillinger Donautals Richtung Wörleschwang ausgreifenden Bogen (Abb. 2). Dieses alte Donautal wurde von Villinger (1998; ders. 2003: 227ff.) daher als „Wörleschwanger Urdonaulauf“ bezeichnet.

Spätestens nach Ablagerung dieser malmkalkführenden Urdonauschotter in der südlichen Zusamplatte folgte die Donau dem heutigen Sontheim–Dillinger Donautal. Das belegen Donauablagerungen im Niveau des Höheren Älteren Deckenschotters (Donau-Komplex, Tab. 2). Sie sind im Blattgebiet zum Beispiel auf baden-württembergischem Gebiet am Südrand der Flächenalb nordwestlich von Sontheim (Temmler 1962: 61; Temmler et al. 2003) und weiter talabwärts zwischen Haunsheim und Wittislingen in 45 bis 48 m Höhe über dem aktuellen Donautalboden erhalten sind (Schellmann, in diesem Band: 7428 Dillingen West). Nachfolgend hat sich die Donau und ihre Nebenflüsse als Folge einer weiteren Heraushebung des Gebietes sukzessive

Tab. 2: Stratigraphische Übersicht der quartären Ablagerungen im Blattgebiet.



bis auf das heutige Talniveau eingetieft und dabei ältere Donauablagerungen mehr oder minder stark ausgeräumt. Daher sind letztere nur lückenhaft oder gar nicht mehr erhalten.

So fehlen im Blattgebiet alt- und mittelpleistozäne Donauablagerungen, die älter als die Riß-Kaltzeitengruppe und jünger als die Höheren Älteren Deckenschotter sind (Tab. 2).

Auch die hier erhaltene rißzeitliche Sontheim–Dillinger Hochterrasse (Abb. 3) sowie die beiden würmzeitlichen Niederterrassen dokumentieren die Talgeschichte der Donau seit Beginn des Riß-Kaltzeitenkomplex nur unvollständig. In anderen Talabschnitten der Donau sind aus diesem Zeitabschnitt bis zu drei Hochterrassen und fünf würmzeitliche Terrassen (zwei früh- bis mittelwürmzeitliche Übergangsterrassen, drei würmhoch- und würmspätglaziale Niederterrassen) erhalten (u.a. SCHELLMANN 2010; SCHELLMANN et al. 2010; DOPPLER et al. 2011; LEGER 1988, HOMILIUS et al. 1983; BIBUS & STRAHL 2000).

Schon wenige Kilometer talabwärts auf dem östlich anschließenden Nachbarblatt 7428 Dillingen West (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West) sind bis zu drei Niederterrassen und eine Übergangsterrasse verbreitet. Noch weiter talabwärts bei Blindheim ist eine weitere lößbedeckte Hochterrasse erhalten (Abb. 3), die

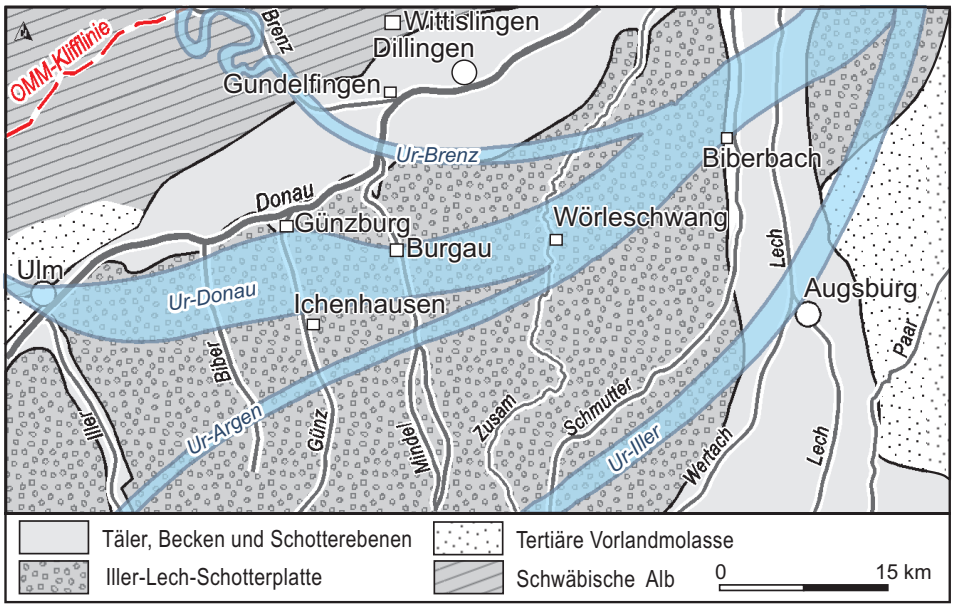


Abb. 2: Verlauf des „Wörleschwanger Urdonaulaufs“ in der Zusamplatte nach Villinger (1998: Abb. 4) stark verändert und ergänzt.

Gremsheim-Blindheimer Hochterrasse (u.a. Leger 1988; Homilius et al. 1983; Jung & Hagmeier 2013) oder nach Bibus & Strahl (2000; dies. 1997; Strahl 1997) die Blindheimer bzw. untere Hochterrasse (uHT). Bibus & Strahl (2000: Abb. 2) stellen fest, dass deren Schotterkörper insgesamt tiefer im Tal liegt als der Kieskörper der Dillinger Hochterrasse.

Sie ist daher kein Erosionsniveau, wie von Homilius et al. (1983) angenommen, sondern eine selbstständige, nach Bibus & Strahl (2000: 217) jungrißzeitliche Akkumulationsterrasse. Sie ist jünger als die lößbedeckte Sontheim–Dillinger Hochterrasse, die im Blattgebiet und noch weiter talabwärts bis über Höchstädt hinaus (Abb. 3) die landschaftsbestimmende Terrassenflur oberhalb der Donauniederung ist.

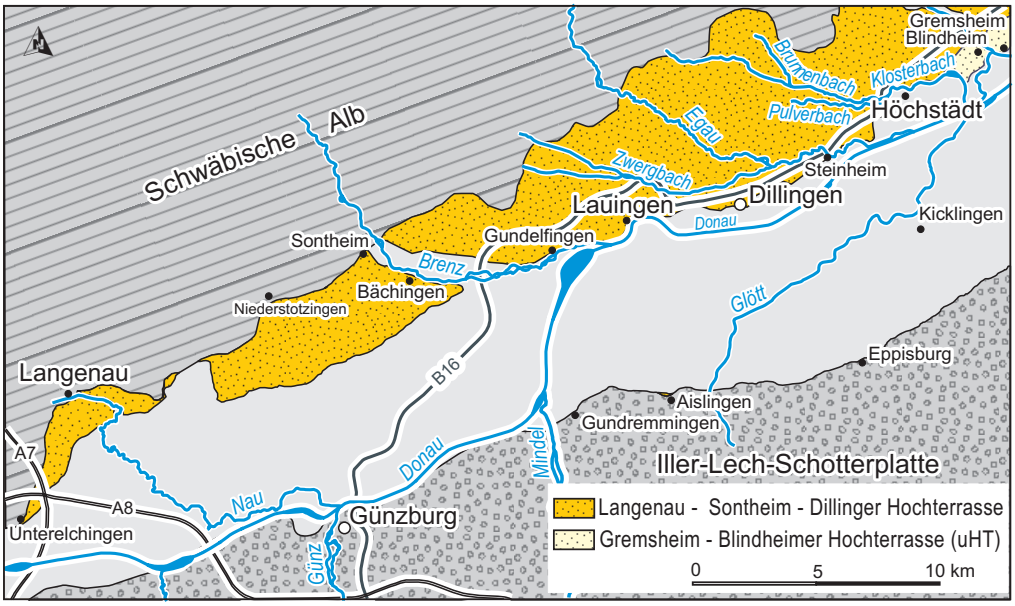


Abb. 3: Verbreitung der Hochterrassen im Donautal zwischen Unterelchingen und Blindheim.

In der Würm-Kaltzeit entstanden im Blattgebiet die im Donautal erhaltenen beiden Niederterrassen NT1 und NT3. Deren sandig-kiesige Flussbettsedimente wurden wahrscheinlich in einem stark verwilderten Donaulauf, einem sog. *„braided river"*, abgelagert.

2.2.2 Weitere quartäre Bildungen

Unter anderem durch Auswehung von Feinmaterial aus dem breiten Donaubett entstand die auf der Sontheim–Dillinger Hochterrasse flächenhaft ausgebreitete Würmlößdecke. Vor allem im Spätwürm wurde der breite Talboden der Brenz letztmalig in gesamter Breite überformt. Spätwürmzeitlich bzw. Würm-Spätglazial bezeichnet hier einen Zeitabschnitt nach dem Würm-Hochglazial und mit dem Eisfreiwerden des Alpenvorlandes (älter als 17 bis 18 ka bzw. 14.600 ^{14}C BP und jünger als 20 ka bzw. 18.000 ^{14}C BP, HEIRI et al. 2014) bis zum Ausgang des Würm-Glazials (vor etwa 11,65 ka bzw. ca. 10.000 ^{14}C BP). Es schließt damit nicht nur die Jüngere Dryas, das Allerød, die Ältere Dryas und das Bølling mit ein, sondern auch anders als international üblich noch die Älteste Dryas (ka = 1.000 Jahre vor 1950 = cal BP).

Im Zuge der würmspätglazialen Klimaerwärmung vor allem ab dem Bølling-Interstadial bildeten sich erste Niedermoore auf den bereits ausgebildeten NT3-Flächen der Donau und kleinräumig auch im nördlichen Talboden der Brenz. Die Bildung von Niedermoortorfen, Anmooren und Almschichten prägen dann aber vor allem die holozäne Erdgeschichte im Blattgebiet. Am südöstlichen Blattrand hat das Kartenblatt auch noch geringe Anteile an der holozänen Donauaue und ihren Mäanderterrassen.

3. Schichtenfolge

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

3.1 Quartär

Die ältesten bisher bekannten quartären Donauablagerungen erstrecken sich im baden-württembergischen Teil des Blattgebietes. Nach TEMMLER (1962: 61; siehe auch TEMMLER et al. 2003) bilden sie nordwestlich von Sontheim eine dünne Schotterstreu über USM in 460 bis 488 m ü. NN. Die Donauschotter in 488 m ü. NN (ca. 48 m über Donautalboden) liegen in einer ähnlichen Höhenlage wie die Basis des altpleistozänen, donauzeitlichen Höheren Älteren Deckenschotters (DOPPLER et al. 2011: Tab. 3) in der Zusamplatte südlich der Donau und östlich des Mindeltals bei Gundremmingen.

Dieser entspricht dem Älteren Deckenschotter von STREIT et al. (1975) und dem donauzeitlichen Unteren Deckschotter von LÖSCHER (1976). Seine Kiesbasis liegt öst-

lich der Mindelmündung in 482 bis 485 m ü. NN (49 bis 52 m über Donautalboden), wobei die Kiesoberkante bis max. 488 bis 490 m ü. NN reicht (Bodeninformationssystem des Bayerischen Landesamtes für Umwelt: u.a. Bohrungen 7528 BG015395, Dill 2389 und Dill 2390).

Ein altpleistozänes Alter haben wahrscheinlich auch die talabwärts auf dem nordöstlichen Nachbarblatt 7328 Wittislingen vom Südrand der Flächenalb zwischen Haunsheim und Wittislingen in einer Höhe von maximal 45 m über dem Donautal (465 m ü. NN) erhaltenen fluvioglazialen Donauschotter (Gall 1971: 85ff.; Hüttner 1961: 90f.; Villinger 2003: 199f.) sowie die nordwestlich von Wittislingen erhaltenen periglazialen Egauschotter (Hüttner 1961: 90f.). Ursprünglich wurden diese Schotter als pliozäne Ablagerungen angesehen (Gall 1969; Hüttner 1961) und mit dieser Alterseinstufung von anderen Bearbeitern übernommen (u.a. Dongus 1977: 444). Die relativ tiefe Lage im Tal spricht, wie Gall (1971: 85f.) und Villinger (2003: 200) feststellen, für eine wesentlich jüngere alt- bzw. ältestpleistozäne Bildung.

Günzzeitlich einzustufende Tiefere Ältere Deckenschotter der Donau (Tab. 2) sind im Blattgebiet und weiter talabwärts bis unterhalb von Dillingen bisher ebenso wenig bekannt wie mindelzeitliche Jüngere Deckenschotter. Letztere stehen an der Mündung des Mindeltals westlich und südlich von Offingen auf dem südöstlichen Nachbarblatt 7528 Burgau an (u.a. Jerz et al. 1975; Löscher 1976; Bibus 1995). In der alten Ziegelei südlich von Offingen liegt deren Kiesunterkante nahe der Mündung ins heutige Donautal in ca. 457 m ü. NN (Löscher 1976: 92) und damit rund 21 m über der Donauaue. Deckschichtenstratigraphisch ist der Jüngere Deckenschotter mindestens in die drittletzte Kaltzeit (Löscher & Leger 1974; Leger 1988: 293), eventuell in die viertletzte Kaltzeit (Bibus 1995), einzustufen. Doppler et al. (2011) sehen eine Bildung eventuell in der fünfletzten Kaltzeit (Tab. 2).

Die quartären Ablagerungen und Formen im bayerischen Anteil am Blattgebiet werden allerdings von mittel- und jungquartären Flussablagerungen der Donau und der Brenz inklusive ihrer Deckschichten und Oberflächenformen dominiert. Sie allein nehmen über drei Viertel des bayerischen Anteils am Blattgebiet ein. Dabei sind im Blattgebiet großflächig nur jüngere mittel- und jungpleistozäne Donauablagerungen erhalten (Abb. 4, Beilage 1). So erstreckt sich entlang des Albfalls vom Bhf. Rammingen über Sontheim bis östlich des Brenztales als rißzeitliche Bildung die Sontheim–Dillinger Hochterrasse. Nach Südosten folgen im angrenzenden Schwäbisch-Bayerischen Donaumoos zwei würmzeitliche Niederterrassen, die würmhochglaziale NT1 und die im Spätwürm aufgeschotterte NT3. Am südöstlichen Blattrand reicht das Kartenblatt noch in die mäandergeformten altholozänen Donauauen hinein. Dort sind über den südöstlichen Blattrand hinaus größere Areale der ältesten holozänen Mäanderterrasse der Donau, die H1-Terrasse, erhalten.

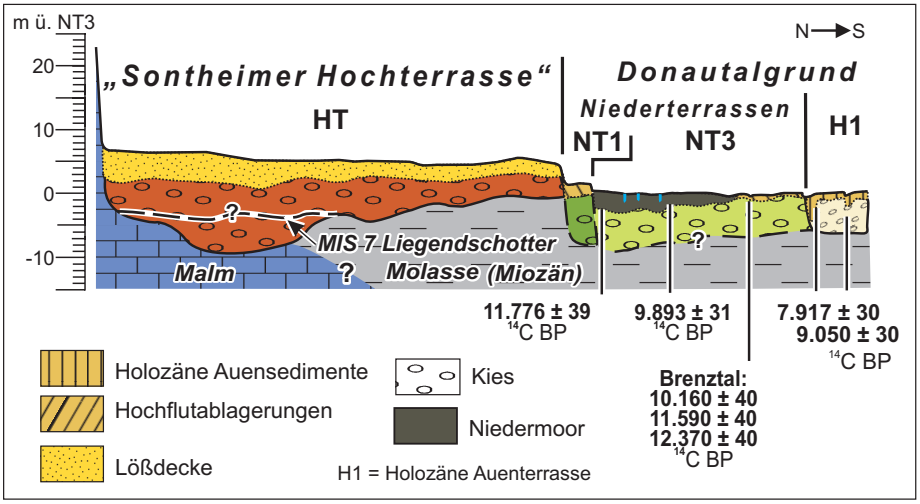


Abb. 4: Schematischer Talquerschnitt der mittel- und jungpleistozänen Donauterrassen im Blattgebiet mit einigen numerischen Altersdaten.

3.1.1 Pleistozän

3.1.1.1 Sontheimer und Dillinger Hochterrasse (HT)

Mittelpleistozän (international: Mittelpleistozän), Riß

Die nördlich der Donau erhaltenen Hochterrassenareale zwischen Unterelchingen und Donaumünster (Abb. 3) sind schon mehrfach von verschiedenen Autoren bearbeitet und zum Teil unterschiedlich stratigraphisch gegliedert und altersmäßig eingestuft worden (Tab. 3; ausführlich in SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West). Die Erstbearbeitung stammt von GÜMBEL (1894: 300), der diese Areale in Anlehnung an PENCK (1884) als ungegliederte einheitliche Hochterrassenschotter und einheitliches Hochterrassenniveau ansah. GRAUL (1962), WEINIG (1980), HOMILIUS et al. (1983), LEGER (1988), SCHAEFER (1995), STRAHL (1997) und BIBUS & STRAHL (1997; dies. 2000) erkannten, dass in diesem Hochterrassenstrang mehrere unterschiedlich alte Schotterkörper verborgen sind, wenn auch mit erheblichen Diskrepanzen, was die Untergliederung, Verbreitung und Alterseinstufung von Hochterrassensegmenten angeht.

Sie stimmen darin überein, dass das unterhalb von Höchstädt zwischen Gremheim und Blindheim erhaltene und am niedrigsten im Tal gelegene Hochterrassenareal in nur 6 m Höhe über den holozänen Donauauen die jüngste Hochterrasse in diesem Donautalabschnitt ist. Während HOMILIUS et al. (1983) sie lediglich als tieferes Erosionsniveau der Dillinger Hochterrasse deuteten, wurde sie von LEGER (1988) und von BIBUS & STRAHL (2000; dies. 1997; STRAHL 1997) als eigenständige Akkumulationsterrasse angesehen und als „Gremheimer Hochterrasse“ bzw. „Blindheimer und untere Hochterrasse (uHT)“ bezeichnet. BIBUS & STRAHL (2000) stellen sie deckschichtenstratigraphisch in die vorletzte Kaltzeit (Jungriß).

Eine untere Hochterrasse fehlt im Blattgebiet. Landschaftsbestimmend ist hier die höher gelegene Sontheim–Dillinger Hochterrasse, eine mittlere Hochterrasse (mHT)

Tab. 3: Bisherige Gliederung und Alterseinstufung der Hochterrassen im Donautal zwischen Langenau und Blindheim (verändert und ergänzt nach Bibus & Strahl: 2000: Tab. 1).

Bearbeiter	Untersuchungsmethoden	Teilgebiete des Hochterrassenbereiches				
		Gremheim - Blindheim	Lauingen-Dillingen-Münster	„Hinterfeld“ SE' Oberglauheim	„Hackenberg“ NW' Steinheim	Zgl. "Gundelfingen" (Zgl. "Händle")
Graul (1962)	Morphostratigraphie	„niedrigeres Niveau“, Jungriß (2. Kaltzeit)	„Hauptniveau“ Hauptriß (3. Kaltzeit)	„höheres Niveau“ ?		—
Homilius et al. (1983)	Seismik Geoelektrik	„Erosionsniveau“ (eemzeitlich)	Hochterrasse (rißzeitlich) ungegliedert mit wechselnden Deckschichtenmächtigkeiten			
Leger (1988)	Morphostratigraphie, Paläopedologie	„Gremheimer Terrasse“ (riß-/würm-interglaziale Bildung)	„Dillinger Terrasse“ Riß II (2. Kaltzeit) (zweigeteilter Schotterkörper)			Riß I (3. Kaltzeit)
Schaefer (1995)	Morphostratigraphie (Gefällskurven)	Riß II			Riß I	Paar II
Bibus & Strahl (2000)	Deckschichtenstratigraphie	"Blindheimer Terrasse", Untere Hochterrasse (uHT) (2. Kaltzeit, Jungriß)	"Dillinger HT, mittlere Hochterrasse (mHT) Hangendschotter (mHT_1) (3. Kaltzeit, Mittelriß) interglaziale Feinsedimente (3. Interglazial) Liegendschotter (mHT_2) (4. Kaltzeit, Altriß)			Haunsheimer Terrasse, obere Hochterrasse (oHT)
diese Arbeit	Morphostratigraphie	"Gremheim - Blindheimer Terrasse", untere Hochterrasse (uHT) (2. Kaltzeit)	"Sontheim - Dillinger Hochterrasse", (HT) Hangendschotter, kaltzeitlich (2. Kaltzeit) zum Teil mit Liegendschotter, warmzeitlich (MIS 7)			oHT (?) Zgl. Gundelfingen Süd (*sensu* Leger 1988)

nach Bibus & Strahl (2000) (siehe auch Schellmann, in diesem Band: 7428 Dillingen West). Es existieren keine Befunde, die eine Untergliederung dieser ausgedehnten Hochterrassenflur in eine jüngere Sontheimer bzw. Langenau–Bächinger Hochterrasse und eine ältere Dillinger Hochterrasse stützen, wie sie von Schaefer (2001: 251) angenommen wurde.

Die Sontheim–Dillinger Hochterrasse nimmt etwa ein Viertel der Gesamtfläche des bayerischen Anteils am Kartenblatt ein. Es ist davon auszugehen, dass ihr fluviatiler Kieskörper in einigen Hochterrassenarealen mit hohen Kiesmächtigkeiten bzw. ungewöhnlich tiefliegender Quartärbasis aus einer Stapelung von warmzeitlichem Liegend- und kaltzeitlichem Hangendschotter besteht (siehe auch Schellmann, in diesem Band: 7428 Dillingen West).

Verbreitung: Die Sontheim-Dillinger Hochterrasse setzt im Blattgebiet auf württembergischer Seite östlich des Bhf. Rammingen in ca. 452 m ü. NN ein und erstreckt sich entlang des Albanstiegs als teilweise über 3 km breite lößbedeckte Hochterrassenflur über Sontheim und Bächingen bis an den östlichen Blattrand östlich von Obermedlingen. Dort besitzt sie eine Höhenlage von 440 bis 441 m ü. NN. Bei Sontheim und Bächingen unterteilt der etwa 5 bis 6 m tiefer liegende jungquartäre Talboden der Brenz diese ebene, von wenigen Dellentälchen gegliederte Hochterrassenflur in zwei Teile: die Sontheimer Hochterrasse südwestlich und die Dillinger Hochterrasse östlich des Brenztales (Beilage 1).

Eine markante Geländestufe trennt die Hochterrasse auch von der südlich angrenzenden jungquartären Donauniederung, dem Donauried im engeren Sinne. Im Raum Riedhausen, wo Hochterrasse und würmhochglaziale Niederterrasse 1 (NT1) aneinandergrenzen, besitzt die Stufe meist eine Höhe von etwa 4 m. Weiter talabwärts, wo die Hochterrasse an die tiefer gelegene würmspätglaziale Niederterrasse 3 (NT3) angrenzt, beträgt die Stufenhöhe bis zu 6 m.

Die Oberfläche der Sontheim–Dillinger-Hochterrasse hat zwischen Riedhausen und dem östlichem Blattrand südlich von Obermedlingen ein Gefälle von etwa 1‰. Ein ähnliches Gefälle haben auch die höchsten Oberkanten (Beilage 3) der unter meist 2 bis 4 m mächtigen Lößdeckschichten begrabenen Hochterrassenkiese. Die Höhenlage der Quartärbasis folgt talabwärts ebenfalls dieser Abdachung, sofern man nur die höchsten Basiswerte betrachtet. Bei Riedhausen liegen diese in einer Tiefe von etwa 441 bis 444 m ü. NN, südwestlich von Bächingen in einer Tiefe von ca. 437 bis 439 m ü. NN und südlich von Obermedlingen in einer Tiefe von ca. 433 bis 434 m ü. NN (Beilage 4). Sie befindet sich damit im gesamten Blattgebiet im oder maximal wenige Meter unter dem Oberflächenniveau der angrenzenden Donau- bzw. Brenzniederung. Erst unterhalb von Gundelfingen (7428 Dillingen West), wo die Dillinger Hochterrasse unmittelbar an die tiefer liegende jungholozäne Donauaue grenzt, liegen die Quartärbasiswerte am Stufenrand meist 1 bis 3 m oberhalb der Aue in etwa im Niveau der südlich der Donau erhaltenen Niederterrassen. Dort streichen häufig Molassesedimente im unteren Drittel des Hochterrassenhangs aus (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West).

Mächtigkeit und Lagerung: Wie unter anderem SCHLOZ (1979) und HOMILIUS et al. (1983: Profile 1 bis 3) feststellten, besitzt die Quartärbasis im Bereich der Sontheimer Hochterrasse ein ausgeprägtes welliges Relief mit mehreren Metern tiefen Rinnen (Beilage 4). Eine solche Rinne erstreckt sich auf baden-württembergischem Gebiet im Bereich der talrandnahen Hochterrassenareale bei Niederstotzingen und verläuft von dort Richtung Sontheim und Bächingen (Beilage 2: Profil 7427/1). Westlich von Sontheim und Bächingen spaltet sich die Rinne auf. Ein breiter Arm scheint südwestlich vom Seehof Richtung bayerischer Landesgrenze zu ziehen. Der markanteste Seitenarm der Rinne zieht aber über Sontheim ins Brenztal. Er ist damit eine ehemalige Abflussrinne der Brenz. Dort, wo diese HT-Tiefenrinne das Brenztal erreicht, liegen die Quartärbasen von HT-Tiefenrinne und Brenztal etwa in gleicher Tiefe bei ca. 432 bis 437 m ü. NN. Erst weiter talabwärts unterhalb von Bächingen liegt die Quartärbasis des Brenztals dann mehrere Meter tiefer im Quartärbasisniveau der jungquartären Donauniederung (Beilage 2: Profil 7427/2).

Genese und Alter dieser Rinnen sind unbekannt. Sie und ihre sandige Kiesfüllung sind mit hoher Wahrscheinlichkeit älter als die breite hochkaltzeitliche Aufschotte-

rung der hangenden Donauablagerungen und könnten zeitlich dem aus dem Raum Höchstädt unter den kaltzeitlichen Hochterrassenkiesen erhaltenen warmzeitlichen, wahrscheinlich vorletztinterglazialem Sockelschotter (Leger 1988; Bibus & Strahl 2000; Schellmann, in diesem Band: 7428 Dillingen West) entsprechen.

In den oben beschriebenen Rinnen erreichen die Hochterrassenkiese ihre größten Mächtigkeiten von etwa 7 bis 11 m. Außerhalb der Rinnen und damit vor allem im bayerischen Teil der Hochterrassenareale betragen die Kiesmächtigkeiten im Mittel lediglich 2,5 bis 4,5 m. Insofern ist anzunehmen, dass die Hochterrassenkiese dort, wo deutlich höhere Kiesmächtigkeiten auftreten, von älteren Donau- bzw. Brenzablagerungen unterlagert werden (s.o.). Weiter talabwärts gibt es im Bereich der Dillinger Hochterrasse aus Kiesgrubenarealen bei Höchstädt ebenfalls Hinweise für eine Stapelung von mindestens zwei unterschiedlich alten Donauschottern (Bibus & Strahl 2000; Schellmann, in diesem Band: 7428 Dillingen West).

Lithologie: Die Sontheim–Dillinger Hochterrasse ist im Mittel von 2 bis 4 m mächtigen Lößdeckschichten bedeckt, an deren Oberfläche im bayerischen Teil des Blattgebietes holozäne Parabraunerden verbreitet sind. Auf württembergischen Gebiet nordwestlich von Riedhausen beschreiben Thater & Stahr (1991) das Auftreten von schwach kalkhaltigen Parabraunerde-Tschernosemen (siehe auch Stasch 1996: Abb. 15). In tiefer eingeschnittenen Dellentälchen existieren in der Umgebung von Riedhausen wegen des ehemals hochstehenden Grundwasserspiegels schwarze anmoorige Böden.

Informationen über Schichtungsbild und Korngrößenzusammensetzung der Hochterrassenkiese liegen mangels Aufschlüssen nicht vor. Es ist anzunehmen, dass es sich bei den Kiesen und Sanden petrographisch, ähnlich wie bei den angrenzenden Niederterrassenkiesen, vorherrschend um alpine Karbonate, alpine Kristalline, Quarze, Hornsteine, Radiolarite und Quarzite sowie vereinzelte Schwarzwald-Gerölle handelt. Zum Albrand und zum Brenztal hin können höhere Anteile von Weißjura- und Tertiärgeröllen auftreten (u.a. Schloz et al. 2011; Weidenbach 1951).

Fazies: fluvial, kaltzeitlich. In tieferen Rinnen wahrscheinlich fluviatil warmzeitlicher Sockelschotter der Donau und im Raum Sontheim vermutlich Einmündung eines begrabenen Rinnenschotters der Brenz.

Alter und Fossilführung: Die Sontheim–Dillinger Hochterrasse ist die im Blattgebiet und noch weiter talabwärts bis Höchstädt am weitesten verbreitete Hochterrasse. Der hangende kaltzeitliche Kieskörper wurde weiter donauabwärts im Raum Höchstädt pedostratigraphisch von Leger (1988) in die vorletzte Kaltzeit und unterhalb von Höchstädt von Bibus & Strahl (2000) in die drittletzte Kaltzeit gestellt. Warmzeitliche Molluskenschalen aus Lehmschollen und einer Sandlage mitten aus ihrem Schotter-

körper in Kiesgruben bei Höchstädt (LEGER 1988; BIBUS & STRAHL 2000; SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West) deuten auf eine Stapelung von liegendem warmzeitlichem und hangendem kaltzeitlichen Donaukiesen hin. Der Liegendschotter wurde von BIBUS & STRAHL (2000) allerdings nochmals unterteilt in einen basalen kaltzeitlichen Donauschotter der viertletzten Kaltzeit und darauf liegende warmzeitliche Donauablagerungen. Belege für eine Unterlagerung des warmzeitlichen durch einen weiteren kaltzeitlichen Donaukies liegen jedoch nicht vor.

Elektronen-Spin-Resonanz (ESR)-Datierungen an Schneckenschalen aus zwei sandigen Lehmschollen ergaben für den Liegendschotter ein vorletztinterglaziales Alter. Der Hangendschotter wurde daher in der vorletzten Kaltzeit (Riß) abgelagert (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West).

Aufschlüsse: keine.

3.1.1.2 Niederterrasse 1 (NT1)

Jungpleistozän (international Oberpleistozän), Hochwürm

Im Blattgebiet sind im südlich der Sontheimer Hochterrasse gelegenen Schwäbisch-Bayerischen Donaumoos zwei würmzeitliche Niederterrassen erhalten, die würmhochglaziale Niederterrasse 1 (NT1) und die im Spätwürm abgelagerten Donaukiese der Niederterrasse 3 (NT3).

Dabei erstrecken sich hochwürmzeitliche Flussschotter der NT1 als eine schmale, wenn auch nicht durchgehende Terrassenleiste entlang des Hochterrassenabfalls von der Bayerischen Landesgrenze bis zum östlichen Blattrand. Ihre größte Ausdehnung besitzen NT1-Terrassenflächen im Raum Riedhausen, wo sie an der bayerischen Landesgrenze eine Breite von fast 600 m besitzen. Östlich von Riedhausen ist sie bis zum östlichen Blattrand zunehmend nur noch als schmale, wenige Zehner von Metern breite Terrassenleiste erhalten, die bereichsweise von der Erosion der NT3 auch vollständig ausgeräumt ist.

An der bayerischen Landesgrenze westlich von Riedhausen besitzt die NT1 eine Höhenlage von etwa 447 m ü. NN und dacht mit einem Oberflächengefälle von knapp 1,4‰ bis zum östlichen Blattrand auf ca. 436 m ü. NN ab. Insgesamt hat die NT1 nur einen Flächenanteil von etwas 2% am bayerischen Anteil des Kartenblattes.

Die Oberfläche der NT1 liegt meist 1 bis 2 m über der südlich angrenzenden und in großen Arealen von mehreren Metern mächtigen Niedermooren bedeckten Oberfläche der spätwürmzeitlichen NT3 (Bild 1). Eine markante, vorwiegend 4 m hohe Geländestufe trennt sie von der nördlich angrenzenden Sontheimer Hochterrasse.

Mächtigkeit, Lagerung und Deckschichten: Mächtigkeit des Kieskörpers und Tiefenlage der Kiesbasis sind mangels Aufschlüsse und entsprechend tief reichender



Bild 1: Niederterrassen westlich von Riedhausen - links hochwürmzeitliche NT1, rechts spätwürmzeitliche NT3.

Bohrungen weitgehend unbekannt. Nach Homilius et al. (1983: Profile 1 bis 3), Hartel et al. (1952: diverse Profile) sowie eigenen Sondierungen liegt die Oberkante der sandigen und kiesigen Niederterrassenkiese in ähnlicher Höhenlage oder nur wenige Dezimeter höher als im Bereich der südlich angrenzenden spätglazialen Niederterrassenflur der NT3 (Beilage 3; Beilage 2: Profil 7427/1).

Zwischen Riedhausen und Schwarzenwang sowie südlich vom Seehof liegen die Kiesoberkanten der NT1 und NT3 im Niveau oder tiefer als die Kiesbasis der angrenzenden Sontheimer Hochterrasse (Beilage 2). Daher traten dort früher am Hochterrassenhang mehrere, durch Grundwasserabsenkung inzwischen weitgehend versiegte Schichtquellen aus.

Die im bayerischen Blattgebiet Molassesedimenten aufliegende Kiesbasis der NT1 besitzt wahrscheinlich eine ähnliche Tiefenlage wie die Kiesbasis im Bereich der NT3 (Beilage 2). So wurde in der auf der NT1 niedergebrachten Grundwasserbohrung Asselfingen (Bodeninformationssystem des Bayerischen Landesamtes für Umwelt: Bohrung 7427BG015022) etwa 1,8 km westlich der bayerischen Landesgrenze unter 3 m mächtigen Deckschichten aus 2 m Torf über 1 m Hochflutlehm ein 7 m mächtiger Kieskörper angetroffen. Die Kiesbasis lag dabei in einer ähnlichen Tiefenlage, wie die Kiesbasis in den südlichen angrenzenden spätglazialen Niederterrassenflächen. Damit ist der NT1-Kieskörper im bayerischen Bereich des Blattgebietes insgesamt deutlich von dem dort relativ hoch liegenden Kieskörper der angrenzenden Sontheimer Hochterrasse abgesetzt (siehe auch Hartel et al. 1952: Profilschnitte östlich von Riedhausen).

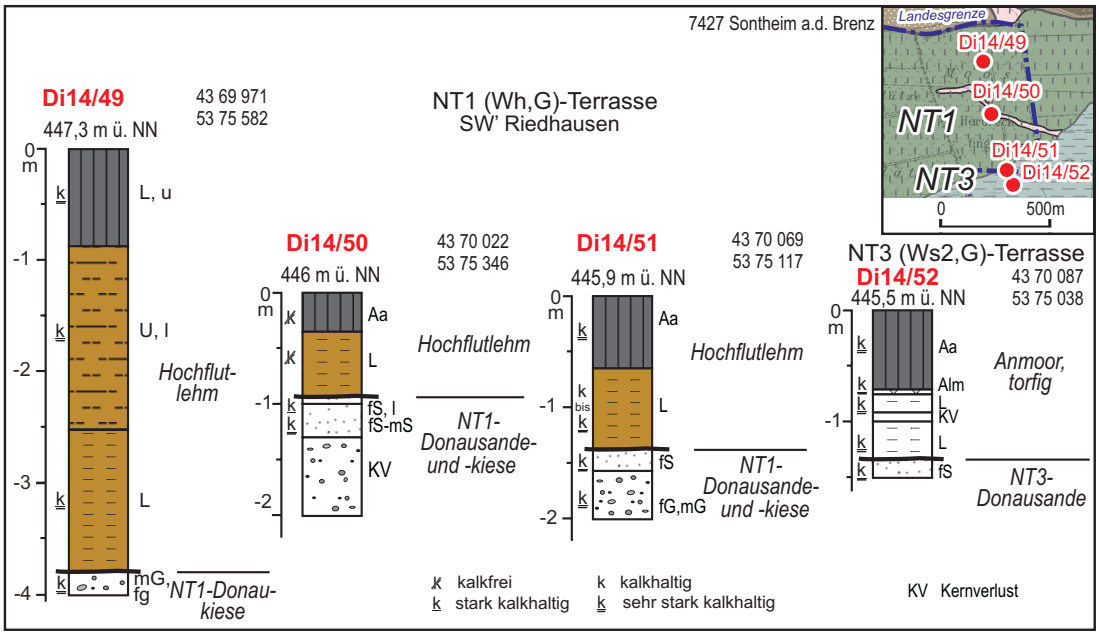


Abb. 5: Deckschichtensondierungen Di14/49 bis Di14/52 auf der NT1 südwestlich von Riedhausen (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

Auf den sandigen Niederterrassenkiesen liegen im Mittel 2 bis 4 m mächtige kalkreiche Hochflutlehme und Anmoore (Abb. 5). Im Randsenkenbereich und einzelnen ehemaligen Flussrinnen können wegen des ehemals starken Grundwasserzustroms aus der nördlich angrenzenden Sontheimer Hochterrasse lokal auch Niedermoore ausgebildet sein. Moorkundliche Untersuchungen aus den 1950er Jahren (Hartel et al. 1952; Göttlich 1952) und Anfang der 1990er Jahren (Bayerische Landesanstalt für Bodenkultur und Pflanzenbau 1993) haben auf der NT1 westlich und östlich von Riedhausen häufiger Torfmächtigkeiten von 0,2 bis 1,2 m angetroffen. In Dellentälchen auf der NT1 und in der Randsenke der NT1 erreichen sie örtlich eng begrenzt sogar Mächtigkeiten von bis zu 1,7 bis 2,6 m.

Große Areale dieser ehemals ausgedehnten Niedermoorvorkommen sind als Folge von Grundwasserabsenkungen inzwischen stark mineralisiert und zu Anmooren umgewandelt. Ursache der Grundwasserabsenkungen waren vor allem die seit 1917 begonnene (u.a. Hartel et al. 1952; Zweckverband Landeswasserversorgung 1987) und seitdem sukzessive ausgebaute Trinkwassergewinnung in Brunnengalerien auf der nördlich angrenzenden Sontheimer Hochterrasse sowie die Anlage und den Ausbau von Entwässerungsgräben seit dem frühen 19. Jahrhundert. Auch die ursprünglich am Außenrand der NT1 oder am Hochterrassenabfall austretenden Schichtquellen sind dadurch versiegt (siehe auch HARTEL et al. 1952). Lediglich südlich und südöstlich vom Seehof existieren noch zwei Quellen mit zeitweiliger schwacher Schüttung.

Lithologie und Fazies: Mangels Aufschlüssen ist der lithologische Aufbau und das Schichtungsbild der NT1 unbekannt. Es ist davon auszugehen, dass es sich ähnlich wie bei dem Kieskörper der angrenzenden spätglazialen NT3 um einen horizontal-

und troggeschichteten, sandig-kiesigen kalkalpinen Donauschotter handelt, der von einer stark verwilderten Donau („*braided river*“) abgelagert wurde.

Alter: Bei Riedhausen ist die Terrassenstirn der NT1 durch kleinere Dellentälchen zerschnitten, ein Hinweis auf die nach ihrer Ausbildung noch andauernden kaltzeitlichen Bedingungen mit Dauerfrostboden. Insofern ist ein hochglaziales würmzeitliches Terrassenalter anzunehmen.

Aufschlüsse: keine.

3.1.1.3 Niederterrasse 3 (NT3)

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

Die spätwürmzeitliche Niederterrasse 3 (NT3) der Donau erstreckt sich südlich von Riedhausen talaufwärts über die bayerische Landesgrenze hinweg mindestens bis zum Nautal. Talabwärts ist sie durchgehend bis zum Brenztal bei Gundelfingen erhalten. Sie wird im Folgenden auch als Riedhausen-Gundelfinger NT3 bezeichnet. Diese nimmt etwa 42% des bayerischen Flächenteils am Kartenblatt ein. Ihre Oberfläche dacht mit einem Gefälle etwa 1,3‰ von ca. 445 m ü. NN an der bayerischen Landesgrenze im Westen auf ca. 435 m ü. NN am östlichen Blattrand ab. Dabei sind im zentralen und externen Terrassenbereich kalkhaltige Nieder- und Anmoore weit verbreitet. Am östlichen Blattrand hat das Blattgebiet Anteile an einem großen Almgebiet, das sich talabwärts bis zum Brenztal erstreckt. Im Südosten stehen an der Oberfläche vor allem altholozäne Hochflutsedimente mit schwarzen Pechanmooren an, die örtlich vor allem in morphologischen Rinnenpositionen von 10 bis 40 cm mächtigem Alm und jüngeren Hochwasserablagerungen überdeckt sein können (Bild 2 und Bild 3).

Am Außenrand der NT3 münden mehrere die Hochterrasse und die NT1 zerschneidende Dellentälchen ein.



Bild 2: Altholozäne Rinnenfüllung auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ südlich vom Maxfelderhof nahe der Blattrandgrenze auf dem Nachbarblatt 7428 Dillingen West.



Bild 3: Deckschichtenprofil Do12/17 einer Rinnenfüllung auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ südwestlich vom Maxfelderhof. Im Zentrum der Rinne von oben nach unten: gepflügter Oberboden (Ap) und jüngerer Hochflutlehm (dunkelbraun) über Alm (weiß) über fossilem Pechanmoorgley (schwarz bis dunkelgrau) auf älterem holzführenden Hochflutlehm (grau) über fossilem Schotteranwitterungshorizont auf NT3-Donaukiesen.

Die Oberfläche der NT3 liegt bei Riedhausen etwa 1 bis 2 m unter der Oberfläche der hier großflächiger erhaltenen NT1 (Beilage 1: Talquerprofil 7427/1). Im Südosten besitzt sie eine ähnliche Höhenlage wie die angrenzende altholozäne Donauaue. Dort liegen die auennahen Bereiche und ehemalige Flussrinnen der NT3, wie z.B. der Mooshaldengraben zwischen Birkenried und Emmausheim, potentiell im Überflutungsbereich extremer Donauhochwässer. So reichte nach historischen Karten das Jahrhunderthochwasser der Donau vom 30. Dezember 1882 trotz bereits vollendeter Donaubegradigung und damit oberhalb der Mindelmündung eingehender Sohleneintiefung bis auf die auennahen Bereiche der NT3 (Abb. 6). Die NT3-Flussrinnen zwischen Birkenried bis Emmausheim waren geflutet und auch große Areale der südöstlich der B16 gelegenen Flur „Stocket“. Weiter talabwärts auf dem Nachbarblatt 7428 Dillingen West erreichten die Hochwasser nur noch die dort erhaltenen ehemaligen NT3-Flussläufe und Hochwasserrinnen wie der alte Aspengraben und weitere, näher an der Donauaue gelegene Rinnen.

Insgesamt haben mittel- und jungholozäne Donauhochwasser auf der NT3 im Blattgebiet und talabwärts selbst in Rinnen nur wenige Dezimeter mächtige Hochflutlehme hinterlassen, die bei ackerbaulicher Nutzung in der Regel im gepflügten Oberboden (Ap-Horizont) verborgen sind (Abb. 11 bis Abb. 13).

Deckschichten: Die sandig-kiesigen Flussbettsedimente der NT3 sind fast im gesamten Blattgebiet von wenigen Dezimetern bis mehrere Meter mächtigen

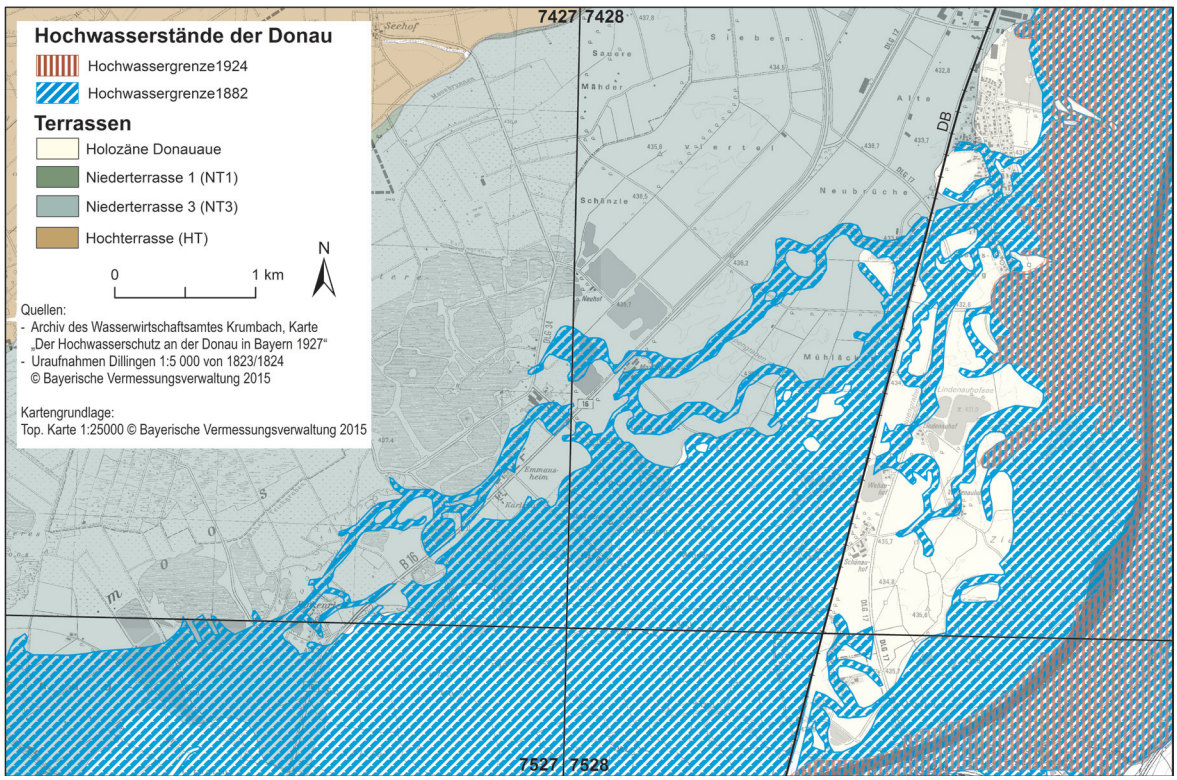


Abb. 6: Überschwemmungsflächen der Jahrhunderthochwässer der Donau vom 30.12.1882 und 2.8.1924 im südöstlichen Blattgebiet von Sontheim (Quelle: Archiv des WWA Krumbach, Karte „Der Hochwasserschutz an der Donau in Bayern 1927“; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

Deckschichten unterschiedlicher Herkunft bedeckt. Große Areale zwischen Hochterrassenrand und B16 tragen Nieder- und Anmoore oft mit eingeschalteten Almlagen. Die Torfe in den Niedermoorgebieten sind häufig über 1 m mächtig (Abb. 7). Ihre Basis liegt meist auf wenige Dezimeter mächtigen Hochflutsedimenten über NT3-

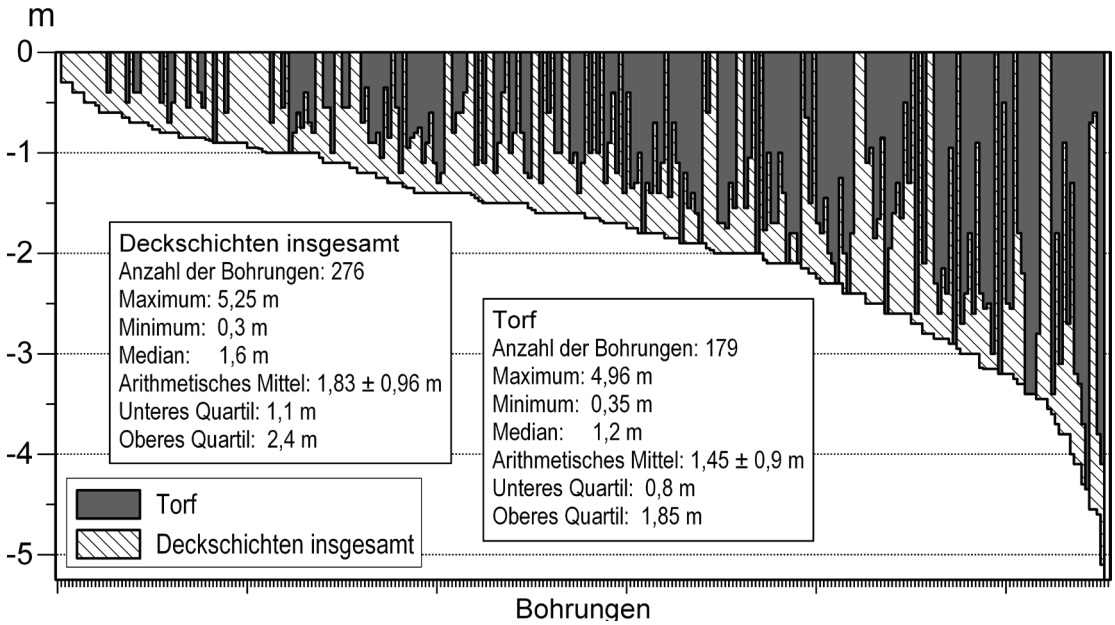


Abb. 7: NT3 der Donau zwischen Riedhausen und Gundelfingen (7427 Sontheim a.d.Brenz bayerischer Teil und 7428 Dillingen West) – Mächtigkeiten (m) mineralischer und organischer Deckschichten nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen und eigenen Sondierungen.

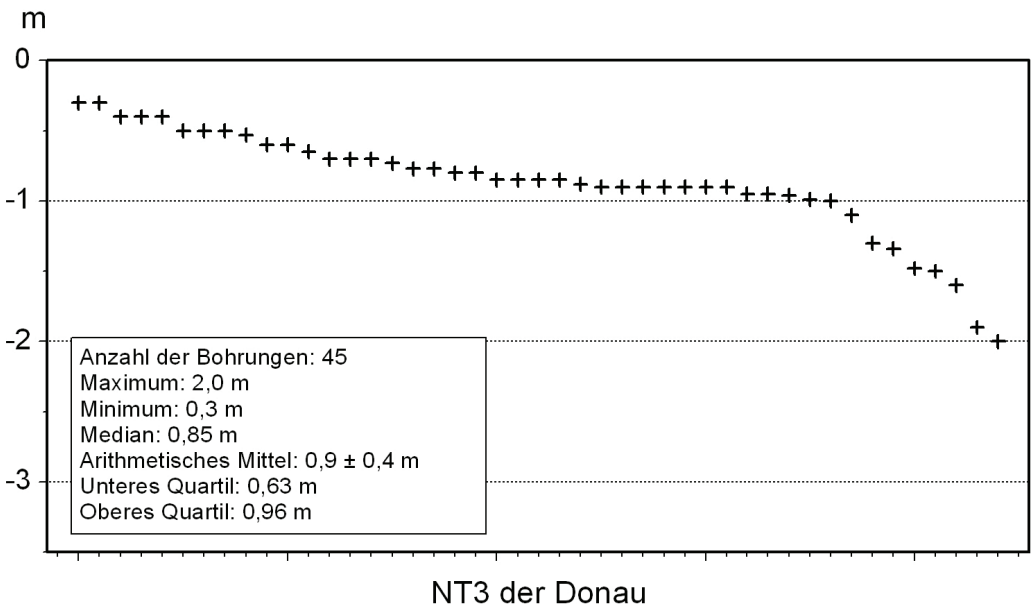


Abb. 8: NT3 der Donau zwischen Riedhausen und Gundelfingen (7427 Sontheim a.d. Brenz bayerischer Teil und 7428 Dillingen West) - Mächtigkeiten (m) feinklastischer Hochflutsedimente in Metern unter Geländeoberfläche außerhalb der Niedermoor- und Almgebiete nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen und eigenen Sondierungen.

Kiesen, selten auch direkt auf dem Kieskörper (Abb. 7; siehe auch HARTEL et al. 1952; SCHLOZ 1979; SCHUCH 1980; BAYERISCHE LANDESANSTALT FÜR BODENKULTUR UND PFLANZENBAU 1993).

In den Anmoorgebieten dominieren ein bis mehrere Dezimeter mächtige, zum Teil torfige Anmoore auf Hochflutsedimenten über sandigen Donaukiesen der NT3. Dabei verzahnen sich die Anmoorflächen am Außenrand der NT3 südlich vom Seehof häufig mit geringmächtigen Almlagen. Vom östlichen Blattrand bis Gundelfingen besitzen die NT3-Kiese und ihre aufliegenden spätglazialen und altholozänen Hochflutsedimenten eine fast geschlossene Überdeckung mit ein bis mehrere Dezimeter, selten über 1 m mächtigen Almschichten. Nur im Südosten reichen die in der Regel nur wenige Dezimeter mächtigen Hochflutsedimenten auf der NT3 bis an die Oberfläche. Lokal können aber auch dort vor allem in Rinnenpositionen geringmächtige Almlagen auftreten.

Die Verbreitung, Mächtigkeit und Lagerung der Torfe, Anmoore und Almlagen werden unten beschrieben (Kap. 3.1.3.3 bis Kap. 3.1.3.5). Diese waren in der Vergangenheit schon mehrfach Gegenstand intensiver moorkundlicher Untersuchungen. Für den bayerischen Teil des Kartenblatts sei vor allem auf die Arbeiten von HARTEL et al. (1952), SCHUCH (1980), GÖTTLICH (1979) und BAYERISCHE LANDESANSTALT FÜR BODENKULTUR UND PFLANZENBAU (1993) verwiesen.

Die außerhalb der Niedermoorgebiete auf den sandig-kiesigen Flussbettsedimenten der NT3 zwischen Riedhausen und Gundelfingen (7428 Dillingen West) liegenden und

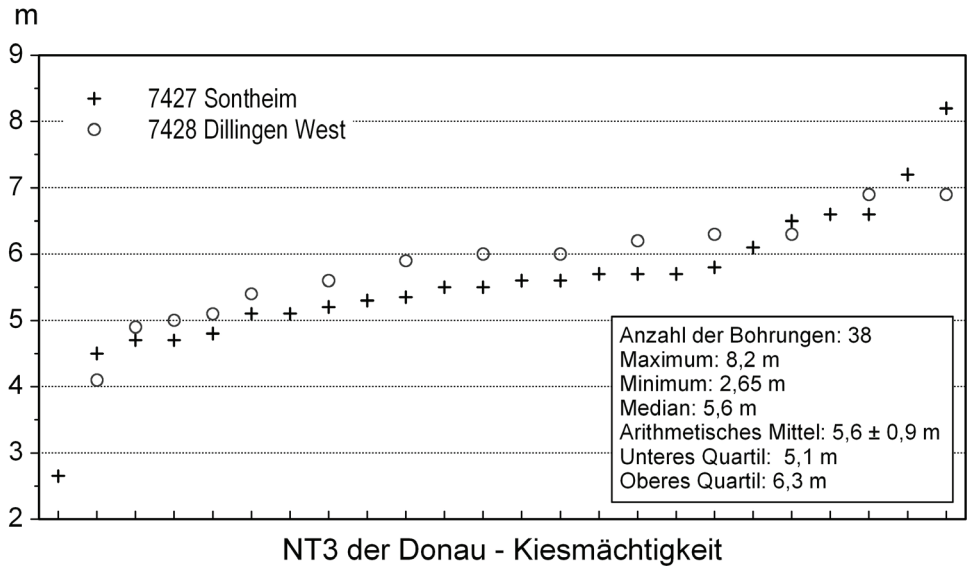


Abb. 9: NT3 der Donau zwischen Riedhausen und Gundelfingen (7427 Sontheim a.d. Brenz bayerischer Teil und 7428 Dillingen West) - Kiesmächtigkeiten (m) nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen.

großflächig verbreiteten tonigen, bisweilen auch feinsandigen Hochflutlehme besitzen größtenteils Mächtigkeiten von 0,5 bis 1,3 m, in Rinnen von bis zu 2 m (Abb. 8). Auf höheren Kiesrücken können sie auch weitgehend fehlen. Am Top dieser überwiegend im Spätglazial und frühen Holozän abgelagerten Hochflutsedimente der Donau (s.u.) sind häufig schwarze Anmoore ausgebildet. Sie werden hier in Anlehnung an Brunnacker (1959) als „Pechanmoore“ bezeichnet.

Mächtigkeit und Lagerung: Im westlichen bayerischen Blattgebiet südlich von Riedhausen liegen die Kiesoberkanten in Höhenlagen von ca. 441,5 bis 443,5 m ü. NN. Am östlichen Blattrand liegen sie in ca. 433,5 bis 435,5 m ü. NN und bei Gundelfingen (7428 Dillingen West) in etwa 432 m ü. NN (Beilage 3).

Generell schwanken die Kiesmächtigkeiten im Bereich der NT3-Flächen nur wenig (Abb. 9). Meist liegen sie zwischen 5 und 6 m und das sowohl im Blattgebiet als auch weiter talabwärts bis Gundelfingen (7428 Dillingen West). Nur in einer Bohrung auf württembergischem Gebiet südwestlich von Riedhausen wurde eine deutlich höhere Kiesmächtigkeit von 8,2 m angetroffen. Aufgrund der relativ geringen Kiesmächtigkeiten ist davon auszugehen, dass die Kiesbasis weitgehend auch der NT3-Terrassenbasis entspricht. An der bayerischen Landesgrenze liegt sie in einer Tiefe von ca. 435 bis 437 m ü. NN und dacht talabwärts bis Gundelfingen auf 424 bis 427 m ü. NN ab (Beilage 4).

Lithologie und Fazies: Nach Geröllanalysen von Weidenbach (1951) besitzen die Niederterrassenkiese auf württembergischem Gebiet an der Basis eine maximal 1 m mächtige Blocklage aus kopfgroßen, manchmal bis zu 50 cm großen Kiesen, die überwiegend aus Kalksteinen des Malms und der Unteren Süßwassermolasse (USM) bestehen. Darüber folgen 6 bis 10 m mächtige alpine Fluvioglazialschotter mit

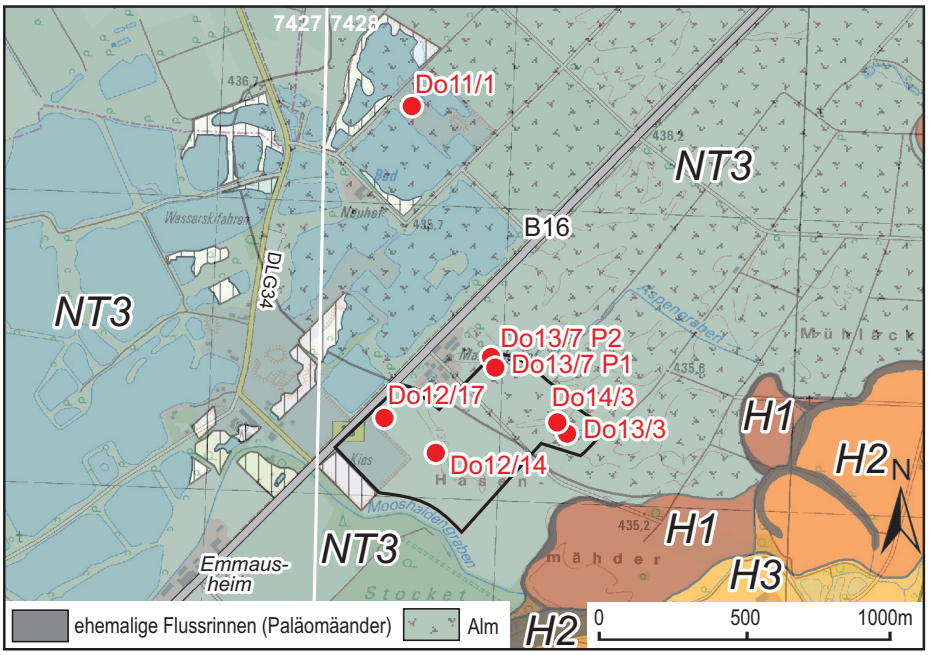


Abb. 10: Übersichtskarte mit Lage der im Text genannten Aufschlussprofile in der Kiesgrube „Fetzer“ an der B16 nordöstlich von Emmausheim (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

wenigen alpinen Kristallingeröllen und vereinzelten Buntsandsteinen des Schwarzwaldes. Weidenbach (1951) beschreibt am Top der Fluvioglazialschotter eine sehr feinkörnige, wenige Dezimeter mächtige Kieslage überwiegend aus Kalksteinen des Malms und der USM, die er als Ablagerungen der Nau ansieht.

Im Blattgebiet existiert nur südwestlich vom Emmausheim eine inzwischen weitgehend abgebaute Kiesgrube ohne stehende Wände (Kap. 5: Aufschluss A 1). Aufgeschlossen ist unter ca. 0,4 m bis 0,8 m mächtigen kalkhaltigen Hochflutlehmen ein bis zum Grundwasserspiegel etwa 1 m mächtiger hellgrauer kalkalpiner Donauschotter aus sandigen Mittel- bis Grobkiesen mit einzelnen Steinen. Am Grubenrand liegen wie in vielen Kiesgruben weiter talabwärts große Malmkalkblöcke, die vermutlich aus der von WEIDENBACH (1951) beschrieben Basisblocklage stammen. Sie gelangten im Laufe des Quartärs wahrscheinlich von der Schwäbischen Alb ins Donautal und wurden wiederholt von älteren in jüngere Donauablagerungen umgelagert.

Wesentlich besser ist die NT3 aktuell nahe dem östlichen Blattrand auf dem Nachbarblatt 7428 Dillingen West in der Kiesgrube „Fetzer“ aufgeschlossen (Abb. 10).

Oberhalb des Grundwasserspiegels sind im aktuellen, näher zur Donauaue gelegenen Abbaugebiet der Kiesgrube großflächig etwa 0,5 bis 1,4 m mächtige horizontal geschichtete Donaukiese einsehbar, die von einem verwilderten Donaulauf („*braided river*“) abgelagert worden sind. Die Kiesoberkante besitzt Kiesrücken und bis zu 1,5 m tiefe Rinnen (Bild 2, Bild 3, Abb. 11 bis Abb. 14). Die Rücken sind ehemalige Kiesin-

seln und die Rinnen nicht mehr mit Flussbettsedimenten verfüllte NT3-Flussarme, die nach Aufschotterung der NT3 in diesem Gebiet zurückblieben.

Nach einer Ruhephase unbekannter Dauer mit Verwitterung der obersten ein bis zwei Dezimeter mächtigen Kiesschichten (Abb. 11 bis 14: Schotteranwitterungshorizonte bzw. Cv-Horizonte) wurden die relativ flachen Rinnen mit feinklastischen Hochflutsedimenten überwiegend in Form toniger Hochflutlehme verfüllt (Abb. 11). Lediglich in einzelnen, etwas tieferen Rinnen kam es zunächst wegen höherer Strömungsenergien der Hochwasser im mehrfachen Wechsel zur Ablagerung von cm-starken Kieslagen, lehmigen Feinsanden und feinsandigen Lehmen (Abb. 12). Auch dort endet diese ältere Phase der Hochwasserüberformung der NT3 mit der Ablagerung von Hochflutlehmen (Abb. 12). Vier AMS ^{14}C-Datierungen an Holzkohleflitter in den Hochflutlehmen ergaben drei präboreale Alter von 9.740 bis 9.360 ^{14}C BP (Abb. 11, Abb. 13 und 14) sowie ein frühes boreales Alter von 8.788 ^{14}C BP (Abb. 12).

Auf diesen präborealen bis frühen borealen Hochflutablagerungen bildete sich in einer längeren Ruhephase ohne Hochwasserbeeinflussung im Zeitraum mittleres Boreal bis frühes Atlantikum um 7.130 ^{14}C BP eine Bodencatena aus weitgehend entkalkten Feuchtschwarzerden in höheren Lagen und kalkfreien bis kalkarmen Pechanmooren in den Rinnen (Abb. 13, Abb. 14). Anschließend, wahrscheinlich ab dem mittleren Atlantikum, kam es zur Ausfällung der den Hochflutsedimenten aufliegenden Almdeckschichten. Zwei in den Almdeckschichten eingelagerte Schneckenschalen mit ^{14}C-Altern von 6.620 und 5.950 ^{14}C BP (Abb. 13, Abb. 12), deren ^{14}C-Alter bedingt durch einen „Hartwassereffekt“ unbekannter Größenordnung sicherlich 500 Jahre und mehr zu hoch sind, weisen daraufhin. Vermutlich erst im Jungholozän wurden die im aktuellen

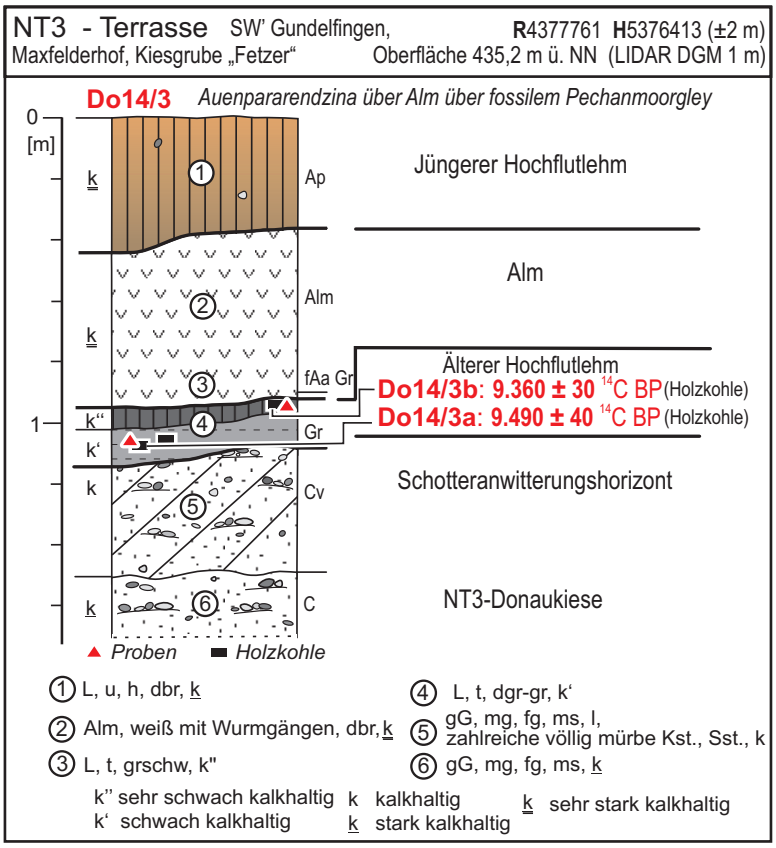


Abb. 11:
Deckschichtenprofil Do14/3 auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ südlich vom Maxfelderhof (7428 Dillingen West). Zur Lage des Aufschlussprofils siehe Abb. 10. Die ^{14}C-Alter sind in Tab. 4 aufgelistet.

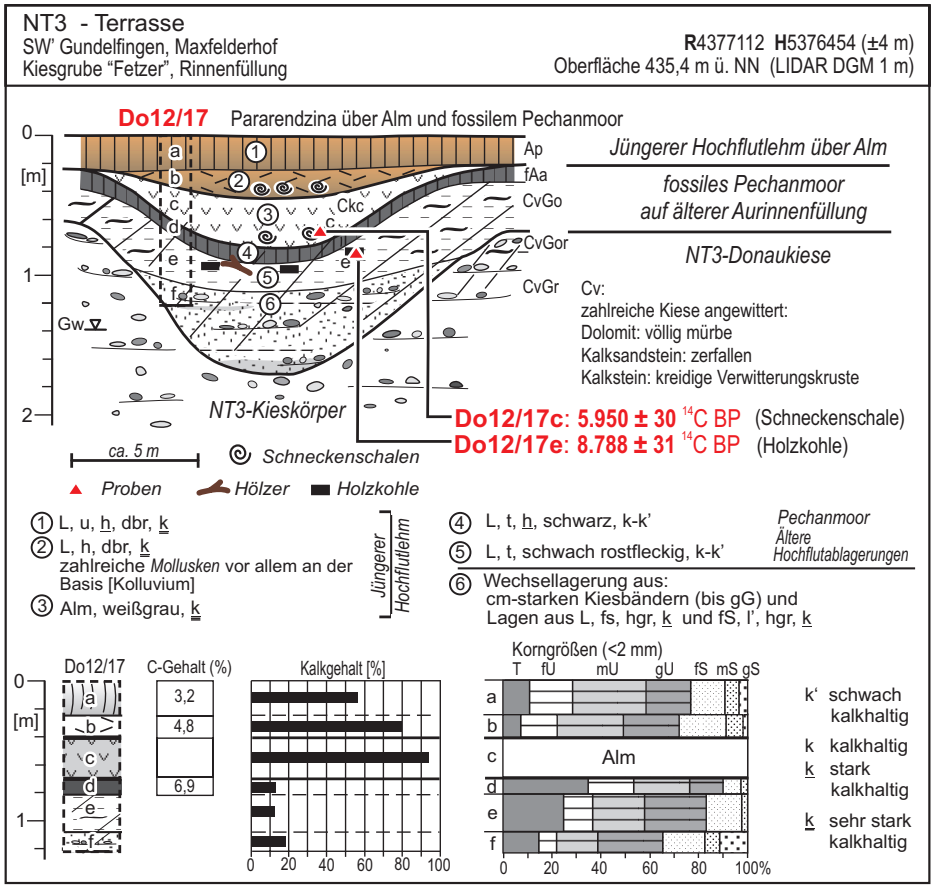


Abb. 12: Deckschichtenprofil Do12/17 auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer" südlich vom Maxfelderhof (7428 Dillingen West). Zur Lage des Aufschlussprofils siehe Abb. 10. Die ^{14}C-Alter sind in Tab. 4 aufgelistet.

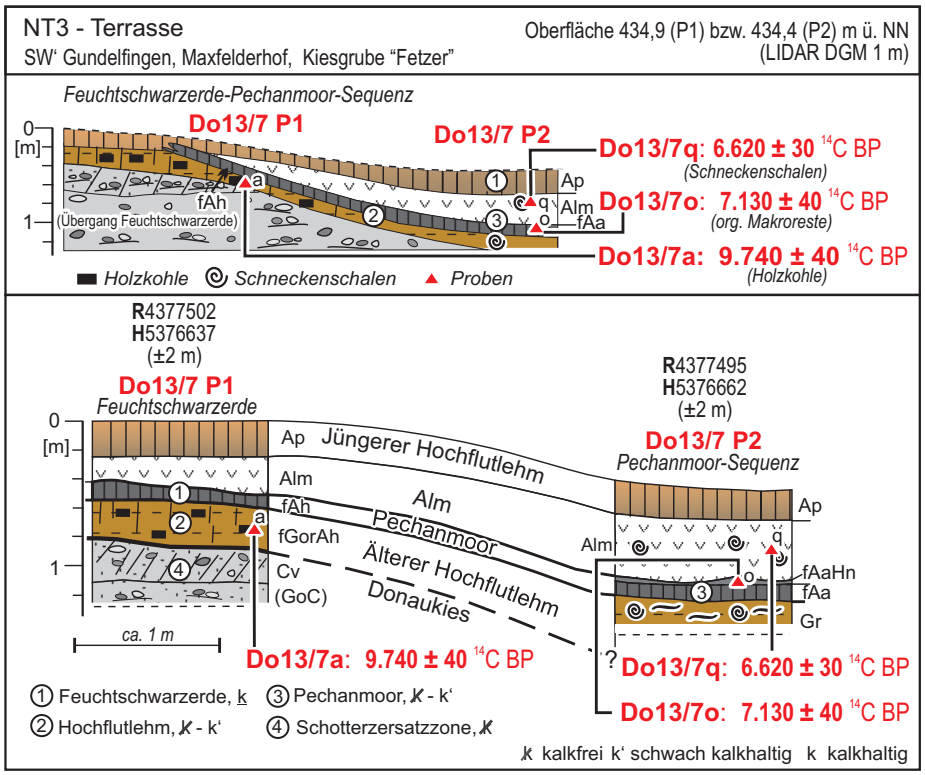


Abb. 13: Deckschichtenprofil Do13/7 auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer" südlich vom Maxfelderhof (7428 Dillingen West). Zur Lage des Aufschlussprofils siehe Abb. 10. Die ^{14}C-Alter sind in Tab. 4 aufgelistet.

Kiesgrubenareal aufgeschlossenen und nicht weit von der Donauaue entfernten NT3-Flächen wieder von Donauhochwassern erreicht. Sie hinterließen in Rinnen maximal wenige Dezimeter mächtige dunkelbraune Hochflutlehme. Meistens sind sie in die gepflügten Oberböden aufgearbeitet (Abb. 11 bis Abb. 16: Ap-Horizonte).

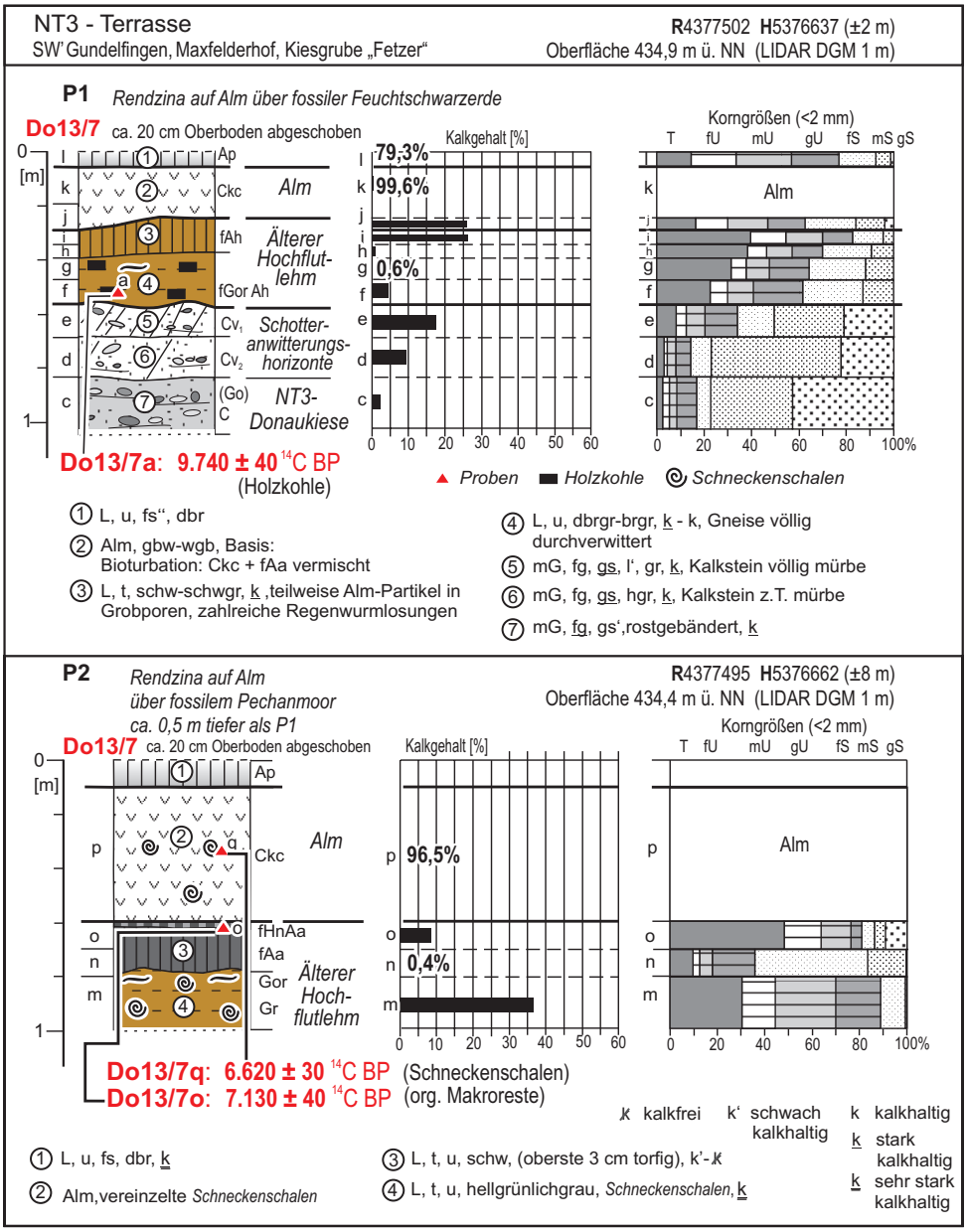


Abb. 14: Details zum Deckschichtenprofil Do13/7 in Abb. 13.

Alter: Aus den Flussbettsedimenten der NT3 liegen weder aus dem Blattgebiet, noch aus dem angrenzenden Donautalabschnitt bis Steinheim (Schellmann, in diesem Band: 7428 Dillingen West sowie Schellmann & Gesslein, in diesem Band: 7429 Dillingen Ost) numerische Datierungen vor. Eine Alterseinstufung ist daher lediglich über das Alter der Deckschichten auf den sandig-kiesigen Flussbettsedimenten möglich.

So wurden die ältesten Hochflutsedimente auf der NT3 zwischen Riedhausen und Gundelfingen bereits im frühen Spätwürm abgelagert. Schneckenschalen an der Basis eines Hochflutlehms im weitgehend abgebauten Grubenareal der Kiesgrube Fetzer nordwestlich der B16 in der Flur „Schänzle" (7428 Dillingen West) ergaben ein AMS ^{14}C-Alter von 15.200 ± 50 ^{14}C BP (Abb. 15). Am Top des insgesamt 35 cm mächtigen spätglazialen Hochflutlehms ist unter Almbedeckung ein Pechanmoor begraben. Eine Schneckenschale ummittelbar unter dem fossilen Pechanmoor ergab ein AMS

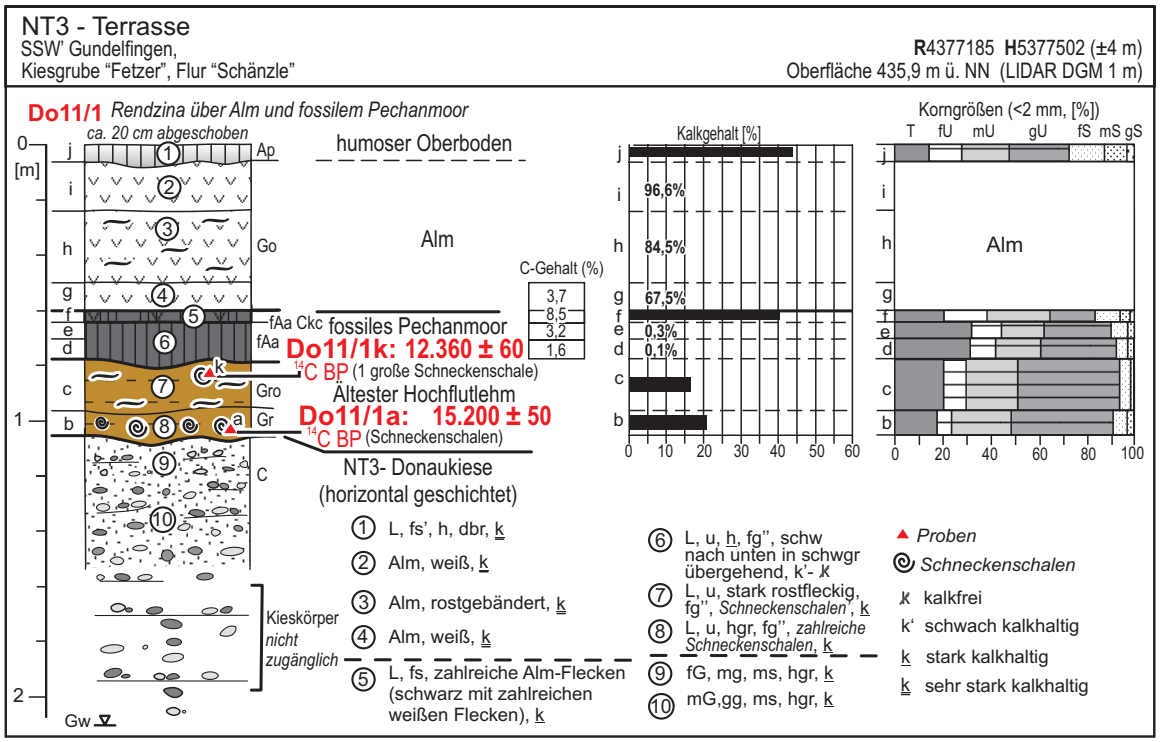


Abb. 15: Deckschichtenprofil Do11/1 auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer" nahe der B16 (7428 Dillingen West). Zur Lage des Aufschlussprofils siehe Abb. 10. Die ^{14}C-Alter sind in Tab. 4 aufgelistet.

^{14}C-Alter von 12.360 ± 60 ^{14}C BP. Dabei ist zu berücksichtigen, dass Molluskenschalen potentiell bei der ^{14}C-Datierung einem sog. „Hartwassereffekt" besitzen, der aus einem Einbau von umgebenden ^{14}C-verarmtem Kalziumhydrogenkarbonat in ihre Schale resultiert. Dadurch können deren ^{14}C-Alter zu hoch ausfallen. Im Untersuchungsgebiet dürfte er in der Größenordnung von 500 Jahren liegen. Letzteres ergab die ^{14}C-Datierung von Holzkohlen und Schneckenschalen aus einer sandigen Kieslage der H3-Terrasse südlich von Lauingen (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West, Aufschluss A3, Profil Do13/4), die einen entsprechenden Altersunterschied aufwiesen. Auch bei Berücksichtigung eines noch höheren Hartwassereffektes zeigen diese Datierungen, dass schon im frühen Spätglazial auf der NT3 im Blattgebiet Hochflutsedimente abgelagert wurden, auf denen sich wahrscheinlich in der Bølling/Allerød-Periode ein entkalktes Pechanmoor entwickelte.

Auch die ^{14}C-Datierung von Seggenresten an der Basis eines 70 cm mächtigen und ein Pechanmoor tragenden Hochflutlehms über NT3-Kiesen an anderer Stelle in der Kiesgrube „Fetzer" nahe der B16 ergab ein prä-bøllingzeitliches AMS ^{14}C-Alter von 12.657 ± 40 ^{14}C BP (Abb. 16). Die zeitliche Einstufung des Bøllings nach ^{14}C-Jahren folgt HOEK & BOHNCKE (2001).

Bereits in der Bølling/Allerød-Periode vor etwa 11.800 ^{14}C-Jahren begann an einzelnen Stellen im Blattgebiet unmittelbar auf dem Kieskörper der Torfaufwuchs (Abb. 17). An anderer Stelle setzte er dagegen erst am Beginn des Präboreals vor etwa 9.900 ^{14}C-Jahren oder auch später ein. Am Standort Di12/81 (Abb. 17) zeigt sich eine

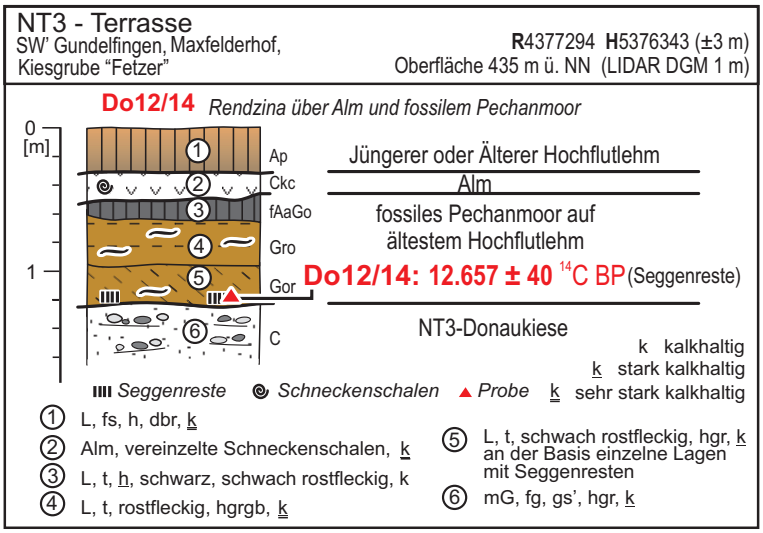


Abb. 16: Deckschichtenprofil Do12/14 auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer" nahe der B16 (7428 Dillingen West). Zur Lage des Aufschlussprofils siehe Abb. 10. Das ^{14}C-Alter ist in Tab. 4 aufgelistet.

Ruhephase der Torfbildung im mittleren Boreal mit Ausbildung eines schwarzen Anmoores. Im späten Boreal um 8.300 ^{14}C BP setzte sich dann die Torfbildung fort.

Die ältesten holozänen Hochflutsedimente auf der NT3 stammen aus dem Präboreal und frühen Boreal. Sie sind großflächig vor allem in den donaunäheren Terrassenflächen am südöstlich Blattrand und von auf dem Nachbarblatt 7428 Dillingen West südöstlich des Aspengraben weit verbreitet (s.o.). Sie liegen auf einem bis in etwa zwei bis drei Dezimeter Tiefe verwitterten Kieskörper (Abb. 11 bis Abb. 14: Cv- bzw. Schotteranwitterungshorizonte). Insofern ist der dort verbreitete NT3-Kieskörper sicherlich älter als Präboreal und mindestens jüngerdryaszeitlichen Alters. Wieweit sich die altholozänen Hochflutsedimente bis in die zentralen und externen Terrassenareale erstrecken, ist nicht bekannt. Die dort an der Basis präborealer Torfschichten anstehenden Hochflutsedimente könnten ihnen zeitlich entsprechen (Abb. 17: Sondierung Di 12/81).

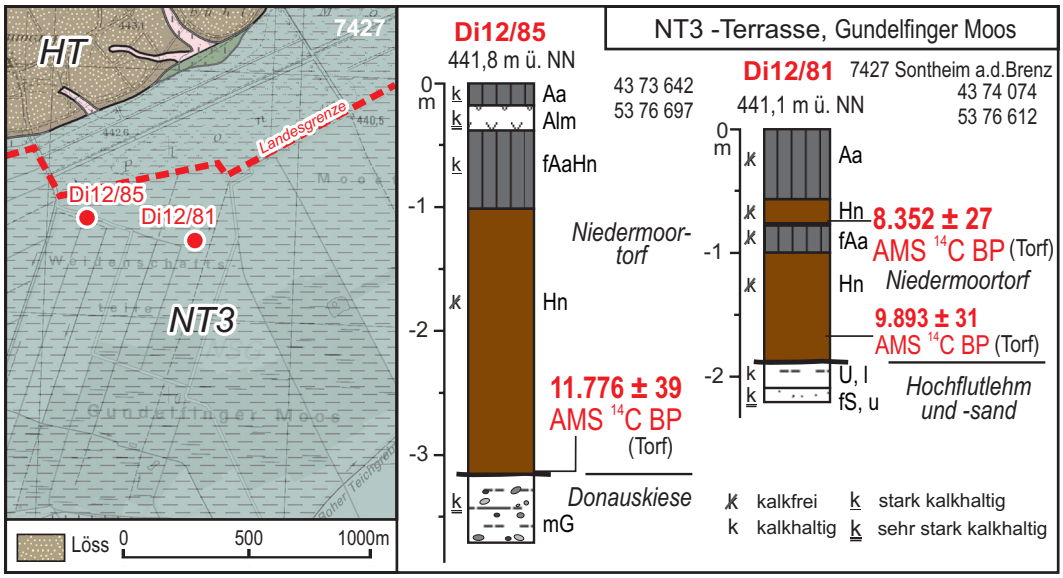


Abb. 17: ^{14}C-Alter der Torfbasis auf der NT3 am Nordwestrand des Naturschutzgebietes „Gundelfinger Moos" in den Sondierungen Di12/85 und Di12/81. Die ^{14}C-Alter sind in Tab. 4 aufgelistet (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

Insgesamt ergibt sich für das Bildungsalter der sandig-kiesigen NT3-Flussbettsedimente ein Zeitraum von deutlich vor dem Bølling/Allerød-Interstadial für die zentralen und externen Terrassenareale zwischen B16 und Sontheimer Hochterrasse. Dagegen könnten die donaunäheren Terrassenareale südöstlich der B16 bzw. südöstlich des Paläochannels Mooshaldengraben mit talabwärtiger Fortsetzung im alten Aspengraben (7428 Dillingen West) von den Deckschichten her jünger sein. Wahrscheinlich wurden sie erst im Zeitraum zwischen Bølling/Allerød-Interstadial bis Ausgang Jüngere Dryas abgelagert.

Eine ähnlich frühzeitige Anlage der NT3 deutlich vor in der Bølling/Allerød-Periode konnte weiter talabwärts im Donautal bei Straubing nachgewiesen werden (SCHELLMANN 2010). Dort ist die Aufschotterung der NT3 zweiphasig. Die ältere Hauptbildungsphase begann vor mindestens 14.000 ^{14}C-Jahren und dauerte bis zur Bølling/Allerød-Periode. Eine zweite Phase mit kräftiger Aufschotterung horizontal- und troggeschichteter Donaukiese fällt dort vor allem in die zweite Hälfte der Jüngeren Dryas. Die unter relativ jungen präborealen bis frühen borealen Hochflutsedimenten anstehenden NT3-Flussbettsedimente am südöstlichen Blattrand könnten solche jünger-dryaszeitliche Donauablagerungen sein. Ihre räumliche Verbreitung ist allerdings bisher nicht abgrenzbar.

Aufschlüsse: A1 Ksg. „Wager“: weitgehend abgebaut und rekultiviert. Nachbarblatt 7428 Dillingen West: Kiesgrube „Fetzer“, im Abbau.

3.1.1.4 Löß und Lößlehm (>0,7 m)

Würm

Lößdeckschichten bedecken die Sontheim–Dillinger Hochterrasse und den Anstieg zur Schwäbischen Alb. Durch spätglazial/holozäne Bodenbildungsprozesse ist der jüngste und ursprünglich kalkhaltige Würmlöß, der in der Regel an der heutigen Geländeoberfläche ansteht, meist bis in 0,6 bis 1,0 m Tiefe unter Geländeoberfläche entkalkt, verlehmt und im Unterboden durch die Lessivierungsdynamik einer Parabraunerde-Bildung zusätzlich tonangereichert.

Auch die im westlichen Bereich der Sontheimer Hochterrasse auf württembergischem Gebiet nordwestlich von Riedhausen verbreiteten schwach kalkhaltigen Parabraunerde-Tschernoseme sind durch Lessivierung stark verlehmt (THATER & STAHR 1991).

Auf Geländekuppen und in Oberhangpositionen entlang der Dellentälchen und sonstigen Geländestufen können allerdings die Böden, in der Regel Parabraunerden, südlich von Obermedlingen nach KOHL et al. (1954) auch schwarzerdeähnliche Böden, durch die intensive ackerbauliche Nutzung der lößbedeckten Areale so stark abgetragen sein, dass der kaum verwitterte Würmlöß heute bis zur Oberfläche reicht.

Eine Lößbedeckung fehlt im Blattgebiet in der würmzeitlichen und holozänen Donau- und Brenzniederung. Mächtigere Lößdeckschichten sind örtlich am Anstieg zur Schwäbischen Alb zu erwarten.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Lößdecke kann stark variieren. Auf der Sontheim–Dillinger Hochterrasse besitzen sie meist Mächtigkeiten von 2 bis 4 m, können lokal aber auch 4,5 m erreichen. Vor allem am Anstieg zur Schwäbischen Alb treten nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen häufiger größere Mächtigkeiten von über 5 m und mehr auf.

Lithologie: Löß ist ein äolisches Sediment aus karbonathaltigem, schwach feinsandigem Schluff (Silt) mit häufig geringen Tonanteilen. Meist besitzt er eine gelblich-hellbraune Farbe und feine Nadelstichporen. Nach Kohl et al. (1954: 501) besitzt der frische, wahrscheinlich jungwürmzeitliche Löß südlich von Obermedlingen im Mittel Kalkgehalte von 26 bis 32%, relativ hohe Tongehalte zwischen 30 bis 35 Gew.% und niedrige Sandgehalte zwischen 3 bis 6 Gew.%.

Fazies: Löß ist überwiegend ein äolisches Sediment, besitzt allerdings häufig eingelagerte periglazialen Fließerdelagen sowie vereinzelte Lagen periglazialer Spülsedimente. Es ist davon auszugehen, dass auch die im Blattgebiet auf den Hochterrassen verbreiteten Lößdeckschichten interstadiale Böden wie Nassböden, Verbraunungshorizonte und Humuszonen besitzen. Mangels Aufschlüsse liegen hierzu keine Informationen vor.

Alter und Fossilführung: Die auf der Sontheim–Dillinger Hochterrasse verbreiteten Lößdeckschichten wurden überwiegend bzw. ausschließlich (Leger 1988) in der Würm-Kaltzeit abgelagert. Nach Bibus & Strahl (2000: 217f.) soll nach Bohrungen weiter talabwärts im zentralen Bereich der Dillinger Hochterrasse unterhalb von Höchstädt unter dem Würmlöß ein interglazialer Boden auf Molassefließerde und nach unten ein zweiter interglazialer Boden auf Hochflutlehm der Dillinger Hochterrasse verbreitet sein.

Innerhalb der Lößdeckschichten treten stellenweise Lößschnecken auf. Nach Temmler (1962: 68) findet sich im Löß auf der württembergischen Sontheimer Hochterrasse zwischen Ober- und Niederstotzingen zahlreich *Succinea oblonga*, *Pupilla muscorum* und *Fructicilosa hispida*. Nach Kohl et al. (1954: 501) treten im Löß auf der Dillinger Hochterrasse südlich von Obermedlingen stellenweise Lößschnecken der Art *Succinea oblonga* auf.

Aufschlüsse: im Blattgebiet keine. Weiter talabwärts werden die Hochterrassenkiese aktuell in einer Kiesgrube westlich von Höchstädt (Blatt 7329 Höchstädt) abgebaut. Dort ist auch die Würmlößdecke mit Naßböden und kiesreichen Fließerden an der Basis aufgeschlossen.

3.1.2 Pleistozän bis Holozän

3.1.2.1 Bachablagerungen und Deckschichten im Talboden der Brenz

Jungpleistozän bis Holozän

Einen bedeutenden Flächenanteil von immerhin über 5% am bayerischen Teil des Blattgebiets besitzt der bis zu 1,1 km breite würmzeitliche und holozäne Talboden der Brenz. Dieses einzige große Seitental der Donau im Blattgebiet ist durch eine markante, etwa 5 m hohe Geländestufe und durch die fehlende Lößbedeckung deutlich von der angrenzenden Sontheimer Hochterrasse im Süden und der Dillinger Hochterrasse im Norden abgesetzt (Beilage 2).

An der bayerischen Landesgrenze bei Bächingen liegt der Brenztalboden in ca. 437 m ü. NN, an der östlichen Blattrandgrenze bei ca. 435 m ü. NN und bei der Einmündung in die Donauniederung westlich von Gundelfingen (7428 Dillingen West) in ca. 434 m ü. NN. Daraus ergibt sich ein Oberflächengefälle von etwas über 0,9‰. Westlich von Gundelfingen liegt der Brenztalboden in ähnlicher Höhenlage wie die im Süden angrenzende NT3-Oberfläche. Zur Zeit der Ausbildung der NT3 der Donau mündete hier die spätwürmzeitliche Brenz in die Donau. Morphostratigraphisch sollte daher die angrenzende Talniederung der Brenz im Wesentlichen spätwürmzeitlichen oder jüngeren Alters sein (s.u.).

Der insgesamt sehr ebene Talboden der Brenz besitzt am nördlichen Talrand von der Landesgrenze bis zur B16 westlich von Gundelfingen eine schmale, maximal 60 m breite und meist 1 m, selten 2 m höhere lößfreie Terrassenleiste (Beilage 2: Talquerprofil 7427/2). Sie ist vermutlich ein Relikt des würmhochglazialen Talbodens der Brenz. Die begradigte und kanalisierte Brenz begleitet eine etwa 100 bis 300 m breite, vermutlich holozäne Talzone, die durch alte Mäanderbögen und jüngstens durchstochene Altarme der Brenz geprägt ist. Von Bächingen bis zum Hochterrassenrand am Seegraben (7428 Dillingen West) im Nordosten quert das Brenztal ein durch Ackerbau stark abgeflachter, bis zu 1 m hoher wallartiger Rücken (Bild 4) vorwiegend aus Alm, Sand und Kies. In Bayerischen Uraufnahmen aus dem Jahr 1823 wird er als „vergangene Schanze“ bezeichnet. Wann und wozu diese anthropogene Aufschüttung gemacht wurde, ist unbekannt.

Mächtigkeit und Deckschichten: Es liegen aus dem Blattgebiet keine Informationen über Tiefenlage, Mächtigkeit, Petrographie und Alter der quartären Kiesfüllung des Brenztales vor. Etwas talabwärts an der B16 haben zwei im Talboden niedergebrachte Bohrungen unter etwa 2 m mächtigen feinklastischen Deckschichten einen 6,3 bzw. 7,9 m mächtigen Kieskörper angetroffen. Dessen Basis lag im Niveau der Kiesbasis in der südlich angrenzenden würmspätglazialen NT3 und deutlich tiefer als die Kiesbasis im Bereich der Sontheim–Dillinger Hochterrasse in diesem Raum. Diese Kiesmächtigkeiten wurden ins Talquerprofil 7427/2 (Beilage 2) hineinprojiziert, wobei der Anteil von Brenztalkiesen am gesamten Kieskröper nicht bekannt ist.



Bild 4: Eingeebnete „Alte Schanze“ im Brenztal nordöstlich von Bächingen.

Auf dem Kieskörper liegen im Blattgebiet und talabwärts bis Gundelfingen unterschiedliche Deckschichten. Fast zwei Drittel des nördlichen Talbodens sind von meist 20 bis 60 cm mächtigen schwarzen Anmooren bedeckt, wobei häufig geringmächtige Bänder und Linsen von Alm auftreten können (siehe auch Kohl et al. 1954: 502f.). Diese liegen selten auf ein bis wenige Dezimeter mächtigen Niedermoortorfen. In der Regel überlagern sie geringmächtige Hochflutlehme oder Flusssande und liegen auch direkt auf sandigen Mittel- bis Feinkiesen der Brenz (Abb. 18).

Diese Anmoore sind überwiegend durch Entwässerung und nachfolgende Mineralisierung aus Niedermoortorfen entstanden. So fanden engmaschige Sondierungen, die im Rahmen von Nutzungskartierungen von der Bayerischen Landesanstalt für Bodenkultur und Landwirtschaft um 1920 (Archiv der Bayerischen Landesanstalt für Landwirtschaft in Freising) durchgeführt wurden, in den heutigen Anmoorgebieten im Brenztal häufig noch 40 bis 60 cm, selten auch über 1 m mächtige Niedermoortorfe vor. Göttlich (1979): beschreibt ein von Lehm und Kalktuff überdecktes, 1,25 m mächtiges Niedermoorvorkommen im nördlichen Talboden der Brenz bei Bächingen nahe der bayerischen Landesgrenze, das zur Brenz hin in ein Anmoor übergeht. Außerhalb der Anmoorgebiete wird etwa das südliche Drittel des Brenztales durch meist wenige Dezimeter mächtige Hochflutlehme geprägt, teilweise reicht der Kies dort bis an die Oberfläche.

Lithologie: Zur Lithologie der Flussbettablagerungen der Brenz liegen mangels Aufschlüssen keine Informationen vor.

Fazies: Der Brenztalboden besteht überwiegend aus kaltzeitlichen Bachablagerungen. Nur in einer schmalen Zone entlang der Brenz sind im Zuge lateraler Mäanderverla-

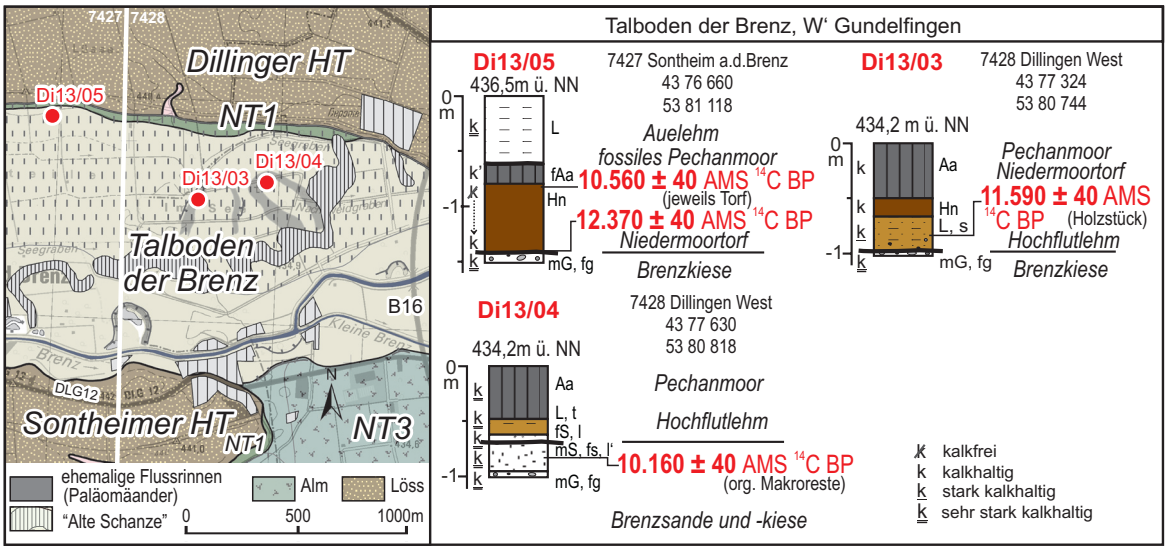


Abb. 18: Deckschichtenprofile (Di13/03, Di13/04, Di13/05) und ^{14}C-Alter aus dem bayerischen Brenztal zwischen Landesgrenze und Gundelfingen (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Die ^{14}C-Alter sind in Tab. 4 aufgelistet.

gerungen der Brenz holozäne Bachbettsedimente verbreitet. Zwei talabwärts auf dem Nachbarblatt 7427 Dillingen West mitten im Tal gelegene Paläomäander (Abb. 18) weisen für das post-bøllingzeitliche Würm-Spätglazial (s.u.) auf einen zumindest zeitweise mäandrierenden Brenzlauf hin, der von einer hochwassergeprägten Aue begleitet wurde.

Alter: Die schmale, etwas höhere Terrassenleiste am Nordrand der Brenztalniederung ist vermutlich hochglazialen Alters. Dagegen entstand der heutige Talboden – wie dies oben bereits morphostratigraphisch abgeleitet wurde – vor allem im Würm-Spätglazial als im benachbarten Donautal die NT3 gebildet wurde. Darauf weisen die bisher vorliegenden ^{14}C-Datierungen organischer Makroreste von oder nahe der Basis der auf den Flussbettsedimenten der Brenz liegenden Deckschichten hin (Abb. 18)

Bereits zu Beginn des Bølling-Interstadials entwickelte sich im nördlichen Talboden unmittelbar auf den Brenztalkiesen ein Niedermoor. Die Datierung der Torfbasis ergab ein Alter von 12.370 ± 40 ^{14}C BP (Abb. 18: Sondierung Di13/5). Das Torfwachstum dauerte anscheinend ungestört mindestens bis in die Mitte der Jüngeren Dryaszeit an. Das belegt das ^{14}C-Alter von 10.560 ± 40 ^{14}C BP an der Torfoberkante. Auf dem Torf bildete sich in der Folgezeit ein heute unter Lehm unbekannter Herkunft begrabener und stark entkalkter schwarzer Anmoorboden.

Weiter talwärts auf dem Nachbarblatt 7427 Dillingen West sind mitten im Tal in der Flur „Im See“ zwei Paläomäander der Brenz erhalten. In dem weiter talaufwärts gelegenen Paläomäander ergab die Datierung organische Makroreste nahe der Basis der Rinnenfüllung ein ^{14}C-Alter von 11.590 ± 40 ^{14}C BP (Abb. 18: Sondierung Di13/3), das in den Ausgang der Mittleren Dryaszeit *sensu* HOEK & BOHNCKE (2001)

Tab. 4: ^{14}C-Alter organischer Substanzen von im Text genannten ^{14}C-Datierungen.

Nr.	Terrasse	m ü. NN	Bemerkungen	Fundort	x	y	Tiefe	Oberkante	^{14}C BP	±	cal BP	d^{13}C	Labor-Nr.	Beschreibung	TK	Datum
							Probe	Flussbettfazies			2 sigma					
Do14/3b	NT3	435,15	Holzkohle, Älterer Hochflutlehm	Maxfelderhof, Ksg. "Fetzer"	4377761	5376413	1,10	1,20	**9360**	**30**	10506-10673	-25,5	Beta-382878	fAa Top	7428 Dillingen West	28042014
Do14/3a	NT3	435,15	Holzkohle, Älterer Hochflutlehm	Maxfelderhof, Ksg. "Fetzer"	4377761	5376413	1,18	1,20	**9490**	**40**	10591-11069	-25,4	Beta-381762	fAa Basis	7428 Dillingen West	28042014
Do13/7q_P2	NT3	434,4	Schneckenschale, Alm	Maxfelderhof, Ksg. "Fetzer"	4377495	5376662	0,55	>1,2	**6620**	**30**	-	-9,6	MAMS 19247	Profil Do 13/7_P2	7428 Dillingen West	12102013
Do13/7o_P2	NT3	434,4	org. Makroreste, fAaHn	Maxfelderhof, Ksg. "Fetzer"	4377495	5376662	0,85	>1,2	**7130**	**40**	7865-8019	-28,2	MAMS 19246	Profil Do 13/7_P2	7428 Dillingen West	12102013
Do13/7a_P1	NT3	434,9	Holzkohle, Älterer Hochflutlehm	Maxfelderhof, Ksg. "Fetzer"	4377502	5376637	0,55	0,80	**9740**	**40**	11104-11237	-23,5	MAMS 19245	Profil Do 13/7_P1	7428 Dillingen West	11102013
Do12/17e	NT3	435,37	Holzkohle, ältere Aurinnenfüllung	Maxfelderhof, Ksg. "Fetzer"	4377112	5376454	0,85-0,95	1,70	**8788**	**31**	9674-9920	-27,8	MAMS 16522	Top liegende Aurinnensed. unter fAa	7428 Dillingen West	19042012
Do12/17c	NT3	435,37	Schneckenschalen, Basis Alm	Maxfelderhof, Ksg. "Fetzer"	4377112	5376454	0,70	1,70	**5950**	**30**	-	-8,3	MAMS 19237	Basis Alm	7428 Dillingen West	19042012
Do12/14	NT3	434,94	Seggenreste Basis Hochflutlehm	Maxfelderhof, Ksg. "Fetzer"	4377294	5376343	1,20	1,25	**12657**	**40**	14820-15231	-24,1	MAMS 15283	Profil Do12/14, Basis Flussrinne	7428 Dillingen West	29032012
Do11/1k	NT3	435,91	1 gr. Schneckenschale, fAa	SSW' Gundelfingen, Ksg."Fetzer"	4377185	5377502	1,05	1,30	**12360**	**60**	-	-6,9	MAMS 19236	Basis fAa	7428 Dillingen West	18112011
Do11/1a	NT3	435,93	Schneckenschalen Basis Auelehm	SSW' Gundelfingen, Ksg."Fetzer"	4377185	5377502	1,25	1,30	**15200**	**50**	-	-4,6	Beta-381761	Basis Auenmergel	7428 Dillingen West	18112011
Di12/85	NT3	441,8	Torfbasis	SW' Gundelfingen	4373642	5376697	3,14	3,15	**11776**	**39**	13478-13727	-33,3	MAMS 16521		7427 Sontheim	20102012
Di12/81	NT3	441,1	Basis Torf II	SW' Gundelfingen	4374074	5376612	0,75	>2,2	**8352**	**27**	9299-9459	-24,0	MAMS 29365		7427 Sontheim	19102012
Di12/81	NT3	441,1	Basis Torf II	SW' Gundelfingen	4374074	5376612	1,84	>2,2	**9893**	**31**	11230-11358	-23,8	MAMS 17428		7427 Sontheim	19102012
Di14/53	H1	436,9	Makroreste Flusssande	S' Gundelfingen "Rauhe Hecke"	4375681	5374465	3,90	1,88	**9050**	**30**	10191-10244	-28,5	Beta-379169	Org. Makroreste Flusssande (-3,90 m)	7527 Günzburg	3042014
Di13/3-84	Brenztal	434,2	Basis Hochflutlehm	W' Gundelfingen	4377324	5380744	0,84	0,98	**11590**	**40**	13303-13495	-25,8	Beta-381757		7428 Dillingen West	13042013
Di13/4-82	Brenztal	434,2	Makroreste Flusssand	W' Gundelfingen	4377630	5380818	0,82	0,68	**10160**	**40**	11697-12030	-27,5	Beta-381758		7428 Dillingen West	13042013
Di13/5-83	Brenztal	436,5	Grenze Anmoor/ Oberkante Torf	W' Gundelfingen	4376660	5381118	1,40	1,41	**10560**	**40**	12421-12646	-28,8	Beta-381759	Grenze Anmoor/Torf	7427 Sontheim	13042013
Di13/5-140	Brenztal	436,54	Torfbasis	W' Gundelfingen	4376660	5381118	1,40	1,41	**12370**	**40**	14141-14707	-34,1	MAMS 19248		7427 Sontheim	13042013

Labor-Nr.: Hd: MAMS und Beta = AMS C14-Labore
cal BP: kalibriert mit Calib Rev 7.0.2 (IntCal13), 2 sigma und >95% Wahrscheinlichkeit

fällt. Der Ausbau des Paläomäanders ist nicht wesentlich älter. Er dürfte in der Mittleren Dryas oder maximal im Bølling-Interstadial erfolgt sein. Der zweite, etwa 100 m weiter talabwärts gelegene Paläomäanderbogen der Brenz entstand dagegen erst in der späten Jüngeren Dryaszeit. Das belegt das ^{14}C-Alter von 10.160 ± 40 ^{14}C BP organischer Makroreste, die aus den unter Hochflutlehmen anstehenden Brenzsanden geborgen werden konnten (Abb. 18: Sondierung Di13/4). Da die Sondierung unmittelbar am Innenrand des Mäanderbogens liegt, weist das Alter daraufhin, dass der Mäanderbogen am Ausgang der Jüngeren Dryas zwar noch im Ausbau, aber doch schon weitgehend vollendet war.

Aufschlüsse: keine.

3.1.2.2 Schwemmfächer oder -kegel

Pleistozän bis Holozän

Schwemmfächer und Schwemmkegel sind Akkumulationsformen, die in den Kaltzeiten als Folge der plötzlich stark reduzierten Reliefenergie an der Mündung von Dellen- und Dellentälchen im Vorland sedimentiert wurden.

Sie wurden in der Karte nur bei klarer morphologischer Erhaltung dargestellt. Allerdings ist

davon auszugehen, dass sich periglaziale Fließerden und Spülsedimente am Ausgang der Dellen und Dellentälchen im Untergrund noch weit ins Vorland erstrecken.

Mächtigkeit, Lithologie und Fazies: Die Sedimentmächtigkeiten im Bereich der Schwemmfächer und -kegel schwanken stark zwischen wenigen Dezimetern und einigen Meter. Dabei ist die lithologische Zusammensetzung der Sedimente neben dem Gefälle sehr stark von den Substraten im Einzugsgebiet abhängig. Im Blattgebiet bauen vor allem schluffig-sandige, teilweise auch kiesführende Substrate die Schwemmfächer und Schwemmkegel am Ausgang der Dellentächen am Hochterrassenrand auf. Sie sind überwiegend durch periglaziale Solifluktion und Abluation entstanden.

Alter: Die im Blattgebiet entlang des Sontheimer Hochterrassenrand auf die angrenzenden Donauniederterrassen geschütteten kleinen Schwemmkegel sind hoch- und spätwürmzeitlichen Alters. Sie sind jünger als der unterlagernde Terrassenkörper.

Aufschlüsse: keine.

3.1.2.3 Abschwemmmassen

Pleistozän bis Holozän

Im Raum Obermedlingen erstreckt sich am Hangfuß zwischen Dillinger Hochterrasse und dem Anstieg der Schwäbischen Alb eine bis zu 100 m breite Leiste aus Abschwemmmassen. Sie leitet morphologisch über von der Hochterrassenebenheit zum steilen Albanstieg.

Mächtigkeit, Lithologie und Fazies: Sie schwankt kleinräumig stark und kann wahrscheinlich mehrere Meter erreichen. Dabei hängt das Material der Abschwemmmassen vom Einzugsgebiet ab. Der Hauptanteil ist meistens verschwemmter Löß, daneben treten verschwemmte Partikel von den am Albanstieg anstehenden Gesteinen des Juras und des Tertiärs auf. Überwiegend handelt es sich um periglaziale Solifluktions- und Abluationsablagerungen, untergeordnet auch um warmzeitliche Spülsedimente.

Alter: Die Umlagerungen sind am intensivsten in den Kaltzeiten, dauern aber durchaus bis heute an. Insgesamt sind die Abschwemmmassen jünger als die vorletztkaltzeitliche Bildung der Sontheim-Dillinger Hochterrasse. Sie waren zuletzt in der ausgehenden Würmkaltzeit sehr intensiv.

Aufschlüsse: keine.

3.1.3.3 Talfüllung, polygenetisch

Pleistozän bis Holozän

Die nicht weiter differenzierten Füllungen der Dellentälchen auf der Sontheim–Dillinger Hochterrasse und auf der NT1 bei Riedhausen sind als polygenetische Talfüllungen zusammengefasst.

Mächtigkeit, Lithologie und Fazies: Die Sedimentmächtigkeiten im Bereich der polygenetsichen Talfüllungen ist sehr unterschiedlich. Sie erreichen oft nur wenige Dezimeter, können aber auch wenige Meter betragen. Die Sedimentfüllungen in den Dellentälchen auf der Sontheim–Dillinger Hochterrasse bestehen überwiegend aus kaltzeitlich verlagerten lehmigen Löß-Fließerden, teilweise mit Sandlagen. Die vor der Grundwasserabsenkung relativ hohe Lage des Grundwasserspiegels führte dazu, dass sich in tieferen Dellen schwarze Anmoore entwickelten. Die Dellentälchen auf der NT1 bei Riedhausen tragen wenige Dezimeter mächtige Anmoore meist auf Lehmen unbekannter Genese. Lokal können auch Torfe auftreten.

Überwiegend handelt es sich bei den polygenetischen Talfüllungen um Ablagerungen kaltzeitlicher periglazialer Solifluktions- und Abluationsdynamiken. Lokal können vor allem auf der Sontheim–Dillinger Hochterrasse junge Kolluvien als Folge ackerbaulich bedingter Spüldenudation verbreitet sein.

Alter: Es ist davon auszugehen, dass viele Dellentälchen auf der Sontheim–Dillinger Hochterrasse bereits während der ersten kaltzeitlichen Überprägung nach Aufschotterung der Hochterrasse angelegt wurden und letztmalig in der späten Würm-Kaltzeit reaktiviert und neu gestaltet wurden. Die kleinen Dellentälchen auf der NT1 der Donau bei Riedhausen sind im Spätglazial nach der hochwürmzeitlichen Aufschotterung der NT1 entstanden.

Aufschlüsse: keine.

3.1.3 Holozän

3.1.3.1 Ältere Postglazialterrasse H1

Präboreal und Boreal

Nur im Südosten hat das Kartenblatt geringe Anteile an den hochwassergefährdeten Donauauen. Sie entstanden seit Beginn des Holozäns durch zahlreiche Mäanderverlagerungen der Donau. Durch diese lateralen Flusslaufverlagerungen bildeten sich meist in ähnlicher Höhenlage unterschiedlich alte Mäanderterrassen („Reihenterrassen“ *sensu* Schirmer 1983). Deren Sedimentkörper besteht aus großbogig schräggeschichteten Flussbettsedimenten mit vertikaler Korngrößenabnahme („L-Schotter“ *sensu* Schirmer 1983). Hier im Donautal umfasst er eine blockreiche Basislage, darüber folgt sandiger Kies, der nach oben in kiesführende oder kiesarme Flusssande übergeht. Schon beim Mäanderausbau werden durch Hochwässer als primäre Auenfazies

auf den zuvor abgelagerten Kies- und Sandinseln Auensedimente abgelagert, hier im Donautal vorwiegend feinsandstreifige Aurinnensedimente und schluffige Auelehme. Nach Durchbruch eines Mäanderbogens entstehen häufig Altarme, die noch lange Zeit als Paläomäander morphologisch erhalten bleiben. In diesem Fall sind sie in der Karte als Übersignatur dargestellt.

Neben einem besonderen sedimentologischen Innenbau und dem Auftreten von Altarmen bzw. Paläomäandern besitzen nur Mäanderterrassen das Phänomen, dass ihre Oberflächen von annähernd gleichsinnig verlaufenden Scharen primärer Aurinnen durchzogen sind, die im Zuge seitlicher Flussbettverlagerungen entstanden. Vor allem unter Wald sind sie häufig gut erhalten und in aktuellen LiDAR-Datensätzen des BAYERISCHEN LANDESAMTES FÜR VERMESSUNG UND GEOINFORMATION oft sehr gut erkennbar. Diese primären Aurinnenscharen ermöglichen neben meist relativ geringen Unterschieden der Oberflächenniveaus eine morphologische Kartierung dieser Terrassen (hierzu siehe auch SCHIRMER 1983; SCHELLMANN 2010: 17f.).

Im Donautal unterhalb von Regensburg und auch in diesem Talabschnitt der Donau entstanden im Holozän mindestens sieben unterschiedlich alte Mäanderterrassen, die zum Teil noch weiter untergliedert werden können (siehe auch SCHELLMANN 2010; SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West). Im bayerischen Donautal unterhalb von Regensburg bezeichnete SCHELLMANN (1988) sie von alt nach jung als H1- bis H7-Terrassen. H steht dabei für Holozänterrasse. Die im Blattgebiet erhaltene Ältere Postglazialterrasse (qha-Terrasse) entspricht dabei altersmäßig eindeutig (s.u.) der H1-Terrasse der Donau unterhalb von Regensburg.

Da in diesem Talabschnitt die Donau im Laufe des Holozäns sukzessive ihren Lauf nach Süden bis zur heutigen Lage verlagert hat, sind am Nordrand der 2,5 bis 3 km breiten Donauaue die ältesten holozänen Donauablagerungen und weiter nach Süden zunehmend jüngere Mäanderterrassen erhalten. Das Blattgebiet reicht an seinem südöstlichen Rand gerade noch Anteile an der über die südöstliche Blattrandgrenze hinaus großflächig erhaltenen H1 der Donau. Von der nördlich angrenzenden NT3 der Donau hebt sie sich durch das von primären Aurinnenscharen geprägte Oberflächenrelief und durch den von großen Paläomäandern geformten Außenrand morphologisch deutlich ab.

Mächtigkeit und Lagerung: Der Terrassenkörper der H1 ist weder durch Oberflächenaufschlüsse, noch durch bis auf die Quartärbasis reichende Bohrungen aufgeschlossen. Nach HOMILIUS et al. (1983) sowie den zahlreichen vom Nachbarblatt 7428 Dillingen West (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West) vorliegenden Bohrungen liegt die Quartärbasis im Bereich der holozänen Donauaue in einer ähnlichen Tiefenlage wie im Bereich der Niederterrassen (Abb. 4, Beilage 1: Profil 7427/2). Dabei weisen präboreale Baumstämme, die nahe der Quartärbasis beim

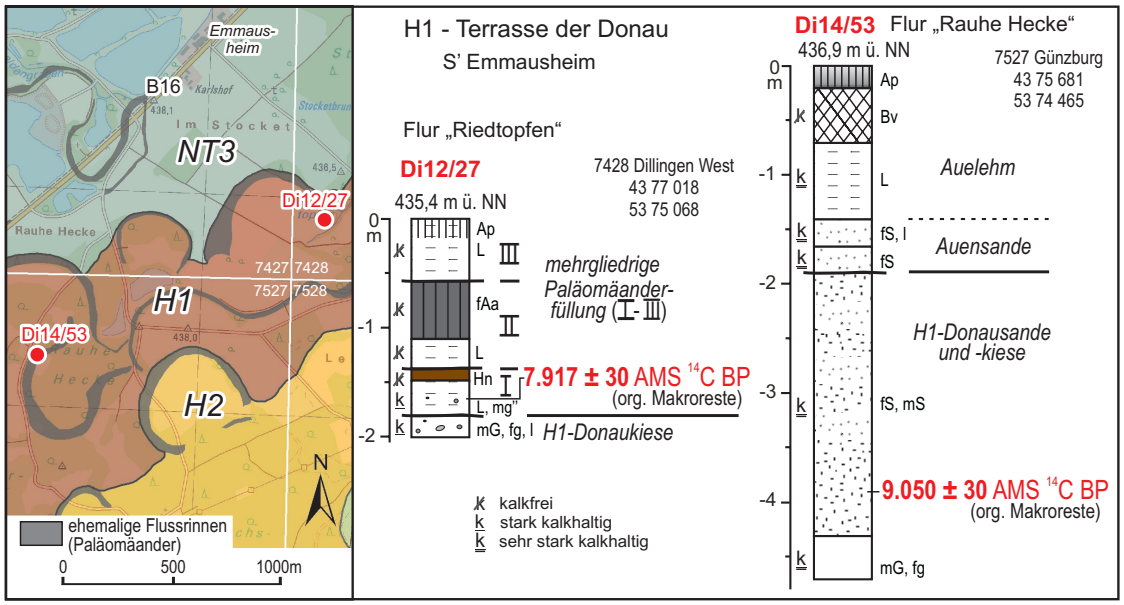


Abb. 19: ^{14}C-Datierungen organischer Makroreste von der Basis des Auelehms in der Flur „Riedtopfen“ (Di12/27, 7428 Dillingen West) und aus H1-Flusssanden einer Paläomäanderfüllung in der Flur „Rauhe Hecke“ (Di14/53, 7527 Günzburg, Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Die beiden ^{14}C-Alter sind in Tab. 4 aufgelistet.110%

Kiesabbau in der subborealen H3-Terrasse der Donau südwestlich von Lauingen ausgebaggert wurden (Schellmann, in diesem Band: 7428 Dillingen West) daraufhin, dass bereits zur Zeit der H1-Terrasse die Flussbettsohle der Donau bis auf die Quartärbasis hinabreichte.

Die H1-Donaukiese sind nach eigenen Sondierungen im Blattgebiet und den angrenzenden Kartenblättern 7427 Dillingen West und 7527 Günzburg meist von 0,7 bis 2 m mächtigen Auensedimenten bedeckt. In Paläomäandern können diese auch Mächtigkeiten von über 3 m erreichen. Insofern ist je nach Lage im Bereich oder außerhalb tieferer Aurinnen von lokal stark schwankenden Kiesmächtigkeiten in der Größenordnung von 2 bis 5 m auszugehen.

Lithologie und Fazies: Es existieren keine Aufschlüsse, die Einblicke in den lithologischen und sedimentologischen Aufbau der H1 gewähren. Das morphologische Erscheinungsbild belegt zweifelsfrei, dass es sich um einen großbogig schräggeschichteten Kieskörper (L-Schotter *sensu* Schirmer 1983) handelt mit vertikaler Kornverkleinerung von blockreichen Grobkiesen an der Basis bis hin zu sandreichen Kiesen oder kiesarmen Sanden am Top des Kieskörpers. Dafür spricht auch, dass in einzelnen Sondierungen unter der lehmigen, an der Basis häufig feinsandstreifigen Auenfazies mittel- bis feinsandige Flusssande vor Erreichen des sandigen H1-Kieskörpers angetroffen wurden.

Alter: In zwei Sondierungen, eine in einem Paläomäandern auf der H1-Terrasse nicht weit vom südöstlichen Blattrand in der Flur „Rauhe Hecke“ auf dem Nachbarblatt 7527 Günzburg und eine weitere in der Flur „Riedtopfen“ auf dem Nachbarblatt 7428 Dil-

lingen West, konnten organische Makroreste geborgen und datiert werden (Abb. 19). Das AMS ^{14}C-Alter von 9.050 ± 30 ^{14}C BP aus den H1-Flusssanden im Paläomäander „Rauhe Hecke“ belegt, dass die umgebenden H1-Terrassenflächen schon am Ende des Präboreals ausgebildet waren.

Die nahe der Basis der mehrgliedrigen Auensedimentdecke der H1-Terrasse in der Flur „Riedtopfen“ (Abb. 19: Di12/27) geborgenen organischen Makroreste ergaben ein Alter von 7.919 ± 30 ^{14}C BP. Es weist daraufhin, dass in diesem Areal die Ausbildung der H1-Terrasse vor Beginn des Atlantikums abgeschlossen war. Damit entspricht sie altersmäßig der H1-Terrasse der Donau talabwärts auf dem Nachbarblatt 7428 Dillingen West (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West) und auch der H1 unterhalb von Regensburg, die dort im Zeitraum frühes Präboreal bis spätes Boreal gebildet wurde (SCHELLMANN 2010: 32).

Aufschlüsse: keine.

3.1.3.2 Niedermoortorf mit Alm-Einlagerungen im Gundelfinger Moos
Spätglazial/Holozän

Ausgedehnte Niedermoore, die heute von Entwässerungsgräben durchzogen sind, erstrecken sich im Blattgebiet großflächig auf der spätwürmzeitlichen NT3 der Donau. Einzelne lokale Vermoorungen findet man auch noch auf der NT1 südlich von Riedhausen und im Talboden der Brenz. Beide lokal eng begrenzte Vorkommen werden in den entsprechenden Unterkapiteln behandelt.

Die im Kartenblatt auf den Niederterrassenflächen der Donau verbreiteten Niedermoorgebiete werden auch als „Schwäbisches oder Württembergisches Donauried“ (FLINSPACH et al. 1997) als „Schwäbisches und Bayerisches Donauried“ (HARTEL et al. 1952) oder wie von SCHUCH (1995) vorgeschlagen als „Schwäbisches Donaumoos“ bezeichnet. Dazu zählt das im bayerischen Teil des Kartenblattes gelegene „Gundelfinger Moos“, dessen Kerngebiet 1983 unter Naturschutz gestellt wurde (MÄCK 2003).

Im bayerischen Teil des Kartenblattes sind die großflächigen Vermoorungen an die Verbreitung der jüngsten würmzeitlichen Spätglazialterrasse, der NT3, gebunden. Dabei handelt es sich um eine Quell- und Randsenkenvermoorung, die durch Niederschläge, Grundwasserübertritte aus dem gespannten liegenden Karstgrundwasser und aus den nördlich angrenzenden Hochterrassenkiesen (u.a. MÄCK 2003: 63; SCHUCH 1995: 15) und vor allem im Spätglazial und Altholozän durch periodische Überflutungen durch Donauhochwässer entstanden sind.

Die Niedermoorgrenze im bayerischen Teil des Kartenblattes folgt weitgehend der Grenzziehung von GÖTTLICH (1979) und der BAYERISCHEN LANDESANSTALT FÜR BODENKULTUR UND PFLANZENBAU (1993). Vor allem im Süd- und Nordosten sind inzwischen

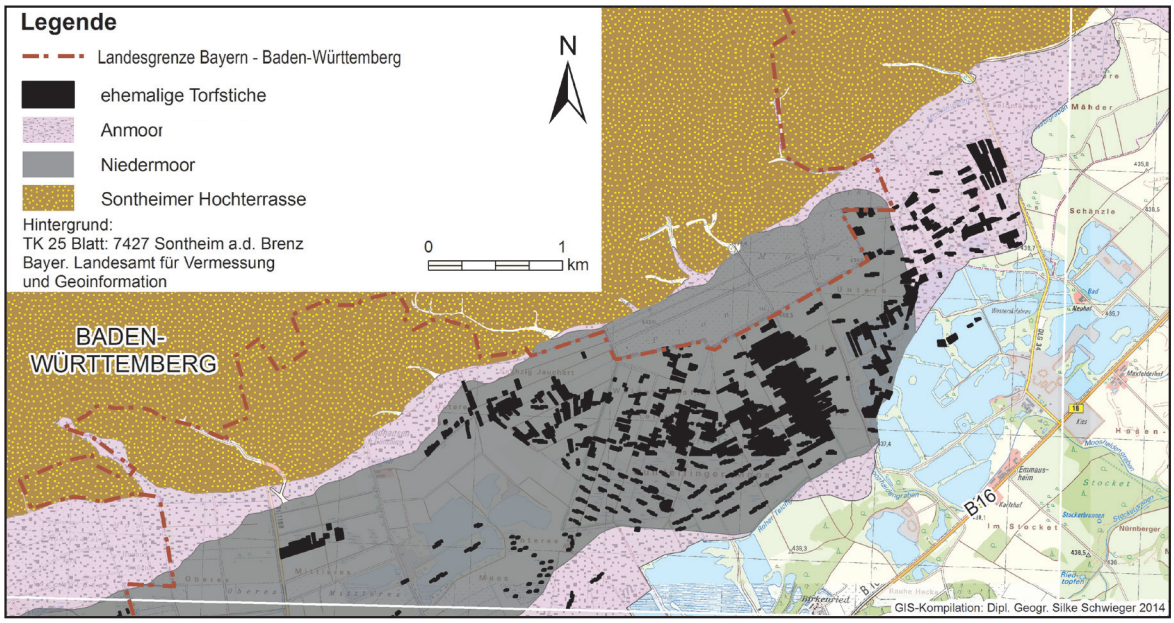


Abb. 20: Heutige Ausdehnung des Gundelfinger Mooses und Lage ehemaliger Torfstiche nach historischen Plänen und Karten (Quellenverzeichnis in Beilage 6; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

größere Areale des ehemaligen Niedermoorgebietes nach eigenen Sondierungen überwiegend in einige Dezimeter mächtige Anmoore umgewandelt. In der Vergangenheit war das Niedermoorgebiet wesentlich größer. Das zeigt die aus historischen Karten rekonstruierte Verbreitung ehemaliger Torftstiche (Abb. 20). Der intensive Torfabbau führte zu einer Reduzierung der Niedermoorflächen und vor allem der Torfmächtigkeiten. Morphologisch sind diese Areale heute nur noch selten zu erkennen. Insgesamt waren mindestens 9,6% der aktuellen Niedermoorfläche im Blattgebiet und mindestens 2,5% der heutigen Anmoorflächen schon einmal Abbaugebiet von Torfen.

Dabei begann der Abbau von Torf zur Brenntorfgewinnung mit Anlage erster Entwässerungsgräben in den westlich und südwestlich des Blattgebietes gelegenen Niedermoorgebieten des Langenauer und Leipheimer Donaumoos um 1617 AD (Liebel 1911: 19). Auf bayerischer Seite setzte die Moorkultivierung erst Ende des 18. Jh. mit Brenntorf-Gewinnung und Nutzung der Randbereiche als Viehweide ein (Schuch 1995: 16; Flintspach et al. 1997). Die Torfstecherei endete erst Mitte des 20. Jh. (Schuch 1995: 16).

Bereits im 19. Jh. dürfte im Gundelfinger Moos eine erste Grundwasserabsenkung erfolgt sein. Auslösungsfaktoren waren vor allem die zwischen 1806 bis 1871 erfolgte Donaukorrektion (Kern-Kernried 1874) und die damit einhergehende Sohlerosion und Eintiefung der Donau. Hinzu kam die Anlage von Entwässerungsgräben, auf württembergischem Gebiet spätestens seit 1822 (Mäck 2003: 63; Göttlich 1952: 197). Verstärkt wurden die Grundwasserabsenkungen mit dem Bau von in Fassungen zusammengeschlossenen Brunnengalerien in der ersten Hälfte des 20. Jh. auf württembergischem Gebiet. Auf der Sontheimer Hochterrasse waren es die Fassung 1

nördlich von Riedhausen im Juli 1917 und die Fassung 6 südwestlich von Sontheim im Sept. 1936. Auf der NT3 westlich von Riedhausen wurden im Juni 1918 die Fassung 2 und im Dezember 1927 die noch weiter westlich gelegene Fassung 3 in Betrieb genommen (HARTEL et al. 1952). Bereits in den 1930er und 1950er Jahren kommt es im bayerischen Blattgebiet südlich und östlich von Riedhausen zu markanten Trockenschäden in Form von zunächst Trockenfallen der Quellen am Hochterrassenrand und später zur Bildung von bis zu 2 m tiefen und 0,5 m breiten Trockenrissen (HARTEL et al. 1952). Zunehmender Ausbau der Trinkwasserförderung aus den Brunnengalerien, die Anlage von Entwässerungsgräben auf bayerischer Seite ab dem Jahr 1921 (MÄCK 2003), die Generalsanierung der Entwässerungsgräben Mitte der 1960er Jahre und der Beginn des Kiesabbaus in der 1960er Jahren führten zur weiteren Grundwasserabsenkung (MÄCK 2003: 64; SCHUCH 1995; HARTEL et al. 1952). Die Austrocknung bewirkte einen kräftigen Torfschwund sowohl durch Entwässerung als auch durch Mineralisierung und Umwandlung in Anmoore vor allem bei ackerbaulicher Nutzung. Die heutige Nutzung des Naturschutzgebiets „Gundelfinger Moos“ durch verschiedene Seggenriede, Streuwiesen, artenreiche Futterwiesen, Ackerflächen beschreibt MÄCK (2003).

Mächtigkeit: Die mäßig bis stark zersetzten Niedermoortorfe auf der NT3 der Donau liegen selten direkt auf Flusskiesen und Flusssanden (Abb. 7), sondern meistens auf wenige Dezimeter mächtigen tonig-schluffigen Hochflutsedimenten (siehe auch SCHLOZ 1979; BAYERISCHE LANDESANSTALT FÜR BODENKULTUR UND PFLANZENBAU 1993; SCHUCH 1980; HARTEL et al. 1952). Sie wurden nach Ablagerung des Niederterrassenkieskörpers überwiegend noch im Spätglazial, teilweise auch erst im Altholozän (s.o.) von Hochwässern der Donau sedimentiert.

Die größten Torfmächtigen im bayerischen Moosgebiet auf der NT3 im Blattgebiet betrugen früher bis zu 4,9 m (HARTEL et al. 1952) und liegen heute bei maximal 3,5 bis 4,5 m (Beilage 5; BAYERISCHE LANDESANSTALT FÜR BODENKULTUR UND PFLANZENBAU 1993; GÖTTLICH 1979: 20). In eigenen Sondierungen wurden Torfmächtigkeiten von maximal 2,8 m angetroffen. Dabei schwanken die Torfmächtigkeiten kleinräumig zum Teil beträchtlich (Beilage 5). Bereiche größerer Mächtigkeiten von über 2 m befinden sich auf bayerischem Gebiet vor allem östlich von Riedhausen in einer etwa 0,5 bis 1 km breiten Zone am Außenrand der NT3 zur angrenzenden Sontheimer Hochterrasse. Ein weiteres Gebiet relativ hoher Torfmächtigkeiten reicht vom südwestlichen Rand des Naturschutzgebietes „Gundelfinger Moos“ in die vermoorte Randsenke der NT3 hinein.

Lithologie und Fazies: Bei den mehr oder weniger stark zersetzten Niedermoortorfen handelt es sich nach HARTEL et al. (1952) sowie BAYERISCHE LANDESANSTALT FÜR BODENKULTUR UND PFLANZENBAU (1993) um mäßig bis stark zersetzte Phrag-

mites- und Carexradizellentorfe (Schilf- und Seggentorfe) mit zum Teil mehreren Almlagen. In den tiefsten Mulden wird der Niedermoortorf nach Schuch (1980) von Hypnumtorf (Braunmoostorf) unterlagert. Dort, wo verstärkt kalk- und eisenreiches Grundwasser vom Terrassenrand oder örtlich aus Quellaufbrüchen austritt, sind die Niedermoortorfe von häufig wenigen Dezimetern, selten mehr als 1 m mächtigen Alm- und Ockerschichten durchsetzt. Die Almlager sind im bayerischen Blattgebiet nicht flächenhaft verbreitet, sondern bilden kleinräumige Inseln an der Oberfläche oder isolierte Linsen im Torfkörper (siehe auch Hartel et al. 1952). Am Südwestrand des Naturschutzgebietes „Gundelfinger Moos" befinden sich mehrere, etwa 1 m hohe Quellkalkhügel, heute ein geschütztes Naturdenkmal (Mäck 2003: 61).

Alter: Entgegen bisheriger Auffassungen (u.a. Göttlich 1952; ders. 1979; Hartel et al. 1952: 10; Schuch 1995) begann der Aufwuchs der Niedermoortorfe nicht erst im Präboreal, sondern schon im würm-spätglazialen Bølling/Allerød-Interstadial. So ergab die Datierung der Torfbasis am Nordwestrand des Naturschutzgebietes „Gundelfinger Moos" ein Alter von 11.776 ± 39 ^{14}C BP (Abb. 17). Nur 440 m weiter südöstlich setzte auf feinklastischen Hochflutsedimenten unbekannten Alters die Niedermoorbildung erst im Präboreal um 9.893 ± 31 ^{14}C BP ein (Abb. 17). Noch im Präboreal/Boreal kam es am Standort Di12/81 (Abb. 17) zu einer zeitweiligen Unterbrechung des Toraufwuchses und zur Bildung eines schwarzen Anmoores. Aber bereits im späten Boreal, um 8352 ± 27 ^{14}C BP, setzte dort ein erneutes Torfwachstum ein.

Göttlich (1952; ders. 1979) sieht im baden-württembergischen und bayerischen Blattgebiet den Beginn der Moorbildung im frühen Präboreal, wobei das Moorwachstum von drei zeitweiligen Wachstumsunterbrechungen durch trockenheitsbedingter Almbildung bis zum ausgehenden Atlantikum anhielt. Anschließend soll die Moorvegetation zwar erhalten, die Torfbildung im Wesentlichen aber eingestellt sein. So findet er unter anderem in einem Torfprofil am Landesgraben südlich von Riedhausen bereits in 48 cm Tiefe unter Oberfläche Torfe, die pollenanalytisch bereits im späten Atlantikum entstanden sind (Göttlich 1952: 187).

Die pollenanalytischen Untersuchungen von Hartel et al. (1952: 12) weisen dagegen erst am Ende des Subboreals auf ein weitgehendes Nachlassen des Niedermoorwachstums. Auch sie gehen davon aus, dass die ökologischen Bedingungen anschließend nur noch eine Erhaltung des Moores ermöglicht haben.

Aufschlüsse: keine.

3.1.3.3 Anmoor mit Almeinlagerungen

Holozän

Anmoore sind nach Göttlich (1979: 4) organomineralische Böden bestehend aus einem mindestens 20 cm mächtigen Anmoorhumus, die einen Anteil von Torf

oder Muddehumus haben können. Dabei ist die Moor-Anmoorgrenze oder auch die Abgrenzung der Anmoore zu Mineralböden und Almgebieten durch verschiedene anthropogene Nutzungen (v.a. Abtorfungen und Ackerbau) mit Unsicherheiten behaftet. Zudem ist der Übergang von Nieder- zu Anmoor häufig fließend.

Als Anmoore mit Almeinlagerungen wurden im Brenztal und in der Umrahmung des Gundelfinger Moos im Donautal auch solche Areale ausgewiesen, in denen örtlich noch mit kleineren Torfvorkommen zu rechnen ist.

Mächtigkeit: Die einzelnen Anmoor-Horizonte (Aa, fAa) sind meist nur 15 bis 50 cm mächtig.

Lithologie: Anmoore bestehen in der Regel aus einem Gemisch von Mineralboden und 15 bis 30 Masse-% organischer Substanz (AG BODEN 2005). Im Gundelfinger Moos und Brenztal sind sie häufig das Abbauprodukt von Torfen. Sie besitzen oft Linsen und geringmächtige Lagen aus Alm.

Alter: Es handelt sich um würmspätglaziale und vor allem holozäne Bildungen. Fossile Anmoorbildungen des Spätglazials und Altholozäns sind aktuell auf der NT3 in der Kiesgrube „Fetzer" nahe am südöstlichen Blattrand auf Blatt Nr. 7428 Dillingen West aufgeschlossen (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West).

Aufschlüsse: keine.

3.1.3.4 Alm (Wiesenkalk)

Holozän

Im Blattgebiet existiert neben lokalen, meist geringmächtigen Almeinlagerungen in den Anmoor- und Niedermoorgebieten des Donau- und Brenztales ein großes Areal mit an der Oberfläche oder unter geringmächtigen Hochflutlehmen begrabenen Almvorkommen, das sich auf der NT3 der Donau vom östlichen Blattrand bis nach Gundelfingen (7428 Dillingen West) erstreckt.

Alm (abgeleitet von *terra alba*) bezeichnet in Bayern gelblich-weiße, feinkörnige, sandige bis mehlige Kalkausfällungen aus fast reinem Kalziumkarbonat (95-98% $CaCO_3$), die in der Regel flächenhaft auftreten und häufig mit Eisenocker, An- und Niedermooren vergesellschaftet sind (JERZ 1986: 45f.; ders. 1983; VIDAL et al. 1966: 178).

Man geht davon aus, das Almbildungen klimatisch bedingt zum Beispiel durch höhere Niederschläge im Sommer oder durch nur lokal erhöhte Grundwasserspiegel ausgelöst werden (u.a. JERZ 1983; BRUNNACKER 1959). In Niedermoorgebieten kann es dadurch zur Unterbrechung der Torfbildung kommen. So bildete sich in einzelnen Rinnenpositionen auf der NT3 der Donau an der südöstlichen Blattrandgrenze in der Kiesgrube Fetzer nach Ausbildung eines entkalkten Pechanmoores zunächst ein

torfiger Anmoorhorizont bevor Almausfällung einsetzte (Abb. 13). Zur Genese der Almbildungen in Südbayern sei auf Jerz (1983) und die dort zitierten Arbeiten verwiesen.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten der zum Teil flächenhaft auf der NT3 verbreiteten Almschichten schwanken kleinräumig stark. Meistens liegen sie zwischen 10 bis 50 cm. Im südlich der Brenz gelegenen Stadtgebiet von Gundelfingen soll der Alm nach Berichten von Einwohner teilweise über 1 m betragen bzw. betragen haben.

Lithologie: Die Beschaffenheit der oft Molluskenschalen führenden Almschichten reicht im Blattgebiet vom weichen, lockeren und körnigen Alm im engeren Sinne bis zu hartem Röhrentuff. Letzterer bildet zum Beispiel am Südwestrand des Naturschutzgebietes „Gundelfinger Moos“ mehrere, etwa 1 m hohe Kalkbuckel, die ursprünglich vom Torf überdeckt und durch Abtorfen und Sackungen freigelegt wurden (Göttlich 1979: 19). Weicher, lockerer und körniger Alm steht dagegen überwiegend in dem großen Almgebiet am Ostrand des Kartenblattes bis nach Gundelfingen an.

Alter: ^{14}C-Datierungen an eingelagerten Schneckenschalen und das Alter unterlagernder Pechanmoorhorizonte in der Kiesgrube „Fetzer“ nahe der östlichen Blattrandgrenze auf dem Nachbarblatt 7428 Dillingen West belegen, dass der vom östlichen Blattrand bis nach Gundelfingen an der Oberfläche der NT3 verbreitete Alm ab dem mittleren Atlantikum entstanden ist. Nach Göttlich (1952; ders. 1979) bildeten sich die im Schwäbisch-Bayerischen Donaumoos verbreiteten Alm- und Kalktuffablagerungen durch organogene Kalkausfällungen vor allem in drei Zeitabschnitten: an der Wende Präboreal/ Boreal, im frühen älteren Atlantikum und an der Wende vom mittleren zum späten Atlantikum. Jerz (1983) stellt in einer Zusammenstellung der Almvorkommen in Südbayern fest, dass der Höhepunkt holozäner Almbildungen in Südbayern wahrscheinlich in das mittlere Atlantikum fällt.

Wann die Almbildung im Blattgebiet endete, ist unbekannt. Unmittelbar östlich des Blattgebietes tritt auf dem Nachbarblatt 7428 Dillingen West (Schellmann, in diesem Band: 7428 Dillingen West) Alm in geringer Mächtigkeit lokal noch auf der präborealen bis borealen H1-Terrasse auf, während er auf der im Atlantikum gebildeten H2-Terrasse fehlt. Insofern endete die Almbildung in der Donauniederung zwischen Riedhausen und Gundelfingen wahrscheinlich weitgehend zu Beginn des Subboreals.

Aufschlüsse: keine. In der Kiesgrube „Fetzer“ auf dem Nachbarblatt 7428 Dillingen West ist die von dort bis Gundelfingen reichende Almbedeckung der NT3 großflächig aufgeschlossen (s.o.).

3.1.3.5 Künstliche Ablagerungen und künstlich verändertes Gelände

Jungholozän, Industriezeitalter

Sowohl künstliche Aufschüttungen als auch anthropogen stark veränderte Areale wurden als eigene Kartiereinheit dargestellt, sofern größere Areale davon betroffen sind. In ehemaligen Kiesgruben wurden auch kleinräumige, aber bis zur Quartärbasis reichende Auffüllungen als solche u.a. mit Hilfe alter Karten erfasst. Anthropogene Umgestaltungen, z.B. durch Gewerbegebiete, Sportplätze, Verkehrswegebau, Dammbauten oder Siedlungstätigkeit, lassen sich aus den topographischen Karten ableiten. Sie wurden als künstlich verändertes Gelände nur dargstellt, wenn dadurch die stratigraphische Einstufung des geologischen Untergrundes unsicher ist.

Eine Besonderheit künstlicher Ablagerungen aus historischer Zeit stellt eine durch Ackerbau stark abgeflachte alte Schanzanlage dar. Dieser etwa 1 m höhere wallartige Rücken auf der NT3 der Donau erstreckt sich am östlichen Blattrand nach Nordosten über das Nachbarblatt 7428 Dillingen West bis zum Hochterrassenhang. Ein weiterer Wall, vermutlich die Fortsetzung des Ersteren, quert nach Nordosten die Brenztalniederung bei Bächingen (s.o.). Beide Wälle bestehen aus in der Umgebung anstehenden Sedimenten vor allem Alm, Kies und Sand. Das Alter ist unbekannt. In Bayerischen Uraufnahmen aus dem Jahr 1823 trägt der Rücken im Brenztal die Bezeichnung „vergangene Schanze“.

3.1.3.6 Paläomäander

Holozän, jüngster Donaulauf in einer Mäanderterrasse

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

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

Lithologie und Fazies: Im basalen Bereich sind oft sandstreifige Hochflutsedimente („Aurinnensedimente“) verbreitet, die zum Hangenden meistens in sehr tonreiche Auelehme übergehen. Die morphologische Form inklusive die überwiegend feinklastischen Sedimentfüllungen repräsentieren das ehemalige Flussbett, das nach dem Verlassen mit Hochwasserablagerungen nach und nach oder in mehreren Zyklen verfüllt wurde.

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

Aufschlüsse: keine.

4. Quartärbasis

Die Quartärbasiskarte (Beilage 4) basiert auf Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt und von folgenden weiteren Ämtern: Wasserwirtschaftsamt Donauwörth und Krumbach, dem Straßenbauamt Krumbach sowie dem Geol. Landesamt von Baden-Württemberg (Regierungspräsidium Freiburg). Aus den Schichtenverzeichnissen wurde die Quartärbasis bestimmt und in einem Geographischen Informationssystem (ArcMap 10.2) unter Verwendung des „*natural-neighbor*-Interpolationsverfahrens" ein flächendeckendes Modell der Quartärbasis errechnet. Zum methodischen Vorgehen sei auf Schellmann & Gebhardt (2010) verwiesen. Stützpunktreihen wurden zwischen Talboden und Hochterrasse sowie am Außenrand des Donautals gelegt, um die Isolinien der Tiefenlage der Quartärbasis an diesen bedeutenden Grenzen enden zu lassen.

Eine meist wenige Meter höhere Lage der sandig-kiesigen Quartärbasis besitzt die Sontheimer und jenseits des Brenztales die Dillinger Hochterrasse. Bei Riedhausen liegt die Kiesbasis in einer Tiefe von etwa 441 bis 444 m ü. NN, südwestlich von Bächingen in einer Tiefe von ca. 437 bis 439 m ü. NN und südlich von Obermedlingen in einer Tiefe von ca. 433 bis 434 m ü. NN. Wie unter anderem Schloz (1979) und Homilius et al. (1983: Profile 1 bis 3) feststellten, besitzt die Quartärbasis im Bereich der Sontheimer Hochterrasse ein ausgeprägtes welliges Relief mit mehreren Metern tiefen Rinnen. Eine solche Rinne erstreckt sich auf baden-württembergischem Gebiet im Bereich der talrandnahen Hochterrassenareale bei Niederstotzingen und verläuft von dort Richtung Sontheim und Bächingen. Westlich von Sontheim und Bächingen spaltet sich die Rinne auf. Ein breiter Arm scheint südwestlich vom Seehof Richtung bayerischer Landesgrenze zu ziehen. Der markanteste Seitenarm der Rinne zieht aber über Sontheim ins Brenztal. Er ist damit eine ehemalige Abflussrinne der Brenz. Dort, wo diese HT-Tiefenrinne das Brenztal erreicht, liegen die Quartärbasen von HT-Tiefenrinne und Brenztal etwa in gleicher Tiefe bei ca. 432 bis 437 m ü. NN. Erst weiter talabwärts unterhalb von Bächingen liegt die Quartärbasis des Brenztals dann mehrere Meter tiefer im Quartärbasisniveau der jungquartären Donauniederung.

Genese und Alter dieser Rinnen sind unbekannt. Sie und ihre sandige Kiesfüllung sind mit hoher Wahrscheinlichkeit älter als die breite rißkaltzeitliche Aufschotte-

rung der hangenden Donauablagerungen und könnten zeitlich dem aus dem Raum Höchstädt unter den kaltzeitlichen Hochterrassenkiesen erhaltenen warmzeitlichen, wahrscheinlich vorletztinterglazialem Liegendschotter (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West) entsprechen.

5. Geologische Aufschlüsse

Nachfolgend werden die wichtigsten Aufschlüsse (**A 1** usw.) im Blattgebiet aufgeführt.

A1: Kiesgrube SW Emmausheim, Firma Wager, Abbau weitgehend eingestellt, großteils abgeböscht.

Lage: R 43 75 700, H 53 75 537; Ansatzhöhe: 437,5 m ü. NN.

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2012):

Quartär, Würm-Spätglazial oder Altholozän
Pechanmoor auf Hochflutlehm
– 0,20 m Lehm, tonig, schwarz, kalkhaltig
– 0,40 bis 0,80 m Lehm, tonig, grau, stark kalkhaltig
Quartär, Spätwürm
Donaukiese der NT3
– >1,40 m Mittel- und Grobkies, sandig, grau, stark kalkhaltig
(= Aufschlusshöhe)

6. Bohrungen

Nachfolgend sind exemplarisch drei wichtige Bohrungen im Blattgebiet aufgeführt. In eckigen Klammern steht die Identifikationsnummer aus dem Bayerischen Bodeninformationssystem (BIS, www.bis.bayern.de). Dort sind jeweils unter Beachtung des Datenschutzes ggf. zusätzliche Informationen erhältlich. Lage und Zweck der Bohrung sind aus datenschutzrechtlichen Gründen nicht erwähnt.

B1 [7527_ST1168_S44]:

Lage: R 43 71 019, H 43 71 019; Ansatzhöhe: 446,00 m ü. NN.

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN 2014):

Quartär
Niedermoortorf, Holozän
– 2,90 m Torf, schwarz
Hochflutablagerungen, Würm-Spätglazial oder Altholozän
– 3,40 m Schluff, schwach feinsandig, grau
Donaukiese der Niederterrasse 3 (NT3)
– 3,10 m Kies, sandig, grau
(= Endteufe)

B2 [BIS 7427BG015001]:

Lage: R 43 76 366, H 53 75 851; Ansatzhöhe: 446,00 m ü. NN.

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht, Deutung Quartär: SCHELLMANN 2014; Deutung Tertiär: Scan DB LfU):

Quartär
– 0,40 m Mutterboden, k. A.
Donaukiese der Niederterrasse 3 (NT3)

– 6,00 m Kies, grobsandig, grau
Tertiär
Obere Brackwassermolasse (OBM)
Kirchberger Schichten
– 15,00 m Ton, graublau
– 15,50 m Braunkohle
– 32.00 m Ton, Feinsand, grau
Grimmelfinger Schichten
– 53,00 m Wechsellagerung: Sand, Feinkies und Ton, Feinsand, grau und Mittelsand, Grobsand, schwach feinkiesig, grau und Feinsand, tonig, grau und Mittelsand, Grobsand, schwach feinkiesig, grau
Malm (Jura) oder Untere Süßwassermolasse
- 56,00 m Kalkstein, Ton, gelb
(= Endteufe)

B3 [7427_FR_143]:

Lage: R 43 74 688, H 53 79 827; Ansatzhöhe: 444,84 m ü. NN.

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht, Deutung: Schellmann 2014):

Quartär
Würmlöß
– 2,50 m Schluff, tonig, feinsandig
Donaukiese der Sontheimer Hochterrasse, Riß
– 7,50 m Mittel- bis Grobkies, sandig bis stark sandig
Tertiär, Molasse
– 8,60 m Schluff , tonig, grau
(= Endteufe)

Literatur

AG Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 5. Aufl.; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe).

Aziz, H., Böhme, M., Rocholl, A., Prieto, J., Wijbrans, J.R., Bachtadse, V. & Ulbig, A. (2010): Integrated stratigraphy and $^{40}Ar/^{39}Ar$ chronology of the early to middle Miocene Upper Freshwater Molasse in western Bavaria (Germany). – Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), **99**: 1859-1886.

Bachmann, G.H. & Müller, M. (1996): Die Entwicklung des süddeutschen Molassebeckens seit dem Variszikum: Eine Einführung. – Z. geol. Wiss., **24**: 3–20; Berlin.

Bader, K., Meyer, R.K.F. & Brunold, H. (2000): Graupensandrinne – Urnaabrinne, ihre Verbindung und tektonische Verstellung zwischen Donauwörth und Regensburg. – Geologica Bavarica, **105**: 243–250; München.

Bayerische Landesanstalt für Bodenkultur und Pflanzenbau (1993): Sanierung des Donaurieds. Moorkundliche Untersuchungen. – unveröffentlicht (Archiv der Bayerischen Landesanstalt für Landwirtschaft, Freising).

Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.] (1954): Geologische Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1:300 000. – München (Bayerisches Geol. L.-Amt).

Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.] (1955): Erläuterungen zur Geologische Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1:300 000. – München (Bayerisches Geol. L.-Amt).

Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.] (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000., 4. Aufl.: 329 S., München (Bayerisches Geol. L.-Amt).

Bayerischer Industrieverband Steine und Erden e.V. (Hrsg.) (1993): Günzburger Donauried. Landschaftökologische Rahmenuntersuchung. - Schriftenreihe der Bayerischen Sand- und Kiesindustrie, **H**. 6: 73 S.; München.

BAYERISCHER INDUSTRIEVERBAND STEINE UND ERDEN e.V. (Hrsg.) (2000): Das Grundwasser im schwäbischen Donautal. Hydrologisch-hydrogeologische Untersuchung mit Erstellung eines Grundwassermodells im Maßstab 1:25.000/50.000 im Donautal zwischen Ulm/Neu-Ulm und Neuburg an der Donau. – Schriftenreihe der Bayerischen Sand- und Kiesindustrie, Heft **11**: 102 S.; München.

BECKER-HAUMANNN, R., AKTAS, A.; BRUNNACKER, K. (2001): Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Mindel–Lech–Gebietes. – Geologica Bavarica, **106:** 109-228; München.

BIBUS, E. (1995): Äolische Deckschichten, Paläoböden und Mindestalter der Terrassen in der Iller-Lech-Platte. – Geologica Bavarica, **99**: 135–164; München.

BIBUS, E. & STRAHL, M. (1997): Das Altriß (Zungenriß, Altriß) und die Verhältnisse nördlich des Donaurieds (Zgl. Gundelfingen). – In: BIBUS, E. & KLÖSEL, M. (1997): Paläoböden und periglaziale Deckschichten im Rheingletschergebiet von Oberschwaben und ihre Bedeutung für Stratigraphie, Reliefentwicklung und Standort. – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA), **D3**: 61–67; Tübingen.

BIBUS, E. & STRAHL, M. (2000): Zur Gliederung und Altersstellung der bayerischen Hochterrassen nördlich des Donauriedes. – Z. Geomorph. N.F. **44**: 211–232, Berlin, Stuttgart.

BÖHME, M., BRUCH, A.A. & SELMEIER, A. (2007): The reconstruction of Early and Middle Miocene climate and vegetation in Southern Germany as determined from the fossil wood flora. – Palaeogeography, Palaeoclimate, Palaeoecology, **253**: 91–114.

BRUNNACKER, K. (1959): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. – Geologica Bavarica, **43:** 74–150; München.

BUCHNER, E., SCHMIEDER, M., SCHWARZ, W.H. & TRIELOFF, M. (2013): Das Alter des Meteoritenkraters Nördlinger Ries - eine Übersicht und kurze Diskussion der neueren Datierungen des Riesimpakts. – Z. Dt. Ges. Geowiss. (German J. Geosci.), **164**: 433–445.

CORREA, M.L. & ROSENDAHL, W. (2011): Karstlandschaft südliche Ostalb – Geologie, Speläologie und Urgeschichte (Exkursion H am 29. April 2011). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **N.F. 93**: 367–385; Stuttgart.

DONGUS, H. (1970): Über die Schotter des jungtertiären Albdonausystems und einige geomorphologische Konsequenzen aus ihrer Lage, ihrer Korngröße und ihrer Zusammensetzung. – Ber. z. dt. Landeskunde, **44**: 245–266; Bad Godesberg.

DONGUS, H. (1974): Die Oberflächenformen der Schwäbischen Ostalb. – Abh. zur Karst- und Höhlenkunde, Reihe A, Heft **11**: 1–107; München.

DONGUS, H. (1977): Die Oberflächenformen der Schwäbischen Alb und ihres Vorlands. – Marburger Geogr. Schr., **72**: 486 S.; Marburg.

DOPPLER, G. (1989): Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandmolasse in Bayerisch-Schwaben. – Geologica Bavarica, **94**: 83–133; München.

DOPPLER, G. (2003): Zur Gliederung von Ältesten Periglazialschottern und Älteren Deckschottern im Rot-Günz-Gebiet (Oberschwaben und Bayerisch Schwaben). – Z. dt. geol. Ges., **154**: 255–286.

DOPPLER, G. (2011): Tertiär-Molasse und Quartär-Ablageurngen im nördlichen Schwaben (Exkursion F am 28. April 2011). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **N.F. 93**: 303–331; Stuttgart.

DOPPLER, G. & JERZ, H. (1995): Untersuchungen im Alt- und Ältestpleistozän des bayerischen Alpenvorlands – Geologische Grundlagen und stratigraphische Ergebnisse. – Geologica Bavarica, **99**: 7–53; München.

DOPPLER, G. & MEYER, R.K.F. (2001): Geologische Übersichtskarte 1:200 000 Blatt CC 7926 Augsburg. – Hannover (BGR).

Doppler, G., Heissig, K. & Reichenbacher, B. (2005): Die Gliederung des Tertiärs im süddeutschen Molassebecken. – Newsl. Stratigr., **41**: 359–375; Berlin.

Doppler, G., Kroemer, E., Rögner, K., Wallner, J., Jerz, H. & Grottenthaler, W. (2011): Quaternary Stratigraphy of Southern Bavaria. – Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal), **60**: 329–365.

Emmert, M., Haakh, F., Lang, U. & Schloz, W. (2000): Das numerische Grundwassermodell für das Donauried. – LW-Schriftenreihe, **19**: 15–23.

Flinspach, D., Haakh, F., Locher, A., Mäck, U., Röhrle, B., Schreck, R., Schloz, W., Steiner, H. & Weinzierl, W. (1997): Das württembergische Donauried. Seine Bedeutung für Wasserversorgung, Landwirtschaft und Naturschutz. – 178 S., Stuttgart (Zweckverband Landesversorgung).

Gall, H. (1969): Geologische Untersuchungen im südwestlichen Vorries. Das Gebiet des Blattes Wittislingen. – 156 S., München.

Gall, H. (1971): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7328 Wittislingen mit Erläuterungen. – München (Bayerisches Geol. Landesamt).

Geyer, M. (1997): Beiheft zur Geologischen Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Blatt 7426 Sontheim an der Brenz. – 34 S., Freiburg.

Glaser, U. (1964): Die miozäne Strandzone am Südsaum der Schwäbischen Alb. – 99 S., Diss. Universität Würzburg.

Göttlich, K.H. (1952): Moorkundliches Gutachten über das Donaumoos. – WWA Sigmaringen, unveröffentlicht (Archiv des WWA Donauwörth).

Göttlich, K.H. (1979) mit einem geologischen Beitrag von Schloz, W: Moorkarte von Baden-Württemberg 1:50 000. Erläuterungen zum Blatt Günzburg L 7526 – 47 S., Stuttgart (Landesvermessungsamt Baden-Württemberg).

Graul, H. (1952): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 179 Ulm. – In: Amt für Landeskunde (Hrsg.): Geogr. Landesaufnahme 1:200 000. Naturräumliche Gliederung Deutschlands, Stuttgart.

Graul, H. (1962): Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. – Petermanns Geographische Mitteilungen, **106**: 253–271; Gotha.

Gümbel, von W. (1894): Geologie von Bayern. Geologische Beschreibung von Bayern. – 1063 S.; Cassel.

Hartel, F., Lutz & Schmeidl, H. (1952): Gutachten über die Trockenschäden im bayerischen Teil des Donaurieds. – München (Bayerische Landesanstalt für Moorwirtschaft, unveröffentlicht) (Archiv der Bayerischen Landesanstalt für Landwirtschaft, Freising).

Hoek, W.Z. & Bohncke, S.J.P. (2001): Qxygen-isotope wiggle as a tool for synchronizing ice-core and terrestrial records over termination 1. – Quat. Science Rev., **20**: 1251–1264.

Höfling, R. & Jung, D. (2011): Von Trümmern geschaffen: Landschaft und Geologie des südwestlichen Vorrieses. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **N.F. 93**: 419–428; Stuttgart.

Homilius, J., Weinig, H., Brost, E. & Bader, K. (1983): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau. – Geol. Jb., **E 25**; Hannover.

Hüttner, R. (1961): Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des östlichen Härtsfeld (Schwäbische Alb). – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes in Baden-Württemberg, **4**: 49–125.

Jerz, H. (1983): Kalksinterbildungen in Südbayern und ihre zeitliche Einstufung. – Geologisches Jahrbuch, **A71**: 291–300; Hannover.

Jerz, H. (1986): Alm und Kalktuff. – In: Erl. standortkundliche Bodenkarten von Bayern 1:50 000 München – Augsburg und Umgebung: 45–46; München (Bayerisches Geol. L.-Amt).

JERZ, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern. Erdgeschichte, Gesteine, Wasser, Boden. – 243 S.; Stuttgart (Schweizerbart).

JERZ, H., STEPHAN, W., STREIT, R. & WEINIG, H. (1975): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Iller-Mindel-Gebietes 1: 100 000. – München (Bayerisches Geol.-L.-Amt).

JUNG, D. & HAGMEIER, M. (2013): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7329 Höchstädt a.d. Donau. – München (Bayerisches Landesamt für Umwelt).

KALLIS, P. (2001): Tertiäre Bodenbildung am nördlichen Rand des südwestdeutschen Molassebeckens (Schwäbische Ostalb). – Hohenheimer Bodenkundliche Hefte, **60**: 281 S.; Stuttgart (Universität Hohenheim).

KERN-KERNRIED, R. (1874): Correktion der Donau im Regierungs-Bezirke Schwaben & Neuburg, Königreich Bayern. – Dillingen (Kolb).

KIDERLEN, H. (1931): Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. – Neues Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd., **66**, Abt. B: 215–384; Stuttgart.

KOHL, F., VOGEL F. & WACKER, F. (1954): Vergleich zwischen bodenkundlicher und pflanzensoziologischer Kartierung am Beispiel der Gemeindeflur Obermedlingen im Landkreis Dillingen a.d. Donau. – Landwirtschaftliches Jahrbuch für Bayern, **31**: 493–581.

KUHLEMANN, J. & KEMPF, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. – Sedimentary Geology, **152**: 45–78; Amsterdam.

LEGER, M. (1988): Géomorphologie de la vallée subalpine du Danube entre Sigmaringen et Passau. – Thèse du doctorat, Univ. Paris VII: 621 S.; Paris.

LEMCKE, K. (1988): Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit. Erdgeschichte, Bau, Bodenschätze. – 175 S.; Stuttgart (Schweizerbart).

LFU, Bayerisches Landesamt für Umwelt (2005): Moorentwicklungskonzept (MEK) in Bayern. Moortypen in Bayern. – Schriftenreihe, **H. 180**; Augsburg.

LIEBEL, F. (1911): Die Württembergische Torfwirtschaft. Eine wirtschaftsgeschichtliche Studie unter besonderer Berücksichtigung Oberschwabens nach den Ergebnissen einer Privaterhebung. – Stuttgart, Berlin (J.G. Gotta'sche Buchhandlung Nachfolger).

LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmeiszeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. – Heidelberger Geographische Arbeiten, **45**: 157 S.; Heidelberg.

LÖSCHER, M. & LEGER, M. (1974): Probleme der Pleistozänstratigraphie in der Nördlichen Iller-Lech-Platte. – Heidelberger Geographische Arbeiten, **40**: 59–76; Heidelberg.

LÖSCHER, M., MÜNZING, K. & TILLMANNS, W. (1978): Zur Paläogeographie der nördlichen Iller-Lech-Platte und zur Genese ihrer Schotter im Altpleistozän. – Eiszeitalter und Gegenwart, **28**: 68–82; Öhringen.

MÄCK, U. (2003): Naturschutzgebiet „Gundelfinger Moos". – Bayerisches Landesamt für Umwelt (BayLfU), **169**: 61–83; München.

MALL, W. (1968): Die Geologie der Blätter Dettingen am Albuch und Giengen an der Brenz 1:25 000 (Schwäbische Alb). – Arbeiten aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Technischen Hochschule Stuttgart, **54**: 209 S.; Stuttgart.

MAURER, H. (2006): Rekonstruktion der Ablagerungsverhältnisse im Nordalpinen Vorlandbecken Südwest-Deutschlands. – 174 S.; Diss. Universität Stuttgart.

MAURER, H. & BUCHNER, E. (2007): Rekonstruktion fluvialer Systeme der Oberen Süßwassermolasse im Nordalpinen Vorlandbecken SW-Deutschlands. – Z. dt. Ges. Geowissenschaften, **158**: 249–270; Stuttgart.

Moos, A. (1925): Beiträge zur Geologie des Tertiärs im Gebiet zwischen Ulm a. D. und Donauwörth. – Sonderabdruck aus den Geognostischen Jahresheften 1924, 37. Jg.; München (Verl. von Piloty & Loehle).

Penck, A. (1884): Ueber Periodicität der Thalbildung. – Verh. Ges. f. Erdkunde, **XI**: 39–59; Berlin.

Reichenbacher, B., Krijgsman, W., Lataster, Y., Pippèrr, M., Van Baak, Ch.G.C., Chang, L., Kälin, D., Jost, J., Doppler, G., Jung, D., Prieto, J., Aziz; H.A., Böhme, M., Garnish, J., Kirscher, U. & Bachtadse, V. (2013): A new magnetostratigraphic framework for the Lower Miocene (Burdigalian/Ottnangian, Karpatian) in the North Alpine Foreland Basin. – Swiss J. Geosci., **106**: 309–334.

Reif, W. & Simon, T. (1990): Die Flußgeschichte der Urbrenz und ihrer Hauptquellflüsse (Exkursion L am 21. April 1990). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **N.F. 72**: 209–225; Stuttgart.

Schaefer, I. (1995): Das Alpenvorland im Zenit des Eiszeitalters. – Bd. 1: 403 S., Bd. 2: 671 S.; Stuttgart.

Schaefer, I. (2001): Albrecht Penck – redivivus. – Geologica Bavarica, **106**: 243–257; München.

Schauer, M., Rasser, M.W. & Nebelsick, J. (2011): Landschaftsgeschichte, Tertiär und Oberjura im Hochsträß und Schmiechtal (Exkursion L am 30. April 2011). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **N.F. 93**: 429–447; Stuttgart.

Schellmann, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. – 332 S., Diss. Univ. Düsseldorf.

Schellmann, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – Düsseldorfer Geogr. Schr., **29**: 131 S.; Düsseldorf.

Schellmann, G. (Hrsg.) (1994): Beiträge zur jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im deutschen Mittelgebirgsraum und Alpenvorland. – Düsseldorfer Geogr. Schr., **34**: 146 S.; Düsseldorf.

Schellmann, G. (2010): Neue Befunde zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der würmzeitlichen (NT1 bis NT3) und holozänen (H1 bis H7) Terrassen im Donautal zwischen Regensburg und Bogen. – Bamberger Geographische Schriften, **24**: 1–77; Bamberg.

Schellmann, G. (in diesem Band): Quartärgeologische Karte 1:25.000 des Donautals auf Blatt 7428 Dillingen West mit Erläuterungen – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2012 bis 2014. – Bamberger Geographische Schr., **SF 13**: 69–187; Bamberg (University Press).

Schellmann, G. & Gebhardt, C. (2010): Ein Quartärbasismodell der Donauterrassen zwischen Pfatter und Straubing. – Bamberger Geographische Schriften, **24**: 179–187; Bamberg.

Schellmann, G. & Gesslein, B. (in diesem Band): Quartärgeologische Karte 1:25.000 des Donautals auf Blatt 7429 Dillingen Ost mit Erläuterungen – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2012 bis 2014. – Bamberger Geographische Schr., **SF 13**: 189–237; Bamberg (University Press).

Schellmann, G., Irmler, R. & Sauer, D. (2010): Zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Alterstellung der Donauterrassen auf Blatt L7141 Straubing. – Bamberger Geographische Schriften, **24**: 89–178; Bamberg.

Scheuenpflug, L. (1970): Weißjurablöcke und -gerölle der Alb in pleistozänen Schottern der Zusamplatte (Bayerisch Schwaben). – Geologica Bavarica, **62**: 177–194; München.

Scheuenpflug, L. (1971): Ein alteiszeitlicher Donaulauf in der Zusamplatte (Bayerisch Schwaben). – Berichte der Naturforschenden Gesellschaft Augsburg, **27**: 3–10; Augsburg.

Schirmer, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. – Geol. Jb., **A 71**: 11–43; Hannover.

SCHLOZ, W. (1979): Geologische Gegebenheiten und Moorbildung. – In: GÖTTLICH, K.H. (1979): Moorkarte von Baden-Württemberg 1:50 000. Erläuterungen zum Blatt Günzburg L 7526: 6–11; Stuttgart (Landesvermessungsamt Baden-Württemberg).

SCHLOZ, W. mit Beiträgen von MÄCK, U. & RÖHRLE, B. (2011): Hydrogeologie des Langenauer Donaurieds und seines verkarsteten Einzugsgebiets auf der Ostalb – Trinkwassergewinnung, Grundwasserschutz und Moor-Renaturierung (Exkursion D am 28. April 2011). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **N.F. 93**: 269–283; Stuttgart.

SCHNECK, A. (2006): Optimierung der Grundwasserbewirtschaftung unter Berücksichtigung der Belange der Wasserversorgung, der Landwirtschaft und des Naturschutzes. – 176 S., Diss. Universität Stuttgart (Inst. für Wasserbau).

SCHUCH, M. (1980): Moortechnische Aufnahmen im geplanten Naturschutzgebiet „Gundelfinger Moos", Lkr. Dillingen. – Bayerische Landesanstalt für Bodenkultur u. Pflanzenbau, München (unveröffentlicht) (Archiv der Bayerischen Landesanstalt für Landwirtschaft, Freising).

SCHUCH, M. (1995): Moorentstehung, -kultivierung und derzeitige Nutzung. – In: MÄCK, U. & EHRHARDT, H. (Hrsg.): Das Schwäbische Donaumoos und die Auwälder zwischen Weißlingen und Gundelfingen: 15–21. – Augsburg (Brigitte Settele Verl.).

STASCH, D. (1996): Umweltverträglichkeit der Bodennutzung im Langenauer Ried. – Hohenheimer Bodenkundliche Hefte, **30**: 210 S. mit Anhang, Stuttgart (Universität Hohenheim).

STRAHL, M. (1997): Gliederung und zeitliche Stellung der Hochterrassen nördlich des Donauriedes. – Dipl.-Arb. Univ. Tübingen: 97 S. und zahlreiche Anlagen; Tübingen (unveröff.; Archiv Bayerisches Landesamt für Umwelt).

STRASSER, A. (2009): Rekonstruktion ehemaliger danubischer Landschaften und rheinische Abtragungsleistung im Zeitraum von einer Million Jahren – eine Modellierung und Berechnung am Beispiel von zwei süddeutschen Flusssystemen. – 126 S.; Diss. Universität Stuttgart.

STRASSER, A., STRASSER, M. & SEYFRIED, H. (2011): Die rheinische Erosionsleistung in Zahlen: eine Berechnung aus digitalen Geländemodellen am Beispiel des Leintals im Vorland der Ostalb. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **N.F. 93**: 127–148; Stuttgart.

STREIT, R., WEINIG, H., JERZ, H. & STEPHAN, W. (1975): Geologische Übersichtskarte des Iller-Mindel-Gebietes 1:100 000 mit Gewinnungsstellen für Lockergesteine. – München (Bayerisches Geol. L.-Amt).

TEMMLER, H. (1962): Die Geologie des Blattes Sontheim an der Brenz (Nr. 7427) 1: 25 000 (Schwäbische Alb), Gebiet nördlich der Donau. – Arbeiten aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Technischen Hochschule Stuttgart, **Nr. 33**; Stuttgart.

TEMMLER, H., BEINROTH, F. & GEYER, M. (2003): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1: 25 000, Blatt Nr. 7427 Sontheim a.d. Brenz. – 2. Aufl.; Freiburg i. Br. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).

THATER, M. & STAHR, K. (1991): Zur Genese von Schwarzerden auf der Sontheimer Hochterrasse in der Donauniederung bei Ulm. – Z. Pflanzenernähr. Bodenk., **154**: 293–299; Weinheim.

TILLMANNS, W. (1984): Die Flußgeschichte der oberen Donau. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **26**: 99–202; Freiburg i. Breisgau.

TRAUTWEIN, S. (1958): Das neue Bild der Brenz. – Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., **40**: 129–144,;Stuttgart.

UFRECHT, W. (2011): Karstgenese, Karstformenschatz und Karsthydrogeologie der Mittleren Schwäbischen Alb (Exkursion G am 29. April 2011). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **N.F. 93**: 331–366, Stuttgart.

Vidal, H., Brunnacker, K., Brunnacker, M., Körner, H., Hartel, F., Schuch, M. &,Vogel, J. C. (1966): Der Alm im Erdinger Moos. – Geologica Bavarica, **56**: 177–200; München (Bayer. Geol. L.-Amt).

Villinger, E. (1998): Zur Flussgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **N.F. 80**: 361–398; Stuttgart.

Villinger, E. (2003): Zur Paläogeographie von Alpenrhein und oberen Donau. – Z. dt. geol. Ges., **154**: 193–253; Stuttgart.

Weidenbach, F. (1951): Zur Entstehung und Lagerung der diluvialen Schichten im Donaumoos unterhalb Ulm. – Jahreshefte der Geologischen Abteilung des Württembergischen Statistischen Landesamtes, 1. Jahrgang: 120–127; Stuttgart.

Weinig, H. (1980): Hydrogeologie des Donautales mit Geologischer Karte 1:200 000 Ulm bis Regensburg. – In: Bayerisches Geologisches Landesamt (Hrsg.): Wasserwirtschaftliche Rahmenuntersuchung Donau und Main. Hydrogeologie: 9–26, Beilage 6, 7; München.

Zweckverband Landeswasserversorgung (Hrsg.) (1987): 75 Jahre Landeswasserversorgung 1912-1987. – Stuttgart.