

**Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25.000 des Donautals auf Blatt
7429 Dillingen Ost –
Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2012 bis 2014**

Gerhard SCHELLMANN & Benjamin GESSLEIN

Vorwort

Die quartärgeologische Neuaufnahme des Donautals im Bereich des Gradabteilungsblattes Nr. 7429 Dillingen Ost wurde zunächst von Benjamin GESSLEIN im Frühjahr 2012 bis Juli 2013 kartiert. Die von ihm im Juli 2013 vorgelegte Manuskriptkarte mit kurzer Erläuterung wurde anschließend vom Erstautor im Herbst 2013 und im Jahr 2014 überarbeitet. Das betraf vor allem die spätwürmzeitlichen Niederterrassen im westlichen Blattgebiet oberhalb von Kicklingen und die Übergangsterrasse am südlichen Talrand unterhalb von Binswangen. Neu kartiert wurden auch die holozänen Donauauen unterhalb von Dillingen und die Dillinger Hochterrasse.

Die Gestaltung der Kartenlegende erfolgte anhand der morphostratigraphischen Nomenklatur von SCHELLMANN (1988; 1990; 1994; 2010) aus dem bayerischen Donautal unterhalb von Regensburg und anhand der Generallegende für die Geologische Karte von Bayern 1:25 000.

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 sowie die von JUNG & HAGMEIER (2013) publizierte GK 1:25 000 Blatt Nr. 7329 Höchstädt an der Donau mit Erläuterungen. Detailuntersuchungen der Dillinger Hochterrasse führten bereits LEGER (1988) sowie STRAHL (1997) und BIBUS & STRAHL (1997; 2000) durch.

An nicht veröffentlichten Unterlagen standen bei der Kartenbearbeitung verschiedene Rohstoff- und Bodenkarten sowie das Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt zur Verfügung. Die bayerischen Uraufnahmen im Maßstab 1:5 000 überwiegend aus den Jahren 1823 sowie das Positionsblatt 1:25 000 Nr. 546 Fristingen aus dem Jahr 1865 und 1948 stellte das Bayerische Landesamt für Vermessung und Geoinformation zur Verfügung. Verschiedene historische Flurkarten des 19. und 20. Jahrhunderts im Maßstab 1:5 000 wurden dankenswerterweise vom Vermessungsamt in Dillingen zur Verfügung gestellt. Weitere historische Karten aus dem 16. bis 19. Jahrhundert mit der damaligen Lage des Donaulaufs stammen aus dem Bayerischen Staatsarchiv in Augsburg. Pläne über Flusslaufverlagerungen der Donau im 19. Jahrhundert, über historische Hochwassergrenzen und eine größere Anzahl an Pegelbohrungen wurden vom Wasserwirtschaftsamt Donauwörth und seiner Außenstelle in Krumbach zur Verfügung gestellt. Weitere Schichtenver-

zeichnungen von Bohrungen wurden vom Staatlichen Bauamt in Krumbach überlassen. Lage und Alter vor- und frühgeschichtlicher Fundstellen im Blattgebiet stellte das Bayerische Amt für Denkmalpflege in Thierhaupten zur Verfügung. Ein das Kartenblatt abdeckendes LiDAR DGM (Auflösung 1 m) wurde vom Bayerischen Landesamt für Vermessung und Geoinformation zur Verfügung gestellt. Ihnen allen gilt ein besonderer Dank.

Massenspektrometrische ^{14}C -Datierungen von organischem Material wurden von Beta Analytic in Miami sowie vom AMS ^{14}C -Labor in Mannheim durchgeführt. Korngrößenanalysen der Matrix wurden mit Hilfe der Pipettmethode nach KÖHN & KÖTTGEN und Kalkgehalte gasvolumetrisch nach SCHEIBLER im Labor der Physischen Geographie 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. Ein besonderer Dank gebührt meiner 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 Schichtenverzeichnissen von Bohrungen im Blattgebiet in ein digitales Bohrarchiv überführt hat.

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

1. Naturräumlicher Überblick

Das Blattgebiet liegt im bayerischen Donautal zwischen den Einmündungen der beiden großen Seitentäler von Mindel und Zusam (Abb. 1). Es hat Anteile an sehr unterschiedlichen Naturräumen, die annähernd parallel zur Donau in Südwest-Nordost-Richtung das Blattgebiet durchziehen. Im Norden erstreckt sich die stark ackerbaulich genutzte lößbedeckte Dillinger Hochterrasse mit den beiden größeren, am Hochterrassenrand zur holozänen Talaue gelegenen Siedlungen Dillingen im Westen und Steinheim im Osten (Beilage 1). Im Raum Dillingen liegt die Hochterrasse in einer Höhenlage von etwa 431 m ü. NN und am nordöstlichen Ortsrand von Steinheim bei 427 m ü. NN. Nach Südosten grenzt die Hochterrasse mit einem 12 bis

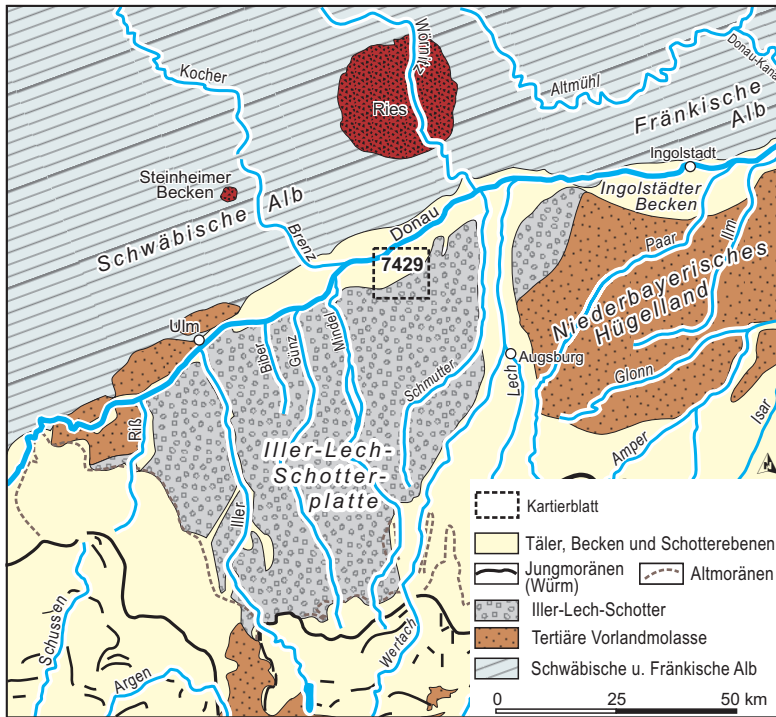


Abb. 1: Lage des Blattgebietes.

die Donau vor ihrer Begradigung und Lauffestlegung zwischen 1812 und 1864 AD ein mäandrierender Fluss war mit Flusserosion am Prallhang und Akkumulation von Flussbettsedimenten am Gleithang. Durch die Flussbegradigungen wurde der vom Karolinenkanal bei Dillingen abgesehen noch unbegradigte Donaulauf aus dem Jahr 1823/24 (Uraufnahmen der Bayerischen Landesaufnahme) von damals 9,4 km auf heute 6,4 km Flusslänge verkürzt. Heute ist die Donau im Blattgebiet vollständig begradigt, mit Dämmen eingefasst und seit 1981 bei Dillingen mit einer Staustufe versehen.

Nach Südosten grenzen die holozänen Donauauen an die 1 bis 4 m höheren, spät- und hochwürmzeitlichen Niederterrassenfluren (Beilage 1 und Beilage 2, Abb. 2), die etwa die Hälfte der Blattfläche einnehmen. Der Donautalboden endet im Südosten fast durchgängig mit einer schmalen, etwa 5 bis 8 m höheren Terrassenleiste, der lößbedeckten früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrasse. Die südliche Um-

13 m hohen Steilabfall an die von Auelehmen bedeckten holozänen Donauauen (Bild 1, Abb. 2), die im Bereich der jüngsten Donauablagerungen häufig noch Auwälder besitzen.

Südlich der Dillinger Hochterrasse erstrecken sich die bis zu 2,5 km breiten Donauauen. Sie besitzen zahlreiche Aurinnen und Altarme, sog. Paläomäander, die darauf hinweisen, dass

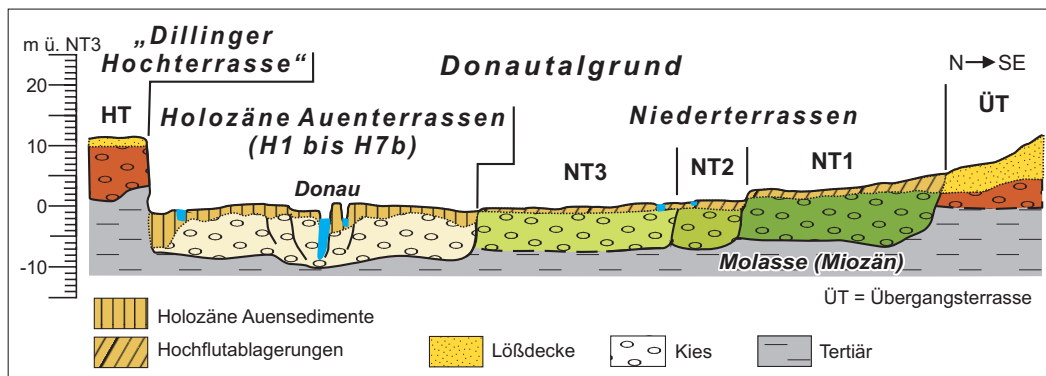


Abb. 2: Schematischer Talquerschnitt der mittel- und jungpleistozänen Donauterrassen im Blattgebiet mit einigen numerischen Altersdaten.



Bild 1: Etwa 10 m hohe Steilstufe der Dillinger Hochterrasse gegen die jungholozäne Donauaue westlich von Steinheim. Blick nach Osten auf die Ortschaft Steinheim (Photo: G. SCHELLMANN 2014).

rahmung des Donautals bildet die aus Oberer Süßwassermolasse und aufliegenden Deckenschottern aufgebaute Iller-Lech-Schotterplatte, die etwa ein Drittel des Kartenblatts einnimmt. Diese hochflächenartige Landschaft besitzt im westlichen Blattgebiet Höhenlagen von zum Teil über 500 m ü. NN mit der höchsten Erhebung dem Schabersberg südöstlich von Holzheim in 503,5 m ü. NN. Nach Osten dachen seine stark zertalten Schotterplatten allmählich auf unter 485 m ü. NN ab.

Zu den größeren Seitentälern, die von der Schwäbischen Alb ins Donautal einmünden, gehört das Egautal im Nordwesten des Kartenblatts. Aus der Iller-Lech-Schotterplatte erreichen mehrere kleinere Bäche den Donautalboden, wo sie stark begradigt und in Gräben eingefasst sind. Der größte Seitenbach ist die Glött, die vom westlichen Nachbarblatt 7428 Dillingen West kommend ins Blattgebiet eintritt, es Richtung Nordosten über Fristingen und Kicklingen quert und erst unterhalb von Höchstädt (7329 Höchstädt) in die Donau mündet.

Entsprechend den unterschiedlichen Ausgangssubstraten lassen sich die Böden im Donautal wie folgt gliedern. Auf der von Löß bedeckten Dillinger Hochterrasse sind fruchtbare Parabraunerden weit verbreitet. Die schluffigen und feinsandigen Lößdeckschichten auf der Übergangsterrasse am Südrand des Donautals tragen Braunerden und Parabraunerden. Dagegen besitzen die Niederterrassenfluren neben anmoorigen und vergleyten ehemaligen Flussrinnen weit verbreitet geringmächtige Braunerden auf Hochflutlehmen. Auf höheren Kiesrücken der hochwürmzeitlichen Niederterrasse (NT1) existieren auch hellrötlichbraune Schotterparabraunerden. Gleye, Anmoore und unterschiedlich humushaltige Auenböden auf kalkhaltigen Auensedimenten prägen dagegen die holozänen Donauauen. Außerhalb von Aurinnen sind auf den jungen

Hochflutablagerungen der spät-subborealen und subatlantischen Auenterrassen (H4- bis H7b-Terrassen) hellgraue bis gelbbraune Auenpararendzinen (Kalkpater-nien), auf der subborealen Postglazialterrasse (H3) stark humose, manchmal schwach verbrauchte und entkalkte Auenpararendzinen und auf der älteren mittelholozänen Postglazialterrasse 1 (H2) Pechanmoore und Auentschernoseme („Feuchtschwarz-erden“, Tschernitzen) weit verbreitet.

Die klimatischen Verhältnisse sind insgesamt als gemäßigt ozeanisch feucht mit kontinentaler Tönung zu bezeichnen. In Leelage zwischen den niederschlagsrei-cheren Gebieten der Schwäbischen Alb nordwestlich und nördlich des Blattgebietes und der Iller-Lech-Platte südlich der Donau zählt die Donauniederung im Blattgebiet zu den niederschlagsärmeren Gebieten in Bayern. An der Station Dillingen betragen die Jahresniederschläge im 30jährigen Mittel von 1961/90 lediglich 722 mm und zwischen 1981/2010 im Mittel 771 mm, wobei Sommerniederschläge im Mai bis Juli meistens überwiegen. Die Jahresdurchschnittstemperatur ist im Donautal mit 8,3°C (1961/1990) bzw. 9°C (1981/2010) wegen der niedrigeren Höhenlage etwas höher als in den umgebenden Mittelgebirgen. Der wärmste Monat ist in der Regel der Juli mit einem Monatsmittel von 17,8°C (1961/90) bzw. 18,6°C (1981/2010) und der käl-teste Monat der Januar mit einem Monatsmittel von -1,4°C (1960/90) bzw. -0,5°C (1981/2010). Diese Klimadaten stammen vom DEUTSCHEN WETTERDIENST (Station Dillingen, 30jähriges Mittel 1961/90 und 1981/2010). In der Donauniederung treten im Jahresmittel etwa 50 bis 100 Nebeltage und zwar vor allem im Oktober auf (DEUT-SCHER WETTERDIENST 2008; GÖTTLICH 1979).

Das Donautal ist vor allem seit den 1960er Jahren ein Gebiet intensiven Kiesabbaus. Ausgedehnte Kiesgrubenareale konzentrieren sich wegen günstiger Deckschichten-Kies-Verhältnisse auf die Niederterrassenflächen.

Die Kieskörper aller mittel- und jungpleistozänen Donauterrassen sind ganz oder teilweise mit Poren-Grundwasser gefüllt. Dabei liegt der Grundwasserspiegel im Tal-boden meist 1 bis 2 m, im Bereich der Dillinger Hochterrasse erst mehrere Meter unter Flur. Die Volumina dieser bedeutenden Grundwasserreservoirs sind neben der Tiefenlage des Grundwasserspiegels vor allem von den lokalen Kiesmächtigkeiten abhängig. Bezüglich weiterer Informationen über die hydrogeologischen Verhältnisse wird auf HOMILIUS et al. (1983) sowie UDLUFT (2000) verwiesen.

2. Erdgeschichte

Die oberflächennahen geologischen Verhältnisse im Blattgebiet gewähren Einblick in die Erdgeschichte seit dem Miozän. Dabei sind die heutigen Oberflächenformen vor allem das Ergebnis quartärer Erosions- und Akkumulationsprozesse bei gleichzeitiger langsamer Heraushebung des Gebietes bis zur heutigen Höhenlage. Eine Einführung

in die erdgeschichtliche Entwicklung 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

Mit dem Ende der Molassezeit im ausgehenden Miozän entwickelte sich am Nordrand des Molassebeckens die nach Osten entwässernde Donau. 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; ders. 2003; STRASSER et al. 2011). Damit hatte die Donau ihr größtes Einzugsgebiet erreicht, was nachfolgend durch die Ausdehnung des rheinischen Einzugsgebietes sukzessive verkleinert wurde (u.a. VILLINGER 1998; ders. 2003; TILLMANN 1984). Für das Blattgebiet relevante Verluste waren vor allem die Anzapfung der Aare im mittleren bis jüngsten Pliozän und des Alpenrheins im Ältest- bis frühen Altpleistozän (VILLINGER 1998; ders. 2003: 223ff.) sowie die sukzessive Verkleinerung der Einzugsgebiete der Ur-Egau 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.

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 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. 1). Der längste Abschnitt des Quartär, das Pleistozän, begann vor ca. 2,6 Mio. Jahren und endete mit einer letzten Kaltphase, der Jüngeren Dryas, vor etwa 11.650 Kalenderjahren bzw. 10.000 ¹⁴C-Jahren. Anschließend folgte die heutige Warmzeit, das Holozän.

In den Kaltzeiten (Glazialen) kam es wiederholt zu ausgedehnten Vorlandsvergletscherungen am Alpenrand, deren kräftige Schmelzwasserströme unter anderem über Riss, Iller, Günz und Mindel dem hier betrachteten 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

Tab. 1: Stratigraphische Übersicht der quartären Ablagerungen im Blattgebiet.

Age (Ka)	International			Bavaria		Donautal zwischen Sontheim und Höchstädt			
	Marine Isotop Stage	Magnetostratigraphy	System (Sub-Series)	Stratigraphie	Terrassen				
11,5	1	BRUNHES	Upper (Late) Pleistocene	Holozän	Postglazialterrassen	holozäne Mäanderterrassen H1 bis H7b			
30	2					Jungpleistozän	Wü r m	NT 3 NT 2 NT 1 Niederterrassen	
70	3								Übergangsterrasse (UT)
70	4								
115	5a					Mittel-Übergangsterrassen			
130	5d								
130	5e	Riß/Wü r m	Mittelpleistozän	R i ß	Hochterrassenschotter	Gremheim - Blindheimer Hochterrasse (uHT) Sontheim - Dillinger Hochterrasse "Hangendschotter", 2. Kaltzeit "Liegendschotter", warmzeitlich (MIS 7) Ziegelei „Händle“ bzw. „Gundelfingen“ Obere Hochterrasse (oHT) ? ⁴⁾			
10	6	Mindel/Riß							
11	10								
12	11	Mindel	Altpleistozän	Mindel	Jüngere Deckenschotter	Jüngerer Deckenschotter Mindeltal bei Offingen: Basis ca. 21 m ü. Donautal ²⁾			
19	12								
780	19	MATUYAMA	Middle Pleistocene	Günz	Tiefere Ältere Deckenschotter	F u n d l i ü c k e			
20	19						Donau	Uhlenberg-Schieferkohle	
103	20								
2600	104	MATUYAMA	Lower (Early) Pleistocene	Biber	Älteste Deckenschotter / Älteste Periglazialschotter	„Wörleschwanger Urdonaulauf“ ¹⁾ (Weißjura-Fazies) ²⁾ Donau südlich des heutigen Donautals Basis ca. 65 bis 80 m ü. Donautal ¹⁾			
104	103						Höhere Ältere Deckenschotter	Donauschotter am Südrand der Flächenalb Basis ca. 45 bis 48 m ü. Donautal ³⁾ (Höhere Ältere Deckenschotter)	
	104	GAUSS	Pliocene	Pliozän					

¹⁾ VILLINGER (1998); ²⁾ LÖSCHER (1976); ³⁾ TEMMLER (1962); TEMMLER et al. (2003); ⁴⁾ LEGER (1988); ⁵⁾ BIBUS & STRAHL (2000)

abgesehen, Dauerfrostboden vorherrschte. Dadurch konnten Schneeschmelz- und Niederschlagswasser in der ansonsten wasserdurchlässigen Oberfläche der Dillinger Hochterrasse nicht mehr versickern. Deren Abflussrinnen durchziehen heute als Dellentälchen die Hochterrassenoberfläche. Sie besitzen eigene Sedimentfüllungen, die in der Karte als polygenetische Talfüllungen zusammengefasst sind, da sie verschiedener Herkunft (fluviatil, abluativ, gelisolifluidal, kolluvial) und unterschiedlichen Alters sein können.

Schon bei geringer Hangneigung kam es zur Gelisolifluktion und bei sommerlicher Schneeschmelze zu abluationsbedingten Sedimentverlagerungen. Entlang

des Hangfußes am Albanstieg, sammelten sich mächtige Hangfußsedimente (v.a. Abschwemmmassen und Fließerden). An den Mündungen von Trocken- und Seitentälern bildeten sich häufiger große Schwemmkegel.

Beides, Gelisolifluktion und Ablation, führte zu saisonal stark erhöhten Sedi-
menteinträgen in die zur Flusslaufverwilderung („*braided river*“) neigende Donau
und ihre Seitenbäche. Aufgrund des kaltzeitlichen Klimas war jedoch der Jahres-
abfluss 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 entstanden so
ausgedehnte kaltzeitliche Flussterrassenkörper wie die Dillinger Hochterrasse, die
Übergangsterrasse und die drei würmhoch- und würmspätglazialen Niederterrassen
der Donau, im Wesentlichen auch der Talboden der Egau.

Staubstürme und Staubablagerungen (Löß) sind ein weiteres Phänomen kaltzeit-
licher Morphodynamik auch im Blattgebiet. Mächtige Lößdecken auf der Dillinger
Hochterrasse und auf der Übergangsterrasse resultieren daraus.

Dagegen herrschte in den zwischengeschalteten Warmzeiten (Interglazialen),
wie dem Holozän, relativ gesehen fast eine morphodynamische Ruhezeit. Dichte
Waldvegetation, im Blattgebiet zum Teil ausgedehnte Vermoorungen, kräftige
warmzeitliche Bodenentwicklungen, übers Jahr im Vergleich zur Kaltzeit relativ aus-
geglichene Abflussbedingungen in nun mäandrierenden Bächen und Flüssen bei
insgesamt deutlich reduziertem Sedimentaufkommen sind einige typische warmzeit-
liche Merkmale. Spätestens ab dem mittleren Holozän, dem Neolithikum, hat dann
der Mensch durch Ausdehnung von Waldrodungen und Ackerbau wieder eine Offen-
landschaft geschaffen, dabei immer stärker in den Naturhaushalt eingegriffen und
diesen in vielfältiger Weise (u.a. Siedlungs- und Verkehrswegebau, Donaukorrektio-
n, 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 glazi-
alen Ablagerungen.

Große Areale des Blattgebietes 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 (siehe auch SCHELLMANN, in diesem
Band: 7428 Dillingen West). Zudem begann die Ausformung des heutigen Donautals

in diesem Talabschnitt vermutlich erst nach dem Biber (Tab. 1). Im frühen Quartär (Ältestpleistozän) erstreckte sich das Donautal anscheinend, wie erstmalig von SCHEUENPFLUG (1970, 1971) postuliert, von Günzburg aus in einem weiten, bis zu 12 km südlich des heutigen Dillinger Donautals Richtung Wörleschwang ausgreifenden Bogen. Dieses alte Donautal wurde daher von VILLINGER (1998, 2003: 227ff.) als „Wörleschwanger Urdonaulauf“ bezeichnet.

Obwohl die Donau anschließend mit hoher Wahrscheinlichkeit dem heutigen Donautal folgte, sind im Blattgebiet nur Donauablagerungen aus dem jüngeren Mittel- und dem Jungpleistozän in Form der rißzeitlichen Dillinger Hochterrasse sowie der früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrasse und den drei würmzeitlichen Niederterrassen erhalten. Allerdings ist auch durch sie die mittel- und jungpleistozäne Talgeschichte der Donau seit Beginn des Riß nur unvollständig dokumentiert. In anderen Talabschnitten der Donau sind aus diesem Zeitabschnitt bis zu drei Hochterrassen und zwei früh- bis mittelwürmzeitliche Übergangsterrassen erhalten (u.a. SCHELLMANN 2010; SCHELLMANN et al. 2010; DOPPLER et al. 2011, LEGER 1988, HOMILIUS et al. 1983; BIBUS & STRAHL 2000).

Erst im Jungquartär formte die Donau die heutige, meist 7,5 km breite Donau-niederung. Würmzeitliche Kälte- und Wärmeschwankungen führten zur Ausbildung von insgesamt vier Akkumulationsterrassen: eine früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrasse (ÜT), eine würmhochglaziale Niederterrasse (NT1) und zwei spät-hoch- und spätwürmzeitlicher Niederterrassen (NT2 und NT3). Spätwürmzeitlich bzw. Würm-Spätglazial bezeichnen hier einen Zeitabschnitt nach dem Würm-Hochglazial und mit dem Eisfreiwerden des Alpenvorlandes (älter als 17 bis 18 ka bzw. 14.600 ¹⁴C BP und jünger als 20 ka bzw. 18.000 ¹⁴C BP, HEIRI et al. 2014) bis zum Ausgang des Würm-Glazials (vor etwa 11,65 ka bzw. ca. 10.000 ¹⁴C 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 auch noch die Älteste Dryas. Unter „späthochwürmzeitlich“ wird hier der Zeitabschnitt zwischen würmzeitlichem Vergletscherungsmaximum und Beginn der Ältesten Dryas verstanden, also in etwa der Zeitraum zwischen ca. 20 bis 17 ka (ka = 1.000 Jahre vor 1950 = cal BP).

Alle Würmterrassen wurden wahrscheinlich von einer stark verwilderten Donau, einem sog. „*braided river*“, abgelagert. Erst am Übergang vom Würm-Spätglazial zum Holozän bildete sich ein mäandrierender Donaulauf. Im Laufe des Holozäns entstanden bis zur Begradigung und Lauffestlegung der Donau um 1864 AD im Zuge von Mäanderverlagerungen der Donau mindestens sieben große Mäanderterrassen, die H1- bis H7b-Terrassen. Diese natürliche Umlagerungstätigkeit der Donau wurde durch die seit 1806 AD vorgenommenen Flusslaufbegradigungen zunächst intensiviert und mit der endgültigen Flusslauffixierung um 1864 AD beendet.

3. Schichtenfolge

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

3.1 Quartär

Die quartären Ablagerungen und Formen im Blattgebiet bestehen aus der lößbedeckten rißzeitlichen Dillinger Hochterrasse nördlich der Donau und der ebenfalls lößbedeckten früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrasse (ÜT) am südlichen Talrand. Dazwischen erstrecken sich ausgedehnte hoch- und spätwürmzeitliche Niederterrassenfluren (NT1 bis NT3) sowie beiderseits der Donau die holozänen Donauauen. Letztere sind von Auensedimenten bedeckt und bestehen aus mindestens sechs mittel- bis jungholozänen Mäanderterrassen (H2 bis H7b). Diese mittel- und jungpleistozänen Donauterrassen nehmen insgesamt über zwei Drittel der Blattfläche ein.

3.1.1 Pleistozän

3.1.1.1 Dillinger Hochterrasse (HT)

Mittelpleistozän (international Mittelpleistozän), Riß

Die nördlich der Donau gelegenen Hochterrassenareale zwischen Unterelchingen und Donaumünster wurden bereits mehrfach von verschiedenen Autoren bearbeitet und zum Teil unterschiedlich stratigraphisch gegliedert und altersmäßig eingestuft (siehe auch BIBUS & STRAHL 2000; 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) und BIBUS & STRAHL (1997; dies. 2000; STRAHL 1997) 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 bei Gremheim bzw. bei Blindheim erhaltene und am niedrigsten im Tal gelegene Hochterrassenareal in nur 6 m Höhe über der holozänen Donauaue die jüngste Hochterrasse in diesem Donautalabschnitt ist.

Während HOMILIUS et al. (1983) sie lediglich als tieferes Erosionsniveau der Dillinger Hochterrasse deuten, wird sie von LEGER (1988) und von BIBUS & STRAHL (2000) 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) (Tab. 1).

Verbreitung: Eine untere Hochterrasse fehlt im Blattgebiet (Beilage 1). Landschaftsbestimmend ist hier die nördlich der Donau zwischen Dillingen und Steinheim sich erstreckende Dillinger Hochterrasse. Dabei ist davon auszugehen, dass ihr fluvialer Kieskörper in einigen Hochterrassenarealen mit hohen Kiesmächtigkeiten bzw. ungewöhnlich tiefliegender Quartärbasis aus einer Stapelung von warmzeitlichem Liegend- und kaltzeitlichem Hangendschotter besteht (ausführlich in SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West).

Die Hochterrassenkiese liegen im Blattgebiet auf feinklastischen Molasseablagerungen (Sande, Schluffe, Tone), die KIDERLEN (1931: 267ff.) und Moos (1925: 228f. und geologische Karte) im Stadtgebiet von Dillingen als Grimmelfinger und Kirchberger Schichten angesprochen haben. Nach Moos (1925: 206) lagern unter dem von GÜMBEL (1891, zit. nach Moos 1925) beschriebenen Vorkommen von Kirchberger Schichten in einer Brunnenbohrung in Dillingen noch etwa 16 m mächtige Grimmelfinger Graupensande. Mehrere Schichtquellen entlang des Hochterrassenhangs im Stadtgebiet von Dillingen und am östlichen Ortsrand von Steinheim belegen dort das Ausstreichen wenig durchlässiger Molasseschichten im unteren Drittel des Steilhangs.

Mächtigkeit, Lagerung und Deckschichten: Die Dillinger Hochterrasse ist flächendeckend von meist 2 bis 4 m mächtigen Lößablagerungen bedeckt, die überwiegend in der Würm-Kaltzeit abgelagert wurden. An der Basis können lokal einige Dezimeter mächtige warmzeitliche Bt-Horizonte einer Schotterparabraunerde den liegenden Hochterrassenschotter überprägen. Im Blattgebiet existieren aktuell keine entsprechenden Aufschlüsse. Aber derartige Profile wurden aus dem Blattgebiet bei Hausen und auf der Dillinger Hochterrasse weiter talaufwärts und talabwärts bereits von LEGER (1988) beschrieben. BIBUS & STRAHL (2000: 217f.) berichten von Sondierungen auf der Dillinger Hochterrasse unterhalb von Höchstädt, in denen der Kieskörper von zwei periglazialen Deckschichten und zwei interglazialen fossilen Böden überlagert werde und daher der unterlagernde Kieskörper mindestens erst in der 3. Kaltzeit vor heute abgelagert wurde. Wie allerdings STRAHL (1997: 3) selbst feststellt, tritt in Bohrkernen „...aber das Problem auf, daß das Bodengefüge, als wichtigstes Merkmal bei der Ansprache von Horizonten, durch Kompaktion, Umlagerung oder gar Kernverlust nicht mehr oder nur noch schwer erkannt werden kann“.

Die maximale Kiesoberkante liegt am westlichen Blattrand im Stadtgebiet von Dillingen bei ca. 430 m ü. NN und talabwärts nördlich von Steinheim bei ca. 425,5 m ü. NN. Die Kiesmächtigkeiten schwanken nach den wenigen aus dem Blattgebiet vorliegenden Schichtenverzeichnissen von Bohrungen zwischen ca. 2 bis 11 m. Die Ursache liegt vor allem darin, dass die Basis der Hochterrassenschotter im Tertiärsockel ein welliges Relief mit Rücken- und Rinnenstrukturen besitzt (HOMILIUS et al. 1983; SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West). So schwankt die Kiesbasis

im Dillinger Stadtgebiet in einer Tiefenlage zwischen etwa 421 bis 425 m ü. NN und dacht talabwärts am nördlichen Ortsrand von Steinheim auf etwa 418 m ü. NN ab (Beilage 4).

Insgesamt liegt die Quartärbasis der Dillinger Hochterrasse im Blattgebiet relativ hoch. Weiter nördlich sinkt sie deutlich in eine dem Talverlauf folgende, relative breite und bis zu 4 bis 6 m tiefe Rinne im tertiären Sohlgestein ab, die sich im Kiesgrubenareal westlich von Höchstädt dem Donautal nähert (Beilage 4; SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West).

Lithologie: Aktuell existieren im Blattgebiet keine Aufschlüsse, die Einblick in den lithologischen Aufbau des Hochterrassenkörpers gewähren. In einer weiter talabwärts gelegenen und im Abbau befindlichen Kiesgrube westlich von Höchstädt (7329 Höchstädt) besteht der Kieskörper überwiegend aus karbonatischen und sandigen Grob- und Mittelkiesen mit einzelnen Sandlinsen. Der Geröllbestand des insgesamt hellgrauen Kieskörpers weist anhand zahlreicher alpiner Karbonatgerölle und einiger Radiolarite auf ein alpines Liefergebiet hin. Daneben enthält er Gerölle aus Kalk- und Dolomitgesteinen des Oberen Juras der Schwäbischen Alb (JUNG & HAGMEIER 2013: 41). Nach schotterpetrographischen Untersuchungen von LEGER (1988: 329, Tab. 28) in Aufschlüssen zwischen Echenbrunn und Höchstädt besteht der Kieskörper zu etwa 49 bis 73% aus alpinen Kalke und zu 8 bis 20% aus Malmkalksteinen. Weiterhin sind in deutlich geringeren Anteilen Quarzite, Quarze, Radiolarite, verschiedene alpine Kristallingesteine, Hornsteine, Sandsteine und wenige Schwarzwaldgranite vertreten. Im Kieskörper sind häufiger vor allem an der Basis mächtige Blöcke aus Malmkalksteinen eingelagert.

Fazies: Aktuell ist der Hochterrassenkörper weiter talabwärts in einer im Abbau befindlichen Kiesgrube westlich von Höchstädt (7329 Höchstädt) aufgeschlossen. Dort besteht er aus zwei unterschiedlich geschichteten Donaukiesen (ausführlich in SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West; siehe auch JUNG & HAGMEIER 2013). Der im nördlichen Grubenareal verbreitete jüngere Kieskörper aus überwiegend grob- bis mittelsandigen Mittel- und Grobkiesen zeigt mit seiner ausgeprägten Horizontal- und schwachen Trogichtung das für einen verwilderten Fluss typische Erscheinungsbild, wie es im Falle der Donau nur unter kaltzeitlichen Klimabedingungen entstehen kann. Dieser Kieskörper überlagert am Kontakt einen im zentralen Kiesgrubenareal aufgeschlossenen älteren Donauschotter. Der ist in Relation wesentlich besser sortiert, wird nach oben sandreicher und besitzt eine schwache großbogige Schrägschichtung. Sortierung, nach oben Zunahme sandreicherer Partien und großbogige Schrägschichtung sprechen für die Ablagerung dieses Kieskörpers durch einen mäandrierenden oder schwach verzweigten Donaulauf, d.h. für eine interglaziale oder interstadiale Donauablagerung.

Alter und Fossilführung: Im sandreichen Liegendenschotter in der Kiesgrube westlich von Höchstädt waren in ca. 2 m unter Kiesoberkante in einer 0,5 bis 0,7 m mächtigen grobsandigen und feinkiesigen Mittelkiesschicht zwei schräggestellte Schollen aus feinsandigem Lehm bzw. lehmigem Feinsand eingelagert, die als Sedimentschollen in gefrorenem Zustand in das damalige Flussbett der Donau gestürzt sind. Beide Schollen enthielten warmzeitliche Schneckenschalen (siehe auch LEGER 1988), die nach ESR-Datierungen aus dem vorletzten Interglazial stammen (ausführlicher in SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West). Insofern wurde der Liegendenschotter, der vor allem aufgrund seiner großbogigen Schrägschichtung kein hochglazialer Kieskörper ist, von Seiten der ESR-Alter mit hoher Wahrscheinlichkeit im vorletzten Interglazial abgelagert. Dabei wird allerdings angenommen, dass die Umlagerung der Lehmschollen maximal wenige Jahrtausende nach Absterben der enthaltenen Schneckenschalen stattfand. Für diese Annahme spricht, dass ^{14}C -Alter an Schneckenschalen aus Lehmschollen in holozänen Lechablagerungen südlich von Augsburg hervorragend in den stratigraphischen Kontext passen und nicht viel zu alt sind (GESSLEIN & SCHELLMANN 2011; GESSLEIN 2013).

Die Bildungszeit des Hangenschotters fällt damit ins Hochglazial der vorletzten Kaltzeit (Riß). Darauf weisen auch die von den verschiedenen Bearbeitern der Dillinger Hochterrasse beschriebenen Deckschichtenprofile (v.a. LEGER 1988, JUNG & HAGMAIER 2013), nach denen unter dem Würmlöß maximal ein wenige Dezimeter, manchmal bis zu 1,8 m mächtiger interglazialer Bt-Horizont einer Parabraunerde erhalten ist.

Aufschlüsse: Im Blattgebiet existieren keine Aufschlüsse. Lediglich die oben beschriebene Kiesgrube westlich von Höchstädt (7329 Höchstädt; siehe auch JUNG & HAGMEIER 2013) gewährt aktuell Einblicke in den HT-Kieskörper bis zum Grundwasserspiegel inklusive der aufliegenden würmzeitlichen Deckschichten.

3.1.1.2 Übergangsterrasse (ÜT)

Frühwürm (international Unter- und Mittelwürm oder Früh- und Mittelwürm)

Früh- bis mittelwürmzeitliche Schmelzwasserschotter der Übergangsterrasse (ÜT) sind am südlichen Talrand fast durchgängig vom westlichen bis zum östlichen Blattrand als schmale, 50 und 500 m breite Terrassenleiste erhalten. Lediglich östlich von Eppisburg ist die ÜT auf fast 3 km Tallänge von der NT1 vollständig ausgeräumt worden.

Die Oberfläche der ÜT liegt im zentralen Terrassenbereich meist 5 bis 8 m höher als die der angrenzenden würmhochglazialen NT1 (Bild 2), wobei die Terrassenstirn durch würmzeitliche periglaziale und jüngste ackerbauliche Denudationen häufig stark abgeflacht ist.



Bild 2: Blick von der ÜT (Standort) zur nördlich angrenzenden anmoorigen Randsenke der NT1 der Donau etwa 1,5 km westlich von Binswangen (Photo: G. SCHELLMANN 2014).



Bild 3: Hausaufschluss der Lössdeckschichten auf der ÜT in Eppisburg (A1, Do13/1; Abb. 3). Oben rötlichbraune Parabraunerde, darunter feinsandiger Löss mit bis zu zwei Naßböden, der an der Basis stark sandstreifig ist. Links Aufschlussübersicht, rechts Aufschlussprofil (Photo: G. SCHELLMANN 2013).

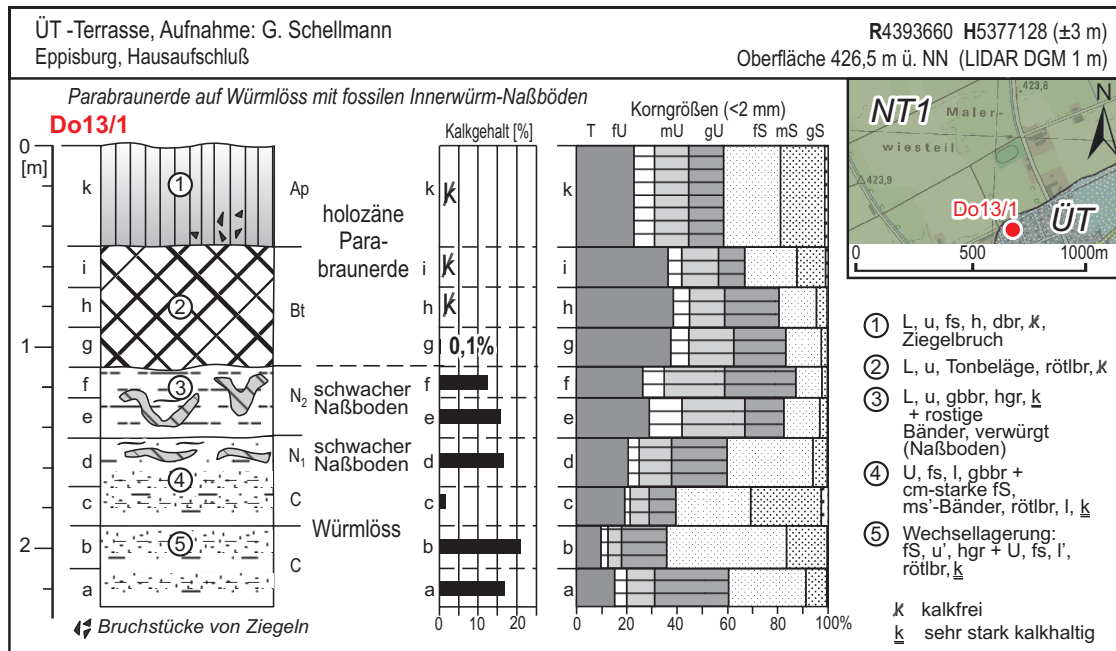


Abb. 3: Hausaufschluß der Lössdeckschichten auf der ÜT in Eppisburg (A1, Do13/1; Aufschlussaufnahme durch G. SCHELLMANN; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

Mächtigkeit, Lagerung und Deckschichten: Im Gegensatz zur lössfreien hochglazialen NT1 ist die ÜT meistens von 2 bis 5 m mächtigen Lössdeckschichten bedeckt, deren Mächtigkeit zum Talhang hin ansteigt. Wahrscheinlich verzahnen sich dort Lössakkumulationen mit periglazial abgetragenen Molassesanden des Talhangs. Ein kurzzeitiger Hausaufschluß auf der ÜT in Eppisburg zeigte mehr als 2,3 m mächtige, im tieferen Bereich stark sandstreifige Lössdeckschichten (Bild 3, Abb. 3). Die Kalkgehalte schwanken unabhängig vom Schluff- und Sandgehalt zwischen 13 bis 21%. Die hohen Sandgehalte können aus der nahen Lage des Auswehungsgebietes dem NT1-Flussbettareal resultieren oder auch periglaziale Fließerden von sandigen Sedimenten der am Talhang anstehenden Oberen Süßwassermolasse sein. Vor allem die fast kalkfreien Sand- und Schlufflagen in Probe Do13/1c (Abb. 3) weisen auf solche periglazialen Einschwemmungen von Molassesedimenten hin. Innerhalb der Deckschichten treten zwei schwache Naßböden auf, wie sie häufig im Jungwürmlöss verbreitet sind. Auf den Deckschichten ist eine kräftige holozäne Parabraunerde entwickelt.

Die Kiesoberkante liegt in etwa im Niveau der Kiesoberkante der NT1 (Beilage 2: Profil 7429/1 und 7429/2). Einzelne Bohrungen weisen auf Kiesmächtigkeiten von 3,5 bis 5,5 m hin. Die Lage der Kiesbasis ist nur unzureichend bekannt. In Holzheim durchteufte eine Brunnenbohrung einen 4,9 m mächtigen Kieskörper und erreichte in 419,7 m ü. NN die liegenden Molassegesteine (Beilage 2: Profilschnitt 7429/1, Bohrung 9). Die Quartärbasis liegt hier etwa 6 m höher als in der nördlich angrenzenden NT1. Weiter talabwärts am westlichen Ortsrand von Binswangen erreichte eine Brunnenbohrung auf der ÜT in 410,5 m ü. NN noch nicht die Basis des mehr

als 4,7 m mächtigen Kieskörpers (Beilage 2; Profil 7429/2, Bohrung 1). Knapp 400 m entfernt auf der nordwestlich angrenzenden NT1 erreichten vier Bohrungen die Kiesbasis in 408,5 bis 409,2 m ü. NN. Hier scheinen beide kiesigen Quartärbasen, die der ÜT und der NT1, in einer ähnlichen Tiefenlage zu liegen. Noch weiter talabwärts am Außenrand der ÜT südsüdöstlich vom Reutenhof durchteufte eine Bohrung einen 4,2 m mächtigen Kieskörper mit einer Basis bei 410,2 m ü. NN. Sie liegt damit mehrere Meter über der Quartärbasis von ca. 404 bis 407 m ü. NN in der nordwestlich angrenzenden NT1. Diese höherliegende Kiesbasis kann allerdings das Resultat der Lage der Bohrung am Außenrand der ÜT nahe am Talrand sein, wo Terrassenbasen häufig höher liegen als in den zentralen Terrassenbereichen.

Lithologie und Fazies: Informationen über Zusammensetzung und Schichtungsbild der Übergangsterrasse liegen nicht vor. Der Kieskörper wurde wahrscheinlich von einem kaltzeitlichen stark verzweigten (*braided river*) Donaulauf abgelagert.

Alter: Die Übergangsterrassen im bayerischen Alpenvorland entstanden nach SCHELLMANN (2010) sowie DOPPLER et al. (2011) wahrscheinlich im Früh- bzw. Mittelwürm. In diesem Zeitraum dürften auch die im Blattgebiet erhaltenen Übergangsterrassenschotter der Donau abgelagert worden sein.

Aufschluss: Kurzzeitiger Hausaufschluss bei Eppisburg (Abb. 3).

3.1.1.3 Niederterrasse 1 (NT1)

Oberpleistozän, Hochwürm

Mit einer Gesamtfläche von 42,5 km² bildet die hochwürmzeitliche Niederterrasse (NT1) im Blattgebiet das landschaftsbestimmende Element zwischen holozäner Donauaue und südlichem Talrand. Die Oberfläche der im Mittel 2,8 km breiten und leicht zum Talrand geneigten Terrasse ist flach und ausgeglichen. Vereinzelt Rinnensysteme sind lediglich in den vernässten, talrandnahen Arealen anzutreffen. In Talrandnähe werden weite Areale von Abschwemmassen überdeckt, ehemals vernässte Bereiche wurden durch eine Vielzahl von Entwässerungsgräben trocken gelegt, um eine landwirtschaftliche Nutzung zu ermöglichen.

Mächtigkeit: Die quartären Kiesmächtigkeiten im Bereich der NT1 schwanken zwischen 1,9 bis 11,9 m, liegen aber meistens zwischen 6 bis 8 m (Abb. 4).

Lithologie: Bei den Schottern (kiesig, sandig, steinig) der Niederterrasse handelt es sich um überwiegend karbonatische Kiese mit vorwiegend alpinem Ursprungsgebiet. Vereinzelt treten auch kantengerundete Malmkalke der nördlich gelegenen Jurastufe auf. Aufgrund des hohen Grundwasserspiegels liegen keine aktuellen Informationen über das Schichtungsbild der Niederterrassenschotter vor. Ähnlich dem typischen Schichtungsbild der NT1 der Donau (vgl. u.a. SCHELLMANN 2010) kann auch hier von

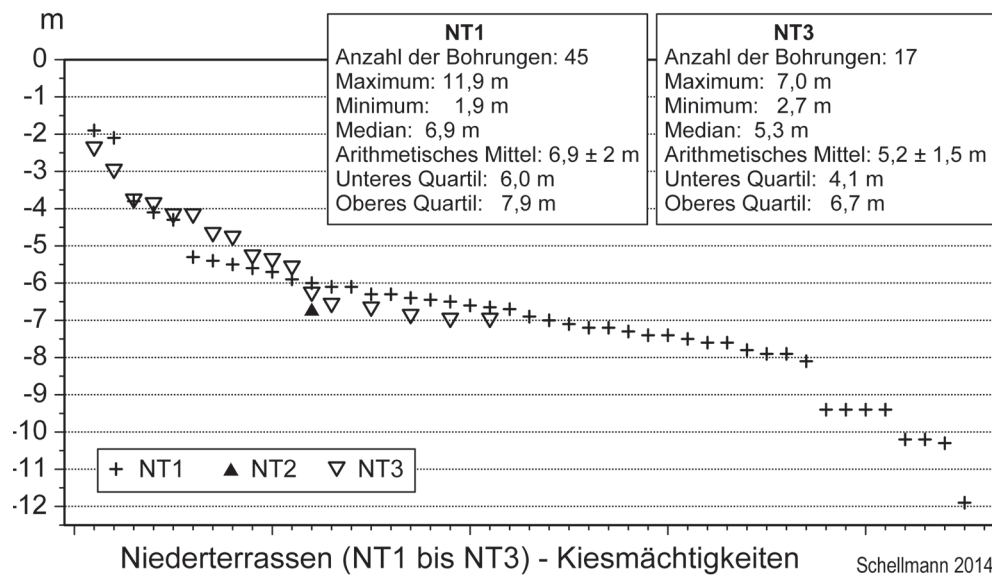


Abb. 4: Mächtigkeiten des Kieskörpers im Bereich der NT1 bis NT3 nach Auswertungen von Schichtenverzeichnisse von Bohrungen (7429 Dillingen Ost).

einem horizontal- und troggeschichteten Schotterkörper ausgegangen werden, der von einem kaltzeitlichen verwilderten Fluss (*braided river*) abgelagert wurde.

Über dem Schotterkörper folgen in der Regel wenige Dezimeter mächtige Braunerden bis Parabraunerden mittlerer Entwicklungstiefe. In den talrandnäheren Gebieten dominieren vergleyte Braunerden, in den Bereichen ehemaliger Rinnensystem, insbesondere nordöstlich von Eppisburg und nördlich von Binswangen, treten anmoorige Böden auf, die Mächtigkeiten von bis zu 80 cm erreichen können. Gebiete mit größtenteils zersetzten Niedermoortorfen sind lediglich in wenigen Arealen nördlich von Binswangen erhalten.

Fazies: Aufgrund des hohen Grundwasserspiegels liegen keine Informationen über das Schichtungsbild der Niederterrassenschotter vor. Ähnlich dem typischen Schichtungsbild der hochwürmzeitlichen NT1 der Donau unterhalb von Regensburg (vgl. u.a. SCHELLMANN 2010) kann auch hier von einem horizontal- und troggeschichteten Schotterkörper ausgegangen werden, der von einem kaltzeitlichen verwilderten Fluss (*braided river*) abgelagert wurde.

Alter: Für die Alterseinstufung der NT1 liegen weder aus dem Blattgebiet, noch aus dem angrenzenden Donautal genauere numerische Datierungen vor. Als älteste Niederterrasse, die keine Lößdecke trägt, dürfte sie würmhochglazialen Alters sein. Dafür spricht auch die Auflagerung großer Talrandschwemmkegel nordöstlich von Eppisburg.

Aufschlüsse: Im Bereich der hochglazialen Niederterrasse liegen derzeit keine Aufschlüsse vor.

3.1.1.4 Niederterrasse 2 (NT2)

Jungpleistozän (international: Oberpleistozän), Späthochwürm

Zwischen den Terrassenflächen der würmhochglazialen NT1 und der jüngsten Niederterrasse, der spätwürmzeitlichen Niederterrasse 3 (NT3), besitzt die vermutlich im ausgehenden Würmhochglazial gebildete Niederterrasse 2 (NT2) einen im Mittel lediglich 500 m breiten Terrassenstreifen. Sie bildet im Blattgebiet ab Fristingen das vermittelnde Element zwischen der älteren NT1 im Südosten und der jüngeren NT3 im Nordwesten. Sie ist mit einer Gesamtfläche von etwa 5 km² jedoch deutlich kleiner als die anderen beiden Niederterrassen.

Mächtigkeit: In einer Grundwasserbohrung nordöstlich vom Riedschreinerhof wurde unter 0,6 m mächtigen Hochflutlehmen ein 6,7 m mächtiger Kieskörper angetroffen, der bei 405 m ü. NN in einer ähnlichen Tiefenlage wie im Bereich der angrenzenden NT1- und NT3-Flächen der Molasse auflag (Beilage 2: Profil 7429/2).

Lithologie und Fazies: Aufgrund fehlender Aufschlüsse liegen keine aktuellen Informationen über die Lithologie und das Schichtungsbild der NT2 im Blattgebiet vor. Ähnlich wie bei der NT1 sind mittelgründige Braunerden auf Flussmergel auf dem Kieskörper weit verbreitet. In vernässten Arealen, vorwiegend im Nordosten des Blattgebiets, sind die Böden meist als grundwasserbeeinflusste Braunerdegleye ausgebildet. Anmoorige Areale konnten nur vereinzelt, im Bereich von Rinnen, erbohrt werden.

Alter: Absolute Altersbelege liegen für die NT2 nicht vor. Entsprechend ihrer stratigraphischen Lage zwischen der würmhochglazialen NT1 und der schon in der frühen Ältesten Dryas in Ausbildung begriffenen NT3 (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West) ist von einer Alterstellung im ausgehenden Würmhochglazial auszugehen.

Aufschlüsse: Im Bereich der NT2 liegen derzeit keine Aufschlüsse vor.

3.1.1.5 Niederterrasse 3 (NT3)

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

Den südlichen Rahmen der holozänen Donauterrassen bilden die weiten Schotterfluren der spätwürmzeitlichen jüngsten Niederterrasse, der NT3. Auffallend ist dabei, dass die im Blattgebiet knapp 25 km² große Oberfläche der NT3 über ein weit verzweigtes Netz von Rinnensystemen verfügt, die bis zu 1 m in dieselbe eingetieft sein können. Ebenfalls markant ist eine deutliche Zunahme von Rinnen zum südlichen Terrassenrand hin, zu welchem sie meist parallel verlaufen. Während sie zu den älteren würmzeitlichen Terrassen in der Regel durch eine 1 bis 1,5 m hohe Böschung abgesetzt ist (Bild 4), ist der Niveauunterschied zu den Mäanderterrassen der Donauaue sehr unterschiedlich: von etwa 2 m über angrenzender jüngster Aue bis



Bild 4: Stufenrand zwischen NT1 (links) und NT3 (rechts) der Donau westlich von Fristingen. (Photo: G. SCHELLMANN 2014).

hin zu nur wenigen Dezimetern bei angrenzender mittelholozäner Donauau.

Mächtigkeit: Bohrungen belegen quartäre Schottermächtigkeiten im Bereich der spätglazialen NT3 zwischen 2,7 und 7 m, mit einer Häufung zwischen 4 bis 7 m (Abb. 4).

Lithologie: Bei den Schottern (kiesig, sandig, steinig) der Niederterrasse handelt es sich um überwiegend karbonatische Kiese mit größtenteils alpinem Ursprungsgebiet. Der Schotterkörper enthält untergeordnet auch kantengerundete Malmkalke der nördlich gelegenen Jurastufe.

Auf dem Kieskörper sind, wie schon bei der NT2 und NT1, wenige Dezimeter mächtige Braunerdegleye, vereinzelt auch Anmoorgleye auf Hochflutmergeln verbreitet. Letztere sind an das fluviale Rinnengeflecht an der Terrassenoberfläche gebunden. Außerhalb der mit bis zu 1 m mächtigen, feinklastischen Anmooren und Hochflutsedimenten verfüllten Rinnen dominieren mittelgründige, meist leicht kalkige Auenbraunerden.

Ein Deckschichtenprofil auf der NT3 nordnordwestlich des Riedschreinerhofs in der Kiesgrube „Rohr“ (Kap. 5: Aufschluss A1) zeigt einen Pechanmoorgleye auf etwa 70 cm mächtigen kalkhaltigen Hochflutsedimenten über angewitterten kalkalpinen Mittel- und Grobkiesen der Donau (Abb. 5).

Fazies: Wie bei allen Donauterrassen im Blattgebiet existieren wegen des hohen Grundwasserspiegels auch bei der NT3 keine Aufschlüsse, die Einblicke auf das etwaige Schichtungsbild der quartären Schotter ermöglichen. Einzelne, stark verzweigte Flusssysteme auf der Oberfläche der NT3 deuten auf eine Bildung durch eine

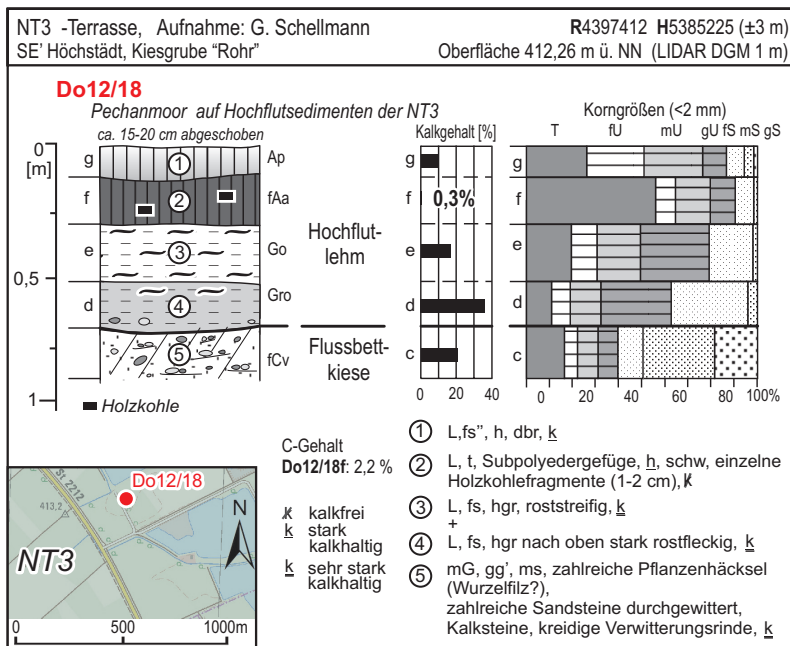


Abb. 5:
Aufschlussprofil auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Rohr“ (A2, Do12/18) südöstlich von Höchstädt und nordnordwestlich des Riedschreinerhofs (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

verwilderte (*braided river*) Donau. Insofern sollte der Kieskörper horizontal- und troggeschichtet sein.

Alter: Aufgrund ihrer stratigraphischen Lage oberhalb der holozänen Donauaue und unterhalb der älteren Niederterrassen ist die NT3 ins Spätwürm zu stellen. Sie ist ebenso alt, wie die auf dem westlichen Nachbarblatt 7428 Dillingen West großflächig erhaltene NT3 der Donau. Dort konnte ihre Bildungszeit auf den Zeitraum zwischen deutlich vor der Bølling/Allerød-Periode bis wahrscheinlich zum Ausgang der Jüngeren Dryas bestimmt werden (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West). Eine ähnlich frühzeitige Anlage der NT3 der Donau deutlich vor der Bølling/Allerød-Periode wurde auch weiter talabwärts im Donautal bei Straubing nachgewiesen (SCHELLMANN 2010). Dort ist die Aufschotterung der NT3 zweiphasig. Die ältere Hauptbildungsphase begann in der Ältesten Dryas vor mindestens 14.000 ¹⁴C-Jahren und dauerte bis zur Bølling/Allerød-Periode. Eine zweite Periode mit kräftiger Aufschotterung horizontal- und troggeschichteter Donaukiese fällt dort vor allem in die zweite Hälfte der Jüngeren Dryas.

Aufschluss: A1, Kiesgrube „Rohr“, südöstlich von Höchstädt und nordnordwestlich vom Riedschreinerhof (R43 97 412, H53 85 225 ± 3 m).

3.1.1.6 Löß und Lößlehm (>0,7 m)

Jungpleistozän (international: Oberpleistozän), Würm

Lößdeckschichten bedecken die Dillinger Hochterrasse sowie die am südlichen Talrand verbreitete Übergangsterrasse. Durch spätglaziale und 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 Lessivierungs-

dynamik einer Parabraunerdebildung zusätzlich tonangereichert. Auf Geländekuppen und in Oberhangpositionen entlang der Dellentälchen und an den Geländestufen zum jungquartären Donautalboden können allerdings die Bodenprofile bei ackerbaulicher Nutzung stark erodiert sein und der kaum verwitterte Würmlöß heute bis zur Oberfläche reichen.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Lößdecke kann stark variieren. Auf der Dillinger Hochterrasse liegt sie meist bei 2 bis 4 m und auf der Übergangsterrasse bei 2 bis 5 m.

Lithologie: Löß ist ein äolisches Sediment aus karbonathaltigem und schwach feinsandigem Schluff (Silt) mit häufig geringen Tonanteilen. Er besitzt meist eine gelblich-hellbraune Farbe und zahlreiche Nadelstichporen. Innerhalb der Lößdeckschichten treten stellenweise Lößschnecken auf. Unverwitterter Jungwürmlöß besitzt in diesem Donautalabschnitt im Mittel Kalkgehalte von 25 bis 32%. Der relativ feinsandreiche Löß auf der Übergangsterrasse bei Eppisburg führt meistens Kalkgehalte zwischen 13 bis 21% und der Sandgehalt beträgt in den reinen, meist von Naßböden überprägten Lößschichten 13 bis 18% (Abb. 3). In sehr sandstreifigen Lagen können die Sandgehalte auf 40 bis 60% ansteigen. Die Ursache für diese hohen Sandgehalte liegt an der Nähe des kaltzeitlichen Auswehungsgebietes, den nördlich angrenzenden Niederterrassenfluren, und sicherlich auch an einem solifluidalen oder abluativen Eintrag von Tertiärsanden vom südlichen Talhang.

Fazies: Löß ist überwiegend ein äolisches Produkt besitzt allerdings häufig eingelagerte periglaziale Fließerden 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: Die auf der Dillinger Hochterrasse verbreiteten Lößdeckschichten wurden im Blattgebiet ausschließlich in der Würm-Kaltzeit abgelagert (LEGER 1988).

Aufschlüsse: : Im Blattgebiet standen während der Kartierzeit keine dauerhaften Aufschlüsse zur Verfügung. Weiter talabwärts werden die Hochterrassenkiese aktuell in einer Kiesgrube westlich von Höchstädt (Blatt 7329 Höchstädt) abgebaut (JUNG & HAGMEIER 2013). Dort ist aktuell auch die Würmlößdecke aufgeschlossen.

3.1.2 Pleistozän bis Holozän

Die in diesem Unterkapitel aufgeführten geologischen Einheiten können nicht eindeutig auf ein pleistozänes bzw. holozänes Alter festgelegt werden. In der Regel kann von einer pleistozänen Anlage der jeweiligen Kartiereinheiten ausgegangen werden, eine durchgängige Bildungszeit bis ins Holozän bzw. eine Reaktivierung im Holozän ist jedoch möglich.

3.1.2.1 Bach- und Flussablagerungen

Pleistozän bis Holozän

Die Donau besitzt im Blattgebiet nur zwei Seitenbäche; die Egau und den Zwergbach. Beide haben eigene, in die Dillinger Hochterrasse eingetiefte Talböden. Der etwa 90 bis 150 m breite Talboden des Zwergbaches mündet bei Schretzheim in das ähnlich breite Egautal. Ihre Talböden liegen etwa 4 bis 6 m tiefer als die umgebenden Hochterrasseflächen. Weiter talabwärts nimmt die Eintiefung des Egautals zu und erreicht an der Mündung in die holozäne Donauaue etwa 11 m.

Mächtigkeit: Die quartäre Kiesbasis von Zwergbach und Egautal liegt bei Schretzheim nach einer Bohrung im Zwergbachtal (BODENINFORMATIONSSYSTEM DES BAYERISCHEN LANDESAMTES FÜR UMWELT: Bohrung Scan DB Dillingen VB2) in derselben Tiefenlage wie im Bereich der angrenzenden Dillinger Hochterrasse (Beilage 2: Profil 7429/1). Erst weiter talabwärts bei Steinheim reicht sie nach den Schichtenverzeichnissen von drei, in ihrem Talboden an der Egaubrücke der B16 niedergebrachten Bohrungen etwa 2 bis 3 m tiefer als in der nördlich angrenzenden Dillinger Hochterrasse. Sie liegt dort aber immer noch etwa 7 bis 8 m höher als die Kiesbasis in der südöstlich gelegenen holozänen Donauaue. Insofern hat die Egau nach Ausbildung der Dillinger Hochterrasse und der anschließenden Tieferlegung des Donautals zwar im Unterlauf damit begonnen, rückschreitend ihre Talsohle unter die Kiesbasis der Dillinger Hochterrasse einzutiefen, ohne aber bisher die tiefe Quartärbasis der holozänen Donauaue zu erreichen. Der parallel zur Tieferlegung der Bachbettsohle im Strömungsschatten abgelagerte Kieskörper besitzt an der Egaubrücke der B16 eine Mächtigkeit von 1,4 bis 1,6 m. In dieser Größenordnung dürften auch die Mächtigkeiten der Egaukiese weiter talaufwärts liegen. Aus dem Zwergbachtal liegen hierzu keine Informationen vor.

Lithologie und Fazies: Nach den Schichtenverzeichnissen der Bohrungen an der Egaubrücke in Steinheim bestehen dort die Egauablagerungen aus sandigen Fein- und Mittelkiesen, die bis zur Oberfläche reichen. Weiter talaufwärts liegen aus dem Egau- und Zwergbachtal keine Informationen über Mächtigkeit, Lithologie und Fazies ihrer Ablagerungen vor.

Altersstellung: Die Bachfüllungen im Egau- und Zwergbachtal sind jünger als die Dillinger Hochterrasse, werden allerdings oberhalb von Steinheim an der Basis von Hochterrassekiesen unbekannter Mächtigkeit unterlagert.

Aufschlüsse: keine.

3.1.2.2 Schwemmfächer- und Schwemmkegelablagerungen

Pleistozän bis Holozän

Schwemmfächer und Schwemmkegelablagerung sind Akkumulationsformen, die im Blattgebiet vor allem in den Kaltzeiten als Folge der plötzlich stark reduzierten

Reliefenergie am Ausgang von Seitentälern der Iller-Lechplatte auf die angrenzenden Donautalböden sedimentiert wurden. Dabei ist davon auszugehen, dass sich periglaziale Fließerden und Spülsedimente am Ausgang der Seitentäler im Untergrund noch weiter ins Vorland erstrecken und bereichsweise durch Starkregenereignisse reaktiviert werden können. Morphologisch sind im Blattgebiet lediglich zwischen Eppisburg und Binswangen zwei größere Schwemmfächer erhalten. Es ist jedoch nicht auszuschließen, dass viele Ortschaften am südlichen Talrand auf Schwemmfächern angelegt wurden.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten können von wenigen Dezimetern am Fächerrand bis hin zu einigen Metern in den zentralen Bereichen schwanken.

Lithologie und Fazies: Die Schwemmfächer im Blattgebiet werden vorwiegend von den lößbedeckten Hängen und Riedeln der Iller-Lech-Platte ernährt, untergeordnet auch von den liegenden Molassesanden, dementsprechend dominieren sandig-schluffige Substrate. Ein geringer Anteil kiesiger quartärer Sedimente ist anzunehmen, konnte jedoch nicht erbohrt werden. Die im Blattgebiet verbreiteten Schwemmfächer sind überwiegend durch periglaziale Ablation entstanden.

Alter: Genaue Informationen zum Alter der Schwemmfächer liegen nicht vor. Die beiden großen Schwemmfächer bei Eppisburg und Binswangen liegen der würmhochglazialen NT1 auf, wurden also erst seit dem ausgehenden Würmhochglazial abgelagert.

Aufschlüsse: Im Bereich der Schwemmfächer liegen derzeit keine Aufschlüsse vor.

3.1.2.3 Abschwemmmassen

Pleistozän bis Holozän

Abschwemmmassen überdecken kleinere Areale am Talrand der früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrasse (ÜT).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten dieser Hangablagerungen ist nicht bekannt. Entsprechend der Hangneigung und der Entfernung zum Hang ist von Schwankungen im Dezimeter- bis Meterbereich auszugehen.

Lithologie: Das Material der Abschwemmmassen ist weitestgehend homogen. Dabei dominieren lehmige, oft auch sandige Ablagerungen. Sehr selten treten Feinkiese auf. Letztere entstammen den von altpleistozänen Schottern gekrönten Riedeln der Iller-Lech-Platte. Bei den sandig, lehmigen Sedimentanteilen handelt es sich schwerpunktmäßig um Schwemmlöss, untergeordnet auch um Sande und Schluffe der Oberen Süßwassermolasse.

Alter: Die Abschwemmmassen sind vermutlich jungpleistozänen Alters. Holozäne

Anteile sind jedoch nicht auszuschließen.

Aufschlüsse: Im Bereich von Abschwemmassen liegen derzeit keine Aufschlüsse vor.

3.1.2.4 Talfüllung, polygenetisch

Pleistozän bis Holozän

Die nicht weiter differenzierten Talfüllungen der von der Iller-Lech-Platte ins Donautal einmündenden Seitentäler und ein Dellentälchen auf der Dillinger Hochterrasse am nordöstlichen Ortsrand von Steinheim sind als polygenetische Talfüllungen zusammengefasst. Die Genese vieler dieser Periglazialtäler ist polyzyklisch. Sie waren über mehrere Kaltzeiten hinweg aktiv. Durch den mehrfachen Wechsel von Perioden mit vorherrschender Eintiefung bzw. Ausräumung der Talsohle und Wiederverfüllung kam es teilweise zur Existenz höherer Talböden, die von der aktuellen Talsohle durch eine Geländestufe abgesetzt sind.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten der Talfüllungen kann starken lokalen Schwankungen unterliegen und mehrere Meter erreichen.

Lithologie: Die Zusammensetzung der Ablagerungen kann variieren. Je nach Einzugsgebiet und Transportkraft der Gewässer können (Löss-)Lehme, Schluffe, Sande oder Kiese dominieren.

Fazies: Alle polygenetischen Talfüllungen sind periglazialer Genese (Ablation und Solifluktion). Jüngere Kolluvien können als Folge ackerbaulich bedingter Spüldenudation auftreten.

Alter: Altersbelege liegen nicht vor.

Aufschlüsse: keine.

3.1.3 Holozän

3.1.3.1 Holozäne Donauen und ihre Mäanderterrassen

Die holozänen Donauauen nehmen nur knapp 23% des jungquartären Talbodens der Donau ein. Sie erstrecken sich entlang des Steilanstiegs zur Dillinger Hochterrasse beiderseits der das Blattgebiet zwischen Dillingen und Steinheim von Südwesten nach Nordosten querenden Donau. Am westlichen Blattrand besitzen sie eine Breite von über 2 km, die auf etwa 1,3 km Breite bei Steinheim abnimmt. Von der südöstlich angrenzenden NT3 der Donau sind sie meist durch eine deutliche Geländestufe abgesetzt, obwohl der Höhenunterschied zwischen Donauauen und der NT3-Oberfläche oft ähnlich oder nur maximal 0,5 m beträgt (Abb. 2, Beilage 2).

Im Blattgebiet sind innerhalb der Donauauen mindestens sechs unterschiedlich alte Mäanderterrassen (Abb. 2), die H2- bis H7b- Terrassen erhalten. Die Bezeichnungen H2 bis H7 wurden von SCHELLMANN (1988; ders. 1990; ders. 1994; ders. 2010)

Tab. 2: Stratigraphische Bezeichnungen und Alter der jungquartären Donauterrassen im Blattgebiet und im bayerischen Donautal unterhalb von Regensburg nach SCHELLMANN (2010; ders. 1990).

Terrassen	Generallegende (LfU)	Bildungszeit	Donautal unterhalb von Regensburg (SCHELLMANN 1988; ders. 2010)	
H7b	qhj3 ₂	19. Jh. (1812 bis 1864/70 AD)	H7	Mitte 18. bis Mitte 19. Jh.
H7a	qhj3 ₁	ca. 1750 bis 1812 AD		
H6	qhj2 ₂	vor 1610 AD bis vor 1778 AD	H6	ca. 1350 bis 1750 AD
H5	qhj2 ₁	Früh- bis ausgehendes Hochmittelalter	H5	Ca. 500 bis 1300 AD
H4	qhj1	Ausgehendes Subboreal – Ende Römerzeit (ca. 3.600 - 1.600 ¹⁴ C BP)	H4	Ausgehendes Subboreal bis Ende Römerzeit (ca. 2.900 – 1.500 ¹⁴ C BP)
H3	qhm2	Subboreal (ca. 5.500 – 3.800 ¹⁴ C BP)	H3	Subboreal (ca. 5.000 – 3.000 ¹⁴ C BP)
H2	qhm1	Atlantikum	H2	Atlantikum (ca. 6.700 – 5.600 ¹⁴ C BP)
H1	qha	Präboreal – älteres Boreal (ca. 9.970 – >8.000 ¹⁴ C BP)	H1	Präboreal – älteres Boreal (ca. 9.600 bis 8.400 ¹⁴ C BP)
NT3	Ws2	Würm-Spätglazial (>12.700 ¹⁴ C BP – Ausgang Jüngere Dryas)	NT3	Würm-Spätglazial (>13.950 – ca. 10.200 ¹⁴ C BP)
NT2	Ws1	Spätes Würm-Hochglazial	NT2	Frühes Würm-Spätglazial
NT1	Wh	Würm-Hochglazial	NT1	Würm-Hochglazial
ÜT	Wf	Früh- bis Mittelwürm	ÜT1, ÜT2	Früh- bis Mittelwürm

im Donautal unterhalb von Regensburg definiert und sind aufgrund des übereinstimmenden Alters mit den im Blattgebiet erhaltenen Holozänterrassen der Donau übertragbar (Tab. 2). Dabei steht das H steht für Holozän, das NT für hoch- und spätwürmzeitliche Niederterrassenkörper.

Als Reihenterrassen besitzen alle Holozänterrassen eine ähnliche Höhenlage ihrer Oberflächen, obwohl im Gelände die H4- bis H7-Terrassen vor allem wohl wegen ihrer stärkeren Gliederung durch Aurinnen oft den Eindruck einer tieferen Aue erzeugen (Bild 5). Alle Holozänterrassen sind im Zuge lateraler Flussbettverlagerungen der Donau entstanden. Die jüngsten H4- bis H7b-Terrassen erstrecken sich beiderseits des aktuellen Donaulaufs, die älteren H2- bis H3-Mäanderterrassen sind nur im Raum Dillingen am Außenrand der jungholozänen Donauauen erhalten.

Mächtigkeit und Lagerung: Die holozänen Mäanderterrassen tragen außerhalb von Aurinnen eine meist wenige Dezimeter bis etwa 1,5 m mächtige Überdeckung aus kalkhaltigen Auelehmen und feinsandig-schluffigen Aurinnensedimenten. Die feinklastische Füllung von Altarmen (Paläomäändern) ist dagegen meist deutlich mächtiger. In einer Bohrung am Außenrand des H7a-Paläomaänders in der Flur „Rentamtswörth“ südöstlich von Dillingen wurden an der Basis der Paläomäander-



Bild 5: Terrassengrenze zwischen den jungholozänen Auenterrassen der H6 (links) und der H5 der Donau (rechts) südwestlich von Steinheim. Im Hintergrund die etwa 10 m hohe Steilstufe der Dillinger Hochterrasse (Photo: G. SCHELLMANN 2013)

füllung und vor Erreichen der liegenden Molassesedimente nur noch 0,1 m mächtige Donaukiese angetroffen. Eine weitere Bohrung am Rand der H3-Terrasse in der Flur „An der Kleinen Donau“ südöstlich von Dillingen durchteufte zunächst die dort 5,6 m mächtige feinklastische H3-Paläomäanderfüllung und erreichte nach 0,2 m mächtigen Donaukiesen das tertiäre Sohlgestein (Beilage 2: Profil 7429/1 Bohrung 2). Beide Bohrungen belegen für die H3 und H7, dass die Flussbettsohle der Donau während ihrer Ausbildung zumindest bereichsweise bis auf die tertiäre Talsohle hinabreichte. Da nicht Gegenteiliges bekannt ist, kann man davon ausgehen, dass insgesamt im Bereich der holozänen Talaue überwiegend holozäne Donaukiese anstehen. Dabei liegt dort die Kiesbasis in einer ähnlichen Tiefenlage wie im Bereich der Niederterrassenfluren (Abb. 2, Beilage 2 und Beilage 4). Die Quartärbasis liegt im Bereich der holozänen Donauterrassen am westlichen Blattrand bei ca. 412 bis 414 m ü. NN und dacht talabwärts auf ca. 408 bis 410 m ü. NN am östlichen Talrand ab (Beilage 4). Die Kiesmächtigkeiten schwanken meist zwischen 4 bis 7 m, erreichen vereinzelt auch Mächtigkeiten von 8 bis 9,4 m.

Lithologie und Fazies: Im Gegensatz zu den drei im Blattgebiet erhaltenen Niederterrassen sind die holozänen Donauauen im Zuge seitlicher Flusslaufverlagerungen einer mäandrierenden Donau mit Ausbau und Abschnürung von großen Mäanderbögen entstanden. Insofern ist davon auszugehen, dass dort die Flussbettsedimente großbogig schräggeschichtet sind und in der Vertikalen eine Korngrößen-sortierung von blockführenden Grobkiesen an der Basis bis hin zu sandreichen Kiesen, kiesigen Flusssanden und fein- bis mittelsandigen Flusssanden am Top besitzen. Auf diesen L-Schottern *sensu* SCHIRMER (1983) wurden schon beim Ausbau der Mäanderbögen

oder bei seitlichen Flussbettverlagerungen nach und nach ein Großteil der flächenhaft verbreiteten, feinsandigen und lehmigen Auensedimentdecke abgelagert. Auf den kalkhaltigen Auensedimenten sind außerhalb von Aurinnen Auenböden in Form von jungen hellgrauen bis gelbbraunen Auenpararendzinen auf jungen Hochflutablagerungen der H4- bis H7b-Terrassen sowie stärker humose, manchmal schwach verbraunte und entkalkte Auenpararendzinen im Bereich der scheinbar etwas höheren H3- und H2-Terrassen weit verbreitet.

Alter: Aus dem Blattgebiet liegen nur wenige Altersbelege vor (s.u.), die eine genauere zeitliche Einstufungen der hier erhaltenen holozänen Mäanderterrassen erlauben. Dagegen liegen von den holozänen Donauterrassen weiter talaufwärts auf den Nachbarblätter 7428 Dillingen West (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West), 7427 Sontheim a.d. Brenz und 7527 Günzburg (SCHELLMANN, in diesem Band: 7427 Sontheim a.d. Brenz) zahlreiche Altersinformationen vor. Sie stammen aus historischen Karten, frühgeschichtlichen Funden sowie von ¹⁴C-Altersbestimmungen an organischen Makroresten, Holzkohlen und subfossilen Baumstämmen aus sandigen und kiesigen Flussbett- und aufliegenden Hochflutsedimenten.

Danach entstanden die holozänen Mäanderterrassen der Donau in folgenden Umlagerungsperioden: die im Blattgebiet nicht erhaltene H1 im Präboreal und Boreal, die H2 im Atlantikum, die H3 im späten Atlantikum bis zum mittleren Subboreal, die H4 im Zeitraum mittleres Subboreal bis ausgehende Römerzeit, die H5 im Früh- bis Hochmittelalter, die H6 von Mitte des 14. Jahrhundert bis wahrscheinlich Mitte des 18. Jahrhundert und die beiden jüngsten H7a- und H7b-Terrassen seit Mitte des 18. Jahrhunderts bis zur weitgehenden Flussbettfestlegung im Blattgebiet um 1864 AD. Dabei repräsentiert die H7b-Terrasse eine Umlagerungszone, die im Wesentlichen erst durch die verschiedenen, zwischen 1806 und 1864 AD durchgeführten flussbaulichen Korrekturen entstanden ist. Denn erst in den 1860er Jahren ist es im Blattgebiet letztlich gelungen, die begradigte Donau an erneuten Ausbrüchen aus ihrem künstlichen Flussbett zu hindern. Damit endete die Zeit der Bildung neuer Mäanderterrassen.

Aufschlüsse: keine.

3.1.3.2 Mittlere Postglazialterrassen H2 und H3

Mittelholozän

Die Mittleren Postglazialterrassen im Blattgebiet umfassen zwei große Mäanderterrassen, die H2- und die H3-Terrasse. Die ältere Postglazialterrasse, die H1, ist im Blattgebiet nicht erhalten, aber auf dem westlichen Nachbarblatt 7428 Dillingen West weit verbreitet (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West). H2-Terrassenflächen erstrecken sich südlich der Donau am westlichen Blattrand in den Fluren „Plappermäher“ und „Kreuzried“. Eine weitere, mindestens H2-zeitliche

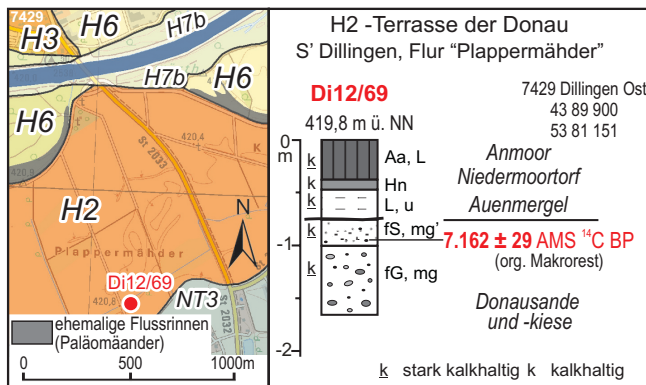


Abb. 6: ^{14}C -Alter organischer Makroreste aus den Flusssanden der H2-Terrasse in der Flur „Plappermäher“ südlich von Dillingen (Profil Di12/69; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Das ^{14}C -Alter ist in Tab. 3 aufgelistet.

Auenfläche liegt südöstlich der „Kleinen Donau“ bei Dillingen. Die Flur im Bereich der „Kleinen Donau“ bei Dillingen gehört zur H3-Terrasse und auch große Areale der südlichen Donauvorstadt von Dillingen liegen auf der H3. Mindestens H3-zeitlich ist auch eine kleine Terrassenfläche westlich vom Sportplatz von Steinheim.

Mächtigkeit und Deckschichten: Im Bereich der am westlichen Blattrand südlich der Donau erhaltenen H2-Terrasse schwanken die Kiesmächtigkeiten nach drei, bis unter die Quartärbasis reichenden Bohrungen zwischen 3,4 bis 6,8 m. Die H2-Kiese sind meist von 0,5 bis 1,0 m, in Rinnen auch bis zu 6,2 m mächtigen Auensedimenten bedeckt. Zwischen Auensedimenten und Flusssanden können bis zu 0,5 m mächtige Flusssande aus Fein- und Mittelsanden eingeschaltet sein. In einzelnen Aurinnen treten auch bis zu 0,5 m mächtige schwarze Anmoore auf, die manchmal geringmächtige Torfhorizonte an der Basis besitzen (Abb. 6).

Einzelne Hochwasserrinnen, die von den jungholozänen Auen ausgehen und die Terrassenoberfläche zum Teil bis zum Außenrand queren, besitzen Füllungen aus jungholozänen Hochflutsedimenten. So ergaben zwei ^{14}C -Datierungen organischer Makroreste in Feinsanden unter 0,8 bzw. 0,9 m mächtigen Auensedimenten ein eisen- und ein römischerzeitliches Alter von 2.153 ± 19 ^{14}C BP (Tab. 3: Di12/66) und 2.518 ± 20 ^{14}C BP (Tab. 3: Di12/70). Anscheinend haben in diesem Zeitraum Hochwasser verstärkt die H2-Terrasse in diesem Raum erreicht, sekundäre Aurinnen eingetieft und wieder verfüllt.

Die Donaukiese im Bereich der nördlich der Donau erhaltenen H3 besitzen Mächtigkeiten zwischen 4,4 bis 8,7 m und tragen häufig 1 m mächtige Auensedimente.

Lithologie und Fazies: Wie bereits ausgeführt, wurden die kiesig-sandigen, kalkalpinen Donauschotter aller holozänen Donauterrassen von einem mäandrierenden Donaulauf abgelagert. Insofern ist von einer großbogigen Schrägschichtung des Kieskörpers mit genereller vertikaler Korngrößenabnahme auszugehen. Primäre Aurinenscharen und große Paläomäander belegen morphologisch diese Art der Sedimentumlagerung auch für die beiden Mittleren Postglazialterrassen. Morphologisch gut erhaltenene Paläomäander sind am Außenrand der H2 in der Flur „Plappermäher“ und am Außenrand der H3 in der Flur „Kleine Donau“ erhalten.

Alter: Das Alter organischer Makroreste von 7.162 ± 20 ^{14}C BP aus Flusssanden der H2-Terrasse in der Flur „Plappermäher“ südlich von Dillingen (Abb. 6) belegt eine Bildung der umgebenden H2-Terrassenflächen im frühen Atlantikum. Von der H3 liegen aus dem Blattgebiet keine Altersbelege vor.

Aufschlüsse: keine.

3.1.3.3 Jüngere Postglazialterrassen H4 bis H7b

Spätes Mittelholozän bis Jungholozän

Die jüngeren Postglazialterrassen, die H4 bis H7b-Terrassen, begleiten die Donau vom westlichen bis zum östlichen Blattrand. Dabei tragen große Areale einen Auwald. Diese junge Umlagerungszone prägen zahlreiche Aurinnen und gut erhaltene Paläomäander, wobei naturgemäß die Oberflächen der jüngsten, häufig noch mit Auwald bedeckten H6- bis H7b-Terrassen von den kräftigsten Aurinnen durchzogen werden.

Eine Besonderheit in der Flussgeschichte der Donau ist die H7b-Terrasse, die erst durch die im Blattgebiet zwischen 1812 und 1864 AD durchgeführten flussbaulichen Korrekturen entstanden ist. Die erste bedeutende Flussbegradigung des 19. Jahrhunderts erfolgte im Blattgebiet mit Bau des sog. „Karolinenkanals“ bei Dillingen in den Jahren 1812 bis 1814 AD (KERN-KERNRIED 1874), weitere folgten (Abb. 7). Die technisch noch unausgereiften flussbaulichen Projekte hatten zur Folge, dass in den Kanalstrecken und stromabwärts durch die nun höheren Fließgeschwindigkeiten der Donau diese in wesentlich kürzeren Zeiträumen große Mäander ausbaute und zum Teil auch Flusslaufverzweigungen auftraten. Das hatte dann wieder erneute Flussbegradigungen zur Folge. Dadurch besitzt die H7b-Terrasse für den Bildungszeitraum von knapp 50 Jahren ungewöhnlich große Ausmaße.

Mächtigkeit und Deckschichten: Nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen sind die quartären Donaukiese und -sande im Bereich der jung-holozänen Talauen etwa 4 bis maximal 9 m mächtig. Sie sind wie bei den älteren Postglazialterrassen häufig mit wenigen Dezimetern bis 1,1 m mächtigen Auensedimenten bedeckt. In Aurinnen wurden in Bohrungen bisher maximale Mächtigkeiten von bis zu 5,3 m angetroffen.

Pedologisch heben sich die H4- bis H7-Terrassen wenig voneinander ab. Während die maximale terrestrische Bodenentwicklung auf der H4-Terrasse grau- bis gelbbraune Auen-Pararendzinen sind, prägen die jüngeren H5- bis H7-Terrassen graue bis hellgraue Auen-Pararendzinen.

Lithologie und Fazies: Wie bereits ausgeführt, wurden die kiesig-sandigen, kalkalpinen Donauschotter aller holozänen Donauterrassen von einem mäandrierenden Donaulauf

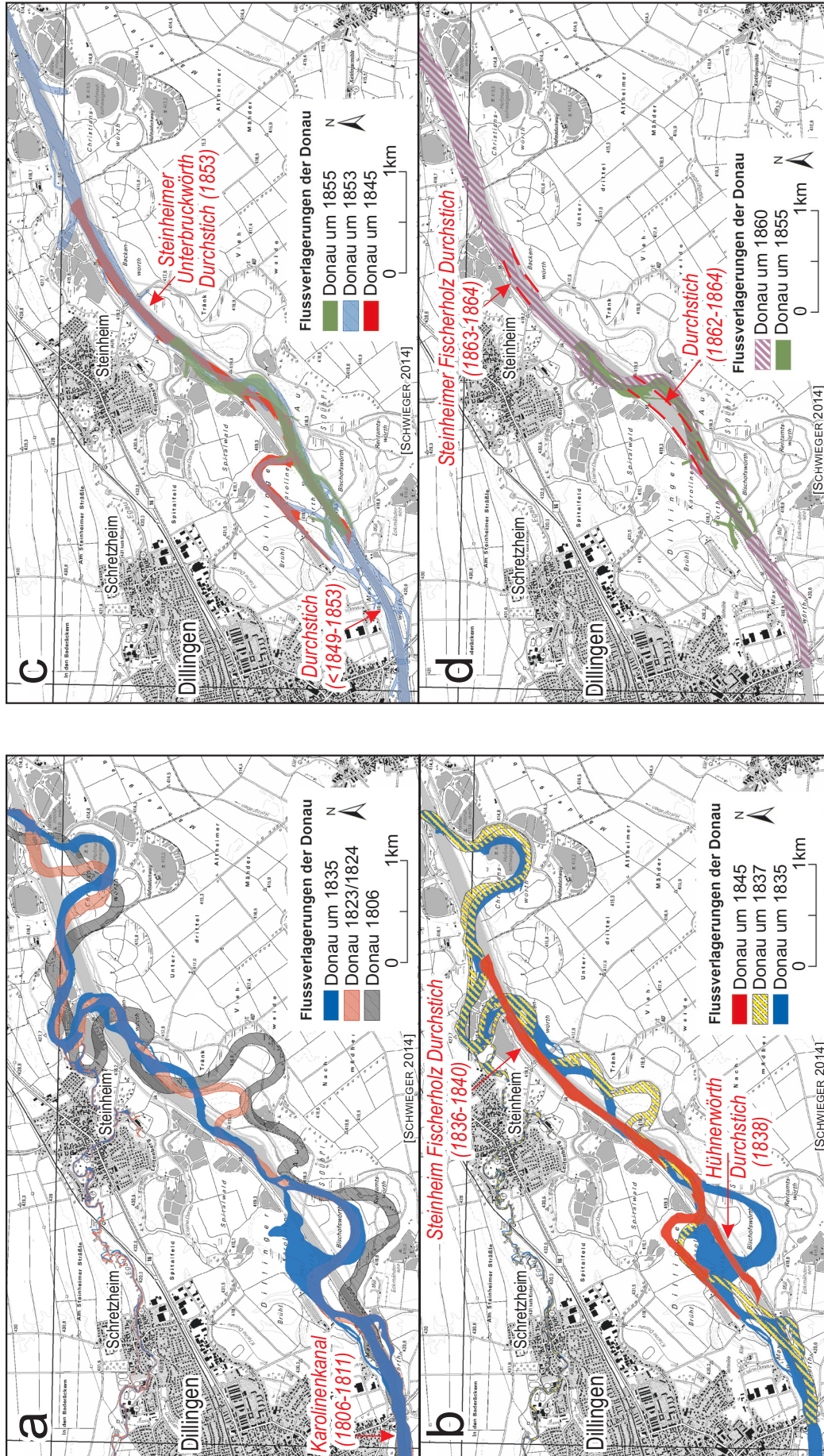


Abb. 7: Flusslaufverlagerungen der Donau im Zeitraum von ca. 1806 bis 1860 AD im Blattgebiet (Quellenverzeichnis in Beilage 5; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

Abb. 7: Fortsetzung (Quellenverzeichnis in Beilage 5; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

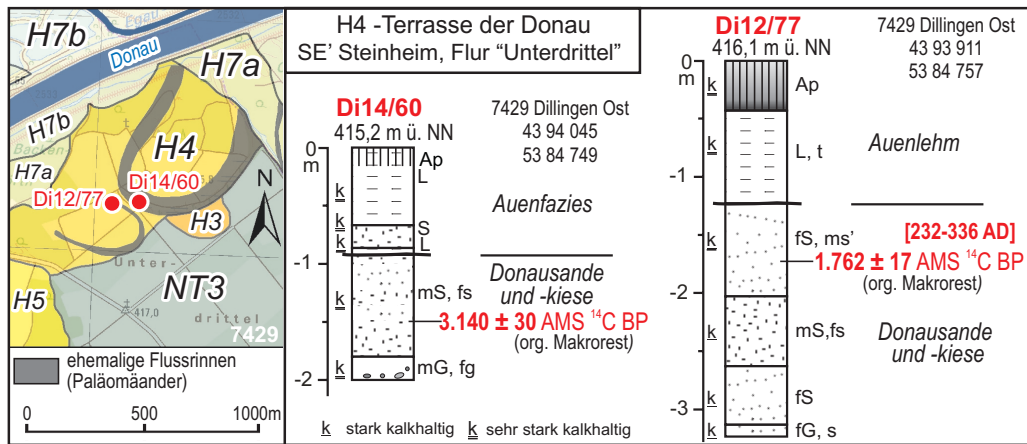


Abb. 8: ¹⁴C-Alter organischer Makroreste aus H4-Flusssanden in den beiden Paläomäandern südöstlich von Steinheim und südlich der Donau und nördlich der Flur „Unter Drittel“ (Sondierungen Di12/77 und Di14/60; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Die beiden ¹⁴C-Alter sind in Tab. 3 aufgelistet.

abgelagert. Insofern ist von einer großbogischen Schrägschichtung der Kieskörper mit genereller vertikaler Korngrößenabnahme auszugehen.

Alter: Im Einzelnen liegen bisher folgende Daten für die Alterseinstufung der jüngeren Postglazialterrassen vor.

Die Ausbildung der ausgedehnten H4-Terrassenfläche südöstlich der Donau und nahe am nördlichen Blattrand in der Flur „Unter Drittel“ begann nach der Datierung organischer Makroreste aus Flusssanden im östlichen H4-Paläomäander vor mehr als 3.140 ± 30 ¹⁴C BP. Zu dieser Zeit war die vom ihm umschlossene H4-Terrassenfläche gerade ausgebildet (Abb. 8: Profil Di14/60). Eine weitere Datierung organischer Makroreste aus Flusssanden im westlich gelegenen H4-Paläomäander ergab ein Alter von 1.762 ± 17 ¹⁴C BP bzw. ein kalibriertes Alter von 232 bis 336 AD (Abb. 8: Di12/77). Daraus ergibt sich für die H4 ein Alter von etwas älter als 3.140 ¹⁴C BP bis in die Römerzeit hinein. Deutlich zu jung ist das Alter organischer Makroreste von 440 ± 30 ¹⁴C BP, die an der Basis der Auenfazies im H4-Paläomäander nordwestlich vom Leitenberg bei Steinheim eingelagert waren (Tab. 3: Probe Di14/63). Vermutlich haben Hochwasser im 15. bis Anfang 17. Jahrhundert diesen Bereich des Paläomänders noch einmal ausgeräumt und wiederverfüllt.

Von den H5-Terrassenflächen konnten bisher nur in einer Sondierung organische Makroreste an der Basis des Auemergels in 1,1 m unter Flur im H5-Paläomäander beim Weiler Hofmadschwaig südöstlich von Steinheim geborgen und datiert werden (Tab. 3: Probe Di14/62). Das Alter von $111,3 \pm 0,4$ ¹⁴C BP ergibt kalibriert ein großes Altersintervall zwischen 1694 bis 1912 AD. Es ist daher für das Alter der H5-Terrasse wenig aussagekräftig.

Nr.	Terrasse	m ü. NN	Bemerkungen	Fundort	x	y	Tiefe Probe	Oberkante Flusshettfazies	¹⁴ C BP ±	cal BP 2 sigma	d ¹³ C	Labor-Nr.	Beschreibung	TK	Datum
D012/19	NT3	412,02	Seggenreste, Leseefund	SE Hönstadt, Ksg. "Rohr"	4397934	5385354	Leseefund	Flusshettfazies	5747	24	-30,7	MAMS 16523		7429 Dillingen Ost	24/09/2012
D14/63	H1	436,9	Makroreste Flusssande	S' Gundelfingen "Raue Hecke"	4375681	5374465	3,90	1,88	9050	30	-28,5	Beta-379169	Org. Makroreste Flusssande (-3,90 m)	7527 Günzburg	30/04/2014
D12/66	H2	419,9	Makroreste Flusssande	S' Dillingen	4388784	5381279	0,94	1,10	2153	19	-23,9	MAMS 17425		7429 Dillingen Ost	27/09/2012
D12/69	H2	419,8	Makroreste Flusssande	S' Dillingen	4389900	5381151	0,96	0,75	7162	29	-31,3	MAMS 16520		7429 Dillingen Ost	27/09/2012
D12/70	H2	419,2	Makroreste Flusssande	S' Dillingen	4391452	5381719	0,96	1,20	2518	20	-27,9	MAMS 17426		7429 Dillingen Ost	27/09/2012
D12/36	H3	436,7	Torbasis	S' Einnausheim, Flur "Fuchswinkel"	4376341	5374477	0,92	2,96	5032	22	-24,7	MAMS 17421		7527 Günzburg	30/03/2012
D12/38	H3	436,8	Makrorest Basis Auelehm	S' Gundelfingen	4376409	5374482	2,92	2,98	5326	26	-31,3	MAMS 15276		7527 Günzburg	26/04/2012
D12/15	H4	435,7	Makrorest aus Flusssanden	SW Wildenaufhof	4378619	5374703	1,85	2,20	1677	22	-26,5	MAMS 15272		7528 Burgau	02/03/2012
D12/77	H4	416,1	Makrorest Flusssande	SE Steinheim	4393911	5384757	1,7	1,2	1762	17	-29,0	MAMS 17427		7429 Dillingen Ost	28/09/2012
D14/60	H4	415,2	Makroreste Flusssande	SE Steinheim	4394045	5384749	1,50	0,93	3140	30	-25,8	Beta-379171	Org. Makroreste Flusssande (-1,50 m)	7429 Dillingen Ost	4/04/2014
D14/63	H4	417,2	Makroreste Flusssande	NW Leitenberg bei Steinheim	4391787	5384780	1,33	1,28	440	30	-27,4	Beta-379173	Org. Makroreste Flusssande (-1,50 m)	7429 Dillingen Ost	4/04/2014
D14/62	H5	413,6	Makroreste Basis Auelehm	SE Steinheim	4395322	5384699	1,10	1,12	111,3	0,4	-24,7	Beta-379172	Org. Makroreste Basis Auenmergel (-1,33 m)	7429 Dillingen Ost	4/04/2014

Labor-Nr.: MAMS und Beta = AMS C14-Labore
cal BP: kalibriert mit Calib Rev 7.0.2 (mCal13), 2 sigma und >95% Wahrscheinlichkeit

Tab. 3: ¹⁴C-Alter organischer Substanzen von im Text genannten ¹⁴C-Datierungen.

Die H6-Terrassenfläche an der Egaumündung bei Steinheim war um 1620 AD in Ausbildung begriffen. In der um 1620 AD entstandenen Karte von Mathes STANG „Donaustrom von Faimingen bis Donaumünster-Erlingshofen“ (BAYERISCHES STAATSARCHIV AUGSBURG A9) fließt dort die Donau. Die Lage der Egau, der Egaubrücke und einer Brücke etwas südlich über das heutige Alterwasser am Sportplatz von Steinheim, die in den Uraufnahmen von 1823 AD noch eingezeichnet ist, sind dabei sehr gute Orientierungspunkte.

Wie bereits ausgeführt, kann die H7 zweigeteilt werden, in eine jüngere erst durch die zwischen 1812 und 1864 AD durchgeführten flussbaulichen Korrekturen entstandene und dadurch großflächig ausgebildete H7b-Terrasse und eine ältere H7a-Terrasse, die etwa ab Mitte des 18. Jahrhunderts bis zu Beginn des 19. Jahrhunderts ausgebildet wurde. Der Stromatlas von RIEDL (1806) zeigt einen Donaulauf, der weitgehend schon am Außenrand der H7a verläuft.

Aufschlüsse: keine.

3.1.3.4 Niedermoortorf

Holozän

Ausgedehnte Niedermoore sind im Blattgebiet heute nicht mehr zu finden. Bereits seit Beginn der Donaukorrekturen um 1806 wurde der Grundwasserspiegel sukzessive tiefer gelegt. Bereits ab der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts und schwerpunktmäßig in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde ein weit geflochtenes Netz von Entwässerungsgräben angelegt, um Torfstich zu ermöglichen und landwirtschaftliche Fläche zu gewinnen. Dementsprechend bedecken meist zersetzte Niedermoortorfe in geringer Mächtigkeit nur

noch kleinere Areale auf der hochglazialen Niederterrasse (NT1). Sie sind am nordöstlichen Blattrand anzutreffen und meist an tiefere Flussrinnen gebunden. Insgesamt erreichen die Niedermoortorfe im Blattgebiet eine Ausdehnung von knapp 60 ha.

Mächtigkeit: Nach Sondierungen beträgt die Mächtigkeit der Torfe wegen der starken Zersetzung nur noch wenige Dezimeter. Im Randbereich der Moorflächen dünnen sie zudem stark aus.

Lithologie: Niedermoortorf entsteht aus abgestorbenem Pflanzenmaterial, das bei hohem Grundwasserstand nur wenig zersetzt wird. Die Pflanzenreste sind im frischen Torf noch gut erkennbar. Der Anteil der organischen Substanz liegt anders als bei Anmoor bei über 30%.

Alter: Die hier vorkommenden Torfvorkommen sind wahrscheinlich holozänen Alters. Wegen des künstlich abgesenkten Grundwasserspiegels zersetzen sie sich jedoch vielerorts.

Aufschlüsse: Im Bereich des Niedermoortorfs liegen keine Aufschlüsse vor.

3.1.3.5 Anmoor

Holozän

Im Blattgebiet treten anmoorige Einheiten in der Regel im Randsenkenbereich der hochglazialen NT1 und dort schwerpunktmäßig als Rinnenfüllungen auf. Große Areale sind dabei zwischen Eppisburg und Binswangen und weiter talabwärts nördlich von Binswangen anzutreffen. Kleinere Anmoorflächen sind auch auf der spätglazialen NT2 vertreten. Viele Anmoorgebiete sind auf älteren Aufnahmen noch als Niedermoor ausgeschieden.

Mächtigkeit: Nach Bohrungen beträgt die Mächtigkeit der Anmoore zwischen 0,2 und 0,9 Dezimeter.

Lithologie: Anmoor entsteht durch den unvollständigen Abbau organischer Substanz. Entsprechende Bodenhorizonte enthalten 15-30% organisches Material und besitzen eine braunschwarze bis schwarze Farbe.

Alter: Die im Blattgebiet vorkommenden Anmoorgebiete sind wahrscheinlich holozäner Genese.

Aufschlüsse: In den anmoorigen Bereichen existierten zum Zeitpunkt der Kartierungen keine Aufschlüsse.

3.1.3.6 Künstliche Ablagerungen, 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 mit Hilfe alter Karten auch kleinräumige, aber bis zur Quartärbasis reichende Auffüllungen erfasst. Anthropogene Umgestaltungen, z.B. durch Verkehrswegebau, Dammbauten oder Siedlungstätigkeit, lassen sich aus den topographischen Signaturen ableiten.

3.1.3.7 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, Lithologie und Fazies: Die feinklastischen, selten torfigen und/oder anmoorigen Sedimentfüllungen sind meist mehrere Meter mächtig. Im basalen Bereich sind oft sandstreifige Hochflutsedimente („Aurinnensedimente“) verbreitet, die zum Hangenden hin meistens in stark kalkhaltige Auelehme (Auenmergel) übergehen. Die morphologische Form inklusive die überwiegend feinklastischen Sedimentfüllungen repräsentieren das ehemalige Flussbett einer mäandrierenden Donau. Es wurde 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).

4. Quartärbasiskarte

Die Quartärbasiskarte (Beilage 4) basiert auf Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt und vom Wasserwirtschaftsamt Donauwörth und Krumbach. 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 Donauniederung und Hochterrasse sowie am Außenrand des Donautals gelegt, um die Isolinien der Tiefenlage der Quartärbasis

an diesen bedeutenden Grenzen enden zu lassen. Insgesamt zeigt die Tiefenlage der Quartärbasis im Blattgebiet eine Zweiteilung. Tiefste Basiswerte treten im Bereich der jungpleistozänen Kieskörper der Donauniederung auf. Die Kiesbasen der dort verbreiteten hoch- und spätwürmzeitlichen Niederterrassen und der früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrasse liegen in einer ähnlichen Tiefenlage. Eine meist mehrere Meter höhere Lage der sandig-kiesigen Quartärbasis besitzt die nördlich der Donau erhaltene Dillinger Hochterrasse. Daher streichen zwischen Dillingen und Steinheim im unteren Steilhang des Hochterrassenabfalls zur Donauaue hin wasserstauernde Molasseschichten mit einigen Schichtquellen aus.

5. Geologische Aufschlüsse

Nachfolgend werden die wichtigsten Aufschlüsse (A1 usw.) im Blattgebiet aufgeführt.

A1: Hausaufschluss am nordnordwestlichen Ortsrand von Eppisburg; nach Auskunft des Hausbesitzers wurde die Kiesoberkante in einem Schurf bei 5,5 m unter Flur erreicht.

Lage: R 43 93 660, H 53 77 128; Ansatzhöhe 426,5 m ü. NN.

Geologisches Profil Do13/1 (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2013: Abb. 3):

Quartär, Würm

Löß

- 0,50 m Oberboden (Ap), Lehm, schluffig, feinsandig, humos, dunkelbraun, entkalkt
- 1,10 m Tonangereicherter Unterboden (Bt), Lehm, schluffig, Toncutanen auf den Bodenaggregaten, rötlichbraun, entkalkt
- 1,45 m Lehm, schluffig, gelbbraun mit hellgrauen und rostigen Bändern eines schwachen Naßbodens (kryoturbat verzogen), sehr stark kalkhaltig
- 1,90 m Schluff, feinsandig, lehmig, gelbbraun und zentimeterstarke Lagen aus Feinsand, schwach mittelsandig, lehmig, rötlichbraun, sehr stark kalkhaltig
- 2,30 m Wechsellagerung aus Feinsand, schwach schluffig, hellgrau und Schluff, feinsandig, schwach lehmig, rötlichbraun, sehr stark kalkhaltig

(= Aufschlusshöhe)

A2: Kiesgrube „Rohr“, NW' Riedschreinerhof, Abbau weitgehend eingestellt.

Lage: R 43 97 412, H 53 85 225; Ansatzhöhe 412,3 m ü. NN.

Geologisches Profil Do12/18 (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2012: Abb. 5):

ca. 0,15 bis 0,20 m Oberboden abgeschoben

Quartär, Spätwürm bis Holozän

Pechanmoor auf Hochflutsedimenten

- 0,10 m Oberboden (Ap), Lehm, schwach feinsandig, humos, dunkelbraun, kalkhaltig
- 0,30 m Lehm, tonig, Subpolyedergefüge, stark humos, schwarz (Pechanmoor), einzelne Holzkohlefragmente (1 bis 2 cm), entkalkt
- 0,52 m Lehm, feinsandig, hellgrau, roststreifig (Go), stark kalkhaltig
- 0,70 m Lehm, feinsandig, hellgrau, oben stark roststreifig (Gro), sehr stark kalkhaltig

Quartär, Spätwürm

Schmelzwasserschotter der Niederterrasse 3 (NT3)

- 0,90 m Mittelkies, schwach grobkiesig, mittelsandig, zahlreiche Pflanzenhäcksel (Wurzelfilz?); Schotteranwitterungshorizont (Cv): zahlreiche Sandsteine durchgewittert, Kalksteine besitzen kreidige Verwitterungsrinde, stark kalkhaltig

(= Aufschlusshöhe)

A3: Kiesgrube „Schnell“ südlich vom Riedschreinerhof an der Landstraße St2212.

Lage: R 43 98 645, H 53 82 549, Oberfläche: ca. 414 m ü. NN

Grundwasserspiegel: ca. 1 bis 1,1 m unter Flur.

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2014):

- Quartär, Spätwürm bis Holozän*
Hochflutlehm
- 0,50/0,60 m Lehm, feinsandig, hellgrau, stark kalkhaltig
Quartär, Würm-Hochglazial
Schmelzwasserschotter der Niederterrasse 1 (NT1)
- 1,10 m horizontal geschichteter, kalkalpiner Donauschotter mit braunen Jura-Hornsteinen, Radiolariten, weißen Malmkalken, Quarzen und Lyditen
(= Aufschlusshöhe)

A4: Neue Kiesgrube „Skibowski“, südöstlich von Fristingen, östlich der Flur „Beim Hursch“.

Lage: R 43 95 403, H 53 79 437, Oberfläche: ca. 419,6 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2014):

- Quartär, Spätwürm bis Holozän*
Hochflutlehm
- 0,70/0,80 m Lehm, feinsandig, hellgrau, stark kalkhaltig
Quartär, Würm-Hochglazial
Schmelzwasserschotter der Niederterrasse 1 (NT1)
- 1,30 m horizontal geschichteter, kalkalpiner Donauschotter
(= Aufschlusshöhe)

6. Bohrungen

Nachfolgend sind einige wichtige Bohrungen im Blattgebiet aufgeführt. Die vorangestellten Nummern (**B1** usw.) sind in der Geologischen Karte wiedergegeben. 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. Der Zweck der Bohrung ist aus datenschutzrechtlichen Gründen nicht erwähnt.

B1 [7429BG015060]:

Lage: R 43 90 540, H 53 84 050; Ansatzhöhe: 419,07 m ü. NN.

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

- Quartär, Spätes Atlantikum/Subboreal und jünger*
Paläomäanderfüllung
- 5,60 m Schluff, sandig bis schwach sandig
Quartär, spätes Atlantikum/Subboreal
Donaukiese der H3-Terrasse
- 5,80 m Kies, sandig, schluffig
Tertiär
Oberer Brackwassermolasse ? (OBM ?)
Kirchberger Schichten ?
- 6,50 m Schluff, sandig, graugrün
(= Endteufe)

B2 [7429_95]

Lage: R 43 90 924, H 53 84 050; Ansatzhöhe: 424,26 m ü. NN.

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

- Quartär*
Hochflutsedimente, Würm-Spätglazial
- 1,50 m Schluff, sandig bis schwach sandig, basal kiesig
Donaukiese, NT1, Würm-Hochglazial
 - 10,90 m Kies, sandig
Tertiär, Molasse
 - 14,00 m Schluff, tonig und Ton, schluffig, grau
 - 17,50 m Schluff, tonig, sandig, grauschwarz
- = (Endteufe)

B3 [7429 Holzheim B3]:

Lage: R 43 91 393, H 53 76 197; Ansatzhöhe: 431 m ü. NN.

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

- Quartär*
Künstliche Auffüllung
- 0,20 m Kies
 - 0,50 m Sand
Lößdeckschichten, Würm
 - 3,80 m Schluff, oben sehr schwach sandig
Donausande und -kiese, ÜT, Früh- bis Mittel-Würm
 - 6,40 m Mittelsand
 - 11,30 m Grob- und Mittelkiese
Tertiär, Molasse
 - 12,30 m Sand, tonig, torfig, graugrün
 - 14,00 m Schluff, tonig und Ton, schluffig, grau
 - 17,50 m Schluff, tonig, sandig, grauschwarz
- = (Endteufe)

B4 [7429 Dill Autohaus GWM1]:

Lage: R 43 90 271, H 53 84 182; Ansatzhöhe: 431,73 m ü. NN.

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

- Quartär*
Künstliche Auffüllung
- 0,50 m Asphalt
Lößdeckschichten, Würm
 - 1,85 m Schluff, feinsandig
Donaukiese, Dillinger Hochterrasse, Riß
 - 8,60 m Kies, sandig, zum Teil schluffig und steinig mit einzelnen Sandlagen
Tertiär, Molasse
 - 12,00 m Feinsand, schluffig, grau
- = (Endteufe)

B5 [BIS 7429BG000054]

Lage: R 43 99 090, H 53 81 030; Ansatzhöhe: 416,13 m ü. NN.

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht, Deutung Quartär: SCHELLMANN 2014):

- Quartär*
Donaukiese, NT1
- 7,30 m Fein- bis Mittelkies, sandig
Tertiär, Molasse
Oberer Süßwassermolasse (OSM)

- Limnische Untere Serie*
 – 40,50 m Ton und Feinsand, tonig, grau
Limnische Untere Serie und Kirchberger Schichten
 – 56,10 m Ton, grau
Grimmfinger Schichten
 – 75,30 m Feinsand und Grobsand, grau, unten Feinkies und Grobsand
Untere Süßwassermolasse (USM)
 – 168,90 m Ton und Ton, sandig sowie Sand, tonig und Ton, grau bis braun
Weißjura (Malm)
 – 203,00 m Kalkstein, grau bis grauweiß
 = (Endteufe)

Literatur

- AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 5. Aufl., 483 S.; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe).
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000., 4. Aufl.: 329 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- 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.
- DEUTSCHER WETTERDIENST (2008): Regionale Flugklimatologie (RFK) für die Allgemeine Luftfahrt in der Bundesrepublik Deutschland. – 2. Ausgabe; Offenbach am Main.
- 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. & JERZ, H. (1995): Untersuchungen im Alt- und Ältestpleistozän des bayerischen Alpenvorlands – Geologische Grundlagen und stratigraphische Ergebnisse. – Geologica Bavarica, **99**: 7–53; München.
- 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.
- GALL, H. (1971): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7328 Wittislingen mit Erläuterungen. – München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- GESSLEIN, B. (2013): Zur Stratigraphie und Altersstellung der jungquartären Lechterrassen zwischen Hohenfurch und Kissing unter Verwendung hochauflösender Airborne-LiDAR-Daten. – Bamberger Geographische Schriften, Sonderfolge, **10**: 149 S.; Bamberg.
- GESSLEIN, B. & SCHELLMANN, G. (2011): Jungquartäre Flussterrassen am mittleren Lech zwischen Kinsau und Klosterfeld – Erste Ergebnisse. – Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal), **60**: 400–413.
- 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. (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.
- HEIRI, O., KOINIG, K.A., SPÖTL, CH., BARRETT, S., BRAUER, A., DRESCHER-SCHNEIDER, R., CAAR, D., IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., LUETSCHER, M., MORAN, A., NICOLUSSI, K., PREUSSER, F., SCHMIDT, R., SCHOENEICH, PH., SCHWÖRER, CH., SPRAFKE, T., TERHORST, B. & TINNER, W. (2014): Paleoclimate records 60–8 ka in the Austrian and Swiss Alps and their forelands. – Quaternary Science Rev., **106**: 186–205.
- HOMILIUS, J., WEINIG, H., BROST, E. & BADER, K. (1983): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau. – Geol. Jb., **E 25**; Hannover.
- JERZ, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern. Erdgeschichte, Gesteine, Wasser, Boden. – 243 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- JUNG, D. & HAGMEIER, M. (2013): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7329 Höchstädt a.d. Donau mit Erläuterungen. – München (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- KERN-KERNRIED, R. (1874): Correktion der Donau im Regierungs-Bezirk 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.
- 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).
- LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmeiszeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. – Heidelberger Geographische Arbeiten, **45**: 157 S.; Heidelberg.
- LÖSCHER, M., MÜNZING, K. & TILLMANN, W. (1978): Zur Paläogeographie der nördlichen Iller-Lech-Platte und zur Genese ihrer Schotter im Altpleistozän. – Eiszeitalter und Gegenwart, **28**: 68–82; Öhringen.
- MOOS, A. (1925): Beiträge zur Geologie des Tertiärs im Gebiet zwischen Ulm a. D. und Donauwörth. – Sonderabdruck aus den Geognostischen Jahreshften 1924, **37. Jg.**; München (Verl. von Piloty & Loehle).
- PENCK, A. (1884): Ueber Periodicität der Thalbildung. – Verh. Ges. f. Erdkunde, **XI**: 39–59; Berlin.
- RIEDL, A. v. (1806): Stromatlas von Bayern. – München.
- SCHAEFER, I. (1995): Das Alpenvorland im Zenit des Eiszeitalters. – Bd. 1: 403 S., Bd. 2: 671 S.; Stuttgart.
- SHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. – 332 S., 16 Beil.; Diss. Univ. Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – Düsseldorfer Geogr. Schr., **29**: 131 S.; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (Hrsg.) (1994): Beiträge zur jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im deutschen Mittelgebirgsraum und Alpenvorland. – Düsseldorfer Geogr. Schr., **34**: 146 S.; Düsseldorf.

- 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 7427 Sontheim a.d. Brenz (Bayerischer Teil) mit Erläuterungen – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2012 bis 2014. – *Bamberger Geographische Schr.*, SF 13: 1–67; Bamberg (University Press).
- 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., 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 (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- 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.
- 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., 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 Geologisches Landesamt).
- 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: 25000, Blatt Nr. 7427 Sontheim a.d. Brenz. – 2. Aufl.; Freiburg i. Br. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).
- TILLMANN, W. (1984): Die Flußgeschichte der oberen Donau. – *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, 26: 99–202; Freiburg i. Breisgau.
- UDLUFT, P. (2000): Das Grundwasser im schwäbischen Donautal. Hydrologisch-hydrogeologische Untersuchung mit Erstellung eines Grundwassersmodells im Maßstab 1: 25.000/50.000 im Donautal zwischen Ulm/Neu-Ulm und Neuburg an der Donau. – *Schriftenreihe der Bayerischen Sand- und Kiesindustrie*, 11: 102 S.; München.
- 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.

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.