



Baden-Württemberg
REGIERUNGSPRÄSIDIUM FREIBURG
Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

LGRB – Exkursionsführer

Erosions-Akkumulations-Zyklen und Beckengeneese im östlichen Rheingletschergebiet



DEUQUA Exkursion Allgäu 2015







Erosions-Akkumulations-Zyklen & Beckengenese im östlichen Rheingletschergebiet

DEUQUA Exkursion, Allgäu 21. – 23.09.2015.

JENS H. DRASER, DIETRICH ELLWANGER & ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER

Regierungspräsidium Freiburg – Abteilung 9:
Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (RPF-LGRB)

LGRB-Exkursionsführer	2015	25 S.	12 Abb.	4 Tab.	Freiburg i. Br., 09 2015
-----------------------	-------------	-------	---------	--------	-----------------------------





Aus Subglaziale Becken in Oberschwaben, Anhang. – LGRB-Fachbericht, Freiburg i. Br.

Bearbeiter Jens H. Draser M.Sc.; Dr. Dietrich Ellwanger & Dr. Ulrike Wielandt-Schuster

Herausgeber Regierungspräsidium Freiburg – Abteilung 9
Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB)
Albertstraße 5
79104 Freiburg i. Br.
Telefon: (0761) 208-3000
Fax: (0761) 208-3029
E-Mail: abteilung9@rpf.bwl.de
Internet: <https://rp.baden-wuerttemberg.de/rpf/Abt9>

Titelbild Toteis-Sackungstektonik in Deltaschottern der Argen im Tettlinger Wald,
Abbau-Stand Frühjahr 2014 – Foto © Egon Wetzel, Eriskirch



Inhalt

Exkursionsroute	1
I. Einführung in das Rheingletschergebiet.....	3
i. Erosions-Akkumulations-Zyklen	3
ii. Deckenschotter – Formationsgliederung	5
iii. Tillsequenzen und Beckengenese	7
iv. Systematik übertiefer Becken	9
II. Exkursion.....	12
a) Glaziale & lakustrine Sedimente und Formen im Bodensee-Stammbecken (D1)	12
b) D1-Drumlin auf D2-Delta.....	13
c) D1-Drumlin auf D2-Kamesterrassenschotter.....	14
d) D3- und D2-Becken	15
e) Kleine D1-Becken	18
v. Glaziotektonik, Morphotektonik, synsedimentäre Subsidenz	19
f) Hill-hole, LGM-Gletschertor, Os	19
g) Last Glaciously Super-Maximum (LGSM).....	19
h) D3-Becken und Geomorphologie	21
i) ICDP-DOVE, synsedimentäre Subsidenz, Geophysik-Meßfeld.....	22
Weiterführende Literatur	23
Geologische Karten	25



Exkursionsroute (Abb. 1)

21.09., 17:00 Uhr	Schloss Zeil	Einführung in das Rheingletschergebiet
Abendpräsentation	Sedimentdokumentation mit Laserscan-Technik (Dreher, Preusser)	

22.09., 09:00 Uhr		Systematik übertiefter Becken
10:00 Uhr (1a)	Kieswerk BMK im Tettninger Wald	Argendelta, Toteis-Sackungstektonik, Diapirismus
11:30 Uhr (1b)	Tettninger Wald	Subglaziale Beckenerosion, D1, Os
12:30 Uhr (2a)	Kieswerk Zwisler in Biggenmoos	Drumlinfeld der Tettang-Sfm, Delta-Sedimente, D2, Seespiegel Eem? – Vesper <i>Viewpoint</i> Tannauer B.
14:00 Uhr (2b)	Ehem. Kgr. Kögel	Drumlin, Illmensee-Schotter (fakultativ)
15:00 Uhr (3)	Waldburg	Waldburg-Rücken, Forschungsbohrungen, D3- und D2-Becken, ehem. Kgr. Badstube
16:30 Uhr (4)	Kleine Becken (D1)	Kleine D1-Becken von Tannau, Karsee, Oflings, Giessbach, Harresried; Os-Systeme, Argen-Tunneltal
fakultativ	Maierhöfen (D2, kleine D2-Becken, LGM) Schweineburg (Landschaftliche Übersicht komplementär zu Schloss Zeil; Deckenschotter, Isnyer Becken, Adelegg-Bergland)	
Abendpräsentation	Die wissenschaftlichen Bohrungen in Waldburg (Exkursionspunkt 3): Bohrtechnik und Ausschreibung seinerzeit und heute (Abt, Niefer; eingeladen)	

23.09., 09:00 Uhr		Glaziotektonik, Morphotektonik, syndimentäre Subsidenz
09:30 Uhr (5a)	Arnach	LGM, <i>hill-hole</i> & Gletschertor, Os
10:00 Uhr (5b)	Kieswerk Molpertshaus	Supermaximalstand und Beckenbildung (fakultativ)
10:30 Uhr (6)	Bad Wurzach-Dietmanns	Waldburg-Wurzacher Becken, Drumlins der Dürmentingen-Fm, D2-Becken, D3-Becken
11:30 Uhr (7)	Unteressendorf	Neue LIAG-Seismik im Tannwaldbecken, syndimentäre Tektonik, ICDP-DOVE, Morphotektonik, D3, LGM, Glaziotektonik, <i>hill-hole</i> & Gletschertor
Posterpräsentation (LIAG)	Aktuelle reflexionsseismische Arbeiten im Tannwaldbecken (Burschil, Bunes & Gabriel)	
12:00 Uhr		Schlussdiskussion
Ende 13:00 Uhr, Transfer ca. 1 Std		Memmingen ab 15:04, Berlin Hbf. an 21:56



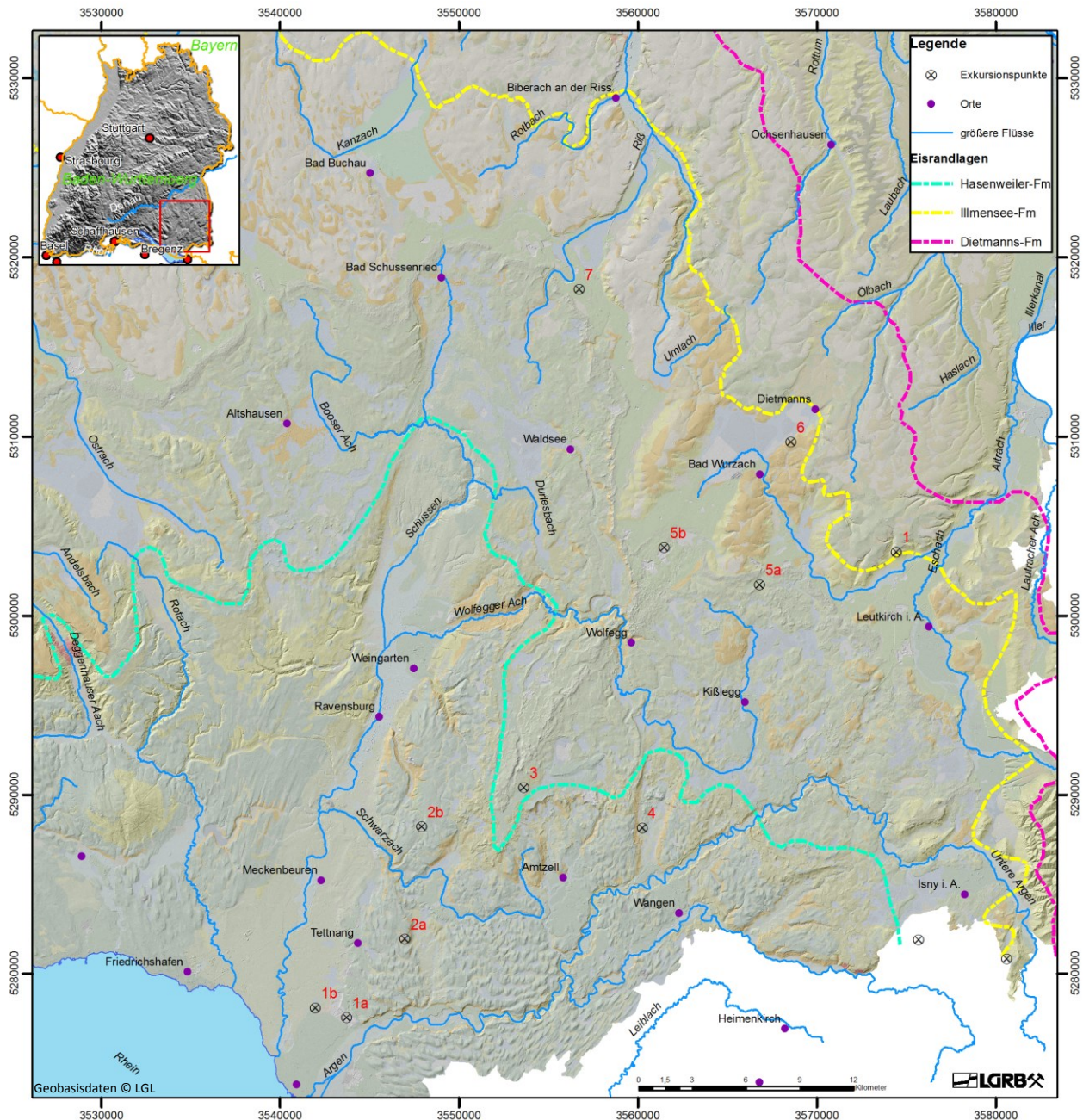


Abb. 1: Digitales Höhenmodell mit Geologischen Einheiten (GK (2013)) des östlichen Rheingletschergebiets und die Exkursionspunkte der DEUQUA-Exkursion Allgäu 2015.

Im DGM sind unterschiedliche Moränenlandschaften und glaziale Becken erkennbar.

Die Eisrandlage der Hasenweiler-Fm trennt ein Moränenrelief aus Rogenmoränen, Drumlins und Flutes, das den Charakter aktiv fließenden Gletschereises bewahrt hat (innen), von einem Eiszerfall-geprägten Moränenrelief (außen). Auch innerhalb der Illmensee-Eisrandlage sind stellenweise Drumlins erkennbar, während außen die geglätteten Altmoränenformen kaum differenzierbar sind.

Die glazialen Becken zwischen den Moränenlandschaften sind im DGM als Seeboden-Verebnungen erkennbar. Innerhalb der Randlage der Hasenweiler-Fm gehen sie als Zweigbecken vom Bodensee-Stammbecken aus, dazu kommt eine Gruppe kleiner Becken um ein weiteres Zentrum. Die von den Randlagen der Illmensee- und Dietmanns-Fm eingerahmten Becken sind auf nördlich vom Bodensee gelegene Zentren (= Stammbecken) bezogen.

Die Exkursionroute führt aus dem Bodensee-Stammbecken der Hasenweiler-Fm (1a, 1b) über Becken (-Sedimente) der Illmensee-Fm (2a, 2b) zu einem Becken der Dietmanns-Fm (3). Mindestens eines der kleinen Becken (4) wird in Augenschein genommen. Der für die fazieskundliche Interpretation wichtige Übergang von aktivem zu stagnierendem Eis wird anhand von LGM und LGSM diskutiert (5a, 5b). Den Abschluss bilden (6) und (7), um Fragen zur Geomorphologie und (endogenen) Tektonik der Dietmanns-Becken zu beleuchten.



I. Einführung in das Rheingletschergebiet

i. Erosions-Akkumulations-Zyklen

21.09.2015, 17:00, Schloss Zeil

Schloss Zeil ist auf dem danach benannten Günz-Deckenschotter errichtet, der Teil der präglazialen Deckenschotterlandschaft ist. Nach Süden überblickt man den Ostteil des Rheingletschergebiets: 20 km zum orographischen Alpenrand, etwas näher das vorgelagerte Adelegg-Bergland, einige Deckenschotter-Zeugenberge, und direkt unter dem Schloss die Niederterrasse „Leutkircher Heide“ mit LGM-Endmoränenwall und Moränenlandschaft, unter denen sich ein System übertieferter Rinnen und Becken verbirgt (Höhendifferenz zur Schlossterrasse bis zu 200 m), vgl. Abb. 1.

Wie entwickelt sich aus einer präglazialen Rampe und Vorbergzone die Allgäuer und oberschwäbische Becken- und Seenlandschaft?

Die Antwort lautet: subglaziale Übertiefung. Der Werdegang ist dargestellt in der aktuellen und amtlichen geologischen Karte „GeoLa“¹.

In der GeoLa-Karte sind die glazialen und Schmelzwasser-Sedimente und Formen mithilfe einer fazieskundlich begründeten Lithostratigraphie interpretiert, gegliedert und dargestellt. Ihr liegen, anstelle der weithin üblichen Glazial-Interglazial-Zyklen, jene Erosions-Akkumulations-Zyklen zugrunde, aus denen auch die Umgestaltung der Landschaft hergeleitet wird. Sie ist als regionale Formationsgliederung ausgearbeitet und unterscheidet, ausgehend von der Deckenschotter-Rampe, drei subglaziale Übertiefungs-Impulse („Erosion“), jeweils gefolgt von einer teilweisen Wiederverfüllung („Akkumulation“). Die Impulse ermöglichen eine Korrelation entlang des Rheins. Die Sedimentpakete der Wiederverfüllung sind offensichtlich *unconformity-bounded units*. Ihre *unconformities* (D1, D2, D3) definieren die Basis der drei Formationen, Hasenweiler-Fm, Illensee-Fm und Dietmanns-Fm, als Abbild der Tieferlegung der Landschaft. vgl. Tab. rechts oben

Parallel dazu wurde auch die traditionelle Morphostratigraphie (Würm, Riss, plus Deckenschotter Mindel, Günz) und die daraus entwickelte Chronostratigraphie fortgeschrieben. Beide bilden die glazial-interglazial-Zyklen unmittelbar ab, die Morphostratigraphie als Eiszeit/Zwischeneiszeit, die Chronostratigraphie als Stufengliederung. Aktuell werden im Rheingletschergebiet Würm, Eem, Riss, Holstein und Hoßkirch unterschieden, dabei Würm, Riss und Hoßkirch chronostratigraphisch zusätzlich in Stadial-Interstadial-Zyklen geteilt. Die jeweils letzte Kaltphase entspricht der Vergletscherung, deren „glaziale“ Sedimente und Formen, bei gleicher Bezeichnung, geologisch kartiert werden (als Kartiereinheiten werden Würm, Riss und Hoßkirch z.B. in der Geologischen Schulkarte von Baden Württemberg verwendet). Vgl. Tabelle rechts oben!

Grundsätzlich sind beide Methoden geeignet eine quartäre Entwicklung unter Berücksichtigung der übertieften glazialen Becken darzustellen. Jedoch bilden glazial-interglazial-Zyklen in erster Linie den Klimagang ab. Sie steuern Erosion und Akkumulation (wie Meeresspiegelschwankungen oder Tektonik). Will man Sedimentkörper darstellen, kommt man daher nicht umhin, Würm, Riss, Hoßkirch entsprechend den *unconformities* als Doppelzyklen zusätzlich zu unterteilen (vgl. Tabelle rechts unten). Diese Verkomplizierung entfällt beim lithostratigraphischen Ansatz. Auch Einflüsse der zwar nur untergeordnet, aber durchaus vorhandenen tektonischen (Mit-) Steuerung sind per se inbegriffen.

Die aus den Sedimenten und ihren Formen interpretierten Erosions-Akkumulations-Zyklen und die daraus entwickelte Lithostratigraphie erlauben die einfachere Darstellung des geologischen Werdegangs. Sie auszuarbeiten ist unsere (landes-) geologische Aufgabe (mit Klimaforschung, Datierungen u.a. als Hilfswissenschaften). – Die Gewohnheit, Klimazyklen unmittelbar in geologische Einheiten umzusetzen, stammt aus den Anfängen der Quartärforschung im 19. Jahrhundert. Sie ist mindestens ergänzungsbedürftig.

¹ <http://maps.lgrb-bw.de>





Lithostratigraphie		Klima-Chronostratigraphie		
Hasenweiler-Fm			Holozän	
	Tettang-Sfm	Doppelzyklus	Würm	Würm-Wiedervorstoß
Illmensee-Fm	Kisslegg-Sfm			Würm-Hauptvorstoß
		Einfachzyklen		Früh- und Mittelwürm
			Eem	
	Dürmentingen-Sfm	Doppelzyklus	Riss	Riss-Wiedervorstoß
Dietmanns-Fm	Scholterhaus-Sfm			Riss-Hauptvorstoß
		Einfachzyklen?		Frühes Riss
			Holstein	
	Vilsingen-Sfm	Doppelzyklus	Hoßkirch	Hoßkirch-Wiedervorstoß
Steinental-Fm	Steinhausen-Sfm			Hoßkirch-Hauptvorstoß
		Einfachzyklen	Cromer	
	Unterpfaufenwald			
Oberschwaben-Deckenschotter-Fm	Mindel-Deckenschotter Günz-Deckenschotter	Steuerung durch Alpentektonik	Kalabrium	
	Donau-Deckenschotter		Gelasium	

Klimabedingungen	Doppelzyklen (Würm, Riss, Hoßkirch)	Einfachzyklen
Kalt-feucht	Erster Vorstoß: Supermaximum (Würm), Zungenriss (Riss)	Vorstoß (Deformations- und Setztill)
Weitere Abkühlung	Permafrost, <i>hill-hole</i> zur LGM-Stauchendmoräne	
Sehr kalt-trocken (Minimum)	Sublimation, Eiszerfall, Permafrost	
Beginnende Erwärmung	Absinkender Permafrostspiegel, Wiedervorstoß	
Kalt-feucht	Drumlinfelder (<i>deformable bed</i>), daneben Erosion der Becken = Tieferlegung der Landschaft	
Fortschreitende Erwärmung	Glaziolakustrin in den Becken: <i>waterlain till</i> , Os-Systeme	Abschmelzen (<i>melt-out till</i> etc.)
	Lakustrine Sequenzen in den Becken: progradierend und aggradierend	



ii. Deckenschotter – Formationsgliederung (Abb. 2)

Die Zeiler Schotter (Günz-Deckenschotter) sind Teil der Deckenschotter der Iller-Riss-Platte, die terrassenstratigraphisch und sedimentpetrographisch wie folgt unterschieden werden:

Oberschwaben-Deckenschotter-Fm (zur Donau)

- Mindel-Deckenschotter (Sfm), terrassenstratigraphisch tiefstes Niveau, kristallinreich, Einzugsgebiet heutiges Alpenrheintal;
- Günz-Deckenschotter (Sfm), terrassenstratigraphisch mittleres Niveau, kristallinarm, viele gelbe Kalke, Einzugsgebiet Helvetische Decken (Beginn der Erosion des Alpenrheintals bis etwa Sargans),
- Donau-Deckenschotter (Sfm), terrassenstratigraphisch höchstes Niveau, nur entlang der Iller vorkommend, kristallinarm, viel Dolomit (z. T. als hohle Gerölle), Einzugsgebiet Oberostalpine Decken, d.h. östlich vom später ausgeräumten Alpenrheintal.

Zwischen Schussenbecken und Überlinger See sind nur Günz- und Mindel-Deckenschotter vorhanden:

Oberschwaben-Deckenschotter-Fm (zur Donau, im Westen zum Hochrhein)

- Mindel-Deckenschotter (Sfm), in Superposition auf Günz-Deckenschottern, kristallinreich, Einzugsgebiet heutiges Alpenrheintal;
- Günz-Deckenschotter (Sfm), stratigraphisch unter Mindel-Deckenschottern, kristallinarm, viele gelbe Kalke, Einzugsgebiet Helvetische Decken (Alpenrheintal, Säntis).

keine Donau-Deckenschotter!

Im Hochrheintal werden die Deckenschotter terrassenstratigraphisch unterschieden:

Hochrhein-Deckenschotter-Fm (zum Hochrhein)

- Tiefere Hochrhein-Deckenschotter (Sfm), terrassenstratigraphisch tiefer als Höhere Deckenschotter und tiefer als Hochterrassenschotter (korrelativ Mindel-Deckenschotter);
- Höhere Hochrhein-Deckenschotter (Sfm), terrassenstratigraphisch höher als Tiefere Deckenschotter (korrelativ Donau-Deckenschotter).

keine korrelative Schotter der Günz-Deckenschotter!

Landschaftsgeschichte: Zunächst ist zwischen den Talsystemen von Donau-Deckenschottern und Höheren Hochrhein-Deckenschottern ein Gebiet ohne große Flusssysteme. Mit Bildung des Alpenrheins entsteht hier post-Donau das randalpine System der Günz-Schotter und anschließend das zentralalpine System der Mindel-Deckenschotter. Der Unterpfaufenwald-Till (Sfm der Steinental-Fm) entspricht der ältesten in Oberschwaben nachgewiesenen Vergletscherung und gilt als korrelativ mit den Mindel-Deckenschottern.

Deckenschotter – Chronostratigraphie (für die Unverbesserlichen):

Kalabrium	Unterpfaufenwald (Bavel), Höchst (invers magnetisiert)	Tiefere Hochrhein-Deckenschotter	Mindel-Deckenschotter
	Heiligenberg (invers magnetisiert)		Günz-Deckenschotter
Gelasium	Uhlenberg, Irchel (MN 17)	Höhere Hochrhein-Deckenschotter	Donau-Deckenschotter



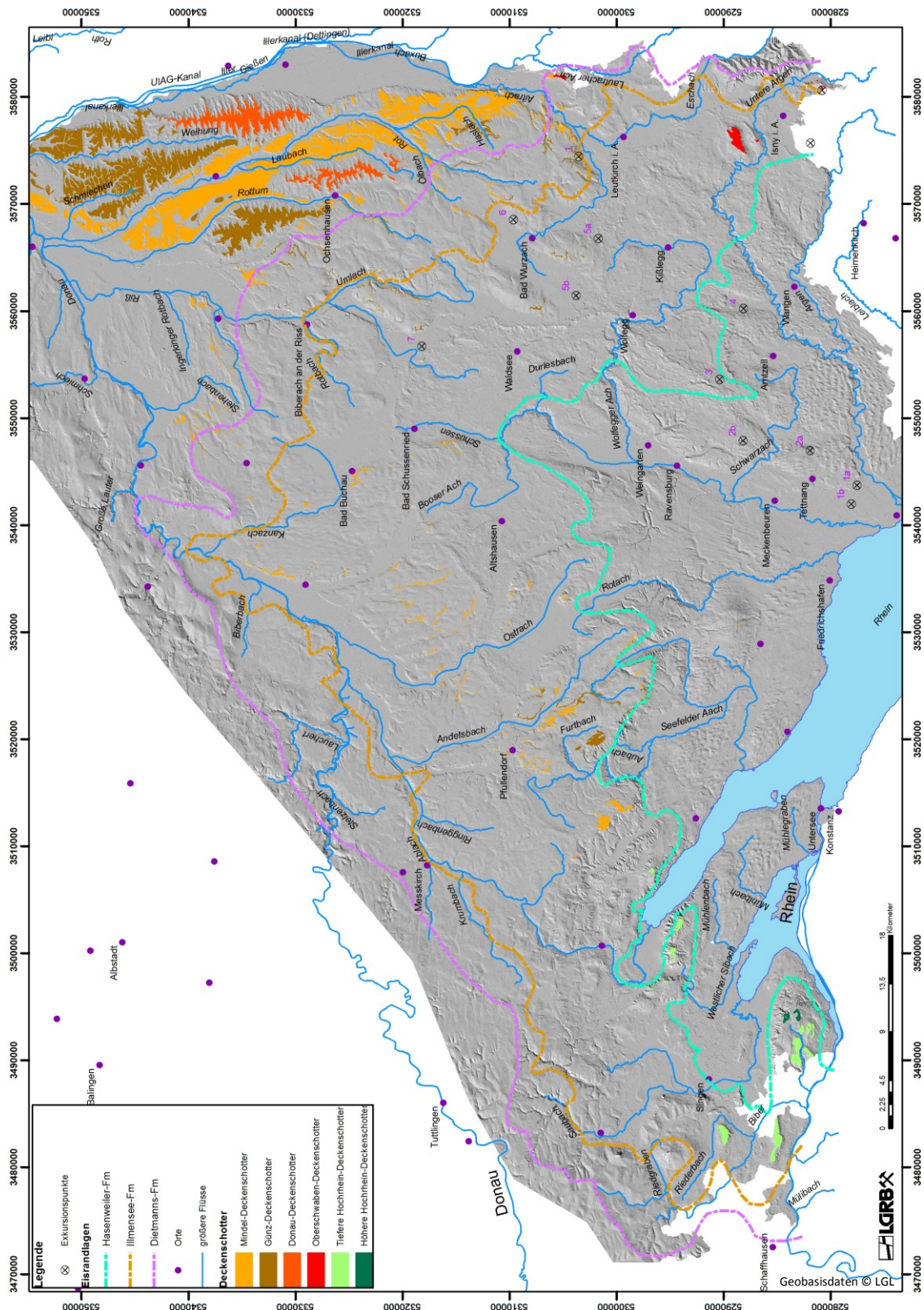


Abb. 2: Auszug aus LGRB (2015): Vorkommen der Sedimente der Oberschwaben-Deckenschotter-Fm und der Hochrhein-Deckenschotter-Fm. Außerhalb der Moränenlandschaft sind die erhaltenen Schotterflächen erkennbar, ihre periglaziale Zertalung nimmt mit zunehmendem Alter zu (Öchsle (1955), morphogenetisches Indiz zur relativen Datierung); innerhalb der Moränenlandschaft sind nur die nicht von Till oder Schmelzwassersedimenten überdeckten Ausstriche dargestellt.



iii. Tillsequenzen und Beckengenese

Die unterhalb von Schloss Zeil beginnende Moränenlandschaft zwischen Leutkirch und Tettnang ist exemplarisch für die genetischen Verbindungen von glazialen Sedimenten und Formen mit übertieften Becken (Abb. 3):

- An der Oberfläche von LGM-Wall und der anschließenden Moränenlandschaft findet man weithin Eiszerfallssedimente und -formen, die ein Abschmelzen eines stagnierenden Gletschers bezeugen. Sie überlagern Sedimente oder Formen aus einem aktiven Vorstoß desselben Gletschers, also Deformations- und Setztill, oder überschliffene Flächen, oder am LGM-Wall, aufgestauchte Sedimentpakete und ihre korrelativen, nur teilweise wieder aufgefüllten Hohlformen (*hill-hole*). Diese Art Abfolge ist das, was man als Tillsequenz bezeichnet, hier also in Superposition. Tillsequenzen sind geologische Archive für Vorstoß und Niederschmelzen eines Gletschers, also einer Vergletscherung oder eines Vorstoßes innerhalb einer Vergletscherung, in diesem Fall der Kisslegg-Sfm (Typregion!).
- Wenige Kilometer innerhalb von Kisslegg ändert sich der Charakter der Moränenlandschaft. Statt einer Eiszerfallslandschaft findet man nun v.a. Drumlinfelder, aber auch einige Rogenmoränen und Flutes. Sie alle gelten als Fließformen eines aktiven Gletschers, ihre Sedimente bilden ein *deformable bed*. Hier ist die Tillsequenz unvollständig, denn es fehlt an der Überlagerung durch Eiszerfallssedimente (Tettnang-Sfm). – Stattdessen findet man sie als *waterlain till* und progradierende Os-Systeme innerhalb glaziolakustriner Sequenzen in übertieften Becken, die lateral an die Drumlinfelder angrenzen. – Also auch in diesem Fall sind die Sedimente des aktiven und des stagnierenden Gletschers vorhanden, nur eben nebeneinander. Das kann jedoch nur funktionieren, wenn die glazialen Becken beim Eiszerfall bereits vorhanden sind.
- Umgekehrt bilden *waterlain till* und die Os-Systeme in den Becken als Eiszerfallssedimente den Abschluss einer ebenfalls unvollständigen Tillsequenz. Dem hier fehlenden Part des aktiven Gletschers entspricht dann die subglaziale Beckenerosion. Sie geschieht unter der Bedingung hohen hydrostatischen Drucks aus den alpinen Einzugsgebieten, wobei, da unter aktivem Eis, nur die nach unten in den Molassefels eingeschnittenen Erosionsformen erhalten sind (N-Channels, vgl. Nye 1976).

Fazit: Wir unterscheiden zwei verschiedene Moränenlandschaften. Die eine zeichnet sich durch eine (vollständige) Tillsequenz in Superposition aus, im anderen Fall ist die Tillsequenz unvollständig. Die vollständige Tillsequenz schmiegt sich weithin an ein vorhandenes Relief, das kaum verändert wird, außer am Außenrand bei dem Stauchendmoränenwall und seinen korrelativen Hohlformen. Auch die „unvollständige Tillsequenz“ überkleidet das vorhandene Relief, jedoch lateral unterbrochen durch die übertiefte Becken. Ihre Ausräumung erfolgt noch vor dem Eiszerfall, denn die Becken dienen als Sedimentfalle für die in den Drumlinfeldern fehlenden Eiszerfallssedimente. Die Ausräumung der Becken ist schließlich der Impuls für die Tieferlegung der Landschaft.

Dieselben Muster wie zwischen LGM und Bodensee wiederholen sich außerhalb LGM (von innen nach außen):

- Moränenlandschaft mit Drumlinfeld (unvollständige Tillsequenz) und übertieften Becken (mit Eiszerfallssedimenten), Dürmentingen-Sfm., Illmensee-Beckensedimente (nicht dargestellt);
 - (vollständige) Tillsequenz und Stauchendmoränen, Scholterhaus-Sfm.;
 - Till- und Moränenlandschaft mit Becken*, Vilsingen-Sfm., Dietmanns-Beckensedimente (nicht dargestellt);
 - äußere Till- und Moränenlandschaft*, Steinhausen-Sfm.;
 - äußerste Till- und Moränenlandschaft*, Unterpfauzenwald-Till;
- * ~ sog. ältere Altmoränenlandschaft, Till- und Moränenfazies schwer unterscheidbar.



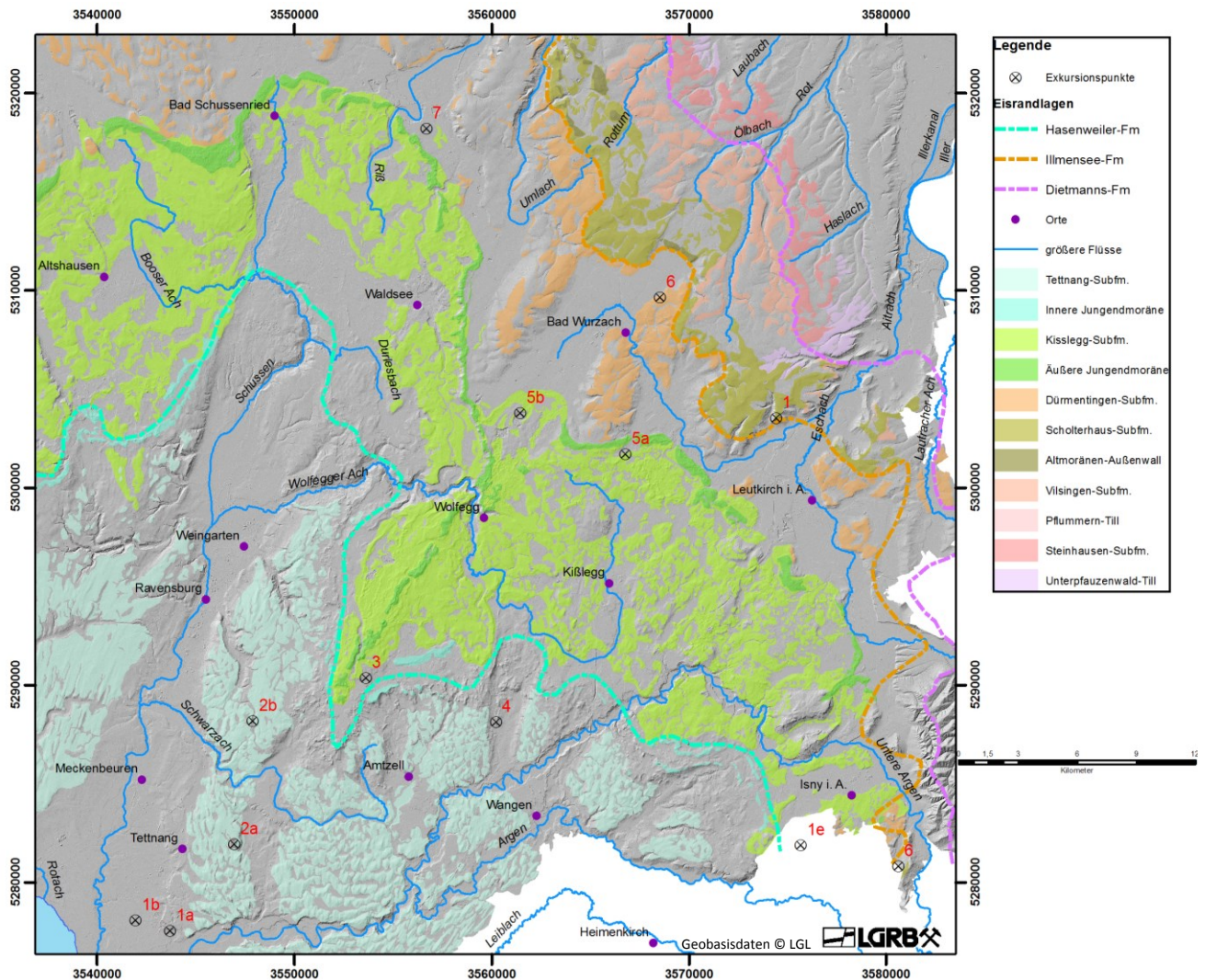


Abb. 3: Auszug aus LGRB (2015): Räumliche Anordnung von vollständigen und unvollständigen Tillsequenzen, entwickelt als Formationen und Subformationen der oberschwäbischen Quartär-Lithostratigraphie, in der Moränenlandschaft des östlichen Rheingletschergebiets.

<i>Tillsequenz</i>	<i>Subformation</i>	<i>Formation (-Beckensedimente)</i>	<i>Klima-Chronostratigraphie</i>
unvollständig	Tettngang-Sfm	Hasenweiler-Fm	Würm
vollständig	Kisslegg-Sfm	Illmensee-Fm	
unvollständig	Dürmentingen-Sfm		Riss
vollständig	Scholterhaus-Sfm	Dietmanns-Fm	
Noch nicht kartiert	Vilsingen-Sfm		Steinental-Fm
	Steinhausen-Sfm	(Mindel-Deckenschotter)	
	Unterpfauzenwald-Till		



iv. Systematik übertiefer Becken

22.09.2015, 09:00 Uhr, Einführung zum Exkursionstag

Die Becken lassen sich räumlich, stratigraphisch und geomorphologisch unterscheiden.

- Stratigraphisch vs geomorphologisch:
 - Becken der Hasenweiler-Fm (D1, nicht von späteren Eisvorstößen überfahren und geomorphologisch gut erkennbar),
 - Becken der Illmensee-Fm (D2, innen von späteren Eisvorstößen überfahren, hier geomorphologisch meist noch erkennbar),
 - Becken der Dietmanns-Fm (D3, innen von späteren Eisvorstößen überfahren, hier geomorphologisch oft nicht mehr erkennbar).
- Räumlich vs. stratigraphisch (Typlokalitäten*)
 - Stammbecken (größte Übertiefung, Fortsetzung des übertieften Alpenrheintals, nur eine Beckengeneration, wechselnder Lage):
 - D1: Bodenseebecken,
 - D2: Südteil des Schussenbeckens bei Ravensburg und Friedrichshafen sowie als zweites Stammbecken das Singener Becken,
 - D3: Nordteil des Schussenbeckens, v.a. das Tannwaldbecken.
 - Zweigbecken (größere Becken, teilweise über 2-3 Beckengenerationen)
 - D1: Schussenbecken, Salemer Becken, Überlinger See-Becken, Gnadenseebecken, Unterseebecken,
 - D2: Isnyer Becken, Wurzacher Becken, Risstalbecken, Eichen-Stafflinger Becken, Federseebecken, Pfrunger Ried-Becken sowie mehrere Zweigbecken um das Singener Becken,
 - D3: Isnyer Becken, Waldburg-Wurzacher Becken*, Federseebecken, Hoßkircher Becken.
 - Kleine Becken (nur eine Beckengeneration)
 - D1: kleine Becken der Argen, Hasenweiler Becken*, Mindelsee-Becken,
 - D2: kleine Becken an der Rhein-Donau-Wasserscheide bzw. als Ausgang der Niederterrassentäler, Illmensee-Becken*
 - D3: (mehrere kleine Becken im Raum Sigmaringen, Meßkirch).

Ein **höher auflösendes Modell für Beckengenese** sind die sieben fächerförmig orientierten kleinen D1-Becken, deren Luvseite jeweils vom Argental auszugehen scheint. Dieses Tal ist jedoch jünger als die Becken, es bildet sich schrittweise beim Niederschmelzen des Eises: zunächst eine Art Argen-, „Urstromtal“ um den Rheingletschers herum, später das heutige Argental mit höheren Delta-Terrassen im Tettanner Wald (Eis-gestauter Bodensee, große Toteislöcher), zuletzt das aktuelle Delta, inzwischen 1-2 km in den See vorgebaut. Zuvor, während LGM, folgte die Argen noch ihrem alten Lauf zur Donau (z.B. die übertieften Rinnen der Leutkircher Heide).

Die Ausräumung der kleinen D1-Becken einschließlich Anlage jener Abschnitte des Argentals, von denen sie ausgehen, fällt daher in den Vorstoß der Tettang-Sfm. Es handelt sich offenbar um ein Tunneltal-System (Evidenz: verschiedene Terrassen-Relikte, etwas tiefer als die Drumlinfelder), mit demnach mindestens sieben Erosionsimpulsen der D1-Ausräumung.

Jede Beckengeneration entspricht einem Ausräumungsschritt auf dem Weg von der Deckenschotter-Landschaft zum aktuellen Bodensee-Amphitheater. Abb. 4 zeigt die gesamte Übertiefung aus allen drei Erosionsimpulsen (Felsoberfläche bzw. Quartärbasis), Abb. 5 die D1-Diskontinuität. Felsoberfläche und Diskontinuitäten sind unter Verwendung unterschiedlicher Datensätze konstruiert und daher nicht vergleichbar.



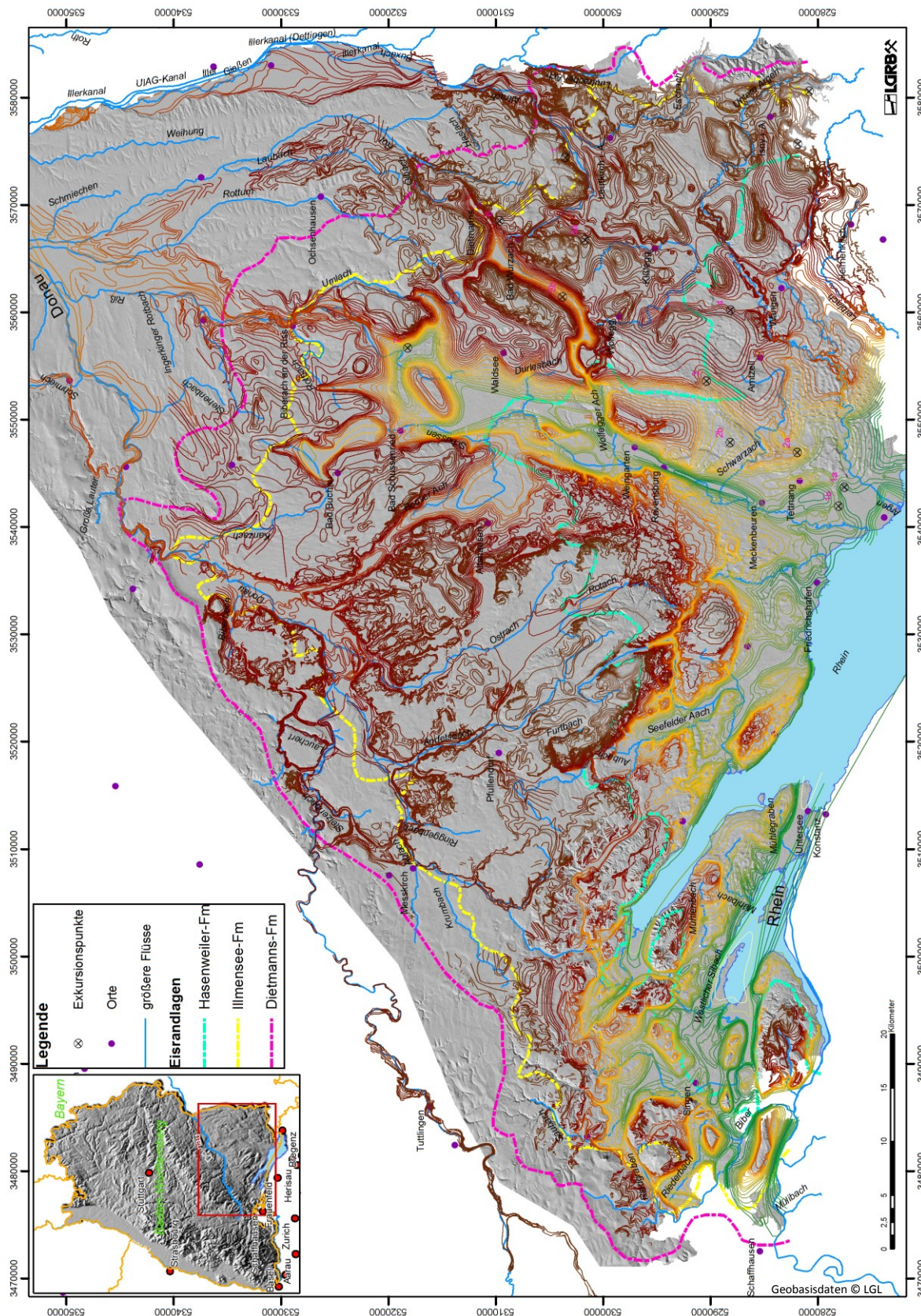


Abb. 4: Felsoberfläche bzw. Quartärbasis im Bodensee Amphitheater. Isoliniendarstellung (GeoMol (2015)). Die Isolinien verlaufen in 50 m Schritten von rund 200 m ü. NN (beige), über 400 m ü. NN (grün) bis 800 m ü. NN (braun).

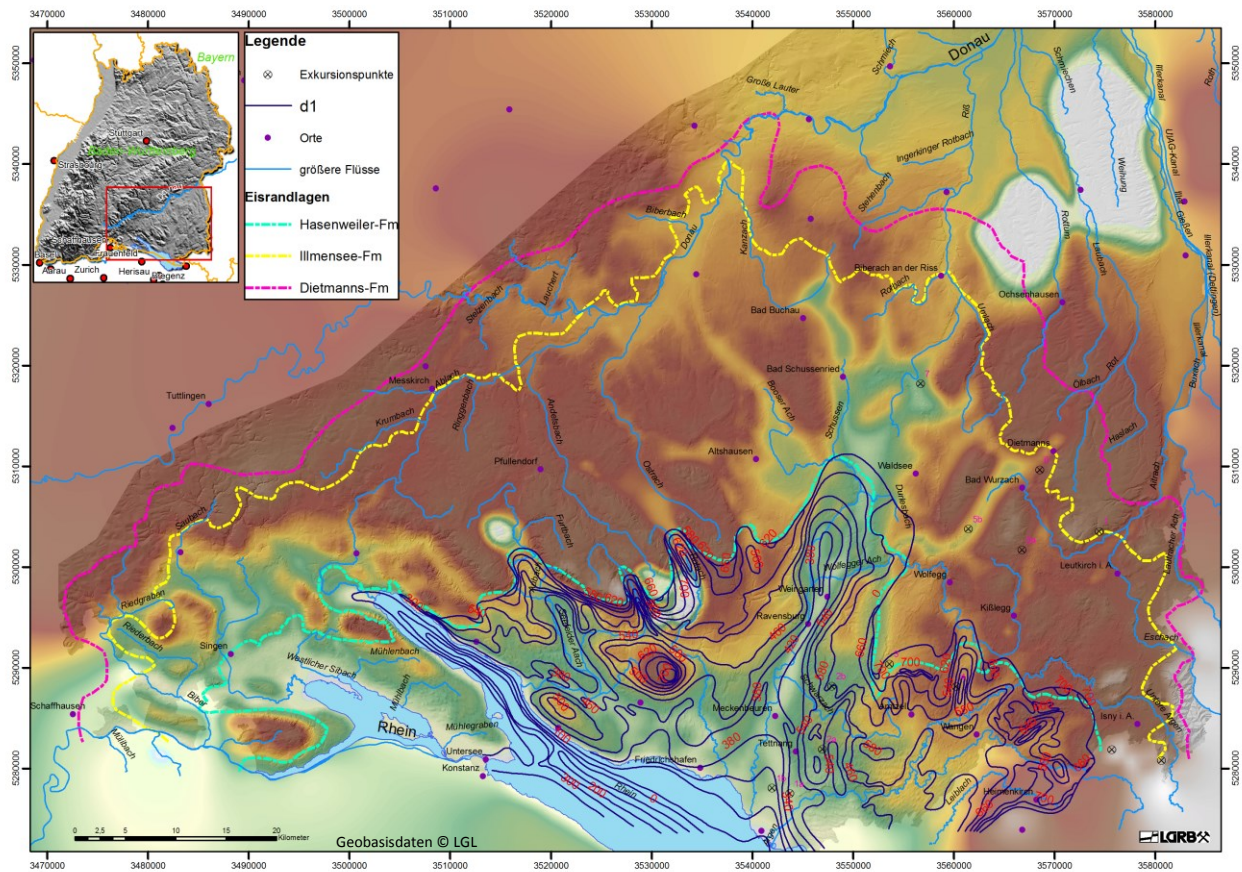


Abb. 5: Isoliendarstellung der D1-Diskontinuität (Basis der Hasenweiler-Fm). Im Liegenden tertiäre Molasse oder älteres Quartär. – Kartengrundlage: Höhengschichten der Fels Oberfläche (entsprechend den Höhen der Isolinien Abb. 4)). Quellen: Isolinien unter Verwendung von Angaben von Neeb & Hinderer (pers. Komm.), Kartengrundlage aus GeoMol (2015).



II. Exkursion

a) Glaziale & lakustrine Sedimente und Formen im Bodensee-Stammbecken (D1)

(1) 22.09.2015, 10:00 Uhr, Tettnanger Wald²

Der Tettnanger Wald befindet sich an der Mündung der Argen in den Bodensee. Man findet hier

- Spät- und postglaziale Deltaterrassen der Argen (obere und mittlere Terrasse, untere Terrasse ~ Seeboden, heutiges Argenniveau),
- Deltasedimente (lakustrines Vorbausystem, *top-* und *foresets*),
- Aggradierte Hasenweiler-Beckensedimente (*bottom sets* der Delta-Sequenz),
- Diapirismus (Grundbruch in den *bottom sets* bei fortschreitendem Vorbau),
- Eiskontaktsedimente und -formen des Rheingletschers (Os, Sand-dominierte Vorbau-sedimente, sog. Sandstotzen),
- Toteisformen und entsprechende Sackungstektonik in den spätglazialen Terrassensedimenten,
- Löss auf den Terrassen (Jüngere Tundrenzeit).

Ein Teil der genannten Punkte wird in einem geologischen Pfad³ erläutert, der über die mittlere Terrasse führt. Die Aufschlüsse in den Deltasedimenten liegen ebenfalls in der mittleren Terrasse; sie verändern sich mit fortschreitendem Kiesabbau.

Die Sedimente der oberen und mittleren Terrasse wurden noch unter Eisstau-Bedingungen abgelagert. Sie befinden sich zwischen heutiger Argen und Schussen. In ihrer Oberfläche sind mehrere große Toteislöcher ausgebildet, das größte, der Krippebogen, liegt auf der mittleren Terrasse. Es wurde bereits in den 1930er Jahren unter Naturschutz gestellt.

Die untere Terrasse ist überwiegend ein Seeboden in *bottom sets* der oberen und mittleren Terrasse; nur neben dem Argental und vor der Front der mittleren Terrasse sind einige Kiespakete. Bei Schussenreute ragt ein nach NE gerichtetes Os über das Seeboden-Niveau – die einzige Stelle, wo die unter den Deltasedimenten recht verbreiteten Schotter heute an der Oberfläche anstehen (Bild 2).

Die in der Kiesgrube aufgeschlossenen *delta-foresets* fallen in Richtung der Grube ein. In 2014/15 wurde der Versturzbereich eines Toteislochs abgebaut, wobei entsprechende Sackungs- und Kippstrukturen aufgeschlossen sind bzw. waren. (Titelbild, Bild 1)

Zurzeit wird ein neues Verfahren der Sedimentdokumentation mit Laserscan-Technik getestet, das eine 3D-Wiedergabe der Sedimentarchitektur ermöglichen soll (Abendpräsentation am 21.09., Dreher & Preusser).

Bild 1: Kieswerk BMK im Tettnanger Wald. Toteis-Sackungstektonik im spätglazialen Argendelta, Abbaustand Sommer 2015. Vgl. Titelbild, Abbaustand Frühjahr 2014. Blickrichtung N



² <http://www.kieswerk-hardt.de/>

³ https://de.wikipedia.org/wiki/Geowanderweg_Tettnang





Bild 2: Os im Tettninger Wald.
Links: DEUQUA-Aufbaggerung im
September 2015
Rechts: Schmelzwasserkiese –
sande, Rollkieslage nach NE
einfallend.

b) D1-Drumlin auf D2-Delta (Bild 3)

(2a) 22.09.2015, 13:00 Uhr, Tettwang-Biggenmoos

Die Kiesgrube Biggenmoos⁴ befindet sich östlich von Tettwang auf einem Hochgebiet zwischen Schussenbecken und Tannauer Becken. Man findet hier

- ein Drumlinfeld der Tettwang-Sfm (verknüpft mit der Hasenweiler Beckenerosion);
- heterogene Drumlin-Sedimente, u.a. matrixgestützte Diamikte, die als Deformationstill bzw. *deformable bed* interpretiert werden;
- Schotter und Sande verschiedener Genese, darunter *delta-foresets* und subglaziale Kiese.

Die subglazialen Kiese sind vermutlich abgelagert im (proximalen) Stammbecken der Illmensee-Fm, die Deltakiese als spätglazialer, Eem- oder Frühlwurm-zeitlicher Vorbau einer Paläo-Argen in dieses Becken. Beide agieren als kompetente Blöcke bei der Migration des Drumlinfeldes, eingebettet in inkompetente Diamikte, Sande und Schluffe.

Ein möglicherweise korrespondierendes Vorkommen von Schottern, ebenfalls inkorporiert in das *deformable bed* des Drumlinfeldes, befindet sich etwa 3 km weiter östlich bei Buch, also jenseits des Tannauer Beckens (D1).



Bild 3: Kiesgrube Zwiesler in Tettwang-Biggenmoos.
Deltaschotter des (Bodensee-) Stammbeckens der
Illmensee-Fm, darüber Diamikte des *deformable bed*
des Tettninger Drumlinfelds (Tettwang-Fm).

⁴ <http://www.zwiesler-tettwang.de/kieswerk.html>

c) D1-Drumlin auf D2-Kamesterrassenschotter

(2b) 22.09.2015, 14:00, ehem. Kiesgrube Kögel

Die ehemalige Kiesgrube Kögel befindet sich auf dem Hochgebiet östlich vom Schussenbecken zwischen Eschach und Grünkraut. Noch aufgeschlossen sind (Bild 4)

- Sedimente eines Drumlins der Tettnang-Sfm, u.a. matrixgestützte Diamikte, die als Deformationstill bzw. *deformable bed* interpretiert werden;
- darunter vermutlich als Kamesterrassen-Kiese zu interpretierende Schotter der Illmensee-Fm (Illmensee-Schotter).

Die Illmensee-Schotter waren Gegenstand des Kiesabbaus. Ihre Einstufung in die Illmensee-Fm kann als zuverlässig gelten. Dagegen ist unklar, ob sie als Schmelzwassersedimente der Dürmentingen- oder der Kisslegg-Sfm angehören. Diese Unschärfe der Einstufung ist typisch für intramoranale Schmelzwassersedimente, aber auch für periglaziale Schotter der Hoch- und Niederterrassen. Sie ist eine Auswirkung der subglazialen Erosionsimpulse im fluvialen Faziesbereich.



Bild 4: Ehemalige Kiesgrube BMK bei Eschach-Kögel. Schotter der Illmensee-Fm (rechts unten im Bild verbacken) überlagert durch Diamikte des *deformable bed* (Drumlinfeld bei Grünkraut, Tettnang-Sfm). In den Diamikten aufgearbeitete Kies aus den Schottern. Blickrichtung N

d) D3- und D2-Becken

(3) 22.09.2015, 15:00 Uhr, Waldburg

Waldburg-Wurzacher Becken, D3- und D2-Becken; Waldburgbecken, Waldburg-Rücken, Kiesgrube Badstube; hierzu auch die Exkursionspunkte (5b) Molpertshaus, Supermaximalstand Rohrsee; (6) Dietmanns (Dietmanns-Fm); sowie die Abendpräsentation am 22.09. zu den wissenschaftlichen Bohrungen Waldburg-Schloss und Waldburg-Tennisplätze (Abt, Niefer).

Der Waldburg-Rücken ist eine Fortsetzung des LGM-Walls, der vom Wurzacher Becken bei Molpertshaus-Altann bis zum Risstal recht geradlinig in S-N-Richtung verläuft. Südlich von Altann erstreckt er sich innerhalb des Vergletscherungsgebiets der Kisslegg-Sfm bis zur Waldburg und trennt den nach N gerichteten Schussenlobus des Rheingletschers vom nach NE gerichteten Argenlobus.

Die Waldburg ist ein exponierter Aussichtsberg, ähnlich wie Deckenschotter-Zeugenberge. Anders als jene befindet sie sich jedoch im Bereich eines übertieften Beckens der Dietmanns-Fm (D3).

- Das Waldburg-Becken enthält die üblichen lakustrinen Beckensedimente, hier der Vilsingen-Sfm, und darüber Sedimentpakete der Scholterhaus-, Dürmentingen- und Kisslegg-Sfm. Der stellenweise über 250 m mächtige Sedimentstapel transformiert die Hohlform des Beckens in die akzentuierte Vollform des Moränenrückens. Die Reliefumkehr wird nicht durch Erosion drumherum, sondern durch Sedimentation bewirkt.
- Unmittelbar östlich befindet sich ein zweites übertieftes Becken, das jedoch in die Illmensee-Fm (D2) eingestuft wird und im Relief unter glazialen und Schmelzwassersedimenten erkennbar ist. Es ist weniger tief als das D3-Becken bzw. in dieses eingeschnitten.

Die Sedimentsukzession der beiden Becken ist in zwei Forschungsbohrungen (Waldburg-Schloss und Waldburg-Tennisplätze, Fiebig 1995, 2003, und einer ehemaligen Kiesgrube an der Badstuben aufgeschlossen, Abb. 6, Abb. 7, Bild 5).

Das Waldburgbecken setzt sich nach NE im Wurzacher Becken fort, ebenfalls ein D2-Becken, das in ein D3-Becken eingeschnitten ist (Abb. 10).

- (5b) Auf der proximalen Seite des Wurzacher Beckens befindet sich außerhalb des LGM-Walls der Rohrsee-Lobus. Er gilt als Supermaximum, im Rheingletschergebiet einer der wenigen Stellen, wo dieser Stand nicht als Tillsequenz innerhalb der Niederterrassenschotter, sondern an der Oberfläche entwickelt ist (ähnlich im Illmensee Becken). Die Besonderheit hier sind verschiedene Hohlformen, u.a. der Rohrsee selbst. Sie wurden ursprünglich als Toteislöcher apostrophiert. In Aufschlüssen war jedoch erkennbar, dass darunter auch subglaziale Erosionsformen vorkommen. Wie die übertieften Becken der D1, D2 und D3 ist ihre Bildung mit kalt-feuchten Bedingungen verknüpft, hier jedoch des Supermaximums, also vor und nicht nach den sehr kalt-trockenen Bedingungen des Klimaminimums (vgl. Doppelzyklus!). Waren auch kleine glaziotektonische Überschiebungen erkennbar (Fernwirkung der LGM-Stauchung). Wenn eine dieser Stellen aufgeschlossen ist, bildet sie so etwas wie einen Modellstandort für subglaziale Beckenerosion, zum Einen wegen des immer wieder aufgeschlossenen Ausstrichs der Erosionsfläche, zum Anderen weil Sedimente ausgeräumt sind, die erst unmittelbar zuvor abgelagert wurden. Zurzeit (Sommer 2015) sind steil einfallende Einengungsstrukturen eingeschlossen.
- (6) Auf der distalen Seite des Wurzacher Beckens endet das D2-Becken bei Dietmanns. Sein Rand ist markiert durch die „Innenwall“-Altendmoräne der Dürmentingen-Sfm, dazu sind einige Drumlins erkennbar (z.T. früher als Jungriss-Endmoränen kartiert). – Dagegen geht das D3-Becken von hier noch einige Kilometer weiter nach NE. Es ist hier als Beckenform im Relief unmittelbar erkennbar (Dietmanns-Sfm, Typregion). An der Oberfläche sind zunächst Sedimente und Formen des Scholterhaus-Vorstoßes vorhanden, ganz am distalen Ende jedoch nur Dietmanns-Beckensedimente unter – allerdings recht mächtigen – periglazialen Deckschichten.



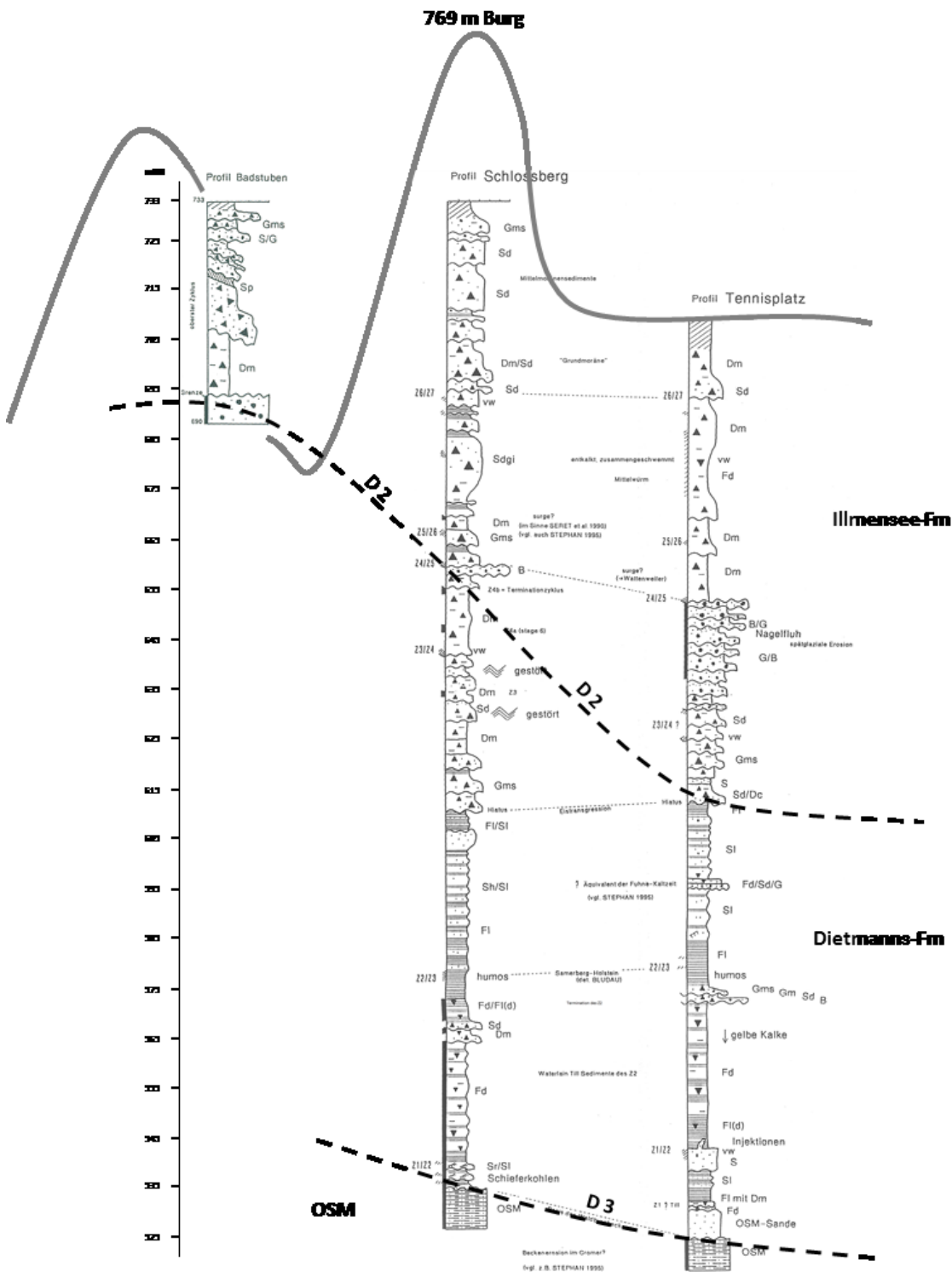


Abb. 6: Schematischer Schnitt durch den südlichen Waldburg-Rücken. Profildarstellungen der ehem.-Kiesgrube Badstuben und der LGRB-Forschungsbohrungen Waldburg Schlossberg und Waldburg-Tennisplätze aus Fiebig (1995), ergänzt durch die aktuelle lithostratigraphische Gliederung. Lithofaziescode nach Eyles et al. (1983).



Somit beginnt das Waldburg-Wurzacher Becken bei Waldburg in einem Moränenrelief ohne Reminiszenz an die ursprüngliche Beckentopographie, und endet bei Dietmanns als geomorphologisch erkennbare Reliefform.

Aufgrund seiner Lage zwischen den Loben wird der Waldburg-Rücken gelegentlich als Mittelmoräne bezeichnet. Genetisch handelt es sich jedoch um eine Fortsetzung des Seitenmoränenwalls des Schussenlobus. Seine glaziotektonische Beanspruchung lässt sich anhand der auf beiden Seiten des Walls verlaufenden Schmelzwasserbahnen nachzeichnen und ist in den aktuellen DGMs gut erkennbar. Die unterschiedlichen Sedimente des Walls sind in einer aufgelassenen Kiesgrube an der Badstube und weiteren Gruben aufgeschlossen.



Bild 5: Ehemalige Kiesgrube Badstuben bei Waldburg, August 2015. Blickrichtung NW

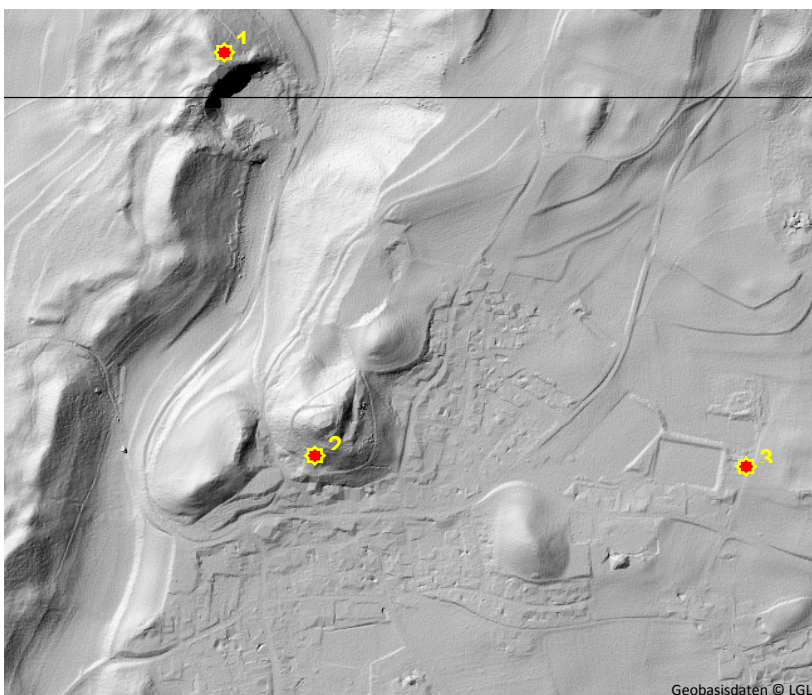


Abb. 7: Lage der LGRB-Forschungsbohrungen und der ehemaligen Kiesgrube Badstuben bei Waldburg.



e) Kleine D1-Becken

(4) 22.09.2015, 16:30 Uhr, kleine D1-Becken entlang der Argen

Unterhalb von Wangen verläuft das heutige Argental zu ihrer Mündung in den Bodensee bei Langenargen, oberhalb von Wangen unterscheidet man Obere und Untere Argen. Weitere zeitweise Argenläufe wie das Schwarzachtal sind Teile des Argen-Urstromtals, das der Entwässerung nach Westen diente. Sie alle haben sich als spätglaziale Täler im Zuge des Niederschmelzens entwickelt.

Entlang der aktuellen Argentaler finden sich einige kleine glaziale D1-Becken, vom Tannauer Becken unterhalb von Tettang-Biggenmoos, über Karssee-Becken und Oflings-Becken bei Wangen, bis zum Giessbachbecken und Harrisrieder Becken bei Handwerks. Dabei befindet sich die Luvseite dieser Becken in oder nahe dem Argental (Abb. 8).

Es ist kaum vorstellbar, dass sich spätglaziale Erosion an den Becken bzw. ihren Luvseiten orientiert. Z.B. zeigt das schräg vom Tal der Unteren Argen zerschnittene Becken von Oflings, dass hier keine Abhängigkeiten bestehen. Die räumliche Abhängigkeit deutet daher auf eine gemeinsame subglaziale Anlage der Argenläufe und Becken aus einem Argen-Tunneltal-System hin. Stellenweise erhaltene Terrassenrelikte dieser Tunneltäler sind auf der GeoLa-Karte allgemein als „Hasenweiler-Fm“ eingetragen (im Gegensatz zu den angrenzenden Drumlinfeldern, die als Tettang-Sfm bezeichnet sind).

Die kleinen D1-Becken enthalten in der Regel neben aggradierenden Feinsedimenten auch progradierende Os-Systeme, wie sie z.B. im Karssee-Becken an der Unteren Argen in der in Rekultivierung befindlichen Kgr. Edenhaus aufgeschlossen sind bzw. waren. Die Feinsedimente des Giessbachbeckens an der Oberen Argen sind in ältere Beckensedimente eingeschnitten, die anhand unterschiedlicher Konsolidierung unterschieden werden. Die luvseitige Hälfte des Harrisrieder Beckens ist ins Obere Argental inkorporiert; hier stehen unter den Talschottern Beckensedimente an.

Westlich vom Schussenbecken finden sich nur wenige vergleichbare kleine D1-Becken, z.B. das Hasenweiler Becken (Typlokalität der Hasenweiler-Fm) und das Mindelsee-Becken (Bodanrück).

Die Bedeutung der immer wieder in die Drumlinlandschaft eingestreuten kleinen D1-Becken liegt in ihrer Funktion als Sedimentfallen für Eiszerfallssedimente. Ob sie, ähnlich wie die kleinen D2-Becken, in einer zukünftigen Vergletscherung eine Rolle bzgl. der Lage des Eisrandes spielen werden, ist noch ungeklärt.

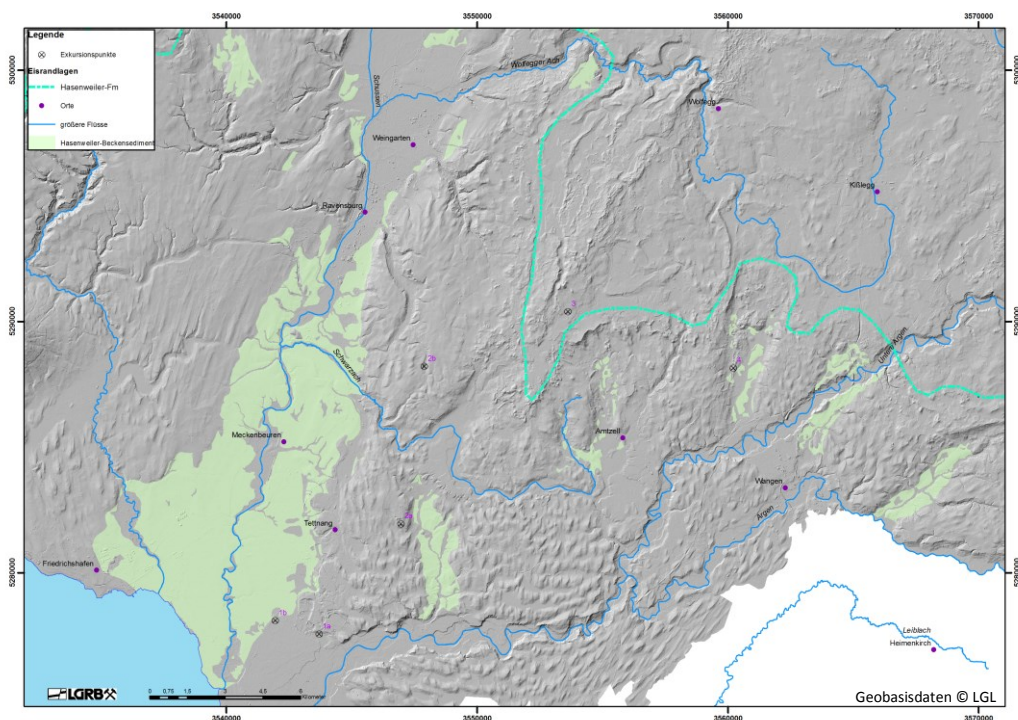


Abb. 8: Auszug aus LGRB (2015): Hasenweiler Beckensedimente der kleinen D1-Becken „entlang der Argen“ und des Schussen Beckens.



v. Glaziotektonik, Morphotektonik, synsedimentäre Subsidenz

23.09.2015, 09:00 Uhr, Einführung zum Exkursionstag

Welche Rolle spielen verschiedene Formen der Tektonik für die Erosions-Akkumulations-Zyklen? Die Rede ist von klimagesteuerter Glaziotektonik, von Morphotektonik, in der endogene Muster durch exogene Prozesse sichtbar werden, und von rein endogen gesteuerter Subsidenz.

In drei Exkursionspunkten „en route“ in Arnach, Molpertshaus und Dietmanns (Leutkircher Heide und Wurzacher Becken) stehen Glazio- und Morphotektonik im Vordergrund, neben der fazieskundliche Einteilung der subglazial übertieften Becken.

Der abschließende Exkursionspunkt in Oberessendorf befindet sich am Ostrand des Tannwald- Beckens. Refraktionsseismische Messungen der GGA deuten hier auf eine möglicherweise synsedimentäre Subsidenz. Damit stellt sich die Frage, welchen Einfluss endogene Tektonik auf ein Becken der Dietmanns-Generation (D3) haben kann. Diese Überlegungen spielen auch eine Rolle mit Hinblick auf die Vorstellung einer morphotektonischen Wende zwischen Deckenschottern und den folgenden Vergletscherungen, vgl. Schlüchter 1989, Ellwanger et al. 1995).

Hier sollen noch im Winterhalbjahr 2015/16 im Rahmen eines geophysikalisch-geologisches Forschungsvorhabens ein Messfeld von mehreren Bohrungen zur Erforschung verschiedener Gesteinsparameter eingerichtet werden. Zur Vorbereitung führt das LIAG zurzeit neue seismische Untersuchungen durch. Eine Kernbohrung soll im Rahmen von ICDP-DOVE in 2017 dazukommen.

f) Hill-hole, LGM-Gletschertor, Os

(5a) 23.09.2015, 09:30 Uhr, Arnach, LGM-Gletschertor, vgl. Nr. (1)

Der Ortsteil Arnach von Bad Wurzach befindet sich im Bereich des LGM-Walls. Unmittelbar bei Arnach, etwa 3 km östlich (Rottal), und dann weiter alle ca. 2-5 km befinden sich jeweils Unterbrechungen im Wall, die traditionell als „Gletschertor“ bezeichnet werden. Sie wirken als Schmelzwasseraustritte zur Entwässerung der ansonsten durch den LGM-Wall eingedämmten Eismasse. Bei Arnach folgt ein flacher Schotter-Schwemmkegel unmittelbar außerhalb des Gletschertors, während von innen ein Os-System auf das Gletschertor gerichtet ist (LGRB-Forschungsbohrung (1997), Abb. 9).

Die Lücken im Wall sind jedoch nicht aus Schmelzwassererosion, sondern glaziotektonisch entstanden. Im Vergleich zum Wall stammen die gestauchten Sedimentpakete aus Internpositionen, deren Verbindung einen kleineren Radius aufweist als jener des Walls ($r_{\text{hill}} > r_{\text{hole}}$). Dazu kommt eine teils schräge Transportrichtung vom *hole* zum *hill*, z.B. bei Seitenmoränen. Gletschertore sind daher ein geomorphologisches Indiz zur Unterscheidung von Stauch- und Satzendmoränen.

Stauchung und *hill-hole* repräsentieren den aktiv fließenden Gletscher, Os stagnierendes Eis. Am Übergang von fließendem zu stagnierendem Eis sind die Lücken im LGM-Wall daher bereits vorhanden. Dadurch können die Os-Systeme, die ja nur unter stagnierenden Bedingungen haltbar sind, sich von Anfang an auf die Gletschertore orientieren.

g) Last Glaciated Super-Maximum (LGSM)

(5b) 23.09.2015, 10:00 Uhr, Molpertshaus

Das Kieswerk Eintürnen bei Molpertshaus befindet sich am proximalen Ende des Wurzacher Beckens zwischen dem LGM-Wall und der hier durch einen kleineren Endmoränenwall nachgezeichneten Supermaximum-Randlage. Es sind proximale Niederterrassenschotter aufgeschlossen, deren Oberfläche durch subglaziale Erosion und pro- bzw. postglaziale Toteis-Sackungen stark reliefiert ist und die unterschiedliche Einengungs- u.a. Störungen aufweisen (Bild 6). Sie bilden die oberste Schicht der Sedimentfüllung des Wurzacher Beckens. – Weitere Erläuterung im Kontext des gesamten Waldburg-Wurzacher Beckens vgl. Exkursionspunkt (3).



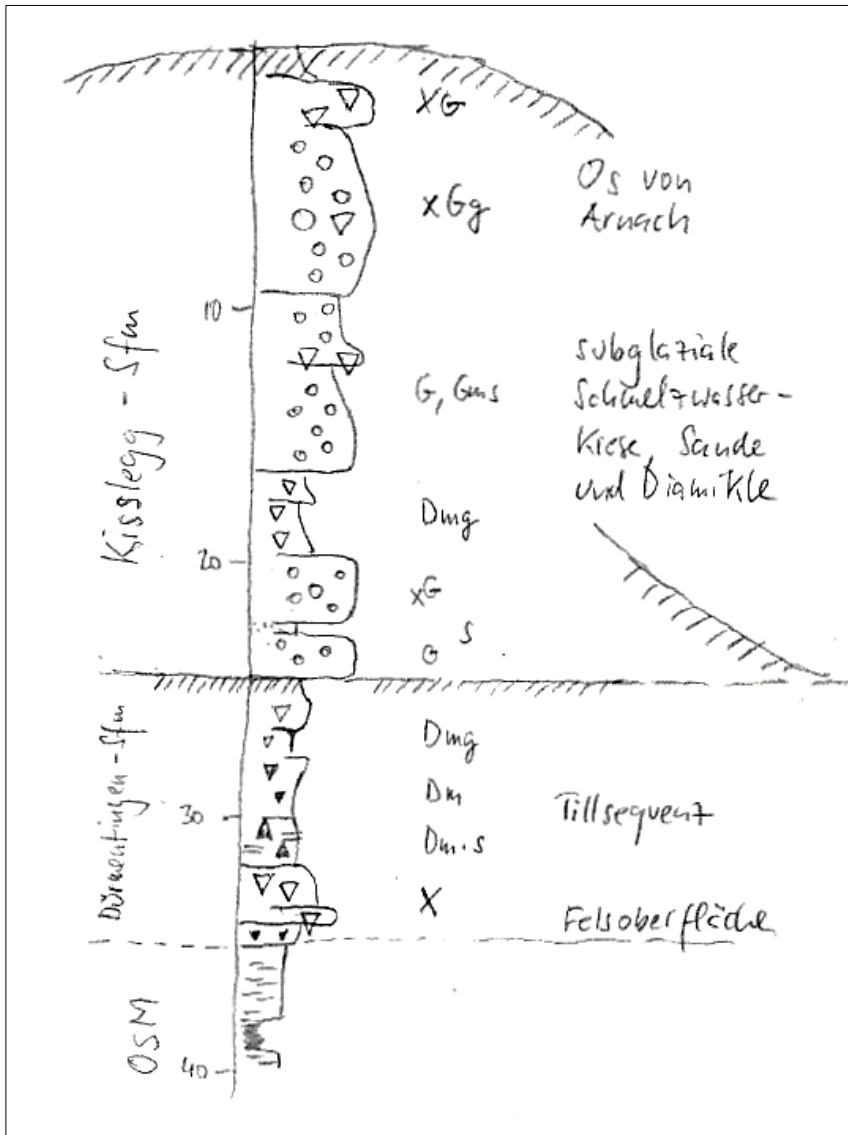


Abb. 9: LGRB-Forschungsbohrung 1997 auf dem Os von Arnach. Die Schmelzwassersedimente des Os sind durch eine Verwitterungslage in einer Tillsequenz der Dürmentingen-Sfm geschieden. Ihre Höhe entspricht ungefähr der GOK neben dem Os.



Bild 6: Kiesgrube Eintürnen bei Molpertshaus. Niederterrassenschotter im Rohrsee-Lobus, Abbaustand Sommer 2015. Einengungsstrukturen. Blickrichtung NE

h) D3-Becken und Geomorphologie

(6) 23.09.2015, 10:45 Uhr, Dietmanns

Bei Dietmanns ist das Wurzacher Becken auf beiden Seiten von Deckenschotter-Riedeln (= Hochgebieten) eingerahmt (Abb. 10). Die mit der D2-Ausräumung verknüpften Sedimente der Dürmentingen-Sfm werden hier durch ihre Randlage, den Altmoränen-Innenwall, begrenzt, das D2-Becken endet ebenfalls. Weiter außen ist nur noch das D3-Becken, weiterhin zwischen Deckenschotter-Riedeln, vorhanden, zunächst noch überdeckt durch Sedimente der Scholterhaus-Sfm, ganz außen Sedimente der Vilsingen-Sfm unter mächtigen Periglazialsedimenten. Es ist eine der wenigen Stellen, wo ein D3-Becken sich im Relief abzeichnet. – Weitere Erläuterung im Kontext des gesamten Waldburg-Wurzacher Beckens vgl. Exkursionspunkt (3).

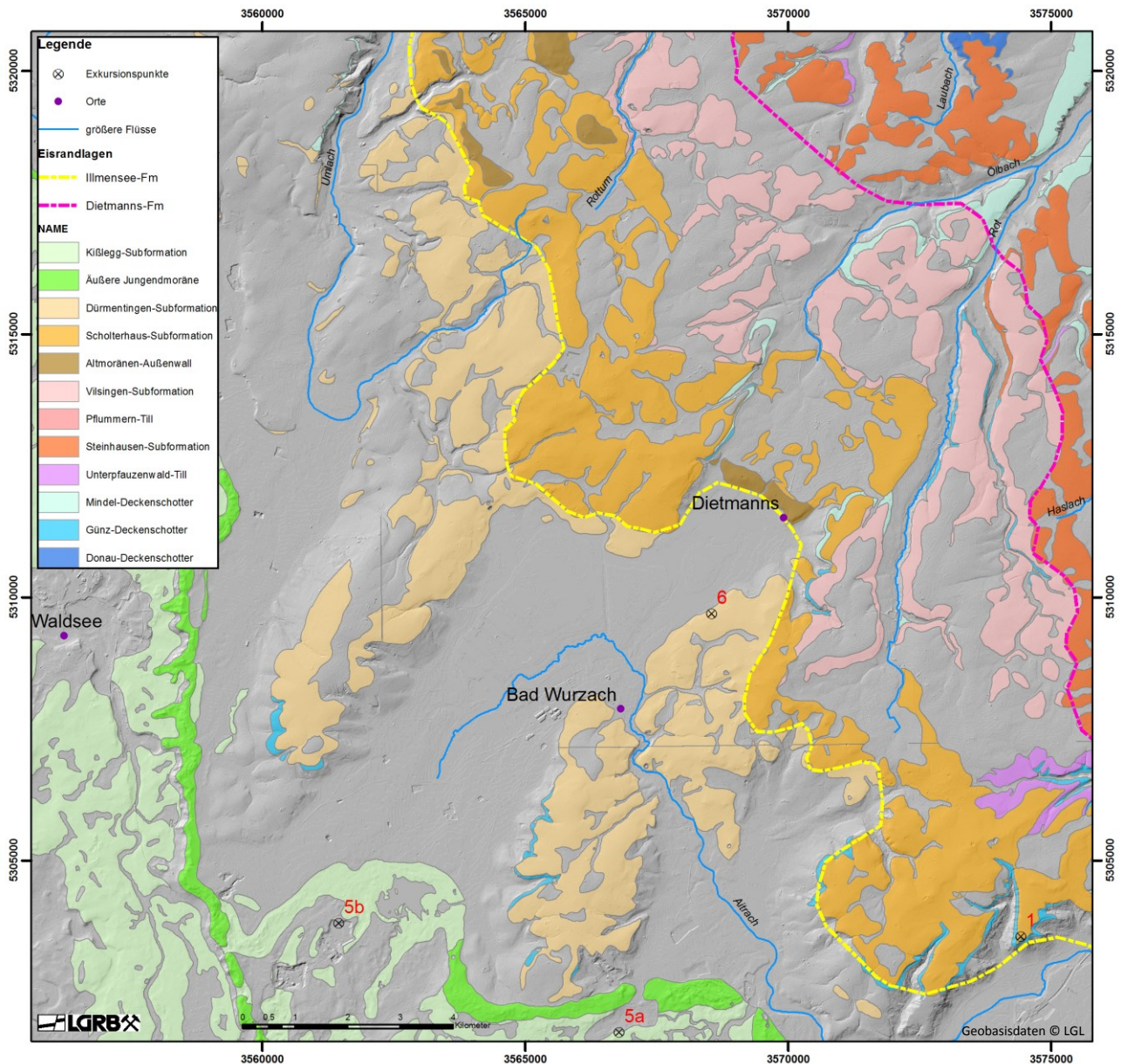


Abb. 10: Auszug aus LGRB (2015): Wurzacher Becken und die Moränenlandschaft der verschiedenen Subformationen. SW von Dietmanns: D2-Becken, NE von Dietmanns: D3-Becken.



i) ICDP-DOVE, synsedimentäre Subsidenz, Geophysik-Meßfeld

(7) 23.09.2015, 11:30 Uhr, Unteressendorf, Tannwaldbecken (D3)

Das geplante geophysikalische Messfeld im östlichen Tannwaldbecken befindet sich auf der Niederterrasse vor dem LGM-Wall, der hier durch ein – von Schmelzwässern ungenutztes – Gletschertor unterbrochen ist (2 km nördlich davon befindet sich das nächste Schmelzwasser-geprägte Gletschertor mit dem Oberen Risstal).

Aus Bohrungen bekannt nimmt die Mächtigkeit der quartären Sedimente im Bereich des LGM von ca. 80 m im W auf ca. 200 m im E zu. Eine Refraktionsseismik aus 1989 interpretierte die Zunahme der Mächtigkeit durch eine synsedimentäre Abschiebung (Abb. 11), zur Neubewertung werden moderne seismische Untersuchungen des LIAG zur Diskussion gestellt (Abb. 12). Sie illustrieren einen Weg für die Weiterführung der Kartierung tiefer Becken.

Weitere Ergebnisse des LIAG werden in einer Posterpräsentation von Dr. Thomas Burschil vorgetragen.

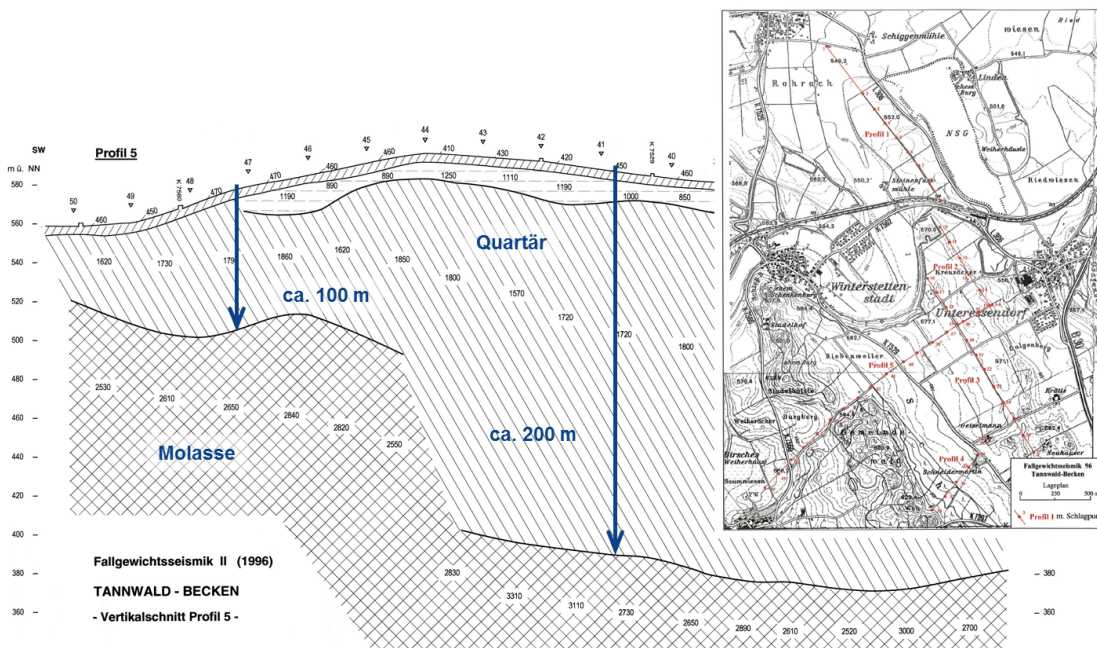


Abb. 11: Refraktionsseismik im Tannwaldbecken nach Behnke & Brahm (1988).

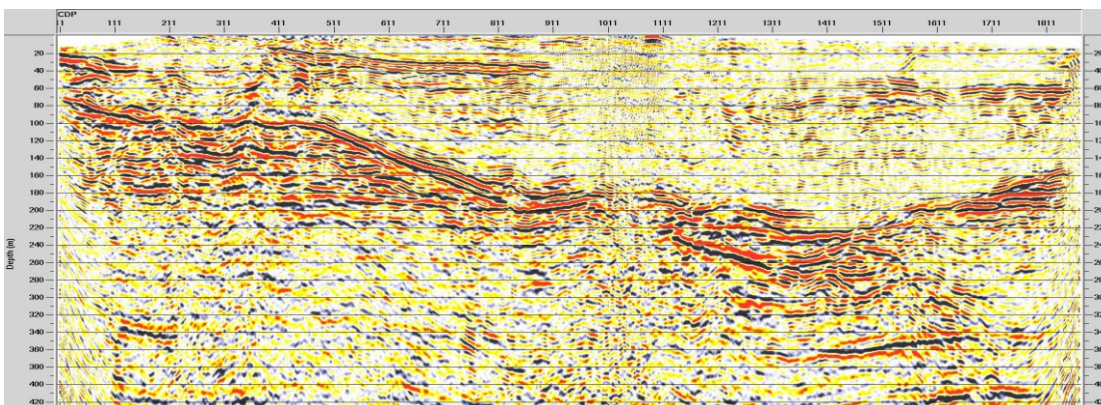


Abb. 12: Reflexionsseismische Erkundung des Tannwald Beckens (Buness et. al (2015)).



Weiterführende Literatur

Behnke, C. & Brahm, K. (1988): Erforschung der Tannwald Becken Struktur. Bericht des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Nr. 116 833.

Buness, H., Gabriel, G., Wielandt-Schuster, U. & Ellwanger, D. (2015): Reflexionsseismische Erkundung des Tannwald Beckens (Baden-Württemberg). –Poster, 75. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 23.-26.03.2015; Hannover

Doppler, G, Kroemer, E., Rögner, K., Wallner, J., Jerz, H. & Grottenthaler, W. (2011): Stratigraphic Classification of the Quaternary in Southern Bavaria. – E&G / Quat Sci J **60**(2-3):122–158; Hannover.

DSK (2011 ff.): LithoLex, Lithostratigraphisches Lexikon Deutschland im Internet.

- Dietmanns-Fm
- Hasenweiler-Fm
- Illmensee-Fm
- Oberschwaben-Deckenschotter-Fm
- Rheingletscher-Terrassenschotter-Fm
- Steinental-Fm

Deutsche Stratigraphische Kommission. – Internet Publikation: <http://www.bgr.bund.de/litholex>

Ellwanger, D. (2003), unter Mitarbeit von Neeb, I. & Lämmermann-Barthel, J.: Eine landschaftsübergreifende Lockergesteinsgliederung vom Alpenrand zum Oberrhein. – In: Schirmer, W. (Hrsg.): Landschaftsgeschichte im europäischen Rheinland. – Geo Archaeo Rhein **4**:81–124; Münster.

Ellwanger, D., Bibus, E., Bludau, W., Kösel, M. & Merkt, J. (1995): Baden-Württemberg. – In: Benda, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands, 255–295; Berlin, Stuttgart, New York.

Ellwanger, D. & Fiebig, M. (1996): International Geological Correlation Program (IGCP) 378: Circumalpine Quaternary Correlations. Field trip & meeting. Northern and North-Western Alpine Foreland.

Ellwanger, D., Fiebig, M. & Heinz, J. mit Beiträgen zur Pollenanalyse von Bludau, W. (1999): Quartärgeologie des mittleren Rheingletschergebietes (Bittelschiess, Höchsten, Hoßkirch, Ostrach). – Jb. & Mitt. OGV, N.F. **81**:217–230; Stuttgart.

Ellwanger, D., Kimmig, B., Simon, T. & Wielandt-Schuster, U. (2011 a): Quartärgeologie des Rheingletschergebiets, Exkursion I. (29.04.2011). – Jb. & Mitt. OGV, N.F. **93**:115–217; Stuttgart.

Ellwanger, D., Wielandt-Schuster, U., Franz, M. & Simon, T. (2011 b): The Quaternary of the southwest German Alpine Foreland (Bodensee-Oberschwaben, Baden-Württemberg, Southwest Germany). E&G / Quat Sci J **60**(2–3):306–328; Hannover.

Ellwanger, D., Franz, M., Wielandt-Schuster, U. (2012): Zur Einführung: Heidelberger Becken, Oberschwaben – Oberrhein, Geosystem Rhein. – LGRB Informationen **26**:7–24; Freiburg.

Eyles, N., Eyles, C.H. & Miall, A.D. (1983): Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. Sedimentology, **30**:393–410.

Fiebig, M. (1995): Pleistozäne Ablagerungen im süddeutschen und im neuseeländischen Alpenvorland – ein Vergleich. – Diss Uni Freiburg, 122 S.; Freiburg.

Fiebig, M. (2003): Lithofazielle Untersuchungen an pleistozänen Sedimenten im östlichen Rheingletschergebiet. – ZDGG **154**(2-3):301–342; Stuttgart.

Fiebig, M., Ellwanger, D., & Doppler, G. (2012): Pleistocene Glaciations of Southern Germany. – In: Ehlers, J, Gibbard, P.L. & Hughes, P.D. (eds.): Glaciations-Extent and Chronology. A closer look. Chapter 14; Amsterdam.

GeoMol (2015): LCA Projektteam (2015): GeoMol – Geopotenziale für die nachhaltige Nutzung des tieferen Untergrundes in den alpinen Vorlandbecken. Abschlussbericht des Pilotgebiets Bodensee - Allgäu. – LGRB-Informationen, 30: in Vorb.; Freiburg i. Br.

Graf, H.R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. – Diss ETH Zürich, 151 S.; Zürich.

Graf, H.R. (2009): Stratigraphie und Morphogenese von frühpleistozänen Ablagerungen zwischen Bodensee und Klettgau. – E&G / Quat Sci J **58**(1):12–53; Hannover.





- Hahne, J., Ellwanger, D., Franz, M., Stritzke, R. & Wielandt-Schuster, U. (2012): Pollenanalytische Untersuchungsergebnisse aus dem baden-württembergischen Rheinsystem Oberrheingraben, Hochrhein, Oberschwaben – eine Zusammenfassung des aktuellen Kenntnisstandes. – LGRB Informationen **26**:119–154; Freiburg.
- HGK (2010): Hydrogeologische Karte Baden-Württemberg, Argen-Aach-Rinne Isnyer Becken. – 142 S.; LA für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg / RP Freiburg – LGRB; Karlsruhe/Freiburg.
- HGK (1989): Hydrogeologische Karte Baden-Württemberg, Leutkircher Heide und Aitrachtal. – 122 S.; Geologisches LA Baden-Württemberg /LA für Umweltschutz Baden-Württemberg (LfU); Karlsruhe/Freiburg.
- LGRB (2011): Symbolschlüssel Geologie Baden-Württemberg. Verzeichnis geologischer Einheiten; Freiburg. – Internet-Publ.: <http://www.lgrb.uni-freiburg.de>
- Litt, T., Ellwanger, D., Villinger, E. & Wansa, S. (2005): Das Quartär in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. – Newsletters on Strat. **41**:385–399; Stuttgart.
- Litt, T. (2007): Das Quartär als chronostratigraphische Einheit. – E&G / Quat Sci J **56**(1-2):3–6; Hannover.
- Neeb, I., Lämmermann-Barthel, J., Hinderer, M., Ellwanger, D., & Frechen, M. (2004): Sediment budget of Pliocene and Quaternary unconsolidated deposits of the Rheingletscher area, Swiss Midlands and the Upper Rhine Graben. – In: DFG (Hrsg.) Abstracts IODP - ICDP Joint Colloquium, 17.–19. March 2004, University Bremen: 4 S.
- Nye, J. F. (1976): Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels and veins. In: Journal of Glaciology **17** (76):181–207.
- Öchsle, A. (1955): Morphometrische Untersuchungen an eiszeitlichen Schotterterrassen Oberschwabens. – Diss Techn. Hochschule Stuttgart, 50 S., Stuttgart.
- Preusser, F. (2009): Stratigraphische Gliederung des Eiszeitalters in der Schweiz. – Jb. & Mitt. OGV, N.F. **92**:83–98; Stuttgart.
- Preusser, F., Graf, H.R., Keller, O., Krayss, E. & Schlüchter, Ch. (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland. – E&G / Quat Sci J **60**(2):282–305; Hannover.
- Schädel, K. (1950): Untersuchungen über das Altdiluvium des Rheingletschers zwischen Iller und Bodensee. – Diss. Uni. Tübingen: 169 S.; Tübingen.
- Schädel, K. (1953): Die Stratigraphie des Altdiluvium im Rheingletschergebiet. – Jb. & Mitt. OGV, N.F. **34**:1–20; Stuttgart.
- Schädel, K. & Werner, J. (1963): Neue Gesichtspunkte zur Stratigraphie des mittleren und älteren Pleistozäns im Rheingletschergebiet. – E&G **14**:5–26; Öhringen.
- Schlüchter, C. (1989a): The most complete Quaternary record of the Swiss Alpine Foreland. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **72**: 141–146.
- Schreiner, A. (1989): Zur Stratigraphie der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Jh Geol. LA Baden-Württemberg **31**:183–196; Freiburg.
- Schreiner, A. (1997): Einführung in die Quartärgeologie. 257 S.; Stuttgart.
- Schreiner, A. (2003): Deckenschotter im Hegau und am westlichen Bodensee. – ZDGG **154**(2-3):357–368; Stuttgart.
- Schreiner, A. & Ebel, R. (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Geol. Jb. A **59**:3–64; Hannover.
- Schreiner, A. & Haag, T. (1982): Zur Gliederung der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – E&G **32**:137–161; Hannover.
- Verderber, R. (1992): Quartärgeologische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Schaffhausen und Basel. – Diss. Uni Freiburg: 183 S.; Freiburg i. Br.
- Verderber, R. (2003): Quartärgeologie im Hochrheingebiet zwischen Schaffhausen und Basel). – ZDGG **154**(2-3):369–406; Stuttgart.



Geologische Karten

Blattschnittfreie digitale Geologische Karte

LGRB (2015): Geologische Karte 1 : 50 000, Geodaten der Integrierten geowissenschaftlichen Landesaufnahme (GeoLa). Regierungspräsidium Freiburg, LA für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, <http://maps.lgrb-bw.de/> [11.09.2015]

Analoge Geologische Karten 1 : 25 000 (GK25, (Auswahl))

GK (1978): Geologische Karte 1 : 25 000 von Baden-Württemberg, Blatt 8323 Tettang. – 60 S.; Geologisches LA Baden-Württemberg; Stuttgart.

GK (1988): Geologische Karte 1 : 25 000 von Baden-Württemberg, Blatt 8026 Aitrach. – 84 S.; Geologisches LA Baden-Württemberg; Stuttgart.

GK (1989): Geologische Karte 1 : 25 000 von Baden-Württemberg, Blatt 8226 Isny Nord. – 89 S.; Geologisches LA Baden-Württemberg; Stuttgart.

GK (1994): Geologische Karte 1 : 25 000 von Baden-Württemberg, Blatt 8126 Leutkirch i. A.-Ost. – 147 S.; Geologisches LA Baden-Württemberg; Freiburg i. Br.

GK (1996): Geologische Karte 1 : 25 000 von Baden-Württemberg, Blatt 8025 Bad Wurzach. – 126 S.; Geologisches LA Baden-Württemberg; Freiburg i. Br.

Basisdaten

Geobasisdaten © Landesamt für Geoinformation und Landentwicklung Baden-Württemberg, www.lgl-bw.de

Danksagung

Unser besonderer Dank gilt den Referenten, Herrn Abt Fa. Geomechanik Wasser und Umwelttechnik GmbH, Herrn Burschil Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, Frau Dreher & Herrn Preusser Universität Freiburg sowie Herrn Niefer Ingenieurbüro Dr. Ebel & Co.!

Für die Erlaubnis, ihre Kieswerke und Kiesgruben mit dieser Exkursion betreten zu dürfen, besten Dank Herrn Krieger – Kieswerk Salem GmbH, und Herrn Zwisler – Fa. Zwisler GmbH & Co, Tettang!

Für die Unterstützung der Deuqua durch Aufbaggern des Oses im Tettanger Wald danken wir herzlich Herrn Krieger – Kieswerk Salem GmbH! Für die forstliche Erlaubnis zur Baggerung danken wir Herrn Revierleiter Seiss!

Last not least für die jahrelange gute Zusammenarbeit nicht nur bei der Vorbereitung und Durchführung dieser Exkursion, sondern auch früheren Veranstaltungen, der gemeinsamen Arbeit am Geowanderweg Tettanger Wald und die Überlassung des Titelbildes zu diesem Exkursionsführer ganz herzlicher Dank Herrn Wetzel, Amt für Wasser- und Bodenschutz am Landratsamt Bodenseekreis!



Fakultative Exkursionspunkte:

22.09.2015, 17:30 Uhr, kleine D2-Becken entlang der Rhein-Donau-Wasserscheide

Alle vom LGM zur Donau gerichteten Niederterrassentäler beginnen in einem beckenförmig erweiterten proximalen Talstück. Üblicherweise quert der LGM-Wall das breite Tal, nach außen folgt ein aus Kiesteppichen bestehendes Schotterpaket (Vorstoßschotter-Sander), innen je nach Situation korrelative Depressionen, Kamesterrassen oder andere Formen der Moränenlandschaft. Der Wall entspricht der Wasserscheide, es sei denn es ist ein Gletschertor vorhanden, dann kann sie internwärts verschoben sein. – Im Liegenden der Schotter sind oft Beckensedimente erhalten, die ein kleineres oder größeres D2-Becken erfüllen (Dürmentingen-Beckensedimente).

Größere dieser Becken sind oft innen oder außen mit D1- oder D3-Becken verknüpft, kleinere isoliert. Zwischen Meßkirch und dem Ristal sind neun kleine D2-Becken vorhanden, dann folgt das Osterhofer Becken, und schließlich südlich von Isny das Maierhöfer Becken. In dieser Lesart liegt Maierhofen auf dem LGM-Wall, der heute die Wasserscheide zwischen Oberer Argen (intern) und Unterer Argen (extern) bildet.

Die geschilderte Abgrenzung entspricht auch der klassischen Kartierung des Würm-Maximums von Meßkirch bis Osterhofen bzw. bis zur Leutkircher Heide. Sie wird jedoch zwischen Isny und Maierhöfen nicht anerkannt. Dieses außerhalb des Maierhöfer LGM-Walls gelegene Gebiet gilt pedomorphologisch ebenfalls als würmzeitlich, da die für Altmoränen (Riss) üblichen Mächtigkeiten entkalkter Deck- und Verwitterungsschichten nicht erreicht werden. – Ob hier wie in Rohrdorf das Supermaximum eine Rolle spielt, oder eines der beiden Kartiervverfahren versagt, ist zu diskutieren.

22.09.2015, 18:00 Uhr, Aussichtspunkt Schweineburg südlich Isny, Grenzgebiet BW/BY

Schweineburg befindet sich auf der Hochfläche oberhalb von Isny-Schweinebach. Neben dem Deckenschotter-Vorkommen ist es v.a. ein Aussichtspunkt. Nach Norden überschaut man dasselbe Gebiet wie von Schloss Zeil, nur mit umgekehrter Blickrichtung:

- das Isnyer Becken. Ein D2-Becken mit mehreren tief ausgekolkten kleinen „Zweigbecken“ am Fuß von Adelegg und Schweineburg. Es könnte bereits als D3-Becken angelegt sein oder nördlich daran angrenzen (Beckensedimente zwischen Isny und Maierhöfen).
- Deckenschotter-Zeugenberge bei Menelzhofen und Beuren u.a. Molasseauftragungen,
- die Leutkircher Heide, und schließlich
- die Geländestufe bei Schloss Zeil, wo die Deckenschottern der Iller-Riss-Platte beginnen.

Östlich von Schweineburg befindet sich das kleine D2-Becken von Maierhöfen. Es liegt auf der Wasserscheide zwischen den Tälern von Oberer und Unterer Argen, und zeichnet sich durch seine Ähnlichkeit mit vielen kleinen D2-Becken auf der Rhein-Donau-Wasserscheide aus: innerhalb des Beckens der LGM-Wall, nach außen das schmale Tal des Maierhöfer Bachs (Diskussion zu unterschiedlicher Kartiertechnik in bayerischen und baden-württembergischen Kartenwerken).



