

**Höhlen der Schwäbischen Alb als Pegelschreiber für
Flussgeschichte und Tektonik in Südwestdeutschland seit
dem Miozän**

Von der Fakultät 6

**Luft- und Raumfahrttechnik und Geodäsie der Universität Stuttgart
zur Erlangung der Würde eines Doktors der Naturwissenschaften
(Dr. rer. nat.) genehmigte Abhandlung**

**Vorgelegt von
Marcel Strasser
aus Donzdorf**

Hauptberichter: Prof. Dr. Hartmut Seyfried

Mitberichter: Prof. Dr. Theo Simon

Tag der mündlichen Prüfung: 30.03.2011

**Institut für Planetologie
Universität Stuttgart**

2011

Ich versichere diese Arbeit selbständig und nur mit den angegebenen Hilfsmitteln erstellt zu haben

Stuttgart,

Marcel Strasser

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung.....	4
Abstract	6
1 Zielsetzung.....	8
2 Einleitung	10
2.1 Geographischer und geologischer Überblick.....	10
2.2 Prädanubische Situation	13
2.3 Danubische Einscheidung.....	16
2.4 Anzapfung durch Rhein-Zuflüsse	17
2.5 Überlegungen zum Einsetzen der Verkarstung.....	17
2.6 Zusammenfassung Landschaftsentwicklung und Verkarstung.....	18
3 Höhlen.....	19
3.1 Allgemeines zur Höhlenentstehung.....	19
4 Geo- und Karstmorphologie im Arbeitsgebiet.....	23
4.1 Fluvialer Formenschatz	23
5 Karstformen.....	31
5.1 Die Karstwanne Battenau.....	31
5.2 Fitzelsteinhöhle	32
5.3 Haldensteinhöhle	32
5.4 Laichinger Tiefenhöhle.....	33
5.5 Bärenhöhle und Karlshöhle	33
5.6 Falkenhöhle.....	34
5.7 Höhlenruinen bei Salmendingen, Ringingen und Melchingen	35
5.8 Todsburger Höhle und Todsburger Schacht	35
5.9 Mordloch bei Eybach.....	36
6 Die Laierhöhle: Formenschatz und Interpretation	37
6.1 Obere Etage (Niveau 1) (665 m NN).....	40
6.2 Niveau 2a und 2b (640-625 m NN)	42
6.3 Niveau 3a und 3b, 615-595 mNN.....	48
6.4 Endschächte	50
6.5 Tektonik in der Umgebung der Laierhöhle	50
6.6 Klein- und Mesoformen	53
6.7 Zusammenfassung Laierhöhle	59

7	Höhlensedimente	62
7.1	Überblick	62
7.2	Probenahme und Analysetechniken.....	63
7.3	Sedimentprofile	63
7.3.1	Laierhöhle: „Lehmgang“	65
7.3.2	Laierhöhle: am „Vesperplätzle“	66
7.3.3	Laichinger Tiefenhöhle	69
7.3.4	Mordloch.....	69
7.4	Kosmogene Nuklide	70
7.5	Magnetische Sphärulen.....	72
7.5.1	Überblick	72
7.5.2	Analysetechnik	73
7.5.3	Petrographie.....	73
7.5.4	Geochemie	78
7.5.5	Bedeutung für die Landschafts- und Verkarstungsgeschichte.....	79
8	Lokale Korrelationen zwischen Speläogenese und Geomorphologie	83
9	Diskussion: regionale Korrelation zwischen Verkarstung und Morphologie	87
10	Schlussfolgerungen.....	92
11	Dank.....	96
	Referenzen	98
	Lebenslauf.....	108

Kurzfassung

Die verkarsteten oberjurassischen Kalksteinabfolgen der Schwäbischen Alb enthalten zahlreiche Höhlen, Dolinen, Karstwannen und Trockentäler. Ebenso sind in diesem Gebiet Felsterrassen, Schotterablagerungen, Vulkanschlote und Meteoritenkrater bekannt, die für die Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte wertvolle Zeitmarker darstellen. Die räumliche Anordnung der meisten Karsterscheinungen ist nach der gängigen Auffassung eng an eine fortschreitende, diskontinuierliche Tieferlegung des Karstwasserspiegels gebunden. Aufgrund der Lage am Nordrand des Nordalpinen Vorlandbeckens und östlich des Oberrheintalgrabens ist es wahrscheinlich, dass Karstwasserspiegelbewegungen auf Hebungsvorgänge der Schwäbischen Alb und Meeresspiegelschwankungen beruhen. Viele Höhlen können nach bisherigem Verständnis direkt als Pegelschreiber für Paläokarstwasserspiegel herangezogen werden, in der Annahme, dass sich ausgedehnte horizontale Höhlenetagen nur dann bilden konnten, wenn der Karstwasserspiegel über relativ lange Zeiträume hinweg annähernd stabil auf einem Höhenniveau verweilte, während bei rapidem Absinken des Karstwasserspiegels weniger Hohlräume oder nur senkrechte Schächte entstanden. Im Widerspruch dazu wurde für bestimmte Höhlentypen in den letzten Jahren verstärkt über eine vom Karstwasserspiegel unabhängige, von unten nach oben ablaufende Höhlenbildung (hypogene Speläogenese) berichtet, die hier auch für Höhlen der Schwäbischen Alb diskutiert werden muss.

Als Beispiel für ein komplexes 3-D-Labyrinth mit mehreren Etagen wird in dieser Arbeit die Laierhöhle bei Geislingen an der Steige beschrieben und interpretiert. Ganganordnung und bestimmte Lösungsformen in der Höhle stimmen mit typischen Merkmalen (*feeder*, Wandkanäle, *outlets* und Deckenrinnen) für die hypogene Höhlenbildung überein, jedoch sind wichtige Bedingungen wie artesische Grundwasserhältnisse, geringleitende Schichten über und unter der verkarstungsfähigen Formation oder hydrothermale Wässer nicht erfüllt. Andere Merkmale wie deutliche horizontale Etagen, Wasserspiegelmarken, Schlüssellochprofile und mächtige Sedimentverplombungen sprechen für eine epigene (nahe am Karstwasserspiegel ablaufende) Höhlenentwicklung. Daher stelle ich ein Mischmodell zwischen den beiden Endgliedern der hypogenen und epigenen Höhlenentstehung auf, bei dem die Höhle nach einer starken initialen Raumerweiterung ihre entscheidende Etagenform durch unter-

schiedlich lange stabile Phasen des Karstwasserspiegels erhielt. Dadurch ist es gerechtfertigt, Korrelationen zwischen horizontalen Höhlenetagen, Talböden, Felsterassen, lokal vorkommenden Schottern und anderen Höhlen aufzustellen, was neue und präzisere Daten über Flussgeschichte, Wandel des Abflussmusters und Hebungsvorgänge von Teilen Südwestdeutschlands lieferte.

Im Verlauf der Höhlensedimentanalyse kamen metallische kugelförmige Partikel zum Vorschein. Diese Sphärulen entstanden beim Eintritt von Meteoriten in die Erdatmosphäre durch Ablation, regneten ab und wurden nach und nach in damalige Karsthohlräume eingespült, wo sie bis heute archiviert sind. Sphärulen aus Laierhöhle, Laichinger Tiefenhöhle und Mordloch entstanden vermutlich beim Einschlag des Steinheim- und/oder des Nördlingen-Meteoriten und sind daher 14,59 Ma alt. Neben den allgegenwärtigen Titanmagnetiten, die dem Urach-Kirchheimer Vulkanismus zugeordnet werden können, bilden die Sphärulen einen weiteren Zeitmarker für eine mittelmiozäne Landoberfläche.

Mit dieser Arbeit korreliere ich speläogenetische und geomorphologische Erscheinungsformen und kam so zu einer Chronologie der wichtigsten landschaftsgeschichtlichen Ereignisse. Die Laierhöhle dokumentiert fünf Phasen eines stabilen Karstwasserspiegels über einen Gesamtzeitraum vom späten Mittelmiozän bis zum Übergang vom Pliozän ins Pleistozän. Die ersten beiden stabilen Phasen fanden im späten Mittelmiozän und dem Spätmiozän statt (Horizontalniveaus 1 und 2a). Die stabile Episode, die für die Bildung des Niveaus 2b verantwortlich war, fällt in das frühe Pliozän. Die Niveaus 3a und 3b sind räumlich deutlich getrennt, müssen sich aber innerhalb einer relativ kurzen Zeitspanne gegen Ende des Pliozäns gebildet haben. Im Arbeitsgebiet beträgt die Gesamttiefe der zu danubischen Zeiten abgelaufenen penetrativen Verkarstung 120 m. Die dafür notwendige Zeitspanne betrug ungefähr 12 Ma, woraus sich eine durchschnittliche Hebungsrates der Kruste von 0,01 mm/a ableiten lässt.

Abstract

In south western Germany the karstified plateau of the Swabian Alb consisting of Upper Jurassic limestones hosts numerous caves, dolines, and dry valleys. Known strath terraces, conglomerates, volcanoes, and impact craters within the study area already provided important time stamps for former studies reconstructing landscape history. It is widely understood, that spatial distribution of most karst features is closely related to the palaeo-water-table and its discontinuous lowering over time, which in turn is the result of incision and/or uplift. The situation of the Swabian Alb at the northern rim of the Northern Alpine Foreland Basin and east of the Rhine Graben valley is the reason for this uplift. Many caves can be used as gauge for vertical displacement, considering horizontal cave passages as product of a stationary palaeo-water-table and vertical sections as result of falling base level. In contrast recent studies deal with a different type of speleogenesis independent of base level. This hypogenic speleogenesis must be discussed for the caves of the Swabian Alb.

The recently discovered cave named Laierhöhle near Geislingen/Steige is a typical 3d-maze providing several horizontal levels. Passage pattern and distinctive corrosion features match with morphologies (feeders, rising wall- and ceiling channels, outlets) characteristic for hypogenic speleogenesis. However, artesian situations, hydrothermal water or confined aquifers as critical conditions for hypogenic speleogenesis can not be verified. Other features like horizontal passages, water table markers, key-hole-features, and massive stratified sediment bodies are pointing to an epigenic, water-table related speleogenesis. In this study therefore a mixed model for speleogenesis of Laierhöhle is presented, assuming a strong initial deep-phreatic corrosion along fractures and fissures, followed by intensive widening at the palaeo water-table resulting in the formation of horizontal passages. Correlations between horizontal cave-levels, valley-bottoms, strath-terraces, local conglomerates and other caves lead to new and more precise data on the fluvial history, changing drainage pattern, and the uplift of parts of southwest Germany.

In the course of Examinations of cave sediments spherical metallic particles were detected. These magnetic spherules are ablation-products from meteorites during impact. After fallout and flushing into karstic voids and caves the spherules got ar-

chived till today. Spherules within Laierhöhle, Laichinger Tiefenhöhle and Mordloch are supposed to originate from the impact event producing the impact craters Steinheimer Becken and/or the Nördlinger Ries 14.59 Ma ago. Within most of the cave sediments spherules are accompanied by crystals of titano-magnetite, which built during volcanic activity of the Urach-Kirchheim volcanic field. Both spherules and titano-magnetites are proxies for re-deposited Mid Miocene Sediments.

In this study I could correlate speleogenetic with dated geomorphic features and thus came to a chronology of events. The *Laierhöhle* records five episodes of long-term stability of the karst water table covering the time-span from late Middle Miocene until the Pliocene/Pleistocene transition. The first two stable episodes can be dated to the late Middle Miocene and Late Miocene (horizontal levels 1 and 2a). An episode responsible for the formation of level 2b falls within Early Pliocene time. Levels 3a and 3b are spatially well separated but must have formed within a relatively short time-span towards the end of the Pliocene. In the working area, total depth of penetrative karstification was in the order of 120 m. This penetration has been accomplished over a period of approximately 12 Ma resulting in an average uplift rate of 0.01 mm/a.

1 Zielsetzung

In der südwestdeutschen Schichtstufenlandschaft, insbesondere auf der Schwäbischen Alb, sind alte Flusssysteme als Schotterstränge und Trockentäler erhalten. Sie gehören zu einem alten Entwässerungsnetz, das zum Molassetrog bzw. später zur Donau ausgerichtet war. Im Folgenden wird dieses alte Flusssystem als prädanubisch bzw. danubisch bezeichnet). Mit der Entstehung des Oberrheingrabens im mittleren Eozän (vor etwa 47 Ma Jahren) war eine Hebung Südwestdeutschlands verbunden, die sich im obersten Miozän (vor 8 - 10 Ma Jahren) soweit verstärkte, dass sich die Donau und ihre Zuflüsse zunehmend tiefer einschneiden konnten. Mit dem Rhein im Oberrheingraben als Vorfluter schnitten sich von Nordwesten her Nebenflüsse des Rheins rückschreitend in das danubische und prädanubische Einzugsgebiet ein.

Der Kernbereich des Arbeitsgebietes erstreckt sich rund um Geislingen an der Steige entlang des oberen Filstals bis Wiesensteig im Westen, über die Bereiche des Eybaltals und Lautertals bis Degenfeld im Norden und dem Lonetal bis Lonsee im Süden (Abb. 1). Im Osten schließt sich das Waldgebiet des nördlichen Albuchs an. Dort sind die ältesten Flächen der Schwäbischen Alb erhalten geblieben (DONGUS 1977). Auf engem Raum sind neben miozänen Juranagelfluh-Schottern Talbodenreste aus mindestens vier Entwicklungsstadien des Donauzuflusses Lone und dessen Vorläufer, der Ur-Lone vorhanden.

Im Schwankungsbereich des Karstwasserspiegels, dessen Höhe von der Lage des Vorfluters abhängt, herrschen die günstigsten Bedingungen für Kalklösung und somit Höhlenbildung (SAWICKY 1909, BÖGLI 1980, FORD & WILLIAMS 2007). In länger anhaltenden Phasen eines stabilen Grund- bzw. Karstwasserspiegels können sich ausgedehnte horizontale Höhlengänge bilden (PALMER 1987, 1991; HÄUSELMANN 2002). In Zeiten schneller Tieferlegung von Tälern und Karstwasserspiegel bilden sich bevorzugt vertikale Schächte. HÄUSELMANN et al. (2007), FARRANT et al. (1995) und SASOWSKY et al. (2004) haben gezeigt, dass Höhlen als Pegelschreiber für vertikalen Versatz dienen können, was eine Quantifizierung der Einschneidung- und/oder Hebung der Kruste ermöglicht.

Unter bestimmten Umständen kann Verkarstung auch unabhängig vom Karstwasserspiegel in großen Tiefen stattfinden. Diese hypogene Höhlenentstehung tritt besonders in artesischen Situationen auf, wenn Grundwasser von unten nach oben aufsteigt, oder dann, wenn verkarstungsfähige Horizonte von geringpermeablen Schichten eingeschlossen sind (KLIMCHOUK 2000, 2004, 2007). Diese Art von Höhlen besitzen neben bestimmten Klein- und Mesoformen auch charakteristische Kartenbilder der Gänge, meist zwei- und dreidimensionale Labyrinth oder einzelne vertikale Schächte. Um von der räumlichen Verteilung und Anordnung von Höhlen auf die Entwicklung des Karstwasserspiegels und somit auf die tektonische Hebungsgeschichte des Arbeitsgebietes schließen zu können, muss in dieser Arbeit zunächst im Einzelnen geprüft werden, ob die Höhlenentstehung in Verbindung mit dem Karstwasserspiegel stattfand oder nicht.

Im Arbeitsgebiet können einzelne horizontale Niveaus innerhalb der Höhlen mit Talböden bzw. deren Resten korreliert werden. Im Rahmen der Genauigkeit der bisher bekannten Landschaftsgeschichte sind daher ungefähre Altersangaben zur Bildung horizontaler Höhlenetagen möglich. Im Idealfall sind Altersdatierungen von Höhlenetagen auch über die Datierung der eingelagerten Sedimente möglich. Dies macht nur dann Sinn, wenn die Sedimente außer Verwitterungsresiduen des Wirtsgesteins auch eindeutig allochthones Material enthalten. Das Einlagerungsalter kann dann über den Gehalt an kosmogenen Nukliden in Quarz datiert werden, unter der Bedingung, dass das Probenmaterial unkontaminiert ist. Darüber hinaus muss der Einlagerungsprozess bekannt sein. Diese Höhlen oder Höhlenteile müssen direkt mit einem Flusssystem an der Oberfläche in Verbindung gestanden haben (Flussschwinden, Ponore) oder bei Extremereignissen über Dolinen und Schächte schnell mit Sediment verfüllt worden sein.

Großes Potential für landschaftsgeschichtliche Fragestellungen besitzt die 1996 bei Bauarbeiten angeschnittene Laierhöhle in Weiler ob Helfenstein bei Geislingen an der Steige. Sie ist bislang die einzige Höhle der Schwäbischen Alb, die mehr als zwei horizontale Stockwerke aufweist. Sie dokumentiert Zeiten mit lang anhaltend stationärem Paläokarstwasserspiegel, Zeiten rascher Absenkung und erneuten Anstiegen. In diesem regionalen Zusammenhang gehören die obersten Teile der Laierhöhle zu

den ältesten erhaltenen Hohlräumen des gesamten Oberjurakarsts der Schwäbischen Alb.

Für Rekonstruktionen karst- und landschaftsgeschichtlicher Ereignisse sind Höhleninhalte wie Säugetierknochen- und Zähne, Sinterbildungen, vulkanische und impaktische Relikte von großer Bedeutung. Die im Zuge dieser Arbeit entdeckten metallischen Sphäruhlen in Höhlensedimenten aus Laierhöhle, Laichinger Tiefenhöhle und Mordloch werden auf ihre Herkunft und ihr Alter untersucht. Daraus sollte sich die Möglichkeit einer genaueren Einordnung der Höhlen in die regionale Stratigraphie ergeben.

2 Einleitung

2.1 Geographischer und geologischer Überblick

Spätestens seit dem Miozän wurde die südwestdeutsche Landschaft von Flüssen geformt, die nach Süden entwässerten (DOPPLER & SCHWERD 1996). Die damalige flache Landoberfläche wurde später von Rheinzufüssen überprägt und zerschnitten, was auf die tiefe Erosionsbasis im Oberrheintalgraben zurückzuführen ist, der sich seit ca. 47 Ma eintieft (BERGER et al. 2005a, b). Viele Rheinzuflüsse weisen noch heute danubische Laufrichtungen auf, was zu spitzen Mündungswinkeln mit Flüssen vergleichbarer Kategorie führt. Die heutige oberflächliche Wasserscheide zwischen Rhein und Donau, die auch Europäische Wasserscheide genannt wird, verläuft über weite Strecken entlang des Nordrands der Schwäbischen Alb, einer Schichtstufe aus intensiv verkarsteten oberjurassischen Kalken (Abb. 1). Der Oberlauf der heutigen Donau verliert über Karstsysteme große Teile seines Wassers unterirdisch an Rheinzuflüsse, was zeigt, dass die unterirdische Wasserscheide anders verläuft als die oberirdische. Weitere Beispiele unterirdischer Flussanzapfungen im Karstsystem der Schwäbischen Alb sind die Lone, deren Wasser nur wenige Kilometer hinter ihrer Quelle versickert und in der Nauquelle bei Langenau wieder auftaucht, und die Brenz, die im Eselsburger Tal Wasser an die Hürbe abgibt.

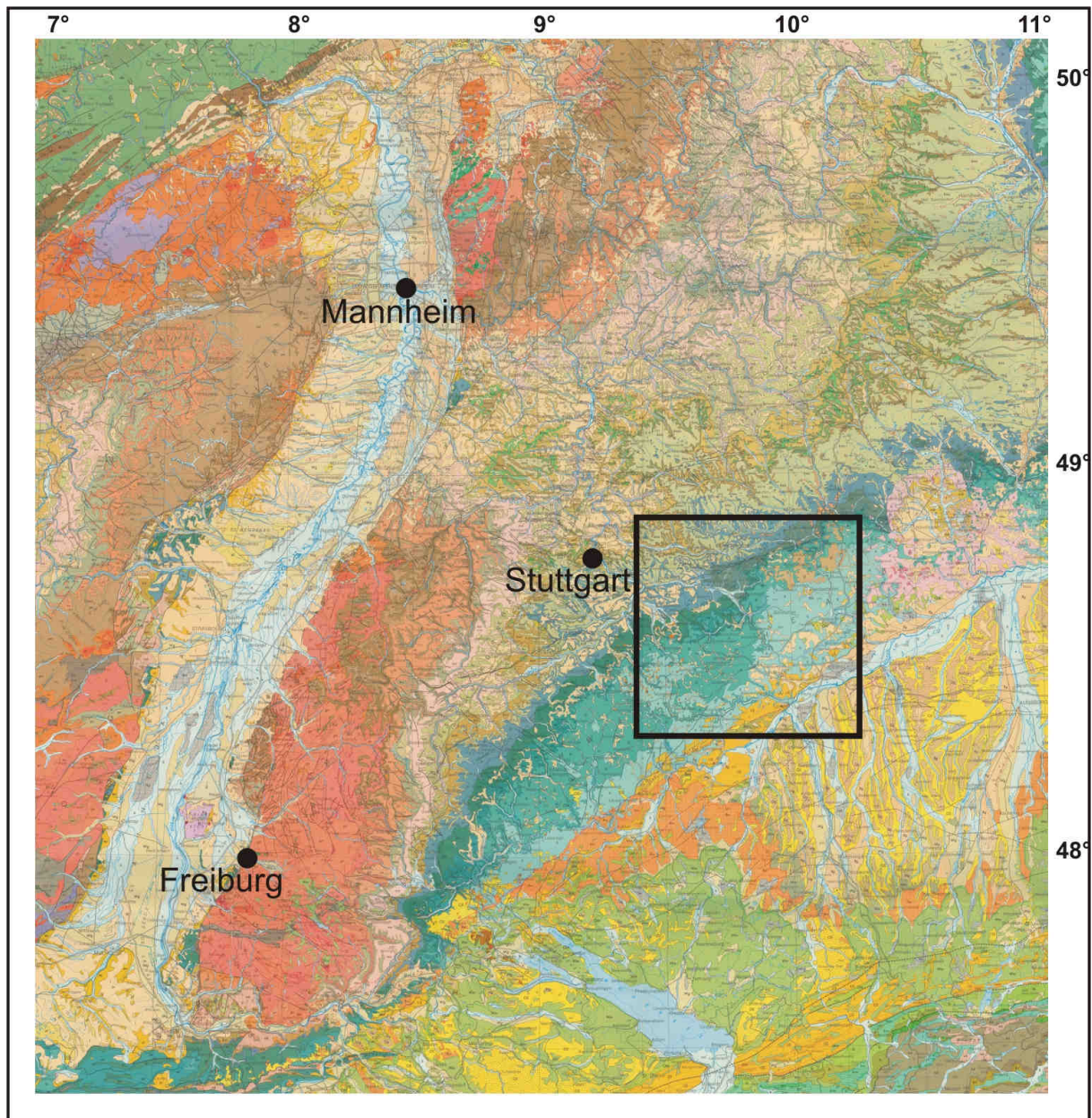


Abb. 1 Geologische Karte von Baden-Württemberg (ohne Maßstab), türkisfarbene und dunkelgrünblaue Flächen sind oberjurassische Kalk- und Mergelsteinabfolgen; das Quadrat umreißt das Arbeitsgebiet (Geologische Schulkarte von Baden-Württemberg 1 : 1 000 000, LGRB 1998)

Der Großteil der Erosion der gehobenen Schultern des Oberrheingrabens erfolgte während des Neogens (ROTH 1979, VILLINGER 1986, 1998, SIMON 1987, 1988, GROSCOPF & VILLINGER 1998, SCHALL & SIMON 2002). Infolgedessen entwickelten sich vier Fronten von Schichtstufen, die sich schrittweise rückverlegten. Hauptstufenbildner sind die geologischen Einheiten Buntsandstein (Untere Trias), Muschelkalk (Mittlere Trias), Sandsteine und Karbonate des Keupers und des unteren Lias und oberjurassische Karbonate. Die Hauptschichtstufen blieben seit dem Pleistozän mehr oder weniger stationär, allerdings wurden sie durch periglaziale Prozesse überprägt

und im Holozän tief zerschnitten. Große Teile der Hochfläche der Schwäbischen Alb sind immer noch danubische und prädanubische Landoberflächen, die alte Verwitterungsrelikte in Form alter Bodenbildungen und Karsterscheinungen konserviert haben (STRASSER 2009, STRASSER et al. 2010). Abgesehen von der Schwäbischen Alb weisen auch die Frickenhofer Höhe und benachbarte Gebiete nördlich der Linie Schwäbisch Gmünd – Aalen morphologische Reste aus dieser Zeit auf (Abb. 2).

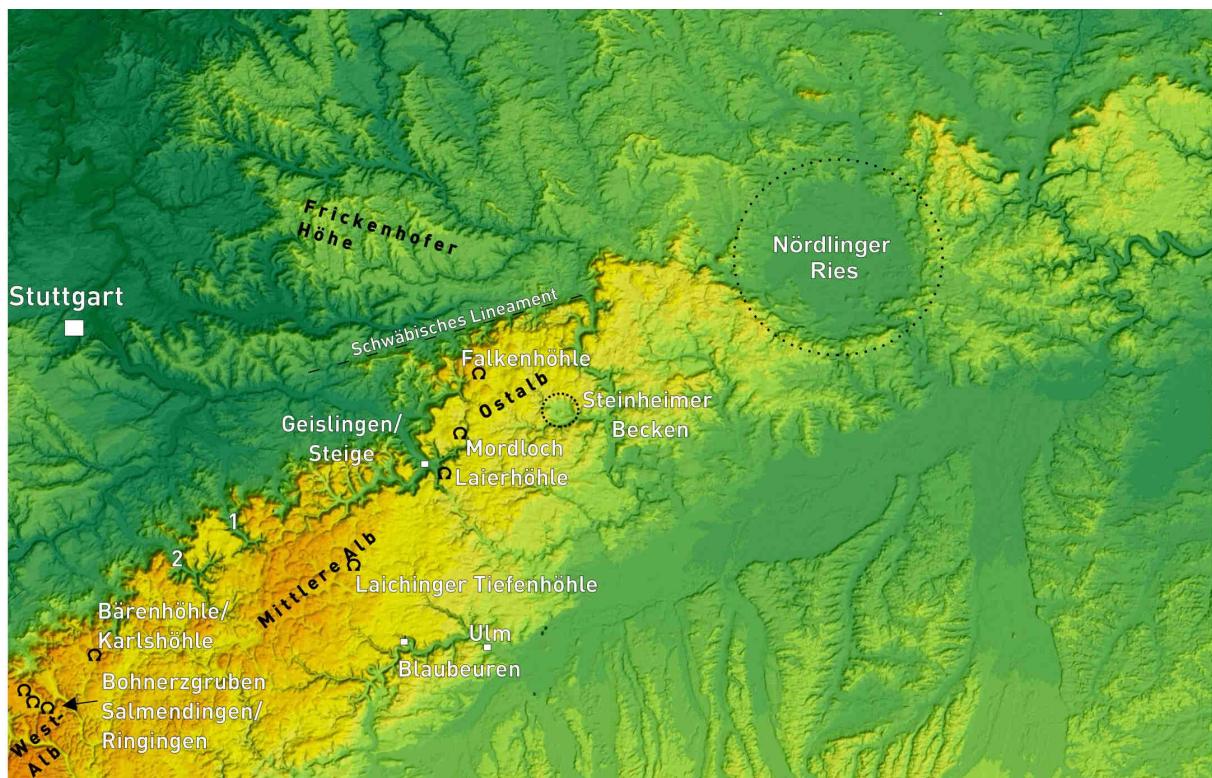


Abb. 2: Übersichtslageplan des Arbeitsgebiets mit den wichtigsten geographischen und geomorphologischen Einheiten: Talspinnen von Geislingen an der Steige, Gutenberg (1) und Urach (2), das Schwäbische Lineament und die Meteoritenkrater Nördlinger Ries und Steinheimer Becken (Geländemodell SRTM 90 m)

Spätestens seit dem Miozän verlegten sich die großen Schichtstufen mehr oder weniger schrittweise zurück (SIMON 1987). Jedoch hat der Albtrauf der westlichen Ostalb relativ wenig Änderung erfahren, was wahrscheinlich am Störungssystem des Schwäbischen Lineaments liegt (Abb. 2).

Im Bereich der Mittleren Schwäbischen Alb werden die Schichtstufen hauptsächlich durch fluviale Einschneidung und Anzapfungsvorgänge zerstückelt, was zur Bildung von großen Talspinnen führt (Urach, Gutenberg, Geislingen, etc.), so dass die Schichtstufe sehr effektiv von der Rückseite her abgetragen wird.

2.2 Prädanubische Situation

Die kreidezeitliche und paläogene Situation wurde von der jüngeren Erosion beinahe komplett überprägt. Es ist allgemein akzeptiert, dass vor der Entstehung des Oberrheingrabens eine Denudationsfläche existiert haben muss, deren Basis im Bereich des Arbeitsgebiets nirgends die mittleren Formationen des Oberjuras unterschneidet (BORGER 2000). Seit dem frühen Miozän entwässerten Flüsse, die viel später zu Donau-Tributären werden sollten, direkt ins Meer der Oberen Meeresmolasse (LEMCKE 1984, DOPPLER 1989, DOPPLER & SCHWERD 1996) (Abb. 3). Dieses Meer hinterließ eine markante Küstenlinie, die als 20 bis 60 m hohe und 200 km lange Geländestufe, (Klifflinie) erhalten geblieben ist. Zur Zeit des Ries-Impaktes (Mittelmiozän, $14,59 \pm 0,20$ Ma) (BUCHNER et al. 2010 und enthaltene Referenzen) existierte bereits ein nach Südwesten gerichtetes Incised Valley (Graupensandrinne), das mit suevitführendem Detritus von der Auswurfdecke des Impakts verfüllt wurde (BUCHNER 1998; BUCHNER et al. 1996, 1998, 2003 - Für eine kontroverse Diskussion über ein untermiozänes Alter der Graupensande siehe REICHENBACHER et al. 1998a, b).

Prädanubische, rheinische und danubische Flusssysteme im Neogen

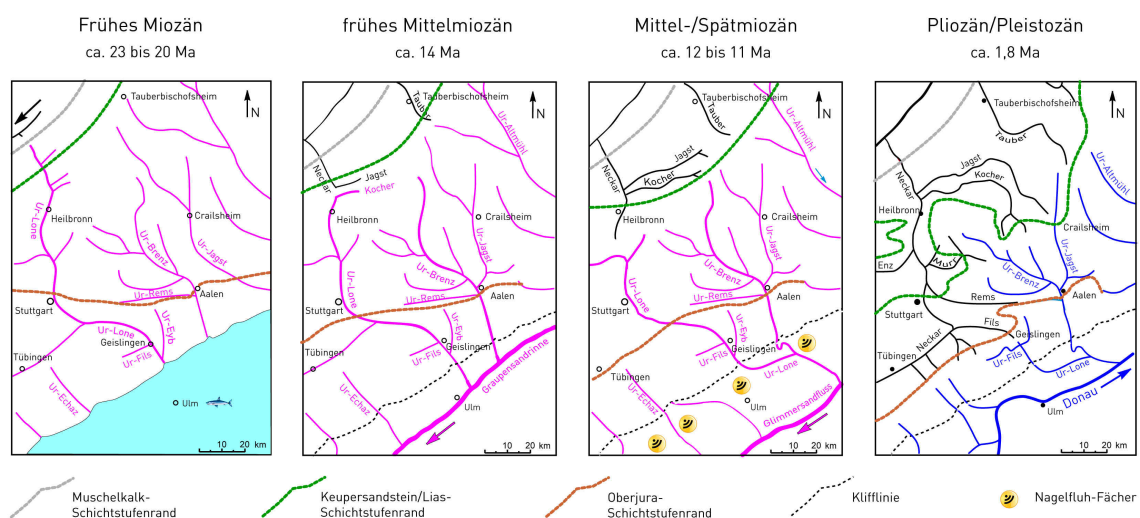


Abb. 3: Entwicklung der Flusssysteme im Neogen; von Norden her verlegen die Rheintributäre die Schichtstufen zurück und zapfen prädanubische- und danubische Zubringer an; Verändert nach SIMON (1988) und SCHALL & SIMON (2002)

Die Einschneidung der Graupensandrinne und ihrer Tributäre war wahrscheinlich die Folge eines relativen Meeresspiegelabfalls (BUCHNER et al. 1996), was zu weitreichenden flachen Diskordanzen führte, die mit einer „präriesischen Erosionsphase“ in

Verbindung gebracht werden (DONGUS 1977, HAQ et al. 1988, BUCHNER et al. 1998, 2003). Dabei sei darauf hingewiesen, dass absolut datierte Molassesedimente selten sind. Meist handelt es sich dabei um Verzahnungen mit Vulkaniten oder die erwähnte Beziehung zwischen dem Ries-Ereignis und der Graupensandrinne, die von BUCHNER et al. (2003) etabliert wurde. Alle anderen Alter, die im Text erwähnt werden, sind relative Alter, die auf stratigraphischen Überschneidungen, Säugetierknochen/-zähnen oder auf morphologischen, petrographischen, oder paläomagnetischen Korrelationen beruhen.

Die Graupensande füllten das Incised Valley der Graupensandrinne teilweise auf. Bald nach ihrer Ablagerung wurde von Norden her eine schnell wachsende Rampe aus zusammenwachsenden Alluvialfächern geschüttet, die hauptsächlich aus schlecht sortierten Trümmerströmen bestanden (Juranagelfluh) (Abb. 4).



Abb. 4: Juranagelfluh im Aufschluss bei Schalkstetten

Das geschüttete Material setzt sich fast ausschließlich aus Oberjura-, und im Bereich der Westalb untergeordnet auch Mitteljurakomponenten zusammen. Bei der Matrix handelt es sich um teils unverfestigte, gelb-braune Schluff- und Tonsteine. Stellenweise überlagern diese Juranagelfluh-Konglomerate Süßwasser- und Sumpfkalke, die reich an einer Süßwasserschneckenfauna sind (Helicidenschichten) sowie Caliche-Ablagerungen (Albstein) und Pisolithe (LUTZEIER 1922, BERZ 1924, SCHREINER

1965). Diese Ablagerungen entstanden vermutlich gleichzeitig mit der Graupensandrinne, so dass ihr Alter als Mindestalter für die Juranagelfluhfächer dienen kann. Das heißt, dass der Wachstumsbeginn der Rampe im späten Mittelmiozän gelegen haben muss. Die Schüttung von grobem Material (>30 cm) ist ein Signal der intensiven Kippung der südwestdeutschen Kruste aufgrund unterschiedlich starker Hebung zwischen der südlichen und der nördlichen Schulter des Oberrheintalgrabens (GEYER & GWINNER 1991) und andauernder Subsidenz im Nordalpinen Vorlandbecken. Nach BUCHNER (2006) endete die Ablagerung im frühen Spätmiozän. Das Material für die Juranagelfluh-Fächer kam hauptsächlich von der Schichtstufe der Schwäbischen Alb und wurde durch bereits existierende Rinnen kanalisiert, welche die Schichtstufe durchquerten (Abb. 3c) (vergleiche SCHREINER 1965).

Im Arbeitsgebiet sind Überreste solcher alter Rinnen als Felsterrassen entlang jüngerer Täler erhalten, zum Beispiel im Tal der Ur-Lone. Anders als das heutige Flüsschen Lone war ihr Vorfahr Ur-Lone ein großer Strom, der früher einen Großteil des heutigen Neckareinzugsgebiets entwässerte.

ZÖBELEIN (1985) und BUCHNER et al. (1996) stellen fest, dass der starke initiale Hebungsimpuls, der zum Vorwandern und zur Ausbreitung der Alluvialfächer geführt hatte, mit einer Schichtlücke im Beckeninneren korrelierbar ist (Abb. 5). Spät abgelagerte Juranagelfluhsedimente müssen demnach die aktiven Flussrinnen flussaufwärts verfüllt haben (zum Beispiel Unterlauf der Ur-Lone W Langenau, Ur-Eyb und auf der Westalb bei Blumberg) (Abb. 3c). Dies lässt darauf schließen, dass die tektonische Kontrolle im Verlauf des beginnenden Spätmiozäns nachließ. Während dieser Zeit der Retrogradation entwickelte sich parallel zum nördlichen Rand des Nordalpinen Vorlandbeckens ein Gürtel nach Südwesten fließender Ströme (Glimmersandfluss), die den Akkomodationsraum aus der vorangegangenen Zeit der Nicht-Sedimentation auffüllten. Diese fluvialen Sande gehören zur Oberen Süßwassermolasse (Abb. 5). Sie enthalten detritischen Glimmer, der anzeigt, dass das Einzugsgebiet des Flusssystem bis zu den Ostalpen gereicht hat (FÜCHTBAUER 1955, LEMCKE 1984, KUHLEMANN & KEMPF 2002). Im schweizerischen Teil des Vorlandbeckens werden die Glimmersande komplett ins Mittelmiozän gestellt (BERGER et al. 2005a, b). Die abweichende Alterseinstufung der Glimmersande in das späte Untermiozän in BERGER et al. (2005a) geht auf REICHENBACHER et al. (1998a,b) zurück.

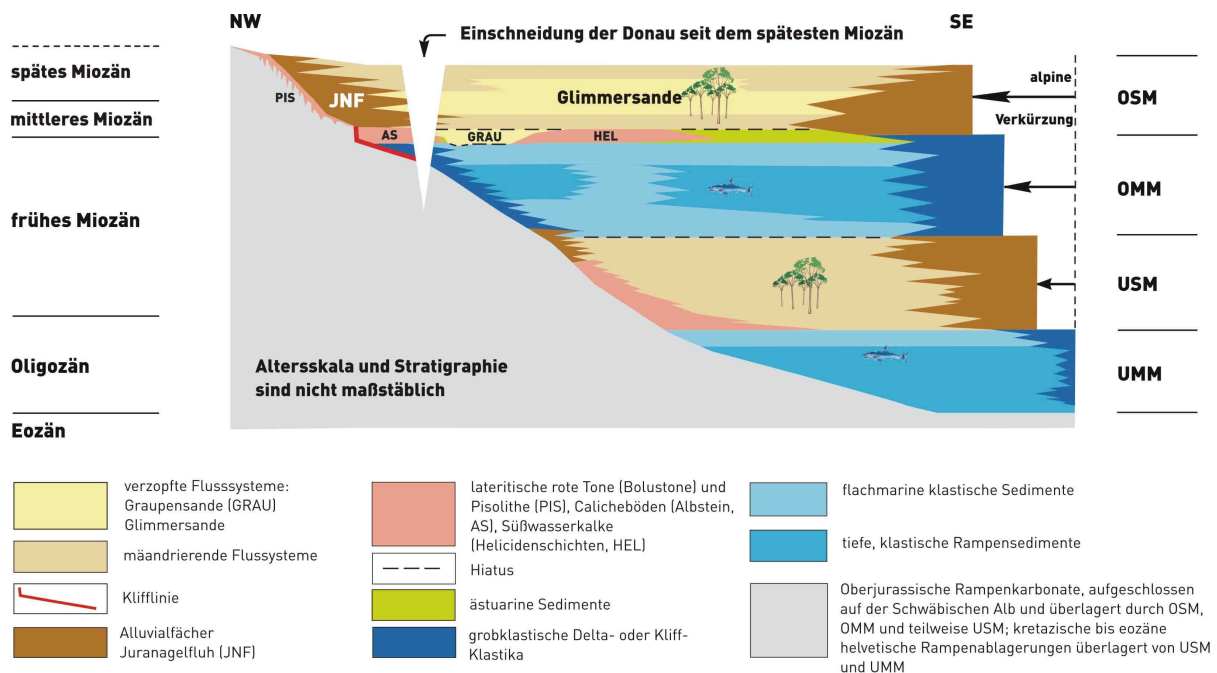


Abb. 5: Stratigraphie des nordalpinen Vorlandbeckens; Im linken Teil des Bildes lagert die Jüngere Juranagelfluh auf der bereits oberflächlich verkarsteten Schwäbischen Alb auf. Bolustone und Pisolithe lagern in Karstspalten (STRASSER et al. 2009b, stark verändert nach BUCHNER 2006)

2.3 Danubische Einscheidung

Die andauernde Kippungsbewegung der südwestdeutschen Kruste setzte dem Südwest-gerichteten Entwässerungsregime ein Ende, nachdem es vom späten Mittelmiozän bis zum frühen Spätmiozän das Vorlandbecken geprägt hatte. Nun dehnte die Donau innerhalb kurzer Zeit ihr Einzugsgebiet nach Südwesten aus und entwässerte große Bereiche des isostatisch aufsteigenden Molassebeckens. Dabei sammelte sie sogar alpinen Detritus aus dem Einzugsgebiet der heute rheintributären Aare. Die erste flache Einschneidung könnte bereits im spätesten Miozän erfolgt sein, was durch Terrassen und Konglomerate belegt ist (VILLINGER 1986, 1998). Im Verlauf des Pliozäns wurden die Talböden der Donau und der meisten ihrer Zuflüsse um weitere 50 bis 80 m tiefergelegt, wobei mindestens eine Unterbrechung am Beginn des Pleistozäns stattgefunden haben muss (Abb. 6). Kristalline Gerölle belegen, dass die Donau aus dem kristallinen Grundgebirge des südlichen Schwarzwaldes einzog. Krustenhebung war der Hauptgrund für das danubische Einschneiden, allerdings verstärkte sich dadurch auch die Erosionsleistung des Rheins und seiner Zuflüsse, was wiederum eine beschleunigte Flussanzapfung zur Folge hatte.

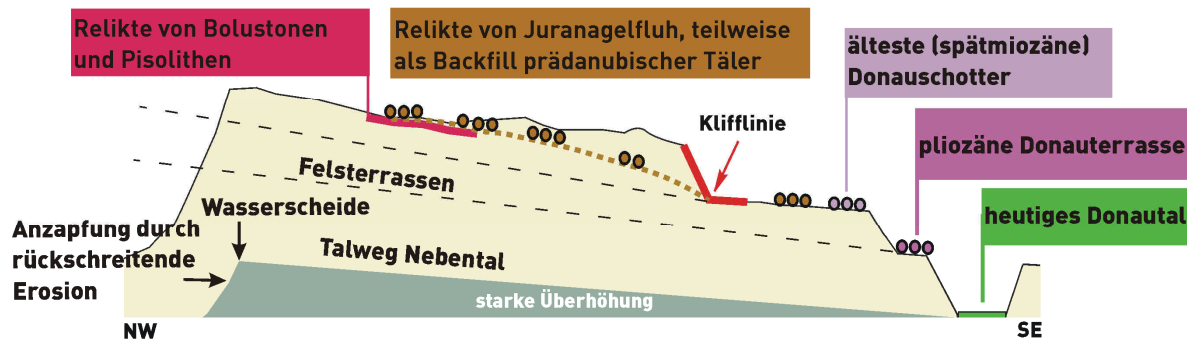


Abb. 6: Allgemeiner schematischer Schnitt durch das Donautal und ein nördliches Nebental mit Terrassen, Verwitterungsrelikten und Juranagelfluh (STRASSER et al. 2009b)

2.4 Anzapfung durch Rhein-Zuflüsse

Um die Wende vom Pliozän ins Pleistozän (Abb. 3d) verloren die nordwestlichen Zuflüsse der Donau beträchtliche Anteile ihrer Oberläufe an ihre rheinischen Konkurrenten, die sich meist in die Talwege ihrer danubischen Vorläufer unter Umkehr der bisherigen Fließrichtung einschneiden. So entstanden Strunkpässe bzw. Talwasserscheiden wie zum Beispiel zwischen Rohrchtal und Lonetal, am Furtlepass, bei Treffelhausen und im Hasental (Abb. 3, Kap. 4 Abb. 10). Diese Beispiele zeigen, dass der schnellste Fortschritt der Flussanzapfung entlang der breiten danubischen Täler erfolgte, wo der Vorgänger schon viel Erosionsarbeit geleistet hatte.

2.5 Überlegungen zum Einsetzen der Verkarstung

Eine frühe Verkarstung, die nur oberflächlich wirksam war, hat schon vor dem Miozän stattgefunden (VILLINGER 1986). Anhand von datierten Wirbeltierfunden in Karstschlottenfüllungen kann dafür ein mindestens paläogenes Alter angenommen werden (LUTZEIER 1922, DEHM 1935).

Im Arbeitsgebiet treten 7 km entfernt von der Laierhöhle auf der Kuppe von Stubersheim auch Bolustone auf, also ziegelrote, kaolinithaltige Tone, die als Verwitterungsresiduen entstanden (SEEGER 1963). Überlagert werden diese von pisolithischen Süßwasserkalken, die aufgrund ihrer Fossilführung mit den Helicidenschichten und den calicheartigen Albsteinvorkommen der Westalb und des Hegaus vergleichbar sind. Das weit verbreitete Auftreten von Caliche (Albstein) könnte ein Hinweis auf Grundwasser mit einem erhöhten Anteil an gelöstem Karbonat sein und somit die

einsetzende Verkarstung des Hinterlandes anzeigen (frühes Miozän, MAURER & BUCHNER 2007).

Ebenso wie die Helicidenschichten im Hegau werden auch die äquivalenten Stübersheimer Süßwasserpisolithen direkt von der Jüngeren Juranagelfluh überlagert. Helicidenschichten bzw. Pisolithen wurden teilweise durch die Juranagelfluhschüttungen aufgearbeitet. Somit ist zumindest eine relative zeitliche Korrelation von Reliefpositionen über die gesamte Schwäbische Alb möglich. Zur Bildungszeit der Süßwasserkalke muss man sich eine flache Landschaft mit einzelnen Tümpeln und Sümpfen vorstellen (SCHALL & SIMON 2002). Das Einsetzen der Juranagelfluhschüttung markiert eine Kippung der Kruste, die einerseits eine Hebung des Plateaus der Schwäbischen Alb zur Folge hatte und gleichzeitig auf der anderen Seite der Scharnierlinie Akkomodationsraum für die Alluvialfächerbildung schuf.

Die Hebung im Bereich der Schwäbischen Alb bedeutete eine Absenkung der Karstwasseroberfläche. Diese Absenkung könnte die erste Gelegenheit für eine tiefer greifende Verkarstung dargestellt haben, in der die initialen Röhren der ältesten Höhlen unter phreatischen Bedingungen angelegt werden konnten. Während der schwächer werdenden Alluvialfächerschüttung wäre das Karstwasser also im Alluvialfächergürtel zutage getreten und in das Flusssystem der Glimmersande gelangt. Dies könnte noch im späten Miozän, also nach Beendigung der Juranagelfluhsedimentation, aber noch vor Erreichen der maximalen Sedimentationshöhe der Oberen Süßwassermolasse geschehen sein.

2.6 Zusammenfassung Landschaftsentwicklung und Verkarstung

- Frühes Miozän: flache Einschneidung von Flüssen, die ins Molassemeer münden und Einsetzen von oberflächennahen Verkarstung;
- Frühes Mittelmiozän: Einschneidung der Graupensandrinne;
- Spätes Mittelmiozän bis frühes Spätmiozän: regionale Kippung, Schüttung und Ablagerung der Jüngeren Juranagelfluh (die sich lokal in prädanubische Täler

zurückstaut), Einsetzen der tiefen Verkarstung, im Molassebecken Glimmersandsedimentation;

- Übergang Spätmiozän / Pliozän: flaches Einschneiden der danubischen Flüsse; Tieferlegung des Karstwasserspiegels;
- Pliozän: tiefes Einschneiden der danubischen Flüsse; weitere Tieferlegung des Karstwasserspiegels;
- Pleistozän: Anzapfung durch rheinische Nebenflüsse, besonders im Gebiet der östlichen Schwäbischen Alb und Inaktivierung der danubischen Höhlensysteme.

3 Höhlen

3.1 Allgemeines zur Höhlenentstehung

Verkarstung von Karbonatgesteinen ist immer an das Vorhandensein von gelöstem CO_2 im Grundwasser geknüpft. In vielen Fällen wird es über meteorische Wässer von der Oberfläche her in das Karstsystem eingetragen. Dabei hängt die CO_2 -Konzentration entscheidend vom Vorhandensein einer Vegetationsdecke ab. Eine andere CO_2 -Quelle kann auch der Untergrund sein, zum Beispiel hydrothermale Wässer oder Säuerlinge in Gebieten mit vulkanischer Aktivität. Für die Kalklösung sind drei Hauptmechanismen zu nennen: normale Korrosion, Temperatur-Korrosion und Mischungskorrosion (Abb. 7).

Bei der normalen Korrosion kann eine kalziumuntersättigte Lösung soviel Kalzium lösen, bis sie die Sättigungslinie erreicht hat (Abb. 7). Geschieht dies in einem offenen System und bleibt der CO_2 -Partialdruck konstant, so kann eine hohe Menge Kalzium gelöst werden. In einem geschlossenen System lässt der CO_2 -Partialdruck nach und die Sättigung wird früher erreicht. Der Verlauf der Sättigungskurven ist temperaturabhängig. Bei niedrigen Temperaturen verläuft sie flacher, das heißt, bei gleichem CO_2 -Partialdruck kann mehr Kalzium gelöst werden. Die Temperaturkorrosion spielt vor allem bei abkühlenden Thermalwässern eine Rolle oder aber in sehr

oberflächennahen Karststockwerken, wo tägliche oder saisonale Temperaturschwankungen stattfinden. Die Mischungskorrosion (BÖGLI 1964, 1978, 1980) ist dann wirksam, wenn sich zwei kalziumgesättigte Lösungen mischen, die einen unterschiedlichen CO_2 -Partialdruck aufweisen (Lösung A und Lösung B in Abb. 7 ergeben nach der Vermischung eine Lösung in Punkt C, welche sich dann im untersättigten Feld befindet und somit wieder Kalzium lösen kann). Dieses zusätzlich lösbares Kalzium ist eine vergleichbar geringe Menge, dafür kann bereits tief in der phreatischen Zone in kleinen Spalten Lösung unabhängig von den Oberflächenbedingungen stattfinden.

Die günstigsten Bedingungen für Kalklösung und somit Höhlenbildung herrschen im Schwankungsbereich des Karstwasserspiegels, dessen Höhe von der Lage des Vorfluters abhängt (SAWICKY 1909, BÖGLI, 1980, FORD & WILLIAMS 2007). Dort treten die umfangreichsten Wechselwirkungen zwischen den drei beschriebenen Korrosionsarten und der Oberfläche auf.

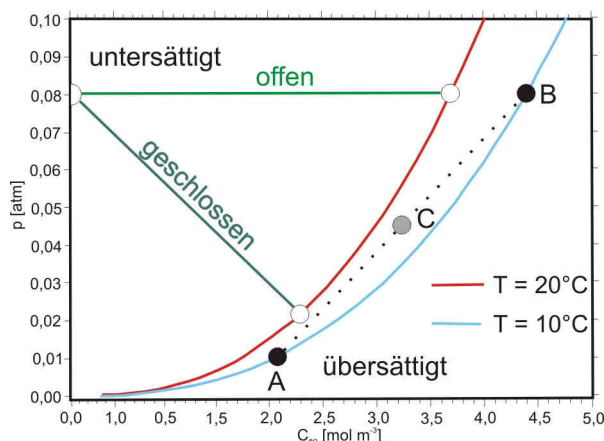


Abb. 7: Kalzium-Gleichgewichtskurven als Funktion des CO_2 -Partialdrucks für unterschiedliche Temperaturen (verändert nach KAUFMANN 2009)

Die Auflösung des Gesteins geschieht entlang von tektonischen und stratigraphischen Trennflächen, wie Klüften, Schichtflächen und Schichtfugen (FORD & WILLIAMS 2007). FILIPPONI et al. (2009) untersuchten die Rolle von Initialfugen für die Höhlenbildung. Das sind Fugen oder Trennflächen, an denen bevorzugt Lösung stattfindet. Dafür nennt LOWE (2000) folgende Gründe: (a) eine erhöhte primäre Permeabilität im Vergleich zum Umgebungsgestein, (b) eine Schicht mit geringerer Permeabilität, in deren Hangendem oder Liegendem ein verstärkter Grundwasserfluss stattfindet, (c) durch höhere Verkarstungsfähigkeit aufgrund leicht löslicher Minerale oder (d) hö-

here Aggressivität durch lokale Pyriteinlagerungen. Danach ergibt sich aus den Orientierungen von Klüften, Initialfugen, Piezometerfläche und Vorfluter der Verlauf der späteren Höhle. Die Verkarstung des Gebirges kann nach diesem Schema bereits deutlich unterhalb des Karstwasserspiegels im tiefphreatischen Bereich an den Initialfugen beginnen, an denen initiale Karströhren angelegt werden. Mit dem Absinken des Karstwasserspiegels in dieses Niveau können die initialen Röhren zu Höhlen erweitert werden, während höher liegende ältere Höhlenteile zuerst ins vadoso Stadium übergehen, dann trockenfallen und schließlich inaktiv werden (Abb. 8). Je länger der Karstwasserspiegel stabil bleibt, desto effektiver läuft die Korrosion im selben Bereich ab und desto größere Hohlräume entstehen.

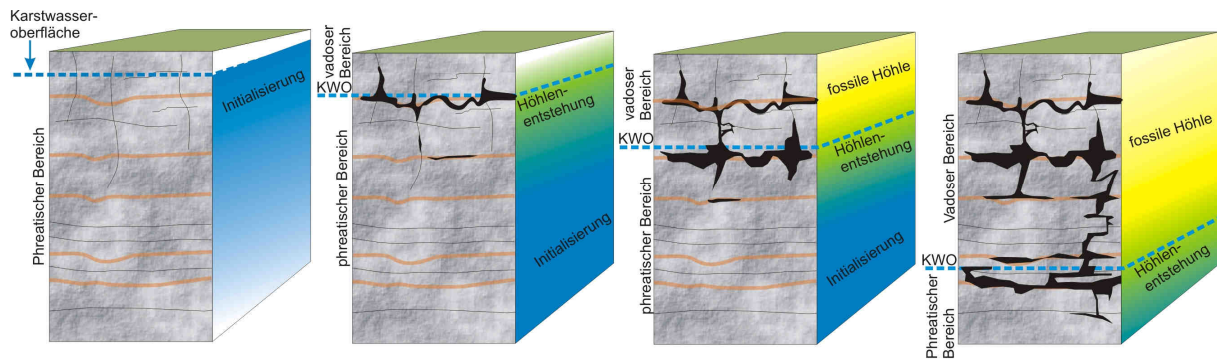


Abb. 8: Schematische Entwicklung von Karststockwerken bei absinkendem Karstwasserspiegel über die Zeit. Die orangefarbenen Linien sind Initialfugen (verändert nach FILIPPONI 2009)

Schächte stellen die Verbindung zwischen verschiedenen horizontalen Etagen dar. Auch wenn für Korrelationen zwischen Höhlenstockwerken und Flussterrassen nicht jeder einzelne Gang als metergenaues Maß für den Karstwasserspiegel zu einer bestimmten Zeit verwendet werden sollte, müssen Zonen mit besonders großen Hohlräumen bzw. hoher Gangdichte als Anzeiger für eine Langzeitstabilität des Karstwasserspiegels im jeweiligen Niveau angesehen werden – vorausgesetzt, das Wirtsgestein ist homogen und durchgängig verkarstungsfähig.

In den letzten zwei Jahrzehnten wurden immer mehr Karstobjekte bekannt, die sich offensichtlich nicht mit den üblichen Entstehungstheorien erklären lassen. Dazu zählen vor allem sehr tief unter nicht verkarstungsfähigem Gestein und weit unter dem Grundwasserspiegel liegende Hohlräume ohne natürlichen Zugang, die zum Beispiel beim Brunnen-, Stollen- und Tunnelbau entdeckt wurden. Diesen Karstformen wird eine „hypogene“ Entstehung zugeschrieben. Unter hypogener Höhlenentstehung

verstand man zunächst Kalklösung durch hydrothermale Wässer oder Wässer mit Hydrogensulfiden (FORD & WILLIAMS 1989, WORTHINGTON & FORD 1995). Nach PALMER (1991) sind Säuren aus der Tiefe oder Wässer, die mit Säuren aus der Tiefe vermischt werden, für die Korrosion verantwortlich. FORD (2006) definiert hypogene Höhlenentstehung schließlich folgendermaßen: „*Bildung von Höhlen durch Wasser, dessen Aggressivität in der verkarstungsfähigen Formation von unten her aufgefrischt wird, angetrieben durch hydrostatischen Druck oder andere Energie, unabhängig von Auffrischung aus überlagernden Formationen oder der Oberfläche.*“ Diese Art der Verkarstung tritt besonders in artesischen Situationen auf, wenn Grundwasser von unten nach oben aufsteigt, oder dann, wenn verkarstungsfähige Horizonte von geringpermeablen Schichten eingeschlossen sind (KLIMCHOUK 2000, 2004, 2007). In den Arbeiten von KLIMCHOUK (2007, 2009) wird ein bestimmter Formenschatz innerhalb verschiedener Höhlen vorgestellt, der als Anzeiger für hypogene Höhlenbildung angesehen wird. Diese Formen deuten auf einen aufsteigendem Grundwasserstrom von einem unteren Aquifer durch die verkarstungsfähige Formation hindurch in einen oberen Aquifer hin. Die Formen werden in drei Kategorien eingeteilt: *feeder*, *transitional wall- and ceiling features*, und *outlet* (Abb. 9). Diese Art von Höhlen besitzt neben den erwähnten Klein- und Mesoformen auch charakteristische Kartenbilder der Gänge, meist zwei- und dreidimensionale Labyrinth. Einige Beispiele für rein hypogen entstandene Höhlen sind die Lechuguilla Höhle in New Mexiko (USA), Wind Cave (USA), die Höhlen in den Buda-Hügeln bei Budapest (Ungarn) und einige Höhlen in Südfrankreich (AUDRA 2010).

Diese Hypothese muss in die Diskussionen über die Entstehung und Bedeutung der Höhlen des hier bearbeiteten Arbeitsgebietes miteinbezogen werden, da es sowohl bei den Gangplänen als auch bei den Klein- und Mesoformen Übereinstimmungen gibt.

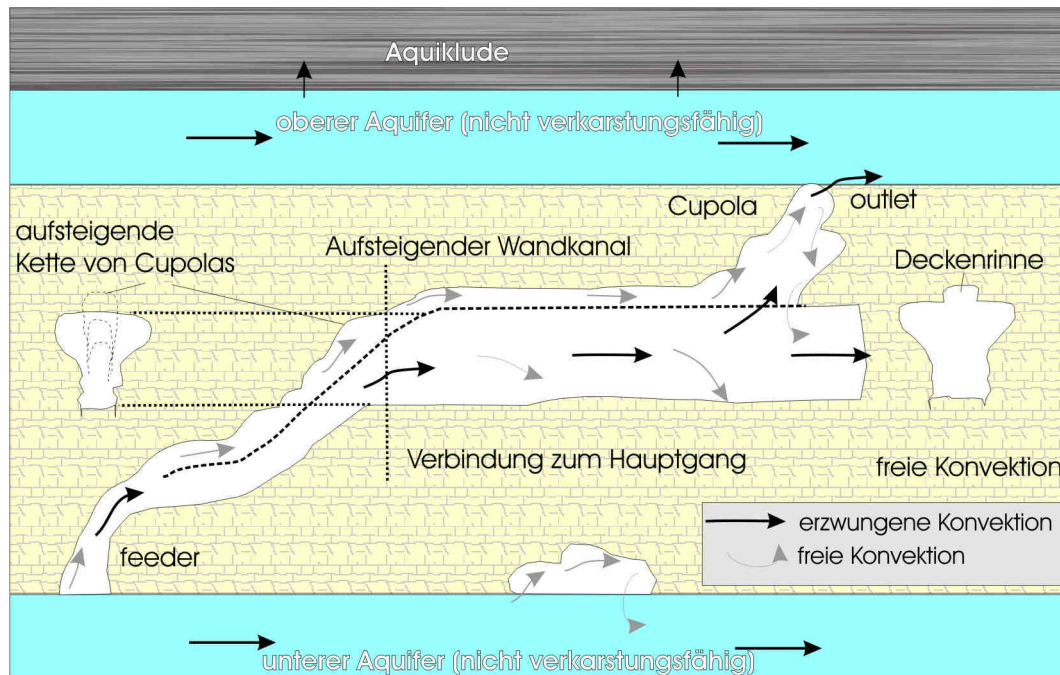


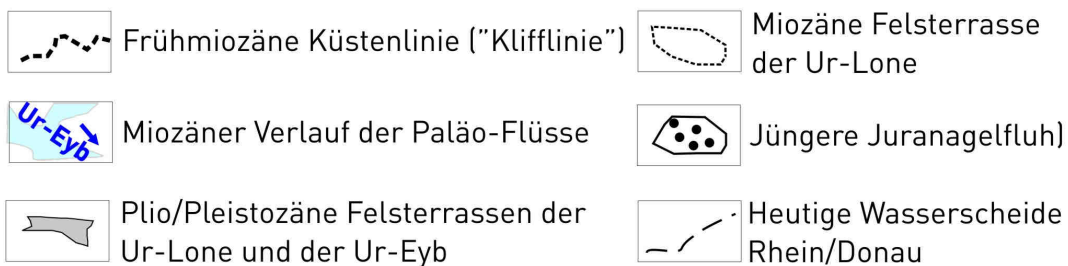
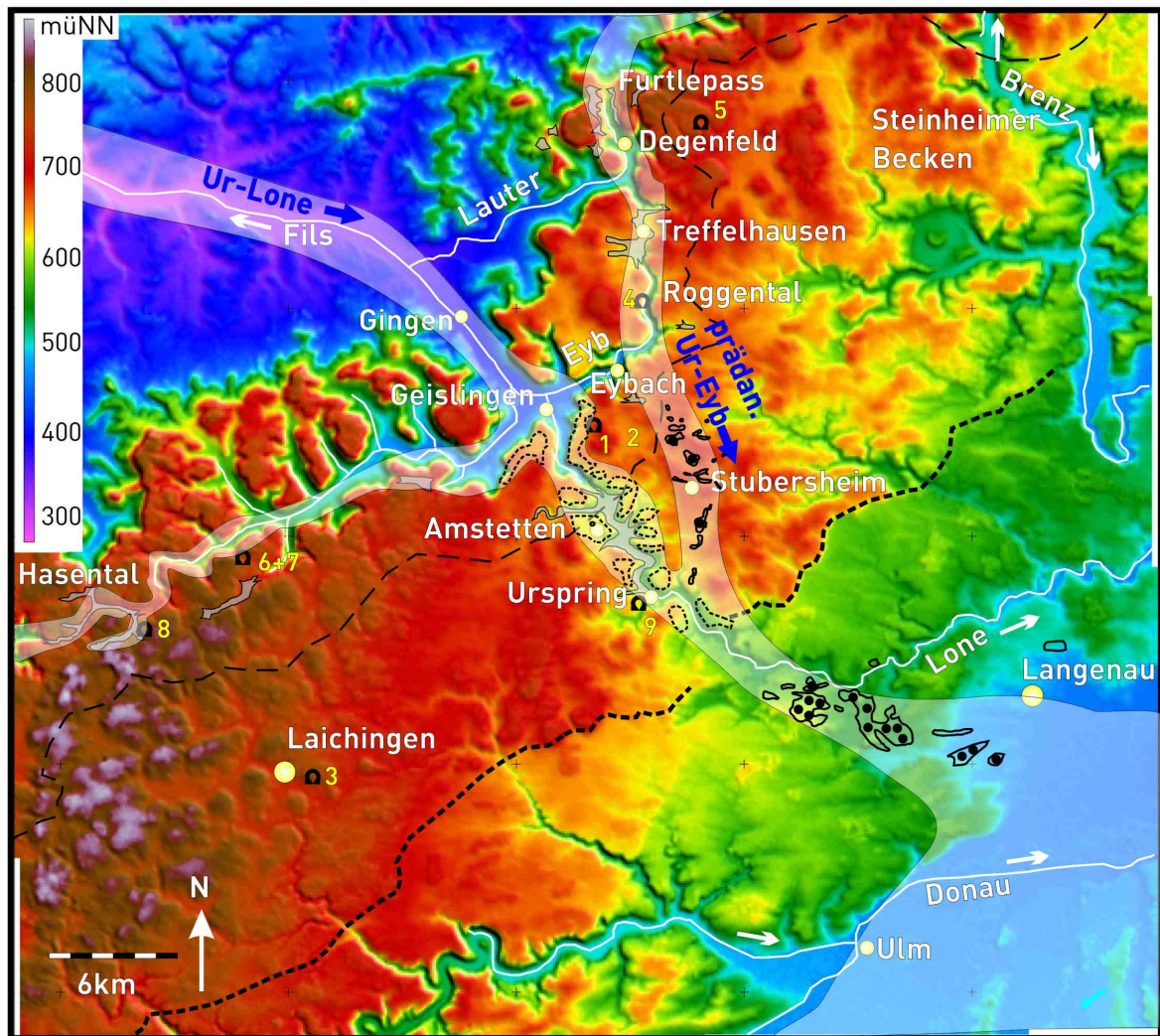
Abb. 9: Schematische Darstellung einer hypogenen Höhlenentstehung (verändert nach KLIMCHOUK 2000)

4 Geo- und Karstmorphologie im Arbeitsgebiet

4.1 Fluvialer Formenschatz

In der Region rund um Geislingen lassen sich an den Flanken von Lonetal, Eybtal (Roggental), Lautertal und Filstal mehrere Generationen von lose zusammenhängenden Felsterrassenleisten sowie lokale Vorkommen von Flussschottern erkennen. Im Gelände sind als markante Beispiele für plio-pleistozäne Talböden der Ur-Eyb der Furtlepass bei Degenfeld, ein Strunkpass bei Treffelhausen und einige Seitentäler des Roggentals (Magental, Felsental und andere) zu nennen. Das Hasental zwischen Wiesenteig und Schopfloch ist ein Rest des alten Talbodens der Ur-Fils an der Wende Pliozän/Pleistozän (Abb. 10).

Unmittelbar südlich von Geislingen befindet sich das tief in die Schwäbische Alb eingeschnittene Tal des kleinen Flüsschens Rohrach (Abb. 11). In der Verlängerung des Rohrachtales nach Süden verläuft auf der Albhochfläche ein breites flaches Trockental mit einem flachen Gefälle nach Süden.



- 1 Laierhöhle 2 Battenau 3 Laichinger Tiefenhöhle 4 Mordloch 5 Falkenhöhle
 6+7 Todsburger Höhle und -Schacht 8 Schertelshöhle 9 Haldensteinhöhle

Abb. 10: Übersicht über geomorphologische Relikte der Flüsse Ur-Lone und Ur-Eyb im Gebiet der Geislinger Talspinne; im dargestellten Entwicklungsstadium der miozänen Paläoflüsse mündeten diese in die Graupensandrinne; Die Ur-Eyb änderte bis zum Ende Pliozän Ihren Kurs nach Westen hoch über dem heutigen Eybtal (Abb. 12) (Digitales Geländemodell aus SRTM Daten, Auflösung: 90 m)

Fünf Kilometer südlich der Passhöhe entspringt aus einem Quelltopf in Urspring die Lone, die zunächst nach Südosten fließt, die Klifflinie quert und dann nach Nordosten umbiegt, um in die Brenz zu münden, die wiederum in die Donau mündet. Zu beiden

Seiten des Rohrchtals sind auf der Albhochfläche Verebnungen zu erkennen, die sich nach Süden entlang des Trockentals bzw. des Lonetals fortsetzen und bis zur Klifflinie verfolgen lassen. Nach DONGUS (1977, 2000) handelt es sich hierbei um ältere, miozäne Generationen von Talböden der Ur-Lone. Der trockengefallene Abschnitt des Tals zwischen Steighof und Urspring wurde von der Ur-Lone noch bis zur Wende Pliozän/Pleistozän benutzt. Die Rohrach verlegt ihren Quellpunkt rück-schreitend entlang des alten Lonetalbodens stetig nach Süden (Abb. 11).

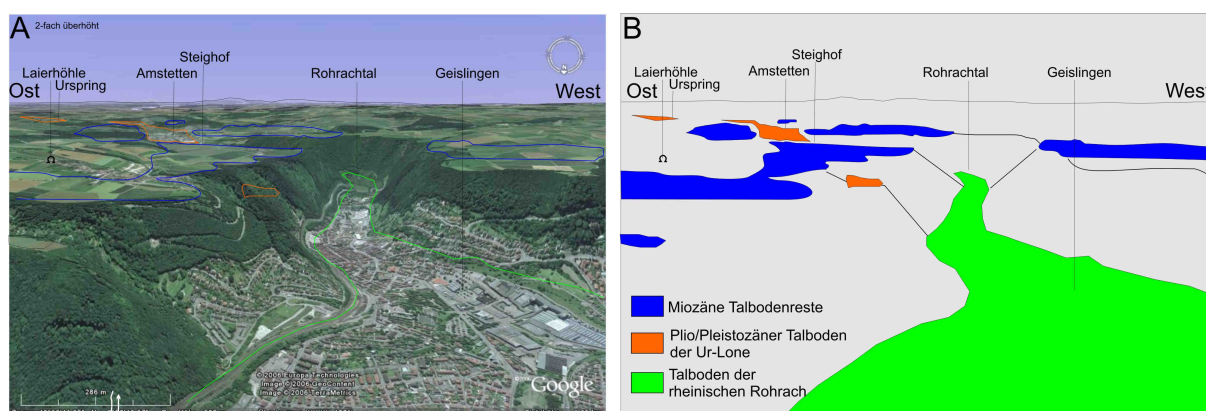
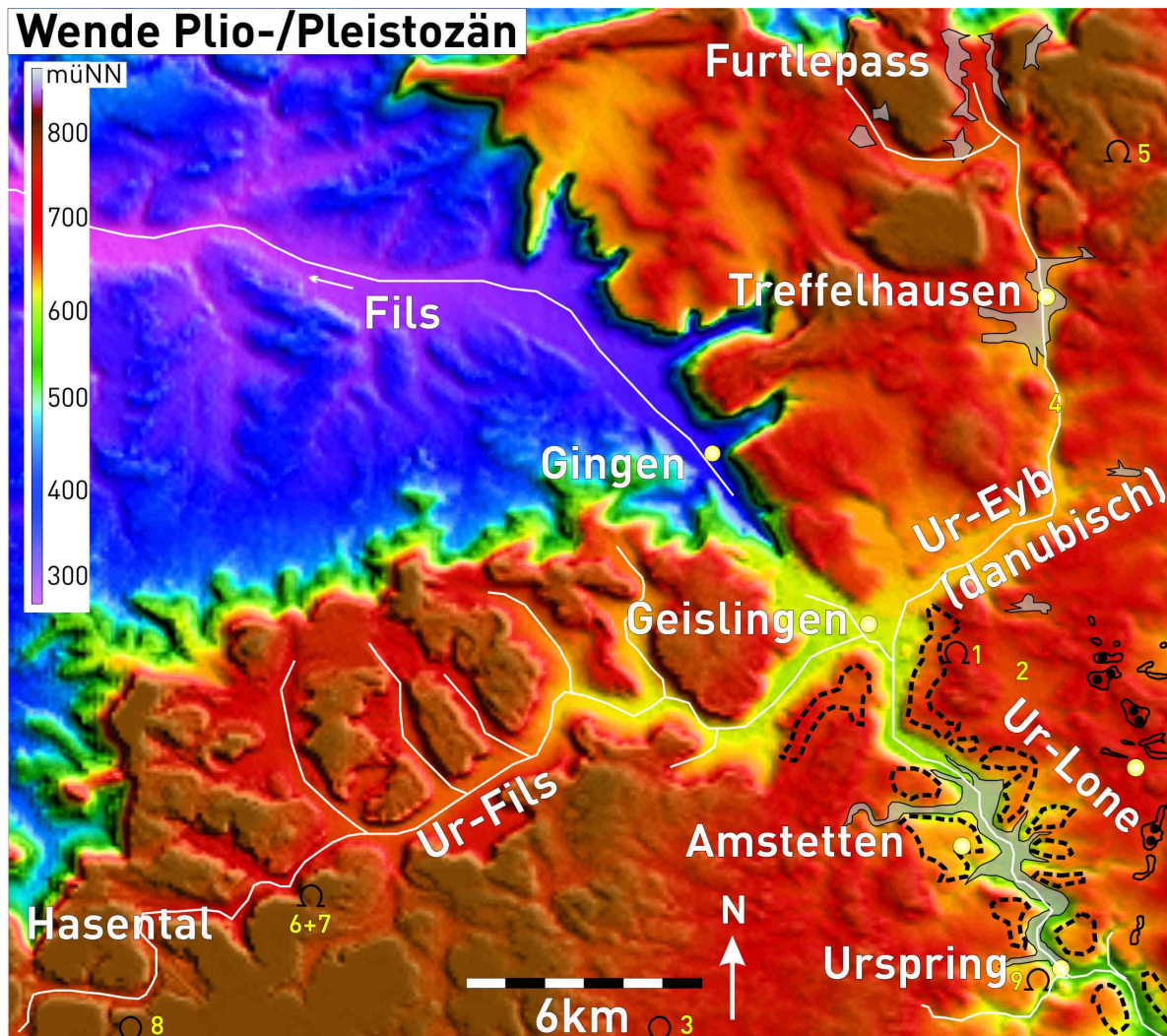
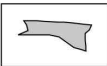


Abb. 11: A) Blick von Geislingen an der Steige (Vordergrund) nach Süden entlang des Rohrchtals (Google Earth); B) Schematische Darstellung von Felsterrassen und Talböden.

Um die Situation zur Zeit des Übergangs Pliozän/Pleistozän bildlich darzustellen, habe ich mit Hilfe der Höhendaten von Felsterrassen, Talböden von Seitentälern in Hängetalsituation und Flussschottern einen Ausschnitt des digitalen Geländemodells (SRTM, Auflösung 90 m) entsprechend angepasst (Abb. 12). Morphometrische Daten sind dort interpoliert, wo die rheinische Einschneidung die danubischen und prädanubischen Talböden erodiert hat. Interpolationspunkte waren die plio-pleistozänen Talböden am Furtlepass bei Degenfeld, der Strunkpass bei Treffelhausen und einige Seitentäler der Ur-Eyb (Magental, Felsental und andere) sowie das Hasental zwischen Wiesenteig und Schopfloch. Die im veränderten Geländemodell eingezeichneten Höhlen liegen auf damaligen Talniveaus und waren zu dieser Zeit zumindest teilweise aktive Wasserhöhlen.



 Plio/Pleistozäne Felsterrassen der Ur-Lone und der Ur-Eyb

 Miozäne Felsterrasse der Ur-Lone

 Miozäne Flussgerölle der Ur-Eyb (Juranagelfluh)

1 Laierhöhle 2 Battenau 3 Laichinger Tiefenhöhle 4 (Mordloch) 5 Falkenhöhle
6+7 Todsburger Höhle und -Schacht 8 Schertelshöhle 9 Haldensteinhöhle

Abb. 12: Angepasstes Geländemodell der Situation um die Wende vom Pliozän zum Pleistozän: Die Ur-Lone und ihre Zuflüsse haben sich tiefer eingeschnitten und fließen inzwischen zur Donau; Die Ur-Eyb hat den Juranagelfluhstrang verlassen und fließt hoch über Geislingen in die Ur-Lone

Der Ur-Lone-Zufluss Ur-Eyb (siehe Abb. 10 und Abb. 12) soll im Folgenden wegen seinen besonders gut erhaltenen Felsterrassen und Schotterresten näher beschrieben werden. In der prädanubischen Zeit floss die Ur-Eyb vermutlich vom Gebiet des Furtlepasses über Treffelhausen, Stubersheim und bei der Klifflinie in die Lone (DONGUS 2000, SCHALL & SIMON 2002) Aus dieser Zeit zeugt der Strang von Vorkommen der Jüngerer Juranagelfluh, der in Reliefumkehr auf den Kuppen von

Schalkstetten und Stubersheim vorkommt (Abb. 10). Die ältesten Terrassen der benachbarten Ur-Lone zwischen Amstetten und der Klifflinie liegen tiefer, müssen also ein jüngeres miozänes Alter aufweisen.

Entlang des Oberlaufs der Lauter kann man auf beiden Talseiten Verebnungen beobachten, die ungefähr 70 m höher als der heutige Talboden liegen (Abb. 13). Diese Verebnungen setzen sich südlich des Lautertals bei Treffelhausen auf der Albhochfläche als zusammenhängende weite Talform fort, die südlich von Treffelhausen von der Eyb zerschnitten wird. Bei diesen Geländeformen handelt es sich um den pliozänen Talboden der Ur-Eyb. STRASSER et al. 2008 nehmen an, dass das Einzugsgebiet der Ur-Eyb im Pliozän nur wenig (in der Größenordnung von 2-3 km) über den heutigen Albtrauf hinausreichte.

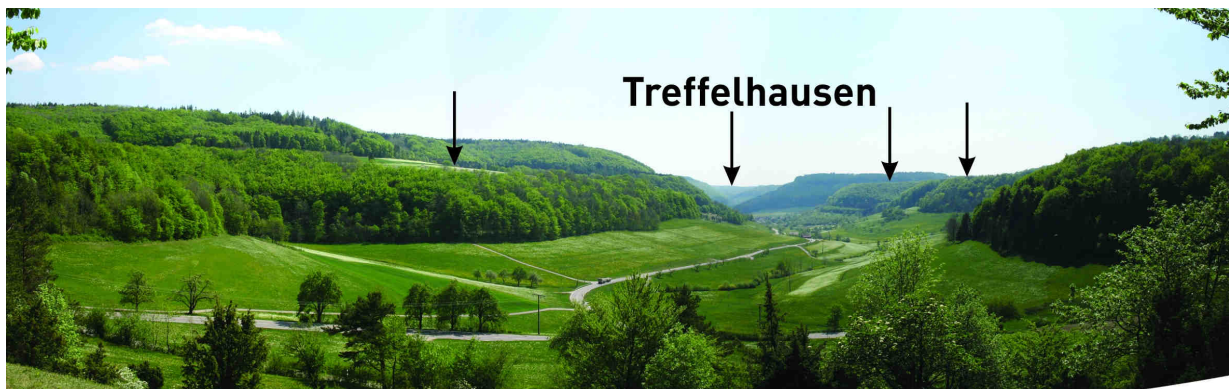


Abb. 13: Blick vom Furtlepass nach Süden. Die Pfeile markieren den pliozänen Talboden der Ur-Eyb

Im Gebiet des Lautertals wurde der pliozäne Flusslauf der Ur-Eyb anhand von abgelagerten Flussgeröllen belegt. Das Geröllspektrum auf den Terrassen der Ur-Eyb im Gebiet des Furtlepasses enthält schwach gerundete bis gerundete Weißjura-Hornsteine, Brauneisensteine und Bohnerze. Einige dieser Gerölle wurden auch in drei Meter tiefen Karstschlotten in den Wohlgeschichteten Kalken (ox2) gefunden. Nach WAGNER (1953) transportierte die Ur-Eyb die Hornsteine aus dem nördlich gelegenen Vorland; sie sind also Restschotter der Ur-Eyb. Vom ehemaligen Talboden der Ur-Eyb bei Treffelhausen (ki2) beschreibt WAGNER (1953, 1960) fluvial transportierte Weißjura-Ammoniten aus der Impressamergel-Formation (ox1). Tatsächlich ist dies aber als eher unwahrscheinlich anzusehen, zumal aus dem Gestein herausgelöste Ammoniten einen fluvialen Transport nicht überstanden hätten, auch nicht über kurze Distanzen. Bei Geländearbeiten für die Arbeit von

STRASSER et al. (2008) wurden am Furtlepass einige goethitisierte Ammoniten gefunden, die nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von G. SCHWEIGERT sowohl in den Impressamergeln als auch den dort anstehenden Wohlgeschichteten Kalken (ox2) vorkommen können. Daher ist aus Fossilienfunden nicht auf ein Einzugsgebiet weit nördlich des heutigen Ostalbtraufs zu schließen.

Die danubische Ur-Eyb des Pliozäns hat gegenüber ihres prädanubischen Vorläufers in ihrem Unterlauf eine Umlenkung erfahren. Sie floss nicht mehr über Stubersheim, sondern knickte hoch über Eybach nach Westen ab und nahm den kürzeren Weg zur Ur-Lone hoch über Geislingen, wie in Abb. 12 dargestellt ist.

Mit einem von A. STRASSER erstellten hochauflösenden digitalen Höhenmodell und einer daraus abgeleiteten Hangneigungskarte (Abb. 14 und Abb. 15) der heutigen Landschaft wurden die noch existierenden danubischen Oberflächenformen numerisch analysiert. Besonders aus der Hangneigungskarte lassen sich die grundlegenden Unterschiede zwischen rheinischen und danubischen Landschaftsformen erkennen. Im Bereich des Kartenausschnitts können alle Hangneigungsgradienten größer 25 % als Produkte rheinischer Erosion angesehen werden. An der rechten Talflanke des Lautertals sind im DHM und der Hangneigungskarte große Rutschungen erkennbar. Diese zeigen an, dass das Relief noch sehr unreif ist, das heißt, die Hänge haben ihren natürlichen Böschungswinkel noch nicht erreicht. Gestützt auf die Oberflächenparameter wurde von STRASSER (2009) durch Re-interpolation des DHM der ehemalige pliozäne Talboden rekonstruiert (Abb. 14B). Mit diesem umfangreichen Inventar an Relikten der alten Flusssysteme können Korrelationen zur Entwicklung des Karstsystems hergestellt werden.

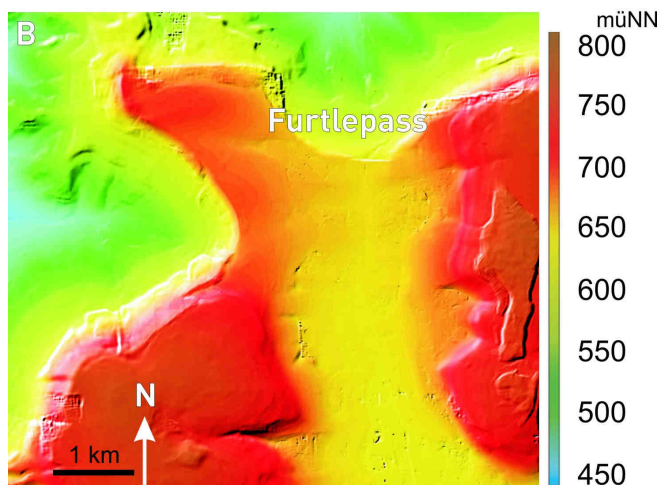
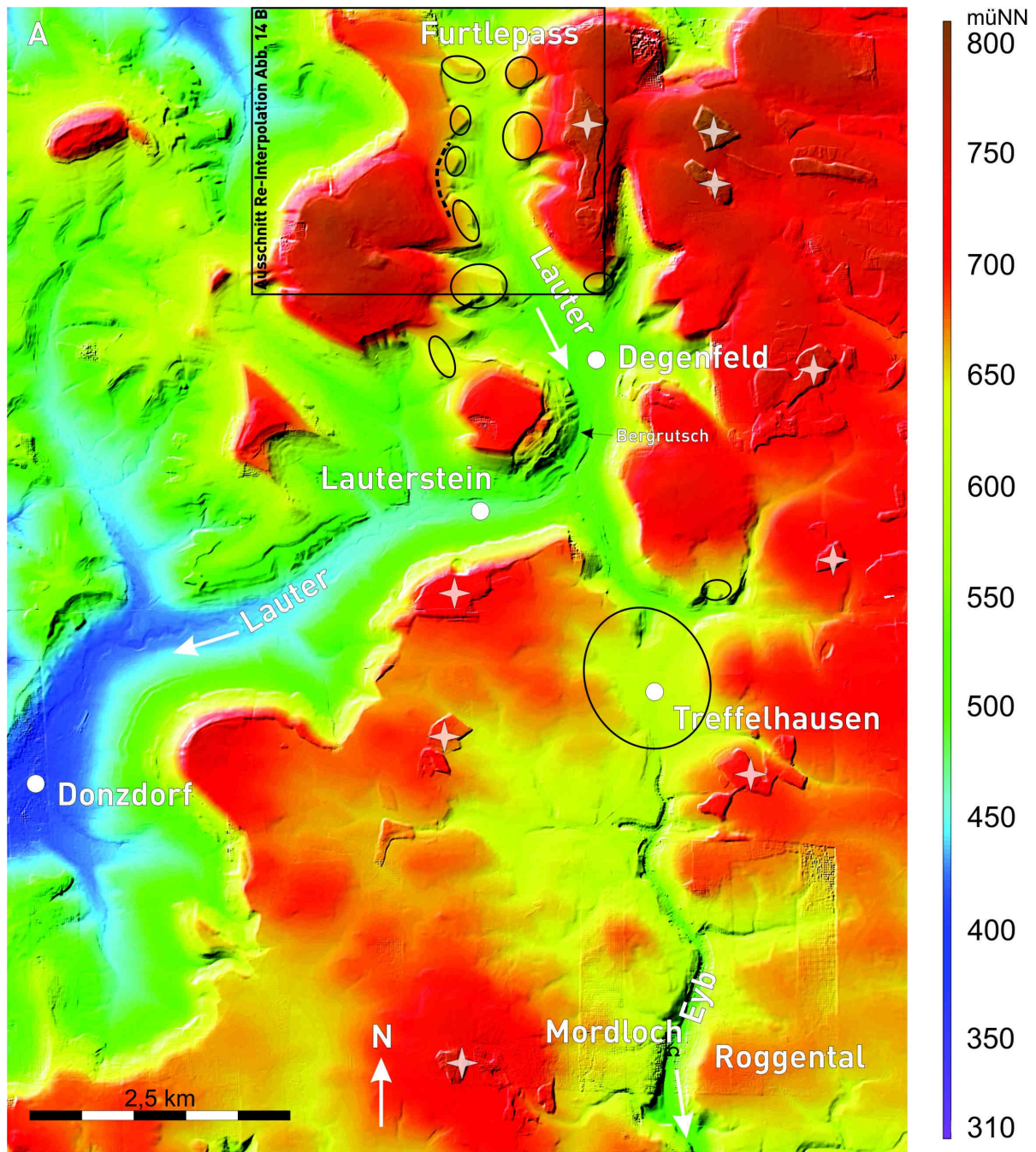


Abb. 14: A) Aus Luftbildern erstelltes digitales Höhenmodell, Auflösung 5 m, vom Furtlepass zum Roggental; die Sterne kennzeichnen Wälder und Ellipsen pliozäne Talbodenreste (erstellt von Annette Strasser in STRASSER et al., 2008 und STRASSER 2009) B) Ausschnitt des re-interpolierten DHM am Furtlepass

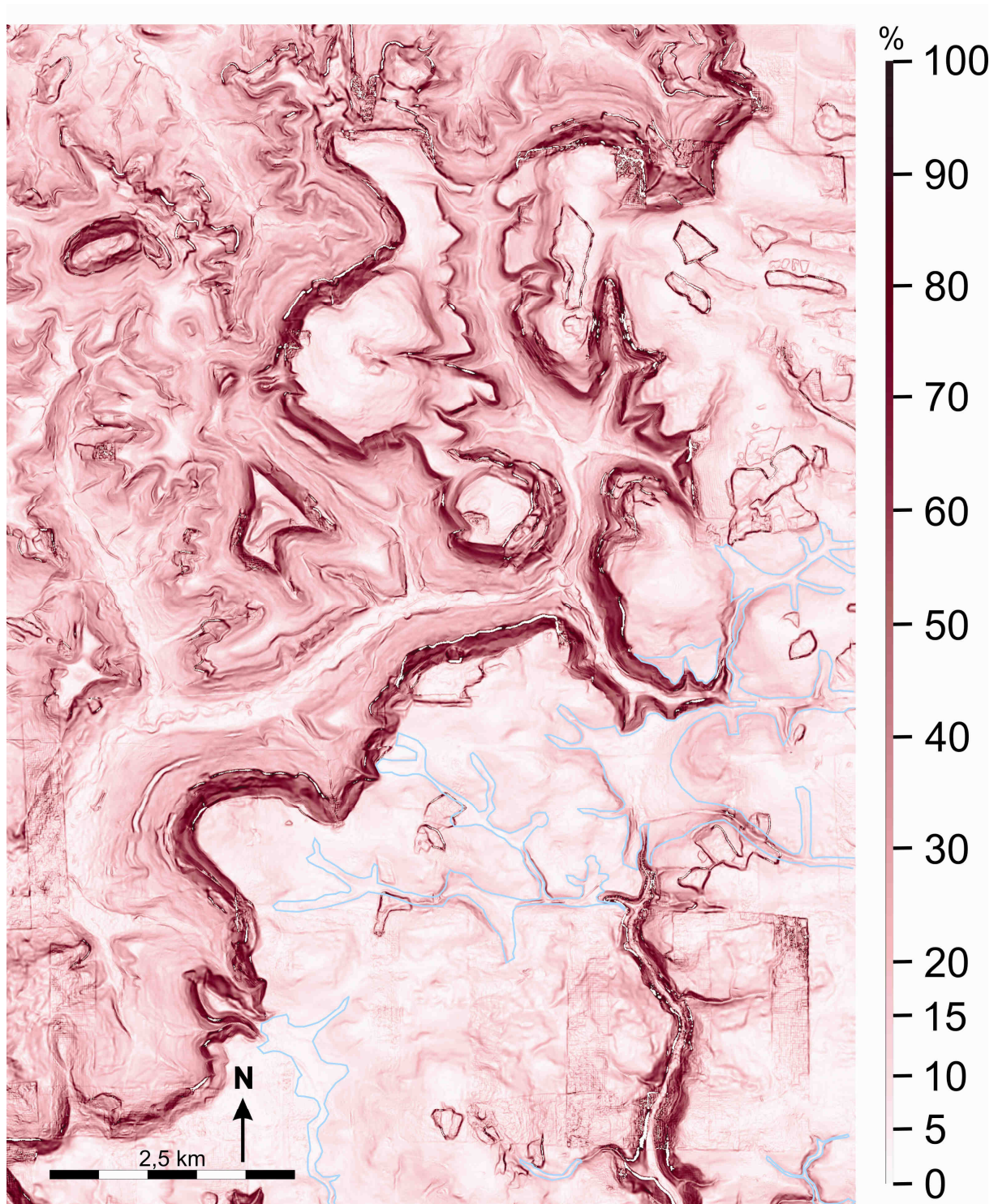


Abb. 15: Hangneigungskarte des Gebiets Roggental und Lautertal (erstellt von Annette Strasser in Strasser et al. 2008, Strasser 2009). Danubische Talformen haben Hangneigungen zwischen 1% und 16 %, maximal jedoch 25 % (bei Treffelhausen). Die heutigen Trockentäler (blau hervorgehoben) waren plio- und pleistozäne Zubringer zur Ur-Eyb (Lage vergleiche Abb. 14)

5 Karstformen

5.1 Die Karstwanne Battenau

Im Osten von Weiler ob Helfenstein zwischen Lindenhof und der Abzweigung nach Amstetten erstreckt sich die auffallend flache und von Dolinen durchsetzte Landschaft der Battenau (Lage: Abb. 10 und 12, Abb. 16). Es handelt sich um eine Senke ohne oberirdische Abflüsse (Karstwanne). Sie hat eine maximale Erstreckung von 1200 x 2000 m; der tiefste Punkt liegt bei 647 mNN. Die Höhen der Umrandung schwanken zwischen 660 bis 700 mNN, so dass stellenweise nur eine 10 m hohe Schwelle die Senke vom übrigen Talnetz trennt (BAYER und GROSCHOPF 1993). Somit hat die Battenau ein eigenes, 7,4 km² großes Einzugsgebiet, das im Osten bis nach Stubersheim und Schalkstetten reicht und im Westen bis zum Lindenhof. Aufgrund dieser hydrologischen Situation teilt sich die Europäische Wasserscheide bei Schalkstetten und vereinigt sich wieder an der Schwelle zum Mühlentäle, das nach Südwesten Richtung Rohrach entwässert. Die tatsächliche Entwässerung erfolgt jedoch unterirdisch, so dass ihr Verlauf nur durch Färbeversuche festgestellt werden kann.

Geophysikalische Untersuchungen haben ergeben, dass die Füllung der Karstwanne aus mehr als 50 m mächtigen Lehmen besteht, wobei die anstehenden Massenkalke (ki 2 und ki 3, siehe auch Abb. 44) zur Mitte hin trichterförmig abfallen (BAYER & GROSCHOPF 1993). Aus einer anderen Karstwanne bei Aalen/Ebnat wurde beim Ausgraben einer Doline (Kohlhaudoline) offenbar, dass man bei Karstwannen unter dem Lehm nicht von einer ebenen Basisfläche ausgehen kann, sondern von einem eher „zottigen“ Relief mit Kalk-Türmen von mehr als 10 m Höhe. Einen guten Eindruck vermittelt das Felsenmeer im Wental, das den Boden einer ehemaligen ausgewaschenen Karstwanne darstellt. Bei der Entstehung dieser Formen spielt der Lehm eine wichtige Rolle. Die mächtige Lehmverfüllung dichtet zwar den Weißjura-Untergrund gegen Wasserzutritt ab, doch stellt die ständige Feuchtigkeit des Lehms genügend Wasser für eine langfristig sehr effektive Kalklösung zur Verfügung, während die dünneren Bodenschichten außerhalb der Karstwannen periodisch auch austrocknen. So können sich mit Lehm aufgefüllte Trockentäler zu Karstwannen weiterentwickeln. Wie die Grabung an der Kohlhaudoline bei Ebnat gezeigt hat, können unter Karstwannen beachtliche Hohlräume vorhanden sein.

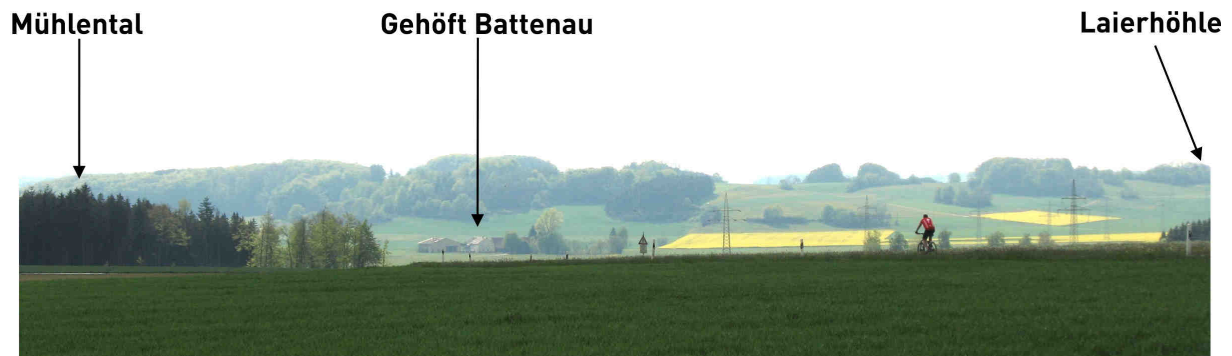


Abb. 16: Die Karstwanne Battenau vom westlichen Ortsrand von Schalkstetten aus gesehen. Im Zentrum der Senke befindet sich das Gehöft Battenau. Links (südlich) davon erstreckt sich die Karstwanne bis zum Mühlental und rechts (nordwestlich) bis zum Lindenhof. Auf der Anhöhe am rechten Bildrand liegt der Eingang zur Laierhöhle

5.2 Fitzelsteinhöhle

Am südlichen Ortsrand von Weiler ob Helfenstein wurde bei Erschließungsarbeiten für das Wohngebiet „im Teichle“ ca. 50 m östlich des Kindergartens „Burg Fitzelstein“ eine 21 m lange, horizontale Höhle angeschnitten. Zum Zeitpunkt der Vermessung waren bereits etwa 10 m Ganglänge abgebaut. Der Eingang lag auf 648 mNN in gebankten Kalken des Weißjura ϵ . Der nach ENE ziehende Gang wies ein kastenförmiges Profil mit den Maßen 1,5 mal 1,0 m auf. Am Höhlenende befand sich eine flache Raumerweiterung von 6,0 mal 4,0 m. Der Boden war mit plattigem Schutt bedeckt, welcher eine mögliche Fortsetzung blockierte. Ein ehemaliger Zusammenhang mit dem Höhlensystem der Laierhöhle ist denkbar.

5.3 Haldensteinhöhle

Am westlichen Ortsrand von Urspring liegt im Weißjura $ki\ 2\ (\delta)$ 15 m über dem Lone-Ursprung die Haldensteinhöhle in 580 mNN (Lage siehe Abb. 10 und 12). Im Eingangsbereich der Höhle wurden 1938 in einer 7,4 m mächtigen Schichtabfolge Werkzeugfunde aus dem Magdalénien (Paläolithikum) gemacht, unter anderem konnten zwei gut erhaltene Pfeilspitzen geborgen werden (HAHN 1993). Bei der Höhle handelt es sich um eine kluftgebundene Höhle, wie im Massenkalk typisch (JANTSCHKE 1993).

5.4 Laichinger Tiefenhöhle

Auf der Mittleren Schwäbischen Alb befindet sich bei Laichingen die touristisch erschlossene Laichinger Tiefenhöhle, deren Eingang auf 780 mNN liegt (Lage siehe Abb. 10 und 12). Sie hat eine Gesamtganglänge von etwa 1100 m und eine Tiefe von 80 m unter Eingang. Neben zwei vertikal orientierten Höhlenteilen (Ostschächte und Westschächte) existieren zwei horizontale Etagen zwischen 750 und 735 mNN sowie zwischen 735 und 720 mNN, also etwa auf 30 und 50 m unter Eingangsniveau (GLÖKLER & UFRICHT, 1983a). Geologisch ist die Laichinger Tiefenhöhle teils in zuckerkörnigen Dolomiten des ki 2.4, teils in Massenkalken (ki 2.3 und ki 2.4) angelegt. Im Bereich der Dolomite sind nur kleine Gänge ausgebildet. Erst in tieferen Lagen treten reinere Kalke und größere Schächte und Gänge auf. Die großen Schächte enden oben blind an der Dolomitgrenze. Der längste Gang des oberen Horizontalsystems ist der Seeigelgang, dessen einst fast bis zur Decke reichende Sedimentfüllung beim Ausbau zur Schauhöhle in den 1970er Jahren ausgeräumt wurde. Datierungen von zwischengeschalteten Bodensintern ergaben für die jüngeren Lagen U/Th-Alter von ca. 100 ka, für die ältesten kann nur ein ungefähres Mindestalter von 250 ka ermittelt werden (BURGER et al. 1993). UFRICHT et al. (2002) stellten innerhalb des oberen Horizontalniveaus bis zu vier Sedimentationszyklen fest, die im Verlauf des Pleistozäns begannen, und bei etwa 114 ka endeten. Nach GLÖKLER & UFRICHT (1983b) ergeben Korrelationen zwischen Höhlenteilen und Trockentälern, dass das obere Horizontalsystem mit Terrassenleisten des Langen Tals, des kleinen Lautertals und der obersten Leiste des heutigen Ach-/ Blautals verbunden werden kann. Das tiefere Horizontalsystem entwässerte nach Süden. Das System der Ostschächte ist der jüngste Höhlenteil. Diese Autoren stellen für das obere Niveau über das Trockentalsystem außerdem eine Verbindung zur Bärenhöhle her, deren Höhleninhalte eine Datierung der aktiven Phase in das Villafranchium (LEHMANN 1953) ermöglichen. GLÖKLER & UFRICHT (1983a) gehen daher davon aus, dass die seichtphreatischen Entstehungsphasen beider Höhlen im mittleren Pliozän stattfanden.

5.5 Bärenhöhle und Karlshöhle

2,8 km nord- nord- östlich von Erpfingen befindet sich im Westen der Mittleren Schwäbischen Alb unter der Kuppe des Höllbergs (818 mNN) die Bären- und Karlshöhle (Lage siehe Abb. 2). Sie wurde 1834 vom Schullehrer Karl Wilhelm Fauth beim

Kräutersammeln entdeckt. Die innerhalb kürzester Zeit zur Schauhöhle ausgebauten Höhlenteile wurden dem damaligen Kronprinzen und späteren König von Baden-Württemberg Karl I. zu Ehren als Karlshöhle bezeichnet. Im Jahr 1949 entdeckte Karl Bez während einer Führung in der letzten Halle einige Meter über dem Führungsweg den Durchschlupf zu neuen Höhlenteilen, die aufgrund der zahlreichen Funde von Höhlenbärenknochen als Bärenhöhle bezeichnet wurden. Weitere Knochenfunde im Eingangsbereich der heutigen Schauhöhle und die Arbeiten von LEHMANN (1953, 1957) verhalfen der Bären- und Karlshöhle zu großer Bedeutung für die geomorphologische Entwicklung der Kuppenlandschaft und ihrer Verkarstung. Neuere Untersuchungen (UFRECHT et al. 2003, ABEL 2003) mit Kartierung, Profilaufnahme und absoluten Altersdatierungen an Speläothemen mit dem Ziel der zeitlichen Gliederung der abgelaufenen höhleninternen Prozesse erbrachten wichtige Ergebnisse für die Verkarstungsgeschichte der mittleren Schwäbischen Alb. Aufgrund des gleichzeitigen Auftretens biostratigraphisch datierbarer Säugetierknochen und absolut datierbarer Speläotheme besteht für diese Höhle das genaueste Entstehungsmodell im Bereich der ganzen Schwäbischen Alb: initiale, phreatische Entstehung im späten Miozän bis zum späten Pliozän, Übergang ins Flusshöhlenstadium im ältesten Pleistozän (Tegelen), Bröllerstadium (also nur noch bei Hochwasser wasserführend) im frühen Pleistozän (Eburon), Ausräumung der Sedimente im Mittelpleistozän, erneute Sedimentation im späten Pleistozän und im Holozän schließlich Verstürze und Tropfsteinbildung. Aus diesem Grund wird die Bären- und Karlshöhle ebenso wie die Laihinger Tiefenhöhle in der vorliegenden Arbeit als wichtiger Ankerpunkt für Korrelationen verkarstungsgeschichtlicher Ereignisse über das gesamte Gebiet der Schwäbischen Alb benutzt.

5.6 Falkenhöhle

Die Falkenhöhle mit einer Gesamtlänge von 90 m befindet sich im Waldgebiet des Albuhs 6,5 km nördlich von Böhmenkirch (Lage siehe Abb. 10). Sie liegt in der Flanke eines Trockentals auf 710 mNN in den Massenkalken des ki 2 (Weißjura δ). Durch einen Deckeneinbruch gelangt man in die 4 m tiefer liegende große Eingangshalle mit einer Länge von 25 m, einer Breite von 18 m und einer Höhe von 2 - 4 m. Der Boden ist mit großen Versturzblöcken bedeckt. Von der Halle zweigen einige kleinere Seitengänge und Raumerweiterungen ab. Am Ende der Haupthalle kann

man einen klufftgebundenen Gang finden, der sich nach 56 m zu einer Endhalle erweitert. Für weitere Beschreibungen siehe JANTSCHKE (1993).

5.7 Höhlenruinen bei Salmendingen, Ringingen und Melchingen

Bei den Ortschaften Salmendingen, Ringingen und Melchingen sind auf den höchsten Erhebungen (Monk, Köbele, Aufberg und Eisenloch) in Höhen von 840 mNN und 870 mNN Gruben und Hohlräume zu finden, aus denen vor über 100 Jahren Bohnerz zur Eisenverhüttung geschürft wurde (Lage siehe Abb. 2). Die bohnerzführenden Sedimente gehören zur Bohnerzformation, die als Relikt einer kretazisch-alttertiären Sedimentation aus pisolithischen Eisenkonkretionen, roten bis violetten Tönen und Quarzsand angesehen wird. Die heute teilweise zugewachsenen Gruben erscheinen entweder als breite, runde oder ovale Mulden mit Durchmessern von 30 bis 40 m und Tiefen bis 10 m oder als Löcher, Spalten oder Schächte mit senkrechten Felswänden. Nach LUZ (2006) besteht bei den meisten Grubenfeldern in der Anordnung der Gruben zueinander ein lineares Muster, das auf ehemals teilweise zusammenhängende Höhlensysteme mit Längen bis 650 m schließen lässt. Funde von Säugetierknochen und -zähnen lassen eine Datierung der Verfüllung der Hohlräume ins mittlere Miozän zu (11 Ma). Nach UFRECHT (2008) ist dieses fossile Höhlenniveau ein Anzeiger für die Höhenlage der mittelmiozänen Landoberfläche. Für weitere Beschreibungen und Literatur siehe UFRECHT (2006, 2008).

5.8 Todsburger Höhle und Todsburger Schacht

Der Eingang der 125 m langen Todsburger Höhle liegt südlich von Mühlhausen im Täle am Albtrauf im Weißjura k12 in 740 mNN (Lage siehe Abb. 10 und 12). Es handelt sich um eine Horizontalhöhle, die stark klufftgebunden ist. Im Inneren ist in Sinterbecken ständig Wasser vorhanden. Der Hauptgang gabelt sich kurz vor seinem Ende. Der rechte Teil verengt sich und endet unvermittelt, der linke Teil zieht noch ca. 20 m weiter und endet dann im Versturz. Ein enger Schluf zweigt kurz vor dem Ende rechts nach Süden ab, wo man nach zwei Metern einen Raum auf derselben Parallelkluff antrifft, auf der auch der blind endende, abgezweigte Teil des Hauptgangs liegt.

In der Nähe befindet sich in 772 mNN eine der bedeutendsten Schachthöhlen der Umgebung, der 72 m tiefe Todsburger Schacht. Nach einem senkrechten Abstieg

erreicht man zunächst die Eingangshalle, von der zwei vertikale Schachtstrecken in die Tiefe führen. Der sehr enge westliche Schacht führt direkt zur 25 m hohen Unteren Halle. Der zweite Schachtabstieg verbreitert sich zu einem geräumigen Schrägschacht, der ca. 40 m unter dem Eingang in die Seeigelhalle mündet. Im Tiefenbereich zwischen -20 m und -40 m fällt die große Anhäufung großer Räume auf. Ebenfalls bei -40 m befindet sich lateral versetzt die Oberkante der Unteren Halle, die bis fast zur Endtiefe bei -68,5 m reicht. Beim Todsburger Schacht kann möglicherweise von 1 bis 2 Entstehungsphasen ausgegangen werden.

5.9 Mordloch bei Eybach

Das Mordloch im Roggental bei Eybach in der Nähe von Geislingen an der Steige mit einer Ganglänge von 4320 m liegt auf 514 mNN (Lage siehe Abb. 10 und 12). Der Eingang befindet sich direkt auf dem Niveau des Talbodens am Ende einer kurzen Klinge. Alle Hauptgänge der Höhle sind in den wohlgeschichteten Weißjura-Kalken des Oxford 1 angelegt und folgen streng dem mehr oder wenigen orthogonalen Kluftmuster. Meist ist der Eingangsbereich trocken, und der Höhlenbach verschwindet in einem kleinen Seitengang und einem Schluckloch ca. 30 m hinter dem Eingang und erreicht das Tageslicht mehrere 100 m talabwärts. Nur nach Starkregenereignissen und bei Schneeschmelze tritt der Bach aus dem Eingang aus. Der Hauptgang verläuft etwa 80 m geradeaus entlang einer Kluft in westlicher Richtung. Der Gangquerschnitt wechselt von einer anfänglich 5 bis 6 m hohen Spaltenform zu runden und schlüssellochförmigen Querschnitten mit Durchmessern von ca. ein bis zwei Meter Durchmesser. Im Bereich von Querklüften wurden Nischen auskorrodiert, in denen sich sandige und lehmige Sedimente ablagern konnten. Bei 80 m befindet sich ein 9 m langer Siphon. Dahinter folgen die einzigen großen Hallen der Höhle: die „Beta-Halle“ und die „Gamma-Halle“. Letztere ist der einzige bekannte größere Hohlraum innerhalb der Lacunosamergel-Formation (ki1). Es handelt sich um eine im Winkel von 45° nach oben nachgebrochene flach-elliptische Halle, die bis in den Weißjura ki 2 reicht. Die vertikale Höhendifferenz vom Eingangsniveau gemessen beträgt 70 m (JANTSCHKE 1993). Bei der Beta-Halle verzweigt sich die Höhle in zwei Hauptäste. Der linke Gang behält etwa die westliche Richtung bei, während der rechte Gang im Zickzackmuster nach Nordwesten verläuft. Dabei folgt er dem Verlauf eines Trockentals auf der Albhochfläche. In beiden Gängen ist auf ganzer Strecke der Höh-

lenbach präsent. Es gibt mehrere Siphone. Die Distanz zwischen Eingang und dem Ende des rechten Hauptgangs beträgt 860 m, zwischen Eingang und linkem Hauptgang 640 m.

6 Die Laierhöhle: Formenschatz und Interpretation

Der Eingang der Laierhöhle liegt 1,5 km östlich von Geislingen/Steige in Weiler ob Helfenstein auf 685 mNN unter einem Wohnhaus, bei dessen Bau sie 1996 entdeckt wurde. Der Zugang zur Höhle ist zum Zweck der Vermessung und wissenschaftlicher Arbeit möglich. Die Laierhöhle ist 126 m tief und die vermessene Ganglänge beträgt momentan ca. 2400 m. Bei der Laierhöhle handelt es sich um eine komplexe Schachthöhle mit mehreren Etagen.

Die Laierhöhle befindet sich auf der höchsten Erhebung der Umgebung in den Weißjurakalken des späten Kimmeridge (ki 4 und ki 5). Nach der geologischen Karte 1:25.000 (Blatt Geislingen/Ost) gehört das Gestein der Oberen Massenkalk-Formation (ehemals Weißjura ζ) an und geht im Einstiegsschacht ohne erkennbaren Fazieswechsel in die Untere Massenkalk-Formation über. Nahezu die ganze Laierhöhle ist in Massenkalken angelegt. Mangels Leitfossilien wird die genaue Einordnung in die Jurastratigraphie erschwert. Lokal treten innerhalb der Massenkalken steil einfallende Bankkalke und Riffschuttbrekzien auf. Ebenso sind Bereiche mit dünnbankiger, plattenkalkartiger Fazies zu beobachten (Abb. 17). Die einzelnen Bänken weisen intern zum Teil eine feine Laminierung sowie eine Gradierung von unten grob nach oben fein auf (Abb. 17 C), was auf saisonal schwankende Bedingungen zur Entstehungszeit zurückzuführen ist. Ihre ungestörte Schichtung zeigt, dass keine wühlenden Organismen im Sediment lebten. Möglicherweise ist dies auf einen Sauerstoffmangel im Sediment zurückzuführen. Auch der Kontakt zwischen den plattigen Kalken und den Massenkalken ist stellenweise zu beobachten (Abb. 17 D). Die horizontal lagernden Plattenkalke grenzen lateral an senkrechte oder sogar überhängende Massenkalken. Diese Beobachtungen führen zu der Vorstellung, dass sich hier eine Spalte innerhalb eines jurassischen Schwammriffes befand, in der sich Kalkschlamm in unbewegtem Wasser absetzen konnte. Dafür spricht auch eine ca. 30 cm hohe, liegende Falte, bei der eine Kalklage um 180° nach unten umgeschlagen ist (Abb. 17 B). Die Falte dokumentiert ein Ereignis, bei dem

halbverfestigter Schlamm von den steilen Flanken der Spalte abgeglitten ist und sich wie eine zusammen geschobene Tischdecke in Falten legte (Abb. 18).

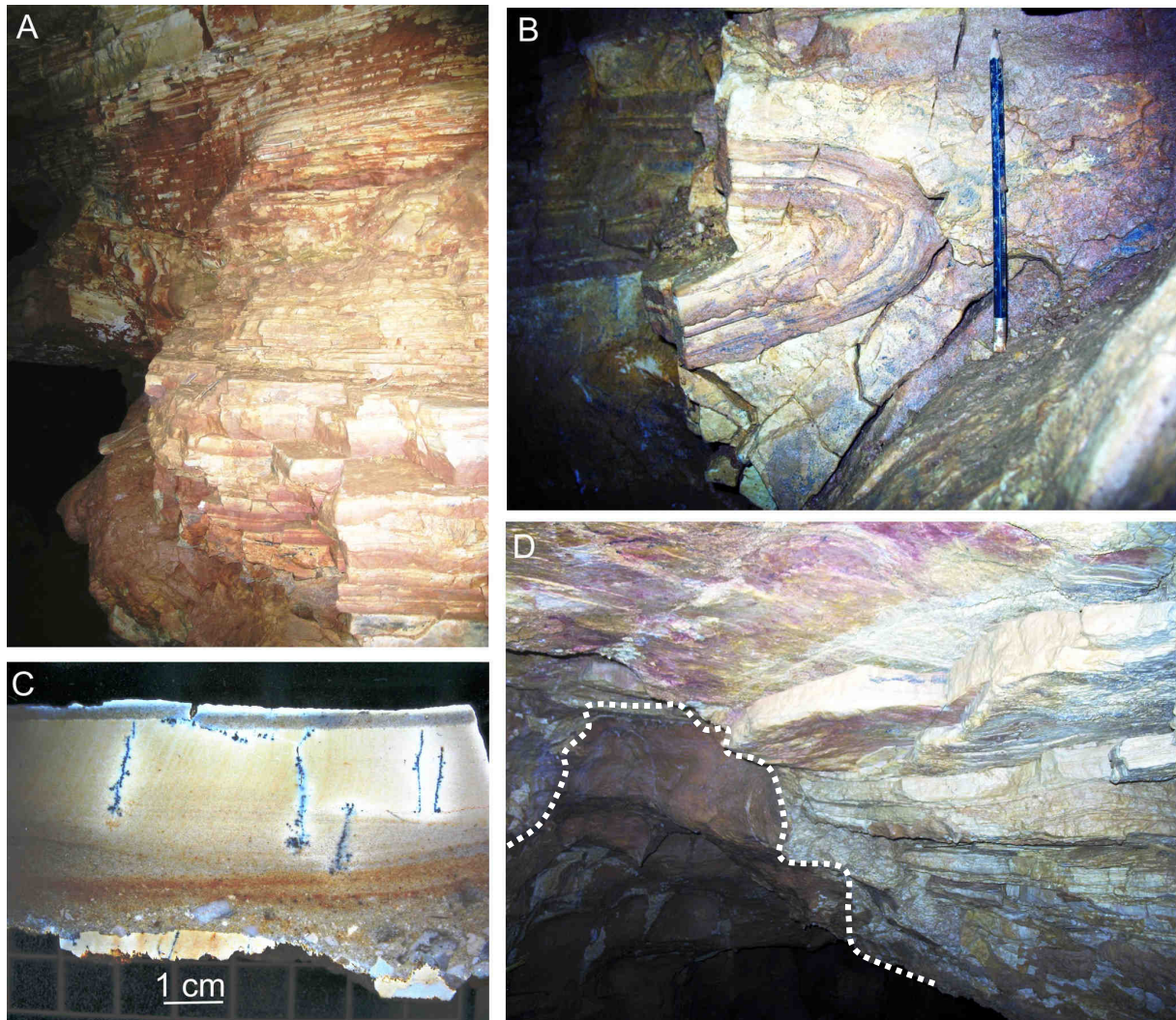


Abb. 17: Plattenkalke der Oberen Etage. A) Wand am Eingang „Amphitheater“; B) Liegende synsedimentäre Gleitfalte; C) Anschliff mit gradierter Schichtung von grob nach fein; D) Decke am Eingang „Lehmgang“: Übergang von einer nachbrechenden Decke in Plattenkalken (rechts) zu einem korrodierten Gewölbe in Massenkalken (gestrichelte Linie)

In dieser Plattenkalkfazies sind die größte Halle der Höhle, das „Amphitheater“ (30 m lang, 15 m breit, 5 m hoch) und Teile eines angrenzenden Gangs angelegt.

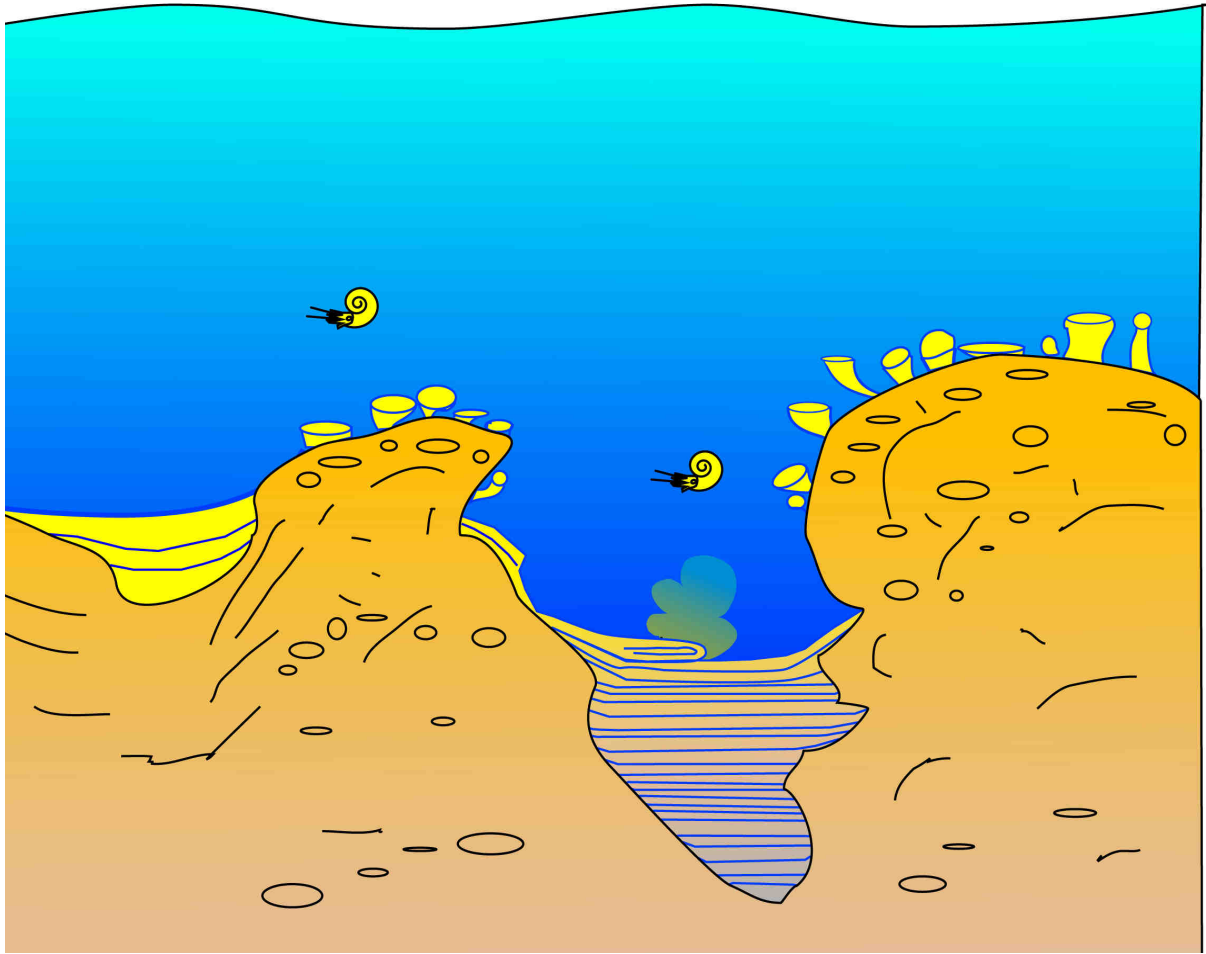


Abb. 18: Schematische Darstellung einer intrajurassischen Spalte zur Entstehungszeit der Plattenkalkfazies, wie sie im „Amphitheater“ der Laierhöhle aufgeschlossen ist

Erst in Tiefen von ca. -80 bis -90 m treten wieder verstärkt Mergelfugen auf, die charakteristisch für das ki 2 sind. Vom tiefsten Punkt der Höhle bei -126 m unter Eingangsniveau fehlen noch ca. 13 m bis zu den Kimmeridge-Mergeln (ki 1). In ihnen ist eine tiefere Höhlenbildung auszuschließen, da sie aufgrund ihres geringen Karbonat- bzw. hohen Tonmineralanteils nicht verkarstungsfähig sind.

Das Höhlensystem lässt sich vertikal in drei Gruppen von horizontalen Gängen untergliedern, welche durch Bereiche von Schächten miteinander verbunden sind. Im Verlauf der Arbeit konnte ich eine weitere Unterteilung in 5 Niveaus vornehmen. In allen 3D-Plänen (Abb. 19 und 20) sind die fünf Niveaus mit gehäuft auftretenden horizontalen Ganggruppen rot, dunkelblau, hellblau, braun und orange eingefärbt.

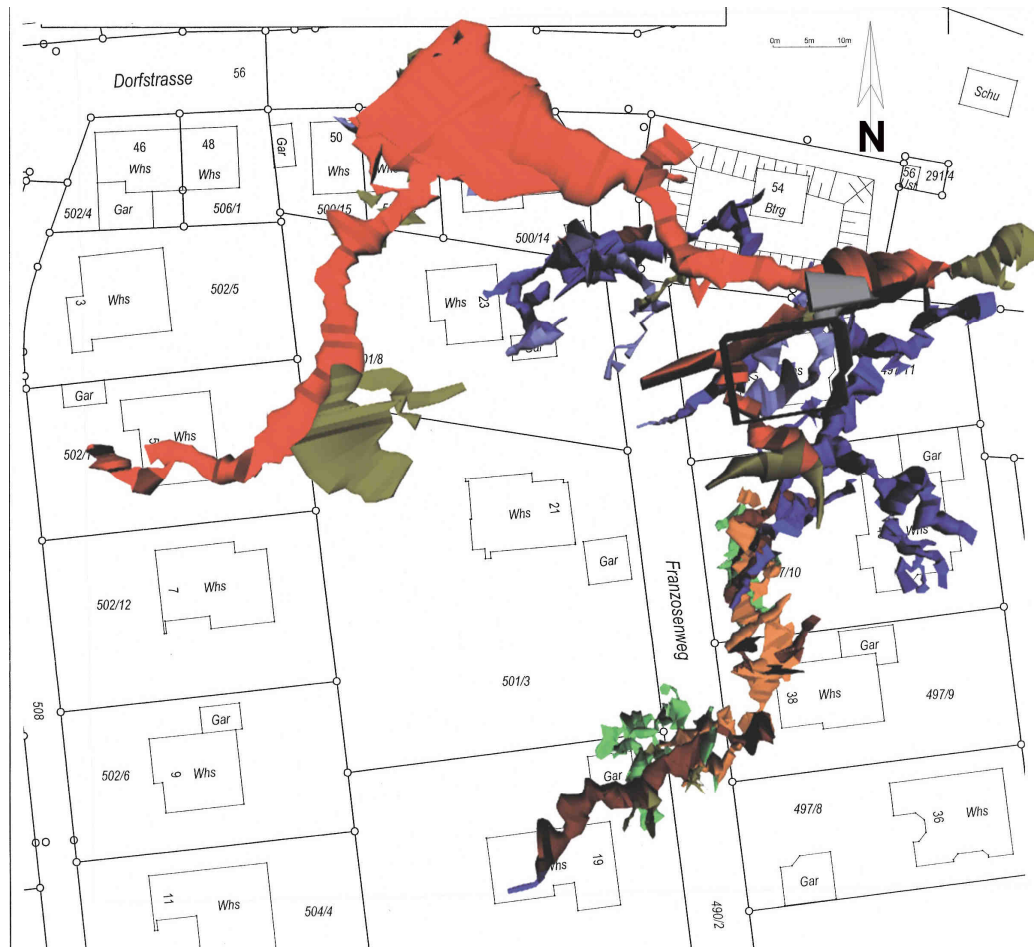


Abb. 19: 3D-Plan der Laierhöhle mit hinterlegtem Ortsplan von Weiler ob Helfenstein zur Orientierung (Farbgebung siehe Abb. 20)

6.1 Obere Etage (Niveau 1) (665 m NN)

Die obere Etage befindet sich in einer Tiefe von ca. 20 m unter der Oberfläche und verläuft mit einem fast konstanten Durchmesser von ca. 4 m über eine Strecke von 220 m (Abb. 19 und 20: rote Bereiche). Das östliche Ende endet im Versturz, das westliche Ende ist mit Lehm verplombt. Die Gänge verlaufen teilweise in massigen, verschwammten Kimmeridge-Kalken, teilweise schneiden sie auch diskordant durch steilstehende, gebankte Fazies mit einem Einfallwinkel von ca. 20°. Auf etwa einem Drittel der Strecke ist der Gang in Plattenkalken angelegt.

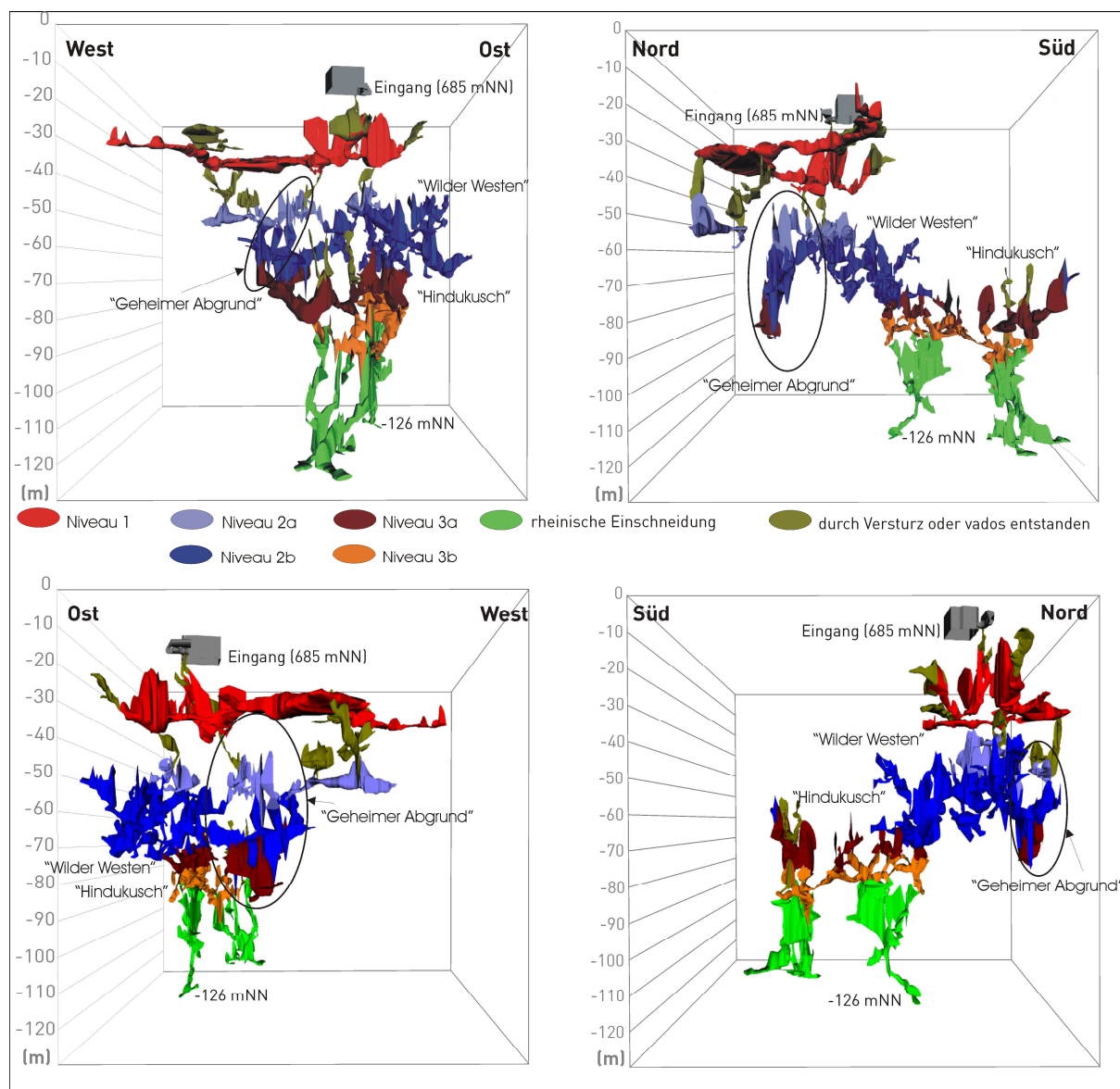


Abb. 20: Perspektivische Ansichten des 3D-Planes der Laierhöhle von Süden (oben links), von Westen (oben rechts), von Norden (unten links) und von Osten (unten rechts). Die Farbkodierung erfolgte aufgrund von klar unterscheidbaren horizontalen Niveaus. Am deutlichsten ist die oberste Etage (rot) ausgeprägt. Durch Verbruch entstandene oder eindeutig späte, rein vadosere Bildungen sind olivgrün markiert (Vermessungsdaten: Kahlensteiner Höhlenverein e. V. Stand: Dezember 2009)

In dieser Fazies ist die Höhlendecke so lange nach oben nachgebrochen, bis ein stabiles Gewölbe entstand oder darüberliegende Massenkalk erreicht waren (Abb. 17 D). In diesem Bereich hat sich die größte Halle der Laierhöhle gebildet, das „Amphitheater“. Im Zentrum der Halle ist der Boden trichterförmig abgesenkt, was auch zur Namensgebung geführt hat. Bei dem Trichter handelt es sich um eine Doline, die durch den Kollaps darunter liegender Hohlräume entstand. Dieser Versturzbereich ist über einen Schacht von unten her zugänglich.

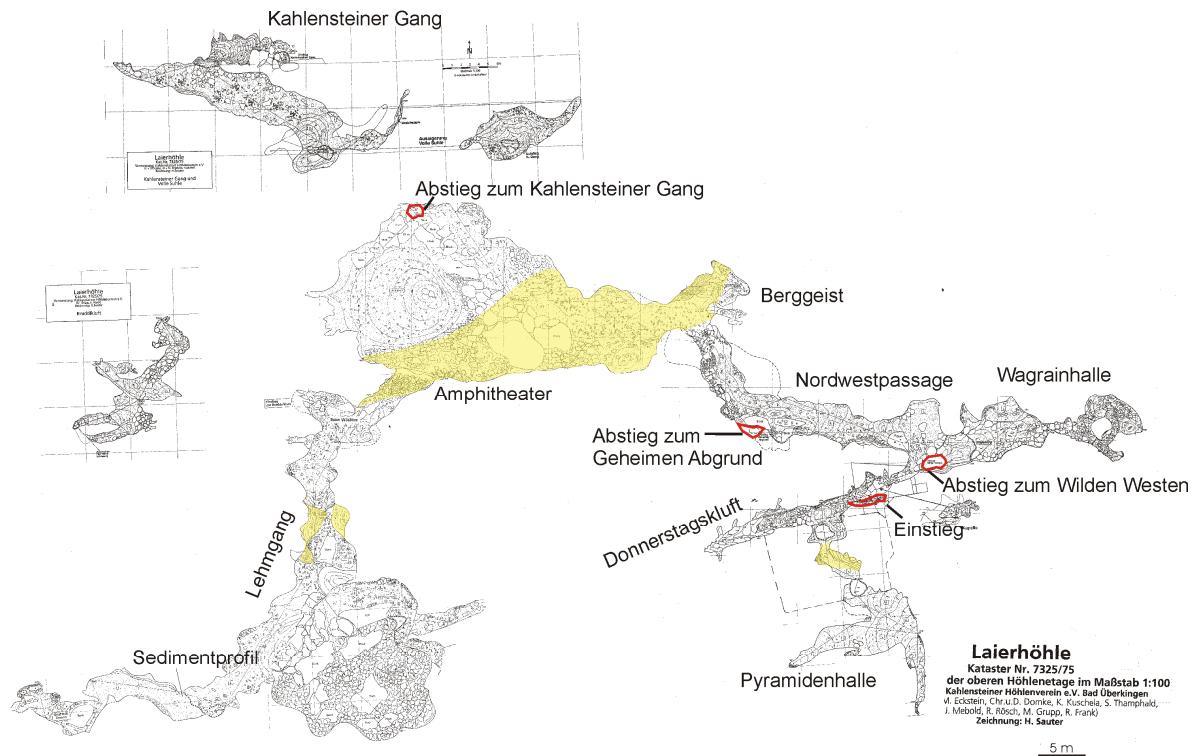


Abb. 21: Höhlenplan (Lageplan) der Oberen Etage (Niveau 1). Gelb hinterlegt: Ausstrich von Plattenkalken (Vermessung und Planzeichnung: Kahlensteiner Höhlenverein e. V.)

6.2 Niveau 2a und 2b (640-625 m NN)

Aus dem 3D Plan (Abb. 20) entsteht zunächst der Eindruck, dass die mittleren blauen Bereiche ein chaotisches dreidimensionales Labyrinth darstellen. Jedoch können zwei klar unterscheidbare Niveaus (Niveau 2a und 2b, hellblau bzw. dunkelblau) auskartiert werden.

Auf 640 m NN, also ca. 45 m unter dem Eingang deutet eine Reihe von kurzen horizontalen, jedoch oft nicht direkt miteinander verbundenen Gängen eine Phase mit langfristig stationärer Karstwasseroberfläche in diesem Niveau an (Niveau 2a). Dazu zählt als erster Bereich der „Kahlensteiner Gang“, der vom Amphitheater über einen großen Schacht erreicht werden kann. Ein geräumiger horizontaler Gang verläuft 20 m unter dem Boden des Amphitheaters mit flachem Gefälle nach Osten, wird enger und endet nach ca. 20 m (eine eventuelle Fortsetzung ist mit Lehm plombiert).

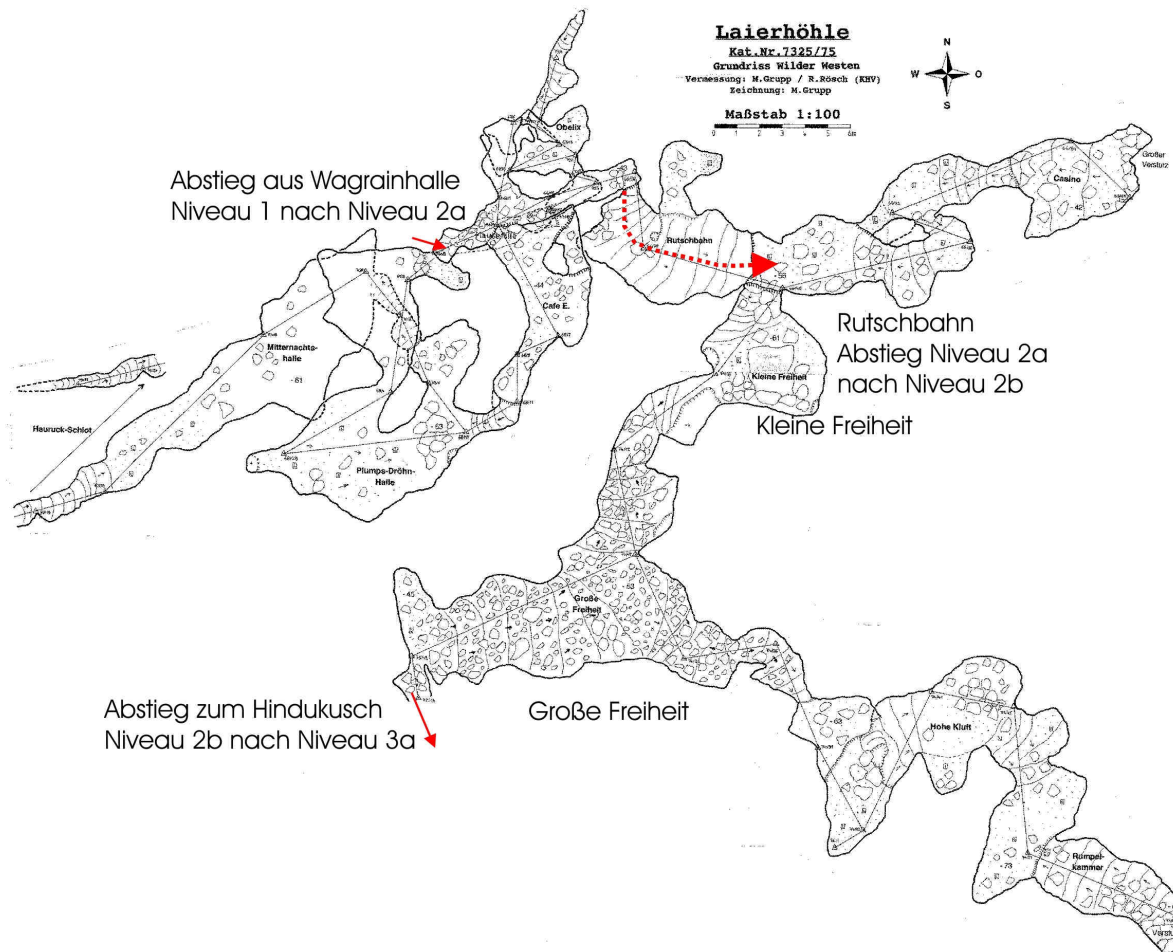


Abb. 22: Lageplan des Höhlenteils „Wilder Westen“; die Einstiegskluft befindet sich auf Niveau 2a, der geräumigere Rest auf Niveau 2b (Vermessung und Planzeichnung: Kahlensteiner Höhlenverein e. V.)

Im östlichen Bereich der Höhle („Wagrainhalle“) führt von der oberen Etage ein zweiter Schacht in die Tiefe und trifft ebenfalls 20 m tiefer auf einen kurzen Horizontalgang, der deutlich entlang einer Kluft angelegt ist (Abb. 22). Kurze Seitengänge zweigen ab und kleine Deckenrinnen sind vorhanden. drei Fenster leiten direkt in die Deckenbereiche großer Hallen über, die sich nach unten hin erweitern („Wilder Westen“, Abb. 23). Am Boden dieser Hallen mündet ein weiteres System großer horizontaler Gänge mit rundem Gangquerschnitt, teilweise mit Schlüssellochprofil. Die horizontalen Gänge beginnen als erweiterte Klüfte, zwei eventuelle horizontale Fortsetzungen sind durch massive Verstürze blockiert („Rumpelkammer“ und „Casino“). In diesem Bereich ist auch ein System von Deckenrinnen mit wechselndem Querschnitt zu beobachten. Es ist auffällig, dass die Deckenrinnen teilweise ihren Anfang bzw. ihr Ende in kleinen Löchern in der Höhlendecke haben oder sich an den Wän-

den großer Schlote verlieren. Dieser Bereich stellt ein Musterbeispiel für eine Diskussion über hypogene Höhlenentstehung dar (siehe unten).



Abb. 23: „Wilder Westen“ A) Abstieg „Rutschbahn“ mit Blick von Niveau 2a nach Niveau 2b; B) Halle „Große Freiheit“ im Wilden Westen, die untere große Öffnung führt zur „kleinen Freiheit“ (Fotos: Archiv Kahlensteiner Höhlenverein)

Die dritte Möglichkeit, von der oberen Etage der Laierhöhle in die Tiefe zu gelangen, ist in der „Nordwestpassage“ gegeben (Abb. 21). Dort befindet sich verglichen mit den zuvor beschriebenen Abstiegen ein enger und verwinkelter Schacht, der ebenfalls nach 20 Metern Höhendifferenz auf einen kleinen horizontalen Gang trifft (Niveau 2a). Auch dieser Gang entspringt einer erweiterten Kluft. Als zwei Meter hoher Gang setzt er sich fort, trifft orthogonal auf einen sehr großen Kluftgang mit einer Breite von zwei Metern und einer Ganghöhe von acht Metern. Nach vier Metern ist kein Boden mehr vorhanden und die Kluft führt zunächst mit gleich bleibendem Querschnitt auf -58 m und geht in einen kreisrunden Schrägschacht (DU = 4 m) über, der auf ein Niveau bei ca. -68 m Tiefe führt, wo große, horizontale Tunnels mit Schlüsselprofilen zu finden sind (Abb. 24, Abb. 27, Niveau 2b „Geheimer Abgrund“).

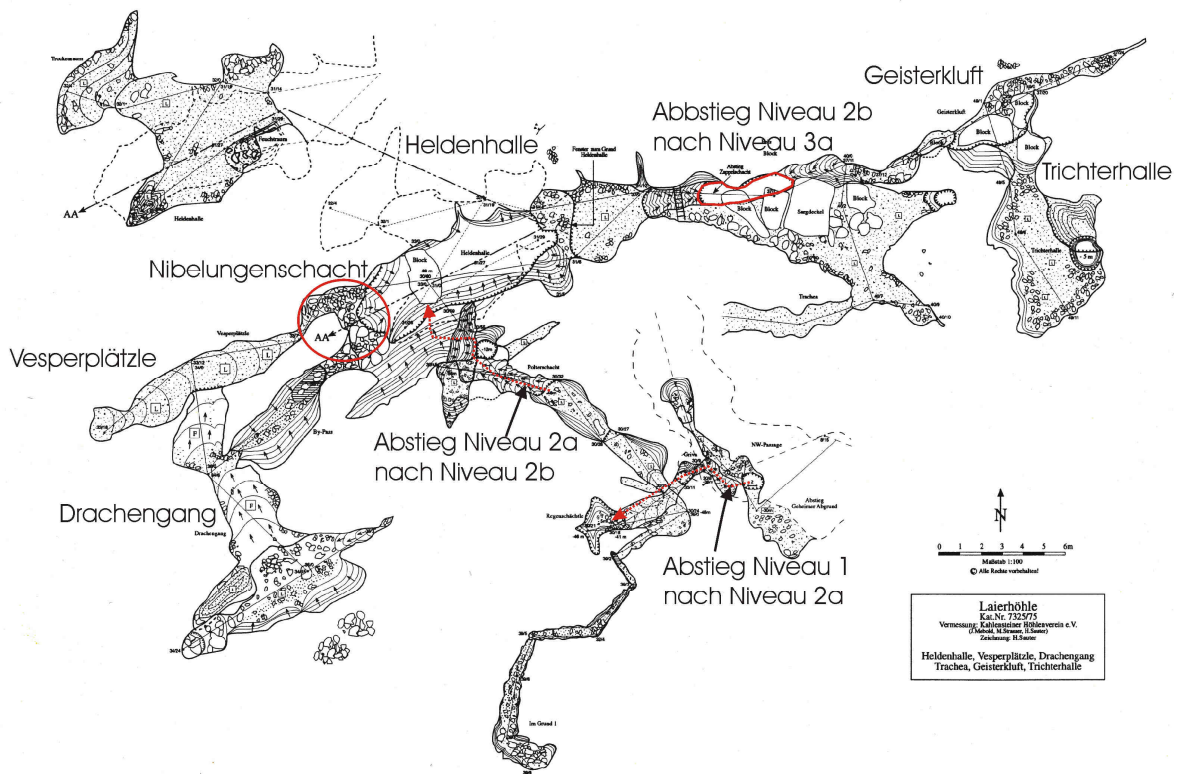


Abb. 24: Höhlenplan (Lageplan) des Höhlenteils „Geheimer Abgrund“ im Niveau 2a (schmale Gänge im Süden) und Niveau 2b; im Zentrum die „Heldenhalle“ mit den 2 Klemmblöcken, im Westen endet der Hauptgang im „Vesperplätzle“, im Osten in der „Geisterkluff“ mit südlich angehängter Trichterhalle (Vermessung und Zeichnung: Kahlensteiner Höhlenverein e. V.)

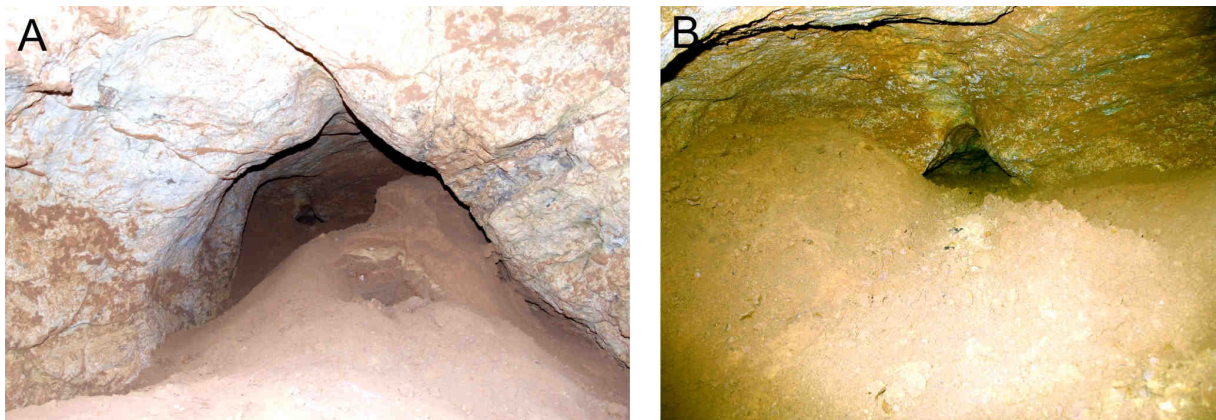


Abb. 25: A) und B) Lehmfüllung am „Vesperplätzle“, die Deckenrinne (Breite 20 cm) setzt sich über der Verplombung fort, hat also bis zuletzt Wasser geführt

Der Hauptgang dieses Bereichs endet im Westen am „Vesperplätzle“, wo eine 5 m hohe Lehmfüllung den Gang verstopft (Abb. 25). Über der Lehmfüllung zweigt ein Gang mit kreisrundem Querschnitt fast rechtwinklig nach Süden ab und steigt steil an („Drachengang“). Die Gangform ist typisch für eine rein phreatische Entstehung. Aus

einem Seitengang münden von der „Heldenhalle“ her Deckenrinnen, welche die Gangdecke um ca. 5 m erhöhen. Nach wenigen Metern erreicht der Gang bei -50 m Tiefe eine rechtwinklig verlaufende Querkluft, die links und rechts blind endet. In diesem Bereich ändert sich die Gesteinsfazies von Kalkstein zu zuckerkörnigem Dolomit.

Zwischen „Vesperplätzle“ und „Heldenhalle“ befindet sich in der Decke des Hauptgangs der kreisrunde, durchschnittlich 2 m durchmessende „Nibelungenschacht“, der nahezu senkrecht nach oben bis ins Niveau 2a führt, wo er blind endet. Abb. 26 zeigt die Heldenhalle mit von oben mündenden Schächten, Deckenrinnen, einem Klemmblock und eine nach unten führende Spalte und eine daraus abgeleitete Abfolge von Höhlenbildungsprozessen. Weitere Ansichten aus diesem Höhlenbereich zeigt die Bildtafel Abb. 27.

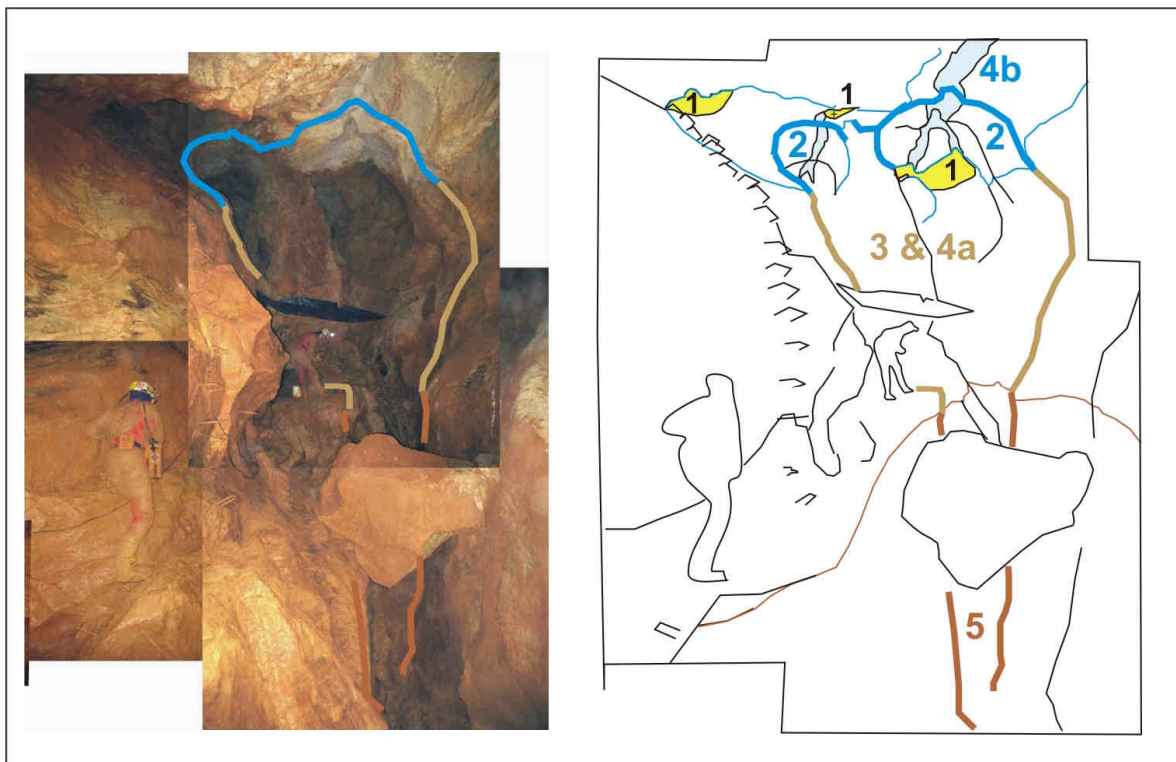


Abb. 26: „Heldenhalle“ im Höhlenbereich „Geheimer Abgrund“ im Niveau 2b mit Klemmblock, Abrissstelle Bildmitte ganz oben; 1) Schächte zu Niveau 2a, ganz rechts: Nibelungenschacht; 2) ehemals elliptische Gangquerschnitte phreatisch entstanden; 3) spätere Raumerweiterung, phreatisch und zeitweise vados, Lehm an Wänden, 4) Deckenrinnen; 5) spaltenartige Raumerweiterung und Verbindung zu Niveau 3a

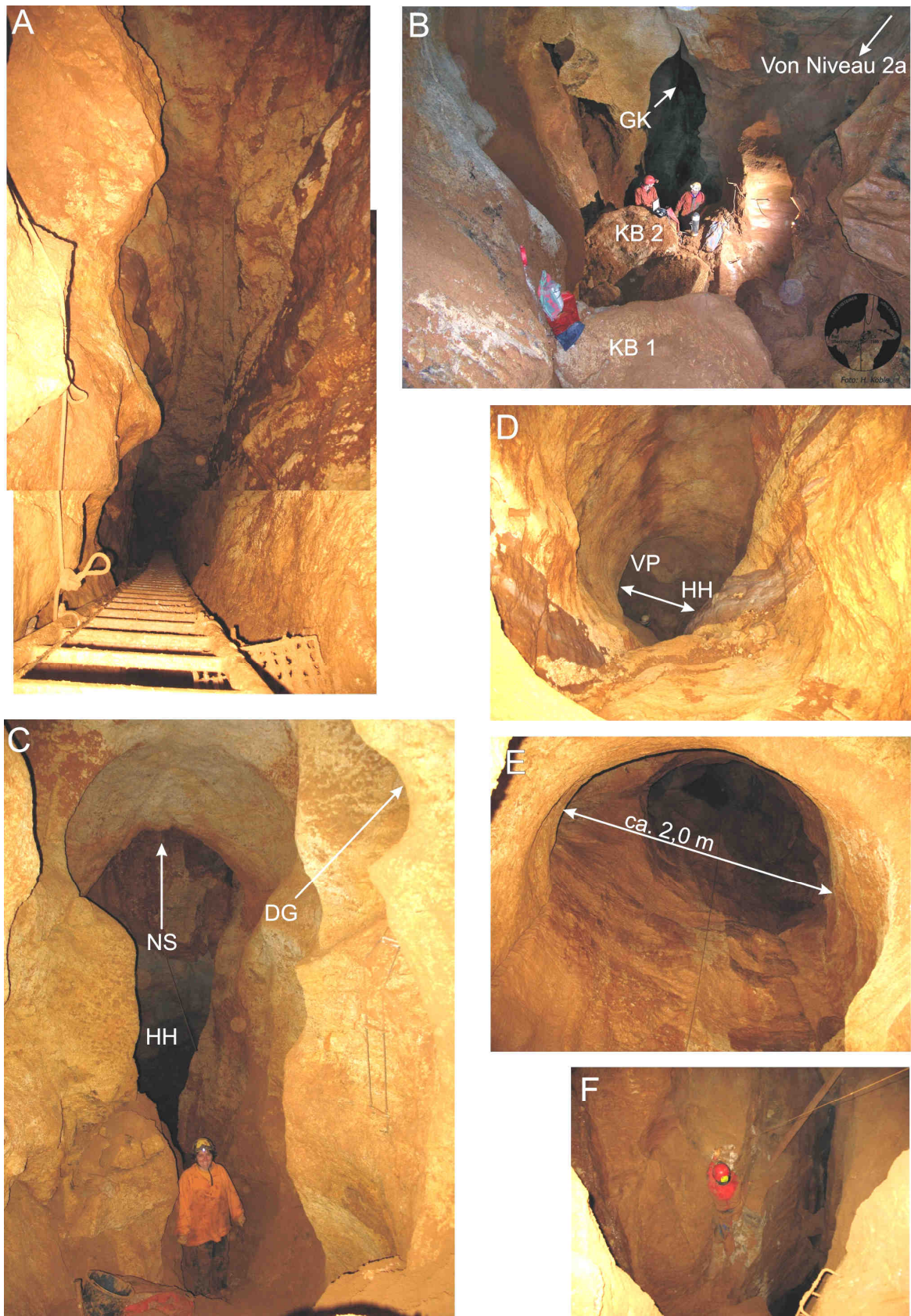


Abb. 27: Geheimer Abgrund A) Abstieg von Niveau 2a in Niveau 2b, B) „Heldenhalle“ (Foto: H. Köble); C) Schlüssellochprofil „Vesperplätzle“; D) Nibelungenschacht, Blick aus halber Höhe zum Grund; E) Nibelungenschacht, Blick nach oben; F) Schacht nach Niveau 3a. KB 1 und 2: Klemmblöcke, GK: Geisterkluft, HH: „Heldenhalle“, VP: „Vesperplätzle“, NS: Nibelungenschacht, DG: „Drachengang“

Lehmreste auf Simsen und eine braune Färbung der Wände zeigen an, dass manche Gänge bis fast zur Decke mit Sedimenten plombiert waren. Diese Sedimentfüllung ist am „Vesperplätzle“ noch vollständig erhalten, während sie in den übrigen Hallen wieder ausgespült wurde. Über dem Sedimentspiegel befindet sich eine 20 cm große Öffnung, durch die der Gang noch auf mehrere Meter einsehbar ist (Abb. 24). Es handelt sich hierbei um eine Deckenrinne, die in entgegengesetzter Richtung durch den ganzen Hauptgang vom Vesperplätzle über die Heldenhalle zur Geisterkluft zu verfolgen ist. Sie erreicht einen Durchmesser von 0,5 m und eine Tiefe von über 1 m. Nach FORD & WILLIAMS (2007) werden Deckenrinnen mittlerweile oft als Durchlass für den überlebenden Höhlenbach angesehen, nachdem der Gang mit Sedimenten verplombt wurde. Nach diesen Autoren zeigt dies einen Anstieg der Karstwasseroberfläche an, der lange genug anhielt, um an der Decke erneut die Korrosion unter phreatischen Bedingungen zu ermöglichen.

6.3 Niveau 3a und 3b, 615-595 mNN

Im nördlichen Bereich „Geheimer Abgrund“ stehen tiefere Höhlenteile von Niveau 3a und 3b direkt über klufft-gebundene Spalten mit dem Niveau 2b in Verbindung. Im Niveau 3a ist eine große, L-förmige Halle angelegt, an deren Ende ein Schrägschacht in eine weitere Halle führt (Niveau 3b), die sich im tiefsten Punkt in einem mäandrierenden Gang verliert. (bislang unvermessen).

Im südlichen Bereich gelangt man vom „Wilden Westen“ (Abb. 22) über einen einzelnen engen Schacht in die untere Etage („Hindukusch“, Abb. 28), welche dort einem Labyrinth gleicht (Abb. 20). Jedoch kann man auch hier eine Unterteilung vornehmen. Bei 615 m NN und 595 m NN befinden sich zwei größere horizontale Gangzüge, welche untereinander über Schächte, hohe Hallen und enge Spalten verbunden sind. Wie die Zusammenhänge zum Zeitpunkt ihrer Entstehung waren, ist wegen einiger verstürzter Bereiche unklar. Bemerkenswert ist in diesem Höhlenteil, dass extrem viele blind endende Schlote vorkommen, welche nach oben bis auf das Niveau 2b reichen. Der labyrinthische Charakter könnte sich über einen Gesteinswechsel erklären lassen. Es kommen in diesem Bereich wieder verstärkt Schichtfugen und somit ein engeres Kluffmuster vor. In der Draufsicht wird deutlich, dass die meisten Gänge übereinander angeordnet sind und einer geschwungenen Linie folgen (Abb. 20+28). Dabei ist jeder Gangabschnitt streng an eine Klufftrichtung gebunden.

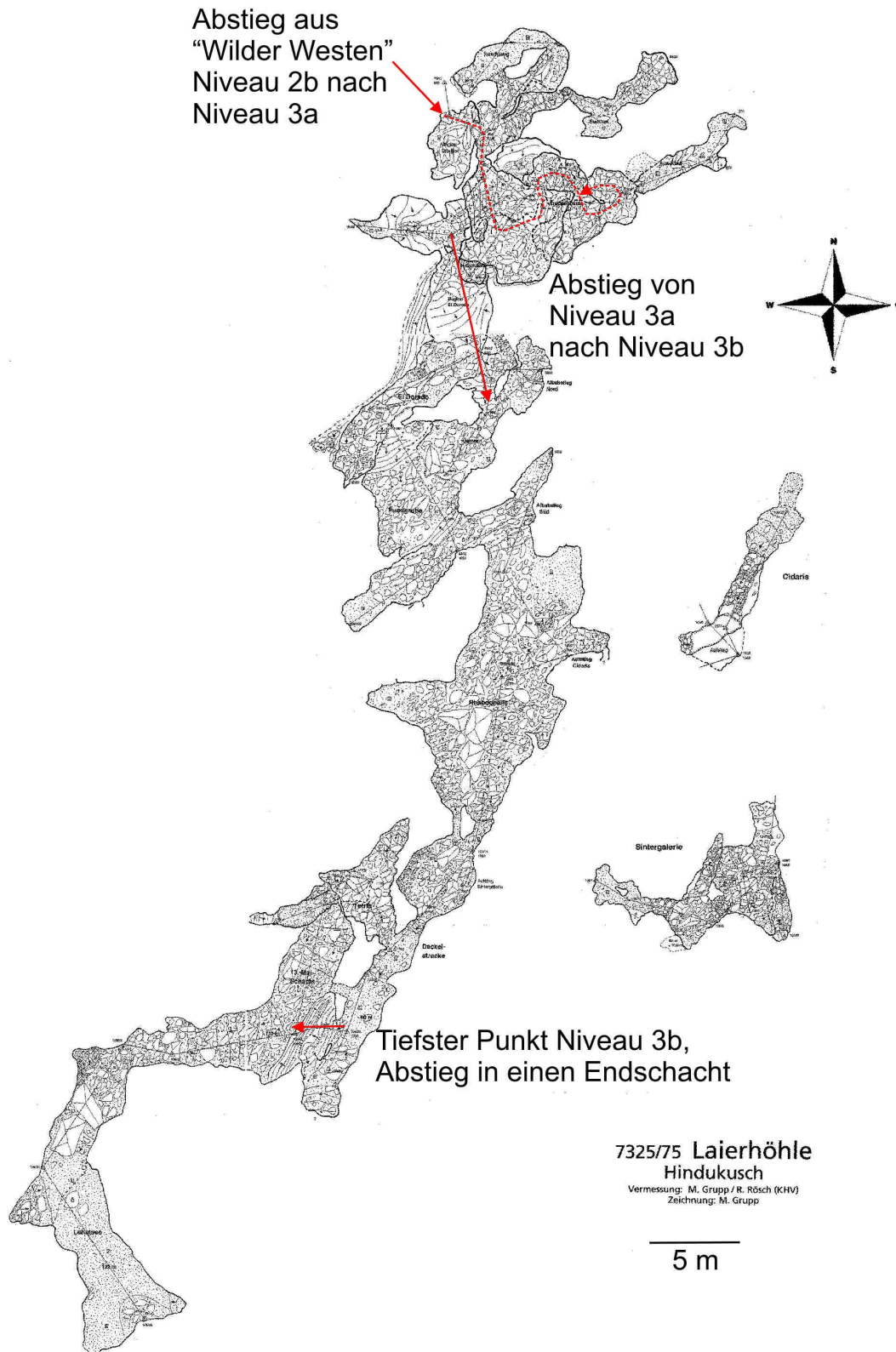


Abb. 28: Lageplan des Höhlenteils „Hindukusch“ in den Niveaus 3a und 3b; der Gangverlauf ist stark an ein NE-SW-gerichtetes Kluftsystem gebunden; der südliche Bereich fällt steil in einen Schacht ab, der einer rheinischen Eintiefung zugeschrieben wird (Vermessung und Zeichnung: Kahlensteiner Höhlenverein e. V.)

6.4 Endschächte

Tiefer als -90 m existieren nur noch mehr oder weniger senkrechte Schächte und Spalten, welche bei -126 m unter dem Eingang mit Lehm verplombt sind. 13 m tiefer stehen die Mergel des ki 1 an (ehemals Wj γ), was eine tiefer reichende Speläogenese verhinderte. An den tiefsten Punkten der Höhle kann man Rinnsale beobachten, welche auf der Lehmfüllung fließen und in mauselochgroßen Schlucklöchern verschwinden. Wie tief die Gänge unter dem Sediment reichen, ist bisher unklar.

6.5 Tektonik in der Umgebung der Laierhöhle

Tektonische Strukturen lassen sich bereits im kleinen Maßstab in Form von Lineationen in den Landschaftsformen erkennen. Im 90 m-SRTM auskartierte Lineationen geben tektonische Großstrukturen im Arbeitsgebiet wieder (Abb. 29). Am auffälligsten ist das sogenannte Schwäbische Lineament, das von Aalen entlang des Albtraufs der Ostalb und weiter entlang der drei Kaiserberge bis in den Schurwald hinein verfolgt werden kann. Diese Schwäbische Richtung (in Abb. 29 magentafarben) taucht auch um Plochingen im untersten Abschnitt des Filstals und im Neckartal kurz vor dem Neckarknie auf. Weitere Talverläufe mit Schwäbischer Richtung sind das Obere Filstal von Wiesensteig bis Geislingen/Steige, das untere Lonetal und das Donautal im Bereich der Brenzmündung. Eine zweite prominente Lineation (gelb) verläuft nahezu in Nord-Süd-Richtung. Ihr gehören nahezu alle Zuflüsse der Rems und Lein im Welzheimer Wald an, ebenso das Brenz- bzw. obere Kochertal, das Eybtal (Roggental) und die Zuflüsse des oberen Filstals. Die orange dargestellte Richtung wird von einigen Flüssen im Albvorland wie Rems, Lein, Kocher und Körsch sowie auf der Alb von der oberen Lone und Hungerbrunnental benützt. Außerdem verlaufen die nördlichen und südlichen Grabenränder des Fildergrabens in dieser Richtung. Eine vierte untergeordnete Richtung verläuft von Südwest nach Nordost. Gebiete, in denen sich mehrere Täler mit unterschiedlichen Richtungen in einem Punkt treffen, werden Talspinnen genannt. In der Schwäbischen Alb gibt es dafür mehrere Beispiele: Uracher Talspinne, Gutenberger Talspinne und Geislinger Talspinne.

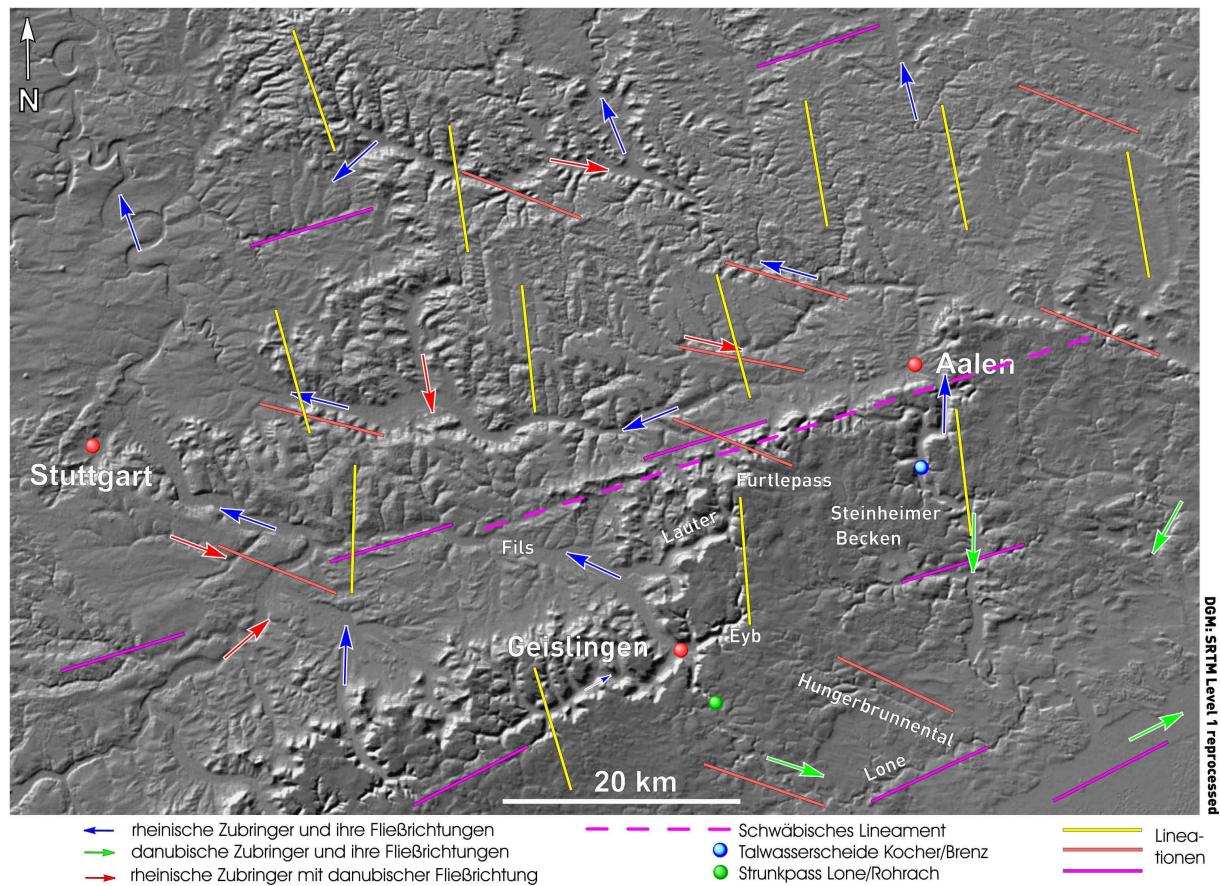


Abb. 29: Schattiertes Relief mit Lineationen; bei Geislingen treffen sich alle Richtungen (Geislinger Talspinne)

In der Umgebung von Geislingen an der Steige sind einige tektonische Störungen bekannt. Südlich von Geislingen an der Steige befindet sich die Rohrachtalstörung, die von Nord nach Süd verläuft und ins obere Filstal nach Westen abknickt. Nördlich von Geislingen befindet sich im nördlichen Hang des Eybtals die Fils-Eybtal-Störung. Quer zum Eybtal gibt es mindestens fünf weitere Störungen mit fünf bis zehn Metern Sprunghöhe. Die Tiefscholle befindet sich jeweils im Osten (BORNGRÄBER 2000). In ihrer Verlängerung nach Süden schneiden sich die Richtungen der Störungen im Bereich zwischen der Battenau und der Laierhöhle. Die Dolinen der Karstwanne Battenau liegen auf Linearen parallel zu diesen Störungsrichtungen, was ihre Relevanz für die Anlage des Karstsystems deutlich macht.

Aus Kluftrichtungen von BORNGRÄBER (2000) sind kleinräumig stark unterschiedliche Kluftrichtungen zu beobachten. An der Straßenböschung entlang der Neuen Weiler Steige gemessene Klüfte erbrachten die Kluftrichtungen 25° bzw. 115° und 75° bzw. 160° . An anderer Stelle etwa zwei Kilometer nördlich wurde ein Kluftrichtungsmaximum in

Nord-Süd-Richtung gemessen. Im Gegensatz dazu zeigen die Kluffrosen auf dem südlich angrenzenden Blatt Lonsee (SCHALL 2002) über das Kartenblatt verteilt ein einheitliches Kluffmuster mit Streichrichtungen um 20° und senkrecht dazu um 110° .

Zur Untersuchung der Kluffrichtungen, die für die Anlage der Laierhöhle verantwortlich waren, wurden aus den Höhlenplänen jeweils für ein Hauptniveau alle Gänge aufgenommen und gemäß ihrer Erstreckungsrichtung in eine Kompassrose eingetragen (Abb. 30). Die Länge der Balken gibt die Länge der einzelnen Gänge pro Richtung im Verhältnis wieder.

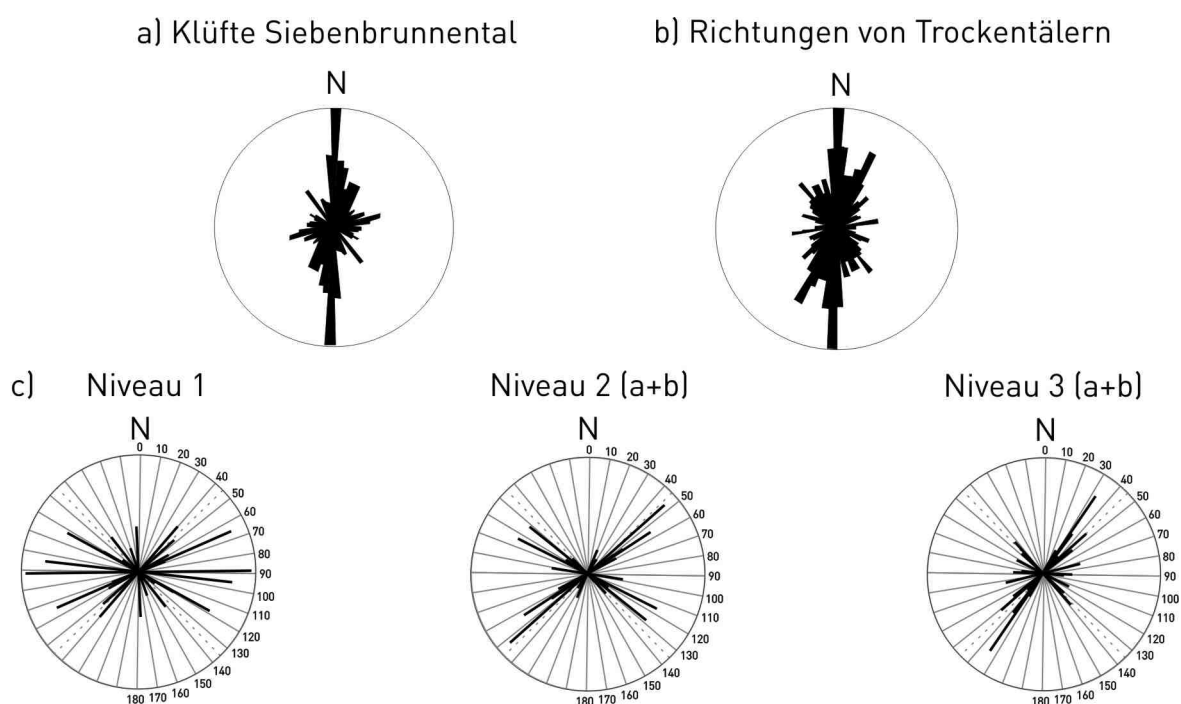


Abb. 30: a) Klüfte in einem Tal (ca. 1 km nordwestlich der Laierhöhle); b) Richtungen von Trockentälern der Umgebung (Datenaufnahme O. Borngräber); c) Gangrichtungen der 3 Hauptniveaus der Laierhöhle

Die Gangrosen der einzelnen Niveaus der Laierhöhle unterscheiden sich sehr deutlich voneinander. Die langen Gangabschnitte der oberen Etage (Niveau 1) verlaufen hauptsächlich in E-W-Richtung während ein Gang in N-S-Richtung angelegt ist. Im Niveau 2 sind markante Maxima in NE-SW und NW-SE-Richtung vorhanden und in Niveau 3 sind die Gänge insgesamt kürzer und wechseln häufig die Richtung, wobei ganz klar eine Abwesenheit von Nord-Süd-verlaufenden Gängen festgestellt werden kann. Insgesamt scheint also in den tieferen Höhlenniveaus ein Zusammenhang mit dem untergeordneten Kluffsystem aus der Kluffrose des Siebenbrunnentals

(Abb. 30a) und den Hauptrichtungen der umliegenden Albhochfläche zu bestehen, während in Niveau 1 auch die Hauptkluftrichtung aus dem Siebenbrunnental angelegt ist. Betrachtet man die Gangrosen im Zusammenhang mit den Lineationen aus Abb. 29, so wird eine Übereinstimmung mit der prominentesten Richtung der Geislinger Talspinne (Oberes Filstal - Eybtal, grau) und der Richtung des Hungerbrunnentals (rot) deutlich. Die markantesten Richtungen von Niveau 1 und teilweise auch Niveau 2 der Laierhöhle sind sehr deutlich in der Richtung des Schwäbischen Lineaments angelegt.

6.6 Klein- und Mesoformen

Für weiterführende Interpretationen werden im Folgenden Klein- und Mesoformen wie Deckenrinnen, Kolke, Karren, Speläotheme innerhalb der Laierhöhle betrachtet. Teilweise handelt es sich um Merkmale, die nach KLIMCHOUK (2007) als Anzeiger für hypogene Höhlenbildung angesehen werden könnten. Dabei stellt er allerdings fest, dass erst das Auftreten einer ganzen suite von Formen („*Morphologic Suite of rising flow*“) für eine hypogene Entstehung der Höhle durch einen Grundwasserstrom von unten her spricht. Bestandteile dieses Formenschatzes sind im Einzelnen: „*feeder*“ oder „*inlets*“, „*transitional wall and ceiling features*“ und „*outlet features*“.

Unter *feeder* versteht man elliptische oder unregelmäßige Öffnungen im Gangboden mit glatten Wänden, die im Idealfall direkt in Wand- und Deckenrinnen, in diesem Fall *transitional wall and ceiling features* übergehen. Die Deckenrinnen münden meist nach wenigen Metern in Schlote in der Höhlendecke. Oft sind nach KLIMCHOUK (2007) mit den Formen noch *Cupolas* vergesellschaftet, also einzelne oder in einer aufsteigenden, verschnittenen Reihe hintereinander folgende Kuppeln in der Höhlendecke. In diesem Formenpaket steckt die Vorstellung eines aufsteigenden Grundwasserstroms, der durch die *feeders* oder *inlets* in den Höhlengang mündet, entlang von Decken oder Wänden unter Korrosion von Rinnen und *Cupolas* zur Decke strömt und dort durch Schlote den Gang verlässt (Abb. 8).

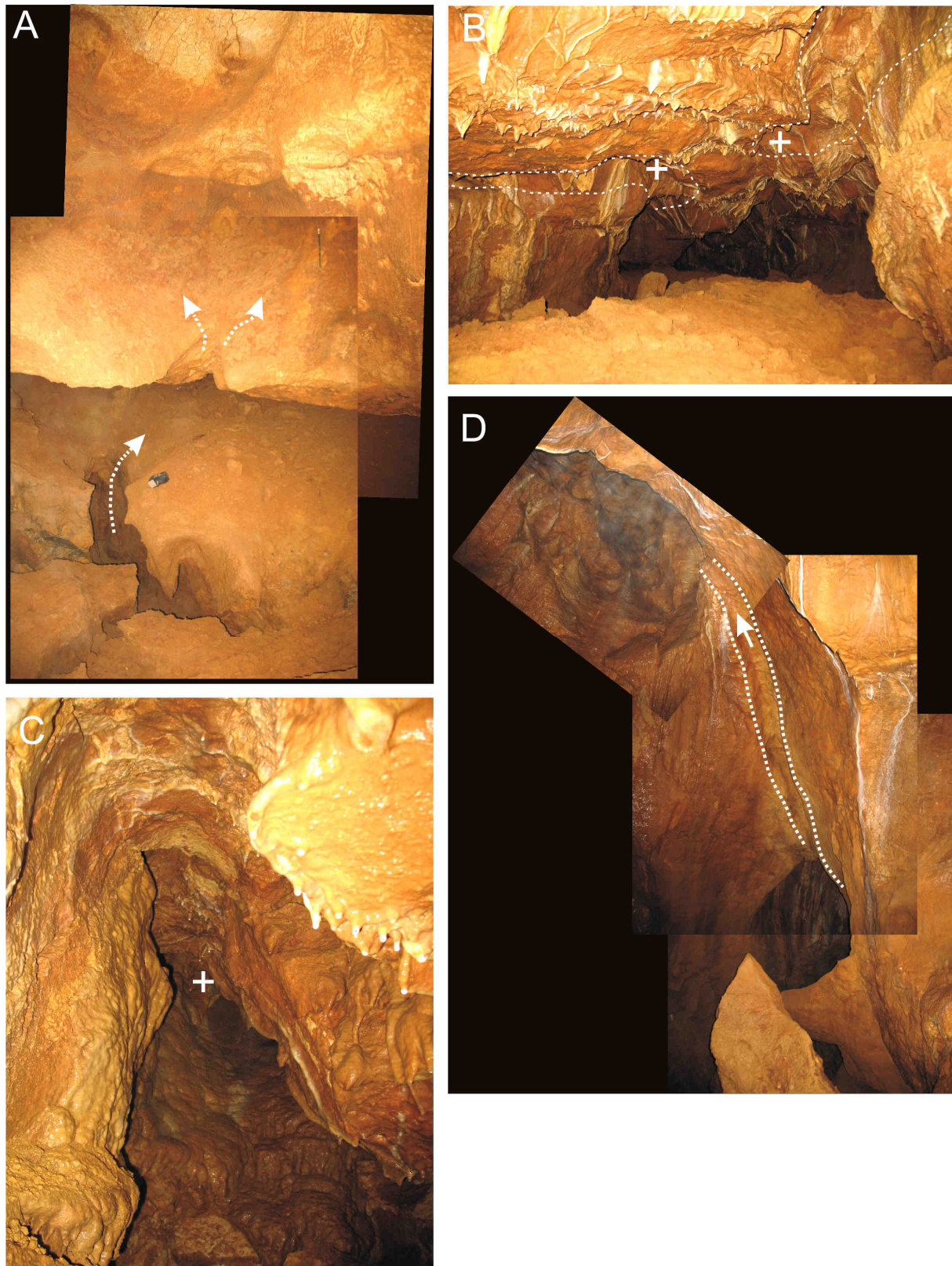


Abb. 31: Formen aus der hypogenen Suite sensu Klimchouk A) *feeder* mit kleinen *Cupolas* im „Lehmgang“ (Größenvergleich Bleistift) B) 2 parallele Deckenrinnen am Ende des „Lehmgangs“ mit *outlets* (+) C) *outlet* im „Lehmgang“ D) *feeder*/Wandkanal mit *outlet* zwischen „kleine Freiheit“ und „Große Freiheit“ im „Wilden Westen“

Treten zwei oder mehr Deckenrinnen nebeneinander auf, können die dazwischen liegenden Felspartien die Gestalt von hängenden Felszapfen annehmen, die im englischen Sprachgebrauch als „*pendants*“ bezeichnet werden. Tatsächlich lassen sich solche Formenpakete auch in der Laierhöhle beobachten. Die Fototafeln (Abb. 31, 32 und 33) dokumentieren diese Formen.

In der oberen Etage sind besonders im „Lehmgang“ einige der beschriebenen Formen zu finden. Im vorderen Bereich etwa 10 m hinter Gangbeginn befindet sich an der östlichen Wand in einer Bodensenke eine Nische, in deren Boden sich eine unregelmäßig geformte Öffnung befindet (Abb. 31 A). Unmittelbar darüber weist eine überhängende Felsbank eine Kerbe auf. Etwa einen Meter höher fallen an der Wand drei kleine napfförmige Dellen auf mit Durchmessern von 25 bis 30 cm.

Möglicherweise entstanden diese Formen durch eine Wasserzufuhr von unten her, was zu einer Erhöhung der Aggressivität durch Mischungsvorgänge führte und die Korrosion der kleinen Näpfe hatte. Also kann man von einem *feeder* und (wenn auch sehr kleinen) *Cupolas* sprechen. In den anschließenden Bereichen des „Lehmgangs“ sind immer wieder ein oder zwei Deckenrinnen mit Tiefen bis 0,5 m und Breiten bis 0,40 m zu beobachten. In regelmäßigen Abständen münden die Rinnen in kleine Schlote in der Decke, die sich meist nach ein bis zwei Metern auf wenige Zentimeter verengen (Abb. 31 B und C). Insgesamt handelt es sich um sechs outlet-Schlote, von denen sich zwei am Ende des Lehmgangs befinden (Abb. 31 B). Ob eine horizontale Fortsetzung unter dem Sedimentspiegel existiert, ist unbekannt. Abgesehen vom „Lehmgang“ existieren in der Oberen Etage auch entlang der Ränder des „Amphitheaters“ (nur im Massenkalk) und in der „Nordwestpassage“ kleine Deckenrinnen und *outlet*-Schlote.

Im eher schwach ausgeprägten Niveau 2a der Mittleren Etage sind die Deckenrinnen schwächer ausgeprägt, aber vorhanden. Meist sind die Gänge dort stark an Klüfte gebunden und somit lanzettförmig. Der Apex der Gänge selbst kann als Deckenrinne angesehen werden. Die am deutlichsten ausgeprägten Merkmale der hypogenen Suite finden sich im Niveau 2b, sowohl im „Wilden Westen“ als auch im „Geheimen Abgrund“. Im „Wilden Westen“ entspringt in einem großen Gang („Kleine Freiheit“ in Abb. 22) mit einem Durchmesser von ca. vier Metern eine Deckenrinne im tiefsten

Punkt der Decke, steigt im Apex des Ganges in Stufen steil an (Durchmesser ca. 45 cm) und mündet senkrecht in einen Schlot, der ein Fenster zur benachbarten Halle („Große Freiheit“) besitzt und einige Meter höher in eine andere Halle mündet (Abb. 31 D). Unter diesem Schlot befindet sich ein Schacht, der als zusätzlicher *feeder* gedient haben könnte.

Vom „Vesperplätzle“ entlang des Hauptgangs über „Heldenhalle“, „Geisterkluff“ bis zur „Trichterhalle“ lassen sich die folgenden Kleinformen beschreiben: Zwischen „Vesperplätzle“ und „Nibelungenschacht“ befindet sich im Apex des Schlüssellochprofils (Abb. 27 C) eine kleine Deckenrinne mit halbkreisförmigem Querschnitt, die auch über dem verplombten Gang noch offen und über mehrere Meter einsehbar ist (Abb. 25). Sie kann als paragenetisch, also nach der Verfüllung des Ganges entstanden betrachtet werden. Im Bereich der Rinne sind kleine Fließfacetten sichtbar, die auf turbulent strömendes Wasser hindeuten. Vom Nibelungenschacht nach Osten blickend beginnt in der Heldenhalle eine 30 bis 40 cm breite und ein bis zwei Meter tiefe Deckenrinne mit Gefälle in Blickrichtung, in die von der Seite noch weitere münden (Abb. 26, 27 B). Einige Äste verschwinden in Schloten. Am tiefsten Punkt der Decke über dem Schacht nach Niveau 3a steigt die Decke und ihre Rinne zur „Geisterkluff“ hin wieder an, an deren Ende sie erneut über *feeder* und Wandkanäle Zulauf aus der tiefer liegenden Trichterhalle bekommt (Abb. 32 A – F). Die Decke verliert sich in mehreren Schloten, die sich in 5 m Höhe zu einem einzigen großen Schlot vereinigen (Abb. 32 B). Die Hauptkluff geht in einen mäandrierenden, vier bis fünf Meter hohen Canyon über, der nach drei Biegungen in eine Endkammer führt, die von einem Schlot beendet wird. Die Trichterhalle selbst hat in ihrem Zentrum einen tiefen Schacht, der wahrscheinlich direkt mit Niveau 3a in Verbindung steht. Dieser Schacht war wahrscheinlich der *Hauptfeeder* für die benachbarte „Geisterkluff“.

In der „Geisterkluff“ ist an der Wand im Bereich eines *feeders* aus der „Trichterhalle“ eine markante Wasserstandsmarke in Form einer überhängenden 20 cm breiten Stufe erkennbar, an deren Unterseite eine kleine Deckenrinne eingeschnitten ist. Unterhalb ist die Wand braun gefärbt, was zeigt, dass eine ehemalige Sedimentfüllung bis zu dieser Höhe reichte. Über eine unbekannte Zeitspanne hinweg muss der Wasserspiegel auf diesem Niveau stabil geblieben sein, so dass unterhalb die Halle gleichmäßig vergrößert wurde. Die kleine Deckenrinne in der Stufe konnte sich nur

paragenetisch im Sedimentspiegel entwickeln. Im Gegensatz zu dieser Deckenrinne und jener kleinen Deckenrinne am „Vesperplätzle“ muss man die großen Deckenrinnen der Heldenhalle, Geisterkluff und Trichterhalle aufgrund ihrer Ausmaße (bis 2 m Höhe), der teilweise auftretenden Mäanderform, den Zusammenhängen mit *feedern*, Wandkanälen und *Outlets* wohl eher den hypogenen Formen zuordnen als paragenetischen Formen.

In der Heldenhalle befinden sich zwei Klemmblöcke mit den ungefähren Abmessungen $L/B/T = 2/2/2$ m (Abb. 26). Die dazugehörigen Abrissflächen an der Decke liegen jeweils zwischen zwei Deckenrinnen. Das heißt, die Blöcke stellten ursprünglich hängende Felszapfen dar, die abgerissen sind. Ein weiterer Block liegt am Ende der Geisterkluff (Abb. 32 C und D). Dort fallen sowohl auf der Abrissfläche an der Höhlendecke als auch auf der Abrissfläche des Blocks labyrinthisch verzweigte Rinnensysteme mit einem gleichmäßigen, exakt halbkreisförmigen Querschnitt mit einem Durchmesser von etwa 10 cm auf. Solche Rinnen werden als Anastomosen bezeichnet. Sie entstehen entlang ausgeprägter Schicht- oder Kluffugen unter phreatischen Bedingungen als kreisrunde Röhren; sie sind besonders typisch für Initialfugen (FILIPPONI et al. 2009). Es ist denkbar, dass durch Deckenrinnen seitlich abgeschnittenen Felszapfen durch die Anastomosen so geschwächt waren, dass sie bei der geringsten Veränderung abreißen mussten – zum Beispiel durch Verlust des Auftriebs beim Absinken des Wasserspiegels oder bei Erdbeben. Die Blöcke sind von einer Lehmschicht bedeckt, die an der Basis eine Lage aus grauem feinem Dolomitsand aufweist. Dieselbe Feinsandschicht befindet sich an der Basis der Lehmfüllung am Vesperplätzle und Drachengang, was bedeutet, dass erst nach dem Sturz der Blöcke sedimentiert wurde. Dieselbe Situation lässt sich auch im Wilden Westen im selben Niveau beobachten.

Obwohl viele Meso- und Makroformen mit den Merkmalen übereinstimmen, die nach KLIMCHOUK (2007, 2009) für eine hypogene Speläogenese sprechen, sind im regionalen Umfeld keine Anzeichen aufzufinden, die auf ehemals eingespannte artesische Grundwasserverhältnisse hindeuten. Genauso wenig wurden Anzeichen für eine obere und untere geringpermeable Begrenzung (*confinement* nach Klimchouk) des Karstaquifers nachgewiesen (siehe geologischer Schnitt Abb. 44),

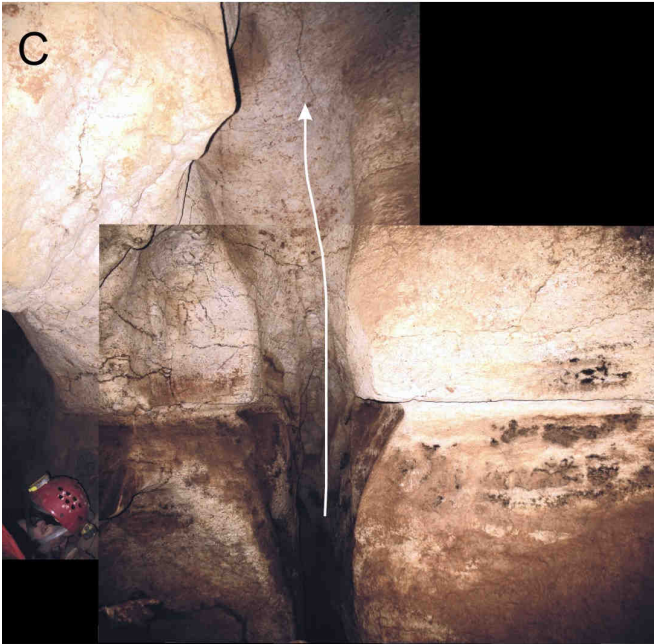
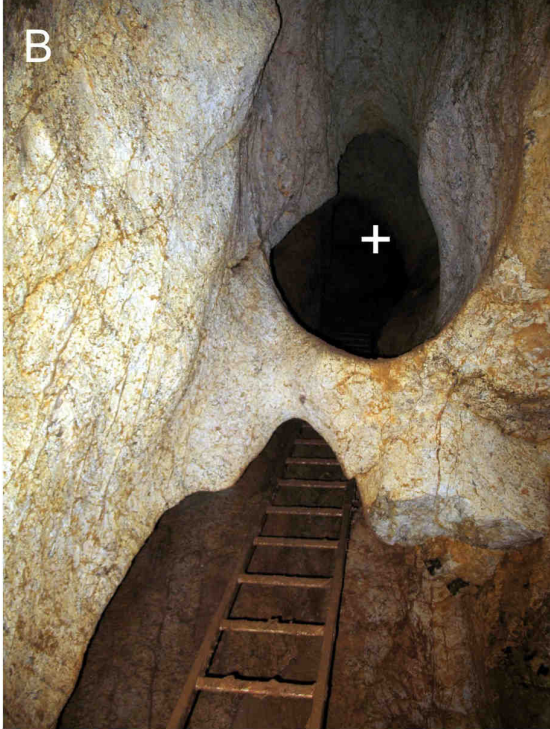
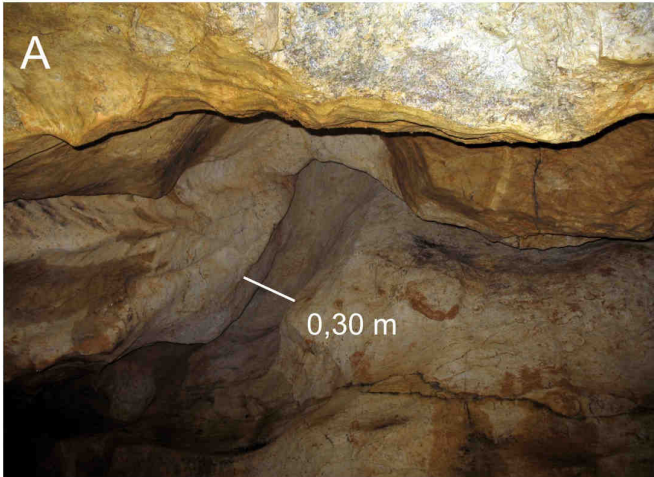


Abb. 32 (vorherige Seite): Formen aus der hypogenen Suite in Niveau 2b, „Geheimer Abgrund“; A) mäandrierende Deckenrinne; B) Schlot (+) (*outlet*) mit einmündender Deckenrinne und Felsbrücke; C und D) steil ansteigender Verbindungsgang zwischen 2 Hallen, entspricht dem *outlet* der unteren Halle bzw. dem *feeder* mit Wandkanal der abgebildeten oberen Halle. Die Stufe in der Wand entspricht einem späteren Wasser- bzw. Lehmspiegel mit paragenetischer Deckenrinne; E) großer *feeder* mit mehreren Deckenrinnen mit dazwischen liegenden Felszapfen (*pendants*); F) abgelöster Felsblock (schwarze Linie) und seine Abrissfläche an der Decke (weiße Linie) mit Anastomosen

auch ist keine unmittelbare Auffrischung der Aggressivität des Wassers ersichtlich (juveniles CO₂, Mineralquellen, Vulkanismus etc.). Die beschriebenen Formen mögen zwar aufsteigendes Wasser innerhalb der Höhlengänge oder eventuell auch zwischen mehreren Etagen anzeigen, jedoch kann dies auch auf Konvektionsbewegungen innerhalb des Aquifers zurückzuführen sein. Dies spricht für frühe Hohlraum-bildung im phreatischen Bereich und ist ein Hinweis auf eine Entstehung im langsam fließenden Wasser ohne nennenswerten horizontalen Abfluss.

6.7 Zusammenfassung Laierhöhle

Bislang wird auf der Schwäbischen Alb von einer epigenen Höhlenentstehung ausgegangen, also einer Entstehung am Karstwasserspiegel. Bezeichnend sind lange, in einer Ebene angeordnete Gänge, die mit vergleichsweise konstantem Durchmesser und konstantem Gradienten zum Vorfluter hin abfallen. Viele auf der Alb bekannten Höhlen gehören eindeutig diesem Typ an. Beispiele sind die Falkensteiner Höhle, der Elsachbröller, die Brunnensteighöhle, die Gustav-Jakobshöhle, die Todsburger Höhle und das Mordloch. Im Fall von Falkensteiner Höhle und Elsachbröller gilt es als sicher, dass beide Höhlen ehemals zusammenhingen („Grabenstettener Großhöhle“) und nachträglich vom Elsachtal zerschnitten wurden.

Andere größere Karstobjekte entsprechen nicht diesem Schema. Diese Höhlen sind meist dreidimensional verzweigt oder weisen zahlreiche tiefe Schächte auf: Todsburger Schacht, Roßgallschacht Laichinger Tiefenhöhle und Laierhöhle. Vom Typ her gleichen sich Laichinger Tiefenhöhle und Laierhöhle deutlich. Beide bilden komplexe, dreidimensionale Labyrinth mit einem mehr oder weniger deutlichen Etagenbau. Obwohl dieser Höhlentyp sehr gut mit etagenweiser Entwicklung von oben nach unten durch phasenweise Absenkung der Karstwasseroberfläche erklärt werden kann, gibt es offene Fragen. So gilt es noch zu klären, ob eventuelle horizontale Verbin-

dungen zur Oberfläche bestanden haben und diese nachträglich zerstört wurden, oder ob diese nie existiert haben.

In dieser Arbeit konnte ich stellvertretend für alle Höhlen dieses Typs die Laierhöhle sehr genau untersuchen und beschreiben. Zum einen zeigen sich Merkmale des Etagenbaus, der auf eine Entstehung einzelner horizontaler Gangniveaus nahe der schrittweise absinkenden Karstwasseroberfläche hinweist, zum andern sind auch typische Merkmale der hypogenen Höhlenbildung vorhanden. Jedoch fehlen Hinweise auf einen offenen Höhlenbach und ein Gradient zu einem Vorfluter ist ebenso wenig vorhanden. Eine mögliche Erklärung dieser Widersprüche wäre eine außergewöhnlich hohe initiale Durchlässigkeit des Gesteins durch ein Zusammentreffen mehrerer Schwächezonen in Form von engständiger, vertikaler Klüftung. Wenn diese Klüfte bereits sehr früh so weit aufgeweitet waren, dass Konvektions- und Mischungsvorgänge innerhalb des Karstwasserkörpers stattfanden, können Formen und Ganganordnungen, die aufsteigendes Wasser anzeigen, erklärt werden. Eine Außergewöhnlich hohe Beanspruchung des Wirtsgesteins ist besonders aus der Lage an der Geislinger Talspinne zu erklären, wo alle prominenten tektonischen Richtungen sich kreuzen.

Als Ansatz für die Erklärung der Laierhöhle ist die Kombination der Modelle für eine Wasserstandshöhle mit mehreren Stockwerken unter Berücksichtigung von Initialfugen (FILIPPONI et al. 2009) und einer hypogen entstandenen Höhle. Das folgende Szenario könnte sich abgespielt haben: Im Bereich der starken tektonischen Beanspruchung des Untergrundes östlich der Geislinger Talspinne sind bereits sehr früh sehr tiefe Verkarstungsvorgänge im Gang, was zur Bildung meist vertikaler phreatischer Spalten oder an Kluftkreuzungen auch Röhren führt. Eventuell konnte durch die Störungen (BORNGRÄBER et al. 2000) sogar ein Wasseraustausch mit dem Aquifer der Oxford-Kalke stattfinden. Durch tektonische Hebung schnitten sich die Flusssysteme tiefer ein und mit ihnen sank der Karstwasserspiegel. Je näher ein bestimmtes Niveau der Oberfläche bzw. dem Karstwasserspiegel kam, desto mehr dürfte die Mischungskorrosion gewirkt und somit zur Bildung größerer Hohlräume geführt haben. Ein erster stabiler Karstwasserspiegel in größerer Tiefe verstärkte die Wechselwirkungen zwischen Oberflächenwasser und tieferen Wässern, wodurch sich eine horizontale Höhlenetage auf Niveau 1 bildete. Die Ansätze der Schächte

nach unten müssen zu diesem Zeitpunkt bereits vorhanden gewesen sein. Je größer die Hohlräume wurden, desto mehr Konvektion konnte stattfinden und somit mehr Wasseraustausch – ein selbstverstärkender Effekt. Für die Anlage der Gangrichtungen der Oberen Etage spielten die unterschiedlichen Kalkfaziestypen (Massenkalk, Dolomit, Plattenkalk) eine Rolle. Dass ein starker Zustrom von Oberflächenwasser stattfand, belegen die mächtigen roten sandhaltigen Sedimentablagerungen.

Mit dem Absinken der Karstwasseroberfläche auf das nächst tiefere Niveau fielen die oberen Bereiche trocken und die Zone der effektivsten Kalklösung verlagerte sich nach unten. Auf dem schwach ausgeprägten Niveau 2a scheint der Karstwasserspiegel nicht lange stabil geblieben zu sein, allerdings sind alle Schächte zu Niveau 2b wesentlich stärker ausgeprägt als von 1 auf 2a. Der Grund hierfür ist, dass sich nun alle Prozesse, die zu Raumerweiterungen führen, summieren: a) initiale Korrosion, b) tiefergreifende Korrosion während der Phase auf Niveau 2a und c) Korrosion während dem erneuten Absinken. Die stark ausgeprägten hypogenen Formen, vor allem die weit hochreichenden (*outlet*-)Schlote im „Geheimen Abgrund“, lassen sich nur dadurch erklären, dass sich die horizontale Erweiterung auf der Hauptkluft bis zu 10 m unter dem Wasserspiegel abgespielt hat, dessen Position an bestimmten Raumformen im „Drachengang“, dem „Nibelungenschacht“ und dem Zustiegsschacht sichtbar ist. Beim weiteren Absinken des Wassers unter das Deckenniveau der Heldenhalle lösten sich die heutigen Klemmblöcke, fielen in die heutige Position und wurden zusedimentiert. Dann scheint eine Zeit mit Schwankungen und starkem Sedimenteintrag gefolgt zu sein, was auch an den paragenetischen Deckenrinnen und der Wasserstandsmarke am Ende der Geisterkluft dokumentiert ist. Die Schächte und Spalten in tiefere Niveaus müssen zu diesem Zeitpunkt bereits mindestens ansatzweise bestanden haben, sonst hätten sie nicht als *feeder* funktionieren können. Wenn sie jedoch schon bestanden haben, müssten sie in diesem Fall mit Sedimenten aufgefüllt worden sein, da andernfalls die mächtige Sedimentlage am „Vesperplätzle“, die Sedimente auf den Blöcken, die paragenetischen Deckenrinnen und die Verfärbung der Wände nicht möglich gewesen wären. Für eine solche umfangreiche Sedimentation spräche auch die Tatsache, dass die heutige Lehmfüllung der benachbarten Karstwanne Battenau größenordnungsmäßig in diesem Höhenniveau liegt. In diesem Fall wäre die vorübergehende Verplombung des gesamten

Karstsystems im überregionalen Maßstab dokumentiert. Damit übereinstimmend sind nach UFRICHT (2009) die Alblehne in Trockentälern und Karstwannen pliozänen- bis altpleistozänen Alters auf jeden Fall aber post OSM.

Die Entstehung der tieferen Partien hat sich (nach Ausräumung der Sedimente) analog abgespielt: vorzeitig angelegte Schlote und Schächte, Verstärkung der Korrosion beim Eintreffen und Einpendeln des Karstwasserspiegels und weitere Tieferlegung.

7 Höhlensedimente

7.1 Überblick

In den meisten hier untersuchten Höhlen mit Ausnahme des Mordlochs findet man große Mengen an überwiegend feinkörnigem Sediment. Die gröberen Gemengteile setzen sich größtenteils aus verkieselten Skelettelementen von Echinodermen und Schwämmen, Feuersteinen und Bohnerz, Quarzen und Schwermineralen zusammen. Die meisten Komponenten sind wahrscheinlich Überbleibsel der ehemaligen kreidezeitlichen und paläogenen Verwitterungsdecke (BORGER 2000). Zusätzlich treten Magnetitkristalle aus dem nahe gelegenen Urach – Kirchheimer Vulkangebiet (BURGER et al. 1993, KRÖCHERT et al. 2009) auf. Sekundäre Beimengungen von nadeligen Kalzitkristallen aus Versinterungen sind ebenfalls häufig. Der größere Anteil entfällt auf die Korngrößenfraktion <1 mm und setzt sich zu einem großen Teil aus Ton und unterschiedlichen Gemengteilen von Quarzsand zusammen. Höhlensedimente bieten oft die Möglichkeit einer Altersbestimmung der Höhle oder ganzer Verkarstungsphasen im regionalen Maßstab. Am häufigsten wird über die Messung von Uran und Thorium mithilfe der Thermionen-Massenspektrometrie das Alter von Speleothemen bestimmt, um das Alter von Versinterungsphasen und dazwischen geschaltete Sedimentationsphasen zu ermitteln. Eine andere Methode liefert über die Messung kosmogener Nuklide in Quarzkörnern das Einlagerungsalter klastischer Sedimente in Höhlen. An relativen Datierungsmethoden stehen Säugetierknochen, Pollen oder Aminosäuren zur Verfügung.

Höhlen bieten hervorragende Bedingungen zur langfristigen Konservierung empfindlicher Relikte von stratigraphisch relevanten Ereignissen wie Vulkanausbrüchen,

Meteoriteneinschlägen oder auch bestimmten Verwitterungsbedingungen. Höhlen übernehmen also die Rolle eines Endlagers. Alles, was seit ihrer Entstehung an der Oberfläche bereitgestellt wurde, kann sich auch im Inneren der Höhle finden. Rechnet man die mächtigen paläogenen Verwitterungsdecken als Zwischenlager mit ein, kann auch Material, das älter als die Höhle ist, archiviert sein. Aus diesem Grund ist die Zuordnung des Archivmaterials zu geologischen Ereignissen problematisch. Es ist ein seltener Glücksfall, wenn eine bestimmte Sedimentlage ein Ereignis dokumentiert und gleichzeitig absolut datierbar ist, wie zum Beispiel über eine U/Th-Datierung von zwischengelagerten Sinterschichten. Inwieweit Bestandteile einer Sedimentlage in der Zeit von ihrer Entstehung bis zu ihrer Einlagerung umgelagert und vermischt wurden, ist oft nicht ersichtlich.

7.2 Probenahme und Analysetechniken

Die untersuchten Proben stammen aus Feldarbeiten der Jahre 2004 bis 2007. Zur Untersuchung der Proben auf ihre Gemengteile musste zuerst die Tonfraktion der Höhlensedimente von den gröberen Fraktionen getrennt werden. Dazu brachte ich das Probenmaterial unter Zugabe von Natrium-Pyrophosphat im Ultraschallbad in Suspension und führte anschließend eine Nasssiebung durch (>250 µm, 125 – 250 µm, 63 – 125 µm und < 63 µm). Die weitere Fraktionierung der Korngrößen <63 µm erfolgte im Atterberg-Zylinder (< 20 µm, 20 – 63 µm).

Als Feldmethode zur Sedimentuntersuchung kam in der Laierhöhle an zwei Profilen ein Gamma-Ray-Log zum Einsatz. Das tragbare Gerät mit einem Sensor und einer separaten Steuereinheit misst natürlich vorkommende Gamma-Strahlung. Der Hintergrund ist, dass Tonminerale aufgrund ihrer Kationen-Austauschkapazität Kalium-, Thorium- und Uranatome an sich binden, die dann zerfallen und Gammastrahlung erzeugen. Je höher die gemessene Intensität der Gammastrahlung, desto mehr Ton und desto weniger Sand ist am jeweiligen Messpunkt enthalten.

7.3 Sedimentprofile

Es ist anzunehmen, dass sich die meisten Höhlensedimente jeweils am Ende der vadosen Phasen der einzelnen Gänge abgesetzt haben, als diese nur noch bei Hochwasser geflutet wurden. Dabei wurde Material von außen in die Höhlen geschwemmt, aber auch ältere Höhlensedimente umgelagert. Der Großteil der Höhlen-

sedimente ist unsortiert. In einigen Fällen sind Sedimentprofile erhalten, die eine deutliche Schichtung aufweisen. Für die oberste Etage der Laierhöhle wurden bereits von HARLACHER & UFRECHT (2002) mehrere Sedimentations- und Ausräumungsphasen festgestellt. Das damals untersuchte Sedimentprofil befindet sich am Übergang von der „Nordwestpassage“ ins „Amphitheater“ beim „Berggeist“ (Lageplan Abb. 21, Abb. 33).



Abb. 33: komplexe Abfolge von Bodensinter und Sediment beim „Berggeist“ a) Sedimentation und Plombierung, b) Sinterbildung mit Bodensinter und Stalagmiten, c) Sedimentation und Plombierung mit abschließender Sinterbildung und d) teilweise Ausräumung auf das heutige Niveau und Wachstum mächtiger Stalagmiten

Im Einzelnen wurden folgende Phasen erkannt: a) Sedimentation und Plombierung, b) Sinterbildung mit Bodensinter und Stalagmiten, c) Sedimentation und Plombierung mit Verwitterungston, Kalksteinbrocken, Bohnerz und Sinterbruchstücken mit abschließender Sinterbildung und d) teilweise Ausräumung auf das heutige Niveau und Wachstum mächtiger Stalagmiten. Der von HARLACHER & UFRECHT (2002) durchgeführte Versuch einer absoluten Altersdatierung der Sintergenerationen mittels thermischer Ionisations-Massenspektrometrie (TIMS-U/Th) erbrachte aufgrund eines

ungünstigen $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ Verhältnisses von 2 und zu geringer Urangelhalte (^{238}U) zwischen 0,016 ppm und 0,036 ppm keine verlässlichen Ergebnisse. Gründe dafür können einerseits Umkristallisationsvorgänge unter Abfuhr von Thorium sein oder ein zu hohes Sinteralter (> 780 Ka).

7.3.1 Laierhöhle: „Lehmgang“

Am Ende des längsten Gangs der obersten Etage, dem „Lehmgang“, bilden die Höhlensedimente einen gangparallelen Wall. Der einst bis zur Decke reichende Sedimentspiegel wurde nach der Inaktivierung durch Kondenswasser, das entlang der Gangdecken und –wände rann, seitlich erodiert. Sieb- und Schlämmanalysen an Proben aus einem 2,00 m tiefen Profil erbrachten keine besonderen Korngrößenunterschiede. Messungen der natürlichen Radioaktivität (Gamma-Ray-Log) auf der gesamten Profiltiefe von 0 m bis 0,9 m ergaben eine gleichmäßige Kurve auf hohem Intensitätsniveau zwischen 3200 bis 3600. Die hohen Tonanteile der beiden Proben sind also für die ganze Profiltiefe zu erwarten.

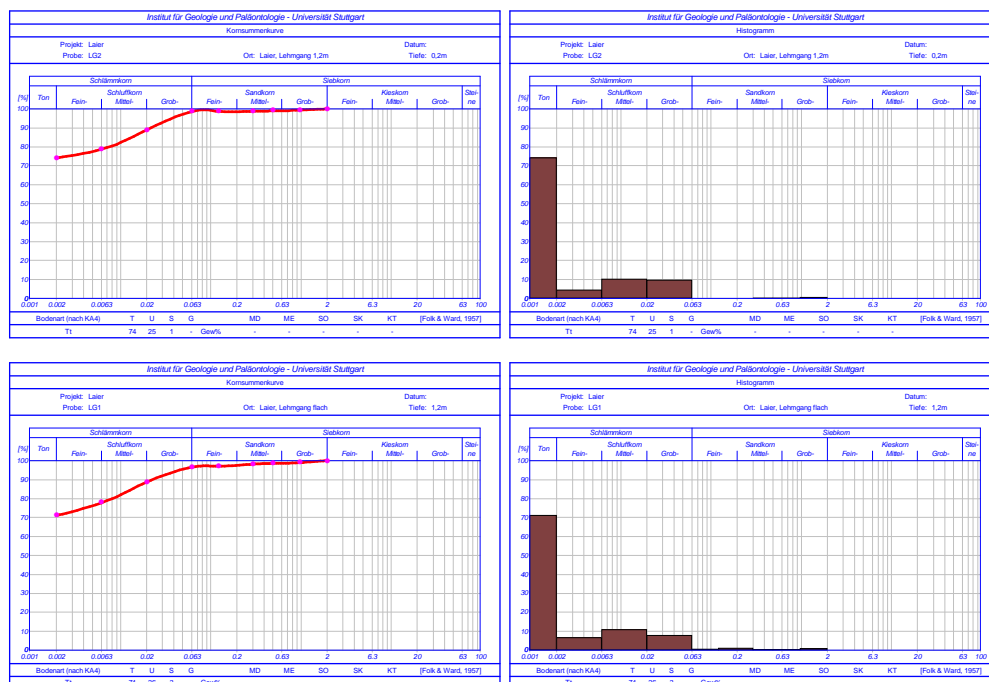


Abb. 34: Profil im „Lehmgang“, Kornsummenkurven und Histogramme; oben: Probe 1 (oben), Entnahmetiefe 0,1 m unter der Oberfläche, unten: Probe 2 (unten): Entnahmetiefe 0,8-0,9 m unter der Oberfläche

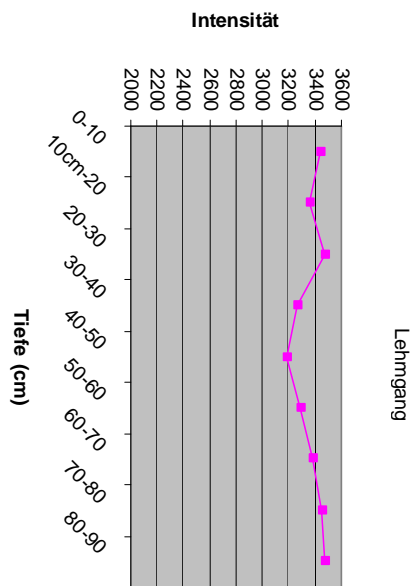


Abb. 35: Gamma-Ray-Log Profil Lehmengang; die Intensität schwankt über die Profiltiefe nur gering auf hohem Niveau, also ist ein gleichmäßig hoher Tonanteil enthalten

7.3.2 Laierhöhle: am „Vesperplätzle“

In einem durch Abgraben freigelegten Profil sind Lagen von reinen, bereits stark verfestigten Tonen zu finden (Konsistenz halbfest-fest). Nach oben hin folgen Horizonte aus Tonklasten mit Durchmessern bis 10 cm. Diese sind überlagert von einer weißen Quarzsandlage, die in den obersten 20 cm in eine stark grobsandige Lehmlage übergeht. Dieselbe Schicht reicht am Ende des Ganges bis an die Decke, wo die Deckenrinne (Durchmesser ca. 10 cm) den einzigen Durchlass bildet. Während die reinen Tone sich aus einem fast stehenden Wasser aus der Suspension absetzen mussten, dokumentiert der Aufarbeitungshorizont mit den Tonklasten ein kurzfristiges Ereignis mit starker Strömung, welches angesichts des kleinen, noch offenen Gangquerschnittes und eines Düseneffekts keine sehr große Wassermenge erforderte. Für eine Aufarbeitung des tonigen Sediments musste dieses ausgetrocknet gewesen sein und Trockenrisse und -Scherben gebildet haben, die bei einem Wassereinbruch aufgearbeitet und beim Transport zugerundet wurden. Das würde ein trockenes Klima voraussetzen.

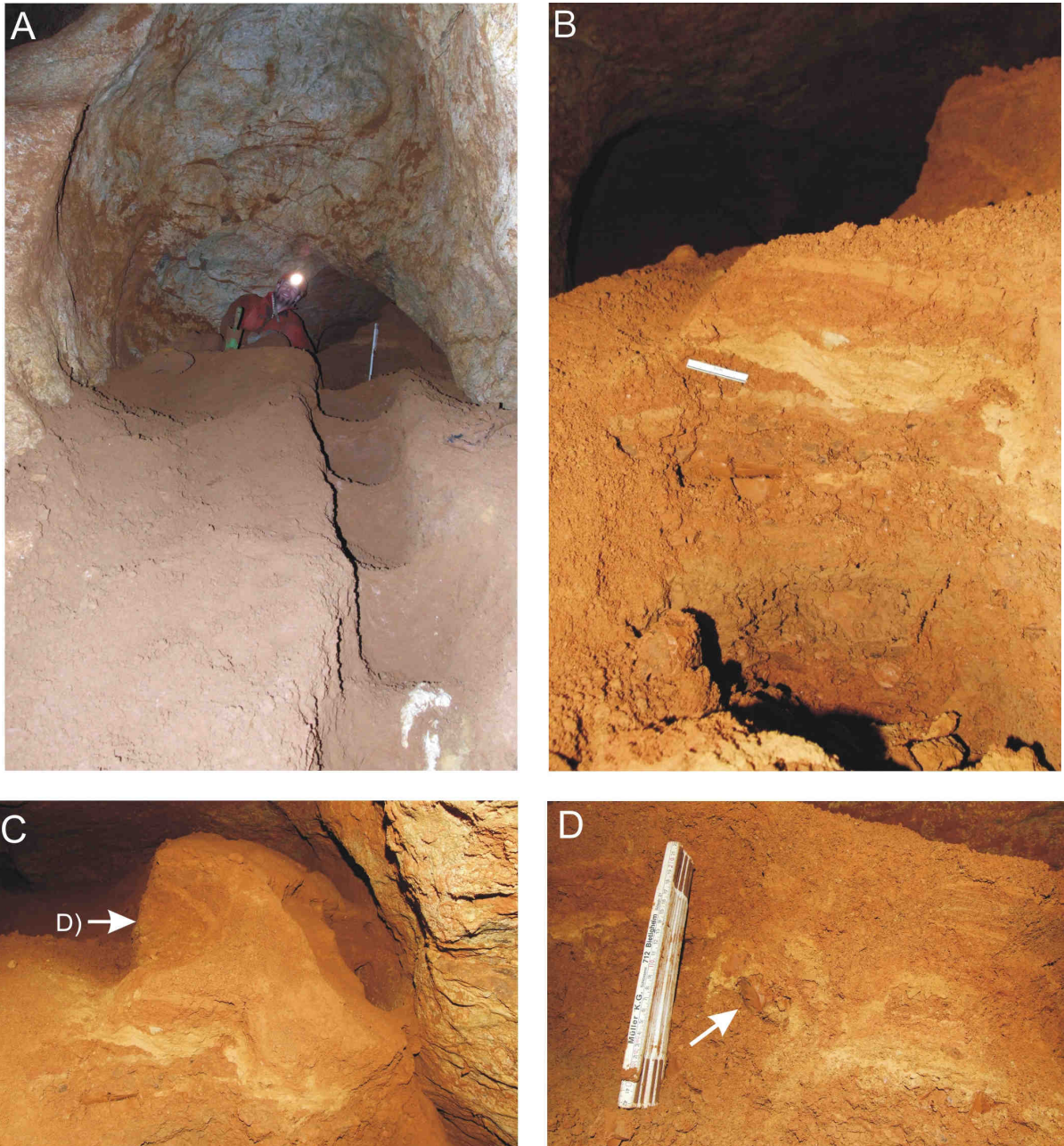


Abb.36: Sedimentprofil am „Vesperplätzle“: A) links der stufenartigen Grabung ist das ursprüngliche steile Gefälle erhalten; B) Vergrößerte Ansicht der obersten Stufe des ergrabenen Profils: Der weiße Maßstab ist 5 cm lang. Es ist deutlich die Schichtung zu erkennen. Der untere rotbraune Bereich besteht aus reinem Ton, die hellen Bereiche aus reinem Quarzsand; C) Kontakt der Gangfüllung mit der Höhlendecke: entlang der Decke und Wand herab rinnendes Kondenswasser hat rechts eine Rinne ausgewaschen. Wahrscheinlich sind Setzungserscheinungen des Sedimentkörpers für Flammenstrukturen im Profil verantwortlich; D) Profil längs zur Gangrichtung: in hellem Feinsand sind mehrere gerundete Tonklasten eingelagert

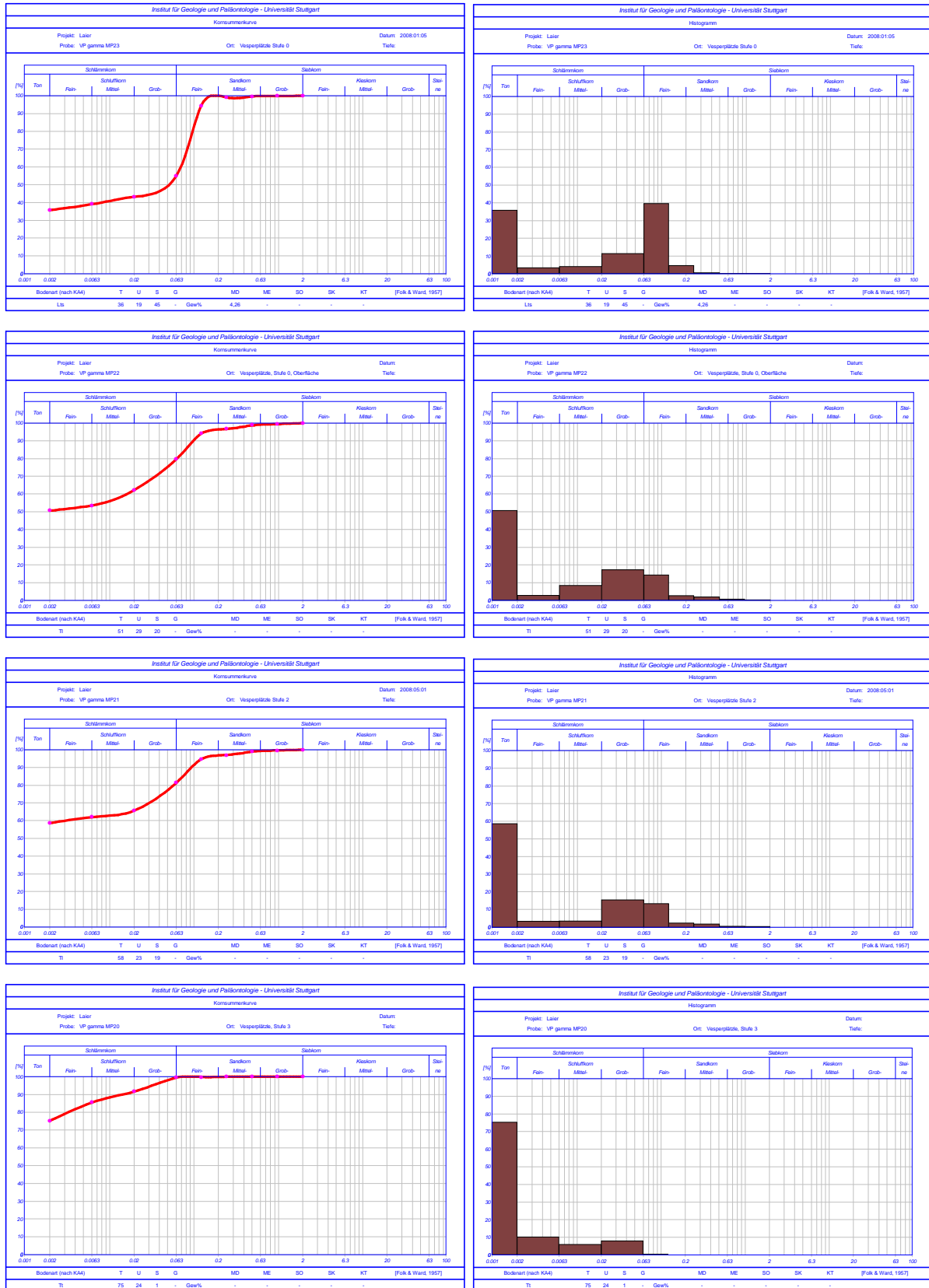


Abb. 37: Profil am „Vesperplätze“; Kornsummenkurven und Histogramme aus vier Proben; der Sandanteil nimmt von oben nach unten ab und der Tonanteil zu

Messungen mit dem Gamma Ray Log (Abb. 38) bestätigen die Abnahme des Tongehaltes von unten nach oben.

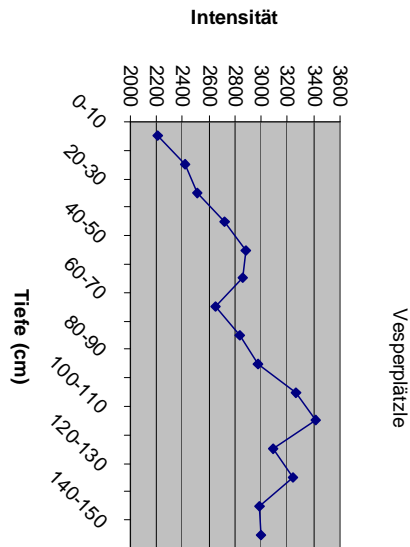


Abb. 38: Gamma-Ray Log des Profils am „Vesperplätzle“; Die Intensität und damit der Tonanteil nehmen mit der Tiefe zu

7.3.3 Laichinger Tiefenhöhle

In der Laichinger Tiefenhöhle wurde eine dünne, feinsandige Schicht im „Seeigelgang“ ca. 35 m unter der Oberfläche beprobt. Im Laufe des Ausbaus zur Schauhöhle war zwar nahezu die gesamte ehemalige Sedimentfüllung ausgeräumt worden, aber in einigen wenigen Nischen sind noch Reste von Sedimentabfolgen in originaler Schichtlagerung erhalten. Für Sedimentprofile und Korngrößenanalysen siehe BURGER et al. 1993 und UFRECHT et al. 2002.

7.3.4 Mordloch

Im Mordloch wurde eine Probe von Grobsand ca. 20 m hinter dem Eingang aus einer Nische 1,5 m über dem Bachbett entnommen. Das Material besteht hauptsächlich aus abgerundeten Kalkklasten und einem geringen Anteil von Schluff und Ton. Die Nische wird alle ein bis zwei Jahre bei starker Wasserführung bei der Schneeschmelze überspült.

7.4 Kosmogene Nuklide

Mit absoluten Datierungen von Sedimenten mehrerer Höhlen sollten die Alter einzelner Verkarstungsphasen enger eingegrenzt werden. Als Datierungsmethode kam für den vermuteten Zeitraum die Messung von kosmogenen Nukliden in Quarz in Frage.

Eine relativ junge Methode für die Datierung von Höhlensedimenten ist die Bestimmung ihres Einlagerungsalters anhand von kosmogenen Nukliden (Burial Age Dating). GRANGER et al. 2001 haben diese in der Mammoth Cave (USA) erfolgreich angewandt und mit Hilfe der Ergebnisse die Eintiefungsgeschichte des Green River und Ohio River rekonstruiert. STOCK et al. (2004) haben anhand von Höhlenaltern Eintiefungsraten in der Sierra Nevada (USA) ermittelt und somit die tektonische Hebung dieses Gebirges quantifiziert. In STOCK et al. (2005) werden diese Ergebnisse mit Altern verglichen, die mit Paläomagnetik und U/Th Datierungen ermittelt wurden. Dabei stimmen die Alter aus der kosmogenen Nuklid-Methode sehr gut mit der Paläomagnetik überein. Es zeigt sich deutlich, dass mit U/Th-Altern der Bodensinter das Höhlenalter gravierend unterschätzt wird. HÄUSELMANN & GRANGER (2005) datierten mit kosmogenen Nukliden Höhlenetagen im Siebenhengste-System in der Schweiz. Auch dort konnte erfolgreich der Zusammenhang zwischen Höhlen- und Talgeschichte hergestellt werden.

An der Erdoberfläche sind alle Materialien einer kosmischen Strahlung ausgesetzt welche aus Protonen, Neutronen und Myonen besteht. Durch Wechselwirkung dieser Strahlung mit Atomen in der Atmosphäre und der Erdkruste entstehen instabile Isotopen, sogenannte kosmogene Nuklide, wie zum Beispiel ^{10}Be , ^{26}Al , ^{14}C . Für die Datierungen werden Quarzkörner verwendet, weil sie eine einfache chemische Zusammensetzung haben und die Reinigungsprozeduren gut überstehen. In den Quarzkörnern reichern sich an der Erdoberfläche durch kosmische Strahlung ^{10}Be und ^{26}Al im Verhältnis 1 zu 6,8 an. Werden Quarzkörner von der Strahlung abgeschirmt, indem sie in Höhlen gespült werden, beginnen die kosmogenen Nuklide zu zerfallen. ^{26}Al hat eine Halbwertszeit von 720 Ka und ^{10}Be von 1,34 Ma. Durch den unterschiedlich schnellen Zerfall nimmt das ursprüngliche Verhältnis ab (GRANGER & MUZIKAR 2001).

Für die Altersdatierung einer Probe werden mindestens 100 g reiner Quarz benötigt. Alle Verunreinigungen und Verwitterungsspuren an den Quarzen müssen durch

Wegätzen der äußeren Bereiche mit Flusssäure entfernt werden. Aus dem verbliebenen Quarzmaterial werden Beryllium und Aluminium durch aufwendige chemische Verfahren isoliert. Mit Beschleuniger-Massenspektroskopie (AMS) wird das Verhältnis von ^{10}Be und ^{26}Al bestimmt. Daraus lässt sich der Zeitpunkt errechnen, an dem die Quarzkörner der Probe den Einflussbereich der kosmischen Strahlung verlassen haben. Die Zeitspanne, die mit dieser Methode effektiv datiert werden kann, liegt zwischen 0,2 und 5,5 Ma (GRANGER et al. 2001, GRANGER & MUZIKAR 2001, STOCK et al. 2004 und 2005, HÄUSELMANN & GRANGER 2005).

Ein begrenzender Faktor für diese Datierungsmethode ist die Reinheit des Quarzes. Wenn zusätzlich zu den instabilen kosmogenen Isotopen von Beryllium und Aluminium auch stabile Isotopen von Aluminium (^{27}Al) aus anderen Quellen enthalten sind, wird bei den Messungen der Peak des kosmogenen ^{26}Al überdeckt.

Als vorbereitende Maßnahmen für absolute Altersdatierungen mit kosmogenen Nukliden bereitete ich zwei repräsentative Proben vor (Laichinger Tiefenhöhle „Seeigelgang“ und Laierhöhle „Vesperplätzle“), um sie zu einer Vorabuntersuchung nach Glasgow ins SUERC (Scottish University Environmental Research Centre) zu senden. Dort wurden die äußeren Schichten der Quarzkörner über mehrere Wochen in Flusssäure abgeätzt. Zwischendurch wurde immer wieder ein Teil des verbliebenen Materials mit Hilfe von AAS auf den Gehalt an stabilem Aluminium untersucht. Leider wurde nach mehreren Zyklen von Ätzen und Messen kein Quarzmaterial gewonnen, das rein genug für eine AMS – Messung war.

Für die Verunreinigungen kann es zwei Gründe geben: zum einen kann intensive tropische Verwitterung den Großteil der Quarzkörner soweit angelöst haben, dass durch Lösungskanäle und Risse Verwitterungsresiduen bis tief in die Kerne der Quarze vordringen konnten. Solche Verunreinigungen können durch Ätzen nicht entfernt werden, ohne das ganze Quarzkorn wegzulösen. Ein anderer Grund kann in der Herkunft des Quarzes liegen. Bestimmte Plutone können Quarz enthalten, der hohe Aluminiumgehalte aufweist. Der Quarz, der auf der Schwäbischen und Fränkischen Alb in Karstschlotten und Höhlen vorkommt, kann als letztes Relikt einer kreidezeitlichen Sedimentation gesehen werden (BORGER 2000). Daher kann sowohl die intensive kretazisch-paläogene Verwitterung als auch das Liefergebiet, in diesem Fall

die Böhmisches Masse, der Grund für die Verunreinigungen sein. Eine absolute Altersdatierung mithilfe von kosmogenen Nukliden ist also derzeit nicht möglich.

7.5 Magnetische Sphärulen

7.5.1 Überblick

Im Zuge der Sedimentuntersuchungen im Rahmen dieser Arbeit kamen in Sedimentproben aus der Laierhöhle, dem Mordloch und der Laichinger Tiefenhöhle metallische Sphärulen zum Vorschein (STRASSER et al. 2009a). Dabei handelt es sich um kugelige Teilchen im Mikrometerbereich, die aus amorphen Silikaten (Glassphärulen) oder aus Metall(oxiden) bestehen können und teilweise magnetisch sind. Derartige Partikel wurden in der einschlägigen Literatur aus Höhlensedimenten vor dieser Untersuchung noch nicht beschrieben.

Magnetische Sphärulen wurden aus vielen geologischen Umgebungen sehr unterschiedlichen Alters bekannt. Sie kommen zum Beispiel vor in: Tiefseesedimenten, marinen Kalksteinen und in Kondensationshorizonten, in Strandsanden, äolischen Sanden und entsprechenden Sandsteinen, Löß, Salz- und Phosphoritablagerungen, glazigenen Sedimenten, Böden, Eiskernen und in rezenten Regentonnen (FREDRIKSSON 1956, LOUGHEED 1966, SCHIDLOWSKI & RITZKOWSKI 1972, JÉHANNO et al. 1988, COLOMBETTI et al. 1998, TAYLOR et al. 1996, SZÖÖR et al. 2001, MARINI et al. 2004, MATHUR et al. 2005, STANKOWSKI et al. 2006). Über die Entstehung der magnetischen Sphärulen wurde lange spekuliert und eine Reihe von Entstehungsmodellen diskutiert: extraterrestrisch, bei Meteoriteneinschlägen (Impaktsphärulen), vulkanisch, sedimentär (Konkretionen), biogen und anthropogen/industriell (zum Beispiel aus Verhüttungsprozessen in Flugaschen) sowie durch Waldbrände. Diskussionen und Zusammenfassungen finden sich zum Beispiel in COLOMBETTI et al. (1998), TAYLOR et al. (1996) oder STANKOWSKI et al. (2006).

In diesem Abschnitt soll die Entstehung, die chemische Zusammensetzung, das mögliche Alter und die Einlagerungsgeschichte in die Höhlensedimente in Bezug auf die regionale Geologie und Karsthydrologie diskutiert werden

7.5.2 Analysetechnik

Mit starken Magneten konnten aus dem gesiebten und getrockneten Material alle magnetischen Bestandteile separiert und aus diesen unter dem Binokular von Hand Sphärulen herausgepickt werden. Eine Auswahl an Sphärulen wurde zu polierten Anschliffen verarbeitet, indem sie auf einer mikrokeramischen Trägerplatte in einer Vertiefung in Epoxitharz eingegossen und abgeschliffen wurden. Weitere Analysen wurden mit einem Auflichtmikroskop, einem Rasterelektronenmikroskop (REM)-EDAX PC9900 mit EDX-Einheit (Energy Dispersive X-Ray, Institut für Planetologie, Stuttgart) und einer Elektronenstrahl-Mikrosonde (CAMECA SX 100) mit fünf wellenlängendispersiven Spektrometern (Institut für Mineralogie und Kristallchemie, Stuttgart) durchgeführt. Über das REM-EDX-System (Beschleunigungsspannung 20 kV, mit fokussiertem und nicht fokussiertem Strahl) erfolgte eine morphologische und geochemische Oberflächenanalyse von ganzen Sphärulen. Interne Strukturen und deren geochemische Zusammensetzung wurden am Institut für Planetologie und am Institut für Mineralogie und Kristallchemie anhand von polierten Anschliffen mit dem Auflichtmikroskop und der Elektronenstrahl-Mikrosonde untersucht.

7.5.3 Petrographie

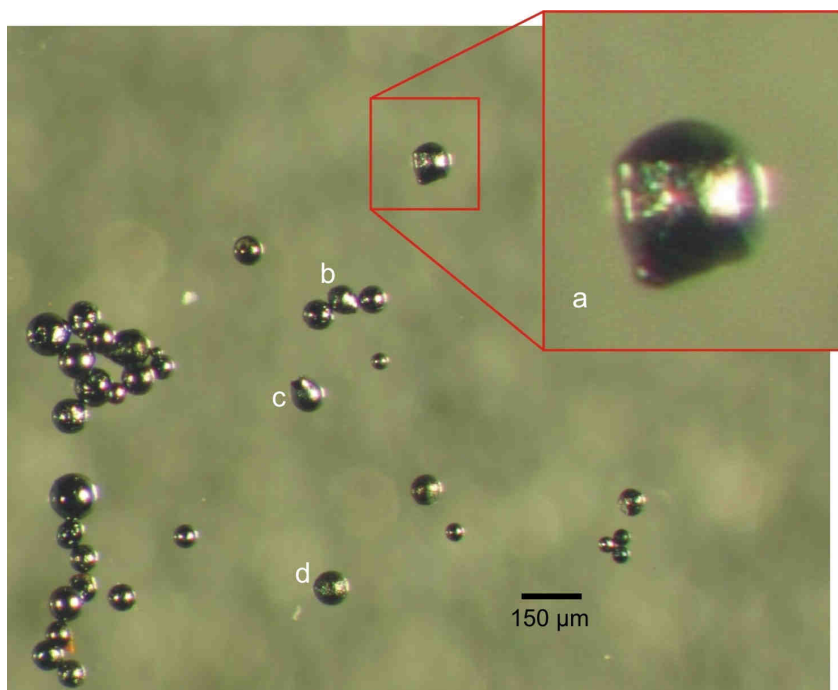


Abb. 39: Sphärulen unter dem Binokular mit 50-facher Vergrößerung aus Höhlensedimenten der Siebfraction 63 - 125 mm; a) metallische Sphärule mit einer angeschweißten kleineren (vermutlich silikatischen) Sphärule; b) tropfenförmige Sphärule; c) tropfenförmige aufgerissene Sphärule; d) Sphärule mit matter Oberfläche

Die magnetischen Sphärulen der Laichinger Tiefenhöhle, der Laierhöhle und des Mordlochs, die sich im Allgemeinen oberflächenmorphologisch sehr ähnlich sind, erscheinen unter dem Binokular oder dem Auflichtmikroskop als metallische, hoch-, seidenmatt oder schwarz glänzende Kugeln mit Durchmessern von ~ 20 µm bis 200 µm (Abb. 39).

Die Sphärulen können massiv, hohl oder zerbrochen sein, manche haben auch eine leichte Tropfenform. Einige weisen kleine Löcher oder größere Öffnungen auf. Eine vergleichsweise große Sphärule mit einem Durchmesser von 200 µm (Laierhöhle, „Geheimer Abgrund“, Abb.40 E) zeigt mehrere trichter- oder kraterartige Oberflächenformen; eine andere, geöffnete (Abb. 40 E, F) weist einen schlauchartigen Fortsatz in ihrem hohlen Inneren auf. REM-Aufnahmen zeigen, dass es unterschiedliche Typen von Oberflächenstrukturen bei den Sphärulen gibt (Abb. 40, 41, 42): 1) Sphärulen mit glatter Oberfläche; 2) mit mikrokristallin-skelettoideal Oberflächentextur; 3) mit fiederförmigen Strukturen (Spinifex-Textur) und 4) mit grobkristalliner Oberfläche aus pseudo-hexagonalen und oktaedrischen Kristallen.

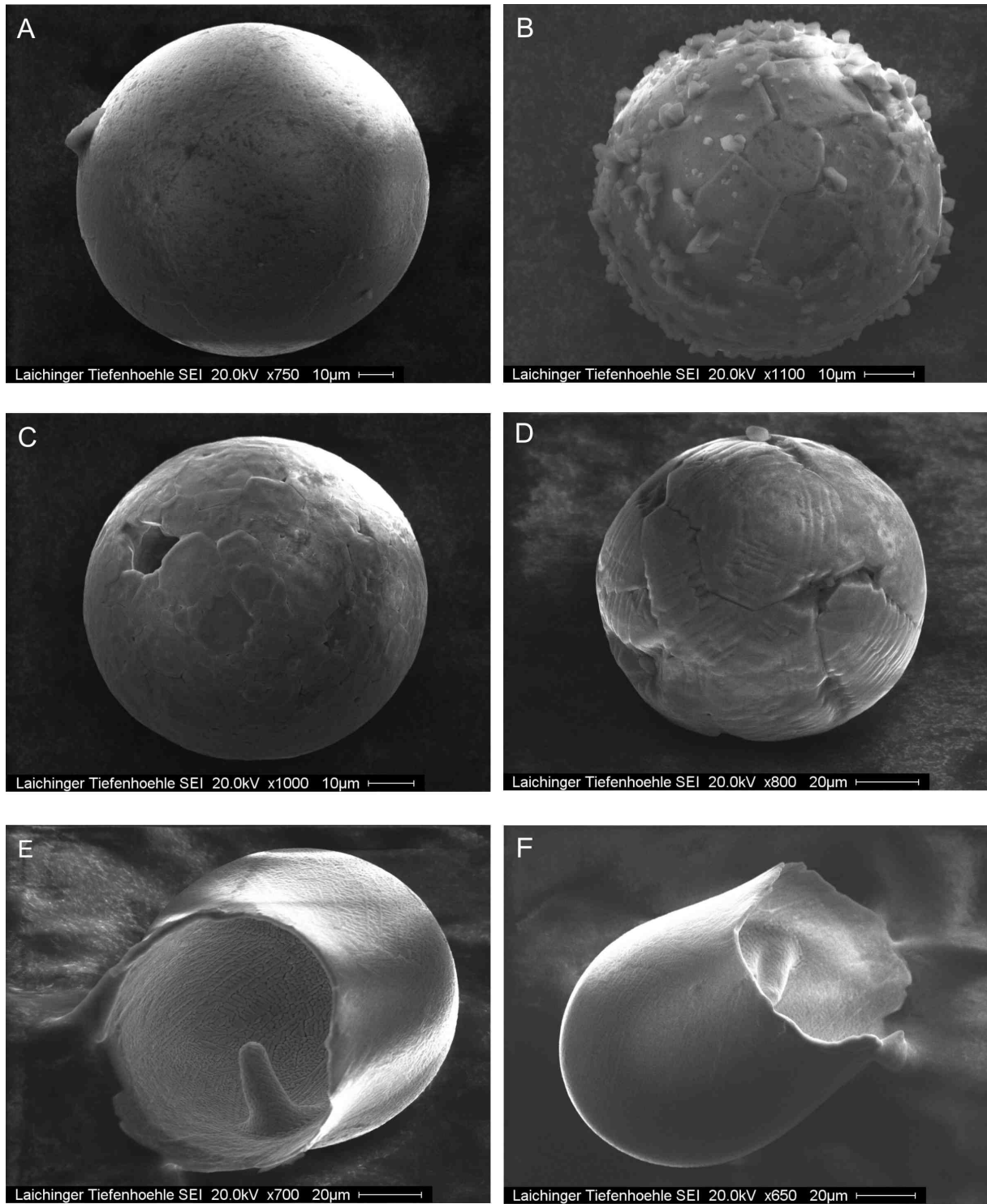


Abb. 40: Beispiele für Sphärulen aus der Laichinger Tiefenhöhle; A) glatte Oberfläche; B) grobkristalline Struktur mit sekundär aufgewachsenem Kalzit; C) hohle Sphärule D) grobkristalline Struktur mit zonar aufgebauten Kristallen; E) und F) hohl und mikrokristallin, mit schlauchartigem Fortsatz ins Innere, vermutlich durch Einschlag eines Mikropartikels im duktilen Zustand entstanden

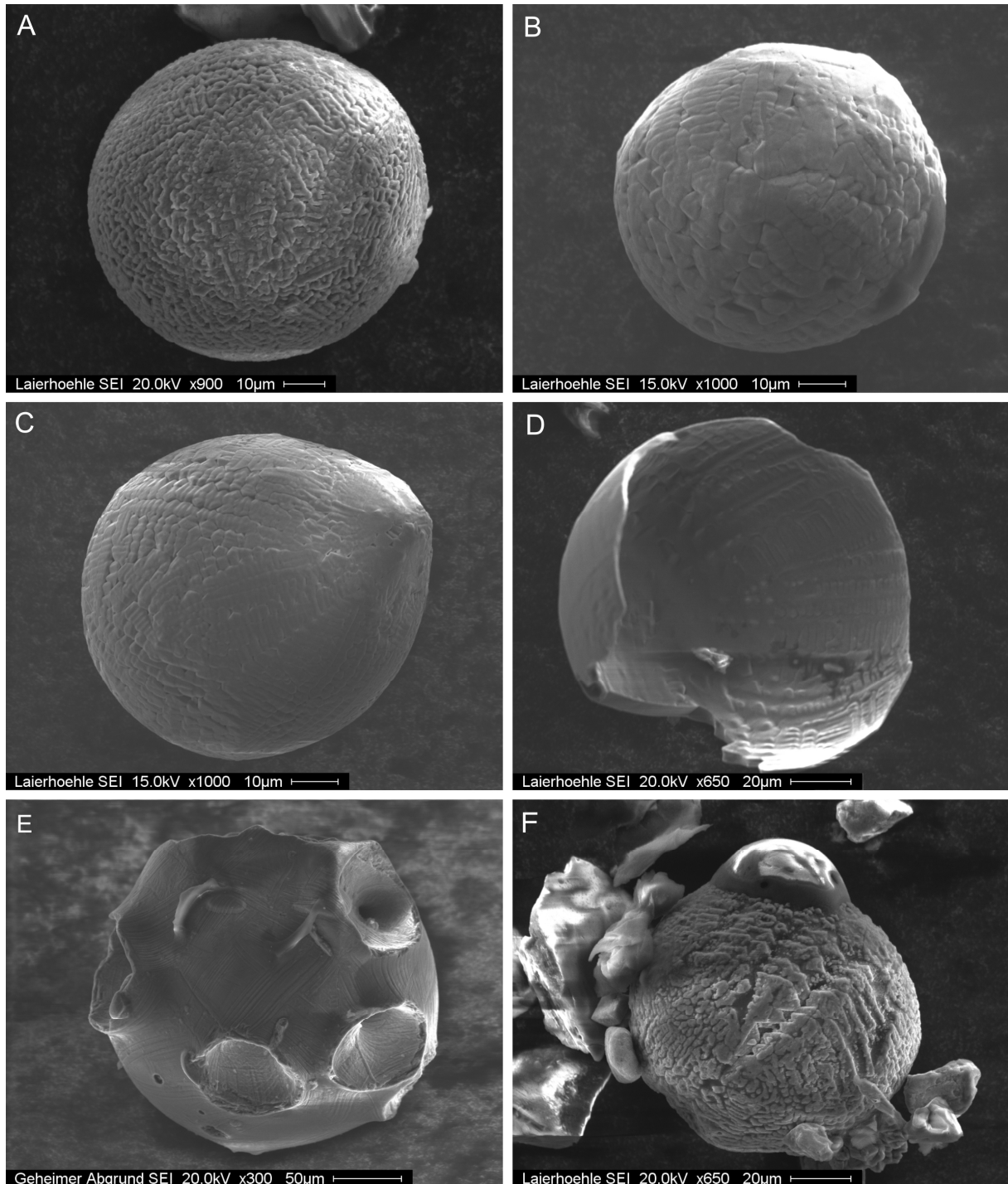


Abb. 41: Auswahl von Sphärülen aus der Laierhöhle; A) mikrokristallin mit Spinifextextur; B) Übergangsform zwischen mikrokristallin und grobkristallin; C) tropfenförmige Sphärüle mit Spinifextextur; D) Bruchstück einer hohlen dünnwandigen Sphärüle mit Spinifextextur; E) große Sphärüle mit Einschlagstrichtern von Mikropartikeln; F) Sphärüle mit angeschweißter Glassphärüle

Die Auflichtmikroskopie der polierten Schlitze zeigt, dass Hohlräume in den Sphärülen sowohl zentral als auch randlich liegen (Abb. 43 A). Außerdem können kristalline Sphärülen aus Bereichen unterschiedlichen Reflektionsvermögens zusammengesetzt sein, also aus unterschiedlichen Phasen bzw. Mineralen (Abb. 43 B). Eine

Sphärule vom „Vesperplätzle“ der Laierhöhle weist eine bräunliche, durchscheinende Kuppe auf. Aus der Laichinger Tiefenhöhle stammt ein Exemplar mit sekundären Kalzitanwachsungen (Abb. 40 B).

Von den Sphärulen aus dem Mordloch sind einige Exemplare zu nennen, die deutliche Spuren von Abrasion aufweisen. Diese zeugen von mehrfacher Aufarbeitung und Umlagerung bei Hochwasser innerhalb der Höhle (Abb. 42 A).

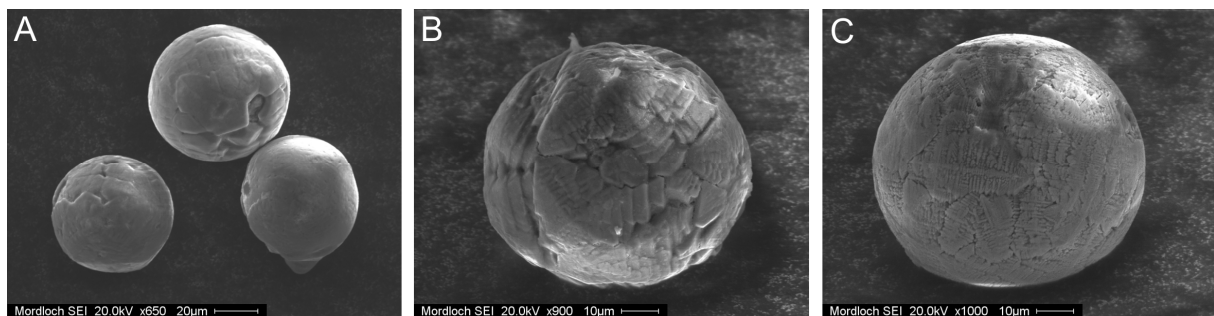


Abb. 42: Beispiele für Sphärulen aus dem Mordloch; A) drei stark abradierte Sphärulen; B) mittelgrobkristallines Exemplar, C) grobkristallin mit Spinifexstruktur

In der folgenden Tabelle sind Anzahl, Form, Oberflächentypen und Fundorte der Sphärulen zusammengefasst.

Tab. 1: Zusammenfassung der magnetischen Sphärulen aus drei Höhlen der Schwäbischen Alb

Höhle	Ort der Probenahme	Form der Sphärulen	Oberflächentextur	Anzahl/Probe
Laierhöhle	„Lehmgang“	rund; teilweise mit Öffnungen	glatt bis mikro-kristallin mit Spinifextextur; gröberkristallin (oktaedrisch, pseudohexagonal)	3
	„NW-Passage“			1
	„Vesperplätzle“			8
Laichinger Tiefenhöhle	„Seeigelgang“	rund; tropfenförmig; teilweise mit Öffnungen/zerbrochen	glatt bis mikrokristallin mit Spinifextextur; gröberkristallin (pseudohexagonal)	53
Mordloch	Nische in Eingangsnähe	rund; teilweise mit Öffnungen	glatt bis mikrokristallin mit Spinifextextur; gröberkristallin	14

7.5.4 Geochemie

Untersuchungen der Sphärulenoberfläche mit dem EDX-System am Rasterelektronenmikroskop und der Elektronenstrahl-Mikrosonde zeigten, dass alle Sphärulen aus durchschnittlich ca. 95 Gewichtsprozent (>92 Gew.% bis maximal 98 Gew.%) Eisenoxid bestehen. Aufgrund der geochemischen Zusammensetzung (Sauerstoffgehalt) und der paramagnetischen Eigenschaften der Sphärulen kann davon ausgegangen werden, dass es sich hierbei um Magnetit (Fe_3O_4) und Maghemit ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) handelt. Die Sphärulen weisen oberflächlich eine leichte Anreicherung der Elemente Silizium, Aluminium und Mangan sowie erhöhte Gehalte von Nickel und Kobalt auf (in einem Fall bis zu 7,8 Gew.% Nickel und ca. 0,6 Gew.% Kobalt, Abb. 43 C, D).

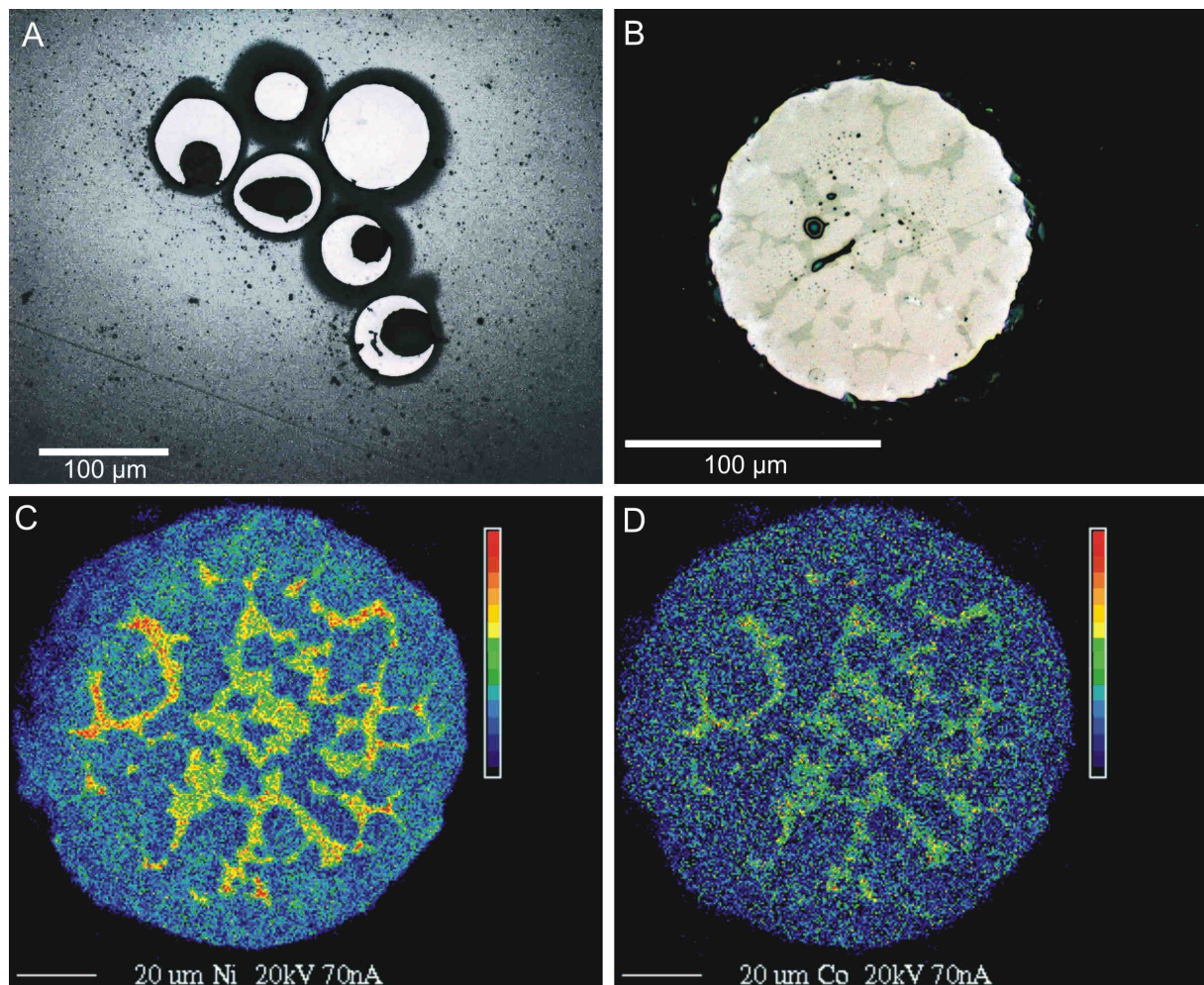


Abb. 43: Anschliffpräparat aus in Harz eingegossenen Sphärulen; A) Auflichtmikroskopie, 4 hohle Sphärulen, die Hohlräume sind nicht konzentrisch; B) die Erzmikroskopie zeigt Bereiche unterschiedlichen Reflexionsverhaltens; C) und D) Elektronenstrahl-Mikrosonde-Backscatter-Eletronenbild mit Kartierung von Nickel (bis 7,8 Gew. %) und Kobalt (bis 0,6 Gew. %)

In der Kartierung der Anreicherungen von Nickel und Kobalt im Backscatter-Eletronbild zeigt sich, dass die beiden Elemente in derselben Mineralphase vorkommen, die im Bild Abb. 43 B) ein geringeres Reflexionsvermögen aufweist.

Titanwerte bewegen sich unter 1,0 Gew.%. Diese Zusammensetzung steht in einem starken Gegensatz zu ebenfalls in den Proben enthaltenen vulkanischen, meist idiomorphen Kristallen von Titanmagnetit, der in der Regel mindestens 10 % Titanoxid enthält. Genauso unterscheiden sich die Werte der Sphärulen stark von der Zusammensetzung des allgegenwärtigen Bohnerzes, das hohe Anteile an Alkalien, Aluminium, Silizium, Titan und Mangan aufweist. Bei der durchscheinenden Kuppe, die an der Sphärule vom „Vesperplätzle“ der Laierhöhle haftet (Abb. 41 F), handelt es sich nach der geochemischen Analyse um einen angeschweißten Tropfen aus silikatischem Gesteinsglas.

7.5.5 Bedeutung für die Landschafts- und Verkarstungsgeschichte

In der Literatur werden verschiedene Modelle über die Entstehung magnetischer Sphärulen in terrestrischen Sedimenten diskutiert. Im Folgenden sollen die möglichen Entstehungsmechanismen der magnetischen Sphärulen der Laichinger Tiefenhöhle, der Laierhöhle und des Mordlochs aufgrund ihrer optischen Erscheinung, der geochemischen Zusammensetzung und dem sedimentologischen Hintergrund der Höhlensedimente diskutiert werden.

In Karstspalten und Höhlen blieben durch Umlagerung Relikte der alten, kreidezeitlich-paläogenen Verwitterungsdecke erhalten. Die Bohnerze sind pisolithisch-konkretionär entstanden, das heißt, sie sind lagig aufgebaut und enthalten als Kern oft ein Sandkorn. Außer Eisen zeigen sie höhere Gehalte an Aluminium und Mangan. Da die Sphärulen teilweise hohl sind und von anderer Zusammensetzung, kann eine bohnerzähnliche sedimentäre Entstehung ausgeschlossen werden.

Vulkanische Sphärulen sind aus vielen Vulkangebieten der Welt bekannt (zum Beispiel Hawaii, MORRIS et al. 2005). Diese weisen üblicherweise einen Titangehalt von mindestens ca. 3 - 5 Gew. % auf, was bei den Höhlensphärulen nicht der Fall ist. Aus vulkanischen Tuffen des Urach-Kirchheimer Vulkangebietes entnommene Titanmagnetitkristalle weisen TiO_2 -Gehalte bis 10 Gew.% auf (PAPENFUSS 1974). Über Sphärulen in diesen Vulkaniten gibt es bislang keine Berichte. Die vergleichsweise

niedrigen Titangehalte sind daher ein wichtiges Argument gegen eine vulkanische Natur der Höhlensphärulen, auch wenn die Laichinger Tiefenhöhle in unmittelbarer Nähe eines ehemaligen miozänen Vulkanschlotes liegt.

Es ist bekannt, dass durch industrielle Verbrennungsvorgänge (zum Beispiel durch Dieselverbrennung) magnetische Mikrosphärulen entstehen können, die nach dem Abregnen in rezenten und subrezentem Ablagerungen gefunden werden können (zum Beispiel MONTANARI & KOEBERL 2000). Da die hier beschriebenen Sphärulen (Laichinger Tiefenhöhle und Laierhöhle) aus ungestört lagernden Höhlenlehmen aus alten und inaktiven Höhlenteilen stammen, kann eine industrielle Entstehung ausgeschlossen werden. Die Probelokalitäten in der oberen Etage der erst 1996 entdeckten und bis dahin unzugänglichen Laierhöhle liegen in Sedimenten, deren Entstehung zwischen dem späten Tertiär und dem Pleistozän erfolgt ist (STRASSER & STRASSER 2007, STRASSER et al. 2009b). Noch sicherer ist das Alter der Fundschicht im „Seeigelgang“ der Laichinger Tiefenhöhle einzugrenzen. Eine überlagernde Bodensinterschicht wurde mittels U/Th-Datierung auf mindestens 125 ka datiert (mit einiger Unsicherheit auch >250 ka; UFRICHT et al. 2002, BURGER et al. 1993), das heißt, die Einlagerung erfolgte deutlich vor jeglicher industrieller Tätigkeit, auch vor der ersten Eisenverhüttung. Für das sehr junge, noch aktive Mordloch muss nicht zwingend von einer pleistozänen Einlagerung ausgegangen werden, aber sie ist über Zwischenlagerungs- und Aufarbeitungszyklen alter Lehmbänke wahrscheinlich.

Sphärulen entstehen typischerweise bei größeren Meteoriteneinschlägen und bilden dabei einen Teil der Auswurfmassen, die im Zuge der Aufschmelzung und Verdampfung des vom Einschlag betroffenen Gesteins entstehen (zum Beispiel MONTANARI & KOEBERL 2000, SIMONSON & GLASS 2004). In Form distaler Auswurfmassen treten Sphärulen häufig in Lagen auf, die stratigraphisch mit dem jeweiligen Einschlagsereignis korreliert werden können, so zum Beispiel an der Kreide/Paläogen-Grenze mit dem gigantischen Einschlag des Chicxulub-Asteroiden auf der Yucatán-Halbinsel (Mexiko; zum Beispiel SMIT 1999) oder am Übergang Eozän/Oligozän, als die beiden großen Impaktkrater von Popigai (Sibirien) und Chesapeake Bay (USA) entstanden (zum Beispiel MONTANARI & KOEBERL 2000, GLASS 2002). In beiden Fällen wurden die Sphärulen halbglobal bis global verteilt. Allgemein handelt es sich bei solchen Sphärulen meist um Glassphärulen

(Mikrotektite) und/oder kristalline Sphärulen (Mikrokrystite) aus Silikatphasen (beispielsweise Pyroxen, Feldspat oder Tonminerale).

Im Übergangsbereich Eozän/Oligozän wurden in Hessen magnetische Sphärulen in Tonen beschrieben, die möglicherweise einem größeren Einschlag eines (Eisen-) Meteoriten entstammen könnten (SCHIDLOWSKI und RITZKOWSKI 1972). In Impaktgläsern der Kraterfelder von Wabar (Saudi Arabien), Henbury (Australien) oder des Monturaqui-Kraters (Chile) wurden dagegen metallische Eisen-Nickel-Sphärulen beschrieben (GIBBONS et al. 1976), die offensichtlich die aufgeschmolzenen Reste von Eisenmeteoriten darstellen. Auch in den quartären Kraterfeldern von Morasko (Polen, STANKOWSKI et al. 2006) und Kaali (Estland; SZÖÖR et al. 2001, MARINI et al. 2004) wurden in Sedimenten um die Meteoritenkrater magnetische Sphärulen gefunden, die mit den Sphärulen von der Laierhöhle, Laichinger Tiefenhöhle und dem Mordloch morphologisch und geochemisch teilweise viele Gemeinsamkeiten zeigen. Jedoch ist in diesen Fällen nicht eindeutig klar, ob die genannten magnetischen Sphärulen während des Einschlags selbst entstanden, oder ob sie eher Schmelzkügelchen sind, die beim Eintritt der Eisenmeteoriten in die Erdatmosphäre infolge Luftreibungs-Ablösung (Ablation) entstanden (zum Beispiel EL GORESY & FECHTIG 1967). Zusätzlich zu den Sphärulen, die während größerer Meteoriteneinschläge entstehen, kommt es durch kosmische Sphärulen zu einem ständigen außerirdischen Hintergrundeintrag (FREDRIKSSON 1956, PEUCKER-EHRENBRINCK & SCHMITZ 2001).

Für einen direkten Zusammenhang mit einem Impakt spricht besonders jene einzelne Sphärule aus dem „Vesperplätzle“ der Laierhöhle, die eine Kuppe aus silikatischem Gesteinsglas aufweist. Es ist anzunehmen, dass es sich um eine angeschweißte Glassphärule handelt, die beim Einschlag aus dem teilweise aufgeschmolzenen „target rock“ entstand und mit einer Sphärule vom Meteoriten selbst kollidierte (Abb. 41 F). Ebenso sprechen nach BUCHNER et al. (2009) die tiefen Krater und die aufgeplatzten Sphärulen für Kollisionen zwischen Sphärulen (Abb. 41 D und E), die nur bei sehr hohen Geschwindigkeiten, wie sie bei Meteoriteneignissen vorkommen, entstehen können.

Aus den oben aufgeführten Möglichkeiten der Herkunft der magnetischen Sphärulen verbleiben also vorwiegend Eisenmeteoriten, wobei angesichts der Vielzahl der be-

kannten Einschläge und der vergleichsweise unscharfen Datierung der Höhlensedimente eine Zuordnung zu einem bestimmten Impaktereignis schwierig ist. Nahe liegend wäre aufgrund der geographischen Nähe ein Zusammenhang mit dem gewaltigen doppelten Meteoriteneinschlag, der vor rund 14,59 Millionen Jahren (BUCHNER et al. 2010) das etwa 24 Kilometer große Nördlinger Ries und das rund 3,8 km große Steinheimer Becken in Süddeutschland gebildet hat (STÖFFLER et al., 2002). Auch könnte eine Verknüpfung zur Ablagerung magnetischer Sphärulen in den Eozän/Oligozän-Grenztonen in Hessen vor rund 35 Millionen Jahren bestehen.

Beim Ries-Meteoriten hat es sich höchstwahrscheinlich um einen achondritischen Steinmeteoriten gehandelt (SCHMIDT & PERNICKA 1994), von dem beim Eintritt in die Atmosphäre ein kleineres Stück abgespalten worden sein soll, das dann das rund 40 km entfernte Steinheimer Becken geschaffen hat. Aktuelle Untersuchungsergebnisse zeigen in einem Bohrkern vom Steinheimer Becken Lagen von Schmelze führenden Impaktbrekzien (BUCHNER & SCHMIEDER 2009, SCHMIEDER & BUCHNER 2009), die sowohl Eisen-Nickel-Kobalt-Sulfide (max. 1,2 Gew.% Ni und 0,1 Gew.% Co) als auch Sphärulen (2,4 Gew.% Ni und 0,2 Gew.% Co) mit einem ähnlichen Ni/Co-Verhältnis von etwa 11:1 enthalten, vergleichbar mit den Nickel-/Kobalt-reichen Sphärulen der Höhlenlehme. Dies deutet darauf hin, dass das Steinheimer Becken durch den Einschlag eines Eisenmeteoriten entstand. Ob dies gleichzeitig mit dem Rieseinschlag (etwa im Szenario eines auf die Erde zusteuernenden 1 km großen Steinasteroiden mit einem kleineren, ca. 100 m großen „Eisenmond“) geschah, ist noch endgültig zu klären. Aufgrund der Biostratigraphie der Kraterseen kann der zeitliche Unterschied zwischen Ries und Steinheim jedoch auf keinen Fall groß gewesen sein. Wenn es sich beim Steinheim - Meteoriten um einen Eisenmeteoriten handelte, wäre es möglich, dass zumindest die Sphärulen der Laichinger Tiefenhöhle und der Laierhöhle Ablösungsprodukte des Steinheimer Meteoriten darstellen. Diese Annahme wird auch dadurch gestützt, dass in denselben Proben der Höhlensedimente Titanmagnetit aus dem miozänen Vulkanismus (KRÖCHERT et al. 2009) enthalten ist und somit ein ähnliches Zeitfenster vorliegt. Es ist dennoch nicht auszuschließen, dass auch ältere Sphärulen, zum Beispiel solche eozänen bis oligozänen Alters, enthalten sind. Angesichts der starken „seifenartigen“ Anreicherung der magnetischen Sphärulen in Lagen der Höhlenlehme kann ein einmaliger Hintergrundeintrag kosmischer Sphärulen weitgehend ausgeschlossen werden.

Die ältesten Kalkverwitterungsbildungen der Schwäbschen Alb stammen möglicherweise aus der Kreidezeit und dem Alttertiär (BORGER 2000) und bildeten sich unter tropischen Klimabedingungen zusammen mit dem allgegenwärtigen Bohnerz. Diese teils sehr mächtigen Verwitterungsdecken wurden mit der Hebung der Alb und der beginnenden Verkarstung sukzessive abgespült und in die ersten Karsthohlräume transportiert, wie dies besonders eindrücklich in den Höhlenruinen auf den Kuppen bei Salmendingen, Ringingen und Melchingen (z.B. Monk, Aufberg und Köbele) zu sehen ist (ausführlich beschrieben in UFRECHT (2006, 2008), wonach die Hauptphase der Plombierung der Höhlenruinen ins späte Miozän vor rund 11 Ma Jahren fällt).

Zusammenfassend spricht vieles dafür, dass zumindest der Großteil der Sphärulen beim Einschlag im Steinheimer Becken vor 14,59 Ma entstand, sich auf die Verwitterungsböden der umliegenden Schwäbischen Alb legte und zusammen mit Titanmagnetiten vom etwas älteren Urach-Kirchheimer Vulkanismus in Karsthohlräume eingebracht wurden.

8 Lokale Korrelationen zwischen Speläogenese und Geomorphologie

In den vorangegangenen Kapiteln habe ich dargelegt, dass die Laierhöhle aufgrund der starken tektonischen Beanspruchung des Wirtsgesteins und der damit einhergehenden Häufung von Wasserwegsamkeiten durch eine frühe initiale tiefphreatische Verkarstung geprägt wurde, bevor der phasenweise sinkende Karstwasserspiegel auf den jeweiligen Niveaus die Etagen auf das heutige Ausmaß erweiterte. Aufgrund dieser Annahme können jetzt die Zusammenhänge zwischen den Niveaus der Laierhöhle und den Flussterrassen und Geländestufen der Umgebung hergestellt werden.

Voranzustellen ist die Tatsache, dass die Höhe der Gesteinssäule, die über dem Eingang der Laierhöhle fehlt, schwer zu bestimmen ist. Jedoch gibt es im regionalen Maßstab geomorphologische Beweise, dass etwa 200 m an Oberjura-Kalken während der Bildung einer kretazisch-paläogenen Denudationsfläche noch vor dem Miozän (BORGER 2000) abgetragen wurden.

Abb. 44 zeigt in einem Profilschnitt quer zum Rohrchtal die Zusammenhänge zwischen den Terrassen, Juranagelfluh und den speläogenetischen Niveaus der Laierhöhle. Wie aus Abb. 44 ersichtlich ist, kann man das spätmiozäne Juranagelfluhfeld vom fünf Kilometer entfernten Schalkstetten horizontal in den Bereich des heutigen Laierhöhleneingangs projizieren. Mit der Annahme, dass die damalige Topographie Höhenunterschiede mit einer Amplitude von 30 bis 50 m aufwies und der Juranagelfluhstrang der damalige topographische Tiefpunkt ist, dürfte die Landoberfläche zu dieser Zeit mehrere Zehnermeter (~30 m) über dem Höhleneingang gelegen haben, also ca. 50 m über Niveau 1. Bei den Baumaßnahmen, die zur Entdeckung der Höhle führten, war kurzzeitig an den Böschungen der 3 m tiefen Baugrube unter den Deckschichten das Karstrelief aufgeschlossen. Östlich der Einstiegsöffnung war eine mit grobem Jurakalkschutt verfüllte Hohlform mit einer Erstreckung von ca. 10 m auf 5 m sichtbar. Dabei könnte es sich um eine verstürzte und abgetragene horizontale Fortsetzung im heutigen Eingangsniveau der Laierhöhle handeln. Diese Reliefposition fällt mit dem Einsetzen der ersten flachen Verkarstung des frühen Miozäns zusammen, als sich die in die Meeresmolasse mündenden Flüsse einige wenige Meter einschnitten.

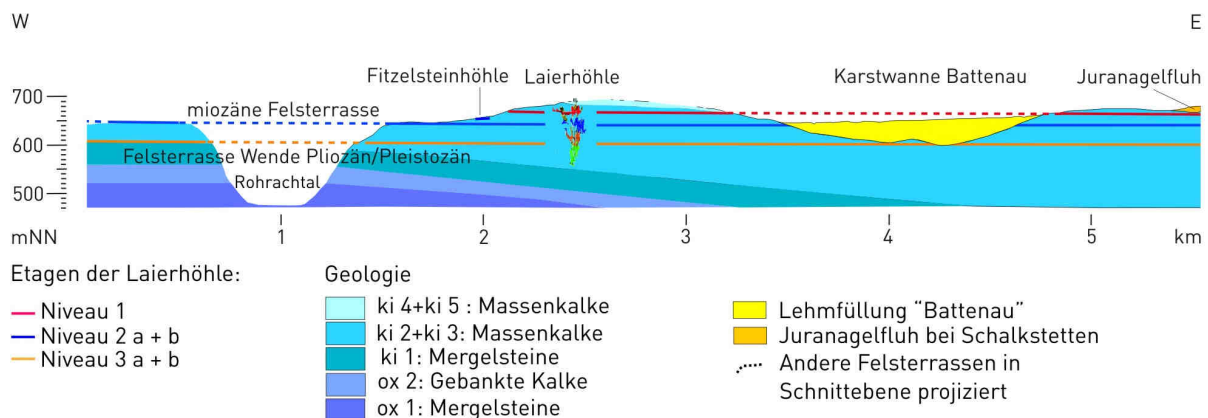


Abb. 44: Geologischer Schnitt mit Lagebeziehungen zwischen den Felsterrassen, den Etagen der Laierhöhle und der Juranagelfluh

Tiefgreifende Verkarstung begann zwischen dem Ende des mittleren Miozäns und dem Anfang des späten Miozäns (vor ca. 10 Ma) als Ergebnis regionaler Kippung der Kruste mit einer Scharnierlinie in der Gegend der Klifflinie. Diese Hebung des Hinterlandes lieferte das Material zur Schüttung der Juranagelfluhfächer über die älteren prädanubischen Täler mit Erosionsbasis OMM. Für das Untersuchungsgebiet des

Karstsystems der Laierhöhle bedeutete dieser erste große Impuls eine Hebung um >20 m bis 50 m über den Karstwasserspiegel. Niveau 1 der Laierhöhle ist also das Ergebnis einer ersten Stabilisierung nach dieser ersten Episode der Hebung/Einschneidung. Der heute noch erhaltene Strang der Jüngerer Juranagelfluh von Schalkstetten bis zur Klifflinie, der als früher Vorläufer der Ur-Eyb angesprochen wurde, muss bereits früh wieder deaktiviert worden sein. Aus einem Gefällsknick in seiner Längsrichtung (Abb. 45) könnte man ableiten, dass die Inaktivierung von Nord nach Süd fortschritt. Dies ist ein Indiz für die einsetzende Verkarstung.

LEVY (1922) und DONGUS (1977) erkannten Verebnungsflächen entlang des Ur-Lonetals zwischen Amstetten und der Klifflinie als alte Terrassen des Ur-Lonetals. Während sie an der Klifflinie 80 m über dem heutigen Tal liegen, beträgt der Höhenunterschied bei Amstetten mit einigen Schwankungen nur 50 m. Die obersten Felsterrassen entlang des Ur-Lone Tals laufen im Bereich der Klifflinie auf das Flächenalbniveau aus und treffen sich mit dem Juranagelfluhstrang der Ur-Eyb. Trotz der Niveaugleichheit mit der Flächenalb darf als Erosionsbasis für diese Terrassen nicht die viel ältere (>15 Ma) Obere Meeresmolasse angesehen werden. Vielmehr legt die Geometrie des Talwegs der Ur-Lone in Abb. 45 nahe, dass die Klifflinie ansich während der vorangegangenen Kippung nicht gehoben wurde, und daher auch zu diesem Zeitpunkt noch nicht unterschritten wurde. In diesen Zeitraum der Juranagelfluhschüttung fällt auch die Sedimentation der Oberen Süßwassermolasse, die die Täler bis weit ins Hinterland (im Fall der Ur-Lone nach DONGUS (1977) etwa bis Amstetten) auffüllten.

Je weiter von der Klifflinie entfernt, desto mehr streuen die Höhen der einzelnen Verebnungen, so dass schon früher vermutet wurde, dass es sich um zwei separate Terrassengenerationen handeln könnte. Tatsächlich kann nun nachgewiesen werden, dass beide Terrassen präzise mit Niveau 1 bzw. Niveau 2a, der Laierhöhle korrelieren. Die in Kapitel 5.2 erwähnte Fitzelsteinhöhle befindet sich ebenfalls auf diesem Niveau. An der Klifflinie vereinigen sich diese beiden Terrassenstränge zu einem (Abb. 45). Ihr spätmiozänes Alter geht auf DONGUS (2000) zurück, das heißt, sie waren noch vor der Oberen Süßwassermolasse aktiv.

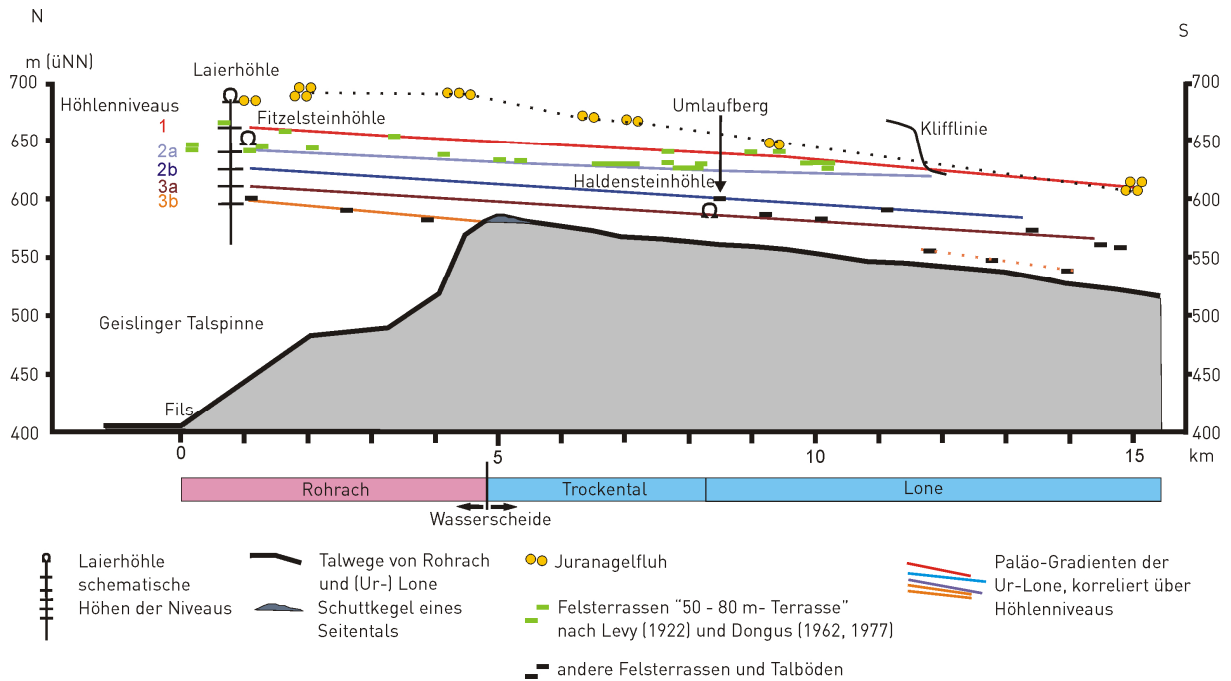


Abb. 45: Längsschnitt entlang des Verlaufs der miozänen Ur-Lone von Geislingen zur Flächenalb nördlich von Ulm mit Felsterrassen, Juranagelfluh und Höhlenniveaus

Zu Niveau 2b passen keine Felsterrassen in der direkten Umgebung der Laierhöhle, jedoch könnte eine Korrelation mit dem Talboden an einem 8 km südlich gelegenen ehemaligen Umlaufberg der Ur-Lone bei Urspring, dem Hägelesberg, erfolgen (Abb. 45). Die Verlängerung dieses Paläogradienten entlang der Fließrichtung unterschneidet die Klifflinie erstmals. Daraus folgt, dass Niveau 2b jünger sein muss als die initiale Einschneidung der Donau, die in das späteste Miozän bis ins früheste Pliozän gestellt wird (VILLINGER 1986, 1998). Die Ur-Lone nahm zu diesem Zeitpunkt flussabwärts der Klifflinie nicht mehr den Weg über Langenau zur Donau, sondern den längeren Weg nach Nordosten und Osten zum Brenztal. Nach DONGUS (1977) und (SCHALL & SIMON 2002) fand diese Umlenkung statt, nachdem sich der Fluss durch die Verplombung der Oberen Süßwassermolasse einen neuen Weg suchen musste. Im Bereich der Laierhöhle lassen sich die Auswirkungen der Oberen Süßwassermolasse nicht direkt nachweisen. Wenn die Plombierung des Fluss- und Karstsystems, wie von DONGUS (1977) angenommen, nur bis Amstetten reichte, liegt die Laierhöhle außerhalb des Einflussbereichs.

Das kurzfristige Ansteigen des Karstwasserspiegels, das in Höhlenteilen von Niveau 2b dokumentiert ist, hat auch an der Oberfläche seine Entsprechungen. Die östlich der Laierhöhle gelegene Battenau Karstsenke könnte in dieser Zeit mit Lehm

verfüllt worden sein. Unglücklicherweise bietet sich keine Möglichkeit einer Datierung wobei auch UFRICHT (2009) von einer Ablagerung der Alblehne in Trockentälern und Karstwannen im Lauf des Pliozäns ausgeht. Niveau 3a der Laierhöhle kann mit der Haldensteinhöhle und mit einigen Felsterrassen südlich der Klifflinie in Höhen von 10 bis 15 m über dem heutigen Talboden der Lone korreliert werden. Niveau 3b schließlich zeigt eine gute Korrelierbarkeit mit dem jüngsten Talboden der Ur-Lone an ihrem Anzapfungspunkt am Steighof. Nach DONGUS (2000) sind diese jüngsten Talböden und Felsterrassen spätpliozänen Alters. Die tiefsten Schachtstrecken der Laierhöhle können dem schnellen Abfallen des Karstwasserspiegels seit der rheinischen Anzapfung zugeschrieben werden.

9 Diskussion: regionale Korrelation zwischen Verkarstung und Morphologie

Die verkippte Klifflinie gibt das Maß für den Gesamthebungsbetrag verschiedener Sektoren der Schwäbischen Alb. Die Hebungsbeträge reichen von 800 m bis 1000 m auf der Westalb und 500 m bis 600 m auf der Ostalb. Hauptgrund für die ungleichmäßige Hebung der Schwäbischen Alb ist die verstärkte Hebung der Grabenschultern des südlichen Rheingrabens. Nach dem Abklingen der alpinen Krustenstapelung fand die Subsidenz des Molassebeckens im Lauf des späten Miozäns ein Ende. Die letzten orogenen Bewegungen, die eine kurz anhaltende, aber starke Verkippungsbewegung der Vorlandkruste auslösten, sorgten so für eine Tieferlegung des Karstwasserspiegels und den Beginn der Jüngerer Juranagelfluh-Schüttungen. In der Folgezeit wurde das ganze Gebiet von isostatischen Hebungsbewegungen erfasst, was zur intensiven Einschneidung der Donau und zum Verlust ihrer ursprünglichen Einzugsgebiete an den Rhein führte.

Abb. 46 zeigt schematisch die Korrelation der Laierhöhle über die Ur-Lone-Terrassen mit den Eintiefungsphasen der Donau.

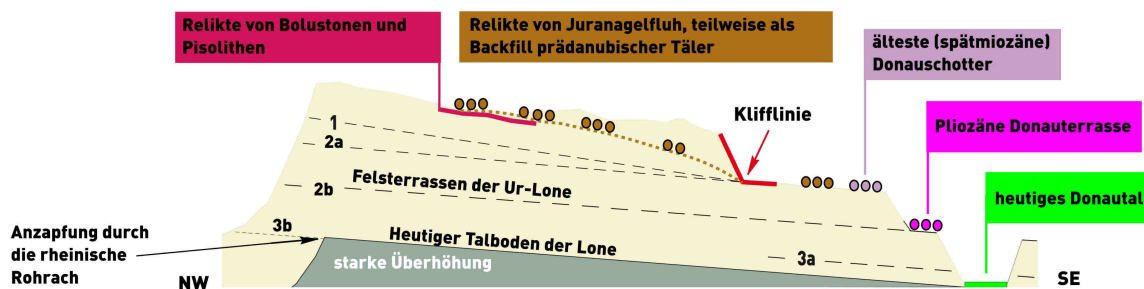


Abb. 46: Schematischer Schnitt entlang der Talwege von Rohrach und Lone mit Ur-Lone-Terrassen und Höhlenniveaus der Laierhöhle im Zusammenhang mit der Eintiefungsgeschichte der Donau

Es folgt ein Modell, in dem speläogenetische Daten und morphologische Terrassen im Bereich der Schwäbischen Alb korreliert werden sollen. Dabei werden für die Ostalb die Laierhöhle und die Falkenhöhle herangezogen, für die Mittlere Alb die Lai-chinger Tiefenhöhle und für die Westalb das Bärenhöhle/Karlshöhle-System sowie die Höhlenruinen bei Salmendingen. Die Donau dient mit ihren durch Terrassen dokumentierten Eintiefungsphasen als Bindeglied zwischen den einzelnen Sektoren der Schwäbischen Alb. Tab. 2 fasst die Beziehungen zwischen der neogenen Flussgeschichte, speläogenetischen Ereignisse und tektonischen Prozessen zusammen.

Die ältesten noch vorhandenen Zeugen der Verkarstung der Schwäbischen Alb sind auf der Ostalb im Bereich des Albuachs zu finden. Dabei handelt es sich um Bohnerztone und Feuersteinlehme, die dort noch in großer Mächtigkeit vorhanden sind. Nach DONGUS (1977) stellt diese Gegend die älteste Landoberfläche der Schwäbischen Alb dar. In diesem Gebiet liegt die Falkenhöhle, deren Gang sich horizontal nur knapp unter dem Eingangsniveau (710 mNN) erstreckt. Das Wirtsgestein besteht aus den selben Spät - Kimmeridge - Kalken wie das der Laierhöhle. Im Vergleich zum Eingangsniveau der Laierhöhle liegt das der Falkenhöhle heute 25 m höher, was aber einer Korrelation nicht widerspricht, wenn man die Situation der Eingänge in Bezug zu den Trockentalgenerationen setzt. Beide Höhlen liegen auf einer Kuppe an den Flanken der ältesten Trockentäler. Die Falkenhöhle lässt sich also mit dem Eingangsniveau, mindestens aber mit der ersten Etage (Niveau 1) der Laierhöhle korrelieren.

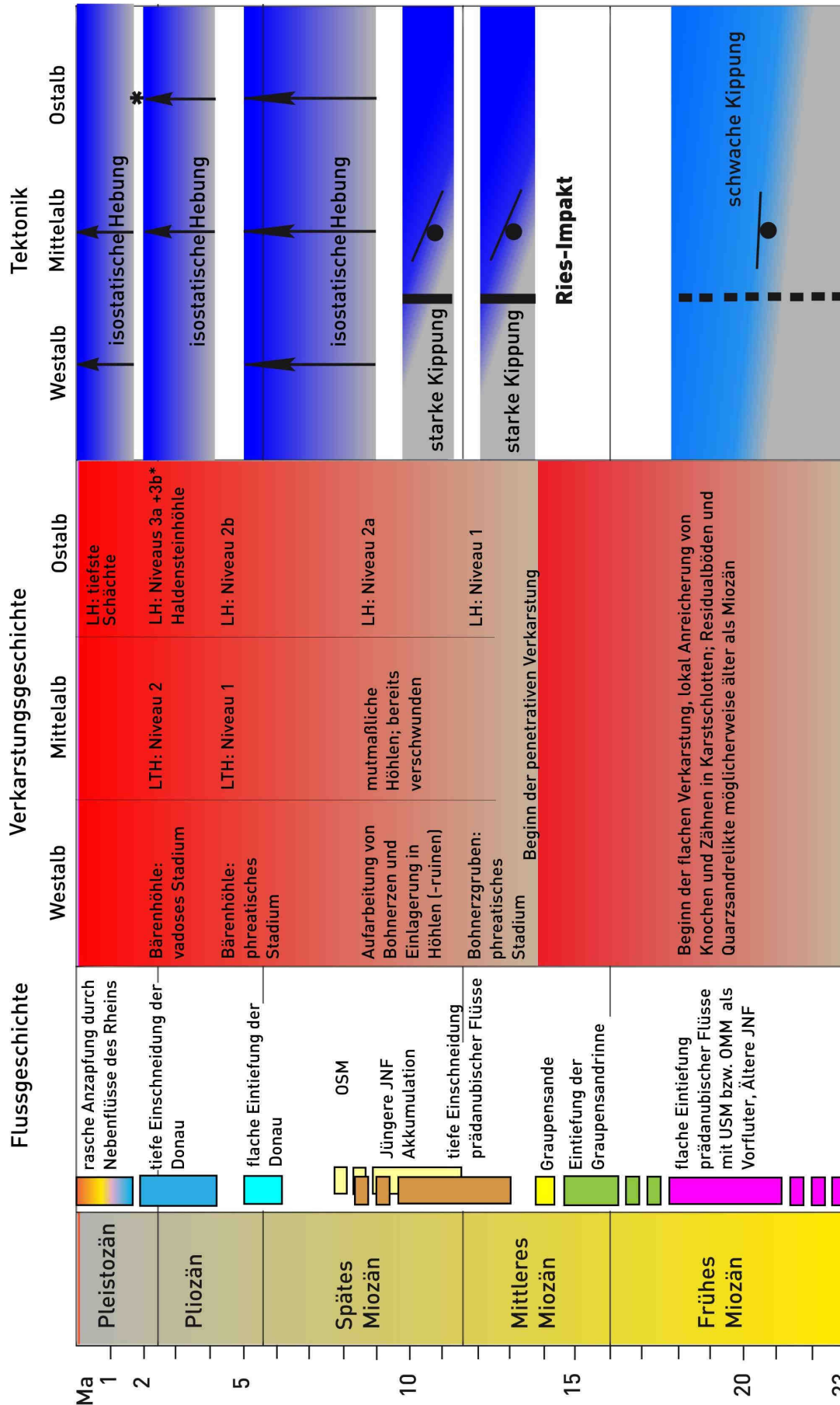
Auf der Westalb sind bei Salmendingen, Ringingen und Melchingen auf den höchsten Erhebungen (Monk, Köbele, Aufberg und Eisenloch) in Höhen von 840 mNN und

870 mNN Reste von ehemaligen horizontalen Höhlen als Höhlenruinen erhalten. Bis auf wenige Ausnahmen sind die Hohlräume komplett mit Bohnerzen, Bolustonen und Quarz-Sand verfüllt. Nach ABEL et al. (2006) wurden darin enthaltene Säugetierknochen und -zähne ins Mittlere bis späte Miozän datiert. Die ehemaligen Wasserspiegelhöhlen müssen in einem Niveau dicht unter der heutigen Landoberfläche bestanden haben. Die relative Höhe der Höhlen in Bezug auf benachbart vorkommende Juranagelfluh, Felsterrassen und Klifflinie (UFRECHT 2006) legt ein Verkarstungsniveau nahe, das bei Korrelation mit der Laierhöhle noch oberhalb von Niveau 1 liegen muss, möglicherweise im heutigen Eingangsniveau.

Das System der Bärenhöhle/Karlshöhle ist im östlichen Bereich der Westalb unweit (in 10-15 km Entfernung) der Bohnerzgruben zu finden. Es handelt sich um einen horizontalen Höhlengang mit einer Gesamtlänge von 370 m auf etwa 800 mNN, der ins frühe Pliozän gestellt wird (ABEL et al. 2006, Korrelationen zwischen nahegelegenen Felsterrassen und Donauterrassen). Höhlensedimente mit abgerollten Zähnen und Knochen belegen, dass die vadose Phase der Höhlenbildung bis ins früheste Pleistozän andauerte (UFRECHT et al. 2003, ABEL et al. 2006). Innerhalb derselben Zeitspanne vom Pliozän bis ins früheste Pleistozän entstanden in der Laierhöhle drei Höhlenetagen (2b, 3a und 3b) während die Bären- und Karlshöhle sich auf eine Etage beschränkte. Das setzt für die Westalb einen sehr stabilen Karstwasserspiegel voraus und bedeutet somit, dass in dieser Zeit im näheren Umkreis keine Hebungsbewegungen stattgefunden haben können (Tab. 2).

Auf der Mittleren Schwäbischen Alb befindet sich 20 km südwestlich der Laierhöhle die Laichinger Tiefenhöhle, deren Eingang auf 780 mNN liegt. In diesem Höhlensystem befinden sich in Tiefen von 30 und 50 m unter Eingangsniveau horizontale Etagen. Nach GLÖKLER und UFRECHT (1983a) entsprechen die beiden Etagen zeitlich zwei stabilen Phasen nach Beginn der Donaueinschneidung im frühen Pliozän. Also wurden sowohl die Bären-/Karlshöhle als auch die Laichinger Tiefenhöhle nach dem Beginn der danubischen Einschneidung im frühen Pliozän angelegt und blieben bis ins früheste Pleistozän aktiv, als die Laierhöhle schon von der rheinischen Erosion trockengelegt worden war.

Tab. 2: Korrelationen zwischen Flussgeschichte, Verkarstungsgeschichte und Tektonik



LTH: Laichinger Tiefenhöhlen, LH: Laierhöhle

* : aus Skalierungsgründen ist der letzte tektonische Impuls, der für die Trennung der Laierhöhlen-Niveaus 3a und 3b verantwortlich ist, zu einem Stern reduziert.

Hebungsvorgänge während des frühen Spätmiozäns betrafen gleichzeitig alle drei Sektoren der Schwäbischen Alb und führten zu einer ersten Phase der Höhlenbildung. Vom frühen Pliozän zum frühesten Pleistozän blieb die Westalb stabil (Bärenhöhle) während die Mittlere Alb und die Ostalb bedeutende Hebungen erfuhren. Die heute höhere Topographie der Westalb muss demnach später als frühestes Pleistozän erfolgt sein. Das steht im Einklang mit den Arbeiten von UFRECHT et al. (2003), ABEL et al. (2006), UFRECHT (2006, 2008), die alte Landoberflächen der Mittelalb und Westalb über Terrassen des Laucherttals mit Donauterrassen korrelieren konnten. UFRECHT (2009) stellt in einer umfassenden Analyse des tektonischen Inventars der Mittleren Schwäbischen Alb ebenfalls eine Verstärkung der postburdigalen Hebungsvorgänge im Pliozän und vor allem im Pleistozän fest, bei denen die Donau mit Eintiefung unter Kerbtalbildung reagierte, was letztendlich zum Trockenfallen des oberirdischen Entwässerungssystems führte.

Die Alterseinschätzungen durch Korrelationen zwischen Geo- und Karstmorphologie werden durch die Erkenntnisse aus den höhlensedimentologischen Untersuchungen untermauert. Interessanterweise ist die Konzentration der Sphärulen und der Titan-Magnetite in den jüngeren Höhlenteilen und dem Mordloch besonders hoch. Auffällig ist, dass diese Proben auch eine höhere Korngröße aufweisen, was auf höherenergetische Um- und Einlagerungsprozesse schließen lässt.

Obwohl einzelne Sphärulen theoretisch von verschiedenen Meteoriteneinschlägen zwischen Kreidezeit und dem Pleistozän stammen können, ist die wahrscheinliche Quelle für diese außergewöhnlich hohe Sphärulenkonzentration in spätmiozänen bis pleistozänen Höhlensedimenten jedoch der nahe gelegene Ries-Steinheim-Impakt vor 14,59 Millionen Jahren. Diese Theorie wird durch die ähnliche geochemische Zusammensetzung von Sphärulen und dem Bohrkern aus dem Steinheimer Becken und einen hohen Anteil etwa altersgleicher vulkanischer Titan-Magnetite des Urach-Kircheimer Vulkanismus in den Höhlenlehmen gestützt. Zum Beispiel ist das Karstsystem des Mordlochs noch aktiv, das heißt, es wird auch heute noch Material von der Albhochfläche in die Höhle geschwemmt. Eine Archivierung miozäner Steinheim-Sphärulen ist also nicht ausgeschlossen, da alte Höhlensedimente in Form von Lehmabänken im Inneren gespeichert sein können. Alte Verwitterungslehme stehen

innerhalb des Einzugsgebietes des Mordlochs noch auf der Kuppe zwischen Stötten und Schnittlingen (Höchster Punkt im DHM Abb.14) an, die nach DONGUS (2000) zu einer miozänen Reliefgeneration gehören.

Da die Prozesse, die zur Einlagerung von Höhlensedimenten führen, sich über lange Zeiträume erstrecken können, ist die bloße Existenz einzelner Sphärulen nicht aussagekräftig genug, um neue Erkenntnisse über landschafts- und karstgeschichtliche Prozesse zu gewinnen. Jedoch spricht die Häufung in einzelnen Sedimentlagen und die direkte Nachbarschaft zu Steinheim und Ries für einen Einlagerungsprozess, der eine vermutlich ursprünglich sehr markante Schicht von Auswurfmassen von der mittelmiozänen Landoberfläche mit nur wenigen Umlagerungsschritten ins Karstsystem einbrachte.

Es müssen noch wesentlich umfangreichere Arbeiten mit ausgedehnten Beprobungskampagnen in anderen Höhlen der Schwäbischen Alb folgen, um diese Vorgänge genauer verstehen zu können und eine belastbare Statistik zu erhalten. Dabei sollte auch die Fränkische Alb miteinbezogen werden, von deren Karsthöhlen bislang noch keine Sphärulen bekannt sind.

10 Schlussfolgerungen

Laichinger Tiefenhöhle und Laierhöhle (beide werden üblicherweise als Schachthöhlen bezeichnet) zeigen deutliche Merkmale, die mit einer hypogenen Höhlenentstehung in Verbindung gebracht werden. Das heißt, neben den typischen Kleinformen wie *feeder*, Wandkanäle, *outlets* und Deckenrinnen lässt sich die Ganganordnung der beiden Höhlensysteme als dreidimensionales Labyrinth ohne natürliche Ein- und Ausgänge beschreiben.

Hypogene Höhlenentstehung erfordert aufsteigendes Grundwasser, zum Beispiel hydrothermale Wässer oder artesische Verhältnisse. Hydrothermale Wässer sind weder rezent noch fossil nachzuweisen. Auf der Schwäbischen Alb sind artesische Verhältnisse nur im Bereich einer Vorflut mit deutlich tieferem Niveau als dem Einzugsgebiet denkbar. Zum Beispiel liegen Teile der Blauhöhle 42 m unter dem Quellniveau und das Einzugsgebiet liegt bis zu 200 m höher. Die Laichinger Tiefenhöhle

lag nie im Bereich einer Vorflut und die Laierhöhle hatte keine direkte Verbindung zur Vorflut Ur-Lone. Das bedeutet, dass man hier für aufsteigendes Grundwasser nicht die normale Situation annehmen kann, sondern als Erklärung sehr starke Diskontinuitäten im Karst in Form von tektonischen Störungs- und Zerrüttungszonen voraussetzen muss, damit im Einzugsgebiet lokal aufsteigendes Wasser über eine größere Schichtmächtigkeit vorhanden ist.

Andererseits existieren Merkmale, die klar für eine epigene Höhlenentwicklung sprechen. Das sind deutliche horizontale Etagen, Wasserspiegelmarken, Schlüssellochprofile und mächtige Sedimentverplombungen mit allochthonen Gemengteilen. Ich schlage daher ein Mischmodell zwischen den beiden Endgliedern hypogene und epigene Höhlenentstehung vor. Demnach hätte sich die Bildung der einzelnen Etagen von Laierhöhle und Laichinger Tiefenhöhle nach folgendem Schema abgespielt: früh angelegte Schlote und Schächte entlang von tektonischen Trennflächen, im Gebiet lokal aufsteigenden Grundwassers, Verstärkung der Korrosion (Mischungskorrosion) beim Eintreffen und Einpendeln des Karstwasserspiegels auf einem bestimmten Niveau, Sedimentverfüllung, Ausräumung und weitere Tieferlegung usw.. Die beiden Höhlen wurden nie von einem Höhlenbach im engeren Sinn durchflossen, sondern entstanden in nahezu stehendem oder nur langsam, aber konvektiv strömendem Grundwasser. Die Bildung der mächtigen Sedimenteinträge hat sich vermutlich in der vadosen Phase der jeweiligen Höhlenetage ereignet, wenn unter teilweise vadosen Bedingungen Flutereignisse Sedimente aus höheren Etagen oder der Oberfläche aufarbeiteten in tiefere Höhlenteile spülten. Die beiden Schachthöhlen bieten verlässliche Maße für langfristig stabile Phasen des Karstwasserspiegels. Für die anderen Höhlen (Falkenhöhle, Haldensteinhöhle, Mordloch, Bären-/Karlshöhle, Höhlenruinen auf den Kuppen der Westalb) gilt die epigene Speläogenese auf einem einzelnen Niveau mit Höhlenbachstadium.

Magnetische Sphärulen in Höhlensedimenten aus Laierhöhle, Laichinger Tiefenhöhle und Mordloch sind Impaktsphärulen. Die wahrscheinlichste Quelle ist der Einschlag des Meteoriten, der zur Entstehung des Steinheimer Beckens führte. Bei einem gleichzeitigen Einschlag zusammen mit dem Ries-Meteoriten wären die Sphärulen 14,59 Ma alt. Neben den Titanmagnetiten, die dem Urach-Kirchheimer Vulkanismus

zugeordnet werden können, bilden die Sphärulen einen weiteren Zeitmarker für eine mittelmiozäne Landoberfläche.

Die Laierhöhle zeichnet fünf Episoden von Langzeit-Stabilität des Karstwasserspiegels über einen Zeitraum vom späten Mittelmiozän bis zum Übergang Pliozän/Pleistozän. Aufgrund des einzigen verfügbaren absoluten Alters (BUCHNER et al. 2003, BUCHNER et al. 2010) und den relativen Altern, die im Text diskutiert wurden, kann die folgende Sequenz von Verkarstungsphasen aufgestellt werden:

Die ältesten stabilen Episoden datieren ins späte mittlere Miozän und ins Spätmiozän (horizontale Niveaus 1 und 2a). Die Phase, die für die Bildung von Niveau 2b verantwortlich ist, fällt ins frühe Pliozän. Die Niveaus 3a und 3b sind räumlich zwar weit auseinander, müssen sich aber innerhalb relativ kurzer Zeit zum Ende des Pliozäns gebildet haben.

Bereiche, in denen vertikale Schächte in der Laierhöhle dominieren, werden mit tektonischer Hebung korreliert. Während der Zeitspanne vom späten mittleren Miozän bis zum frühesten Pleistozän zeichnet die Höhle fünf Phasen tektonischer Hebung auf. Die frühpleistozäne rheinische Einschneidung, die zur Deaktivierung der Laierhöhle geführt hat, ist eher auf rückschreitende Erosion zurückzuführen als auf eine Reaktion auf einen tektonischen Hebungsimpuls.

Das Beispiel der Laierhöhle zeigt, dass die Gesamttiefe der Verkarstung in der Größenordnung von 120 m liegt (90 m für die Tiefe von Niveau 3b plus 30 m für die wahrscheinliche Höhe der nicht mehr vorhandenen Gesteinssäule über dem Eingang während der in Frage kommenden Zeitspanne). Diese Phase der Verkarstung erfolgte über einen Zeitraum von etwa 12 Ma (Tab. 2), woraus sich eine durchschnittliche Hebungsrate von 0,01 mm/Jahr ableiten lässt. Jedoch ist es realistischer, den gesamten Anteil der Karstwasserabsenkung auf die tektonischen Hebungsphasen zu verteilen. In einer groben Abschätzung betrug die Zeit, die von tektonischer Hebung bestimmt wurde, insgesamt etwa 9 Ma, wobei die einzelnen speläogenetisch aufgezeichneten Impulse zwischen 4 ± 1 Ma (Schächte zwischen Niveau 2a und 2b) und einigen 100 Ka (Schächte zwischen Niveau 3a und 3b) schwanken. Aufgrund der wenigen absoluten Altersdatierungen kann die Länge der einzelnen Impulse nicht

besser aufgelöst werden als dies über die groben stratigraphischen Positionen von residualen Böden, Terrassen und Konglomeraten wie der Jüngerer Juranagelfluh möglich ist. Aus dieser Datengrundlage lassen sich für die einzelnen Hebungsimpulse spezifische Hebungsrate errechnen, aber es ist nochmals zu betonen, dass diese Zahlen lediglich Größenordnungen darstellen und im Detail nicht belastbar sind. Der tektonische Impuls zwischen Niveau 1 und 2a (geschätzte Dauer: $1,5 \pm 0,5$ Ma, Hebung: 25 m) würde einer durchschnittlichen Hebungsrate von 0,017 mm/a entsprechen (0,025 mm/a bis 0,0125 mm/a), der tektonische Impuls zwischen Niveau 2a und Niveau 2b (geschätzte Dauer: 4 ± 1 Ma, Hebung 15 m) entspricht $0,004 \pm 0,001$ mm/a, und der Impuls zwischen Niveau 2b und 3a (geschätzte Dauer: 2 Ma, Hebung: 10 m) entspricht einer Hebungsrate 0,005 mm/a. Der letzte Impuls von Niveau 3a nach 3b (Hebung: 20 m) beträgt auf 0,07 mm/a über eine Zeit von 300 Ka. Höchstwahrscheinlich muss dieser sehr starke letzte Impuls als ein kombinierter Effekt aus tektonischer Hebung und rapidem Klimawandel gesehen werden. Im Verlauf des späten Pliozäns verdreifachte sich der Sedimenteintrag in die Ozeane (PEIZHEN et al. 2001). Hochfrequente starke Schwankungen von Temperatur, Niederschlag und Vegetationsdecke waren verantwortlich dafür, dass im globalen Maßstab geomorphologische Vorgänge aus dem Gleichgewicht gebracht wurden. Dies könnte erklären, warum die Ur-Lone am Ende des Pliozäns eine „Last-Minute-Einschneidung“ zustande brachte, obwohl sie zu diesem Zeitpunkt schon des Großteils ihres ursprünglichen Einzugsgebiets beraubt war.

11 Dank

Ich danke ganz besonders herzlich Herrn Prof. Dr. Hartmut Seyfried, der mich bei der Ausarbeitung des Themas von Anfang an unterstützt hat und mir bei fachlichen Diskussionen und Veröffentlichungen wertvolle Denkanstöße gegeben hat. Dabei hat er über lange Jahre sehr viel Geduld bewiesen. Prof. Dr. Theo Simon danke ich ebenfalls für fachliche Anregungen und Diskussionen im Bereich Landschafts- und Flussgeschichte.

Genauso trugen Dr. Elmar Buchner, Dr. Klaus Pelz, Dr. Martin Schmieder, Dr. Jörg Kröchert und Dr. Julia Lanz sowohl in Form von tatkräftiger Unterstützung bei Höhlentouren und Probenbeschaffung als auch bei Publikationen und wissenschaftlichen Diskussionen zum Gelingen der Arbeit bei. Ebenso danke ich Herrn Prof. Dr. Wolfgang Ufrecht, der mich in der Laichinger Tiefenhöhle von den spärlich verbliebenen Sedimenten des „Seeigelganges“ Proben nehmen ließ und mir in zahlreichen fachlichen Diskussionen neue Sichtweisen und Ideen eröffnete, auch im Rahmen der Karst-Symposien in Laichingen.

Mein Dank gilt auch dem Kahlensteiner Höhlenverein, insbesondere dem Besitzer der Laierhöhle, Willi Müller, der ihre Erhaltung und somit die Forschungen erst ermöglichte. Für die technische Unterstützung danke ich Dr. Thomas Theye vom Institut für Mineralogie und Kristallchemie der Universität Stuttgart und den Präparatoren Christoph Wimmer-Pfeil und Moritz Schmelz. Zur Finanzierung der Arbeit trug in den ersten beiden Jahren die Landesgraduiertenförderung mit einem Stipendium bei, wofür ich sehr dankbar bin.

Ohne die moralische und emotionale, aber auch fachliche Unterstützung durch meine Frau Annette wäre das ganze Unternehmen schiergar unmöglich gewesen! Vielen Dank für die ständige Aufmunterung, die Ermutigungen und die Entbehrungen! Von unschätzbarem Wert waren die täglichen Sitzungen der Käffchenrunde, bei der jedes Mal auf's Neue das Leben, das Universum und der ganze Rest sowie die Lösung des irdischen Energieproblems erörtert wurde. Danke auch für den schönen Doktorhut!

Zu guter Letzt bedanke ich mich bei Andreas, Andreas T. und Ilse Menzel von Menzel Ingenieure, meinen neuen Arbeitgebern, für das Verständnis für meinen „Freizeitbedarf“ und die flexible Urlaubsgestaltung zum Vollenden der Dissertation.

Referenzen

- ABEL, T. (2003): Untersuchungen zur Genese des Malmkarsts der Mittleren Schwäbischen Alb im Quartär und jüngeren Tertiär. Dissertation, Eberhard Karls Universität, Tübingen, 179 S.
- ABEL, T., HARLACHER, C. & UFRICHT, W. (2006): Zur Verkarstungsgeschichte der Bären- und Karlshöhle bei Erpfingen (Schwäbische Alb) im Plio-Pleistozän unter Berücksichtigung von Sinterchronologie und Paläontologie. Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereines, N.F. 88: 9 - 51.
- AUDRA, P., D'ANTONI-NOBECOURT, J.-C. & BIGOT, J.-Y. (2010): Hypogenic caves in France. Speleogenesis and morphology of the cave systems. Bulletin de la Société Géologique de France, 181(4): 327-335.
- BAYER, H.-J. & GROSCOPF, P. (1993): Karstwannen auf der Ostalb: Karstlandschaft Schwäbische Ostalb. Karst und Höhle, Verband der deutschen Höhlen- und Karstforscher e.V., München, S. 295-304.
- BERGER, J.-P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., GRIMM, M., GRIMM, K., PICOT, L., STORNI, A., PIRKENSEER, C., DERER, C. & SCHAEFER, A. (2005a): Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. International Journal of Earth Sciences, 94(4): 697-710.
- BERGER, J.-P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., GRIMM, M., GRIMM, K., PICOT, L., STORNI, A., PIRKENSEER, C. & SCHAEFER, A. (2005b): Eocene-Pliocene time scale and stratigraphy of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB). International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), 94: 711-731.
- BERZ, K. C. (1924): Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. geognostische Spezialkarte von Württemberg, Atlasblatt Heidenheim, 2.Aufl., Stuttgart, S. 105-115 und 30-47.
- BÖGLI, A. (1964): Corrosion by mixing of waters. International Journal of Speleology, 1: 61-70.
- BÖGLI, A. (1978): Karsthydrographie und physische Speläologie. Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- BÖGLI, A. (1980): Karst Hydrology and Physical Speleology. Springer-Verlag, Berlin, 284 pp.
- BORGER, H. (2000): Mikromorphologie und Paläoenvironment- Die Mineralverwitterung als Zeugnis der cretazisch-tertiären Umwelt in Süddeutschland. Relief Boden Paläoklima, 15, Bremer, H., Brunnacker, K., Heine, K., Lauer, W. und Hagedorn, H. Gebrüder Borntraeger, Berlin Stuttgart, 243 S.

- BORNGRÄBER, O., HARLACHER, C. & UFRECHT, W. (2000): Zur Geologie der Laierhöhle (7325/75), Schwäbische Alb. Laichinger Höhlenfreund, 35(2): 105-116.
- BUCHNER, E. (1998): Die süddeutsche Brackwassermolasse in der Graupensandrinne und ihre Beziehung zum Riesimpakt. Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereines, 80: 399-459.
- BUCHNER, E. (2006): Impactgeological relations between the depositions of the North Alpine Foreland Basin and the Nördlinger Ries impact. Habilitation Thesis, Universität Stuttgart, Stuttgart.
- BUCHNER, E., SEYFRIED, H. & HISCHE, R. (1996): Die Graupensande der süddeutschen Brackwassermolasse: ein Incised Valley Fill infolge des Ries-Impaktes. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 147(2): 169-181.
- BUCHNER, E., SCHWEIGERT, G. & SEYFRIED, H. (1998): Revision der Stratigraphie der süddeutschen Brackwassermolasse. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 149(2): 305-320.
- BUCHNER, E., SEYFRIED, H. & VAN DEN BOGAARD, P. (2003): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe age determination confirms the Ries impact crater as source of glass particles in Graupensand sediments (Grimmelfingen Formation, North Alpine Foreland Basin). International Journal of Earth Sciences, 92(1): 1-6.
- BUCHNER, E., SCHMIEDER, M., STRASSER, M., STRASSER, A. & KRÖCHERT, J. (2009): Impacts on Spherules. 40th Lunar and Planetary Science Conference; The Woodlands, Texas, USA; Abstract #1017.
- BUCHNER, E., SCHWARZ, W. H., SCHMIEDER, M. und TRIELOFF, M. (2010): Establishing a 14.6 ± 0.2 Ma age for the Nördlinger Ries impact (Germany) - A prime example for concordant isotopic ages from various dating materials. Meteoritics & Planetary Science, 45(4): 662-674.
- BUCHNER, E. & SCHMIEDER, M. (2009): Suevit - Entstehung und Auftreten in Meteoritenkratern der Erde. – In: ROSENDAHL, W. & SCHIEBER, M. (Hrsg.): Der Stein der Schwaben. Natur- und Kulturgeschichte des Suevits. Staatsanzeiger-Verlag, Stuttgart, S. 19-23.
- BURGER, D., GEYH, M. A., PAPENFUß, K.-H., SMETTAN, H., TEICHMANN, R. & UFRECHT, W. (1993): Sedimentpetrographie und Alter von Höhlenlehm aus der Laichinger Tiefenhöhle (7524/01, Schwäbische Alb). Laichinger Höhlenfreund, 28(2): 47-72.
- COLOMBETTI, A., FERRARI, G., NICOLODI, F. & PANINI, F. (1998): Some metallic spherules in calcareous-marly sediments of the Romanoro Flysch, Sestola-Vidiciatico tectonic units (Modena district, Northern Apennines, Italy). Planetary and Space Science 46: 329-340.
- DEHM, R. (1935): Über tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. Abhandlungen der bayerischen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Abteilung, N. F, 29: 1-86.

- DONGUS, H., 1962. Alte Landoberflächen der Ostalb. Forschungen zur deutschen Landeskunde, 134. Bundesanstalt für Landeskunde und Raumforschung, Bad Godesburg.
- DONGUS, H. (1977): Die Oberflächenformen der Schwäbischen Alb und ihres Vorlandes. Marburger geographische Schriften, 72, Schott, C. Selbstverlag des Geographischen Institutes der Universität Marburg, Marburg/Lahn, 486 S.
- DONGUS, H. (2000): Die Oberflächenformen Südwestdeutschlands. Gebrüder Borntraeger, Berlin; Stuttgart.
- DOPPLER, G. (1989): Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandsmolasse in Bayrisch-Schwaben. *Geologica Bavarica*, 94: 83-133.
- DOPPLER, G. & SCHWERD, K. (1996): Faltenmolasse, Aufgerichtete Molasse und westliche Vorlandmolasse: Geologische Karte von Bayern 1:500000. GLA Bayern, München, 329 S.
- EL GORESY, A. & FECHTIG, H. (1967): Fusion crust of iron meteorites and mesosiderites and production of cosmic spherules. *Smithsonian Contributions to Astrophysics* 11: 391-397.
- FARRANT, A. R., SMART, P. L., WHITAKER, F. F. & TARLING, D. H. (1995): Long-term Quaternary uplift rates inferred from limestone caves in Sarawak, Malaysia. *Geology*, 23: 357 - 360.
- FILIPPONI, M., JEANNIN, P.-Y. & TACHER, L. (2009): Evidence of inception horizons in karst conduit networks. *Geomorphology*, 106(Special Issue): 86-99.
- FORD, D. C. & WILLIAMS, P. W. (1989): *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman, London, 601 S.
- FORD, D. C. (2006): Karst geomorphology, caves and cave deposits: a review of North American contributions during the past half century. In: Harmon, R. S. & Wicks, C. W. (Hrsg.): *Perspectives on Karst Geomorphology, Hydrology and Geochemistry*. Special Paper 404. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 1-14.
- FORD, D. C. & WILLIAMS, P. (2007): *Karst Hydrology and Geomorphology*. John Wiley & Sons, Chichester.
- FÜCHTBAUER, H. (1955): Die Sedimentation der in der westlichen Alpenvorlandmolasse. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 105: 527-530.
- FREDRIKSSON, K. (1956): Cosmic spherules in deep-sea sediments. *Nature* 177: 32-33.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1991): *Geologie von Baden-Württemberg*. 4, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.

- GIBBONS, R. V., HORZ, F., THOMPSON, T. D. & BROWNLEE, D. E. (1976): Metal spherules in Wabar, Monturaqui, and Henbury impactites. Proceedings Lunar and Planetary Science Conference 7th, 863-880; Houston, Texas, USA.
- GLASS, B. P. (2002): Upper Eocene Impact Ejecta/Spherule Layers in Marine Sediments. *Chemie der Erde – Geochemistry* 62(3): 173-196.
- GLÖKLER, K. & UFRECHT, W. (1983a): Die Entstehung der Laichinger Tiefenhöhle (Mittlere Schwäbische Alb). *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines*, N. F. 65: 223-242.
- GLÖKLER, K. & UFRECHT, W. (1983b): Beitrag zur Altersdatierung der Tiefenhöhle, Schwäbische Alb. *Laichinger Höhlenfreund*, 18(1): 55-59.
- GRANGER, D. und MUZIKAR, P. F. (2001): Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: Theory, technics, and limitations. *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 269-281.
- GRANGER, D. E., FABEL, D. & PALMER, A. N. (2001): Pliocene-Pleistocene incision of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in Mammoth Cave sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 113: 825-826.
- GROSCHOFF, P. & VILLINGER, E. (Hrsg.) (1998): Erläuterungen zur Geologischen Schulkarte von Baden-Württemberg 1:1000 000, Freiburg i. Br.
- HAHN, J. (1993): Urgeschichtliche Forschung auf der Ostalb: Karstlandschaft Schwäbische Ostalb. *Karst und Höhle*, Verband der deutschen Höhlen- und Karstforscher e.V., München, 213-224.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-Level Change. *SEPM, Special Publication* 42: 71-108.
- HARLACHER, C. & UFRECHT, W. (2001): Sinterchronologische Untersuchungen in der Laierhöhle bei Geislingen-Weiler (7325/75), Schwäbische Alb. *Laichinger Höhlenfreund*, 36(2): 85-94.
- HÄUSELMANN, P. (2002): Cave Genesis and its relationship to surface processes: Investigations in the Siebenhengste region (BE, Switzerland). PhD, University of Fribourg, Switzerland, 168 S.
- HÄUSELMANN, P. & GRANGER, D. E. (2005): Dating of caves by cosmogenic nuclides: Method, possibilities and the Siebenhengste example (Switzerland). *Acta Carsologica*, 34(1): 43-50.
- HÄUSELMANN, P., GRANGER, D. E., JEANNIN, P.-Y. & LAURITZEN, S.-E. (2007): Abrupt glacial valley incision 0,8 Ma dated from cave deposits in Switzerland. *Geology*, 35(2): 143-146.
- JANTSCHKE, H. (1993): Einige Höhlen der Ostalb: Karstlandschaft Schwäbische Ostalb. *Karst und Höhle* Verband der deutschen Höhlen- und Karstforscher e.V., München, 135-212.

- JÉHANNO, C., BOCLET, D., BONTÉ, PH., CASTELLARIN, A. & Rocchia, R. (1988): Identification of two populations of extraterrestrial particles in a Jurassic hardground of the Southern Alps. Proceedings of the 18th Lunar Planetary Science Conference: 623-630; Houston, Texas, USA.
- KAUFMANN, G. (2009): Modelling karst geomorphology on different time scales. *Geomorphology*, 106(Special Issue): 62-77.
- KLIMCHOUK, A. (2000): Speleogenesis under deep-seated confined settings. In: KLIMCHOUK, A., FORD, D. C., PALMER, A. N. & DREYBRODT, W. (Hrsg.): *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, 244-260.
- KLIMCHOUK, A. (2004): Speleogenesis: Deep-Seated and Confined Settings. In: GUNN, J. (Hrsg.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn/Taylor and Francis, New York-London, 681-683.
- KLIMCHOUK, A. (2007): Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective. Special Paper No. 1, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, New Mexico, 106 S.
- KLIMCHOUK, A. (2009): Morphogenesis of hypogenic caves. *Geomorphology*, 106(Special Issue): S. 100-117.
- KRÖCHERT, J., SCHMIEDER, M., THEYE, T. & BUCHNER, E. (2009): Considerations on the age of the Urach volcanic field (Southwest Germany). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 160(4): 325-331.
- 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.
- LEHMANN, U. (1953): Eine Villafranchiano-Fauna in der Erpfinger Höhle (Schwäbische Alb). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie (Mh.)*, 1953: 437-464.
- LEHMANN, U. (1957): Weitere Fossilfunde aus dem ältesten Pleistozän der Erpfinger Höhle (Schwäbische Alb). *Mitteilungen des Geologischen Staatsinstitutes Hamburg*, 26: 60-99.
- LEMCKE, K. (1984): Geologische Vorgänge in den Alpen ab Eozän im Spiegel vor allem der deutschen Molasse im nördlichen Alpenvorland. *Geologische Rundschau*, 73(1): 371-397.
- LEVY (1922): Lonetal und Geislinger Steige. *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen geologischen Vereines*, Bd. XI NF: 22-26.
- LOUGHEED, M. S. (1966): A classification of extraterrestrial spherules found in sedimentary rocks and till. *The Ohio Journal of Science*, 66: 274-283.
- LOWE, D. (2000): Role of stratigraphic elements in speleogenesis. *Geomorphology*, 106(Special Issue): 89-99.

- LUTZEIER, H. (1922): Beiträge zur Kenntnis der Meeresmolasse in der Ulmer Gegend. In: BRAUNS, R., BERGEAT, A., HENNIG, E. und POMPECKJ, J. F. (Hrsg.): Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Beilagen- Band Abt. B, 46. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 117-180.
- LUZ, H. M. (2006): Die Höhlen der Kartenblätter 1:25000 7619 Hechingen und 7620 Jungingen. Laichinger Höhlenfreund, 41: 75-121.
- MARINI, F., RAUKAS, A. & TIIRMAA, R. (2004): Iron fines from the Kaali impact-site (Holocene, Estonia): Preliminary SEM investigation. *Geochemical Journal*, 38: 107-120.
- MATHUR, S. C., GOUR, S. D., LOYAL, R. S., TRIPATHI, A. & SISODIA, M. S. (2005): Spherules from the Late Cretaceous phosphorite of the Fathehgarh Formation, Barmer Basin, India. *Gondwana Research*, 8: 579-584.
- MAURER, H. & BUCHNER, E. (2007): Rekonstruktion fluvialer Systeme der Oberen Süßwassermolasse im Nordalpinen Vorlandbecken SW-Deutschlands (Fluvial systems of the Upper Freshwater Molasse (North Alpine Foreland basin, SW-Germany)). *Zeitschrift der deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 158(2): 249-270.
- MONTANARI, A. & KOEBERL, C. (2000): *Impact Stratigraphy. The Italian Record*. 364 S.; Heidelberg, Berlin (Springer-Verlag).
- MORRIS, R. V., MING, D. W., GRAFF, T. G., ARVIDSON, R. E., BELL III, J. F., SQUYRES, S. W., MERTZMAN, S. A., GRUENER, J. E., GOLDEN, D. C., LE, L. & ROBINSON, G. A. (2005): Hematite spherules in basaltic tephra altered under aqueous, acid-sulfate conditions on Mauna Kea volcano, Hawaii: Possible clues for the occurrence of hematite-rich spherules in the Burns formation at Meridiani Planum, Mars. – *Earth and Planetary Science Letters*, 240(1): 168-178.
- PALMER, A. N. (1987): Cave Levels and their interpretation. *Bulletin of the National Speleological Society*, 49: 50-66.
- PALMER, A. N. (1991): Origin and morphology of limestone caves. *Bulletin of the Geological Society of America*, 103: 1-21.
- PAPENFUSS, K.-H. (1974): Mineralogisch-petrographische Untersuchungen an den vulkanischen Tuffen im Uracher Vulkangebiet (Schwäbische Alb). *Jahreshefte des Geologischen Landesamtes in Baden-Württemberg*, 16: 13-34; Freiburg i. Br..
- PEUCKER-EHRENBRINK, B. & SCHMITZ, B. (Hrsg.) (2001): *Accretion of Extraterrestrial Matter Throughout Earth's History*. 466 S, New York (Kluwer Academic/ Plenum Publishers).
- PEIZHEN, Z., MOLNAR, P. & DOWNS, W. R. (2001): Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature*, 410: 891-897.
- REICHENBACHER, B., BÖTTCHER, R., BRACHER, H., DOPPLER, G., ENGELHARDT, W. V., GREGOR, H.-J., HEISSIG, K., HEIZMANN, E. P. J., HOFMANN, F., KÄLIN, D., LEMCKE,

- K., LUTERBACHER, H., MARTINI, E., PFEIL, F., REIFF, W., SCHREINER, A. & STEININGER, F. F. (1998a): Graupensandrinne-Riesimpakt: Zur Stratigraphie der Grimmelfinger Schichten, Kirchberger Schichten und Oberen Süßwassermolasse (nördliche Vorlandmolasse, Süddeutschland). (Graupensandrinne-Ries-impact: On the stratigraphy of the Grimmelfingen Beds, Kirchberg Beds and the Upper Freshwater Molasse, Southern Germany). *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 149(1): 127-161.
- REICHENBACHER, B., DOPPLER, G., SCHREINER, A., BÖTTCHER, R., HEISSIG, K. & HEIZMANN, E. P. J. (1998b): Lagerungsverhältnisse von Grimmelfinger Schichten und Kirchberger Schichten: Kommentar zur „Revision der Stratigraphie der süddeutschen Brackwassermolasse“. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 149: 321-326.
- ROTH, R. (1979): Die Stufenrandzone der Schwabischen Alb zwischen Erms und Fils. *Tübinger geographische Studien*, 77, Tübingen, 147 S.
- SASOWSKY, I. D., WHITE, W. B. & SCHMIDT, V. A. (1995): Determination of stream-incision rate in the Appalachian Plateaus using cave-sediment magnetostratigraphy. *Geology*, 23(5): 415-418.
- SAWICKI, L. S. (1909): Ein Beitrag zum geographischen Zyklus im Karst. *Geographische Zeitschrift*, 15: 185-204, 259-281.
- SCHALL, W. (2002): Erläuterungen zum Blatt 7425 Lonsee. Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25000, 1. Auflage, Landesamt für Geologie, R. u. B. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg, Freiburg im Breisgau, 125 S.
- SCHALL, W. & SIMON, T. (2002): Landschafts- und Flussgeschichte. In: SCHALL, W. (Hrsg.): Erläuterungen zum Blatt 7425 Lonsee. Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000 Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg, Freiburg im Breisgau, 61-74.
- SCHIDLOWSKI, M. & RITZKOWSKI, S. (1972): Magnetit-Kügelchen aus dem hessischen Tertiär. Ein Beitrag zur Frage der "kosmischen Kügelchen". *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*, 3: 170-182.
- SCHMIDT, G. & PERNICKA, E. (1994): The determination of platinum group elements (PGE) in target rocks and fall-back material of the Nördlinger Ries impact crater, Germany. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 5083-5090; Amsterdam.
- SCHMIEDER, M. & BUCHNER, E. (2009): Fe-Ni-Co sulfides from the Steinheim Basin, SW Germany: Possible impactor traces. *Meteoritics and Planetary Science*, 44: A184 (supplement).
- SCHREINER, A. (1965): Die Juranagelfluh im Hegau. *Jahreshefte des geologischen Landesamtes Baden-Württemberg*, 7: 303-354.

- SEEGER, M. (1963): Fossile Verwitterungsbildungen auf der Schwäbischen Alb-Ein Beitrag zur Kenntnis der roten Bolus-Tone. Jahreshefte des geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 6: 421-459.
- SIMON, T. (1987): Zur Entstehung der Schichtstufenlandschaft im nördlichen Baden-Württemberg. Jahreshefte des geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 29: 125-167.
- SIMON, T. (1988): Zur Flussgeschichte von Kocher und Jagst. In: Hagdorn, E. (Hrsg.): Neue Forschungen zur Erdgeschichte von Crailsheim. 1. Goldschneck Verlag, Stuttgart, Korb, S. 241-254.
- SIMONSON, B. M. & GLASS, B. P. (2004): Spherule layers—records of ancient impacts. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 32: 329-361.
- SMIT, J. (1999): The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 27: 75-113.
- STANKOWSKI, W. T. J., KATRUSIAK, A. & BUDZIANOWSKI, A. (2006): Crystallographic variety of magnetic spherules from Pleistocene and Holocene sediments in the Northern foreland of Morasko-Meteorite Reserve. Planetary and Space Science, 54: 60-70; Amsterdam.
- STÖFFLER, D., ARTEMIEVA, N. A., PIERAZZO, E. (2002): Modeling the Ries-Steinheim impact event and the formation of the moldavite strewn field. Meteoritics and Planetary Science 37: 1893-1907.
- STOCK, G. M., ANDERSON, R. S. & FINKEL, R. C. (2004): Pace of landscape evolution in the Sierra Nevada, California, revealed by cosmogenic dating of cave sediments. Geology, 32(3): 193-196.
- STOCK, G. M., GRANGER, D. E., SASOWSKY, I. D., ANDERSON, R. S. & FINKEL, R. C. (2005): Comparison of U-Th, paleomagnetism, and cosmogenic burial methods for dating caves: Implications for landscape evolution studies. Earth and Planetary Science Letters, 236: 388-403.
- STRASSER, A., STRASSER, M., PELZ, K. & SEYFRIED, H. (2008): Rekonstruktion fossiler Talböden mit digitalen Höhenmodellen am Beispiel der Ur-Eyb. Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereines, N.F. 90: 57-71.
- STRASSER, A. (2009): Rekonstruktion ehemaliger danubischer Landschaften und rheinische Abtragungsleistung im Zeitraum von einer Million Jahren - eine Modellierung und Berechnung am Beispiel von zwei süddeutschen Flusssystemen. Dissertation, Universität Stuttgart, Stuttgart, 126 S.
- STRASSER, A., STRASSER, M. und SEYFRIED, H. (2010): Quantifying erosion over timescales of one million years: a photogrammetric approach on the amount of Rhenish erosion in southwestern Germany. Geomorphology, 22: 244-253.
- STRASSER, M. & STRASSER, A. (2007): Die Laierhöhle bei Weiler o. H. - Wasserstandsmarker vom späten Miozän bis ins frühe Pleistozän. Laichinger Höhlenfreund, 42: 47-60.

- STRASSER, M., STRASSER, A., SCHMIEDER, M., KRÖCHERT, J. & BUCHNER, E. (2009a): Magnetische Sphärulen in Höhlen der Schwäbischen Alb - Spuren kosmischer Ereignisse. *Laichinger Höhlenfreund*, 44: 209-222.
- STRASSER, M., STRASSER, A., SEYFRIED, H. & PELZ, K. (2009b): A Late Miocene to Early Pleistocene multi-level cave as a gauge for tectonic uplift of the Swabian Alb (Southwestern Germany). *Geomorphology*, 106(Special Issue): 130-141.
- SZÖÖR G., ELEKES Z., RÓZSA, P., UZONYI, I., SIMULÁK, J. & KISS, Á. Z. (2001): Iron spherules: Cosmic dust or markers of a meteoritic impact? *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 181(1-4): 557-562.
- TAYLOR, P. L., NUSBAUM, R. L., FRONABARGER, A. K., KATUNA, M. P. & SUMMER, N. (1996): Magnetic spherules in coastal plain sediments, Sullivan's Island, South Carolina, USA. *Meteoritics and Planetary Science*, 31: 77-80.
- UFRECHT, W., BORGER, H. & FRANK, N. (2002): Aufbau, Morphologie und Alter von Sedimenten in der Laichinger Tiefenhöhle (7524/01, Schwäbische Alb). *Laichinger Höhlenfreund*, 37(1): 19-38.
- UFRECHT, W., ABEL, T. & HARLACHER, C. (2003): Zur plio-pleistozänen Entwicklung der Bären- und Karlshöhle bei Erpfingen (Schwäbische Alb) unter Berücksichtigung der Sinterchronologie. *Laichinger Höhlenfreund*, 38(2): 39-106.
- UFRECHT, W. (2006): Ein plombiertes Höhlenruinenstadium auf der Kuppenalb zwischen Fehlau und Lauchert (Zollernalbkreis, Schwäbische Alb). *Laichinger Höhlenfreund*, 41: 39-60.
- UFRECHT, W. (2008): Evaluating landscape development and karstification of the Central Schwäbische Alb (Southwest Germany) by fossil record of karst fillings. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 52(4): 417-436.
- UFRECHT, W. (2009): Schichtlagerung und Bruchtektonik im Einzugsgebiet des Blautopfs und dessen Umfeld (Mittlere Schwäbische Alb). *Laichinger Höhlenfreund*, 44: 107-148.
- VILLINGER, E. (1986): Untersuchungen zur Flußgeschichte von Aare-Donau/Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karsts in Südwestdeutschland. *Jahreshefte des geologischen Landesamtes Baden-Württemberg*, 28: 297-362.
- VILLINGER, E. (1998): Zur Flußgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. *Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereines*, N. F. 80: 361-398.
- WAGNER, G. (1953): Die Landschaft am Kalten Feld, ein Musterbeispiel von Flussablenkung. *Geologische Rundschau*, 41: 276-285.
- WAGNER, G. (1960): Zur Flußgeschichte der Lone. *Jahreshefte für Karst- und Höhlenkunde*, 1: 193-210.

- WORTHINGTON, S. R. H. & FORD, D. C. (1995): High sulfate concentrations in limestone springs: an important factor in conduit initiation? *Environmental Geology*, 25: 9-15.
- ZÖBELEIN, H. K. (1985): Stratigraphie der nördlichen und teils mittleren Vorlandmolasse zwischen Hegau und Isar anhand von 11 Profilen. *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung Paläontologie und historische Geologie*, 25: 209-273.

Lebenslauf

Persönliche Daten

Name: Marcel Strasser
Geburtstag: 13.03.1977
Geburtsort: Donzdorf

Beruflicher Werdegang

- | | |
|-------------|---|
| Seit 2009 | Mitarbeiter bei Menzel Ingenieure GmbH & Co. KG, Dettenhausen |
| 2005-2008 | Stipendium der Landesgraduiertenförderung Baden-Württemberg zur Finanzierung der Dissertation |
| 1998 - 2004 | Studium an der Universität Stuttgart
Diplomstudiengang Geologie und Paläontologie
Abschluss: Diplom-Geologe (Dipl.-Geol.)

Diplomprüfungen in den Fächern:
Allgemeine Geologie
Historische Geologie
Paläontologie
Mineralogie

Obligatorisches Nebenfach:
Bodenkunde

Thema der Diplomarbeit:
Akustische Kartierung und Sedimentologie im nördlichen Golf von Kalifornien, Mexiko mit besonderer Betrachtung von Bryozoenvergesellschaftungen |
| 1997 – 1998 | Zivildienst am Kreiskrankenhaus Geislingen/Steige |
| 1988 – 1997 | Rechberg-Gymnasium-Donzdorf
Abschluss: Allgemeine Hochschulreife |