

Karstphänomene und Karsttektonik im Oberen Leinleitertal/Lkr. Bamberger Land (Nördliche Frankenalb)

GeoZentrum Nordbayern
 Fachgruppe Angewandte Geowissenschaften
 Lehrstuhl für Angewandte Geologie
 Dr. Alfons Baier

von Alfons Baier

BAIER, Alfons (2008): Karstphänomene und Karsttektonik im Oberen Leinleitertal nördlich Markt Heiligenstadr/Lkr. Bamberger Land (Nördliche Frankenalb).- Geol. Bl. NO-Bayern 58, 1-4: 117-183, 24 Abb., 3 Tab., 7 Taf., Erlangen.

Einleitung

Am W-Rand der Frankenalb, rund 34 km NNE´ Erlangen, befindet sich inmitten der idyllischen Landschaft des Albtraufs das landschaftlich reizvolle Karsttal der Leinleiter. Der namensgebende Karstbach entspringt am W-Hang des Trockentaales SW´ des Heroldsteins, 4,3 km NNW´ der Ortschaft Markt Heiligenstadt (Ldkr. Bamberg). Ab ihrem Quellbereich auf rund 410 m NN fließt die Leinleiter in einem stark mäandrierenden Bachbett durch ein weitgehend naturnahes Karsttal über die Orte Oberleinleiter, Heiligenstadt und Unterleinleiter nach S. Nach einer Fließstrecke von rund 16,4 Kilometern mündet der Fluss bei Gasseldorf auf einem Höhenniveau von 294 m NN in die Wiesent -- den Hauptvorfluter der Fränkischen Schweiz -- ein, welche wiederum im Stadtgebiet von Forchheim in die Regnitz entwässert.



Seit mehreren Jahrzehnten gilt das obere Leinleitertal für zahlreiche Touristen als naturwissenschaftlich und kulturhistorisch bedeutsames Ausflugsziel. So bezeugen auf dem Dolomitknock in der Flur "Burgholz" des Eichenberges E´ Oberleinleiter die verschliffenen Wälle der sog. Schwedenschanze eine bereits sehr lang andauernde Besiedelungsgeschichte dieser Gegend. Hier steht im SE dieser Dolomitkuppe ein 160 m langer Steinwall mit heute verschütteten Außengraben an; die heute zu einem Wall verstürzte Befestigungsmauer läuft im SW im Steilhang des Eichenberges aus und geht im NE in einen Felsknock über. Im N wird die alte Höhenburg durch einen 190 m langen Randwall begrenzt. Im Inneren der Anlage befindet sich ein Querwall mit einer in dessen Mitte gelegenen Toröffnung. Die Alterstellung der Befestigung ist bis heute ungeklärt: Während einerseits vom Innenbereich der Anlage Funde

vorgeschichtlicher Lesescherben bekannt sind, könnte andererseits aufgrund fortifikatorischer Merkmale Ihre Entstehung in die ottonische Zeit gestellt werden.



Die N´ des Eichenberges im oberen Leinleiertal gelegene Heroldsmühle blickt auf eine lange und abwechslungsreiche Geschichte zurück: Für das Jahr 1355 ist zum ersten Mal ein "Müller zum Heroldsstein" in den Archiven der Stadt Bamberg vermerkt. Später wurde die Mühle ein Lehen des Klosters St. Theodor und war bis 1952 als Getreidemühle in Betrieb. Im Jahre 1974 musste das alte, baufällige Gebäude abgebrochen werden, und es wurde ab 1975 als Gaststätte neu aufgebaut. Hierbei konnte nur der Südgiebel mit dem beeindruckenden, im Jahre 1916 gebauten Mühlrad erhalten werden; dieses gilt mit einem Durchmesser von 7,20 m als das größte mittel- und Oberschlächtig laufende, vor Ort handgeschmiedete Eisenmühlrad Deutschlands.



Das für das Leinleiertal namensgebende Fließgewässer ist bereits seit 1076 als "Leinliuter" beurkundet. Etymologisch gesehen entspricht hierbei das mittelhochdeutsche Grundwort "liuter" der heutigen Bezeichnung "hell, klar", während das Bestimmungswort "Lein" als Benennung für "Schiefer, Fels" vor allem im rheinischen Raum weit verbreitet ist, jedoch auch in Mittel- und Oberfranken relativ häufig vorkommt: So gehen auf diese Bezeichnung neben dem bekannten rheinischen Lorelei-Felsen auch die fränkischen Ortsnamen Leinburg am Moritzberg, Lay im Landkreis Roth, der Nürnberger Stadtteilname "Leyh" sowie in der Oberpfalz der Name des ehemaligen Königshofes Lauterhofen zurück (Maas 1995). Der Name der Leinleiter lässt sich somit -- auf den heutigen Sprachgebrauch übertragen -- interpretieren als "der Bach bei den hellen Felsen".





N´ der Heroldsmühle führt ein Wanderweg zu den auf dem Mühlengrund liegenden, als Naturdenkmal ausgewiesenen Quellbereich der Leinleiter. Weiter talaufwärts schließt das Leinleiter-Trockental an, welches mit den ausgedehnten Kalkmagerrasen an seinen Talhängen als eines der schönsten Trockentäler der Fränkischen Schweiz gilt. Dieses Trockental vermittelt mit seinen Magerrasen und den an den obersten Talhängen stehenden Nadelwäldern einen Eindruck von der Schönheit des ursprünglichen, naturnahen Zustands im wasserarmen Karstgebirge; jedoch wurden v.a. auf der W´ gelegenen Albhochfläche die Waldbestände großflächig gerodet und in Ackerland umgewandelt, so dass hier über das geringmächtige Karstgebirge ein schneller Schadstoffeintrag in die nahe gelegenen Quellbereiche ermöglicht ist.

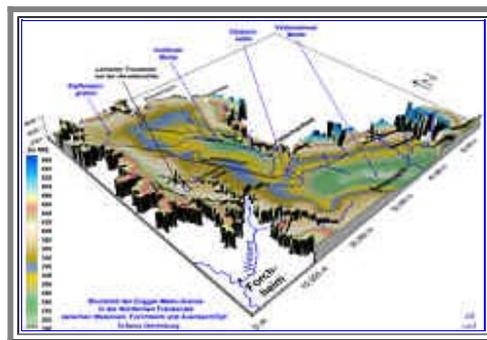


Als hydrogeologische Besonderheit in dem unter Naturschutz stehenden Leinleiter-Trockental gelten die "Tummler": Dies sind zur Schneeschmelze und nach langen Regenfällen periodisch stark schüttende Karstquellen, die das ansonsten nur durch ein trocken liegendes Bachbett charakterisierte Leinleiertal mehrmals im Jahr in ein Flussbett verwandeln. Ein bislang einfach strukturierter geologischer Lehrpfad informiert die interessierten Touristen über die naturwissenschaftlichen Gegebenheiten dieses romantischen Karsttales.



Die geologischen Verhältnisse im oberen Leinleitetal

Tektonisch gesehen befindet sich das obere Leinleitetal an der SW-Flanke der herzynisch streichenden, insgesamt über 200 km langen und 6 bis 10 km breiten **Frankenalbfurche**, welche als weitgehend linear verlaufende Muldenstruktur das Gebiet der Nördlichen Frankenalb die Bruch- und Verbiegungsstrukturen tektonisch großräumig beeinflusst hat. Die stark verkarsteten Malmschichten nehmen im Leinleitergebiet weite Areale ein und bilden morphologisch markante Steilanstiege aus. Im Bereich der Ortschaft Oberleinleiter streichen an den Talhängen die Schichten des Mittleren und Oberen Doggers aus, welche ihre heutige Position lokalen Wölbungs- und Beulenstrukturen im Untergrund sowie einer intensiven Schollen- und Bruchtektonik verdanken.



Dogger

Die durchschnittlich 70 m mächtigen **Eisensandsteine des Dogger beta** setzen sich hauptsächlich aus fein- bis mittelkörnigen, gelblich-bräunlichen Sandsteinbänken zusammen; zwischengeschaltet sind dunkelgraue, sandig-schluffige Tonlagen. Untergeordnet treten in dem Dogger-beta-Schichtpaket auch Kalksandsteinbänke und Oolithschichten mit eingelagerten Eisenerzflözen auf.

Im Liegenden der Eisensandsteine steht der dickbankige, ockergelbe, rund 15 m mächtige **Kellersandstein** mit vereinzelt eingeschalteten Tonhorizonten an. Wellenrippel, Kreuzschichtung und Bioturbation weisen ihn als Flachmeerbildung aus.

Darüber treten die nur wenige Meter mächtigen, sandigen Tone der "**mürben Zwischenschichten**" auf. Sie können jedoch lokal auskeilen: In diesen Bereichen gehen der liegende Kellersandstein und der überlagernde Hauptwerksandstein ineinander über.

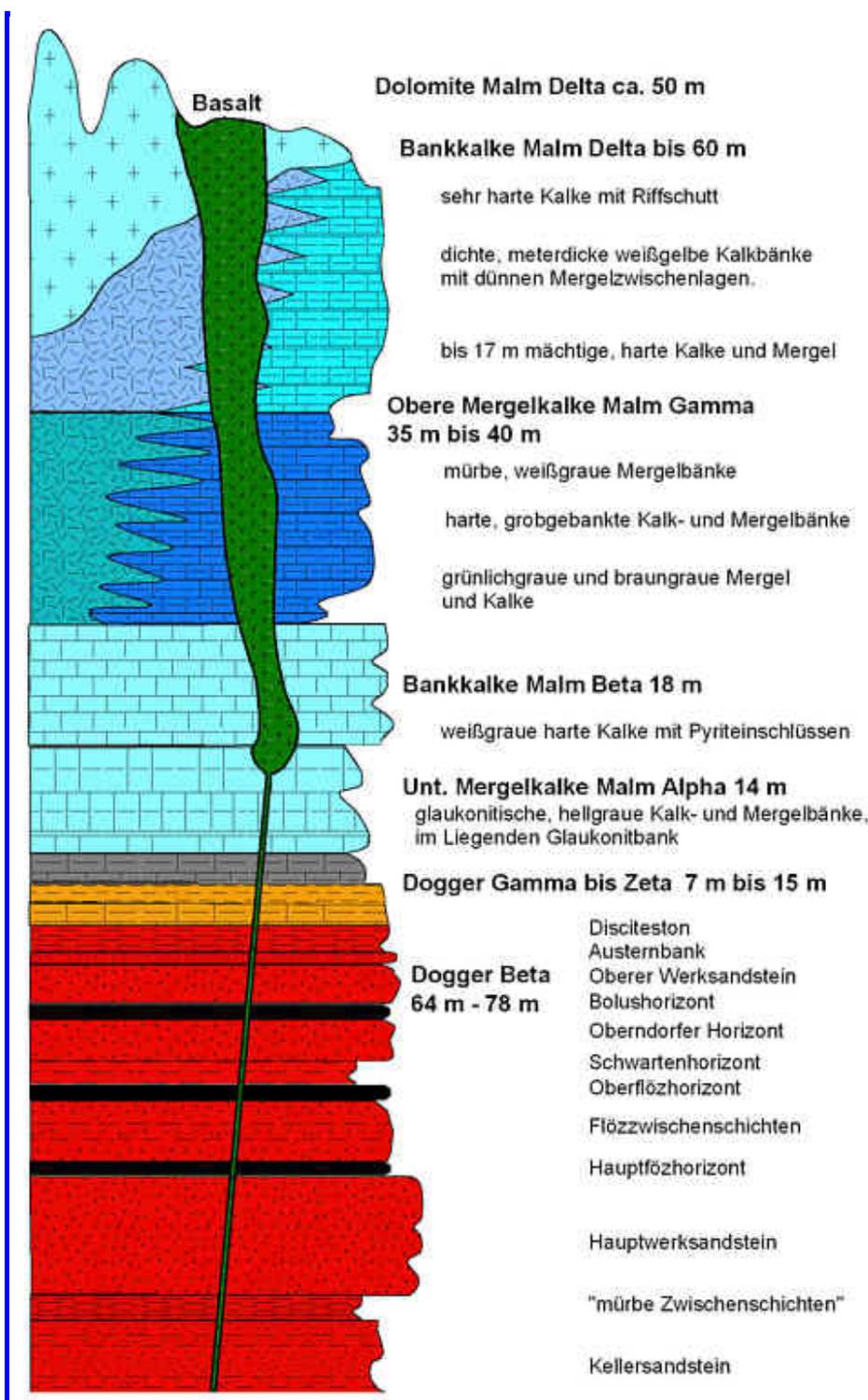
Der kompakte, überwiegend feinkörnige **Hauptwerksandstein** erreicht bei Oberleinleiter eine durchschnittliche Mächtigkeit von rund 10 m; er bildet

morphologisch eine Geländestufe aus. Im Liegenden des Hauptwerksandstein-Horizontes stehen Wechsellagerungen von Sandsteinen und Tonen an. In deren Hangenden setzt der eigentliche Hauptwerksandstein mit ockergelben und feinkörnigen Sandsteinbänken und gelegentlich eingeschalteten Muschelschill-Lagen ein.

Die **Zwischenschichten** im Liegenden des Hauptflözhorizontes sind in einer Mächtigkeit bis 4 m ausgebildet. Sie werden von Wechsellagerungen limonitischer Sandsteine und Tonlagen aufgebaut.

Im Hangenden dieser Sandsteinfole folgt der 1 m bis 4 m mächtige **Hauptflözhorizont**, in welchen bei Oberleinleiter jedoch nur wenige geringmächtige, rotviolette, oolithische Brauneisenerzflöze eingeschaltet sind. Hauptsächlich wird dieses Gesteinspaket von rotbraunen, mürben Sandsteinschichten mit geringen Eisenoxidanteilen aufgebaut.

Die darüber anstehenden, 2 m bis 9 m mächtigen **Flözzwischenschichten** sind bei Oberleinleiter vorwiegend sandig ausgebildet. Sie bestehen aus Wechsellagerungen feinkörniger, braungelber Sandsteine mit Tonzwischenlagen, tonigen Sanden und überwiegend blaugrauen, sandigen Tonen; lokal sind auch fossilführende Kalksandsteine an ihrem Aufbau beteiligt (Meyer 1979).



Der **Oberflözhorizont** setzt sich nahezu ausschließlich aus bis 2 m mächtigen, oolithischen Sandsteinen zusammen.

Im Hangenden des Oberflözhorizontes stehen die gelbbraunen, feinkörnigen Sandsteine und Tone des sog. **Schwarzenhorizontes** an. In ihren Hangenden folgen 6 m bis 8 m mächtige Kalksandsteinbänke, welche Meyer (1979) mit dem **Oberndorfer Horizont** korreliert.

Über dem Schwarzenhorizont stehen die meist sandig entwickelten, bis 3 m mächtigen Tonlagen des **Troschenreuther Bolushorizontes** an, welcher sich in der Nördlichen Frankenalb über weite Distanzen verfolgen lässt.

Der feinkörnige, rund 6 m mächtige **Obere Werksandstein** wird von roten bis ockerfarbenen Tonhorizonten durchzogen. In seinen oberen Partien tritt oft eine kalkige Matrix auf.

Im Hangenden des Oberen Werksandsteins folgt die weiträumig zu beobachtende **Austernbank**: Diese nur wenige Dezimeter bis 1 m mächtige, sehr harte, graubraune, sandige Muschelschillbank enthält kleine runde Gerölle aus gelbbraunen Doggersandsteinen sowie Bruchstücke aus aufgearbeiteten Muschelschalenschill.

Den Abschluss des Dogger Beta bildet der 4 m bis 10 m mächtige **Disciteston**, welcher lokal auch sandige Einschaltungen enthält. Dieser Horizont wird im Liegenden von plattigen (Kalk-) Sandsteinen aufgebaut; darüber folgen die fossilreiche "Rote Bank" sowie mächtige braungraue, feinsandige Tone.

Schröder (1962) untersuchte die Schwermineralführung und die paläogeographischen Verhältnisse der Doggersandsteine in Nordbayern. Für die relativ gleichförmigen Schwermineralspektren sind die stabilen Minerale kennzeichnend, wobei der Rutil überwiegt: Dies lässt darauf schließen, dass die fränkischen Doggersandsteine einer intensiven "Verwitterungsauslese" unterworfen waren.

Hydrogeologisch gesehen wirkt beim Doggersandstein der unterlagernde Opalinuston in seiner Gesamtmächtigkeit wasserundurchlässig und stellt die Sohle des Dogger-Aquifers dar. Der in die obersten Eisensandsteine eingeschaltete, mehrere Meter mächtige, graue, stellenweise sandige Discites-Tonhorizont wirkt regional als weitere Aquiclude und äußert sich im Gelände als morphologische Verflachung und Quellhorizont.

Aus dem **Oberen Braunjura** streicht bei der Ortschaft Oberleinleiter -- in einem schmalen Band entlang des Albtraufes -- eine Wechselfolge von braungrauen bis rötlichen Kalksandsteinen, graubraunen Oolithmergeln und Tonschichten aus. Die Gesamtmächtigkeit dieser "**Oolithkalke**" des Dogger gamma bis epsilon beträgt in diesem Gebiet bis 8 m. Morphologisch bilden die Schichten des Mittleren und Oberen Dogger zwischen den beiden Steilanstiegen des Dogger Beta und des Unteren Malm eine 70 m bis 130 m breite Verebnungsfläche aus.

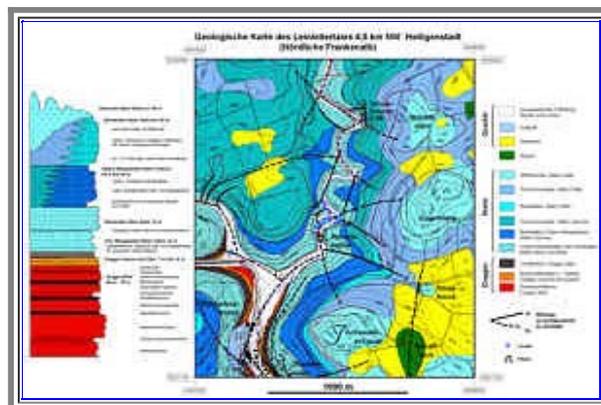
Die Schichten des **Dogger gamma** bestehen im Liegenden aus dem geringmächtigen, gelb- bis ockerbraunen Sowerbyi-Konglomerat, welches

Sandsteingerölle, Eisenoidnester und umgelagerte Belemniten sowie Schalenreste enthält. Im Hangenden folgen fossilarme, ooidreiche Kalksandsteine und sandige Tone. Die Gesamtmächtigkeit dieser Schichtenfolge beträgt lediglich 0,1 m bis 0,4 m (Meyer 1979).

Die darüber folgenden **Dogger-Delta**-Schichten werden von 0,1 m bis 0,4 m mächtigen, oolithischen Kalk- und Mergellagen aufgebaut.

Der **Dogger epsilon** setzt sich im Liegenden aus den bis 0,4 m mächtigen oolithischen Kalk- und Mergelbänken (Dogger epsilon 1) zusammen. Darüber folgen die bis 0,8 m mächtigen, knolligen Kalk- und Mergelbänke des Dogger epsilon 2 sowie die bis 6,6 m mächtigen Macrocephalenschichten des Dogger epsilon 3; diese oolithfreien grauen Mergelschichten enthalten die begehrten "Goldschnecken", welche sich hauptsächlich aus pyritisierten Fossilien der Ammonitengattungen *Macrocephalites*, *Grossouvria*, *Hecticoceras* und *Kepplerites* zusammensetzt (Meyer 1979).

Der im Gelände nur an wenigen Stellen aufgeschlossene Ornatenton des **Dogger zeta** besteht n. Dorn (1922) aus schwarzen, glaukonitischen Mergeltonen, in welche zahlreiche Phosphoritkonkretionen mit Ammoniten des oberen Callovien eingelagert sind. Der Ornatenton bildet zusammen mit den Kalkmergeln des Malm alpha eine Aquiclude, die den Dogger-Grundwasserleiter vom überlagernden Malm-Karstaquifer hydrologisch trennt und als ausgeprägter Quellhorizont wirkt.



Malm

In der Nördlichen Frankenalb setzen die Malmschichten über dem Ornatenton des Obersten Dogger mit den an der Basis schwarzbraunen, dünnstriefrigen Tonen des untersten **Malm alpha** ein. Darüber folgen grüngraue, glaukonitische, glimmerhaltige Mergel, Mergelknollenlagen und Kalkmergel. Im Gebiet des oberen Leinleiertales erreicht der Malm alpha ("Untere Mergelkalk") eine Gesamtmächtigkeit von 14 m.

Im Hangenden folgen die geringmächtigen hellen Glaukonitkalke und -mergel an der Basis des **Malm beta**, welche über die gesamte Frankenalb hin verfolgbar sind. Über diesen stehen mit steilem Anstieg die harten, hellen Werkkalke des Malm beta an. Die weißgrauen bis bräunlichgrauen Werkkalke weisen -- gegenüber den Unteren Mergelkalken -- ein Zurücktreten der Mergel und eine größere Gesteinshärte auf. Sie

besitzen einen muscheligen, scherbigen Bruch mit scharfen Kanten. Charakteristisch für den Malm Beta ist der gleichmäßige Verlauf der Schichtflächen. Bei Oberleinleiter erreichen die Malm-beta-Schichten eine Gesamtmächtigkeit von 18 m.



Im Hangenden folgen die rund 35 m mächtigen, etwas weicheren, glaukonitischen Mergel und Kalke des **Malm gamma** ("Obere Mergelkalke"). Morphologisch geht der Steilanstieg der Unteren Malmschichten mit einem Geländeknick in die breite Verebnungsfläche des Malm-Gamma-Sedimentpaketes über. Die tiefsten Malm-Gamma-Schichten (Platynota-Zone) bestehen aus grünlichgrauen und braungrauen, glaukonitischen Mergel und Mergelkalken. Darüber stehen harte, grobgebankte Kalk- und Mergelbänke an, welche von einer mächtigen Abfolge mürber, weißgrauer Mergel- und Kalkmergelbänke überlagert werden.



Daneben sind auf der Albhochfläche bei Oberleinleiter Sedimente der Schwammfazies weiträumig verbreitet. Diese weißgrauen Schwammmergel und -kalke des Malm gamma enthalten neben Tellerschwämmen auch Muscheln, Brachiopoden sowie Seelilien- und Seeigelreste. In den hangenden Partien nimmt der Tonanteil in der Malm-gamma-Schwammrifffazies zu. Die mittlere Gesamtmächtigkeit dieser Gesteinsabfolge beträgt im Gebiet des oberen Leinleitertales 35 m bis 40 m.

Die gut geschichteten Bankkalke und die Schwammkalke des **Malm delta** stehen auf den Bergkuppen des Leinleitergebietes großflächig an. Sie erreichen hier eine Gesamtmächtigkeit von 60 m.

Das Liegende der Malm-Delta-Bankkalke besteht aus hellgrauen, spröden Mergeln mit Zwischenmergeln; diese sind an den Hängen des Leinleiter-Trockentales über längere Distanzen gut aufgeschlossen. Darüber folgen bis 8,5 m mächtige, graue Mergel sowie bis 5 m mächtige, graue Kalk- und Mergelkalkbänke mit dünnen Mergelzwischenlagen. Im Hangenden folgen die gut gebankten, mergeligen Kalke mit

zwischengeschalteten, geringmächtigen Mergelzwischenlagen des höheren Malm delta.

Über diesen grauen Kalk- und Mergelkalkbänken erhebt sich rings um das Leinleitertal ein markant ausgeprägter morphologischer Steilanstieg, verursacht durch die hellen Kalke des obersten Malm delta. Diese bis rund 40 m mächtigen Karbonate werden v.a. im Hangenden sehr hart, wobei in diesen Bankkalken der Anteil von Riffschutt-Komponenten zunimmt (Meyer 1979).

Die Gesteine der oft kuppelförmig aufgebauten Schwammriffe des Malm delta sind im Liegenden durch das Vorherrschen von Schwammmergeln charakterisiert, während in den hangenden Partien massige, wohlgebankte Schwammkalke dominieren.

Bereits in den untersten Partien des Malm delta tritt lokal die Fazies des **Frankendolomits** auf, welche -- je nach vertikaler Erstreckung -- die gesamte Schichtenfolge bis zum Malm epsilon/zeta vertreten kann. Diese oberen Bereiche der Malmschichten -- vor allem die Riffkalke -- waren wahrscheinlich schon während des obersten Jura durch Zufuhr von Magnesium in massige Dolomite umgewandelt worden. Heute bauen die mächtigen Riffdolomite zusammen mit den tafelbankigen Dolomiten die charakteristische Kuppenlandschaft des Albhochlandes auf.



Im Leinleitergebiet treten die Frankendolomite vor allem im Kern der massigen, mergelarmen Schwammriffe auf. Die Dolomitfazies setzt n. Meyer (1979) meist unmittelbar über der Malm gamma/delta-Grenze ein. Die Bergkuppen im Leinleitergebiet werden überwiegend von diesen mittel- bis grobkristallinen, sehr harten, blaugrauen Gesteine aufgebaut. Obwohl die Lösungsfähigkeit von Dolomiten nur etwa ein Drittel der von Kalken entspricht, zeigen sich die Frankendolomite doch als sehr verkarstungsfähige Gesteine.

Kreide

In der **Unterkreide** wurde Süddeutschland tektonisch gehoben. Während dieser Festlandlandsperiode herrschte in der Frankenalb Abtragung vor, und es kam im Bereich der Malmtafel unter feuchttropischen Klimaverhältnissen zur Ausbildung des typischen Kegelkarstes. So entstand in der heutigen Frankenalb bereits Ende Malm

bis Oberturon ein ausgeprägtes Karstrelief mit Kesseltälern und Dolinen; hierbei bildete sich bereits ein großer Anteil der heute sichtbaren Karsterscheinungen aus.

Die untercretazischen Verkarstungsvorgänge erschufen ausgedehnte Poljen sowie große, tief in den Untergrund hinabreichende Höhlensysteme. Die meisten Höhlen der Alb wurden zu dieser Zeit bereits angelegt und auch die meisten Hohlraumssysteme, denen die heutigen Karstwässer folgen und die sowohl die Trockental- als auch die Dolinenbildung steuern, gehen auf die unterkreidezeitliche Verkarstungsphase zurück.

Diese ausgeprägte Karstlandschaft wurde vom Oberturon ab mit mächtigen Sand- und Tonsedimenten bedeckt: Mit dem Beginn der **Oberkreide** hatten Meereseinbrüche aus dem Ostalpen/Karpathenraum nach Ostbayern eingesetzt. Das unterkreidezeitliche Karstrelief wurde durch die Oberkreide-Sedimente vollständig zugedeckt. Relikte dieser obercretazischen Ablagerungen sind heute jedoch nur noch in der NE´ gelegenen Hollfelder Mulde in flächenhafter Ausdehnung erhalten geblieben; ansonsten finden sich kleine Abtragungsreste lediglich -- mit jüngeren Ablehmen vermischt -- in wenigen kleinen Karsthohlformen.

Tertiär

Bereits im **Alttertiär** setzte unter den vorherrschenden tropischen Klimabedingungen weitere flächenhafte Abtragung und erneute Verkarstung der Frankenalb ein. Die Kreidedecke wurde fast vollkommen erodiert und die darunter liegenden Malm-schichten wurden weiter angegriffen. Von den kreidezeitlichen, inzwischen trockengefallenen Höhlensystemen blieben oftmals nur Reste erhalten, welche heute auf isolierten Bergkuppen liegen.

Die Faltungsvorgänge in den Alpen und die zunehmende Dehnung des Atlantiks wirkten sich tektonisch auch im Gebiet der Nördlichen Frankenalb aus (Meyer 1979). Die Heraushebung der Alpen bedingte auch die zeitgleiche Steigerung vulkanischer Aktivitäten und Hebungsprozesse in der N´ angrenzenden Süddeutschen Großscholle. Generell verursachten die Haupt-Gebirgsbildungsphasen der Alpen ein großflächiges Zerbrechen der Erdkruste in Mitteleuropa. Vielerorts stiegen an den tiefreichenden Trennflächen basaltische Magmen bis an die Erdoberfläche empor. Es entstanden die Vulkangebiete der Eifel, des Westerwaldes, der Rhön, des Vogelberges sowie des Nördlichen Oberpfälzer Waldes. Vor allem im Oligozän setzte ein lang anhaltender Vulkanismus ein, dem die heutigen Landschaften ihre charakteristische Gestalt verdanken. In dieser Zeit waren auch das Leinleitergebiet, ebenso wie das Gebiet der Haßberge, das angrenzende Süd-Thüringen sowie die Rhön der Schauplatz vulkanischer Tätigkeiten. Dieser Vulkanismus wird auch im tektonischen Zusammenhang mit den Öffnungsvorgängen des Oberrheintalgrabens gesehen.

Zu Beginn der vulkanischen Tätigkeiten wurden überwiegend effusive und intrusive Vulkanite gefördert; neben den Basalten und Phonolithen treten stellenweise auch Trachyte, Andesite, Tephrite, Basanite, Hornblendebasalte, Olivinbasalte und

Basalttuffe auf. Im weiteren geologischen Verlauf kann vielerorts ein Übergang von anfänglich gefördertten Basalten zu kieselsäurereichen Phonolithen beobachtet werden. Aus den abgelagerten Produkten ist zu erkennen, dass der Vulkanismus vielerorts sehr explosiv war.

In Nordbayern hielt sich der Ausfluss von Laven zwar in Grenzen, so dass ein Beobachter die Situation als weit weniger spektakulär empfunden hätte als den benachbarten und in etwa gleichaltrigen Vulkanismus im Gebiet der Rhön und am heutigen Vogelsberg (Geyer & Schmidt-Kaler 2006). In den im NW' Albvorland gelegenen Haßbergen entstanden die großen Basaltvorkommen der sog. Heldburger Gangschar. Sie treten dort in einem rheinisch streichenden, rund 70 km langen sowie bis 20 km breiten Streifen auf und streuen außerordentlich weit. Die Heldburger Basalte werden heute überwiegend als das Produkt von explosivem Vulkanismus gedeutet. Aus dem Erdinnern emporsteigende Gesteinschmelzen trafen im oberflächennahen Bereichen auf Grundwässer und erbrachten somit vulkanische Sprengkrater -- somit mögen die zu beobachtenden Schlotfüllungen in den Haßbergen also die tieferen, heute noch erhaltenen Bereiche von tief abgetragenen Maarkratern darstellen (Hofbauer 2004).

Die Basaltgänge von Oberleinleiter sind tektogenetisch eng verwandt mit den Basaltvorkommen der Heldburger Gangschar. Bei der -- im Vergleich zu den Basalten der Frankenalb wesentlich intensiver untersuchten -- Heldburger Gangschar handelt es sich um ein System von Basaltschloten und Basaltgängen, welche im Gelände überwiegend als schmale Gänge von nur 1 m Breite und wenigen hundert Metern Länge auftreten; sie sind meist fiederförmig angeordnet und orientieren sich streng an rheinisch streichenden Trennflächen.

Im Geländebild machen sich die Oberleinleiter und die Heldburger Basaltgänge morphologisch kaum bemerkbar. Bei der Heldburger Gangschar sind unter den mehr als 200 Basaltgängen reliefwirksame Basaltvorkommen überaus selten (Braniek et al. 2001); lediglich die sehr großen Förderschloten bilden hier deutlich erkennbare morphologische Erhebungen aus (Geyer & Schmidt-Kaler 2006). Im Gebiet von Oberleinleiter-Hohenpözl treten die Basalte morphologisch überhaupt nicht in Erscheinung; die Entdeckung neuer Vorkommen bleibt bisweilen einen glücklichen Zufall überlassen (vgl. Hertle 1959).



Petrographisch lassen sich im Bereich der Heldburger Gangschar die Vulkanite für die meisten Vorkommen als Alkalibasalte (Olivinbasalt, Nephelinbasanit,

Olivinnephelinit und Melilitholivinbephalinit) beschreiben (Huckenholz & Schröder 1981). Die Altersbestimmungen nach der K-Ar-Methode (basierend auf der Zerfallsreihe von Kalium- und Argon-Isotopen) erbrachten überwiegend Werte von 16 Mio. a (Basalt N´ Stöckach) bis 42 Mio. a. Diese Datierungen belegen also einen Aufstieg der Basaltmagmen im Oligozän und Miozän. Die jüngsten Altersdatierungen konnten bei den Vulkaniten bei Heldburg mit 11 bis 15 Mio. a. beobachtet werden: So erbrachten die Altersbestimmungen des Vulkanits vom Straufhain bei Rodach mit 14,3 Mio. a. eine gute altersmäßige Übereinstimmung mit den Datierungen von Basalten des Großen Gleichberges (14,6 Mio. a.) und den Basalten der Heldburger Gangschar bei Eicha mit 14,7 Mio. a. (Braniek et al. 2001). Allerdings erscheinen die radiometrischen Altersbestimmungen teilweise problematisch, da sie auf verschiedenen Methoden bzw. Zerfallsreihen beruhen (Geyer & Schmidt-Kaler 2006).

Im Leinleitergebiet traten im Oligozän die Basaltmagmen an tektonisch gebildeten Zerrspalten aus. Der Vulkan von Oberleinleiter stellt innerhalb des dortigen Vulkansystems das umfangreichste Magmenvorkommen dar und ist zugleich die vulkanologisch am eindeutigsten zu definierende Struktur. Sowohl die dort anstehenden Basalte als auch die Beschaffenheit der Pyroklasika sind deutliche Indizien für die Entstehung dieses Vulkans als Maarkrater (Hofbauer 2008).

Der tertiäre Vulkanismus im oberfränkischen Bruchschollenland benutzte geologisch wesentlich früher angelegte tektonische Trennflächen und Strukturen und ist von der alt angelegten Schollentektonik zeitlich unabhängig (Leitz & Schröder 1981). So ist das große Basaltvorkommen im ehemaligen Steinbruch "Basaltloch" S´ des "Häsigknocks" 1040 m E´ Oberleinleiter an einer rheinisch streichenden Störungsfläche emporgedrungen, welche sich hier längs einer Flexur am W-Rand der Hollfelder Mulde ausgebildet hat. Der entstandene Vulkanschlot weist eine Länge von 200 m, eine Breite von rund 100 m und einen Tiefgang der Hauptmasse des Basalts von maximal 100 m auf (Bader, in Meyer 1979).

Bei den Oberleinleiter Basalten handelt es sich jedoch nicht um einen durchgehenden Basaltgang, sondern um mindestens 8 große Vorkommen, welche entlang einer rheinisch streichenden Linie auftreten. Sie setzen sich aus unterschiedlich großen Basaltstöcken und -schloten mit Durchmessern von 100 m bis 200 m zusammen, die von bis 500 m langen, aber nur wenigen Metern breiten Basaltgängen oder runden Basaltröhren mit wenigen Dekametern Durchmesser begleitet werden (Meyer 1979).

Das Alter der Oberleinleiter Basalte konnte aufgrund der K-Ar-Methode mit 30,8 Mio. a. bestimmt werden (Pohl & Soffel 1977). Petrographisch gesehen handelt es sich um dunkle, dichte, feinkörnige Olivinnephelinite mit oftmals porphyrischer Struktur; Augit- und Olivineinsprenglinge werden von einer augitreichen Grundmasse eingeschlossen (Schmeer, in Antoniadis et al. 1972).

Die Basaltvorkommen im Leinleitergebiet wurden früher in mehreren Brüchen abgebaut und zum Bahnstrecken- und Wegebau verwendet. Heute sind die schwarzbraunen, im auffälligen Kontrast zu den umgebenden hellen Karbonatgesteinen stehenden Basalte noch in dem als Naturdenkmal ausgewiesenen

ehemaligen Steinbruch in der Flur "Basaltloch" S´ des "Häsigknocks" 1040 m E´ Oberleinleiter aufgeschlossen. Aus diesem oligozänen Basaltvorkommen wurde eine Gesteinsprobe entnommen und mittels Röntgenfluoreszenz analysiert.



SiO ₂	38,5 %	Ga	19 ppm
TiO ₂	2,61 %	Hf	5 ppm
Al ₂ O ₃	9,71 %	La	52 ppm
Fe ₂ O ₃	13,12 %	Mo	1 ppm
MnO	0,201 %	Nb	80 ppm
MgO	16,47 %	Ni	380 ppm
CaO	12,63 %	(Pb)	2 ppm
Na ₂ O	1,75 %	Rb	14 ppm
K ₂ O	0,60 %	Sr	875 ppm
P ₂ O ₅	0,783 %	Ta	0 ppm
(SO ₃)	0,00 %	Th	11 ppm
(Cl)	0,02 %	U	4 ppm
(F)	0,00 %	V	271 ppm
		W	6 ppm
(As)	1 ppm	Y	30 ppm
Ba	827 ppm	Zn	106 ppm
Bi	2 ppm	Zr	259 ppm
Ce	116 ppm		
Co	69 ppm		
Cr	600 ppm	Glühverlust	3,74 %
Cu	48 ppm	Summe	100,2 %

RF-Analyse der Gehalte an Haupt- und Spurenelementen des oligozänen Basalts aus dem ehemaligen Steinbruch "Basaltloch" S´ des "Häsigknocks" 1040 m E´ Oberleinleiter; die Werte der in Klammern angeführten Elemente und Verbindungen geben die Restkonzentrationen nach dem Glühen der Proben bei 1030° C an.

Geochemisch auffällig im Vergleich zu "normalen" Basaltproben sind hier leicht bis moderat erhöhte Mg-, Cr-, Ni- und V-Gehalte, während die Anteile an K, P, Cu und Sr gering bis mäßig unter den Durchschnittswerten für basaltische Magmen liegen.

Im **Jungtertiär** schritt unter weiterhin noch subtropischen Klimabedingungen die Abtragung der Landschaft weiter fort. An der Wende Pliozän/Pleistozän erfolgte die vollständige Freilegung des alten, unterkretazischen Reliefs und weitere Erosion. In dieser Zeit entstanden die groben Züge der heutigen Landschaft, und der heutige Albrand sowie die rezente Albhochfläche wurden im Wesentlichen herausmodelliert. Sedimentüberreste dieser Zeit treten jedoch nur sehr spärlich auf und Fossilbeweise fehlen bislang in der Nordalb; als gesichert darf aber angenommen werden, dass ein

Teil der Alblehne bereits im Tertiär gebildet wurde.

Quartär

In der über 2 Mio. a andauernden Zeitspanne des **Pleistozäns** lag Franken im gletscherfreien Gebiet zwischen dem nordischen Inlandeis und den Alpengletschern; es glich einer spärlich bewachsenen Kältesteppe. Frostböden und Solifluktion im Auftaubereich (Bergrutsche), Abblasung und Sedimentation von äolischen Sedimenten (Löß, Flugsand) sowie starke Tiefenerosion im fluviatilen Bereich mit Bildung der heutigen engen Albtäler, der Höhlen und Flussterrassen kennzeichnen das Wechselspiel der Kräfte im Periglazial.

Vor allem die Ausformung der weit verzweigten **Trockentalsysteme** auf der Albhochfläche ist auf die Glazialzeiten des Pleistozäns zurückzuführen. In ihrer ursprünglichen Anlage gehen die Trockentäler zwar auf ein wesentlich älteres, vor der jüngsten Talbildung bereits bestehendes Karstwasserentwässerungssystem zurück. Ihre Haupt-Entstehungszeit dürfte jedoch mit großer Wahrscheinlichkeit in die **Weichsel-Kaltzeit** (-117.000 a bis -11.500 a) fallen. In dieser -- in Süddeutschland auch als Würm-Eiszeit bezeichneten -- Kaltzeit herrschten in Mitteleuropa aber nur zeitweise arktische Verhältnisse: Mehrere Male erwärmte sich das Klima während der sog. Interstadiale, so dass sich in Deutschland Wälder ausbreiten konnten. Die mittlere Julitemperatur betrug während der Interstadiale meist um +15° C.

Während der dazwischen auftretenden Kaltzeiten ("Stadiale") sank jedoch die mittlere Julitemperatur unter +10° C und erreichte bei den mittleren Januartemperaturen nur -15° C. In diesen durch deutliche Gletschervorstöße gekennzeichneten Kaltphasen war das eisfreie, d.h. nicht von Gletschern oder dem mächtigen Inlandeis bedeckte Mitteleuropa -- und somit auch das Gebiet der Frankenalb -- von einer Zwergstrauchtundra mit Heidekraut und Krähenbeeren besiedelt, welcher im weiteren Verlauf oftmals eine Grastundra folgte.

Vor etwa 64.000 Jahren begann die Hauptphase der Weichsel-Kaltzeit. In den kühlen und sehr kurzen Sommern mit mittleren Juli-Temperaturen unter +10° C konnten sich keine Waldgebiete mehr entwickeln: Die Frankenalb war von Tundravegetation (Heidekraut und Moose, vereinzelt Zwerkbirken) bestanden. Nur während des Oerel-Interstadial (-57.700 bis -55.400 a) trat eine geringfügige Erwärmung auf, so dass in der Tundra wieder Zwergsträucher wachsen konnten; in dieser Zeit bildeten sich auch ausgedehnte Hochmoorvorkommen.

Mit dem Beginn des folgenden Ebersdorf-Stadials breiteten sich jedoch wieder Grastundren und Kältesteppen aus. Die mittlere Januartemperatur erreichte in dieser Zeit nur noch -27° C und sank im weiteren Verlauf der Weichsel-Kaltzeit weiter ab. Das große skandinavische Inlandeis drang weit nach Norddeutschland vor und erreichte in der Zeit von -22.000 a bis -18.000 a die Lüneburger Heide sowie das Gebiet nördlich der Elbe; ebenso drangen in Süddeutschland die Gletscher aus dem Alpenraum etwa bis auf die Höhe des heutigen München vor. Die Frankenalb -- im Gebiet zwischen den Alpengletschern im Süden und dem nördlichen Inlandeis -- blieb

während des gesamten Pleistozäns jedoch stets gletscherfrei. Während der eigentlichen "Eiszeiten" erstreckten sich hier Tundren und Kältesteppen, vergleichbar den Verhältnissen im heutigen Sibirien.

Das Ebersdorf-Stadial war die lang andauernde Zeit, in welcher sich im eisfreien, d.h. nicht von Gletschern oder dem mächtigen Inlandeis bedeckten Mitteleuropa mächtiger Permafrost ausbildete, welcher bis 140 m tief in den Untergrund eindrang. In dieser Kaltzeit erfolgte in der Frankenalb die hauptsächliche morphologische Ausformung der heutigen Trockentalsysteme durch die fluviale Erosion oberflächlich abfließender Schmelzwässer über den -- durch Permafrost "plombierten" -- Karstuntergrund.



Heute besteht die polygenetische **Füllung der Trockentäler** aus vorwiegend lehmigem Material. Dieses setzt sich zusammen aus überwiegend wohl verschwemmtem Lößlehm, teilweise auch Kalkverwitterungslehm, sowie im oberen Bereich der Trockentäler (infolge des dort starken Gefälles) auch aus Malmschutt. Über die Mächtigkeiten der Trockentalfüllungen fehlen bislang Angaben. Nach Beobachtungen von Antoniadis et al. (1972) findet selbst bei der heutigen geringen Erosionswirkung noch ein Materialtransport statt: Dies zeigen die Sedimentauffüllungen der Bereiche hinter über 0,5 m hohen Trockenmauern und Lesesteinwällen, welche vielerorts von den Bauern im Oberteil der Trockentäler zur Verhinderung von Abschwemmung aufgeschichtet wurden. Zu den auf diese Weise entstehenden Terrassen trägt auch das Pflügen bei.

Im nachfolgenden **Holozän** (-10.000 a) trat keine grundlegende Umformung der Landschaft mehr ein. Diese "Nacheiszeit" entspricht im Grunde einer Interglazialzeit. In dem während Jahrtausenden allmählich wärmer werdenden Klima siedelten sich in der Frankenalb erst Flechten und Moose, später Birken, Hasel und Kiefern an, welche in Perioden mit höheren Temperaturen durch Eichenmischwälder abgelöst wurden.

Während der Warmzeiten des Pleistozäns und im Holozän kam es im Frankenjura und somit auch im Oberen Leinleiertal an vielen Quellaustritten über der Dogger/Malm-Grenze unter Mitwirkung von Algen und Pflanzen zur Ausfällung des im Wasser gelösten Kalziumbikarbonats als **Kalktuff**. Diese Vorgänge dauern bis in die heutige Zeit an. So ist der gemauerte Stützpfeiler für die oberflächliche Wasserzuleitung eines Seitenarmes des Leinleiterquellbaches zum Wasserrad der Heroldsmühle großflächig mit rund 30 cm dicken Kalktuffen umkrustet; die

Bildungsdauer dieser Kalkablagerungen dürfte 45 Jahre nicht überschritten haben.

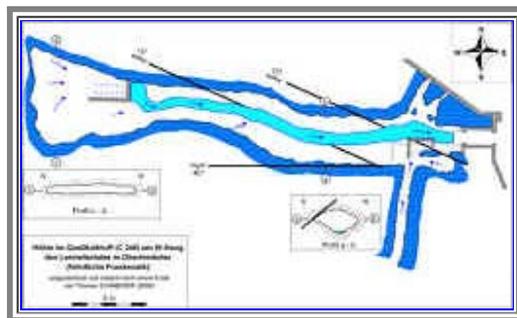


Sehr ausgedehnte und bis 10 m mächtige Kalktufflager stehen am E-Hang des Kühmetzenknock am NW' Ortsausgang von Oberleinleiter an. Diese auf dem Ornatenton des Dogger Zeta abgelagerten Bachkalksedimente waren die wirtschaftliche Grundlage für die Entstehung des heutigen Betonwerkes Schmidt, welches früher die Kalktuffe als Betonzuschlagstoff abbaute. Die Bildung des mächtigen, rund 44.300 m² großen Kalktufflagers stuft Dorn (1928) aufgrund von Knochenfunden stratigraphisch ins Jungpleistozän ein und weist darauf hin, dass es auch rezent noch weiterbildet wird. Später fand Petzold (1955) an dieser Lokalität zahlreiche Abdrücke von Buchenblättern sowie pleistozäne Muscheln und bestätigte damit die Ergebnisse von Dorn.



In diesem quartären Kalktuffvorkommen hat sich in jüngster geologischer Vergangenheit bereits wieder eine Höhle mit rezenten Sinterablagerungen ausgebildet. Die Kalktuffhöhle (Kataster-Nr.: C 248; R: 44.37 310, H: 55.27 900) verdankt ihre Anlage flachherzynisch streichenden Störungen, welche in diesen jüngsten Gesteinen der Frankenalb bereits wieder Trennflächen ausgebildet haben.

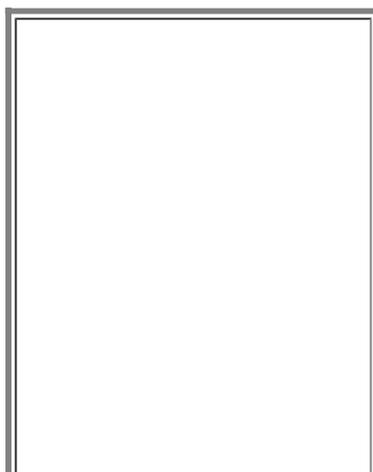
Die Kalktuffhöhle weist WNW-ESE sowie W-E streichende Verläufe auf und folgt somit streng parallel den beobachteten tektonischen Diskontinuitätsflächen. Diese belegen, dass noch im Holozän tektonische Bewegungen im Leinleitergebiet wirksam waren.

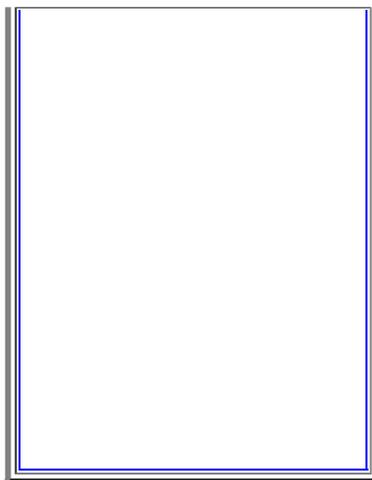


Der -- heute durch eine Eisentür verschlossene -- Höhleneingang liegt auf rund 400 m NN. Dahinter folgt der mit 5° bis 8° nach W ansteigende Hauptgang mit einer Länge von 30 m, einer Breite von 2,5 m bis 8,0 m und einer Höhe von 0,7 m bis 2,5 m. SW' des Eingangsbereiches zweigt ein 6 m langer, an einer rheinisch streichenden Kluft angelegter Seitengang ab.



Aus beiden Höhlengängen entspringen stark schüttende Karstquellen und speisen einen Höhlenbach, welcher entlang der tektonischen Trennflächen die Kalktuffhöhle aus den pleistozänen Bachkalken herauspräpariert hat. Zum heutigen Zeitpunkt erweisen sich die Wässer der Höhlenquellen hingegen als kalkabscheidend: So betrug im August 2008 die Kalkabscheidekapazität des Höhlenbachwassers 56,9 mg/L. Makroskopisch zeigt sich dies durch rezente Tropfsteinbildungen und durch Wandsinter, welche an den Kalktuffwänden der Höhle unterhalb kleiner Quellaustritte zu beobachten sind.





Aus dem Kalktufflager am E-Hang des Kühmetzenknock wurden drei Sedimentproben entnommen und mit Hilfe der Röntgenfluoreszenz analysiert. Die erste Probe stammt aus den pleistozänen Kalktuffsedimenten ("pleistozäner Kalktuff") im rheinisch streichenden Seitengang der Quelhöhle C 248, während die beiden anderen Kalktuffproben aus den großen Bachkalkterrassen ("holozäner Kalktuff 1") 110 m SSE der Kalktuffhöhle sowie aus dem kleinen, moosbewachsenen Bachkalkvorkommen ("holozäner Kalktuff 2") unmittelbar S des Höhleneinganges das jüngste Holozän repräsentieren.



	pleistozäner Kalktuff	holozäner Kalktuff 1	holozäner Kalktuff 2
SiO ₂	0,0 %	4,3 %	5,6 %
TiO ₂	0,00 %	0,07 %	0,10 %
Al ₂ O ₃	0,11 %	1,09 %	1,31 %
Fe ₂ O ₃	0,09 %	0,40 %	0,52 %
MnO	0,004 %	0,014 %	0,019 %
MgO	0,24 %	0,30 %	0,31 %
CaO	54,83 %	50,63 %	49,56 %
Na ₂ O	0,00 %	0,00 %	0,00 %
K ₂ O	0,01 %	0,09 %	0,12 %
P ₂ O ₅	0,053 %	0,088 %	0,104 %

(SO₃)	0,00 %	0,03 %	0,02 %
(Cl)	0,09 %	0,08 %	0,08 %
(F)	0,00 %	0,00 %	0,00 %
(As)	1 ppm	3 ppm	3 ppm
Ba	14 ppm	30 ppm	25 ppm
Bi	2 ppm	1 ppm	2 ppm
Ce	11 ppm	29 ppm	19 ppm
Co	2 ppm	3 ppm	2 ppm
Cr	0 ppm	4 ppm	8 ppm
Cu	0 ppm	2 ppm	2 ppm
Ga	0 ppm	3 ppm	4 ppm
Hf	0 ppm	0 ppm	0 ppm
La	0 ppm	6 ppm	7 ppm
Mo	14 ppm	7 ppm	4 ppm
Nb	0 ppm	2 ppm	3 ppm
Ni	0 ppm	0 ppm	0 ppm
(Pb)	0 ppm	0 ppm	0 ppm
Rb	0 ppm	3 ppm	4 ppm
Sr	66 ppm	68 ppm	71 ppm
Ta	0 ppm	0 ppm	0 ppm
Th	7 ppm	7 ppm	5 ppm
U	10 ppm	7 ppm	3 ppm
V	7 ppm	10 ppm	14 ppm
W	0 ppm	0 ppm	0 ppm
Y	6 ppm	10 ppm	11 ppm
Zn	20 ppm	42 ppm	47 ppm
Zr	7 ppm	35 ppm	48 ppm
Glühverlust	44,23 %	42,23 %	41,57 %
Summe	99,5 %	99,4 %	99,3 %

RF-Analysen der Gehalte an Haupt- und Spurenelementen eines pleistozänen Kalktuffs sowie zweier jüngstholozäner Bachkalke aus dem großen Kalktufflager am E-Hang des "Kühmetzenknock" NW Oberleinleiter.

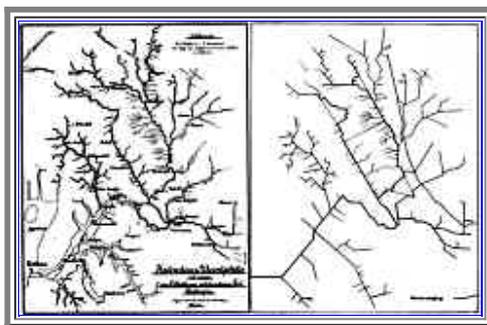
Der Analysenvergleich zwischen dem pleistozänen und den holozänen Kalktuffproben zeigt signifikante geochemische Unterschiede, welche wohl auf die unterschiedlichen Umweltbedingungen während der -- um mindestens 10.000 a voneinander differierenden -- Ablagerungszeitpunkte bedingt sind.

Die beiden holozänen Kalktuffe weisen zueinander nahezu identische Gehalte an Haupt- und Spurenelementen auf. Hingegen zeigt sich gegenüber dem pleistozänen Bachkalk eine beachtliche Menge an SiO₂, welche wohl auf eingeschwemmte Quarzkörner aus der sandig-tonigen Albüberdeckung zurückzuführen ist. Dies stellt einen Hinweis dar auf die anthropogen verursachte Erosionsanfälligkeit der Albhochfläche, welche seit dem frühen Mittelalter großflächig gerodet und in Ackerland umgewandelt wurde. Auch die starke Zunahme der Ti-, Al- und Fe-Gehalte, verbunden mit den ansteigenden Spurenelementkonzentrationen von Ce, Cr, V und Zn weist auf die von Menschen in die Karstwässer eingebrachten Schadstoffe hin; hierbei erscheinen für diese Metalle vor allem die Auswaschung von Eisen- und Schrottablagerungen in Dolinen auf der Albhochfläche denkbar.

Karsttektonische Erforschung der Frankenalb

Bis in die Siebziger Jahre des 20. Jhd. nahm man für grosse Teile der Frankenalb generell eine weitgehend ungestörte Lagerung der Schichten an. Jedoch wurde bereits zu Gümbel's Zeiten die Meinung vertreten, dass die Schichten in der Frankenalb gebietsweise stärker durch Störungen verstellt worden sind, als dass dies die geologischen Karten vermuten lassen. So stellte beispielsweise schon v. Ammon (1891) für den nach E vorspringenden Albrand bei Mistelgau fest, dass hier die Schichtpakete des Deckgebirges durch zahlreiche Brüche zerlegt sind, welche ungefähr die gleiche Streichrichtung wie die großen bekannten Verwerfungen in der Umgebung aufweisen.

Auch Neischl (1904) postulierte für die Nördliche Frankenalb eine starke tektonische Beanspruchung und erkannte für das Wiesentgebiet zahlreiche "Lithoklasen", welche die geomorphologische Entwicklung der dortigen Talsysteme entscheidend gesteuert haben. Bereits damals wurde erkannt, dass die eigenartigen Talverläufe in enger genetischer Verbindung mit Kluft- und Störungssystemen stehen, welche Neischl auch außerhalb der tief eingeschnittenen Karsttäler in Trockentälern und Dolinenreihen auf der Albhochfläche sowie in tektonisch geprägten Höhlensystemen weiterverfolgen konnte.



Dorn (1924) betonte anhand der Auswertung von Dolinenfeldern auf der Albhochfläche, dass die in den anstehenden Malmschichten auftretenden Trennflächengefüge von Kluftsystemen und Störungen für die Genese und für die nahezu lineare Anordnung der Dolinen ursächlich bestimmend waren. Derartige Beobachtungen wurden später von Seebach (1929) und von Spöcker (1950) bestätigt. 1928 wies Dorn darauf hin, dass die Beziehungen zwischen Störungen und Talverläufen stellenweise sehr scharf ausgeprägt sind: So führt er das Aufseßtal als Beispiel für ein "Verwerfungstal" an. Medinger (1938) konnte im oberen Aufseßtal eine Störungszone beobachten, welche sich bei Voitmannsdorf längs der Aufseß geomorphologisch durch eine herzynisch streichende Geländestruktur bemerkbar macht; diese setzt sich in weiteren Verwerfungen fort, welche später im Zuge der dortigen Geländeaufnahme durch Meyer (1972) auskartiert werden konnten. Auch Poll (1972) fand für die NE-Ecke des Kartenblattes Ebermannstadt eine gute Übereinstimmung zwischen den im Malm eingemessenen Hauptklufttrichtungen (so aus der Zoolithenhöhle bei Burggailenreuth) und den in diesem Gebiet auftretenden Talverläufen.

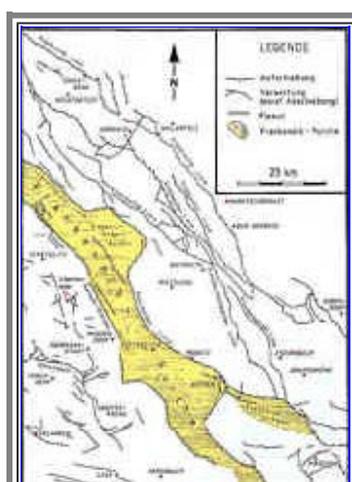
Tektonische Entwicklung der Frankenalb

Großräumig wurden in jüngerer Vergangenheit die tektonischen Verhältnisse der Frankenalb zunächst von Carle (1955) skizziert und später durch v. Freyberg eingehend erforscht. Hiernach gehen die variszischen Gebirgsstrukturen auf aus NW oder SE wirkende Einengungsvorgänge zurück. Nach Auffassung von Carle (1955) wurden dabei im noch mobilen Raum der variszischen Synklinale senkrecht zur Druckrichtung Horizontalflexuren ausgebildet, welche an Fliederspalten aufrissen und als Tiefenstrukturen sowie Schwächezonen erhalten blieben.

Die eigentlichen Bewegungen der saxonischen Gebirgsbildung, welche gleichzeitig mit der Auffaltung der Alpen abliefen, vollzogen sich nach einem neuen Bauplan im konsolidierten Untergrund. An den Schwächezonen konnten sich Bruchstrukturen ausbilden und sich im Oberbau disharmonisch abbilden. Das Deckgebirge reagierte durch Klüftung, Verbiegung und schließlich durch die Bildung größerer Störungen und Bruchzonen (v. Freyberg 1969).

Am Anfang der geotektonischen Entwicklung muss demnach ein Zerfall in Schollen stattgefunden haben, welcher wohl durch Ausweitungsvorgänge bedingt war: So liegen den von Streit (1977) in der Nördlichen Frankenalb beobachteten Photolineationen überwiegend tektonische Auflockerungs- und Zerrüttungszonen zugrunde. Während im Deckgebirge noch Ausweitungstektonik vorherrschte, könnten im tieferen Untergrund bereits einengende Kräfte vorgeherrscht haben. Die heute zu beobachtenden Flexuren haben sich nach v. Freyberg (1969) an den Vorderrändern hochgekippter Grundgebirgs-Schollen ausgebildet.

Tektonisch gesehen gehört das Gebiet der Frankenalb zur Süddeutschen Großscholle. Deren Ostgrenze zur Böhmischem Masse wird durch mehrere herzynisch streichende, große Störungszonen markiert, wobei die **Fränkische Linie** das markanteste dieser wohl bereits sehr alt angelegten Lineamente darstellt. Die Ausbildung dieser Störungen ist durch eine mehrphasige Entwicklung gekennzeichnet, welche bereits im Stefan zu beginnen scheint und deren jüngste Bewegungen bis in das Quartär reichen (Schröder 1976, 1990). Dieses -- im heutigen Anschnittniveau bis 20 km breite -- Störungssystem ist durch eine teils fiedrig angeordnete, teils staffelartige Bruchtektonik charakterisiert. Sie erstreckt sich von der eigentlichen Hauptaufschiebung der Böhmischem Masse auf das süddeutsche Deckgebirge im E (Fränkische Linie i.e.S.) bis zur Nördlichen Frankenalb im W (Peterek & Schröder 1995).



Im SW´ Vorland der Fränkischen Linie i.e.S. verläuft das Senkungsgebiet der flachherzynisch streichenden **Frankenalbfurche**. Dieses für die Nördliche Frankenalb karsttektonisch dominierende Element gehört zu den frühesten Anlagen im Gebirgsbau der Alb. Die auch als "Frankenalbmulde" bezeichnete Synklinalstruktur im Deckgebirge war wahrscheinlich bereits am Ende des Mittleren Keupers embryonal vorhanden (Viohl 1969), nachgewiesen paläogeographisch wirksam war sie ab dem Oberen Jura (v. Freyberg 1969). Das -- geologisch gesehen schon sehr alt angelegte -- tektonische Senkungsgebiet trennt zwei verschiedene großtektonische Einheiten: Im W grenzt die Frankenalbfurche an den Ostabfall der Südwestdeutschen Großscholle und im E an die Westgrenze des Moldanubikums.

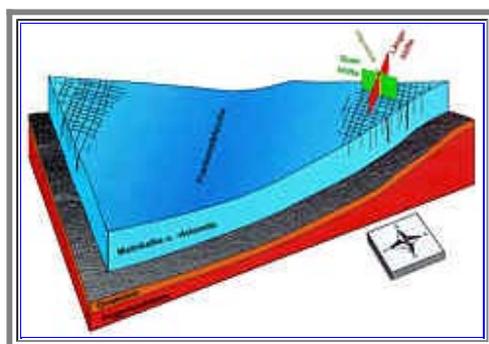
Die in ihrer Längserstreckung über 200 km und in der Breite etwa 5 km bis 8 km messende Frankenalbfurche streicht in herzynischer Richtung durch das Grabfeld und weiter nach SE durch die gesamte Fränkische Alb. Die große Muldenstruktur wird durch leichte Queraufwölbungen untergliedert: Ausgehend von der Grabfeldmulde im NW folgen in SE´ Richtung der bruchtektonisch geprägte Staffelsteingraben und die Hollfelder Mulde, die sich nach N in die "Ziegenfelder Bucht" verbreitert. Der Ailsbachsattel trennt im SE´ Fortstreichen die Hollfelder Mulde von der Veldensteiner Mulde, beides äußerst wichtige Grundwasservorratsgebiete. Von der Veldensteiner Mulde zweigt nach ESE der Auerbacher Furchenast ab. Weiter nach SE zieht die Frankenalbfurche über die Regenstauer Mulde bis in das Gebiet von Regensburg, wo sie in die große Senkungszone der außeralpinen Molasse einlenkt. Hier setzt sich diese Tiefenstruktur bis über den Inn hinaus fort (Freudenberger & Schwerd 1996).

Die tiefsten Absenkungsbereiche der Frankenalbfurche befinden sich im S bei Regensburg und inmitten der Frankenalb bei Hollfeld: So ist die Hollfelder Mulde gegenüber Erlangen tektonisch gesehen um 300 m und gegenüber Bayreuth bis 600 m eingesenkt.

Der Muldenzug der Frankenalbfurche wird durch Flexuren und Großabschiebungen begrenzt und beiderseits von niedrig angeordneten Bruchsystemen begleitet. Am NE-Rand der Frankenalb verläuft die herzynisch streichende Weismainer Verwerfung. Zwischen dem oberen Weismaintal und der Stadt Pegnitz treten die Hollfelder Störung, die Oberhausener Flexur, der Pegnitzer N- und S-Sprung sowie die Leonie-N-Aufschiebung bei Auerbach/Opf. auf. Im SW befinden sich die Staffelberg-Störung sowie das Bruchsystem von Staffelstein, die Stübinger und die Burglesauer Störung ENE´ Schesslitz sowie die Störungssysteme parallel zum Aufseßtal. Im SW´ Alborland verläuft parallel zur Frankenalbfurche der Bamberger Talrandbruch. Dieser setzt sich S´ Bamberg in einer Störung S´ von Buttenheim und weiter in der Ehrenbacher Verwerfung fort. Die Sprungbeträge dieser Störungen sind meist relativ gering, können jedoch am Ostrand der Frankenalb bis über 100 m ansteigen.

Zwischen den Flexuren und den Störungen bestehen enge genetische Beziehungen. Die Flexuren mit ihren Biegungsklüften und die Großabschiebungen sind an die gleichen Schollenkanten des konsolidierten Untergrundes gebunden (v. Freyberg 1969). Sie haben in der Regel das gleiche herzynische Generalstreichen und sind

lediglich verschiedene Entwicklungsstadien des gleichen tektonischen Vorganges: Die Flexuren sind "designierte Verwerfungsgebiete". Beim Einsinken des konsolidierten Basements bildete sich ein treppenartiger Schollenbau aus, wobei das auflagernde Deckgebirge als "darübergespannte Haut" zunächst durch Verbiegungen reagierte. Durch die hierbei auftretenden Zugkräfte entstanden -- in Richtung zur abgesenkten Scholle hin -- zunächst Flexuren. In den Flexurzonen bildeten sich sekundär Längs-, Quer- und (untergeordnet) Diagonalklüfte, Scherflächen und schließlich kluftparallele Abschiebungen aus.



Diese tektonischen Vorgänge führten in den Schichtpaketen des Deckgebirges zur Raumerweiterung und somit zu Dehnungsstrukturen mit der Ausbildung tiefreichender Zerrspalten. Die so entstandenen Großklüfte und Störungen müssen jedoch nicht exakt über dem Randbruch der Grundgebirgsscholle liegen: Sie können ihn vielfach komplizierter abbilden und so zu Zonen von Störungsbündeln werden. Zeitlich gesehen erfolgte die Ausbildung der Trennflächen im Frankenjura bereits ab dem Präcenoman. Leitz & Schröder (1981) betonen, dass die tektonischen Aktivitäten an den saxonischen Störungen im oberfränkischen Bruchschollenland wahrscheinlich gegen Ende des Jura eingesetzt haben und vermutlich im Wesentlichen vor der Oberkreide abgeschlossen waren, wobei spätere Neubelebungen, vergleichbar der Aktivierung und Heraushebung des Thüringer Waldes im Jungtertiär, in Oberfranken an etlichen Störungen für möglich zu halten sind.

Streit (1977) erkannte durch das eingehende Studium von Luftbildern, dass in Nordbayern die Erdkruste durch eine große Anzahl von Kluftzonen und Störungen in eine Vielzahl kleiner Bruchschollen zerlegt worden ist. Vor allem durch die aus Luftbildern erkennbaren Bruchzonen erhielt das tektonische Bild der Frankenalb und ihrer Umgebung neue Züge. Die Auswertung dieser Photolineationen ergab ein Muster von tektonischen Bruchstrukturen, welche im Gelände zwar nur selten große Verwerfungsbeträge aufweisen, jedoch für die geomorphologische Ausformung der Landschaft von außerordentlicher Bedeutung sind.

Bezüglich der Beziehungen zwischen den den Verläufen der nordbayerischen Basaltgänge und den aus Luftbildern erkannten Photolineationen betont Streit (1977) jedoch, dass sich hier nur sehr undeutliche Zusammenhänge erkennen lassen. Die Mehrzahl der Bruchstrukturen in der Nördlichen Frankenalb weist erzgebirgische und herzynische Streichrichtungen auf. Nur wenige Photolineationen mit rheinischer Streichrichtung, welche auf einen Zusammenhang mit den rheinisch verlaufenden Basaltgängen hinweisen, sind aus der Luftbildauswertung zu erkennen.

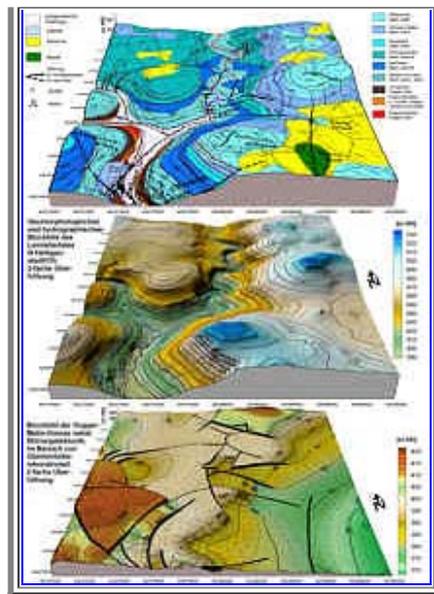
Dies gilt insbesondere für die fiedrig angeordnete Heldburger Gangschar im nordwestlichen Vorland der Frankenalb und untergeordnet ebenso für die Basaltvorkommen von Unterleinleiter. Für das Verbreitungsgebiet der Heldburger Gangschar ergibt sich nach Beobachtungen von Schröder (1965a) das Auftreten einer rheinisch streichenden Hauptkluftrichtung; diese tritt jedoch morphologisch nicht durch Auflockerungszonen, an welchen die Erosion bevorzugt angreifen konnte, in Erscheinung. Streit (1977) begründet dies sowohl mit der nur geringen Breite der Gangspalten von meist nur wenigen Dezimetern als auch dadurch, dass zur Zeit des Basaltaufstieges die Auflockerungszonen der rheinisch streichenden Trennflächen von den aufdringenden Basaltmassen plombiert wurden. Die Heiligenstädter Basaltgänge setzen hingegen deutlich erkennbar an fiedrigen Bruchsystemen an. Streit postuliert, dass die fiedrig angeordneten Verwerfungs- und Kluftzonen im Deckgebirge Abbildungen von bedeutenden und tiefreichenden Verwerfungs- zonen mit Raumerweiterung im Grundgebirge darstellen, auf denen stellenweise Magma bis zur Erdoberfläche aufsteigen konnte.

Generell zeigt sich im Gelände das Vorhandensein tektonischer Linien im Untergrund oftmals nur durch deutliche morphologische Kennzeichen der Landschaft, welche nur durch die Annahme bestimmter tektonischer Strukturen erklärt werden können. So findet auf Bruchstrukturen durch das selektive Angreifen der Verwitterungsvorgänge, durch Lösungsvorgänge des Sickerwassers sowie durch bevorzugte Angriffsmöglichkeiten für Erosion und Korrosion ein Herauspräparieren von Schwäche- zonen der Erdkruste statt, welches sich selbst bei einer mehrere Meter mächtigen Lockergesteinsüberdeckung geomorphologisch bemerkbar macht. Nach den Beobachtungen von Streit (1977) spielt hierbei der Verwerfungsbetrag der jeweiligen Störung keine ausschlaggebende Rolle, sondern vielmehr der Grad der Gesteinsauflockerung im Bereich der Bruchzone.

Die tektonischen Verhältnisse im Leinleiertal

Meyer (1979) konnte im Leinleitergebiet nur wenige kartierbare größere Störungen beobachten. Im Gegensatz hierzu zeigen jedoch die Steinbrüche und Aufschlüsse in den Malmschichten dieses Gebiets ein vielfältiges Netz von Klüften und Kleinabschiebungen, welches eine starke tektonische Beanspruchung dieses Sedimentpaketes belegt. Auch hatten bereits die Untersuchung der tektonischen Verhältnisse bei Heiligenstadt durch Koehne & Schulz (1906) ergeben, dass hier die Frankenalb in eine große Anzahl von Schollen zerbrochen ist. Dorn (1928) wies darauf hin, dass die Basaltgänge bei Oberleinleiter Beziehungen zu Störungslinien haben.





Durch die Arbeiten von Streit (1977) war es mit Hilfe der Luftbildauswertung gelungen, das zunächst verwirrende Bruchschollenmosaik der Nördlichen Frankenalb schlüssig zu interpretieren. Im Leinleitergebiet konnte Streit ein ausgeprägtes Kluft- und Bruchzonensystem erfassen, welche hauptsächlich in rheinischen (NNE-SSW), steil-erzgebirgischen (ENE-WSW) und herzynischen (NW-SE) Streichrichtungen verlaufen. Auch der Albrand und der Verlauf der (Trocken-) Täler halten sich im Leinleitergebiet überwiegend fast sklavisch an diese Bruchzonen; diese bilden Schwächezonen, an denen die Erosions- und Korrosionsvorgänge bevorzugt wirksam werden konnten.



Tektonik und Genese der Karstwasserwegsamkeiten

Im Leinleitergebiet wird das Landschaftsbild der Albhochfläche im hohen Maße durch die Verkarstung der Malm-schichten geprägt. Durch die langsamen Lösungsvorgänge in den Karbonatgesteinen durch CO₂-haltige Wässer bildeten sich die typischen Kuppenzüge mit dazwischenliegenden Wannens und Trockentälern, die Höhlen und Dolinen heraus. Ein oberirdischer Abfluß der Niederschläge fehlt größtenteils, das im Boden versickernde oder in Ponoren versinkende Wasser wird im Gebirge durch Trennflächen, die zu Dolinen und Höhlen erweitert sind, abgeführt. Wieder zu Tage tritt es entweder im W und S an der Dogger/Malm-Grenze (seichter Karst), oder es fließt nach E dem großen Karstwasserspeicher der Hollfelder Mulde zu und speist die Karstquellen der Wiesent und Aufseß (tiefer Karst).

Die eine Karstlandschaft charakterisierenden **Höhlen** finden sich im Leinleiergebiet in den verkarstungsfähigen Schwammkalken und Riffdolomiten des Malm sowie in den quartären Kalktuffbildungen. Im Karstgebiet um Heiligenstadt liegt die Mehrzahl der zutage tretenden Kalk- und Dolomithöhlen des Malm auf der Albhochfläche auf einem Höhenniveau über 500 m NN (Meyer 1979); diese Höhlen sind aufgrund des spärlichen Agens Wasser heute weitgehend inaktiv. Sie sind während früherer Verkarstungsphasen in der Unterkreide, im Jungtertiär sowie im Pleistozän durch Gesteinsauflösung entlang wasserwegsamere Klüfte und Spalten im Kalk- und Dolomitgestein in Form von Kluft-, Spalten- und Schichtfugenhöhlen entstanden. Manche der Gänge, Kluftgänge, Kamine und Schächte weisen noch deutlich hydromorphe Formen auf, meist sind sie heute jedoch dem Verfall preisgegeben.

Durch den Einsturz unterirdischer Hohlräume werden die subterranean Höhlensysteme häufig erst für die Menschen zugänglich: Dies zeigte der 4 m tiefe sowie bis 2 m breite Einbruch eines N-S verlaufenden Höhlenganges am W-Hang des Dolomitknocks "Eichenberg" (R: 44.37 900, H: 55.28 380) E´ Oberleinleiter am 03. September 1975 (Meyer 1979).

Dolinen finden sich im Leinleiergebiet gehäuft zwischen Hohenpözl und Huppendorf in einem ziemlich ebenen Gelände ohne oberflächliches Entwässerungsnetz. Die stellenweise lineare Anordnung der Dolinen deutet auf ihre Abhängigkeit vom hier ausgebildeten Kluftnetz hin (Antoniadis et al. 1972).

Das System der Trockentäler

Da die süddeutschen Karstgebiete während der pleistozänen Kaltzeiten nahezu vollständig oberflächlich entwässert wurden, sind in ihnen heute stets trockenliegende Talstrecken oder ausgedehnte Trockentalsysteme zu finden. In der Frankenalb sind die weitverzweigten **Trockentalsysteme** zwar auf das heutige Gewässernetz hin ausgerichtet. Gebildet wurden sie jedoch im Quartär hauptsächlich während des Weichsel-Glazials durch fluviale Erosion oberflächlich abfließender Schmelzwässer über den durch tiefreichenden Permafrost hydraulisch versiegelten Karstuntergrund. Im Pleistozän herrschten andere Formen und Ausbildungen der Seiten- und Tiefenerosion vor als heute. Während der Kaltzeiten konnten sich die Schmelzwasserströme über den Dauerfrostboden nicht allzu sehr in die Tiefe sägen, waren aber andererseits während der sommerlichen Tauperioden sehr wasserreich. Entsprechend dem zyklischen Klimagang im Quartär entstanden so in den Kaltzeiten teils mächtige Sedimentablagerungen; in den Warmzeiten war wiederum Tiefenerosion möglich. Durch dieses Wechselspiel fluvialer Akkumulations- und Erosionsvorgänge können die verschiedenen geomorphologischen Kennzeichen der fränkischen Trockentäler -- wie lange, canjonartige Schluchten und flächige, kesselartige Ausbildungen -- schlüssig erklärt werden.

Bereits Diez (1969, zit. in Antoniadis et al. 1972) sah hierin die Hauptursache der Trockentalbildung: Während der quartären Glazialzeiten wurden auf der Albhochfläche die Niederschläge durch den Permafrostboden generell am Versickern

gehindert, flossen jedoch während der Sommermonate in mächtigen Schmelzwasserströmen und mit hoher Erosionsenergie oberflächlich ab. Für die Entstehung der breiten Mulden am Beginn der Trockentäler ergibt sich dadurch eine plausible Deutung, wenn man sie auf zusammenströmende Niederschläge und Schmelzwässer zurückführt; rezent sind diese Talbereiche mit Löß und Verwitterungsschutt überdeckt.

Im Leinleitergebiet weisen Täler, die von W her in den Albkörper eingreifen, über ihren perrenierenden Quellen an der Dogger/Malm-Grenze noch eine -- mit nur 500 m bis 1000 m Gesamtlänge relativ kurze -- schluchtartige und steil eingeschnittene Trockentalstrecke auf, welche auf die Albhochfläche führt. Dagegen schließen sich an die nach E und SE den Albkörper durchfließenden Vorfluter (Wiesent, Aufseß, Leinleiter) lange Trockentäler an (Antoniadis et al. 1972). Ihren Ausgang nehmen diese Täler aus weiten, flachen Mulden, deren Gestalt auf ehemals ausgedehnte glazialzeitliche Sickerwasservorkommen ohne genau festgelegten Quellaustritt hindeutet.

Die typische morphologische Genese eines Trockentales beginnt nach Beobachtungen von Antoniadis et al. (1972) an einer Engstelle dieser Mulde. Der obere Teil des Trockentales fällt steil ab und weist einen V-förmigen Querschnitt auf; nach unten geht es in ein Tal mit schwachem Gefälle und breitem Talboden über. Die Begrenzung bilden steilgeböschte oder felsige Hänge. Kurze Seitentäler haben ein relativ starkes Gefälle -- sie müssen denselben Höhenunterschied auf kurze Distanz überwinden -- und münden teilweise unter Ablagerung eines Schuttfächers oder der Ausbildung eines Hängetales in das Haupttal. Auch in der Gegenwart können diese Trockentäler nach der Schneeschmelze und nach starken Niederschlägen kurzfristig große Wassermengen führen: Diese Gegebenheiten sind im Trockental der Leinleiter N´ der Heroldsmühle geradezu exemplarisch verwirklicht.

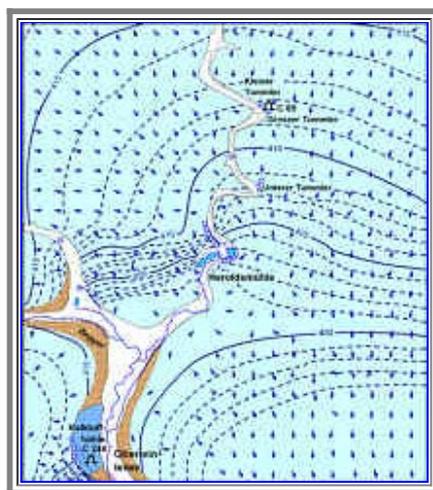
Die von Streit (1977) getätigten Luftbildauswertungen ergaben für das Gebiet des oberen Leinleitertales ein vielfältiges Kluft- und Bruchzonensystem, welches hauptsächlich in NNE-, ENE- und NW-Richtung ausgebildet ist. Der Verlauf des Albrandes und die Streichrichtungen der Karsttäler orientieren sich nahezu ausschließlich an diesem tektonisch vorgegebenen Trennflächengefüge. Ebenso konnten Antoniadis et al. (1972) für das N´ auf dem Kartenblatt Scheßlitz anschließende Karstgebiet eine gute Übereinstimmung der in den Malmschichten beobachteten Hauptklufttrichtungen mit den Talverläufen feststellen. Dort setzt sich der Verlauf der Trockentäler aus einzelnen, ungefähr rechtwinklig aneinander stoßenden Abschnitten zusammensetzt, deren Verläufe weitgehend mit den beiden beobachteten Hauptklufttrichtungen übereinstimmen. Während kleinere, gerade verlaufende Täler oft durch eine einzige Verwerfung gekennzeichnet sind, können für Täler, die einen "zickzackförmigen" Verlauf aufweisen, Bruchscharen verantwortlich gemacht werden. Große Talmäander gehen auf ein Netz von Störungen zurück, dessen "Maschenweite" den heutigen Verlauf des Flusstales beeinflusst hat.

Die Brüche können dabei im genetischen Zusammenhang mit tektonisch bedingten Beulungsstrukturen stehen: Sie verlaufen auf den Sattelfirsten und quer dazu. Im

Gebiet zwischen Oberleinleiter und Tiefenstürmig spalten diese Brüche fiederartig auf, wobei nach Beobachtungen von Streit (1977) diese Fiederspaltan auf Horizontalbewegungen hindeuten, bei denen jeweils der Westflügel relativ nach Norden verschoben wurde.

Hydrogeologie im oberen Leinleitertal

Die Karstwasseroberfläche im Gebirge N´ des Oberen Leinleitertales zeigt generell ein deutliches, von N nach S weisendes Gefälle zur Leinleiter hin. Neben dem Hauptvorfluter des Leinleiterbaches entwässern der bei Tiefenpölz entspringende Feuerbach sowie einige kleinere Quellbäche im Pfaffengrundtal N´ Oberleinleiter den Malmkarst; allerdings ist anzumerken, dass eingehende, detaillierte Untersuchungen der Karstwasserströme in diesem Gebiet bislang nicht getätigt wurden.



Erst im S´ des Beobachtungsgebietes liegende Karstgebirge zwischen dem Leinleiter- und dem Aufseßtal, in welchem einerseits der "seichte Karst" im Leinleitertal mit einigen kräftigen Karstquellen, zum anderen der "tiefe Karst" im Aufseßtal angeschnitten ist, sind genauere Erkenntnisse über die Karstwasserbewegungen vorhanden, welche vorsichtige Rückschlüsse auf die hydrologischen Verhältnisse bei der Heroldsmühle gestatten. Das Gebiet wurde karsthydrographisch von Schnitzer (1967) eingehend untersucht. Hierbei wurden Dolinen, von denen anzunehmen war, dass sie entweder mit dem seichten oder dem tiefen Karst in Verbindung stehen, mit Karstwasser-Markierungsstoffen ("Tracer") beschriftet.

So wurde auf der Althochfläche zwischen dem Leinleitertal und dem E´ gelegenen Aufseßtal eine Doline 250 m WNW´ der Gemeinde Stücht (1,9 km ENE´ Heiligenstadt) zweimal markiert: Hierbei wurden zunächst 20 kg und später 40 kg Alkylbenzolsulfonate als Markierungsmittel eingespeist. In beiden Fällen sprach die Werntalquelle (1 km S´ Stücht) auf die eingegebenen Tracer an. Diese Wässer der Werntalquelle speisen den Schulmühlbach, welcher S´ Heiligenstadt in die Leinleiter einmündet. Hingegen konnten im Siegritzer Brunnen am E-Hang des Schulmühlbachbaches und in den Quellen an der Neumühle (0,8 km N´ Heiligenstadt) keine Tracerdurchgänge beobachtet werden. Der hauptsächliche Abstrom des Karstwassers erfolgt in diesem Gebiet also ebenso wie im Karstgebirge von

Oberleinleiter in S´ Richtungen.

Der beobachtete Verdünnungsgrad des Markierungsstoffes lag an der Werntalquelle bei etwa 1 : 5.000.000; dies bedeutet, dass -- bei der aufgegebenen Menge des Markierungsstoffes -- ein großer Anteil der Tracer noch zusätzlich in Richtung Aufseßtal abgewandert sein muss. Er war dort auf Grund der inzwischen eingetretenen Verdünnung zwar nicht mehr einwandfrei nachzuweisen; Spuren von Detergentien konnten jedoch an den Weiherquellen am S´ Ortsrand von Aufseß festgestellt werden. Die Durchlaufzeiten der Tracer betragen bei diesen Versuchen lediglich 22 bzw. 26 Stunden.

Das zweite Dolinenfeld, welches im Gebiet zwischen dem Leinleiter- und dem Aufseßtal markiert wurde, lag 300 m NW´ Gößmannsberg (5,8 km ESE´ Heiligenstadt): Hier wurden Tracermengen von 20 kg bis 60 kg Alkylbenzolsulfonat eingespeist. Bereits 5 bis 8 Stunden später konnte in der Aufseß bei "Pkt. 356,8", 755 m ENE´ Voigendorf, die erste Schaumbildung beobachtet werden. Nach einer unterirdischen Fließstrecke von 2,5 km in SE´ Richtung trat der Markierungsstoff wahrscheinlich über kleine, in der Aufseß aufsteigende Quellen aus. Die rasche Durchlaufzeit bis zu Beginn des ersten Tracernachweises ließ auch hier ein Röhrensystem im Karstgebirge vermuten, durch welches der Markierungsstoff in SE´ Richtung nach relativ kurzer Zeit den Vorfluter erreichte.

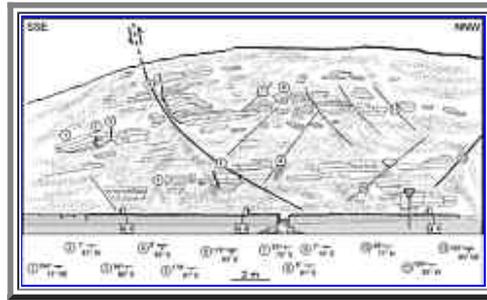
Die Leinleiterquellen

Die heute ganzjährig aktiven Leinleiterquellen und die Quellen an der Heroldsmühle sind Quellen des tiefen Karstes; sie entspringen nicht unmittelbar an der Dogger-Malm-Grenze. Diese Karstquellen sind mit einer mittleren Gesamtschüttung von 20 L/s die mit Abstand stärksten Quellaustritte in diesem Gebiet (Meyer 1979).



Die Leinleiterquellen liegen auf einem Höhenniveau von 410 m NN, während sich die Dogger-Malm-Grenze an dieser Stelle auf 392 m NN, also -18 m unter dem Quellbereich befindet. Diese drei Quellen verdanken ihre Entstehung einer N-S verlaufenden Störungszone, welche von S her in den von Bewegungsklüften durchzogenen Talhang eintritt und die Anlage des N´ anschließenden Trockentales bedingt hat. Die erste, am nördlichsten gelegene Leinleiterquelle "Q 1" entspringt aus einer kleinen, heute mit Verbruch erfüllten Quellgrotte, welche sich an einer eggisch streichenden Störungsfläche ausgebildet hat. Weiter S´ folgen die aus N-S und E-W

streichenden und korrosiv erweiterten Klüften auslaufenden Leinleiterquellen "Q 2" und "Q 3".



Rund 60 m SSE´ der Leinleiterquellen entströmt aus einer Felskluff am SE´ Talhang die stark schüttende Quelle "Q 4". Hinter den durch eine rheinisch streichende Längs- und eine mit 90° verlaufende Querkluft gebildeten Quellaustritt verbirgt sich eine kleine Höhle, in welche das Karstwasser über eine mit 95° streichende Trennfläche aus dem Gebirge auströmt.

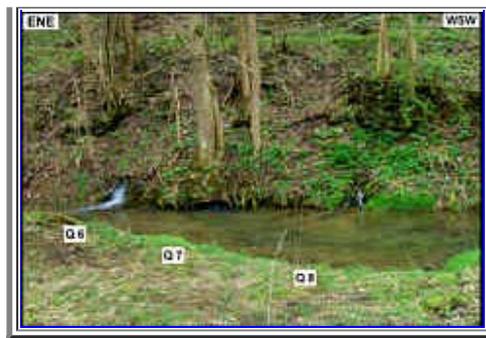


Am Talsporn 75 m SSE´ der Leinleiterquellen fließt das Karstwasser aus dem -- an scharf ausgeprägten Trennflächen gebildeten -- Quelltopf "Q 5" aufsteigend aus. Die Anlage dieses Quellaustritts am orthogonalen Kluftsystem aus einer mit 5° und einer mit 90° streichenden Trennfläche ist sehr markant ausgeprägt.

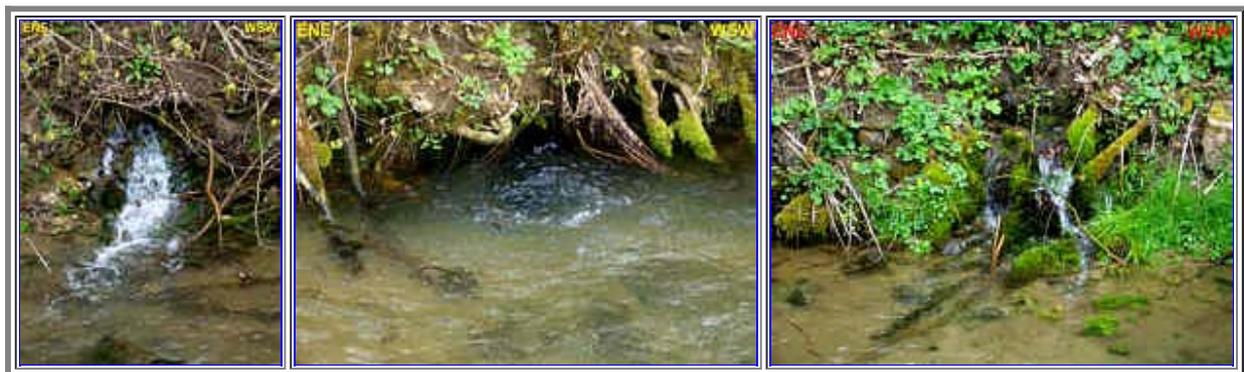


Das den Quellen "Q 4" und "Q 5" entströmenden Karstwasser wurden früher in einem eigenen, auf einem höheren Niveau als der Leinleiterbach verlaufenden Kanalbett und weiter über hölzerne Rinnen zur Heroldsmühle geleitet und dienten dort zum überschlächtigen Antrieb des großen Mühlrades.





Am -- der Kluftquelle "Q 5" genau gegenüber liegenden -- SSE´ Hang des Leinleitertales tritt eine große, erzgebirgisch verlaufende Störungszone auf. An den diese Verwerfung begleitenden Trennflächen konnten sich ausgeprägte Wasserwegsamkeiten herausbilden. Hier fließt aus einer Felswand zunächst die stark schüttende Kluftquelle "Q 6" in einen kleinen, vorgelagerten Teich aus; wenige Meter WSW´ dieses Quellaustritts hat sich unter den Teichwasserniveau die aufsteigende Karstquelle "Q 7" ausgebildet, welcher bei starker Schüttung einen auffälligen Quellsprudel an der Wasseroberfläche erzeugt. Am SW-Ende der Felswand tritt schließlich die aus einem orthogonalen Trennflächengefüge ausströmende Kluftquelle "Q 8" aus.



Das Trockental der Leinleiter

N´ der heute ganzjährig aktiven Leinleiterquellen "Q 1", "Q 2" und "Q 3" schließt das breite, rheinisch und flachherzynischen Richtungen folgende Trockental mit seinen ausgeprägten Prall- und Gleithängen an. Hier stehen im oberen Talbereich die beiden bekannten Hungerbrunnen, der "Kleine Tummler" ("T 1") und der "Große Tummler" ("T 2") sowie der -- an einer erzgebirgisch streichenden Abschiebung angelegte und erst vor wenigen Jahren verstärkt schüttende -- "Untere Tummler" an. Daneben können weitere kleine, visuell jedoch eher unauffällige Hungerquellen beobachtet werden. Werden diese periodischen Quellen nach der Schneeschmelze oder nach Starkniederschlägen aktiv, bildet sich im ansonsten wasserlosen Trockental rasch ein schnell strömender, kleiner Fluss aus.

Hungerquellen und Tummler

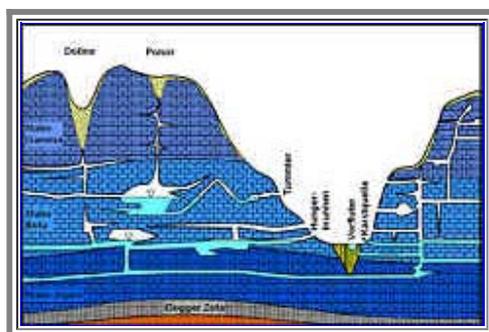
Die auf der Karsthochfläche versinkenden Wässer strömen über offene Klüfte oder

Schächte in die Tiefen des Gebirges, vereinigen sich dort mit anderen Karstwasserströmen und treten oft nach kurzer Zeit im Tal wieder über große Karstquellen zutage. Als Folge der relativ offenen Lösungshohlräume und hohen Durchlässigkeiten erfolgt meist ein rascher Durchsatz des infiltrierten Niederschlagswassers; hieraus resultiert bei den aus diesen Hohlräumen entspringenden Karstquellen eine stark schwankende Wasserführung, die nach Niederschlägen rasch zu einem Schüttungsmaximum ansteigen, aber bald danach wieder erheblich zurückgehen oder überhaupt nach längeren niederschlagsfreien Perioden vollständig versiegen kann.

Generell weisen Karstquellen häufig stark schwankende Wasserführungen auf. Schüttungsverhältnisse von maximaler zu minimaler Quellschüttung von 10 : 1 und mehr sind vor allem im "Seichten Karst" vorhanden: Hier streicht die Verkarstungsbasis über der Vorflut aus, so dass sich der Leerlauf-Effekt v.a. in trockenen (Winter-) Perioden sehr häufig bemerkbar machen kann. Anders ist dies beim "Tiefen Karst". Die unter die lokale Vorflutbasis abtauchende Kalkgesteinsfolge ist zumindest bis zur Vorflutbasis vollständig mit Wasser verfüllt. Dem Abfluss über einzelne Quellaustritte kommt eine hydraulische Überlauf-Funktion zu. Grundwasserleiter im Tiefen Karst bieten daher ausgezeichnete Speichermöglichkeiten und damit eine ideale Basis für die Trinkwassergewinnung.

Nach Art der Wasserführung wird karsthydrologisch unterschieden zwischen perennierenden (beständig schüttenden), intermittierenden (nur zeitweise wasserführenden), periodischen (durch stark wechselnden Schüttungsmengen sowie häufiges Trockenfallen charakterisierten) und episodischen (nur nach langen, starken Niederschlagsperioden bzw. nach der Schneeschmelze gelegentlich aktiven) Quellaustritten.

Aus perennierenden Karstquellen entwickelt sich durch die Tieferlegung des Vorfluterniveaus ein neuer Quelltyp, der nur bei Hochwasser fließt. Das Wasser wird zu einem neuen, unteren Quellaustritt abgeleitet, und die ursprüngliche, höher gelegene Quelle fällt trocken. Der aufsteigende Ast dieser einstigen, nunmehr fossilen Quelle wirkt dann -- physikalisch gesehen -- wie ein Piezometerrohr.



Je größer der Grundwasserzstrom aus dem Karstgebirge ist, umso höher ist auch der notwendige Druck, um die erforderliche höhere Ausflusgeschwindigkeit zu erzielen; hierdurch bedingt steigt daher das Wasser im Piezometerrohr. Übersteigt nun die Druckhöhe den früheren Quellrand, dann fließt das Wasser wieder aus der höher gelegenen, alten Quelle. Unter dem nun konstant bleibenden Wasserdruck

bleibt auch die Schüttung der unteren Quelle konstant. Ob diese Hochwasserentlastung episodisch oder periodisch genannt werden kann, hängt von der Dauer, der Häufigkeit und der Regelmäßigkeit des Ausfließens ab. Fast jede größere Karstquelle weist höher gelegene, heute teilweise oder ganz stillgelegte Quellöffnungen auf, welche nur bei im Gebirge ansteigendem Karstwasserspiegel temporär reaktiviert werden.

Mit fortschreitender Verkarstung stellt sich auch der Karstwasserspiegel im Gebirge auf das Niveau des sich eintiefenden Vorfluters ein. Hierdurch bedingt verlagert sich der Bereich der stärksten Karbonatkorrosion (der phreatisch/vadose Übergangsbereich zwischen Karstwasserspiegel und atmosphärischer Luft) immer weiter nach unten. Das Absinken des Grundwasserspiegels im Karstgebirge hat auch zur Folge, dass das Höhenniveau der aktiven Karstquellen nach unten verlagert wird. Dieses "Talabwärts-Wandern" der Quellen ist exemplarisch anhand der heutigen Leinleiterquellen und ihrer höher gelegenen, heute fossilen Quellaustritte der Hungerbrunnen und Tummler zu beobachten.



In der Frankenalb existieren noch heute eine große Anzahl kleiner und kleinster, oftmals völlig unscheinbarer und in der Regel auch namensloser Hungerbrunnen. Derartige intermittierende Quellen wirken im Frühjahr bei Ansteigen des Karstwasserspiegels als Überlauf; sie entspringen entweder mitten in der Talfüllung oder am Rande eines Trockentales aus den Klüften einer Felswand.

Im Gegensatz zu den Hungerbrunnen sind Tummler Karstquellen, die in niederschlagsarmen Zeiten oftmals über Jahre hinweg inaktiv und völlig trockengefallen sind, nach langen und/oder starken Niederschlägen bzw. nach der Schneeschmelze jedoch schlagartig eine meist sehr starke Wasserschüttung aufweisen und in der Regel nach relativ kurzer Zeit wieder versiegen.

Das Unterscheidungskriterium zwischen beiden Quelltypen ist in der von den Menschen wahrgenommenen Geräusentwicklung der Quellwasserschüttung begründet. Während in Franken die intermittierenden Hungerbrunnen sowohl von der Bevölkerung als auch von der hydrologisch interessierten Wissenschaft wohl nur als paradoxes Naturphänomen angesehen wurden, sind die periodisch auftretenden, dann jedoch oft sehr stark und meist nur kurzzeitig schüttenden Karstquellen seit Jahrhunderten als "Tummler" bekannt.

Diese auffällige Benennung leitet sich vom mittelhochdeutschen Wort "tumel" ("Lärm, Krach") ab und hat sich von der ersten Hälfte des 16. Jhd. bis heute im Verbum "tummeln" in dessen ursprünglichen Bedeutung "lärmern" sowie im Begriff "Getümmel" bewahrt. Ein "Tummler" ist im heutigen Sprachverständnis also eine "lärmende Karstquelle".

Der Bezeichnung "Tummler" sinngemäß verwandte, jedoch jüngere Termini sind "Bröller" (mittelhochdeutsch "brüelen" = "brüllen") und "Brutzler", welcher sich von dem im 16. Jhd. gebräuchlichen Verbum "prutzeln" herleitet, das sich wiederum aus dem spätmittelhochdeutschen "brodelen" im Sinne von "aufwallendes Wasser" entwickelt hat (Mackensen 1985). Lokal treten in der Frankenalb auch die Bezeichnungen "Hörschel" oder "Geuder" (nhd. abgeleitet von "Geysir", s.u.) auf. In der einschlägigen (Fach-) Literatur relativ weit verbreitet, aber etymologisch falsch ist der heute durch Verballhornung entstandene Begriff "Tümmeler": Einige vorwiegend nichtfränkische Autoren veröffentlichten diese verkehrte Benennung, welche jedoch ausschließlich für die Meeressäugergruppe der Delfine (z.B. *Tursiops truncatus*, der "Grosse Tümmeler") Anwendung finden darf.

Wenn Hungerbrunnen und Tummler episodisch schütten, war dies in der Vergangenheit wie auch in der Gegenwart die Folge von niederschlagsreichen Perioden, extremen Wolkenbrüchen oder der Schneeschmelze nach sehr harten Wintern, welche vor allem für den Zeitraum der so genannten "Kleinen Eiszeit" vom 14. Jhd. bis in das 19. Jhd. belegt sind.



Wie auch von anderen Tummlern berichtet (Meier 1940, Treibs 1972), wurde das Überfließen des "Großen Tummlers" im Leinleitertal seit vielen Jahrhunderten als unheilvolles Omen betrachtet: So spielte noch bis in die Zeit nach dem II. Weltkrieg ein derartiger Volksglauben und -aberglauben bei den Einwohnern des Frankenjura eine bemerkenswerte Rolle. Historisch gesehen wird dies in der Frankenalb belegt durch die lokalen Namensgebungen für viele der Hungerbrunnen und Tummler: So deuten Bezeichnungen wie "Prophetenbrunnen" für Karstquellen bei Schirradorf, "Bettelbrunnen" bei Haselbrunn, "Heiligenbrunnen" bei Stublang, die "Wilden Brunnen" bei Oberailsfeld sowie der "Wilde Hörschel" in Kotzendorf an der Aufseß auf die Zusammenhänge zwischen den Quellschüttungs-Beobachtungen und den Ernte- und Ernährungsprognosen für die einheimische Bevölkerung hin (Kropf 2007).

Althergebrachte Erklärungsversuche der einheimischen Bevölkerung bezüglich dieser

karsthydrologischen Besonderheiten spiegeln sich in alten Lokalsagen wieder, welche in vergleichbarer Form über die gesamte Frankenalb verbreitet sind: Nach dem Volksglauben sollen im Inneren einiger besonders prägnanter Karstberge orakelhafte unterirdische Seen vorhanden sein, so in der Ehrenbürg E´ Forchheim, im Staffelberg SW´ Lichtenfels, in der Hohenmirsberger Platte N´ Pottenstein oder eben im Heroldstein E´ des Leinleiter-Trockentales. Diese Sagen berichten von in diesen unterirdischen Seen eingeschlossenen großen, bisweilen "goldenen" (d.h. übernatürlichen) Fischen, welche oftmals aufgrund ihrer gewaltigen Wuchsform gezwungen sein sollen, aus Platzgründen ihre Schwanzflosse im Maul zu halten. Würden nun diese mystischen Fischkreaturen mit ihren Flossen schlagen, "brechen die unterirdischen Wassermassen aus dem Gebirge, stürzen über Hungerquellen und Tummler zu Tale und verwüsten das gesamte umliegende Land, wobei auch Menschen und Tiere zugrunde gehen" (Kropf 2007).

In der geowissenschaftlichen Literatur griff bereits Heller (1829) in seinem Handbuch über die Fränkische Schweiz das Phänomen der Hungerbrunnen und Tummler auf. Die schlagartig einsetzende, oftmals starke Schüttung dieser intermittierenden Karstquellen bedingte noch im 19. Jhd., dass meistens viele Agrarflächen überflutet wurden, die Feldfrüchte verderben oder zumindest aufgrund der vom Niederschlagswasser aufgeweichten und über lange Zeit zu kalten Böden eine ausreichende Ernte erschwert oder gar verunmöglicht wurde. Vor allem im Mittelalter und auch in der beginnenden Neuzeit bedeutete dies für die bäuerliche Bevölkerung stark ansteigende Preise für Grundnahrungsmittel oder das Auftreten von Hungersnöten (Kropf 2007). Somit konnte das Einsetzen der Schüttung von Hungerquellen tatsächlich als Indikator für zukünftigen Nahrungsmangel der ohnehin nicht wohlhabenden ländlichen Bevölkerung in der Frankenalb angesehen werden.

Die Tummler des Oberen Leinleitertales

Die Tummler um Leinleiter-Trockental gehören zu den Hungerbrunnen. Karsthydrologisch zählt dieser Quellentypus zu den periodisch aktiven Karst-Überlaufquellen, deren Quellschale sich auf einem über dem rezenten Karstwasserspiegel gelegenen Höhenniveau befindet.

Intermittierende Karstquellen vom Typus der Tummler weisen eine ausgesprochen rhythmische Periodizität von einigen Stunden oder Tagen mit scharfen Maxima auf. Üblich sind eine unvermittelte Zunahme der Schüttung, ein meist relativ kurzes Verharren auf einem sehr hohen Pegelstand und ein schnelles Absinken auf den alten Wert, bis schließlich ihre Wasserführung wieder auf Null absinkt.

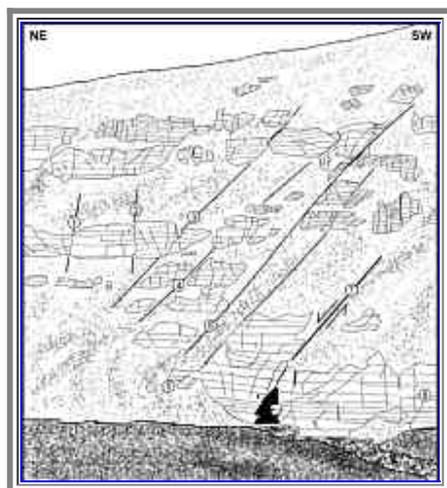
Beim Ansteigen des Karstwasserspiegels im Gebirge wird der Wasserzufluss über hydraulisch wirksame Hohlräume reaktiviert. Hungerbrunnen weisen als reine "Überlaufquellen" im aktiven Zustand eine überwiegend nur moderate und für den Naturbeobachter meist unauffällige Wasserschüttung auf. Die Tummler sind hingegen an (geologisch alt angelegte und rezent wieder vom Karstwasser genutzte) Höhlensysteme gebunden und brechen v.a. im Frühjahr nach der Schneeschmelze

oder nach sehr starken Regenfällen geradezu explosionsartig aus. Ihre Quellwasserschüttung ist meistens sehr stark und sie können deshalb -- wie im Leinleiertal exemplarisch verwirklicht -- im Abstrom einen schnell strömenden, kleinen Fluss in diesem ansonsten wasserlosen Trockental ausbilden. Meist stellen die Tummler ihre Quellschüttung ebenso rasch wieder ein, was auch das schlagartige Trockenfallen des temporären Fließgewässers bedingt.

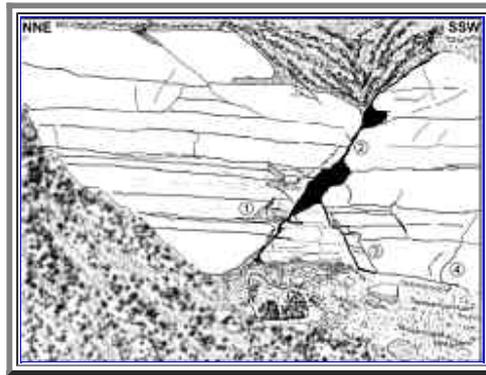
Die bei Tummlern zu beobachtende starke, plötzlich auftretende Quellwasserschüttung ist oftmals durch das physikalische Prinzip des "Hebersystems" bedingt: Hier hat sich im Berginnern bei den (teils wassererfüllten) Höhlengängen ein System mit einem aufsteigenden Höhlengang, einem scharfen Knick und einem wieder abfallenden Höhlengang bis hin zum rezenten Quellmundloch ausgebildet. Steigt nun infolge starker Niederschläge der Karstwasserspiegel im Gebirge an (und somit auch im aufsteigenden Höhlengang bis zum Überschreiten des oberen Knickpunktes), wird im weiteren Verlauf der Karstwasservorrat im Gebirge zunächst im ansteigenden Höhlengang nach oben und dann nach unten über den abfallenden Höhlengang in die Tummlerquelle abgesaugt. Dieser selbstständige Entleerungsvorgang wird erst durch das Einströmen von größeren Luftmengen in das Hebersystem wieder unterbrochen. Auf diese Weise können über die Tummler große unterirdische Karstwasserkörper entleert werden, bis schließlich über diese intermittierenden Quellaustritte der Karstwasserspiegel im Berginnern wieder auf das Normalniveau abgesenkt worden ist und die Tummler schließlich trockenfallen -- bis dieser Vorgang beim nächstfolgenden Wiederanstieg des Karstwasserspiegels erneut beginnt.

Im Trockental der Leinleiter treten auf dem nur 900 m langen Verlauf zwischen den heute aktiven, perennierenden Leinleiterquellen und den beiden bekannten Tummlern "T 1" und "T 2" eine Vielzahl weiterer, nur wenige Dezimeter hoch aufquellende Hungerquellen auf.

Hier ist zunächst zu nennen der am E-Hang des Leinleiter-Trockentales 540 m NNE' der Heroldsmühle austretende "**Untere Tummler**". Die hier anstehenden Werkkalkfelsen werden von einer Vielzahl hauptsächlich E-W streichender Bewegungsklüfte durchzogen, wobei bei diesen nur sehr geringe Versatzbeträge aufweisenden Trennflächen der Abschiebungscharakter vorherrscht.



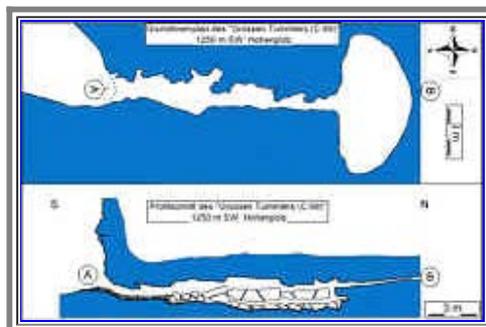
Die Detailaufnahme des "Unteren Tummlers" zeigt jedoch die Anlage an einer steilerzgebirgisch verlaufenden Störung, an welcher sich die karsthydrologischen Wasserwegsamkeiten ausbilden konnten.



Die im Leinleitergebiet bekannteste intermittierende Quelle ist der "**Grosse Tummler**" ("**T 2**"), 1250 m SW´ Hohenpözl am E´ Hangfuß des Trockentales "Heroldsgrund" N´ der Heroldsmühle. Er entspringt aus tektonisch stark beanspruchten Kalkbänken des Malm Beta. In diesem von einer Vielzahl von Diskontinuitätsflächen durchsetzten Gesteinskörper konnte sich durch Verkarstungsvorgänge die heutige Quellhöhle (Kataster-Nr.: C 96; R: 44.38 187, H: 55.29 578) des "Grossen Tummler" ausbilden.

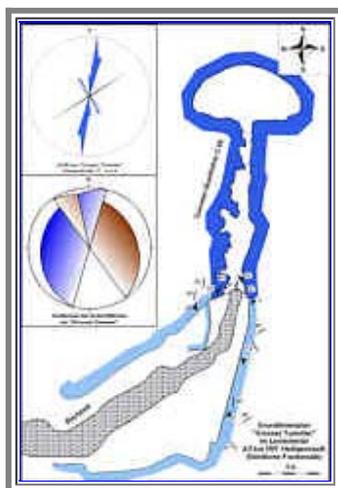


Ihr Eingang befindet sich auf 425 m NN und somit 5 m über den Trockentalboden; dahinter folgt der S-N verlaufende, schwach steigende Höhlengang, welcher in eine kleine, nicht weiter passierbare Felsengrotte einmündet. Der Höhlengang weist eine Länge von 18,50 m, eine Breite von 0,4 m bis 2,5 m und eine Höhe von 0,2 m bis 0,8 m auf.



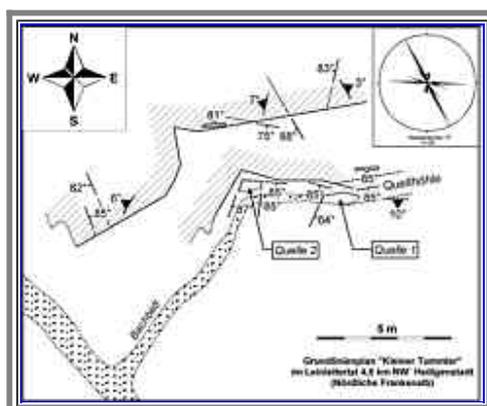
Die Kalkbänke beim "Grossen Tummler" sind durch Hochwölbungsvorgänge leicht antiklinal verbogen und weisen bei Streichwerten von 10° und 170° leichtes Einfallen in WNW´ sowie in ESE´ Richtungen auf. Die Schichten bilden also eine aufrechte Sattelstruktur aus, deren Faltenachse bei eggischem Streichen leicht nach NNW einfällt. Die Faltenstruktur wird von rheinisch und eggisch streichenden Störungen mit

geringen Versatzbeträgen durchtrennt. Diese haben eine dominierende, rheinisch streichende Kluftchar geschaffen, welche auch die Anlage der Quelhöhle ursächlich bedingte; die hierzu korrespondierenden, E-W verlaufenden Querklüfte sind am "Grossen Tummler" nur sehr untergeordnet entwickelt. Überlagert wird dieses, wohl im Zuge der oligozänen Basaltplatznahme herausgebildete Kluftsystem von einem zweiten orthonalen, NE-SW und NW-SE verlaufenden Kluftsystem, welches wesentlich älter ist und tektonogenetisch zur Anlage der Frankenalbfurche gehört.



Mit dem im aktiven Zustand sehr beeindruckenden Naturschauspiel des "Großen Tummlers" befassten sich bereits Goldfuss (1810: 217, 299), Gümbel (1891: 47), Heller (1829: 82, 90, 183-184), Neischl (1907: 129) und Dorn (1920: 254-255). Die hydrogeologische Genese dieser Karstquelle versuchte Dorn damals durch eine tektonische Mulde zu erklären, in der sich bei starkem Regen das Wasser staut, da die Klüfte und Spalten für die Ableitung eines derartigen Wasserandranges nicht ausreichen. Hierdurch bedingt solle der Karstwasserspiegel ansteigen, bis der im Muldentiefsten gelegene Tummler zu fließen beginnt: "Aus einem schräg in die Tiefe gehenden, 3/4 m im Durchmesser haltenden Schacht sprudelt er nach starken Niederschlägen mit großer Gewalt hervor. In der näheren Umgebung sind noch verschiedene kleinere Felsspalten, aus denen ebenfalls Wasser hervorquillt. Zur Zeit der Schneeschmelze und nach starken Regengüssen entströmen dem Tummler solche Wassermengen, dass das Trockental oberhalb der Heroldsmühle von einem starken Bach erfüllt ist" (Dorn 1920).

Rund 40 m NW' des "Großen Tummlers" steht am E' Talhang als weitere intermittierende Quellaustritt der "**Kleine Tummler**" ("T 1") an.



Die hier anstehende, W-E verlaufende Felswand wird von mit rund 80° streichenden Störungsflächen durchzogen; weiterhin ist ein ausgeprägtes, NNW-SSE und W-E verlaufendes Kluftsystem zu beobachten.



Die temporäre Wasserschüttung des Kleinen Tummlers entspringt aus zwei Quellaustritten, welche sich unter kalkschottererfüllten, kleinen Karstschloten befinden. Beide Felsschächte wurden im August 2008 freigelegt (und nach der Aufnahme wieder ordnungsgemäß verfüllt).



Hierbei konnte unter dem N´ gelegenen Quelltopf ("Quelle 1") eine kleine Quellhöhle beobachtet werden, welche sich einerseits unter den antiklinal verbogenen, mit 85° streichenden und leicht nach S einfallenden Werkkalkbänken und andererseits an einer mit 80° streichenden und steil nach S einfallenden Störungsfläche ausgebildet hat. Das Quellmundloch befindet sich in Bodennähe an der ESE´ Wand der kleinen Quellkammer: Hier entströmt das Karstwasser wohl unter hohem Druck einer engen, W-E verlaufenden tektonischen Trennfläche.



Bei sehr hohem Karstwasserstand können auch im N´ an den "Kleinen Tummler" anschließenden, bereits auf einem großen Höhenniveau verlaufenden Trockental inmitten des dortigen Feldweges zwei weitere, nebeneinander anstehende kleine Hungerquellen beobachtet werden, welche in den E´ gelegenen Trockengraben entwässern (Kropf 2007).





Der letzte große Ausbruch der Tummler im Leinleiter-Trockental löste vor rund einem halben Jahrhundert, ähnlich wie spätere, jedoch kleinere und weniger spektakuläre Karstwasserentleerungen, einen regelrechten Touristenzustrom aus. Im Trockental unterhalb der beiden Tummler bildete sich ein leuchtend blauer, schnell fließender Fluss aus, welcher sich damals sogar über die rezenten Leinleiterquellen hinweg ausbreitete. Auch in jüngster Vergangenheit konnte dieses Naturschauspiel -- wenn auch im geringeren Ausmaß -- regelmäßig beobachtet werden.



Am 9. September des Jahres 1791 hatten jedoch die nach einem starken Unwetter das Leinleiter-Trockental hinab strömenden Wassermassen sogar mehrere Scheunen und die "Untere Mühle" in Oberleinleiter mit sich gerissen; der Müller, seine Familie und ein Nachbar konnten damals nur noch tot geborgen werden (Kropf 2007). Diese von den Tummlern verursachte Naturkatastrophe fand im Jahr 1799 sogar Erwähnung in "Bundschuh's Geographischem Lexikon": Hier wird die kleine Ortschaft Oberleinleiter beschrieben als "ein zwischen zwei derbigen Anhöhen liegendes Dorf, eine Viertelstunde von Burggrub, welches vor einiger Zeit durch einen Wolkenbruch ganz zusammengeworfen und hierbei nebst mehreren Vieh von verschiedener Gattung 10 Menschen ersäuft worden sind" (Bundschuh 1799).

Der "Grosse Tummler" ("T 2") und der weiter N´ gelegene "Kleine Tummler" ("T 1") sind mutmaßlich die heute einzigen Tummler in der Fränkischen Schweiz, welche in relativ regelmäßigen Zeitintervallen die medien- und publikationswirksame visuelle Attraktion zweier kleiner "Geysire" bieten -- daher auch die (geologisch nicht eben korrekte) eingedeutschte Bezeichnung "Geiser", welche im fränkischen Sprachgebrauch zu "Geuder" mutierte.

In den vergangenen Jahrhunderten boten diese beiden Tummler im aktiven Zustand

häufig das beeindruckende Schauspiel von bis 4 m hohen Fontänen -- heute vermögen sie jedoch nur noch bis maximal 2 m hoch zu "springen". Dies wurde dadurch verursacht, dass bei den bereits über 100 Jahren andauernden Versuchen, über die Quellöffnungen zu den im Bergstock des Heroldstein vermuteten Wasser- und Tropfsteinhöhlen vorzudringen, die Engstelle am Quellmundloch des "Grossen Tummlers" ausgebrochen und erweitert wurde. Als Resultat dieser bis in die Zeit nach dem II. Weltkrieg durchgeführten Aktivitäten konnte zwar von den Späleologen die Quellhöhle bis zu einer befahrbaren Länge von 18 m freigelegt werden; der zur Bildung einer Quellfontäne notwendige Wasserdruck kann sich jedoch aufgrund der Erweiterung des Quelhöhlenausganges nicht mehr wie ursprünglich aufbauen.

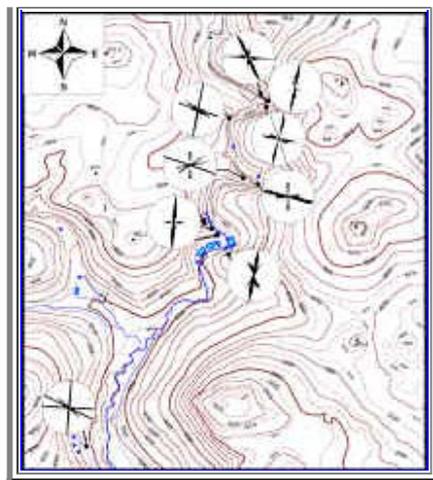


Bis in die heutige Zeit unverstanden war das Phänomen, dass nach längeren Niederschlägen stets der im Leinleitertal talaufwärts gelegene "Kleine Tummler" als erster schüttet und erst nach weiteren Anstieg des Karstwasserspiegels der augenscheinlich talabwärts anstehende "Grosse Tummler". Diese Gegebenheit ist jedoch schlicht darin begründet, dass sich das Höhlenmundloch des "Grossen Tummlers" auf einem rund zwei Meter höheren Niveau befindet als die beiden Quellaustritte des "Kleinen Tummlers".

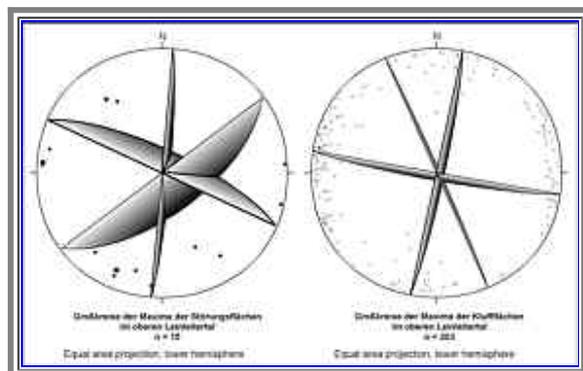
Tektonik des Leinleiter-Trockentales

Die im oberen Leinleitertal beobachteten Kluftscharen weisen ein eindeutiges Maximum bei den rheinisch streichenden Längsklüften auf. Ein zweites, etwas schwächer ausgebildetes Maximum zeigt die herzynisch verlaufenden Querklüfte an. Überlagert wird dieses Hauptkluftsystem von einer Kluftchar mit steilherzynischen bis eggischen Streichwerten, welche einerseits die Längsklüfte zum übergeordneten tektonischen Bau der Frankenalbfurche repräsentieren, andererseits auch genetisch mit der Platznahme der Basaltkörper verbunden sein mögen.



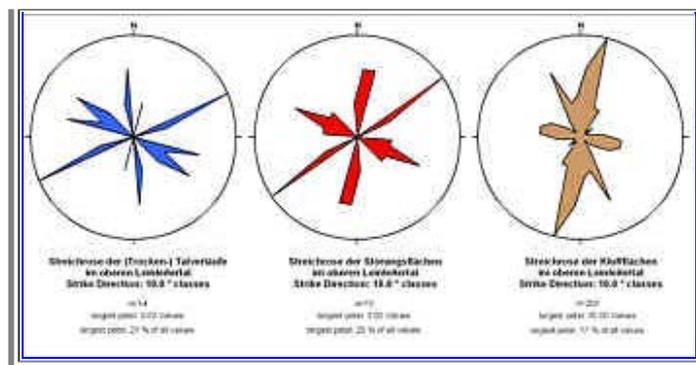


Störungstektonisch zeigt sich für den engeren Bereich des Leinleitertals das tektonische Bild einer Vielzahl von erzgebirgisch und flachherzynisch streichenden Störungen, welche zum überwiegenden Teil Kleinabschiebungen darstellen und somit auf Raumerweiterung hindeuten. Dieses -- wohl bereits im Verbund mit dem Einsinken der Frankenalbfurche sehr alt angelegte und in jüngerer geologischer Vergangenheit wieder reaktivierte -- Störungssystem wird überlagert von einer rheinisch verlaufenden, im Zuge der oligozänen Basaltintrusionen entstandenen Störungsschar, welche karsthydrogeologisch die Ausbildung der weiträumigen unterirdischen Wasserwegsamkeiten zum "Grossen Tumbler" und -- senkrecht hierzu -- jene des "Kleinen Tumbler" bedingt hat.



Dem tektonischen Bauplan des Gebirges folgt auch die morphologische Ausbildung des Leinleitertales sowie der einmündenden Trockentäler. Bei der Auswertung der aufgenommenen Trennflächendaten ergaben sich jedoch überraschende Befunde: Während die Beziehungen zwischen den eingemessenen Streichrichtungen der (Trocken-) Talverläufe und der Streichrose der beobachteten Klüffeloberflächen einen nur äußerst undeutlichen Zusammenhang erkennen läßt, ergibt sich aus der Korrelation von Talstreichrichtungen und der Streichrose der beobachteten Störungsebenen eine nahezu perfekte Übereinstimmung.





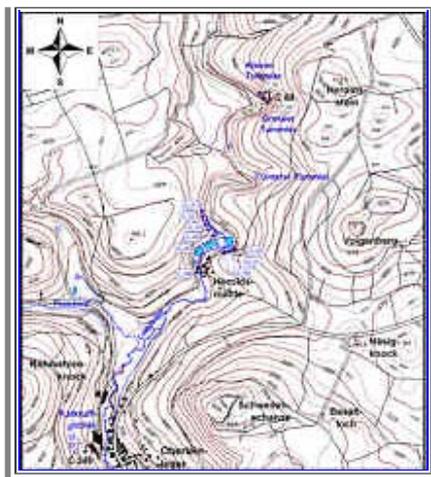
Diese Übereinstimmung zwischen der räumlichen Ausrichtung der Talsysteme und den tektonischen Verwerfungsstrukturen deutet auf einen engen genetischen Zusammenhang hin. Wie stark die Beziehungen zwischen dem bruchtektonischen Bauplan und der Entwicklung der (Trocken-) Talsysteme ausgeprägt sind, lässt die geomorphologische Feinstruktur des Leinleitergebiets erkennen: es ist von einem erzgebirgisch und herzynisch streichenden Störungssystem sowie von rheinisch bis eggisch verlaufenden Bruchlinien durchzogen. Während das erste, orthogonal ausgebildete Störungssystem die geologisch alt angelegten Längs- und Querstörungen zum großtektonischen Bau der Frankenalbfurche darstellen, ist die zweite Störungsschar an die wesentlich jüngeren tektonischen Bewegungen im Tertiär gebunden.

Diesen tektonisch vorgegebenen Bauplan folgte genetisch auch die Anlage der Talverläufe. Ebenso ist für die unterirdischen Karstwasserbewegungen die räumliche Anordnung und Ausprägung des Bruchflächengefüges bedeutsam, da die Scharungsdichte und die bevorzugten Streichrichtungen der wassererfüllten Trennflächen im Gebirge entscheidend das Ausmaß und die Orientierung der Wasserwegsamkeiten im Malmkarst bestimmen. So ist im Bereich von dominanten Störungszonen der Anteil von korrosiv erweiterten, wasserführenden Trennflächensystemen wesentlich höher als in tektonisch nicht beanspruchten Gebieten. Gegenüber den Poren- und Kluftgrundwasserleitern ist ein Karstgrundwasserleiter vor allem durch bevorzugte Wasserwegsamkeiten entlang dieser Lösungsformen gekennzeichnet; diese ermöglichen oftmals ein rasches Voll- und Leerlaufen des Systems, was zwar eine hohe Durchlässigkeit, aber auch ein geringes Rückhaltevermögen bedingt.

Hydrochemie der Leinleiter

Zur hydrochemischen Untersuchung der Quell- und Bachwässer der Leinleiter wurden am 26. Februar 2008 und am 08. August 2008 mit tatkräftiger Unterstützung engagierter Studentinnen und Studenten des GeoZentrums Nordbayern der FAU Erlangen an 11 Messpunkten aus den Quellen und aus dem Leinleiterbach an der Heroldsmühle Wasserproben entnommen; angemerkt werden muss, dass im August 2008 sowohl die beiden Tummler "T 1" und "T 2" als auch die am nördlichsten gelegene Leinleiterquelle "Q 1" versiegt waren und somit für diesen Termin keine diesbezüglichen Messwerte gewonnen werden konnten.





Messpunkt	Höhe [m NN]	Lokalität
T 1	425 m NN	Kleiner Tummler
T 2	427 m NN	Großer Tummler
Q 1	410 m NN	1., am nördlichsten gelegene Leinleiterquelle
Q 2	410 m NN	2. Leinleiter-Quelle von Nord
Q 3	410 m NN	3. Leinleiter-Quelle von Nord
Q 4	409 m NN	Quellhöhle am WSW´ Talhang 80 m SSE´ Leinleiterquellen
Q 5	408 m NN	Kluftquelle am W´ Talsporn 120 m SSE´ Leinleiterquellen
Q 6	404 m NN	Kluftquelle am SSE´ Talhang 213 m SE´ Leinleiterquellen
Q 7	402 m NN	aufsteigende Quelle am SSE´ Talhang 215 m SE´ Leinleiterquellen
Q 8	403 m NN	Kluftquelle am S´ Talhang 206 m SSE´ Leinleiterquellen
L 9	399 m NN	Leinleiterbach bei Brücke W´ Heroldsmühle, 273 m SSW´ Leinleiterquellen

An diesen elf Messpunkten wurden zunächst die Bestimmungen der "Vor-Ort-Parameter" durchgeführt. Diese umfassen die Beobachtungen von:

- **Wassertemperatur [°C],**
- **Sauerstoffgehalt [mg/L O₂] und Sauerstoffsättigung [% bei Wassertemp.],**
- **spezifische elektrische Leitfähigkeit [µS/cm] und des**
- **pH-Wertes.**

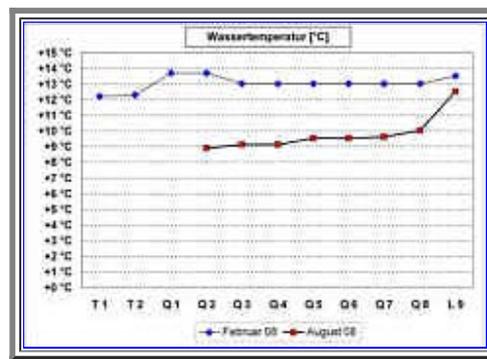
Weiterhin erfolgten analytische Untersuchungen der Wasserinhaltsstoffe; sie umfassten die Bestimmungen der:

- **Nitrat- und Ammonium-Gehalte [mg/L],**
- **Sulfat-Gehalte [mg/L],**
- **Phosphat-Gehalte [mg/L],**
- **Chlorid-Gehalte [mg/L] sowie der**
- **Karbonathärte [°dH] und der**
- **Gesamthärte [°dH].**

Die Messungen der **Wassertemperaturen** der Tummler und der perennierenden Karstquellen sowie im Leinleiterbach an der Heroldsmühle erbrachte sehr unterschiedlich erscheinende und teils überraschende Ergebnisse:

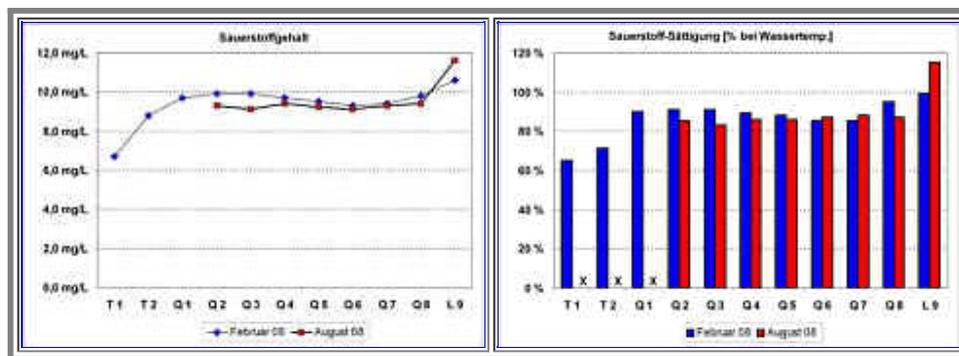
Während im Februar das Karstwasser der Tummler "T 1" und "T 2" mit Temperaturen um +12° C für aus dem Tiefen Karst zuströmende Grundwässer zwar für diese Jahreszeit merklich erhöhte, aber noch natürlich erscheinende Werte aufwies, deuteten die bis fast 2 K höheren Wassertemperaturen der Quellen "Q 1" bis "Q 8" auf Zuflüsse von auf der Albhochfläche versinkenden Oberflächenwässer hin. So waren die Wassertemperaturen der Leinleiterquellen "Q 1" und "Q 2" mit +13,7° C

sogar höher als die Oberflächentemperatur des Leinleiterbachs an der Heroldsmühle.

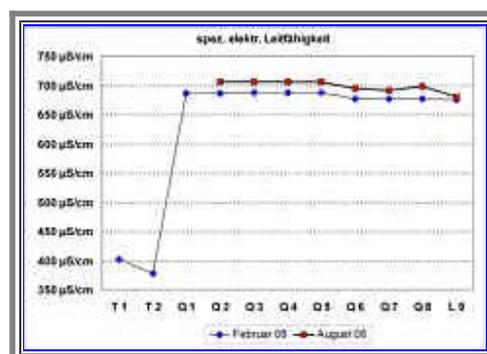


Hingegen entsprachen die im August 2008 beobachteten Quellwassertemperaturen in "Q 2" bis "Q 8" mit Werten um +9° C in etwa dem Jahresmittel der Lufttemperatur in diesem Gebiet und somit den normalen Temperaturverhältnissen im Karstgrundwasser. Zu diesem Zeitpunkt fand offenbar kein Zustrom von warmem Oberflächenwasser in den Grundwasserkörper statt, so dass auch die Temperaturdifferenz von rund 3 K zwischen den Quellwässern und dem Bachwasser der Leinleiter an der Heroldsmühle als naturgemäß erscheint.

Der **Sauerstoffgehalte** der Quellen betragen an den beiden Beobachtungsterminen von 9,1 mg/L bis 9,9 mg/L und entsprachen mit **O₂-Sättigungsgraden** von 83 % bis 95 % Karstwässern aus der vadosen Zone. Lediglich die im Februar beobachteten Werte der Quellwässer der beiden Tummler wichen hiervon signifikant ab und deuteten mit O₂-Gehalten von 6,7 mg/L bis 8,8 mg/L sowie O₂-Sättigungsgraden von 65 % bis 71 % auf ihre Herkunft aus dem Wasserkörper des Tiefen Karstes hin.

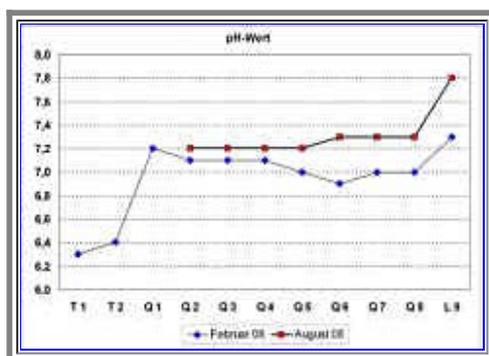


Die -- auf eine Wassertemperatur von +25° C normierte -- **spezifische elektrische Leitfähigkeit** ist ein Maß für die Gesamtheit der in einer Probe gelösten Elektrolyte. Sie gestattet somit eine temperaturunabhängige Betrachtung der im Wasser gelösten Ionen.



Die Leitfähigkeitswerte der perennierenden Karstquellen betragen an den beiden Beobachtungsterminen von 677 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bis 705 $\mu\text{S}/\text{cm}$; auffällig waren die im August leicht gegenüber den Februar-Messwerten erhöhten Leitfähigkeitswerte der perennierenden Quellen "Q 2" bis "Q 8", welche auf einen höheren Gehalt an gelösten Ionen hindeuten. Hingegen lagen im Februar die Messdaten der beiden Tummlerwässer um nahezu 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ unter den zu diesem Zeitpunkt beobachteten Werten der Quellen "Q 1" bis "Q 8", was wiederum auf die völlig andersartige Herkunft dieser Hungerbrunnenwässer hinweist.

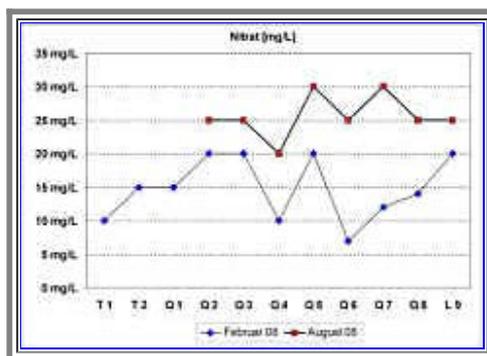
Ein ähnliches Bild zeigt sich bei der Betrachtung der **pH-Werte** der Leinleiterquellwässer und der Wässer der beiden Tummler. Während die beiden Tummlerwässer mit pH-Werten um 6,3 noch auf relativ hohe Gehalte an karbonataggressiven CO_2 hindeuten, sind die perennierenden Quellen mit pH-Werten von 6,9 bis 7,3 bereits als kalkabscheidend zu charakterisieren; dies bestätigte eine Bestimmung der kalklösenden Kohlensäure im Quellwasser der Leinleiterquelle "Q 1" nach dem Verfahren zur "Beurteilung betonangreifender Wässer, Böden und Gase" nach DIN 4030: demnach weist dieses Wasser kein karbonataggressives CO_2 , sondern eine relativ hohe Kalkabscheidekapazität auf.



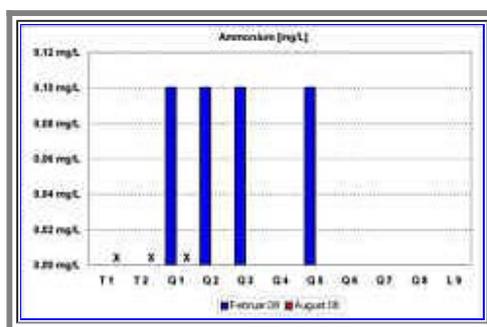
Das Bachwasser der Leinleiter ist auf seinem nur 450 m langen Lauf von den Quellen bis zur Heroldsmühle einer bemerkenswerten Veränderung unterworfen: An beiden Terminen konnte ein Anstieg der Messwerte von $\text{pH}=6,9$ bis $\text{pH}=7,3$ in den Quellwässern bis $\text{pH}=7,8$ im Bachlauf der Leinleiter W' der Heroldsmühle festgestellt werden. Dies ist zunächst ursächlich bedingt durch die CO_2 -Entgasung infolge der Druckentlastung, der Durchmischung mit Luft und dem Temperaturanstieg des Bachwassers sowie der Ausfällung des im Wasser gelösten Kalkes. Bei diesem Vorgang wirkt in den kalkhaltigen Karstwässern das Kohlensäure-Calziumbikarbonat-Gemisch als Puffer und gleicht den CO_2 -Entzug durch Zerfall aus. Wenn die CO_2 -Entgasung sehr stark ist, wird auch das hierbei entstandene Calciumkarbonat aufgespalten, wodurch der pH-Wert des Wassers im Extremfall bis $\text{pH}=11$ ansteigen kann.

Der **Nitrat-Gehalt** ist ein Maß für die Stickstoffbelastung eines natürlichen Wassers. An beiden Messterminen konnten in den Quellwässern der Leinleiter Nitratgehalte von 7 mg/L bis 30 mg/L bestimmt werden. Nitrat-Gehalte <10 mg/l sind i.a. durch geogenen Ursprung bedingt. Ein Teil des Nitratgehaltes stammt aus dem Abbau pflanzlicher Eiweiße, wobei zunächst Ammonium entsteht, welches kurzfristig zu Nitrat oxidiert wird und dann in das Grund- und Oberflächenwasser gelangt. Nitrat-

Gehalte von 15 mg/l bis 50 mg/l deuten bereits auf anthropogene Beeinflussung hin. Als Nitrat-Haupteinträge gelten organische und anorganische Stickstoffdünger (Gülle, Ammoniumnitrat), Deponiesickerwässer sowie die Abwasserversickerung.

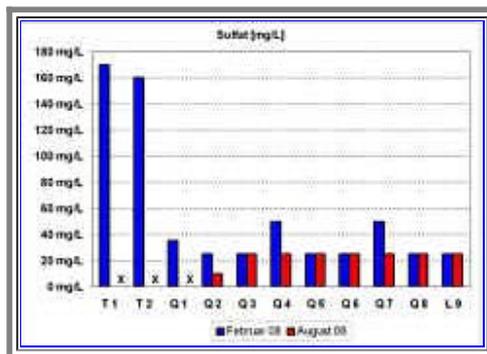


Auffällig waren die im Februar 2008 in den Leinleiterquellen "Q 1" bis "Q 3" sowie in der Kluftquelle "Q 5" beobachtete **Ammonium-Gehalte** von 0,1 mg/L. Da diese Quellaustritte am W-Hang des Leinleitertales liegen und sich auf der W' angrenzenden Albhochfläche ausgedehnte landwirtschaftliche Nutzflächen befinden, deutet das Auftreten dieses -- im sauerstoffreichen Wassermilieu sehr leicht abbaubaren -- Schadstoffes auf einen schnellen unterirdischen Transport von nahe gelegenen Eintragsorten hin. Die Ursachen für diese Ammoniumfracht können direkt im landwirtschaftlichen Gülle-, Stallmist- und Kunstdüngeraustrag begründet sein. Der Trinkwassergrenzwert von Ammonium liegt zwar bei 0,5 mg/L NH_4^+ ; ein Nachweis von Ammonium-Ionen im Quellwasser deutet jedoch prinzipiell auf hygienisch bedenkliche Verunreinigungen im Einzugsgebiet hin. Nach dem Quellaustritt kann das -- von den landwirtschaftlichen Nutzflächen gegebenenfalls in höheren Konzentrationen ausgeschwemmte -- Ammonium im weiteren Bachverlauf teilweise in Ammoniak übergehen, welcher -- beim Überschreiten kritischer Grenzen -- auf Fische und Kleinlebewesen tödlich wirkt. Bei geringeren Belastungen werden nach dem Quellaustritt die Ammonium-Ionen im sauerstoffreichen Bachwasser durch Stickstoffbakterien über das metastabile Nitrit zu Nitrat oxidiert, welches aus dem Bachwasser teilweise von Pflanzen als Nährstoff aufgenommen wird.

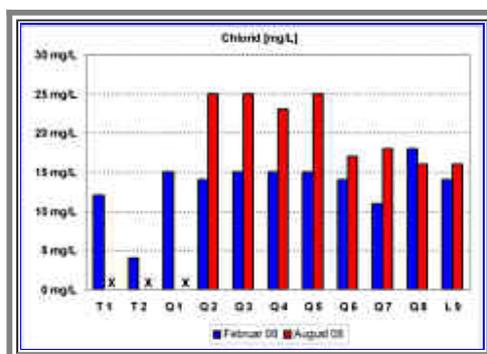


Im Gegensatz hierzu werden die Wasserinhaltsstoffe Sulfat und Chlorid im fließenden Wasser nicht abgebaut. Die an den beiden Messterminen in den perennierenden Leinleiterquellen bestimmten **Sulfat**-Konzentrationen betragen lediglich 10 mg/L bis 35 mg/L; hingegen zeigen die im Februar in den beiden Tummelwässern beobachteten Sulfatgehalte von 160 mg/L und 170 mg/L die anthropogenen Beeinflussungen dieser wohl weit aus dem N' gelegenen Karstgebirge herantransportierten Karstwässer deutlich an. Sulfat gilt als das "Leit-Ion" für

Auslaugungen aus Bauschutt-Ablagerungen, wobei aus Putz und Gips das Sulfat herausgelöst und in das Grundwasser eingebracht wird. Ein weiterer Eintrag kann aus sulfathaltigen Düngern und Spritzmitteln erfolgen.

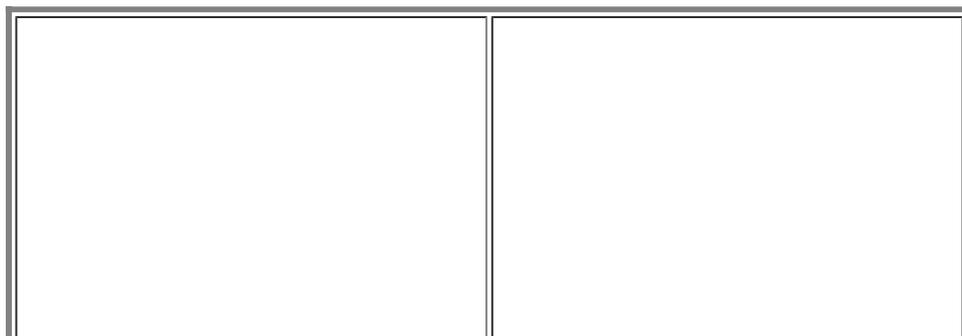


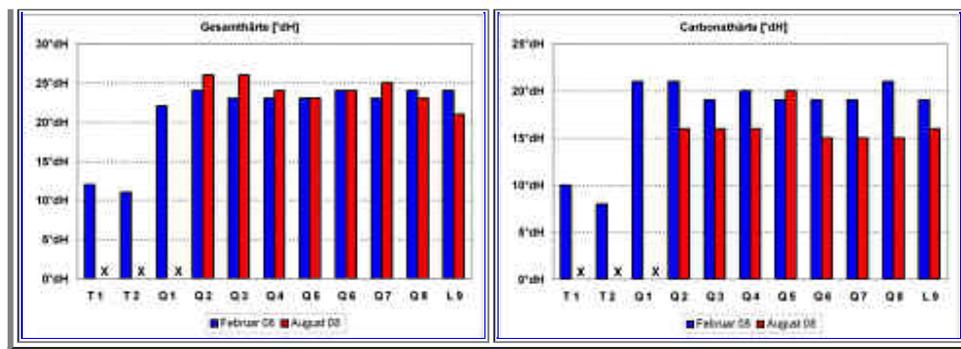
Die in den Tummler- und in den Leinleiterquellwässern beobachteten **Chlorid**-Werte von 4 mg/L bis 25 mg/L weisen auf eine mäßige anthropogene Belastung des Quellwassers hin, wobei die Ursachen überwiegend in der landwirtschaftlichen Düngung zu suchen sind.



Die beobachteten Konzentrationen dieser beiden Wasserinhaltsstoffe liegen jedoch weit unterhalb der Trinkwassergrenzwerte und deuten -- bis auf die Wässer der Tummler -- auf nur relativ geringe anthropogene Beeinflussungen der Quellwässer an diesen beiden Beobachtungsterminen hin. **Phosphat** konnte an den beiden Messtagen nicht nachgewiesen werden. Alle drei Parameter zeigen jedoch die typische Vulnerabilität von Karstwässern gegenüber dem Eintrag von Schadstoffen exemplarisch auf.

Die **Wasserhärten** Gesamthärte und Karbonathärte sind in Karstwässern meist sehr hoch. Die Gesamthärte ist definiert als die Summe aller Erdalkali-Ionen, hier v.a. Kalzium und Magnesium. In Lösung sind diese "gepaart" mit Chloriden, Sulfaten, Karbonaten und anderen Anionen. Die Karbonathärte umfasst hingegen nur die Karbonate dieser Ionen, in der Regel ist sie also niedriger als die Gesamthärte.





Die **Gesamthärten** waren an beiden Beobachtungsterminen in den Quellwässern der Leinleiter mit Werten von 22° dH bis 26° dH sehr hoch; hingegen waren in den Tummlerwässern geringe Werte um 12° dH zu beobachten. Ein vergleichbares Bild ergab sich bei den Werten der **Karbonathärte**, welche in den Quellen mit Härtegraden von 15° dH bis 21° dH hoch waren, in den Tummlerwässern jedoch nur 8° dH bis 10° dH betragen. Die hydrochemischen Charakteristika der aus den beiden Tummlern aus dem Tiefen Karst entspringenden Karstwässer sind also grundsätzlich verschieden von den -- von der umgebenden Alboberfläche beeinflussten -- Wässern der perennierenden Leinleiterquellen "Q 1" bis "Q 8"; die beiden im Leinleitertal entspringenden Karstwassertypen dürften wohl aus unterschiedlichen Einzugsgebieten stammen, wobei für die Tummler entlang von rheinisch verlaufenden Karströhren ein über größere Distanz erfolgter Wasserzustrom wahrscheinlich erscheint.

Danksagung

Mein herzlicher Dank gilt der Familie Brentel für die stets überaus freundliche Aufnahme im ehem. Gasthof Heroldsmühle sowie die Bereitstellung von Film- und Photoaufnahmen der Tummler und des Leinleiter-Trockentaales. Die Inhaber des Betonwerks Schmidt (Oberleinleiter) ermöglichten uns die mehrmalige Befahrung und Aufnahme der Kalktuffhöhle auf ihren Firmengelände; auch ihnen sei herzlich hierfür gedankt.

Für die freundliche Überlassung von Literatur möchte ich Herrn Dr. Joachim Schubert (Anst. f. Umwelt u. Geologie Thüringen) danken. Herr Dieter Preu (Forscherguppe Höhle u. Karst Franken e.V.) half im bewährten, äußerst zeitnahen Entgegenkommen bei der Recherche und der Bereitstellung der Höhlenpläne.

Weiterhin möchte sich der Verfasser herzlich bei Herrn Dieter Freitag (Geoarchiv Nordbayern) sowie bei Herrn Yuriy Borovyk (Nürnberg) für ihre verlässlichen, tatkräftigen Unterstützungsarbeiten und wertvollen Hinweise bedanken.

Schließlich danke ich Frau Laborantin Melanie Hertel und den vielen, engagierten Studentinnen und Studenten des GeoZentrums Nordbayern der FAU Erlangen/Nürnberg für die Durchführung der titrimetrischen und kolorimetrischen Wasseranalysen.

Literaturverzeichnis

Ammon, L.v. (1891): Übersicht der Verwerfungen im Nördlichen Bayern, b) Juragebiet.- In:

Gümbel, C.W.v.: Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden fränkischen Keupergebiete.- Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern, **4. Abt.**, IX + 763 S., 102 Abb., 5 Kte., Kassel (Fischer).

Antoniadis P., Frytrolakis N., Hegenberger W. & Strassner-Munk C. (1972): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 6032 Scheßlitz.- 204 S., 20 Abb., 6 Tab., 6 Taf., 8 Beil., München (GLA).

Braniek, G., Hecht, G., Mönnig, E., Schröder, B. & Schubert, J. (2001): Exkursionsführer Keuperschichtenfolge, Vulkanismus und Landschaftsgeschichte in der Heldburger Gangschar.- Exkursionsführer Exk. V, 11.-12. Mai 2001: Thüringen-Bayern, Teil 2: Vom Großen Gleichberg bei Römhild zur Veste Coburg: 4-39, 11 Abb., Tab., Jena (Thür. Geol. Ver.).

Bundschuh, J. K. (1799): Geographisches Statistisch-Topographisches Lexikon von Franken oder vollständige alphabetische Beschreibung aller im ganzen Fränkischen Kreis liegenden Städte, Klöster, Schlösser, Dörfer, Flekken, Höfe, Berge, Thäler, Flüsse, Seen, merkwürdiger Gegenden u.s.w. mit genauer Anzeige von deren Ursprung, ehemaligen und jezigen Besizern, Lage, Anzahl und Nahrung der Einwohner, Manufakturen, Fabriken, Viehstand, merkwürdigen Gebäuden, neuen Anstalten, vornehmsten Merkwürdigkeiten etc. etc., Band 1. Ulm (Stettinsche Buchhandlung).

Büttner, H. (1976): Geologische Besonderheiten im Raume Oberleinleiter.- Hollfelder Bl. **1**, 1: 12-16, Hollfeld.

Carle, W. (1955): Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle.- Beih. Geol. Jb. **16**: 1-272, Hannover.

Dorn, C. (1920): Über die geologischen Verhältnisse der Quellhorizonte in der Wiesentalb (Oberfranken).- Sitz.-Ber. med.-phys. Soz. Erlangen **50/51**: 244-263, Erlangen.

--- (1922): Zur Stratigraphie des mittleren und oberen Doggers in der Umgebung von Ebermannstadt.- Sitz.-Ber. Phys.-Med. Soc. Erlangen **52/53**: 1-54, Erlangen.

Dorn, P. (1924): Zur Geologie der Fränkischen Dolinen.- Jb. u. Mitt. Oberrh. geol. Ver. N.F. **XIV**, **1924**: 75-83, Stuttgart.

--- (1928): Die Tektonik vom Gebiet des Steigerwaldes zum Alten Gebirge Nordostbayerns.- In: Schusters Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh., **Abt. VI**: 182-184, München.

Freudenberger, W. & Schwerd, K. (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000.- 4 Aufl., 329 S., 67 Abb., 21 Tab., 8 Beil., München (GLA).

Freyberg, B. v. (1969): Tektonische Karte der Fränkischen Alb und ihrer Umgebung.- Erl. geol. Abh. **77**: 1-81, Erlangen.

Geyer, G. & Schmidt-Kaler, H. (2006): Coburger Land und Heldburger Gangschar.- Wanderungen in die Erdgeschichte **21**: 1-144, 149 Abb., 2 Kte., München (Pfeil).

[GLA Bayer. Geol. Landesamt] (1995): Nördliche Frankenalb-Hydrogeologie.- 119 S., 30 Abb., 16 Tab., München (Bayer. GLA).

Goldfuss, G.A. (1810): Die Umgebungen von Muggendorf.- XVI + 351 S., 6 gef. Beil., Erlangen (Joh. Jac. Palm).

Gümbel, C.W. v. (1879): Fichtelgebirge, Frankenwald und westliches Vorland.- In: Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern, 3. Abt., Gotha (Perthes).

--- (1891): Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden fränkischen Keupergebiete.- Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern,

4. Abt., IX + 763 S., 102 Abb., 5 Kte., Kassel (Fischer).

Heller, J. (1829): Muggendorf und seine Umgebungen oder die fränkische Schweiz.- XIV + 214 S., Illustr., Kte., Bamberg (Dresch).

Hertle, A. (1959): Eine neue Basaltfundstelle bei Heiligenstadt.- Geol. Bl. NO-Bayern **9**, 4: 207-208, Erlangen.

Hofbauer, G. (2004): Die Erdgeschichte der Region. Grundzüge aus aktueller Perspektive.- Natur und Mensch, Jhmitt. Naturhist. Ges. Nbg. **2003**: 101-144, Nürnberg.

--- (2008): Der Vulkan von Oberleinleiter. Zeugnisse eines Maars in der Nördlichen Frankenalb.- Natur und Mensch, Jhmitt. Naturhist. Ges. Nbg. **2007**: 69-88, Nürnberg.

Huckenholtz, H.-G. & Schröder, B. (1981): Die Alkalibasaltassoziation der Heldburger Gangschar (Exkursion 1 am 25. April 1981).- Jber. Mitt. oberhein. geol. Ver., N.F. **63**: 125-138, Stuttgart.

Illes, H. (1974): Intra-Plattentektonik in Mitteleuropa und der Rheingraben.- Oberrhein. geol. Abh. **23**: 1-24, Karlsruhe.

Kneidl, V. (1974): Klüfte im Kulmbacher Raum und deren zeitliche Stellung.- Geol. Bl. NO-Bayern **24**: 120-129, Erlangen.

Kropf, E. (2007): Hungerbrunnen -- Tumbler -- Steinerner Rinne. Naturdenkmäler in der Fränkischen Schweiz.- 1 Aufl., 56 S., Abb., Bamberg (Heinrichs-Verlag).

Koehne, W. & Schulz, F.C. (1906): Über die Basaltvorkommen bei Heiligenstadt in Oberfranken nebst Bemerkungen über die Tektonik im nördlichen Frankenjura.- Centralbl. f. Min., Geol. u. Paläont. **1906**: 390-398, Leipzig.

Leitz, F. & Schröder, B. (1981): Exkursion in das oberfränkische Bruchschollenland bei Kronach (Exkursion C1 und C2 am 23. und 24. April 1981).- Jber. Mitt. oberrhein. Ver., N.F. **63**: 43-50, 4 Abb., Stuttgart.

Maas, H. (1995): Mausgesees und Ochsenchenkel. Kleine Nordbayerische Ortsnamenkunde.- (3. Aufl.), 247 S., Nürnberg (Verlag Nürnberger Presse).

Mackensen, L. (1985): Ursprung der Wörter. Etymologisches Wörterbuch der deutschen Sprache.- 446 S., Wiesbaden (VMA-Verlag).

Medinger, H. (1938): Geologische Untersuchungen im Bereich der Staffelsteiner Störung an der oberen Aufseß (Oberfranken).- Jb. Fränk. Landesforsch. **4**: 7-11, Erlangen.

--- (1952): Tektonische Untersuchungen im Südwesten des Veldensteiner Forstes (Fränk. Alb).- Geol. Bl. NO-Bayern **2**, 1: 49-56, Erlangen.

Meier, H. (1940): Seltsame Brunnen und Quellen in Kotzendorf.- Fränk. Alb **27**: 60, Nürnberg.

Meyer, R.K.F. (1972): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 6033 Hollfeld.- 107 S., 11 Abb., 3 Tab., 7 Taf., 4 Beil., München (GLA).

--- (1979): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 6132 Buttenheim.- 136 S., 36 Abb., 3 Tab., 5 Beil., München (GLA).

Murawski, H. (1964): Klufnetz und Gewässernetz.- N. Jb. Geol. Pal., Mh. **1964**: 537-561, 10 Abb., Stuttgart.

Neischl, A. (1904): Die Höhlen der Fränkischen Schweiz und ihre Bedeutung für die Entstehung der dortigen Täler.- 95 S., Nürnberg.

--- (1907): Wanderungen im nördlichen Frankenjura. Festschrift zum 16. Deutschen Geographentag.- Abh. Nat. Hist. Ges. Nbg. **17**, Nürnberg 1907.

Peterek, A. & Schröder, B. (1995): Zur strukturellen Entwicklung des Ostrand des Süddeutschen Großscholle.- Exk.-Führer u. Veröfftl. GGW **195**: 61-62, Berlin.

Petzoldt, E. (1955): Verbreitung und Alter vom Kalktuffen in der Wiesent-Alb und ihrer Nachbarschaft. Mit 2 Abb.- Geol. Bl. NO-Bayern **5**, 1: 34-41, Erlangen.

Pohl, J. & Soffel, H. (1977): Palaemagnetic and Rock Magnetic Investigations of Tertiary Volcanics in Northern Bavaria.- J. Geophys. **42**: 439-479, Berlin.

Poll, K. (1972): Die Zoolithenhöhle bei Burggailenreuth in ihrer Beziehung zum fränkischen Höhlen- und Kluftsystem.- Erl. Forsch. Reihe **B**, **5**: 63-76, Erlangen.

Schnitzer, W. A. (1967): Ergebnisse und Erfahrungen bei Markierungsversuchen im Karst der nördlichen Frankenalb.- Jh. Karst- u. Höhlenkde. **7**: 19-27, 2 Abb., München.

Schröder, B. (1962): Schwermineralführung und Paläogeographie des Doggersandsteins in Nordbayern.- Erlanger geol. Abh. **42**: 1-29, Erlangen.

--- (1965a): Deckgebirgstektonik und vulkanische Förderzonen in Nordost-Bayern.- Geol. Rdsch. **55**: 530-541, Stuttgart.

--- (1965b): Tektonik und Vulkanismus im Oberpfälzer Bruchschollenland und fränkischen Grabfeld.- Erl. geol. Abh. **60**: 1-90, Erlangen.

--- (1976): Saxonische Tektonik im Ostteil der Süddeutschen Großscholle.- Geol. Rdsch. **65**: 34-54, Stuttgart.

--- (1990): Spät- und postvariszische Schollentektonik des KTB-Umfeldes.- KTB-Report **90**, 4: 293-299, Hannover.

Schütz, D. (1962): Der Malm gamma bis delta auf Blatt Buttenheim (nördliche Frankenalb). Mit 1 Abb.- Geol. Bl. NO-Bayern **12**, 3: 144-153, Erlangen.

Seebach, H. (1929): Die Dolinen der Fränkischen Schweiz.- Arb. Sekt. Heimatforsch. NHG: 1-36, Nürnberg.

Spöcker, R.G. (1950): Das obere Pegnitz-Gebiet.- Sonderbeil. Mitt. dt. Ges. Karstforsch: 1-140, m. Tafelbd., Nürnberg.

Streit, R. (1974): Das Bruchschollenmosaik zwischen Fichtelgebirge und der Fränkischen Alb nach einer Luftbilddauswertung.- Geol. Bl. NO-Bayern **24**, 3: 211-219, Erlangen.

--- (1977): Das Bruchschollenland der Nördlichen Frankenalb und ihrer Umgebung etc.- Geol. Jb. **A 37**: 3-32, Hannover.

Tillmann, H. & Treibs, W. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000 Bl. Nr. 6335 Auerbach/Opf.- 219 S., 6 Abb., 8 Taf., 7 Beil., 1 Profiltaf., München (GLA).

Treibs, W. (1972): Verkarstungserscheinungen.- In: Meyer, R. (1972): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 6033 Hollfeld. München (GLA).

Viohl, G. (1969): Die Keuper-Lias-Grenze in Südfranken.- Erlanger geol. Abh. **76**, Erlangen.

Wunderlich, H. (1974): Die Bedeutung der Süddeutschen Großscholle in der Geodynamik Westeuropas.- Geol. Rdsch. **63**: 755-772, Stuttgart.

[counter](#) 

* **Dr. Alfons Baier**, last Update: Freitag, 04. Februar 2011 14:52

BACK

[Zurück zur Home Page Dr. Alfons Baier](#)