

SCHIRMER, W. (2008): 140 Millionen Jahre alte Geschichte der Fränkischen Schweiz. – Ausstellungskatalog des Fränkische Schweiz-Museums, **14** (Riffe, Wüsten und Vulkane in Oberfranken): 26–45; Tüchersfeld.

140 MILLIONEN JAHRE ALTE GESCHICHTE DER FRÄNKISCHEN SCHWEIZ

Wolfgang Schirmer

Einst floss ein mächtger Fluvius,
genannt Moenodanuvius,
vom Frankenwald zur Donau hin
mit rein mediterranem Sinn,

im Kreidesand mit breitem Tal,
im Jurariff schluchteng und schmal.
Sein Talboden ist noch zu sehn
hoch auf des Juras kuppig Höh'n.

So weit sich heute lässt erspähn,
sägt dieser Fluss im Oligozän
sich durch der Alb erhab'nes Riff,
im Miozän schon reichlich tief.
Doch ist die Zeit schwer festzulegen
des Mangels an Fossilien wegen.

Er hinterließ auch reich Gerölle
im Spalte mancher Flussgrundschwelle,
das da und dort, fein glatt gerieben,
noch meterdick zurückgeblieben -
Geröll, das aufschlussreich beweist,
welch' Weg der Urfluss einst bereist.

Rhenanisch denken war ihm fremd,
da ihn die Spessart-Schwelle hemmt,
dem Rheinsystem sich anzuschließen. -
Er konnte damals noch nicht wissen,
dass einst dem Main der Ruhm gebührt,
der ihn zum Rheine westentführt.

Die Nördliche Frankenalb besteht in ihrem nördlichen Teil aus der Obermainalb, in ihrem mittleren Teil aus der Wiesentalb (Abb. 1). Der Bereich der Wiesentalb wurde seit 1812 Fränkische Schweiz genannt wegen seines gebirgigen und schluchtreichen Charakters. Mit der Festlegung der Grenzen des Naturparks Fränkische Schweiz-Veldensteiner Forst 1972 wurde auch die Obermainalb in die Fränkische Schweiz mit einbezogen. Ihr wildromantischer Charakter verdankt seine Entstehung den Karbonatgesteinen Kalkstein und Dolomit. Besonderen Anteil daran hat nach der marinen Entstehung dieser Gesteine aber die folgende Landzeit, in der sie zernagt, zertalt und durchhöhlt wurden - das ist die Landschaftsgeschichte, während der diese Gesteine der Verwitterung unterlagen und zur eindrucksvollen Fränkischen Schweiz geformt wurden.

Gesteine formen den Charakter des Gebirges

Die Fränkische Schweiz baut sich aus den Gesteinen der Jura-Periode auf, von unten nach oben aus dem Lias (Schwarzer Jura; 200-178 Mio. Jahre vor heute), dem Dogger (Brauner Jura; 178-156 Mio J. vor heute) und dem Malm

(Weißer Jura; 156-142 Mio J. vor heute) (Abb. 2). Die Gesteinsschichten des Lias und Doggers sind vorwiegend tonig, sandig und führen wenige dünne dunkle Kalksteinbänke. Die Gesteine des Malm aber sind die, die der Alb die weiße und harte Krone aufsetzen, die Krone, die tief zernagt, zerklüftet und durchhöhlte der Alb und der Fränkischen Schweiz ihren bizarren und romantischen Charakter verleihen.

Diese weiße Krone des Malm besteht aus harten Kalksteinen und weichen Mergelsteinen - Mergel, ein Gemisch aus Tonstein und Kalkstein (Abb. 3). Die Kalksteine wiederum bestehen entweder aus einzelnen Kalklagen, so genannten Bänken (gebankter Kalkstein) oder sind schlecht bis nicht gebankt, massig (Massenkalkstein). Aus ihnen erheben sich rasenförmige, flache oder kuppelförmige Riffe (Riffkalkstein)¹ (Abb. 4). Deren Riffbauer sind Algen und Schwämme (Abb. 5 | 6). Alle Kalksteintypen wurden nachträglich zum Teil in Dolomit umgewandelt. Das geschah besonders von oben her beginnend mit den oberen, jüngeren Schichten des Malm (Abb. 7 | 8). Beide, Kalkstein und Dolomit, gehören zur Gruppe der Karbonatgesteine.

1 Rasenriff wird auch Biostrom, Kuppelriff Bioherm genannt.

Verwitterung und Klima sind die Bildhauer der Gebirgsgestalt

Die erste Landzeit der Fränkischen Schweiz (142-100 Mio Jahre vor heute)

Mit der ausklingenden Malm-Epoche stiegen im Norden Frankens die Mittelgebirge auf. Diese Hebung griff bald auf weite Teile des mittleren Deutschlands über. Dabei wurden die Schichten in verschiedenen Gebieten unterschiedlich stark gehoben und verbogen sich oder zerbrachen dabei. Zum Malm gehören zuoberst noch Schichten des Tithons (Malm ζ, 144-142 Mio Jahre vor heute). Dessen Karbonatgesteine tauchten wahrscheinlich noch im Verlaufe des Tithons, spätestens aber an der Wende zur Kreide-Periode im Zuge der Landwerdung unserer zentraleuropäischen Mittelgebirge als Land auf (1. Landzeit der Frankenalb mit Südostabfluss). Aus der Tatsache, dass die erhaltenen Wannen gebankter Kalksteine des Mittl. und Ob. Kimmeridge und Tithons sich in der Muldenachse der Nördlichen Frankenalb aufreihen, mag gefolgert werden, dass eine

LEGENDE



Basalt

Deckgebirge



Kreide



Malm



Dogger, Lias, Rhät



Trias, Perm

Grundgebirge



Präperm

Mill. J.	Ära	Periode	Epoche	Stufe	Geschichte der Alb	
0,011	KÄNOZOIKUM	QUARTÄR	Eiszeitalter	Holozän	Subatlantikum Subboreal Atlantikum Boreal Präboreal	Die Alb im Rheinsystem
0,127				Pleistozän	Würm Eem Riss 3 KZ Cromer +3 KZ Mindel Haslach Günz Donau Biber	
2,6	KÄNOZOIKUM	NEOGEN	Pliozän		Moenodanubisches Flusssystem (Abfluss nach Süden)	
5,2			Miozän			
23,8		PALÄOGEN "TERTIÄR"	Oligozän			
34			Eozän			
55			Paläozän			
65	MESOZOIKUM	KREIDE	O	Maastricht Campan Santon Coniac Turon Cenoman	Verkarstung bis heute endgültige Landzeit Meeressande	
100			U	Alb Apt Barrême Hauterive Valangin Berris	Landzeit: Kegelkarst der Alb	
142		JURA	O	Malm Kimmeridge Oxford	Albtafel	
156			M	Dogger Callovium Bathonium Bajocium Aalenium	Flachmeer Albanstieg	
178			U	Lias Toarcium Pliensbachium Sinemurium Hettangium	Albvorland	
200		TRIAS	O	Rhät	Wüste Steigerwald	
235			M	Muschelkalk	Flachmeer Gäulandschaft	
243			U	Buntsandstein	Wüste Spessart	
251		PERM	O	Zechstein	Flachmeer, Salzlager unter der Alb (Thermen von Bad Staffelstein und Obersees)	
258			U	Rotliegend	Wüste	
296	PALÄOZOIKUM				Fichtelgebirgsgranit	
358		KARBON	O U			
417		DEVON			Grundgebirge: Frankenwald, Fichtelgebirge,	
443		SILUR			Oberpfälzer Wald und Sockel im Untergrund der Frankenalb in 2.500 m Tiefe	
495		ORDOVIZIUM				
545	PROTEROZOIKUM					
2600		ARCHÄIKUM				
4700					W. Schirmer 07	

Abb. 2: Erdgeschichtliche Tabelle für die Fränkische Schweiz.



Abb. 3: Wechsel von gebanktem Kalkstein und Mergel im Kalkofen-Steinbruch nördlich Ebermannstadt. Unter dem verschneiten Absatz: helle Kalkbänke und graue Mergellagen im Wechsel (Unterer Mergelkalkstein, Malm α, Unt. Oxford), über dem Absatz: heller Kalkstein (Werkkalkstein, Malm β, Unt. Oxford), unter dem Wald: grauer Mergel mit dünnen Kalksteinbänken (Oberer Mergelkalkstein, Malm γ, Unt. Kimmeridge)
Aufnahmedatum: 19.02.2006.

erste Einmuldung der Frankenalb bereits im späten Malm eingesetzt hat². Die Karbonatgesteine der gerade aufgetauchten Fränkischen Alb unterlagen dann während der gesamten Unterkreide-Epoche tiefgründiger Verkarstung in Form eines Kegelkarstes³. Die Karbonatgesteinsauflösung unter tropischem Klima ließ mächtige schlanke Türme und stumpfere Kegel stehen, die schmale Täler und breitere Kessel (Poljen) um viele Zehner von Metern überragten. Das noch vorhandene Gestein war im Innern gelöst, durchhöhlte. Die ältesten, höchst gelegenen Höhlen der heutigen Landschaft können Zeugen dieser Zeit sein. Die tiefreichende Verkarstung bedingt, dass die unterkretazische Heraushebung hoch über den

2 SCHIRMER 1984a, 68.

3 CRAMER 1928, 263.



Abb. 4: Kuppelriff Müllerfels östlich von Streitberg. Durch die Verdickung der Einzelbänke zum Riff hin entsteht die gewölbte Kuppelstruktur des Riffs. Aufnahmedatum: 08.04.2006

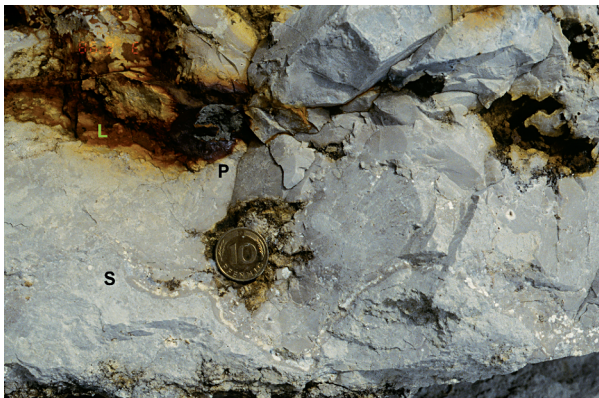


Abb. 5: Steinbruch DEBUS am Theiserberg bei Kirchleus. Pyritknollen (P) im Kalkstein, die an der Atmosphäre zu Brauneisen (Limonit; L) verwittern. Unter der Münze ein heller, becherförmiger Kieselschwammquerschnitt (S). Aufnahmedatum: 03.06.1998



Abb. 6: Steinbruch DEBUS am Theiserberg bei Kirchleus. Malm Ober- δ , Bankgruppe D, Mittl. Kimmeridge. Schüsselförmiger Riesenschwamm, 4 m Durchmesser, 1 m hoch (Maßstab rechts vom Schwamm: 1 m) Aufnahmedatum: 12.10.1998

Meeresspiegel gereicht haben muss. Der Beginn dieser ersten Landzeit ist also schon die Geburtsstunde der „Fränkischen Schweiz“.

Die Auflösungsrückstände dieser Verkarstung sind die geringen nichtkarbonatischen Anteile der Karbonatgesteine⁴. Sie erscheinen an der heutigen Oberfläche vielfach als Kalksteinrotlehm (Terra rossa), Hornstein und Brauneisen⁵. Zum Ende der Unterkreide-Epoche sinkt das Land wieder ab bis ins Meeresspiegelniveau. Das Meer der folgenden frühen Oberkreide-Epoche nutzt dann die inzwischen verstärkte Muldenform der Nördlichen Frankenalb zur Transgression. In dieser damit beendeten 1. Landzeit hat sich somit die Formung der Frankenalb-Furche in Nordwest-Südost-Richtung wesentlich ausgebildet. Aus der marinen Begehung der Muldenform lässt sich folgern,

4 BAUSCH ermittelt im Durchschnitt 3-6% nichtkarbonatische Anteile am Kalkstein (z.B. BAUSCH/ PÜRNER 1993).

5 Abb. 5 zeigt, wie aus Pyritknollen im Malm durch Verwitterung Brauneisen entsteht. Die Kieselschwämme sind SiO₂-Lieferant für Hornsteine.



Abb. 7: Oberer Steinbruch der Fa. SCHMAUS NW Ludwag. Malm γ , Unt. Kimmeridge. Die Abbauwand zeigt eine Mulde zwischen zwei Riffkuppeln, in der unter schützender Mergellage Kalkstein (hellgrau) von der Dolomitisierung (braun) verschont blieb. Erläuterung siehe Skizze Abb. 8
Aufnahmedatum: 27.09.1980

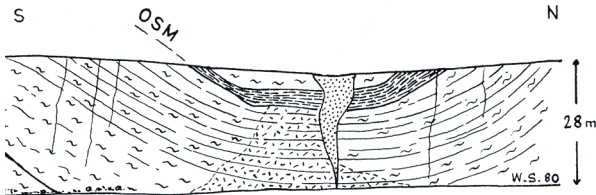


Abb. 8: Skizze zur Abb. 7. Oberer Steinbruch der Fa. SCHMAUS NW Ludwag. Malm γ , Unt. Kimmeridge. OSM = Oberer Schwamm-Mergel. Siehe dazu Foto Abb. 7. - Ausschnitt aus Abb. 7 in: SCHIRMER 1981, 63.

dass in der vorangehenden ersten Landzeit eine erste fluviatile Entwässerung innerhalb der Frankenalb-Furche von Nordwest nach Südost stattgefunden hat⁶. Denn voranschreitendes Meer nutzt immer zuerst die Flusstäler.

Das Land ertrinkt im Meer der frühen Oberkreide-Epoche (100-85 Mio. Jahre vor heute)

Das im Cenoman transgredierende Oberkreidemeer erstreckt sich durch die Frankenalb-Furche bis über die heutige Nordalb hinaus. Zwischen Cenoman und Coniac werden Sande und Tone abgelagert. Zudem erlebt die Frankenalbmulde ab Obercenoman eine mächtige Sandverschüttung von der nordöstlichen Böhmisches Masse her (Michelfeld-Schichten). Im Mittelturon und Coniac gibt es weitere Meeresvorstöße in die Frankenalb-Mulde. Zwischen und nach den Transgressionen stellt sich sicherlich ein zweiter südöstlich gerichteter Abfluss Nordostbayerns durch die Frankenalbmulde ein, der die 2. Landzeit der Nördlichen Frankenalb einleitet, die bis heute währt.

Die zweite und letzte Landzeit der Fränkischen Schweiz

Spätestens mit dem Santon, also vor 85 Mio Jahren, beginnt die letzte Landzeit der Fränkischen Schweiz. Natürlich ist sie noch mit kräftiger Sanddecke der älteren Oberkreide eingedeckt, die aber locker ist und daher leicht abtragbar ist.

Dem Moenodanuvius auf der Spur

Spätestens im Eozän erlebt die Nördliche Frankenalb einen fluviatilen Umbruch: Das nordost-bayerische Grundgebirge - Frankenwald, Fichtelgebirge und Oberpfälzer Wald - wird stärker

herausgehoben. Die Frankenalb-Mulde erlebt dadurch eine Südwest-Kippung. Da sich dabei quer zum Verlauf der Frankenalb-Mulde auch eine Achse vom Fichtelgebirge nach Südwesten hebt, die Fichtelgebirgsschwelle (FS in Abb. 1)⁷, wird die Frankenalb-Mulde im fränkischen Teil zweigeteilt in die nördliche Hollfelder Mulde und die südliche Veldensteiner Mulde.

Die dazwischen liegende Schwelle verhindert die Fortdauer des alten Südost-Abflusses durch die Frankenalb-Mulde. Das Flusssystem des nördlichen Teils durchfließt die Hollfelder Mulde nunmehr von Norden und Nordosten her und verlässt sie nach Südwesten hin. Dieses alte Flusssystem ist weithin als morphologische Talform mit allochthonen Flusssedimenten überliefert - Moenodanuvius⁸ benannt⁹ (Abb. 1). Tatsächlich aber sind diese Flussläufe einige der vielen Moenodanuvius-Arme, die vom Mittelgebirge nördlich des heutigen Mains südwärts in die Gegend der heutigen Donau flossen. Erstaunlich ist, dass die vorhandenen alten Talwege dabei das heutige Flussnetz an vielen Laufstrecken bereits ziemlich gut vorzeichnen. Das zeigt sich innerhalb der Karbonatplatte der Frankenalb. Denn sie ist in der glücklichen Lage, die alten vor-eiszeitlichen Flussläufe sehr viel besser zu konservieren, als das in den Sandstein-Tonstein-Gebieten der Umgebung der Alb der Fall ist. Letztere sind äußerst anfällig gegen periglazialen Abtrag. Die Karbonatplattform hingegen ist im Eiszeitalter gegen periglazialen Abtrag äußerst resis-

tent - ganz im Gegensatz zur tropischen und subtropischen Zeit vor dem Eiszeitalter. Damals war sie der morphologisch tiefste Teil im nordöstlichen Bayern, also die Sammelader der Hauptabflüsse. Die damalige „Albensenke“ nahm also die Rolle ein, die heute der Main einnimmt.

Die Einzugsgebiete des moenodanubischen Flusssystems sind Thüringer Wald, Frankenalb und Fichtelgebirge. Entsprechend führen die Arme des Moenodanuvius in ihrem Schotterbestand Quarz, Gneis, Metaquarzit und paläozoischen Radiolarit (Kieselschiefer, Lydit). Diese Flussgerölle sind auf der Nördlichen Frankenalb ausschließlich innerhalb morphologisch erhaltener Talzüge in Aufschlüssen und als Oberflächenstreu dokumentierbar¹⁰. Die Gerölle lassen sich von jungen, anthropogen verschleppten Fremdgeröllen des heutigen Mains einwandfrei unterscheiden, und zwar am Schotterspektrum¹¹ wie auch durch die Geröllform und Verwitterungsrinden der Lydite.

Im Bereich der Obermain- und Wiesentalb ließen sich bisher drei Flussläufe des Moenodanuvius nachweisen (Abb. 1):

1. Der Kulmbacher Moenodanuvius:

Ein Lauf, der - etwa über Kulmbach kommend - die Alb von Nordnordost nach Südwesten quert auf der Strecke Kainachtal-Hollfeld-Drosendorf-Aufseßtal-Wiesental.

Von ihm gibt es wenigstens zwei klare Terrassenzüge: die ältere Blütental-Terrasse und die jüngere Nebelberg-Terrasse.

7 vgl. zur Fichtelgebirgsschwelle östlich der Fränkischen Alb auch PETEREK et al. 2007:

8 Als Adjektiv zu Moenodanuvius wird das sprachlich schönere moenodanubisch verwendet.

9 SCHIRMER 1984b.

10 vgl. SCHIRMER 1985a.

11 ebd. 1985b, 66.

Seine Talflächen und Geröllhinterlassenschaften sind vom Kainachtal übers Aufseßtal bis ins Wiesental bei Streitberg verfolgbar.

2. Der Bayreuther Moenodanuvius:

Dieser Flusslauf, der vermutlich über den Raum Bayreuth und das Truppachtal in die Alb eintritt, ist an der Wiesent z.B. bei Nankendorf südlich Plankenfels nachweisbar und vereinigt sich bei Doos mit dem Kulmbacher Moenodanuvius.

3. Der Bamberger Moenodanuvius:

Ein Lauf, der vermutlich über den Raum Bamberg kommend die Albhochfläche bei Eschlipp zwischen Buttenheim und Ebermannstadt berührt und sie über das Wiesental zusammen mit dem Kulmbacher Moenodanuvius wieder verlässt.

Mit ihren Einzelfundpunkten publiziert sind bisher die Talabschnitte des Kulmbacher Moenodanuvius von Hollfeld bis Aufseß¹², der Bamberger Moenodanuvius ist bei Schirmer¹³ vorgestellt.

Sichtbare Täler - und doch Talruinen

Trogartig senken sie sich in die Hochfläche ein, die alten Talläufe - aber nur dann, wenn sie später nicht vom Nachfolgetal angeschnitten oder ausgeräumt wurden. Gab es kein Nachfolgetal, dann sind es flache Trogtalabschnitte, deren Böden mit den alten Flussgeröllen dünner oder dichter bestreut sind. Solche Stellen sind zum Beispiel der Alte Berg bei

Drosendorf (A in Abb. 1), die Kunnenleite (K) oder das Trogtal von Eschlipp (Es in Abb. 1). Hat sich ein Nachfolgetal seitlich so verlagert, dass Reste des hohen Trogtals noch erhalten blieben, dann sind die Trogtalreste häufig von Trockentälchen längs oder quer zu ihrem Verlauf zerschnitten. In jedem Falle also sind immer nur Reststücke dieser alten Hochtäler auf hohen Riedeln erhalten geblieben (Abb. 9). Je näher der Trogtalboden dem heutigen Tal liegt, desto besser ist seine Erhaltung. Da er flacher geneigt ist, als die heutige Talsohle, gerät er talab immer höher über die heutige Talsohle und wird dementsprechend stärker erodiert, wie Abb. 9 zeigt. Selten sind längere Stücke als Terrassenleisten erhalten, meistens kürzere Abschnitte auf Riedeln als Terrassensporne. Wenn die Terrassensporne stärker zerlegt werden, bleiben nur noch Terrassenkrägen übrig; Gerölle sind da nur noch mit viel Glück zu finden. Wenn dann der Sporn unter das Terrassenniveau hinab erniedrigt ist, ist oft nur noch eine Verebnung in der Spornkammlinie sichtbar. Das nenne ich ein Dorsum oder ein Terrassendorsum. Dorsumpositionen sind ideale Burgenpositionen. So liegt die Ruine Neideck bei Streitberg auf solch einem Dorsum (Abb. 10), das noch eine Verebnung andeutet, aber deutlich tiefer liegt als das moenodanubische Niveau seitlich davon.

Aufgrabungen in komplett mit zwei Talrändern erhaltenen moenodanubischen Talbodenresten, wie am Alten Berg bei Drosendorf¹⁴ oder auf der Eschlipper Hochfläche, ließen erkennen, dass es sich bei vielen der kartierten Trogtalböden nicht exakt um die Sohle des ursprünglichen Talbodens handelt - was bei dem hohen Alter der Trogtäler zu erwarten war.

12 SCHIRMER 1984a-c | ebd. 1985a-c | ebd. 1991.

13 ebd. 2007a, 171; 177.

14

SCHIRMER 1985b.

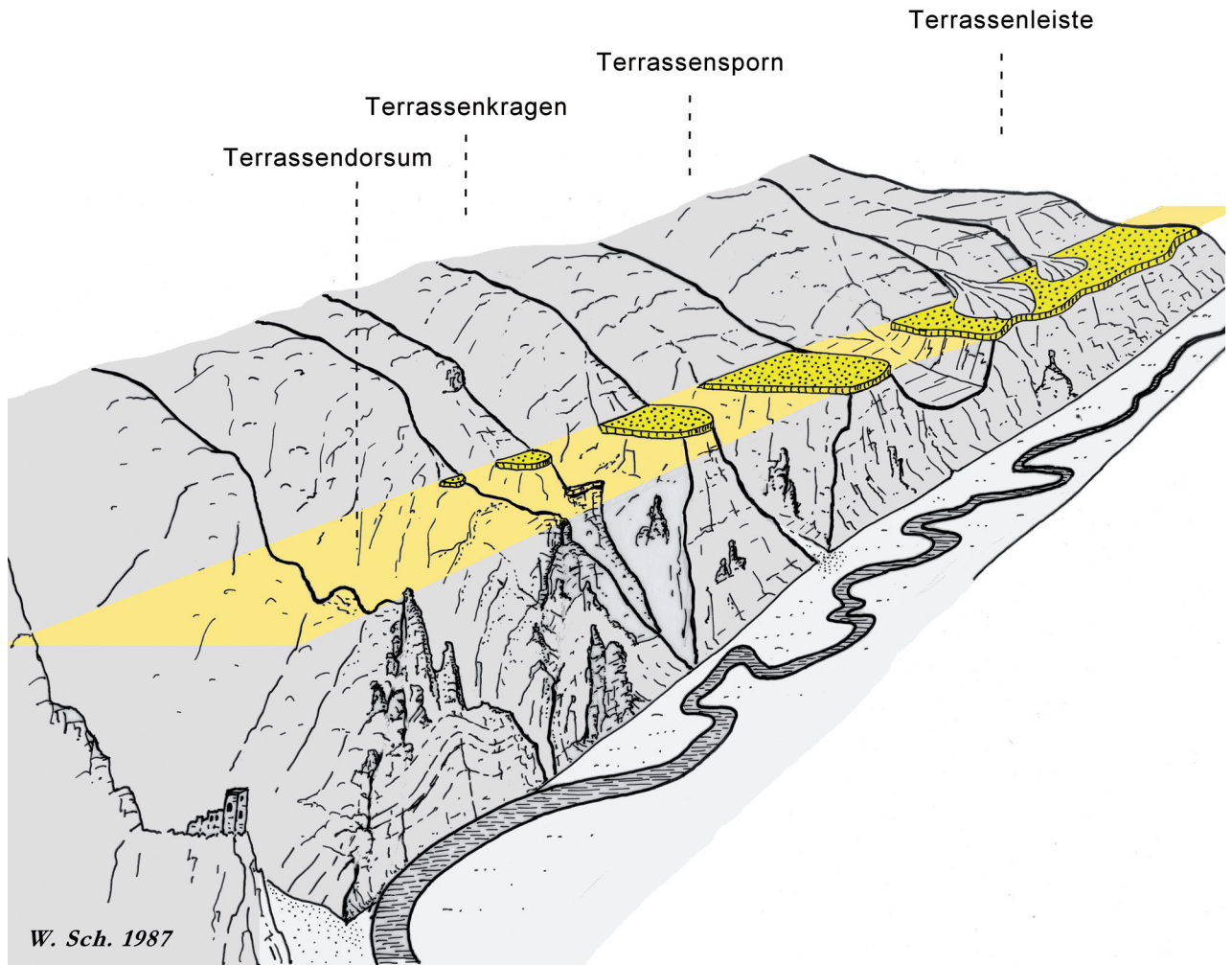


Abb. 9: Schema der Terrassenreste des Moenodanuvius in der Fränkischen Schweiz. Das Trogtal über dem Engtal ist talaufwärts kaum als durchgehende Terrassenleiste erhalten, talab dann mehr und mehr zu Terrassensporen zerlegt, bis schließlich nur noch Terrassenkrägen erhalten sind. Bei Erniedrigung unter das Talniveau ist dann oft noch ein horizontaler Felskamm-Verlauf am Hang sichtbar (Dorsum). Das sind ideale Burgenpositionen.



Abb. 10: Wiesenttal bei Streitberg. Im rechten Bildteil moenodanubisches Terrassendorsum mit der Burgruine Neideck. Dicht links davon auf der anderen Talseite ein moenodanubischer Terrassensporn mit flacher Oberfläche, der deutlich höher liegt als das Neidecker Dorsum, aber viel tiefer als die umgebende Albhochfläche mit ihren Waldkuppen.
Aufnahmedatum: 13.08.2006

Wohl ist ihre heutige Form eine ursprüngliche. Gelegentlich finden sich sogar - besonders an den Außenrändern dieser Talböden, wie am Alten Berg bei Drosendorf - noch Altarm-sedimente¹⁵. Aber in den meisten Fällen ist der

damalige Talboden durch nachträgliche Karbonatauflösung etwas erniedrigt, also nach unten ins Karbonatgestein projiziert worden. Man müsste dann exakt ausgedrückt von Talboden-Torso sprechen. Tatsächlich aber sind die heutigen Talboden-Torsi von den ursprünglichen Talböden nicht sehr weit in der Vertikalen

entfernt - vielleicht hier einmal einige Dezimeter, dort bis wenigen Meter - sonst wären sie nicht so gut als morphologisch verfolgbare Ebenheiten samt ihren Sedimentresten überliefert.

Moenodanubische Gerölle - Umsiedlerschicksal

Die moenodanubischen Gerölllager, die man innerhalb dieser Talböden vorfindet, sind zweifelsohne Reste der Flussbettsedimente des ursprünglichen Talbodens. Aber es sind Schotteranteile, die vom ursprünglichen Talboden aus während der Karbonatlösung in Karsttaschen unterhalb der Talbodenflächen eingesunken sind und daher erhalten geblieben sind. Das ist in den vorgefundenen Aufschlüssen, wie bei Eschlipp, deutlich sichtbar. Das ist der Grund, weshalb man die Schotterlager innerhalb der heute vorhandenen Talbodenrelikte auch nesterweise vorfindet. Der zugehörige moenodanubische Talboden muss also in allen Fällen - wie oben dargestellt - etwas höher gelegen haben. Ungeachtet dessen lassen die schottererfüllten Karsttaschen samt der alten Trogtalmorphologie den Talverlauf sehr zuverlässig rekonstruieren. Wenn die Karsttaschen mit ihrer Schotterfüllung bei der fortschreitenden Karbonatauflösung angeschnitten wurden, konnte ihr Geröllinhalt im Trockental verbreitet werden. Das ist besonders im Eiszeitalter (Pleistozän) geschehen, als Einzelgerölle durch periglaziales Bodenfließen über den moenodanubischen Talboden vertragen und ausgebreitet wurden. Als dann die alten Talböden gerodet wurden - und dazu luden ihre Ebenheiten den Menschen seit dem Neolithikum geradezu ein - konnten die Gerölle noch

einmal beim Pflügen und Eggen verschleppt werden bis um heutigen Tage. So ergibt sich für die moenodanubischen Gerölle eine vierfache Umsiedlungsgeschichte:

1. Nachdem die Ausgangsgesteine an ihrem Entstehungsort im Thüringer Wald und Frankenwald erodiert wurden, wurden sie im Moenodanuvius oder seinen Zuflüssen als Gerölle zugerundet. Dies geschah desto mehr, je weiter der Fluss sie vom Entstehungsort fortführte. In der damaligen „Albmulde“ wurden sie dann irgendwo im Talboden innerhalb der Geröllmassen zugedeckt und blieben liegen. Vielleicht hatte der Fluss den Ort der Ablagerung auch verlassen, um sein Bett zu verlagern (primäre moenodanubische Flussablagerung).

2. Während der aktiven Zeit des Moenodanuvius konnte das Karbonatgestein unter seinem Schotterbett bereits verkarsten, also aufgelöst werden. Die entstehenden Kolke und Hohlräume wurden alsbald mit Geröllen aufgefüllt, die also im Vergleich zum horizontalen Transport im Fluss jetzt vertikal nach unten wanderten hinein in die Schotterfallen der Karsttaschen, aus denen es kein Entrinnen mehr gab, kein Weiterwandern im Flussbett. Sobald der Moenodanuvius sich abseits tiefer eingrub, wurde sein Tal zum Trockental. In diesem Stadium ging die Verkarstung im Trockental unter dem Schotterlager weiter. Die Gerölle konnten also noch einmal tiefer sinken, ohne dass an der Oberfläche der Fluss weiterströmte. Dieser ganze Vertikaltransport, ob nass oder trocken, ist also der zweite, sekundäre Transport der Gerölle in ein Stockwerk, das knapp unter dem primären Talboden liegt - ein viel kürzerer im Vergleich zum primären, nur ein paar Dezime-

ter oder Meter, aber ein folgenschwerer für die nachträgliche Erhaltung (sekundärer vertikaler Transport).

3. Als dann die tropische und subtropische Zeit zu Ende ging und vom Eiszeitalter abgelöst wurde, endete die große Zeit der intensiven Karbonatlösung. Die Alb oberfläche war zur Hochfläche geworden, ihre Täler waren alle trocken gefallen, die tiefsten von autochthonen (in der Alb entspringenden) Flüsschen benutzt. Jetzt wurde in kahler Tundrenlandschaft unter gefrierendem und auftauendem Boden der Lehm der Kalksteinverwitterung (Terra rossa und fusca) zähfließend verlagert und verspült, mit ihm auch Reste noch vorhandenen Kreidesandes und der eingewehte Löss (eiszeitlicher Windstaub) umgelagert. Auf den trockengefallenen moenodanubischen Talböden wurden in diesen Lehm solche moenodanubische Gerölle eingemengt, die an der alten Taloberfläche liegen geblieben waren oder die am Oberende der angeschnittenen Karsttaschen lagerten. Wir haben also eine dritte, tertiäre, wieder horizontale Bewegung der moenodanubischen Gerölle, die in der Größenordnung der sekundären vertikalen liegen kann, also bis einige Dekameter. Dieser laterale Fließende- und Spültransport sorgte besonders für die Vereinzelung von Geröllern im alten Talboden, die bisher eher als reliktsche Gerölllager oder Karsttaschenfüllungen erhalten waren (tertiärer horizontaler Transport mit Geröllzerstreuung).

4. Die letzte Eiszeit ging vor 11.560 Jahren zu Ende. Jetzt ruhten die Gerölle - wie bereits in den zahlreichen Interglazialen (Warmzeiten zwischen den Eiszeiten) - unter dichter Vegetation. Mit der Rodung auf den moenodanubischen Trogtalböden seit rund 7.000 Jahren¹⁶

wurde die eiszeitliche horizontale Zerstreuung der Gerölle wiederbelebt. Die Rolle des eiszeitlichen Bodenfließens übernahmen jetzt Pflug und Egge und verteilten und vereinzeln die moenodanubischen Gerölle noch einmal bis zu einigen Dekametern in der Horizontalen (quartärer horizontaler Transport mit Geröllzerstreuung).

*Wenn es ums Alter geht,
schweigt manch einer*

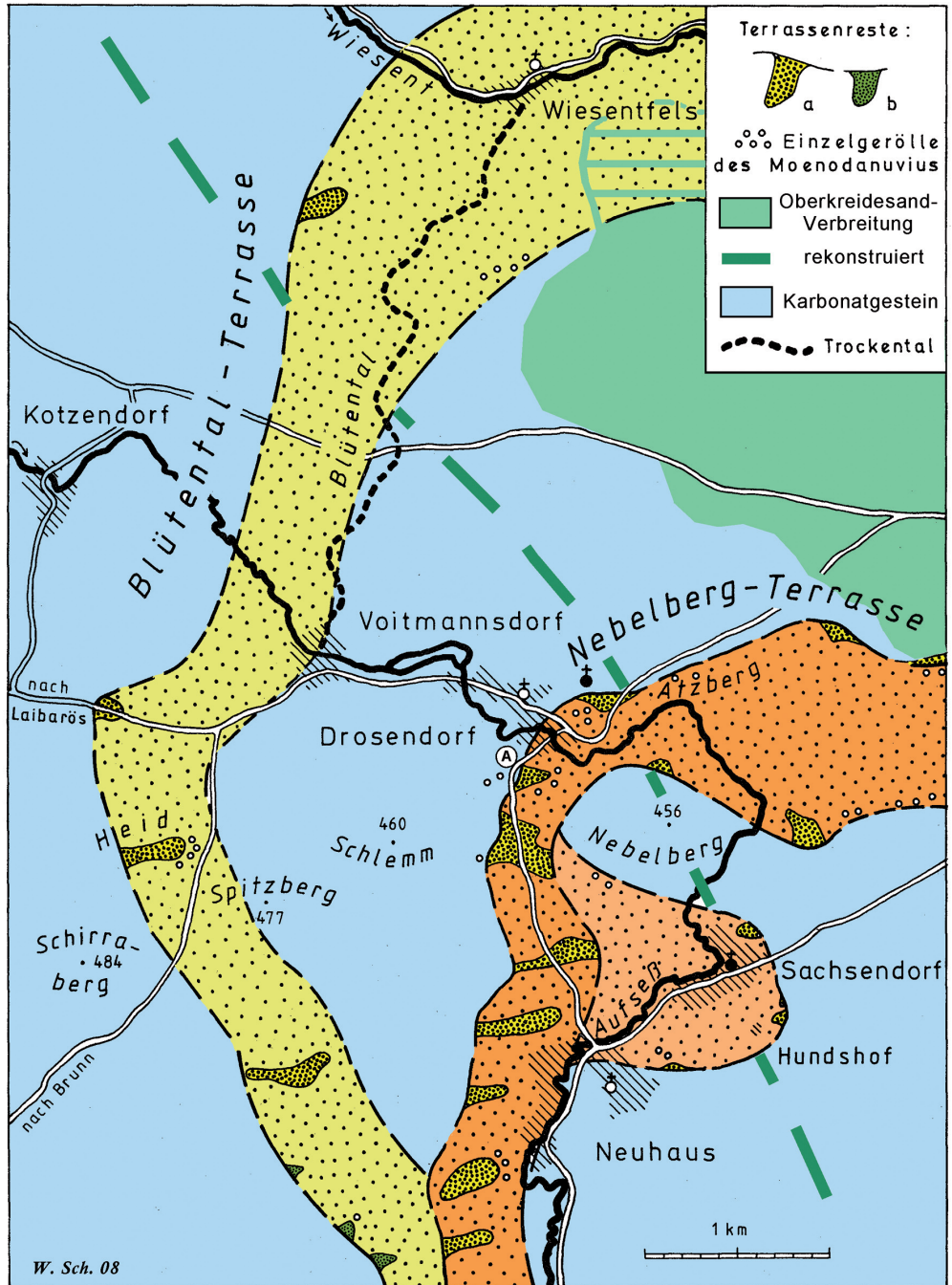
Die Moenodanuvius-Täler der Nordalb schweigen zu ihrem Alter. Man kann ihr Alter nur eingengen. Die Täler liegen der Oberkreidedecke auf, haben die Alb aber auch schon weitgehend von dieser Decke wieder befreit vorgefunden¹⁷. Sie haben nachfolgend die Oberkreideaufgabe wenigstens bis 80 m tief durchschnitten.

Sie benutzen die bereits angelegte tektonische Hoffelder Mulde. Die Verlagerung der Blütental-Terrasse zur Nebelberg-Terrasse zur Muldenachse hin zeigt, dass die Einmuldung zwischen

17 SCHIRMER 1984c, 70.

Abb. 11: Kulmbacher Moenodanuvius mit älterer Blütental-Terrasse (hellgelb) und jüngerer Nebelberg-Terrasse (orange) im Bereich der heutigen oberen Wiesent und Aufseß. Eingezeichnet sind Terrassenreste a. mit Geröllstreu (dunkelgelb), b. mit nicht erkennbarer Geröllstreu (wenn sie mit Wald oder Wiesengelände bestanden sind) (gelbgrün), ferner Einzelgerölle ohne Bindung an Terrassenflächen. Die beiden Terrassen des Moenodanuvius zeigen die Verengung der alten Täler dort, wo sie aus der rekonstruierten Kreidesandbedeckung mit weitem Tal in die Malm-Karbonatgesteine mit engem Tal eintreten. Der Abstand der rekonstruierbaren Moenodanuviuszeitlichen Kreidesandbedeckung zur heutigen beträgt nur 1-1,5 km (Moenodanuvius nach SCHIRMER 1985a, 103, heutige Kreideverbreitung generalisiert nach MEYER 1972).

16 ZÜCHNER 1996, 54.



der Existenzzeit beider Talläufe fortschritt¹⁸. Die tektonische Verbiegung der Nebelberg-Terrasse, aber auch die Verlagerung der heutigen Aufseß von ihr aus nach Osten zeigen, dass auch nach Bildung der Nebelberg-Terrasse die tektonische Einmuldung noch weiterlief¹⁹. Man kann sogar so weit gehen zu sagen, dass der generelle Lauf des Kulmbacher Moenodanuvius entlang der heutigen Aufseß etwa die damalige Muldenachse benutzt haben sollte und diese sich dann langsam nach Osten in die heutige Lage entlang der Wiesent auf die Linie Hollfeld-Plankenfels (Abb. 1) verlagerte²⁰.

Die Nebelberg-Terrasse scheint nicht die jüngste moenodanubische Terrasse zu sein. Es gibt noch tiefere Terrassenreste. Deren geringe Zahl und lokales Auftreten erlaubt aber keine weitreichenden Zusammenhänge zu konstruieren.

Der Main war es schließlich, der als westwärts gerichteter rheintributärer Fluss die Oberläufe der Moenodanuvius-Arme der Alb dem Rhein zugeführt hat. Der Beginn dieser Flussumkehr liegt im frühesten oder frühen Unterpleistozän, also 2,5-2 Mio Jahren vor heute²¹.

Von der Nordalb selbst her lässt sich also die Zeit der heute noch sichtbaren moenodanubischen Albarme zwischen später Oberkreide und Pleistozänbeginn einengen. Sie fällt vor allem ins Paläogen und Neogen und füllt dort sicherlich einen sehr langen Zeitraum aus. Der Moenodanuvius dürfte - um eine Größenordnung zum Main zu geben - zeitlich 20 mal so

lang wie der in Oberfranken wurzelnde Main existiert haben.

Ansonsten können zu seinem Alter nur Rückschlüsse aus weiterer Umgebung herangezogen werden: Das vielleicht nördlichste erhaltene Talniveau im Zuge des mittelmiozänen Rezat-Alt Mühl-Sees, der durch den Riesimpakt entlang des Rednitz-Regnitz-Talzuges gestaut wurde, liegt in Höhe von Erlangen in etwa 310 m²². Die höchsten moenodanubischen Terrassen, die des Bamberger Moenodanuvius NNE Forchheim liegen in 500 m Höhe über NN so viel höher, dass sie - auch bei Berücksichtigung tektonischer Verstaltungen - deutlich älter sein müssen als der Riesimpakt mit 14,4 Ma²³, welcher diesen See durch Verschüttung des moenodanubischen Südatflusses erzeugt hat.

Das Alter der Basalte von Oberleinleiter wurde mit 30,8 Mio. Jahren vor heute gemessen²⁴; das ist älteres Oligozän. Seither ist die Landschaft um den vulkanischen Ausbruchspunkt erheblich erniedrigt worden - die Basalte etwas stärker als die umgebenden Karbonatgesteine. Aber es lässt sich keine Beziehung zum Moenodanuvius herstellen.

Die moenodanubischen Albflüsse haben also sicher in Paläogen und Neogen die Nordalb durchzogen. Die Verlegungen der einzelnen Moenodanuvius-Läufe aus der Albtafel heraus in die weichere Gesteinsumgebung sind ja sicher zu sehr verschiedenen Zeiten erfolgt. Der Zeitpunkt, da die Alb morphologisch so stark relativ zu ihrer Umgebung herauspräpariert

18 SCHIRMER 1984c, 68.
19 ebd. 1984c, 72.
20 ebd. 1984c, 73.
21 vgl. SCHIRMER 2007b.

22 HOFBAUER 2004, 138.
23 BUCHNER et al. 2003, 6.
24 POHL/ SOFFEL 1977, 463.

wurde, dass das letzte der moenodanubischen Albtäler den Lokalfüssen der Alb überlassen wurde, muss klimatisch bedingt im späten Neogen gewesen sein. Offen ist dabei noch, welche der alten moenodanubischen Quarz-Lydit-Schotterzüge im Rednitz- und Altmühltal durch die Moenodanuvius-Flüsse der Nordalb geliefert wurden und ob und welche durch den Bamberger Moenodanuvius geliefert wurden, der dann die Sammel-Funktion der moenodanubischen Alb-Flüsse nach Ende deren Albdurchquerung übernommen hätte. Dass der Bamberger Moenodanuvius überhaupt existierte, wurde oben erläutert (Abb. 1). Damals, als er die Albtafel noch durchzog, unterhielt er aber ein lyditfreies Einzugsgebiet parallel zu den anderen Moenodanuvius-Armen der Alb. Also müssen die Lydit-Schotter des Rednitz-Regnitz-Talzuges wenigstens zum großen Teil vom Kulmbacher und Bayreuther Moenodanuvius stammen.

Zwei Landzeiten - zwei Höhlenbildungszeiten

Entsprechend den beiden beschriebenen Landzeiten gab es in jeder auch eine eigene Verkarstungszeit und damit Höhlenbildungszeit. So entsteht die Frage, welche der Höhlen auf die erste, die unterkretazische und welche auf die zweite Landzeit (seit Santon) zurückgehen. Als Trennlinie kann die fossile unterkretazische Landoberfläche zugrunde gelegt werden. Höhlen, die durch Wasserdurchfluss entstanden und deutlich über der unterkretazischen Landoberfläche liegen, sind dann solche aus der ersten Landzeit. Man muss aber bedenken, dass zur Zeit der Kreideein-

deckung und der frühen Phase ihrer Wiederausräumung Wässer, die durch die Sandbedeckung sickern konnten, auch etwas über dem Niveau der unterkretazischen Landoberfläche hohlraumlösend sein konnten. Höhlen, die unterhalb der fossilen unterkretazischen Landoberfläche liegen, können natürlich beiden Verkarstungszeiten entstammen²⁵.

Höhlenfüllungen und Moenodanuvius erzählen unterschiedliche Geschichten

Eine weitere Frage ist die nach dem Zeitpunkt der Begebarkeit von Höhlen durch Tier und Mensch. Dabei wundert in der Nördlichen Frankenalb, dass Sedimente und Funde erst mit dem späteren Pliozän einsetzen²⁶. Da solche Ablagerungen bisher sehr spärlich gefunden wurden und nur im höchsten Höhlenniveau über 500 m, wird daraus auf eine hochliegende pliozäne Erosionsbasis in der ganzen Nordalb geschlossen²⁷ und auf eine pliozäne bis endpliozäne Wiederfreilegung des Karstes der ersten Landoberfläche²⁸.

Ich zeigte jedoch schon²⁹, dass die Täler des Moenodanuvius spätestens schon im Miozän wieder freigelegten Karst in wesentlich tieferem Niveau als das 500 m-Höhlenniveau durchflossen. Abb. 11 lässt erkennen, wie die alten Täler der Blütental- und Nebelberg-Terrasse des Moenodanuvius von der ehemaligen Kreidesanddecke ins Malm-Karbonatgestein von weiter Form zu enger Form wechseln.

25 SCHIRMER 2008.

26 HELLER 1967, 10.

27 GROISS 2000, 80.

28 z.B. SPÖCKER 1952, 41 | MÜLLER 1959, 30 | SCHRÖDER 1968, 27
TREIBS 1975, 25 | ROSENDAHL/HÖVEL 2000, 25.

29 SCHIRMER 1984a, 70 | ebd. 1985a | ebd. 1991, 240.



Abb. 12: Auf dem Riffdolomitfels des Quackenschlosses steht man in rund 525 m Höhe und sieht unterhalb im Westen die tief eingeschnittene felsbekränzte Schlucht des heutigen Wiesenttals. Darüber liegen allenthalben die Reste des breiteren moenodanubischen Trogtals, die von allochthonem Geröll bedeckt sind. Im rechten Bildteil ist ein zugehöriger Trogtalalsporn mit Verebnung sichtbar (M). Er liegt 120 m über der heutigen Wiesentsohle, aber auch 100 m in die Höhen der begleitenden Karbonatplatte der Alb eingetieft. Dagegen liegt die Ruine Neideck im linken Bildteil auf einem Dorsum deutlich tiefer. Im Bildhintergrund biegt sich die Karbonatplatte zum Westrand der Alb auf.

Aufnahmedatum: 06.10.2006

Die Distanz dieser rekonstruierbaren Kreidesandverbreitung zur heutigen beträgt gerade einmal 1-1,5 km. Das Karbonatgestein lag also dort mitten in der Albhochfläche bereits vom Kreidesand befreit. Etwas weiter südlich

hatte der Moenodanuvius das Höhlenniveau über 500 m der mittleren Nordalb schon um 80-100 m durchtieft. Höhlen, auch unterhalb 500 m, konnten also theoretisch schon im Miozän begangen werden.



Abb. 13 Kleinziegenfelder Tal südlich der Waßmannsmühle am Ostrand des Weismaintals. Riffkuppel (Bioherm) des Unteren Malms, die im Zentrum erosiv zerschnitten ist, so dass nur noch zwei Riffflanken übrig geblieben sind.
Aufnahmedatum: 18.03.1984

Das Phänomen relativ junger Höhlenverfüllungen ließe sich damit erklären, dass es eines Sedimenttransportes an der Oberfläche bedarf. Er ist vor allem beim Absinken einer Region verbunden mit Grundwasserspiegelhebung und Sedimentzufuhr gegeben, wie das in der Südlichen Frankenalb mit häufiger Senkungstendenz oder Sedimentverschüttung der Fall war. Die Nördliche Frankenalb jedoch unterlag seit ihrer Oberkreide-Eindeckung ständiger Hebung. Fehlender Grundwassertransport und dichte Vegetation der Oberfläche boten

dort demzufolge schlechte Voraussetzungen für eine sedimentäre Höhlenverfüllung. Diese waren erst mit dem Einsatz kühlerer Bedingungen zum Eiszeitalter hin wieder gegeben - und von da an finden sich auch Höhlensedimente in der Nördlichen Frankenalb.

Der Mensch verschüttet die Talböden der Alb

Während der Eiszeiten wurde viel Kalkstein- und Dolomitschutt von den Höhen über die Trockentäler in die Bach- und Flusstäler geräumt. Die eiszeitliche Tundrenlandschaft der Alb wurde zusätzlich mit feinem Windstaub, dem Löss, überweht. Als seit etwa 7.000 Jahren vor heute der Mensch sesshaft wurde und rodete, wurde viel gelockertes Feinmaterial von den Äckern abgespült. Es füllte die damals unebenen und feucht-sumpfigen Talböden wenige Meter hoch auf, so dass wir heute die Sohlen unserer Albtäler als ebene Flächen erleben, die angenehm bearbeitet und durchwandert werden können. Höhepunkte dieser Talauffüllung waren die Eisenzeit und die Zeit ab dem Hochmittelalter. Die Albbäche und -flüsschen konnten nur einen Teil dieses Feinmaterials den großen Flüssen zuführen. Daher ist ihre Auensedimentdecke unverhältnismäßig dick im Vergleich zu der der größeren Flüsse³⁰.

Riffruinen und Burgruinen - Der romantische Schmuck der Fränkischen Schweiz

Durch die halbe Talhöhe hatte sich der Moenodanuvius eingegraben und eingelöst, bis er sein Tal aufgab und es den Albflüssen Wiesent und Aufseß übergab, die sein Werk fortsetzten (Abb. 12). Nun gräbt sich in das flachere alte moenodanubische Trogtal das steilere junge Wiesenttal mit seiner viel engeren Schlucht. Dabei fällt auf, dass am Talrand zahlreich Riffe im Anschnitt liegen - und das hat seinen Grund. Die gewölbten dolomitisierten Riffe

mit Kuppelstruktur sind von ihrer Oberfläche her am leichtesten für Verwitterungslösungen angreifbar – leichter als die Flanken und die Riffschutt- und Bankkalksteingebiete des Zwischenriffbereichs. Gründe dafür sind: Vertikalklüftung, ferner die am Rifftrand steil geneigte Bankung frei von Mergelfugen, überhaupt geringere Mergelbedeckung im Riffbereich. Die vertikale Klüftung des Kuppelbereichs leitet auf Grund zurücktretender horizontaler Bankungsfugen die Verwitterungslösungen rasch nach unten³¹. Hang- und auch fluviatile Zerschneidung folgen daher bevorzugt verwitterten Riffzentren. Folglich tritt der Fall ein, dass an vielen Talflanken und Bergen sich Kuppelriffe nur noch im Anschnitt präsentieren, das Kuppelzentrum aber meist schon abgetragen ist³². Riffflanken flankieren dann als Riffruinen das Tal (Abb. 13). Die Täler und Hänge der Fränkischen Alb stellen geradezu eine Riffflanken-Landschaft dar.

Riffe und Riffruinen, Burgen und Burgruinen säumen die Engtäler der Fränkischen Schweiz und bilden zusammen mit den Höhlen den wilden, romantischen Reiz der verkarsteten Landschaft. Lange Laufstrecken dieser Täler wurden vom Moenodanuvius in alter Zeit als Trogtal angelegt. Dadurch, dass er die Alb verlassen musste, entstanden darunter die Engtäler - ein glückliches Zusammenspiel, letztlich durch den Klimawandel gesteuert.

30 SCHIRMER 2007c.

31 SCHIRMER 1981, 2000.

32 SCHIRMER 1978, 284 | ebd. 1985a, 99; 104.

Literatur

ABELS/ SAGE/ ZÜCHNER 1996.

B.-U. Abels/ W. Sage/ C. Züchner, Oberfranken in vor- und frühgeschichtlicher Zeit (Bamberg 1996).

BAUSCH/ PÜRNER 2003.

W. M. Bausch/ T. Pürner, Geochemische Verhältnisse im [Malm] Gamma und Delta von Gräfenberg - Vergleich mit dem Beta. Erlanger Beiträge Petr. Min. 13, 2003, 21-44.

BUCHNER/ SEYFRIED/ van den BOGAARD 2003.

E. Buchner/ H. Seyfried/ P. van den Bogaard, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe age determination confirms the Ries impact crater as the source of glass particles in Graupensand sediments (Grimmelfingen Formation, North Alpine Foreland Basin). Int. J. Earth Sci. 92, 2003, 1-6.

CRAMER 1928.

H. Cramer, Untersuchungen über die morphologische Entwicklung des fränkischen Karstgebirges. Abh. Naturhist. Ges. Nürnberg 22, 1928, 241-326.

GOETZE/ MEYER/ TREIBS 1975.

F. Goetze/ R. K. F. Meyer/ W. Treibs (Hrsg.), mit Beiträgen von R. Apel/ K. Bader/ T. Dietz/ A. Selmeier, Geologische Karte von Bayern 1:25.000. Erläuterungen zu Blatt Nr. 6334 Betzenstein (München 1975).

GROISS 2000.

J. T. Groiss, Paläontologische Funde und stratigraphische Aussagen. Karst und Höhle, 1998/99, 2000, 75-82.

HELLER 1967.

F. Heller, Das Alter der Höhlen in der Frankenalb. – Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforscher 13, 1967, 7-11.

HOFBAUER 2004.

G. Hofbauer, Die Erdgeschichte der Region - Grundzüge aus aktueller Perspektive. Natur und Mensch [2003], 2004, 101-144.

MEYER 1972.

R. K. F. Meyer, Geologische Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 6033 Hollfeld (München 1972).

MÜLLER 1959.

K. W. Müller, mit einem Beitrag von K. Brunnacker. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000 Blatt Nr. 6233 Ebermannstadt (München 1959).

PETEREK/ HÜSER/ SCHRÖDER 2007.

A. Peterek/ K. Hüser/ B. Schröder, Reliefentwicklung und Tektonik in der oberfränkisch-oberpfälzischen Bruchschollenzzone zwischen Frankenalb und Fränkischer Linie. In: J. Maier (Hrsg.), Exkursionsführer Oberfranken (Das Geographische Seminar, spezial) (Braunschweig 2007) 152-163.

POHL/ SOFFEL 1977.

J. Pohl/ H. Soffel, Palaemagnetic and rock magnetic investigations of Tertiary volcanics in Northern Bavaria. J. Geophysics 42, 1977, 459-474.

ROSENDAHL/ HÖVEL 2000.

W. Rosendahl/ H. J. Hövel, Die Moggaster Höhle - Geologie und Landschaftsgeschichte ihres Umfeldes. Karst und Höhle [1998/99], 2000, 21-27.

SCHIRMER 1978.

W. Schirmer, Exkursion durch die Jura-Ablagerungen am Obermain. Ber. Naturwiss. Ges. Bayreuth 16, 1978, 263-287, Taf. 1-4.

SCHIRMER 1981.

W. Schirmer, Jura der Obermainalb (Exkursion D am 23. April 1981). Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. N.F. 63, 1981, 51-69.

SCHIRMER 1984a.

W. Schirmer, Die Aufseß fließt im fremden Tal. Hollfelder Bl. 9, 1984, 47-54.

SCHIRMER 1984b.

W. Schirmer, Moenodanuvius – ein uralter Fluß auf der Frankenalb. Hollfelder Bl. 9, 1984, 29-32.

SCHIRMER 1984c.

W. Schirmer, Moenodanuvius und Aufseß. Hollfelder Bl. 9, 1984, 67-74.

SCHIRMER 1985a.

W. Schirmer, Malm und postjurassische Landschafts- und Flußgeschichte auf der Obermain- und Wiesentalb (Exkursion F am 13. April 1985). Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. N.F. 67, 1985, 91-106.

SCHIRMER 1985b.

W. Schirmer, 100 Jahre flußgeschichtliche Forschung in Oberfranken. Hollfelder Bl. 10, 1985, 63-70.

SCHIRMER 1985c.

W. Schirmer, Ein altes Tal auf dem Alten Berg südlich Drosendorf. Hollfelder Bl. 10, 1985, 25-32.

SCHIRMER 1991.

W. Schirmer, Die tertiäre Flinzterrasse auf der Nördlichen Frankenalb. Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln 82, 1991, 231-243.

SCHIRMER 2000.

W. Schirmer, Jura am Obermain. Terra nostra, 2000, 98-119.

SCHIRMER 2007a.

W. Schirmer, Terrestrische Geschichte der Nördlichen Frankenalb. Bayreuther geogr. Arb. 28, 2007, 168-178.

SCHIRMER 2007b.

W. Schirmer, Geschichte und Bau des Maintals am Beispiel des Obermains. Bayreuther geogr. Arb. 28, 2007, 102-119.

SCHIRMER 2007c.

W. Schirmer, Der Naturraum Main–Regnitz im ersten Jahrtausend n. Chr. Schriftenreihe hist. Ver. Bamberg 41, 2007, 46-60.

SCHIRMER 2008.

W. Schirmer, Karst- und Landschaftsgeschichte im Potensteinener Raum. Hugo Obermaier-Gesellschaft, 50. Tagung in Erlangen, 25.–29. März 2008 (Erlangen 2008) 53–56.

SCHRÖDER 1968.

B. Schröder, Zur Morphogenese im Ostteil der Süddeutschen Scholle. Geol. Rundschau 58, 1968, 10-32.

SPÖCKER 1952.

R. G. Spöcker, Zur Landschafts-Entwicklung im Karst des oberen und mittleren Pegnitz-Gebietes. Forsch. dt. Landeskd. 58 (Remagen 1952).

Anschrift des Autors:

Prof. Dr. Wolfgang Schirmer
Wolkenstein 24
91320 Ebermannstadt
schirmer@uni-duesseldorf.de

Abbildungsnachweise:

Alle Bilder vom Verfasser