

WANDEL PRÄHISTORISCHER LANDSCHAFTEN

Kolluvien, Auenlehme und Böden:

Archive zur Rekonstruktion vorgeschichtlicher anthropogener Landschaftsveränderungen im Lößgebiet bei Regensburg

Mit 5 Abbildungen und 6 Tabellen

HANS-PETER NILLER

Summary: Prehistoric landscape change. Colluvial deposits, flood loams and soils as evidence for the reconstruction of anthropogenically caused landscape development in the loess area near Regensburg (Bavaria)

In the loess area near Regensburg (Bavaria) prehistoric man already caused an important change of relief and soils. Smaller Pleistocene landforms such as dells and minor asymmetric valleys were filled with colluvial deposits and, in general, Pleistocene relief was substantially lowered. At special sites prehistoric land use led to an extreme degradation and erosion of Holocene soils (Orthic Luvisols). According to the examples presented here, there was a high asynchrony of prehistoric landscape evolution, which was due to land use patterns. Highly differentiated phases of morphodynamic activity (soil erosion) and morphodynamic stability (soil formation) existed in time and space.

In the Holocene, there were phases which created short-lived linear erosion features (ephemeral gullies, gullies). These forms were caused by exceptional rainfalls. However, at the moment, it is not possible to connect prehistoric linear erosion with Holocene climate history. The onset of the sedimentation of colluvial deposits took place much earlier than the formation of flood loams. A cascade system illustrates the different ages: at first dells and other minor Pleistocene landforms were filled with colluvial deposits. After the filling of these primary sediment traps, eroded soil material was transported into floodplain areas, thus forming flood loams. So, colluvial deposits represent the oldest prehistoric soil erosion, but flood loams cannot be used to document the onset of anthropogenic landscape change.

Zusammenfassung: Bereits der vorgeschichtliche Mensch verursachte im Lößgebiet bei Regensburg sehr starke Veränderungen von Relief und Boden: Pleistozäne Formen wie Dellen und asymmetrische Täler wurden mit Kolluvien verfüllt, und damit die Reliefenergie vermindert; stellenweise führten die anthropogenen Eingriffe, vor allem Ackerbau, schon zur vollständigen Abtragung der ursprünglichen Böden (Parabraunerden). Der anthropogen bedingte Wandel der Landschaft lief räumlich und zeitlich sehr differenziert ab: An einem Hang konnte vorgeschichtlicher Ackerbau morphodynamische Aktivität, d. h. Bodenerosion bedingen, während benachbarte Hänge unter Wald durch Stabilität (Bodenbildung) gekennzeichnet waren. Bedingt durch die Kleinräumigkeit prähistorischer Landschaftsnutzung kamen morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszustände eng nebeneinander vor. Aus dem Aufbau der Dellen- und Talfüllungen lassen sich lineare Erosionsformen wie Kerben und Runsen rekonstruieren. Diese kurzlebigen, weil instabilen Formen sind sicher ein Hinweis auf das Auftreten von extremen Starkregenereignissen in der Vorgeschichte. Die bisherigen Befunde erlauben es allerdings nicht, die lineare Bodenerosion mit der vorgeschichtlichen Klimaentwicklung zu parallelisieren.

Kolluvien können ein weitaus höheres Alter haben als die Auenlehme in den großen Tälern des Lößhügellandes. Das pleistozäne Relief steuerte dabei die Ablagerung der Sedimente (Kolluvien, Auenlehme) im Sinne eines Kaskadensystems: Bei Einsetzen des Ackerbaus und damit der Bodenerosion füllten sich zuerst die Hangdellen, Hangfußlagen und kleineren Seitentäler mit Kolluvien; erst, als diese primären Senken zusedimentiert waren, gelangten die Sedimente auch in die Talau. Die Verzögerung kann einige tausend Jahre betragen. Während Kolluvien im Lößhügelland die früheste, vorgeschichtliche Bodenerosion dokumentieren, sind Auenlehme keine geeigneten Archive, um den Beginn des anthropogenen Landschaftswandels zu erfassen.

1 Einleitung

Vor etwa 7500 Kalenderjahren, mit dem Beginn des Neolithikums veränderten sich in Mitteleuropa grundlegend die sozialen und ökonomischen Bedingungen vorgeschichtlicher Gesellschaften. Die neolithische ‚Revolution‘ führte durch die Umstellung der mesolithischen Jagd- und Sammelsysteme auf den Ackerbau zu einem tiefen Wandel in der Beziehung zwischen dem Menschen und seiner Umwelt. Aktive Eingriffe des Menschen in die Landschaft verdrängten die bis dahin weitgehend passiven Verhaltensweisen. Der

Kontrast zwischen der ‚geschlossenen‘ bewaldeten Naturlandschaft und der durch Rodung geschaffenen ‚offenen‘ Kulturlandschaft entwickelte sich zum auffälligen Charakterzug Mitteleuropas (KÜSTER 1998). Ein vom Menschen bestimmbarer Raum entstand (SEELAND 1993). Seit dieser Zeit steuern sowohl natürliche als auch anthropogene Faktoren den Landschaftswandel (vgl. BORK et al. 1998, 17).

Mit dem Ackerbau setzten zwangsläufig Landschaftsveränderungen im Sinne einer quasinatürlichen Reliefformung ein (MORTENSEN 1954/55). Diese weist allgemeine Grundzüge auf; die Bodenerosion spielt da-

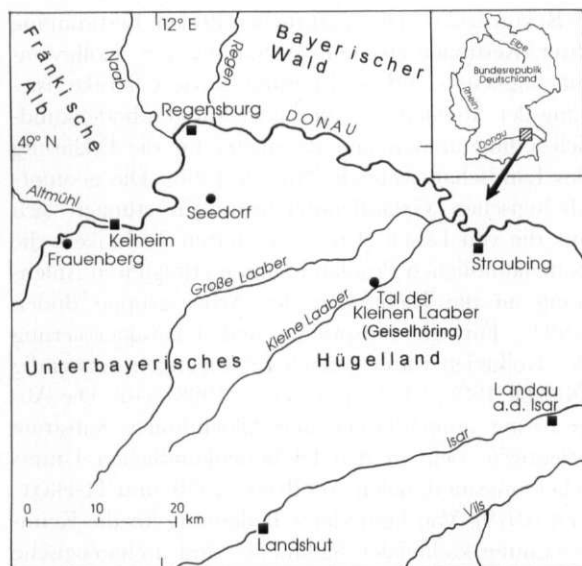


Abb. 1: Untersuchungsstandorte
Investigation area, location map

bei eine herausragende Rolle (vgl. SEMMEL 1996, 31). Die Faktoren der vorgeschichtlichen Bodenerosion können bislang nur in Ansätzen rekonstruiert werden: Es fehlt noch an ausreichenden Kenntnissen, z. B. zum vorgeschichtlichen Ackerbau, zum Klima und zu den Böden (NILLER 1998, 9ff). Archive für die Rekonstruktion des Wandels der vorgeschichtlichen Landschaft sind aus geomorphologisch-bodenkundlicher Sicht Kolluvien, Auenlehme und Böden. Kolluvien sind die korrelierten Sedimente der Abtragung. Sie kommen dort vor, wo durch Rodungen die natürliche, erosionsschützende Vegetationsdecke entfernt wird, und, meist als Folge von Ackerbau, Bodenerosion einsetzt. Kolluvien hängen räumlich und zeitlich unmittelbar zusammen mit anthropogenen Eingriffen in den Landschaftshaushalt; diese Sedimente ermöglichen allerdings nur Aussagen zu Landschaftsveränderungen in kleinen (einige hundert m² bis wenige km²) Einzugsgebieten. Während Kolluvien als Zeugnisse menschlicher Eingriffe definiert sind, ist die Deutung von Auenlehmen umstrittener: Die Anteile menschlicher und klimatischer Einflüsse an ihrer Bildung werden kontrovers diskutiert (vgl. SCHIRMER 1995). Die raum-zeitliche Differenzierung des Einsetzens der Auenlehmbildung selbst in eng benachbarten Einzugsgebieten weist aber sicher auf eine starke anthropogene Beteiligung an der Auenlehmgeneese hin. So nimmt HILGART (1995, 224) an, daß zumindest ab dem Subatlantikum der Mensch zum dominierenden Steuerungsfaktor der fluvialen Morphodynamik wurde. Auch JERZ (1993) verknüpft die Bildung der Auenlehme mit der Rodungstätigkeit in

den Einzugsgebieten. Demnach sind Auenlehme wie Kolluvien korrelierte Sedimente der Bodenerosion; jedoch repräsentieren sie ein größeres Einzugsgebiet. Ein weiteres bedeutendes Archiv zur Rekonstruktion der prähistorischen Landschaftsgeschichte sind Böden. Ohne die anthropogene Umgestaltung der Böden ist die heutige mitteleuropäische Kulturlandschaft nicht zu verstehen. Eine in den Lößgebieten mehr oder minder homogene, von Parabraunerden bestimmte Bodenslandschaft wandelte der Mensch in den vergangenen Jahrtausenden um in ein heterogenes Bodenmosaik. Der Vergleich der heutigen Böden mit den ursprünglichen natürlichen Böden gibt einen wichtigen Hinweis auf die Intensität der Landschaftsdegradierung. Bodenbildung ist ein Zeichen für den Stabilitätszustand einer Landschaft: Abtragung findet während der Pedogenese nicht statt. In Kolluvien und Auenlehmen dokumentiert Bodenbildung deshalb eine Regenerationsphase ohne ackerbauliche Nutzung (vgl. BORK 1988).

Dieser Aufsatz möchte anhand von drei Fallbeispielen aus dem Lößgebiet bei Regensburg die folgenden Fragen diskutieren:

- Welches Potential für die Rekonstruktion prähistorischer Landschaftsentwicklung steckt in den Paläoumweltarchiven Kolluvien, Auenlehme und Böden?
- Wie stark war der menschliche Einfluß auf die Landschaftsentwicklung in vorgeschichtlicher Zeit?
- Welche natürlichen Faktoren haben diesen Einfluß modifiziert?

2 Untersuchungsgebiet

Das Lößgebiet bei Regensburg bietet sehr gute Voraussetzungen, um diese Fragen zu klären; sowohl was die naturräumlichen Gegebenheiten als auch was die siedlungsgeschichtliche Entwicklung betrifft. Naturräumlich liegen zwei der vorgestellten Standorte (Geiselhöring an der Kleinen Laaber und Seedorf) im Unterbayerischen Hügelland, einer (Frauenberg) befindet sich bereits auf der westlich anschließenden Südlichen Frankenalb (vgl. Abb. 1). Das Unterbayerische Hügelland ist eine Hügel- und Rückenlandschaft, gegliedert durch reich verzweigte Flußtäler. Morphologisch kennzeichnend ist die klimabedingte Reliefasymmetrie, die sich oft auch in der Landnutzung ausdrückt: Agrarisch genutzte, meist ost- bis nordostexponierte Flachhänge stehen bewaldeten, vorwiegend west- bis südwestexponierten Steilhängen gegenüber (KARRASCH 1970). Die pleistozänen Löss erreichen in Lee-lagen stellenweise bis zu 35 m (STRUNK 1989, 289), ihre Mächtigkeit schwankt aber lokal beträchtlich. Bei fehlender quartärer Sedimentbedeckung können auch Sande, Mergel und Tone der Oberen Süßwasser-

molasse (OSM) das Ausgangssubstrat der Bodenbildung sein.

Als native Böden dominieren Parabraunerden aus Lössen und Lößlehm. In Kuppenlagen mit geringer bis aussetzender Lößbedeckung werden sie von Braunerden aus Sedimenten der Oberen Süßwassermolasse (SCHMIDT 1992) abgelöst. Die ursprüngliche Ausprägung und Verteilung der Böden wurden als Folge der Jahrtausendelangen Ackernutzung entscheidend modifiziert; vor allem die Parabraunerden waren davon betroffen (MAIER u. SCHWERTMANN 1981).

Das Untersuchungsgebiet weist Jahresmitteltemperaturen von 7,5 bis 8°C auf; die mittleren jährlichen Niederschlagssummen betragen 650 bis 800 mm (Bayerischer Klimaforschungsverbund 1996). Das Klima ist kontinental getönt mit relativ trockenen kalten Wintern und warmen Sommern. Etwa die Hälfte der Niederschläge fällt zwischen Mai und August.

Das Lößgebiet bei Regensburg ist eine klassische mitteleuropäische Altsiedellandschaft. Die Flußtäler mit der Hochterrasse der Donau und dem angrenzenden Hügelland als früheste Siedlungskernräume steuerten seit dem Neolithikum die Besiedlung (TORBRÜGGE 1984). Im Hügelland sind Donautributäre wie die Kleine Laaber bedeutende Besiedlungsleitlinien (BÖHM 1987, 41). Allerdings verdeutlichten in jüngster Vergangenheit Befunde der Luftbildarchäologie und Grabungen, daß bereits mit Beginn der bäuerlichen Lebensweise auch abseits der Besiedlungszentren Räume genutzt wurden, die die archäologische Forschung lange Zeit nicht als Siedlungsareale betrachtete (BÖHM 1987). Es ist deshalb verständlich, daß bislang keine umfassenden Betrachtungen zur Bevölkerungszahl und -dichte vorgeschichtlicher Epochen vorliegen (vgl. KÜSTER 1998, 31).

3 Methoden

3.1 Standortauswahl und Geländemethoden

Um aussagekräftige Ergebnisse zur holozänen Landschaftsentwicklung zu erhalten, sind an die Auswahl der Untersuchung bestimmte Bedingungen zu knüpfen (vgl. BORK et al. 1998, 39; VÖLKELE et al. 1998, 544): Grundlegende Voraussetzung für eine landschaftsgenetische Analyse im Sinne von BORK et al. (1998, 39) ist die Bearbeitung unterschiedlicher Reliefeinheiten (Kuppen, Hänge, Hangfußbereiche und Auen). Außerdem sollten die Standorte nach Möglichkeit an archäologische Grabungen angebunden werden, um eine direkte Verknüpfung mit siedlungsgeschichtlichen Befunden zu erhalten. Ferner orientierte sich die Suche an den aktuellen Aufschlüssen im Untersuchungsgebiet.

Rekonstruktion der natürlichen Böden, Bestimmung ihrer Restmächtigkeiten, Aufnahme der Kolluvienmächtigkeiten und -verbreitung, sowie Charakterisierung der Auenlehme sind die wichtigsten bodenkundlich-sedimentologischen Parameter für die Erklärung des Landschaftswandels (NILLER 1998). Die geomorphologischen Geländeuntersuchungen stützten sich auf die von LESER (1977) erläuterten Techniken, die bodenkundlichen Profilaufnahmen erfolgten in Anlehnung an die Richtlinien der Arbeitsgruppe Boden (1994). Für die Ansprache und Charakterisierung der Kolluvien waren jedoch Ergänzungen notwendig (NILLER 1998, 94; VÖLKELE et al. 1998, 546). Die Abgrenzung autochthoner und allochthoner Substrate orientierte sich an den feldbodenkundlichen Unterscheidungsmerkmalen von BORK (1988) und TIPPKÖTTER (1979): Von besonderer Bedeutung für die Kennzeichnung kolluvialer Sedimente sind archäologische Funde (z. B. Schlacken, Keramik, Hüttenlehm) und Holzkohlen.

3.2 Labormethoden

Das feldfrische Probenmaterial wurde zunächst bei 40°C getrocknet und durch ein 2-mm-Sieb gegeben. Anschließend wurde der Feinboden folgenden Routineanalysen unterzogen: Korngrößenanalyse mittels kombinierten Sieb- und Sedimentationsverfahren, elektrometrische Messung des pH-Wertes, volumetrische Bestimmung des Karbonatgehaltes und kolorimetrische Bestimmung des Anteils an organischem Kohlenstoff nach nasser Veraschung mit schwefelsaurem Kaliumdichromat (vgl. SCHLICHTING u. BLUME 1966). An ausgewählten Proben erfolgte eine Bestimmung der pedogenen Eisenoxide: Dithionitlösliche Fraktion (Fed) nach MEHRA a. JACKSON (1960), oxalatlösliche Fraktion (Feo) nach SCHWERTMANN (1964), pyrophosphatlösliche Fraktion (Fep) in Anlehnung an MAHR (1998) in einem sequentiellen Verfahren. Grundlegende Voraussetzung für die Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte ist die Datierung der Umlagerungssedimente. Die Altersbestimmung durch archäologische Funde ist mit großen Unsicherheiten behaftet: Sie kann nur ein Höchstalter der Umlagerung angeben. Zumeist sind Kolluvien im Gegensatz zu den natürlichen holozänen Böden reich an Holzkohlen; dies ermöglicht eine ¹⁴C-Datierung¹⁾ und damit eine absolute zeitliche Einordnung.

¹⁾ Die Radiokohlenstoffdatierungen nahmen vor: M. A. GEYH (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover) und W. KRETSCHMER (Physikalisches Institut der Universität Erlangen-Nürnberg).

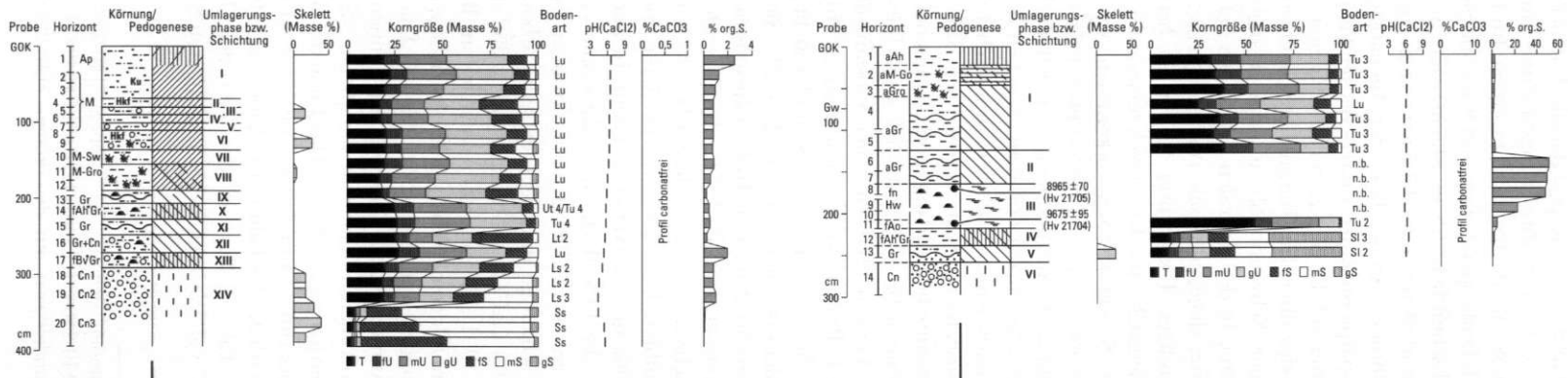
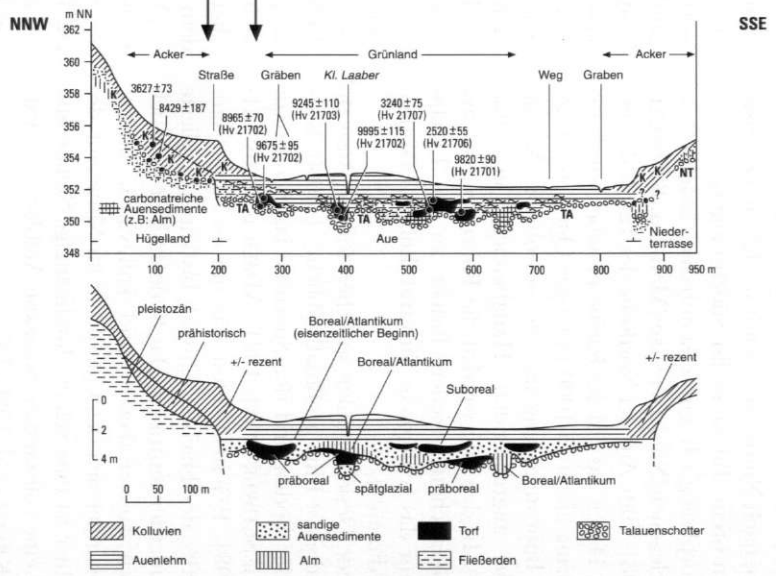


Abb. 2: Schematischer Schnitt durch das Tal der Kleinen Laaber bei Geiselhöring. Der obere Talquerschnitt zeigt die detaillierte Aufnahme der Sedimente in der Talau und an den Hängen. In der unteren Zeichnung wird eine synoptische Darstellung präsentiert. Die Grafik oben links zeigt das Hangprofil 7140-209; die Grafik oben rechts das Talprofil 7140-242

Schematic cross-section of the „Kleine Laaber valley” near Geiselhöring. The upper valley cross-section shows the detailed description of the sediments in the floodplain and on the hills. The lower cross-section presents a synoptic view. The figure at the top left shows the slope profile 7140-209, the figure at the top right presents the valley profile 7140-242



4 Ergebnisse

4.1 Kolluvien und Auenlehme im Tal der Kleinen Laaber bei Geiselhöring

Die Kleine Laaber gehört zu den autochthonen Flüssen des Unterbayerischen Hügellandes; sie entwässert nach Nordosten zur Donau (vgl. Abb. 1). Bei Geiselhöring ist das Laabertal deutlich asymmetrisch: steilere (ca. 5% Neigung) südostexponierte Hänge stehen flacheren (ca. 3% Neigung) nordwestexponierten Hängen gegenüber. Nach Südosten steigen die Talhänge recht sanft von 350 m NN in der Talaue auf über 400 m an, nach Nordwesten auf etwa 420 m. Die mehr als 500 m breite Talaue ist im Süden eingerahmt von einer morphologisch gut erkennbaren, knapp 2 m höher gelegenen Niederterrasse (MAIER u. SCHWERTMANN 1981, 190). Auf der Nordseite des Tals fehlt diese Terrasse. Durch das Tal der Kleinen Laaber wurde bei Geiselhöring ein etwa 1000 m langer Querschnitt mit über 60 Bohrungen angelegt, der sowohl die Aue als auch die angrenzenden Hangbereiche einschloß (Abb. 2²⁾). In der Aue wurden die Bohrungen bis auf den Talauenschotter niedergebracht, an den Talhängen bis auf das geologische Substrat (Löß, Fließberden, Tertiärsedimente).

Folgende Gesichtspunkte sprachen für die Auswahl des Standortes: Eine großmaßstäbliche (1:5000) Kartierung der Böden und der Substrate lag bereits vor (MAIER u. SCHWERTMANN 1981). MAIER u. SCHWERTMANN (1981, 193) stellten fest, daß nur noch auf weniger als 20% der Flächen schwach bis kaum erodierte Parabraunerden auftraten. Das Bodenmuster setzt sich zusammen aus erodierten und kolluvialen Böden. Ferner befindet sich das Querprofil im Mittellauf des Flusses: hier ist eine relativ durchgängige Sedimentation und eine vollständige holozäne Abfolge zu erwarten (vgl. KREUZ et al. 1998, 135).

Darüber hinaus ist der archäologische Forschungsstand für alle vorgeschichtlichen Zeitabschnitte gut und aktuell (SCHAICH et al. 1994). Siedlungsschwerpunkte im Kleinen Laabertal waren: das Südostbayerische Mittelneolithikum (SOB), die Frühbronze-, die Urnenfelder- und die Hallstattzeit.

4.1.1 Die Talaue der Kleinen Laaber bei Geiselhöring

Zum Verständnis der Flußgeschichte werden nicht nur die Auenlehme beschrieben und charakterisiert,

sondern die vollständige Abfolge der holozänen Sedimente. Damit kann die postglaziale Entwicklung der Flußlandschaft und ihre Umgestaltung durch den Menschen verständlich gemacht werden. Im Laabertal finden sich heute spätglaziale und holozäne Sedimente von durchschnittlich 2,5 m Mächtigkeit; in Rinnenpositionen werden maximal 3,5 m erreicht (vgl. Abb. 2, Talquerschnitte). An der Basis der Auenablagerungen tritt ein spätpleistozäner mittel- bis feinkiesiger Talauenschotter auf. Er geht zum Hangenden in eine sandigere Fazies über. Im Talrandbereich überzieht ein spätglazialer Schwemmlöß aus den Hangbereichen den Schotter. In der zentralen Aue folgen auf die Talauenschotter dagegen basale Auensedimente: Sie sind lehmig-sandiger Textur und zeigen ein heterogenes Korngrößenspektrum; Korngrößenmaxima können in sämtlichen Sandfraktionen vorkommen (vgl. Tab. 1, Proben 13 und 14). In den Paläorinnen liegen über den basalen sandigen Auensedimenten regelhaft Anmoor-Torf-Pakete. Vereinzelt kommen zwischen den sandigen Auensedimenten und den organischen Paketen auch humose, tonige Sedimente vor (vgl. Tab. 1, Probe 12). Die organischen und organomineralischen Ablagerungen können bis zu 1,5 m dick sein. Teilweise betragen die Gehalte an organischer Substanz über 50% (vgl. Tab. 1, Proben 8 bis 11 und Abb. 2, Profil 7140-242). Zu diesen organischen Komplexen liegen fünf Radiokohlenstoffdaten vor (vgl. Tab. 2³⁾): Sie belegen ein präboreales Alter der Torfe (Chronostratigraphie nach MANGERUD et al. 1974). Torfe vergleichbaren Alters beschreiben unter anderem HILGART (1995) aus dem Altmühltal, URZ (1995) von der Lahn und KREUZ et al. (1998) aus der Wetterau. Damit befand sich im Präboreal die Oberfläche der Laaberaue circa 2 m unter der rezenten. Über den altholozänen Torfen treten lokal schluffige (mehlige), extrem carbonatreiche (bis zu 70% CaCO₃) Sedimente auf („Alm“ im Sinne von JERZ 1991), die sich wahrscheinlich im Boreal bis Atlantikum bildeten. Neben den beschriebenen älteren Vermoorungen kommen an der Kleinen Laaber auch jüngere Anmoore und Torfe vor. Sie können anhand der Radiokohlenstoffdaten in das jüngere Subboreal gestellt werden (vgl. Tab. 2⁴⁾). Das Ende der subborealen Vermoorung kann zeitlich nur sehr grob abgeschätzt werden: Das kalibrierte Alter von 790 bis 530 BC (vgl. Tab. 2) liegt in der Zeit des „Hallstatt-Desasters“ (vgl. WAGNER 1995). Im jüngeren Subboreal

²⁾ Die Legende zu den Abb. 2 bis 4 findet sich in Abb. 5. Lediglich für den unteren Talquerschnitt von Abb. 2 gelten die in der Abbildung angegebenen Signaturen.

³⁾ Es handelt sich um die Proben 7140-223/4, 7140-240a/2, 7140-240a/3, 7140-242/8, 7140-242/11.

⁴⁾ Es handelt sich um die Proben 7140-221/7, 7140-221/13.

Tabelle 1: Bodenanalytische Standardwerte des Profils 7140-242 (Aue der Kleinen Laaber)

Pedological dates of profile 7140-242 (Kleine Laaber floodplain)																	
Probe	Horizont	Proben- tiefe (in cm)	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)										Bodenart	pH (CaCl ₂)	C (%)	org. S (%)
				gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
1	aAh	0-20	0,0	0,1	1,1	4,5	5,8	20,6	26,2	15,5	62,7	31,5	Tu3	6,2	1,6	2,8	
2	aM-Go	20-45	0,0	0,1	1,0	4,9	5,9	21,4	25,1	12,8	59,2	34,8	Tu3	6,4	1,6	2,7	
3	aGro	45-60	Sp.	0,2	1,3	3,3	4,9	17,0	26,6	14,8	58,4	36,7	Tu3	6,3	1,0	1,7	
4	aGr	60-100	Sp.	0,6	4,6	8,5	13,8	28,0	23,0	9,3	60,4	25,9	Lu	5,9	0,8	1,3	
5		105-125	Sp.	0,2	2,3	4,6	7,0	20,7	25,8	11,7	58,3	34,7	Tu3	6,2	0,4	0,7	
6	IlaGr	125-150	0,0	0,3	4,7	8,7	13,7	21,9	22,4	8,8	53,1	33,2	Tu3	6,4	0,7	1,2	
7		150-165	0,0	0,1	1,6	3,6	5,3	15,2	25,5	14,0	54,7	40,1	Tu3	6,5	1,6	2,8	
8	IIIInHw	165-180	0,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	6,1	30,2	52,0	
9		185-200	0,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	5,8	29,4	50,5	
10		200-210	0,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	5,8	28,5	49,0	
11	fAa	210-220	0,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	6,3	13,2	22,7	
12	IVfAh*Gr / Ghr	225-240	Sp.	0,0	0,3	1,0	1,3	11,1	22,7	13,4	47,2	51,6	Tu2	7,0	2,6	4,4	
13	VGr	240-255	Sp.	38,5	21,5	9,5	69,4	9,4	6,4	4,7	20,4	10,1	SI3	7,1	0,9	1,5	
14	VICn	260-300	68,9	37,1	19,5	12,6	69,2	8,8	8,5	6,0	23,3	7,5	SI2	6,7	0,7	1,3	

herrschte an der Kleinen Laaber eine Phase fluvialer Stabilität mit Torfbildung, zeitgleich mit dem Donautal bei Straubing (BUCH 1990).

Bis zum Ende des Subboreals vor etwa 2500 Kalenderjahren ist an der Kleinen Laaber kein anthropogener Einfluß auf die fluviale Morphodynamik festzustellen. Ältere Auenlehme wie sie unter anderem von BARSCH et al. (1993) an der Elsenz dokumentiert werden, finden sich nicht.

Über den älteren Auensedimenten folgen ungefähr 1 bis 1,5 m Auenlehme (vgl. Tab. 1, Proben 1 bis 7 und Abb. 2); sie wurden ausschließlich in den letzten 2500 Jahren abgelagert.

Belege für das subatlantische Alter der Auenlehme sind:

- die Torfbildungen des jüngeren Subboreals, die unmittelbar von Auenlehmen fossilisiert werden,
- Schwemmfächersedimente an der Basis der Auenlehme, die über Holzkohlen auf 2338 ± 45 BP (^{14}C -Jahre) (Tab. 2) datiert wurden und
- Grabhügel aus der Hallstattzeit, deren Basis mit jener der Auenlehme zusammenfällt.

Die Auenlehmbildung an der Kleinen Laaber setzt damit in der Eisenzeit ein. Etwa altersgleiche Auenlehme werden von vielen Flüssen Mitteleuropas beschrieben: u. a. von ANDRES (1998, 128) an der Wetter, THOMAS (1993) an der Weser und BIBUS u. WESLER (1995) am Neckar.

Bei den Auenlehmen der Kleinen Laaber handelt es sich vorwiegend um schluffig-tonige, tonig-lehmige und tonig-schluffige Sedimente. Die Auenlehme sind carbonatfrei und weisen ein schwach saures Milieu auf; der durchschnittliche Gehalt an organischer Substanz beträgt 3%. Auenböden sind Auengleye, Vega-Gleye,

Gley-Vegen und Vegen (Differenzierung nach der Arbeitsgruppe Boden 1994). Hinweise auf eine terrestrische Bodenbildung in den Auenlehmen, etwa in Form einer Tonverlagerung gibt es nicht. In den Bohrungen können zwar vereinzelt fossile Ah-Horizonte in den Auenlehmen belegt werden. Bei diesen humosen Bereichen handelt es sich aber nicht um durchgehende Horizonte in Form stratigraphischer Leithorizonte. Sie treten lediglich in flachen Hochflutmulden auf. Pedologisch lassen sich also keine ausgeprägten Stabilitätsphasen im subatlantischen Flußsystem nachweisen (vgl. auch KREUZ et al. 1998). Aus siedlungsarchäologischer Sicht scheint ein Aussetzen der Auenlehmbildung zwischen der Römerzeit und dem frühen Mittelalter wahrscheinlich (vgl. auch LANG u. NOLTE (1999) zum Ablauf der Auenlehmbildung an der Wetter); aus den Sedimenten läßt sich diese Annahme jedoch nicht ableiten.

4.1.2 Die Hänge des Laabertals

An einem südostexponierten Hang des Laabertals (vgl. Abb. 2) treten im Unterhangbereich bis zu 2,5 m tiefe kolluviale Verfüllungen einer pleistozänen Delle auf. Die lößbürtigen Kolluvien bestehen durchweg aus schluffigen Lehmen, sind aber heterogener zusammengesetzt als die Auenlehme. In vertikaler Abfolge lassen sich in den Profilen mehrmalige Sprünge in der Korngrößenverteilung feststellen (vgl. Abb. 2, Profil 7140-209). Diskordanzen sind in den Profilen darüber hinaus belegt durch 0,1 bis 0,2 m dicke Kieslagen. Eine hangabwärtige Sortierung (Korngrößenverfeinerung) der Kolluvien ist nicht feststellbar. Die Kolluvien sind mit durchschnittlich 0,6% organischer Substanz sehr schwach humos und hinsichtlich ihres Gehaltes an

Tabelle 2: ^{14}C -Daten (Tal der Kleinen Laaber)

^{14}C -dating results (Kleine Laaber valley)							
Sediment	Proben-nummer	Labor-nummer	datiertes Material	Tiefe (in cm)	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	Konventionelles ^{14}C -Alter (68% [1 sigma])	kalibriertes Alter
Kolluvium (bronzezeitlich)	7140-206/7,8	Erl 674	Holzkohle	80–90	k.A.	3627±73	cal BC 2124-1886
Kolluvium (mesolithisch)	7140-206/16	Erl 673	Holzkohle	180–195	k.A.	8429±187	cal BC 7600-7090
Torf (subboreal)	7140-221/7	Hv 21706	organisches Material	110–130	-28,3	2520±55	cal BC 790-530
Torf (subboreal)	7140-221/13	Hv 21707	organisches Material	225–235	-30,0	3240±75	cal BC 1600-1420
Torf (präboreal)	7140-223/4	Hv 21701	Holz	190–210	-27,0	9820±90	cal BC 9060-9010
Torf (präboreal)	7140-240a/2	Hv 21703	organisches Material	240–250	-28,7	9245±110	cal BC 8405-8090
Torf (präboreal)	7140-240a/3	Hv 21702	organisches Material	265–275	-29,6	9995±115	cal BC 9810-9050
Torf (präboreal/boreal)	7140-242/8	Hv 21705	organisches Material	165–180	-28,3	8965±70	cal BC 8040-7955
Torf (präboreal)	7140-242/11	Hv 21704	organisches Material	210–220	-29,1	9675±95	cal BC 9030-8630
Schwemmfächer-sediment (eisenzeitlich)	7140-320	Erl 696	Holzkohle	100	k.A.	2338±45	cal BC 478-260

Organik durchwegs homogen. In den Kolluvien selbst gibt es keine Hinweise auf längere Bodenbildungsphasen, beispielsweise durch höhere Humusgehalte oder pedogenetische Merkmale; lediglich vereinzelt kommen Toncutane vor. Die Kolluvien sind carbonatfrei, von gelblich-brauner (10YR 5/6) bis brauner (10YR 4/6) Farbe und teilweise hydromorph überprägt. In bestimmten Tiefen sind sie charakterisiert durch Holzkohlelagen, die meist mit ‚abgerollter‘ vorgeschichtlicher Keramik vergesellschaftet sind.

An der Basis der kolluvialen Abfolge fehlt ein eindeutiger Übergang zu den prä-kolluvialen Böden; Relikte der nativen Böden im Liegenden der Kolluvien konnten nicht nachgewiesen werden (vgl. auch BORK u. ROHDENBURG 1979). Die umgelagerten Sedimente liegen direkt Lößderivaten und Tertiärsedimenten auf. Nur ein schwach entwickeltes humoses Band unter den Kolluvien ist erkennbar; wahrscheinlich ein fossiler Ah-Horizont. Dieser Profilaufbau, der an einigen Unterhangbereichen im Untersuchungsgebiet auftritt, zeigt: Bereits vor der Ablagerung der Sedimente wurde der native Boden erodiert. Unmittelbar nach der Erosion setzte die Akkumulation der Kolluvien ein: Die kolluviale Geschichte des Hanges beginnt schon vor 8429±187 BP (^{14}C -Jahre) (Tab. 2⁵⁾). Dieses Alter ergab die AMS⁶⁾-Datierung von fein verteilten Holzkohle-

flittern aus einer Tiefe von 1,80 bis 1,95 m. Mit 9040 bis 9550 Kalenderjahren vor heute sind die Holzkohlen mesolithischen Alters, damit fast 2000 Jahre älter als der früheste neolithische Ackerbau in Mitteleuropa (vgl. LÜNING 1996). Es ist davon auszugehen, daß diese Konzentration an Holzkohleflittern auf anthropogene Eingriffe in die Landschaft zurückzuführen ist: Lediglich 1% der heutigen Waldbrände in Mitteleuropa haben eine natürliche Ursache (ELLENBERG 1996). Holzkohlen in Kolluvien können älter sein als das Sediment, wenn sie z. B. aus den ältesten Jahrringen eines Baumes stammen. Sie datieren damit nicht zwingend die Ablagerung des Kolluviums selbst (vgl. auch VÖLKEL et al. 1998, 552). Aber auch unter Berücksichtigung der genannten Fakten ist in diesem Profil ein präneolithisches Kolluvium dokumentiert.

Allerdings kann allein aus dem Auftreten der Holzkohlen nicht auf die Art der anthropogenen Nutzung geschlossen werden. An der Kleinen Laaber erscheint es wahrscheinlich, daß es sich um lokale Umlagerungen im Umfeld mesolithischer Jägergruppen handelt. Kolluvien ähnlich hohen Alters beschreiben auch BLEICH u. PAPENFUSS (1996) aus dem Kraichgau und SEMMEL (1995) aus der Rhein-Main-Region. Über dem mesolithischen Kolluvium läßt sich bis in eine Tiefe von 1 m eine wechselvolle Geschichte von Akkumulation und Erosion verfolgen: Aktivitätsphasen sind unter anderem durch Kieslagen belegt. Bodenbildungen in den Kolluvien fehlen. Wahrscheinliche Ursache

⁵⁾ Probe 7140-206/16.

⁶⁾ Accelerator Mass Spectrometry.

für diesen Profilaufbau ist: Material aus den Hängen gelangte immer wieder in die Hangfußregionen und die distalen Auenbereiche, allerdings ohne daß sich Auenlehme in größerer Mächtigkeit bildeten.

In knapp 1 m Tiefe konnte ein jüngeres Kolluvium über Holzkohlen datiert werden. Die Holzkohleflitter weisen ein frühbronzezeitliches Alter von 3627 ± 73 BP (^{14}C -Jahre) auf. Im Kolluvium fanden sich ‚abgerollte‘ vorgeschichtliche Keramikfragmente, die allerdings zeitlich nicht genauer zu bestimmen waren. Wahrscheinlich handelt es sich hier um ein Ackerkolluvium, das mit agrarischer frühbronzezeitlicher Nutzung in Beziehung gesetzt werden kann. Auf der Südseite der Kleinen Laaber gab es in der Frühbronzezeit eine kurzfristige intensive Besiedlung (SCHAICH et al. 1994). Über dem frühbronzezeitlichen Kolluvium folgt ein jüngeres kolluviales Paket, das bis an die Oberfläche reicht. Auch darin fehlen Hinweise auf eine stärkere Bodenbildung und damit auf eine durchgängige Stabilität der Landschaft.

Aus diesen absolutdatierten Profilen läßt sich eine bereits in vorgeschichtlicher Zeit intensive Boden- und Reliefveränderung nachweisen. Der Aufbau der Profile belegt eine sich wiederholende Abfolge von Erosion und Sedimentation; Böden, die sich in Stabilitätszeiten bildeten, wurden in den darauffolgenden Aktivitätszeiten ausgeräumt. Ferner zeigt sich, daß die Akkumulation von Sedimenten in diesen Unterhangbereichen zwischen dem Mesolithikum und der Frühbronzezeit (ca. 5000 ^{14}C -Jahre) genau so stark war wie zwischen der Frühbronzezeit und der Gegenwart (ca. 3500 ^{14}C -Jahre).

Die ersten anthropogenen Eingriffe in die Landschaft an den Hängen des Laabertales blieben noch ohne gravierenden Einfluß auf die Auenbereiche. Pleistozäne Dellen und kleine Seitentäler waren die primären Senken, in denen die ältesten Kolluvien abgelagert wurden. Erst mit einer Zeitverzögerung von mehreren tausend Jahren wurde auch die Entwicklung der Kleinen Laaber vom Menschen entscheidend beeinflusst, wohl in Zusammenhang mit der hallstattzeitlichen Nutzung des Tales (vgl. SCHAICH et al. 1994).

4.2 Kolluvien als Zeugen der Boden- und Reliefentwicklung im Hügelland – Seedorf

Bereits die Profile aus dem Tal der Kleinen Laaber lieferten eine Vorstellung von der möglichen Bedeutung des prähistorischen anthropogenen Landschaftswandels. Im zweiten Fallbeispiel, in Seedorf (vgl. Abb. 1), konnten Art und Alter der vorgeschichtlichen quasinatürlichen Reliefformung rekonstruiert werden. Begünstigt wurde dies durch großflächige, bis zu 400 m

lange und 5 m tiefe Aufschlüsse im Zuge des Baus der Mitteleuropäischen Rohölleitung (MERO).

Seedorf (ca. 390 m NN) liegt geologisch im Verzahnungsbereich von Lössen, Lößlehmen und Tertiärsedimenten (Feldspatsande und Tone; OSCHMANN 1958). Morphologisch ist der Standort gekennzeichnet durch eine West-Asymmetrie im Sinne von KARRASCH (1970). An den flachen (ca. 3–5% Neigung) ostexponierten Hängen dominiert eine mächtige Lößauflage, während an den steileren (über 5% Neigung) westexponierten Hänge nur geringmächtige Lößlehmfließerden auftreten. In den Lössen haben sich Parabraunerden entwickelt, die rezent im Oberhangbereich bereits vollständig abgetragen sind. Ihre Erosionsreste werden im Unterhangbereich bedeckt von knapp 1 m Kolluvien. Archäologische Hinweise auf eine vorgeschichtliche Besiedlung im direkten Umfeld des Profilschnittes gibt es nicht.

4.2.1 Aufbau der Sedimente

In der Tiefenlinie des Profilschnitts treten kolluviale Sedimente mit einer Mächtigkeit von teilweise über zwei Meter auf (vgl. Tab. 3 und Abb. 3, Profil 7038-210). Die präkolluviale Bodenbildung ist ausgeräumt. Mit einem Sediment zwischen 2 und 1,60 m Tiefe setzt die eindeutig faßbare kolluviale Abfolge ein: Das grau-gelbe (2,5Y 6/2) Umlagerungsmaterial ist stark lößbeeinflusst (> 25% Grobschluff), hydromorph überprägt und schwach humos (1,1% organische Substanz; vgl. Tab. 3, Probe 5). Es ist durchsetzt von Holzkohlen. Die Datierung von Holzkohlen aus 1,90 m Tiefe ergab ein urnenfelderzeitliches Alter von 2930 ± 90 BP (^{14}C -Jahre; vgl. Tab. 4, Probe 7038-210/5A). Das urnenfelderzeitliche Kolluvium wird überlagert von einem gelbbraunen (10YR 5/2) Sediment: Es ist sandiger, weniger humos und ebenfalls von Holzkohlen durchsetzt, die auf 2910 ± 60 ^{14}C -Jahre datiert sind (vgl. Tab. 4, Probe 7038-210/4B). Statistisch betrachtet, handelt es sich um altersgleiche Sedimente. Die Kolluvien zeugen somit von einer erheblichen, mindestens 0,8 m starken Sedimentation in der Urnenfelderzeit. Über den Substratwechsel läßt sich darüber hinaus rekonstruieren: Das Abtragungsgebiet variierte, teilweise sind reine Lößspektren vertreten, teilweise ist ein Einfluß der tertiären Sedimente spürbar. Im Hangenden des urnenfelderzeitlichen Kolluvialkomplexes folgt ein jüngeres Kolluvium, das bis an die Oberfläche reicht (vgl. Tab. 3, Proben 1 bis 3). Pedologisch ist dieses Sediment, das im basalen Teil hydromorph überprägt ist, allerdings nicht weiter zu differenzieren. Es ist gelblich braun (10YR 6/4), sehr schwach humos und schluffig-lehmig mit einem hohen Lößanteil. Aufgrund des Erscheinungsbildes und der Ähnlichkeit der Sedimente mit

Tabelle 3: Bodenanalytische Standardwerte des Profils 7038-210 (Seedorf)

Pedological dates of profile 7038-210 (Seedorf)																
Probe	Horizont	Proben- tiefe (in cm)	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)							Bodenart	pH (CaCl ₂)	C (%)	org. S (%)		
				gS	mS	fS	S	gU	mU	fU					U	T
1	M	15–35	Sp.	2,7	5,5	10,3	18,5	26,2	22,4	13,8	62,4	19,1	Lu	6,8	0,5	0,9
2		50–70	Sp.	2,2	4,5	11,5	18,1	24,5	31,1	6,4	62,0	19,8	Lu	6,3	0,4	0,7
3	M-Sw	80–110	Sp.	3,0	4,2	12,7	19,8	30,4	24,3	8,7	63,4	16,8	Uls	6,1	0,3	0,5
4	IIM-Sw	120–150	Sp.	2,7	11,7	18,0	32,5	24,6	14,8	5,5	44,8	22,7	Ls2	5,8	0,4	0,7
5	IIIM-Sw	170–200	Sp.	0,2	4,8	16,5	21,5	25,6	23,0	7,1	55,7	22,8	Lu	5,7	0,6	1,1
7	IVCn	200–210	78,2	32,0	17,1	6,4	55,4	12,7	5,1	3,1	20,9	23,7	Ls4	6,2	0,2	0,3
6	VM-Sd	210–230	Sp.	0,3	1,3	8,7	10,2	39,7	13,1	13,7	66,5	23,2	Urt4	5,8	0,1	0,3
8	VICn	250–260	73,5	21,0	22,4	11,1	54,5	12,5	8,8	2,3	23,6	21,9	Ls4	6,2	0,1	0,2

den Hangkolluvien am Westhang des Profilschnittes ist davon auszugehen, daß es sich um subrezente bis rezente Umlagerungssedimente handelt.

4.2.2 Reliefentwicklung

Abbildung 3 zeigt ein Modell der holozänen Landschaftsentwicklung bei Seedorf:

– Nach einer räumlich differenzierten Lösssedimentation, verstärkt auf den flacheren Westhängen, erfolgte in den Hanglagen die Parabraunerdebildung. In der Tiefenlinie entwickelten sich wahrscheinlich hydromorphe Böden aus Lößlehmfließerden (Abb. 3, Phase 1).

– Vor knapp 3000 BP (¹⁴C-Jahre) bildete sich als Folge fluvialer Erosion in der Tiefenlinie kurzfristig ein Runsenstadium (Abb. 3, Phase 2).

– Anschließend wurde die Runse mit Material aus den Oberhangbereichen, aber auch von den Seitenhängen phasenhaft verfüllt. Materialwechsel in den Sedimenten belegen die wechselnden Einzugsgebiete. Um 2900 BP (¹⁴C-Jahre) war die Runse bereits wieder bis 1,2 Meter unterhalb der heutigen Geländeoberfläche verfüllt (Abb. 3, Phase 3).

– In den letzten 2900 ¹⁴C-Jahren wurden die urnenfelderzeitlichen Sedimente nicht mehr ausgeräumt. Tiefergreifende Linearerosion ist nicht dokumentiert. Phasen von Abtragung und Akkumulation lösten sich

ab, bis zur Bildung der heutigen Oberfläche (Abb. 3, Phase 4).

Während der jüngeren Erosionsphasen wurden die kolluvialen Böden wahrscheinlich erneut ausgeräumt, da keine Hinweise auf eine fortgeschrittene Pedogenese in den Kolluvien existieren. Die Tiefenlinie verkörperte in den letzten 2900 ¹⁴C-Jahren einen Ort mit Durchgangs-Akkumulationsbedingungen. In der Summe überwog am Standort die posturnenfelderzeitliche Akkumulation gegenüber der Abtragung.

Die Befunde bei Seedorf zeigen, wie jene aus dem Tal der Kleinen Laaber, eindeutig: Bereits in der Vorgeschichte kam es zur Bildung von metertiefen Runsen, die die Gestalt der Landschaft kurzfristig prägten. Das Fehlen archäologischer Objekte in den urnenfelderzeitlichen Sedimenten kann mit SEMMEL (1995) als Hinweis auf ein Ackerkolluvium betrachtet werden. Urnenfelderzeitliche Kolluvien aus dem Lößgebiet bei Regensburg beschreibt bereits BRUNNACKER (1958), etwas jüngere stellen BAKELS u. MODDERMAN (1986) vor. Auf eine ähnlich alte Erosionsphase am Übergang von der Bronze- zur Eisenzeit weisen LÜNING et al. (1971) in Profilen am Mittelrhein hin. Die Grundzüge der holozänen Reliefentwicklung gehen auch in Seedorf in Richtung einer langfristigen Verminderung der Reliefenergie (vgl. Abb. 3). Fluviale Linearerosion unterbrach diese übergeordnete Tendenz aber kurzfristig und wirkungsvoll.

Tabelle 4: ¹⁴C-Daten Seedorf

¹⁴ C-dating results (Seedorf)							
Sediment	Proben- nummer	Labor- nummer	datiertes Material	Tiefe (in cm)	δ ¹³ C [‰]	Konventionelles ¹⁴ C-Alter (68% [1 sigma])	kalibriertes Alter
Kolluvium (urnenfelderzeitlich)	7038-210/4B	Hv 21184	Holzkohle	140	-25,9	2910±60	cal BC 1195-995
Kolluvium (urnenfelderzeitlich)	7038-210/5A	Hv 21182	Holzkohle	190	-25,8	2930±90	cal BC 1260-995

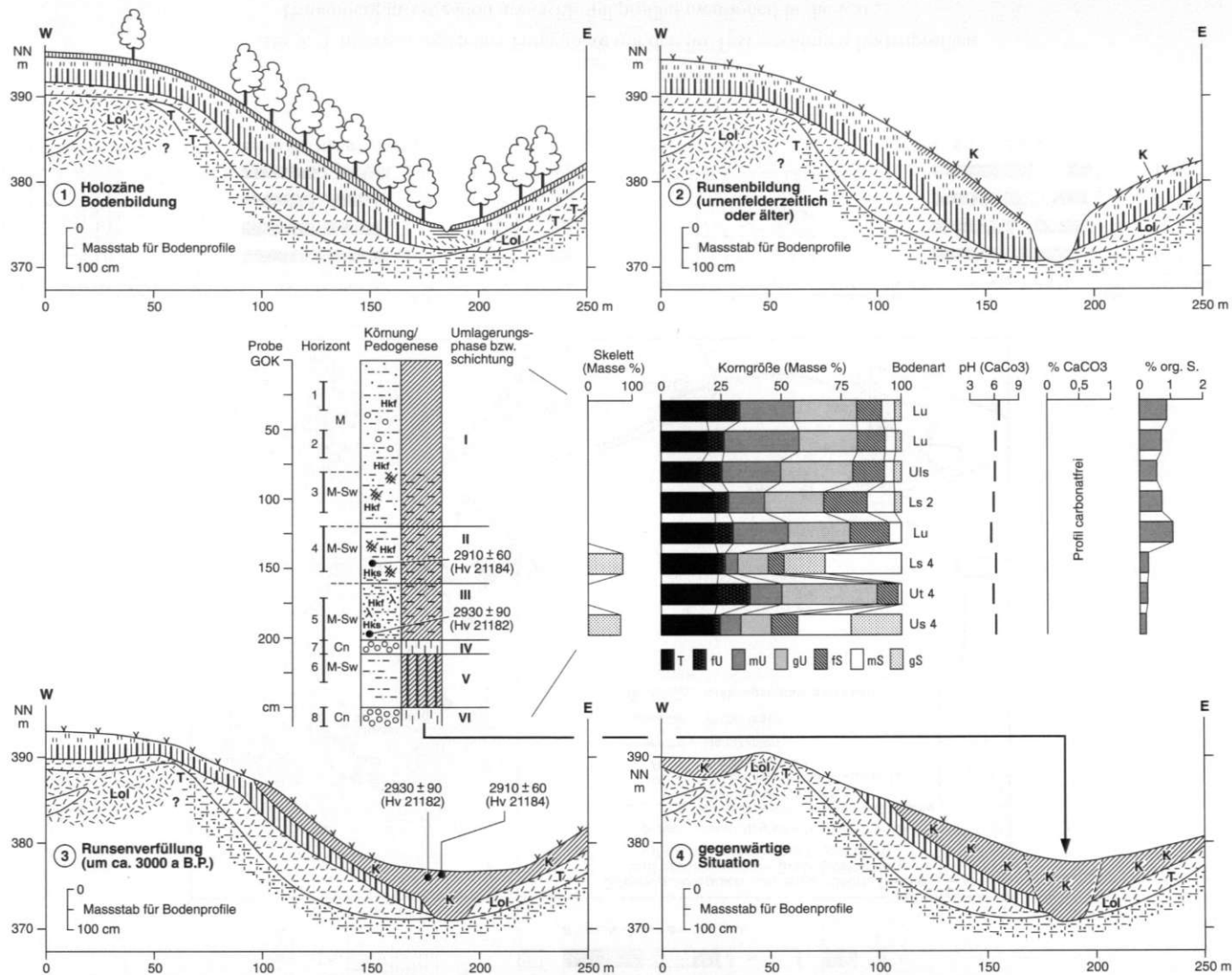


Abb. 3: Holozäne Landschaftsentwicklung bei Seedorf mit Profil 7038-210
 Holocene landscape development near Seedorf with profile 7038-210

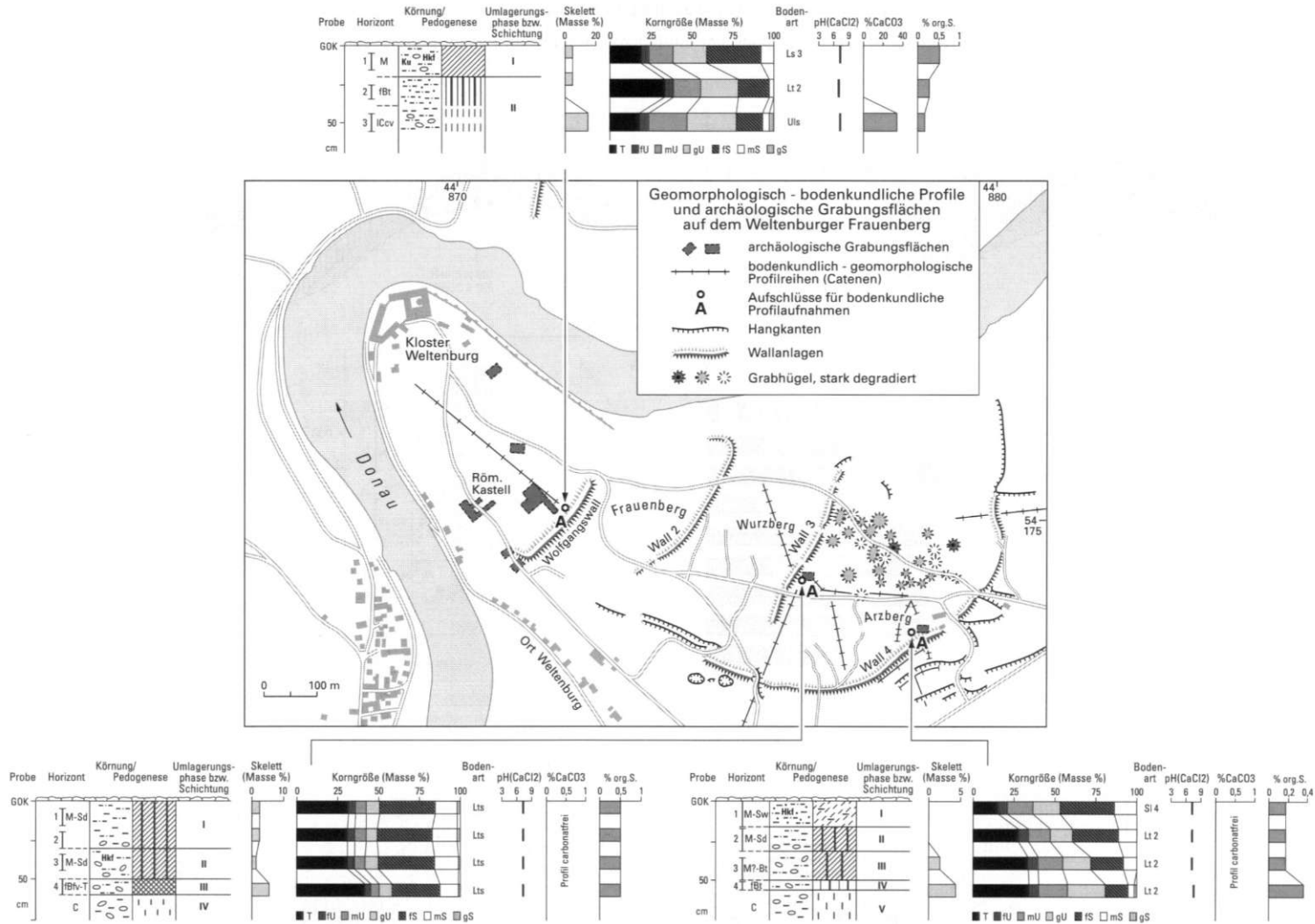


Abb. 4: Untersuchungsgebiet Frauenberg mit den im Text erwähnten Bodenprofilen
 Frauenberg investigation area with soil profiles mentioned in the text

Tabelle 5: Bodenkundliche Parameter der fossilen Bodenreste auf dem Frauenberg bei Kelheim

Pedological dates of fossil soils on the Frauenberg near Kelheim									
Wall	Sand (%)	Schluff (%)	Ton (%)	Fep (%)	Feo (%)	Fed (%)	Fe (sum) (%)	Fed/Ton (%)	C (%)
4 (Bt)	19	47	34	0,01	0,11	1,08	1,20	0,031	0,2
1 (Bt)	21	46	33	0,01	0,11	1,03	1,15	0,031	0,2
3 (Btv-T)	41	16	43	0,02	0,18	0,71	0,91	0,017	0,3

Wall 4: Äußerster Abschnittswall, Wall 1: Wolfgangswall, Wall 3: Dritter Abschnittswall

4.3 Landschaftsveränderungen in einer prähistorischen Höhensiedlung – der Frauenberg bei Kelheim

Böden ermöglichen neben Auenlehmen und Kolluvien die Rekonstruktion der holozänen Landschaftsgeschichte. Voraussetzung dafür ist allerdings: Zumindest Reste der nativen, anthropogen unbeeinflussten Böden müssen vorhanden sein. Nur so kann die präanthropogene Landschaft detailliert beschrieben werden. Möglichkeiten dazu bieten Böden, die unter archäologischen Objekten (Wällen, Mauern etc.) fossilisiert sind. Eine entsprechende Situation ist auf dem Frauenberg bei Kelheim (vgl. Abb. 1) gegeben: Hier sind die Wallanlagen einer Höhensiedlung aus der Urnenfelderzeit

erhalten. Mit einer Höhe von 449 m NN erhebt sich der Berg gut 100 m über das Donaugental bei Weltenburg. Geologisch gehört der Frauenberg zur Südlichen Frankenalb. Neben den stellenweise bis an die Oberfläche reichenden Malmkalken kommen folgende Substrate vor: tertiäre Albverwitterungslehme mit unterschiedlichen Anteilen an Lößlehmen, Verwitterungslehme mit Kreiderelikten und im Ostbereich kleine Lößareale (vgl. SCHMIDT-KALER 1968; WEBER 1978). In einem kleinräumigen Wechsel treten Terra fusca-Böden, Braunerden und Pseudogleye auf. Die Böden sind in der Regel stark verkürzt; Parabraunerden können an der Oberfläche nicht mehr nachgewiesen werden.

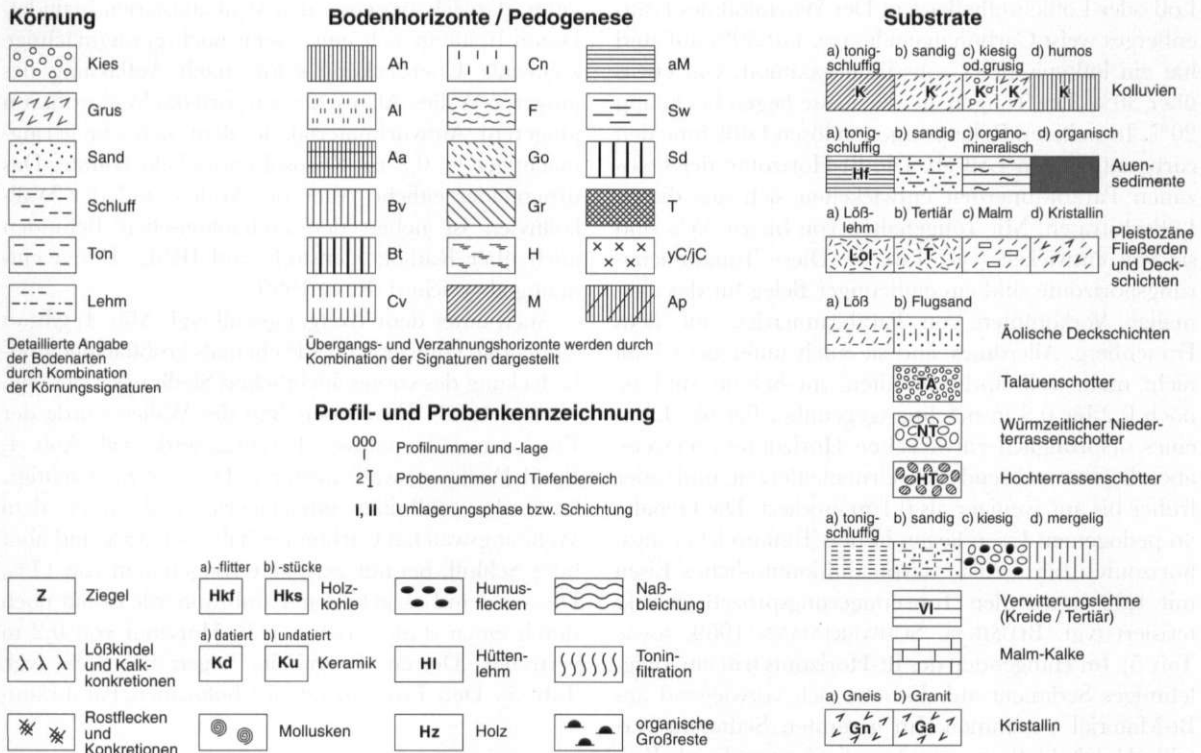


Abb. 5: Legende zu den Einzel- und Geländeprofilen
Profile and cross-section legend

Der Frauenberg war in mehreren vorgeschichtlichen Epochen ein wichtiger Siedlungsplatz. Schon im Mittelneolithikum, vor etwa 6000 Kalenderjahren, bestanden hier Siedlungen. Vorgeschichtliche Hauptbesiedlungsphasen waren die Bronze-, Urnenfelder- und Frühlatènezeit (RIND 1994). Der Frauenberg zählte zu den wichtigsten Höhensiedlungen der Bronze- und Urnenfelderzeit in Bayern (vgl. RIND 1994). Das System der gut erhaltenen urnenfelderzeitlichen (vor ca. 3000 Kalenderjahren) Wallanlagen (vgl. Abb. 4) dokumentiert die prähistorische Bedeutung und Schutzwürdigkeit des Berges. In den Jahrtausenden vorgeschichtlicher Besiedlung und Landnutzung degradierte der Mensch die Böden des Frauenberges entscheidend und nachhaltig. Dies kann anhand von Profilen unter den Wallanlagen belegt werden.

Der äußerste Wall (Wall 4) des Berges sicherte die Höhensiedlung nach Süden und Osten ab. Er konserviert zumeist die Bt-Horizonte der nativen Parabraunerden. Dagegen fehlt in der Regel der Al-Horizont: Der Lessivierungshorizont wurde vor bzw. während des Baus abgetragen und durch schluffige Kolluvien ersetzt. Die Basis der Profile (vgl. Abb. 4, Profil Wall 4) bilden periglazial umgelagerte Malmkalke in einer tonigen Matrix aus Verwitterungslehmen. Darüber folgen geringmächtiger (max. 0,3 m) carbonathaltiger Löß oder Lößlehmfließerden. Der Würmlöß des Frauenberges weist Carbonatgehalte von fast 30% auf und hat ein lößtypisches Grobschluffmaximum von etwas über 30%. Die Tongehalte der Lössen liegen bei knapp 20%. In steileren Reliefpositionen lösen Lößlehme den carbonathaltigen Löß ab. Die Bt-Horizonte der holozänen Parabraunerden entwickelten sich aus diesen Lößsubstraten. Mit Tongehalten von bis zu 35% sind sie voll entwickelt (vgl. Tab. 5). Diese Tonanreicherungshorizonte sind ein eindeutiger Beleg für das ehemalige Vorkommen von Parabraunerden auf dem Frauenberg. Allerdings sind sie auch unter dem Wall nicht mehr vollständig erhalten; im Schnitt sind sie noch 0,2 bis 0,3 m mächtig (gegenüber 0,4 bis 0,5 m eines ursprünglich entwickelten Horizontes), teilweise aber bereits während der Urnenfelderzeit und/oder früher bis auf weniger als 0,1 m erodiert. Die Gehalte an pedogenem Eisen liegen in den Tonanreicherungshorizonten bei 1,20%, davon dithionitlösliches Eisen mit 1,08%, was den Tonverlagerungsprozess charakterisiert (vgl. BLUME a. SCHWERTMANN 1969; sowie Tab. 5). Im Hangenden des Bt-Horizonts tritt ein tonig-lehmiges Sediment auf. Es setzt sich vorwiegend aus Bt-Material zusammen. Im gesamten Sediment verteilte Holzkohlefitter erlauben die Ansprache als Kolluvium, wobei datierende Keramik fehlt. Aufgrund der stratigraphischen Position handelt es sich um ein

urnenfelderzeitliches oder älteres Kolluvium, mit einer maximalen Mächtigkeit von 0,2 m.

Direkt unter dem Fuß der Wallschüttung tritt ein weiteres, sandig-lehmiges Kolluvium auf, das über Keramikfunde mit dem Beginn des Wallbaus parallelisiert werden kann (NILLER 1998; RIND 1999; vgl. auch Abb. 4, Profil Wall 4, Probe 1 und 2). Es ist von Holzkohlen durchsetzt, teilweise hydromorph überprägt und durchschnittlich 0,3 m mächtig. Darüber folgt eine erste Wallschüttung aus Malmkalcken. Über den Resten dieser ältesten Befestigung akkumulierte sich innerhalb kürzester Zeit erneut ein gelblich-braunes (10YR 6/6), sandig-lehmiges, lößbürtiges Kolluvium von maximal 0,5 m. Das fundleere Kolluvium zeugt von urnenfelderzeitlichem Ackerbau im östlichen Bereich des Frauenberges nach der ersten Zerstörung der Verteidigungsanlage (vgl. RIND 1999). Die bodenkundlichen Kennwerte des Kolluviums belegen eine sehr schnelle Sedimentation. Korngrößenverteilung, Gehalt an organischer Substanz, Bodenacidität und Farbe sind durchweg homogen; eine verstärkte in situ-Pedogenese ist auszuschließen. Auf das Kolluvium aufgesetzt folgt eine neue Phase der Befestigung (RIND 1999). Überschüttet werden die Reste der jüngeren Wallphase unmittelbar nach Aufgabe der Befestigungsanlage von einem weiteren Kolluvium. Es gleicht sehr dem Kolluvium, das sich zwischen den Wallbauphasen befindet. Damit bestätigt sich eine, wenn auch geringmächtige kolluviale Überdeckung sofort nach Auflassung des jüngeren Walles. Abgeschlossen wird das Wallprofil von jüngeren Aufwurfmaterial, in dem sich ein geringmächtiger (< 0,3 m) Regosol entwickeln konnte. Das urnenfelderzeitliche Alter des Walles und der Wallkolluvien ist neben den archäologischen Befunden auch über Radiokohlenstoff- und IRSL⁷⁾-Daten eindeutig abgesichert (RIND 1999).

Auch unter dem Wolfgangswall (vgl. Abb. 4) gibt es eindeutige Hinweise auf die ehemals großflächige Lößbedeckung des vorgeschichtlichen Siedlungsareals (vgl. NILLER 1998). Durch den Bau des Walles wurde der Erosionsrest der nativen Parabraunerde (vgl. Abb. 4, Profil Wolfgangswall) fossilisiert. Der 0,2 m mächtige, krypturbar-solifluidal umgelagerte Löß unter dem Wolfgangswall hat Carbonatgehalte von 33% und über 60% Schluff, bei nur geringen Tongehalten von 17%. Die aus dem Löß gebildete Parabraunerde ist nur noch durch einen stark verkürzten Bt-Horizont von 0,2 m vertreten. Dessen Tongehalte liegen bei 33% (vgl. Tab. 5). Den Erosionsrest der holozänen Parabraun-

⁷⁾ Infra-Rot-Stimulierte-Lumineszenz.

Tabelle 6: Bodenkundliche Parameter der vorgeschichtlichen Kolluvien auf dem Frauenberg

Pedological dates of prehistoric colluvial deposits on the Frauenberg									
Wall	Sand (%)	Schluff (%)	Ton (%)	Fep (%)	Feo (%)	Fed (%)	Fe (sum) (%)	Fed/Ton (%)	C (%)
4 (M-Sw)	47	38	15	0,01	0,27	0,39	0,67	0,027	0,1
1 (M)	42	40	18	0,01	0,16	0,45	0,72	0,025	0,3
3 (M-Sd)	49	19	32	0,02	0,22	0,50	0,74	0,016	0,3

Wall 4: Äußerster Abschnittswall, Wall 1: Wolfgangswall, Wall 3: Dritter Abschnittswall

erde überdeckt ein geringmächtiges (ca. 0,2 m), sandiges Kolluvium (vgl. Tab. 6). Das Sediment ist sehr schwach humos und zeichnet sich aus durch fein verteilte Holzkohleflitter und undatierte prähistorische Keramik. Darauf setzt die Schüttung des Wolfgangswalles ein. Am Wall 3 (vgl. Abb. 4) weicht die bodenökologische Situation von den bisher geschilderten Verhältnissen ab. Unter der Wall schüttung findet sich auf den periglazial umgelagerten Malmkalken ein lediglich 0,1 bis 0,2 m mächtiger fossiler Bodenrest. Dabei handelt es sich um die Reste des T-Horizontes einer periglazial verlagerten Terra fusca mit Anzeichen von Toneinspülung an den Aggregatoberflächen. Die Lessivierungsmerkmale erlauben eine Ansprache als Parabraunerde-Terras fusca. Im Gegensatz zu den Profilen unter den anderen Wällen hat der Boden nur geringe Schluffanteile (< 20%), bei höheren Sand- (> 40%) und Tongehalten (> 40%) (vgl. Tab. 5 und Abb. 4, Profil Wall 3). Hinweise auf eine Lößbeimengung gibt es nicht. Der wahrscheinlich erosiv verkürzte Boden wird fossilisiert von kolluvialen Straten in einer Mächtigkeit von knapp 0,5 m. Die Kolluvien sind sehr tonig (ca. 30%) und weisen, wie der fossilisierte Boden, nur geringe Schluffanteile von weniger als 20% auf (Tab. 6). Sie konnten mittels IRSL als urnenfelderzeitliche Umlagerungen datiert werden (RIND 1999).

Die Bodenreste unter den Abschnittswällen des Weltenburger Frauenberges dokumentieren die räumlich differenzierte bodenökologische Situation vor der menschlichen Besiedlung. Die bodenkundlichen Situationen am äußersten Abschnittswall und am Wolfgangswall gleichen einander: Unter den Wällen sind Reste der holozänen Parabraunerden aus Löß erhalten. Die ursprünglichen Böden wurden bereits vor und im Zuge der Errichtung der urnenfelderzeitlichen Wälle erosiv verkürzt; nur noch maximal 0,2 m des Bt-Horizontes blieben erhalten. Darüber liegt ein lehmig-sandiges Kolluvium mit 0,2 bis 0,4 m Mächtigkeit. Die Charakterisierung der Böden und Sedimente zeigt ihre Ähnlichkeit: Neben den Korngrößen und den Gehal-

ten an organischer Substanz, sowie bei den Lössen der Carbonatgehalt, weisen darauf auch die Anteile an dithionitlöslichem pedogenem Eisen (Fed) (vgl. Tab. 5 und Tab. 6). Am dritten Wall ist ein Lößeinfluß dagegen nicht nachzuweisen. Lokale Umlagerungsprozesse erfaßten die hier anstehenden Terra fusca-Böden, die sich auch in den Eisengehalten deutlich von den Lößböden differenzieren lassen.

Auf dem Frauenberg war bis in eine Höhe von ca. 420 m NN eine zwischen 1 und 1,5 m dicke Lößschicht vorhanden. Im Alt- bis Mittelholozän entwickelten sich Parabraunerden mit mindestens 0,4 m mächtigen und mit 35% tonangereicherten Bt-Horizonten. Die Mächtigkeit der Löss, ihre Ausprägung (d. h. die Anteile an Feinsand und Grobschluff), sowie ihre Umwandlung zu Lößlehm war stark vom Paläorelief abhängig. Höhen von über 420 m blieben auf dem Frauenberg weitgehend lößfrei. Dies läßt sich auch aus Überlegungen zu kaltzeitlichen Windverhältnissen und Windgeschwindigkeiten sowie aus Simulationen im Windkanal plausibel ableiten (vgl. GOOSSENS 1997). Im ursprünglichen Lößareal finden sich rezent nur noch in den oberflächennahen Kolluvien Hinweise auf die ehemalige Lößbedeckung: Die Parabraunerden sind vollständig erodiert. Kolluvial durchmischte Lößlehmfließerden und Albverwitterungslehme reichen bis an die Oberfläche (NILLER 1998). Bislang kann noch nicht abgeschätzt werden, inwieweit der prähistorische Mensch am Frauenberg nicht nur Verursacher, sondern auch Betroffener (EHLERS 1999) seiner eigenen Bodenzerstörung war, und vielleicht auch aus diesem Grund zur Abwanderung gezwungen wurde.

5 Diskussion und Schlußfolgerungen

Die geowissenschaftlichen Befunde im Lößgebiet bei Regensburg belegen einen lokal bedeutenden prähistorischen Landschaftswandel. Kolluvien, Auen-

lehme und Böden spiegeln die Eingriffe des Menschen in die Naturlandschaft sehr gut wider: Kolluvien dokumentieren kleinräumige Umlagerungsprozesse als direkte Folge der Landschaftsnutzung. Auenlehme sind ebenfalls korrelierte Sedimente der Bodenerosion; allerdings repräsentieren sie im Lößhügelland nicht die ersten nachhaltigen menschlichen Eingriffe. Zwischen den Umlagerungsprozessen an den Hängen sowie der Sedimentation in der Aue sind Zeitverzögerungen festzustellen, die an der Kleinen Laaber einige tausend Jahre betragen. Auenlehme werden als äquivalente Sedimente zu den Kolluvien erst dann bedeutsam, wenn die morphologischen Senken des pleistozänen Reliefs, so Dellen und asymmetrische Tälchen als Sedimentationsfallen aufgefüllt sind. Erst nach Verfüllung dieser primären Senken werden Schwellenwerte (thresholds) überschritten: Eine Akkumulation in der Aue wird möglich. Der grundsätzliche Ablauf der vorgeschichtlichen Bodenerosion kann als Kaskadensystem beschrieben werden (vgl. CHORLEY et al. 1984). In Einzelfällen werden Schwellenwerte der Sedimentation als Konsequenz fluvialer Linearerosion auch bei Starkregenereignissen überschritten. Die dadurch gebildeten Runsen stellen allerdings nur ein temporäres und instabiles Stadium der vorgeschichtlichen Landschaftsentwicklung dar (vgl. auch BORK 1988). Immerhin können die linearerosiven Prozesse dazu führen, daß das Solum der natürlichen holozänen Böden teilweise vollständig erodiert wird (vgl. auch BORK u. ROHDENBURG 1979). Langfristig landschaftsgestaltend wirken die flächenhafte Abtragung und Akkumulation. Sie führen schließlich zu einer starken Verminderung der Reliefenergie und zu einer Abschwächung der periglazial bedingten Talasymmetrie.

Die Bedeutung der Böden für die Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte begründet sich darin, daß sie Zeugen der Stabilität einer Landschaft sind. Bodenbildungen in Kolluvien stehen für ein Aussetzen der landwirtschaftlichen Nutzung und in der Regel für Wiederbewaldung (vgl. auch BORK 1988). Die fehlenden Hinweise auf Bodenbildung in vorgeschichtlichen Kolluvien, gezeigt an der Kleinen Laaber und bei Seedorf, weisen darauf hin, daß Phasen der Umlagerungen gegenüber Phasen der Pedogenese überwogen. Am Frauenberg bei Kelheim wird durch den Vergleich von Böden unter den urnenfelderzeitlichen Wällen mit Böden auf dem Plateau deutlich: Die vorgeschichtliche Inkulturnahme führte nicht nur zu einer Modifikation der natürlichen Böden, sondern an bestimmten Stellen zu einer völligen Umgestaltung der naturgegebenen Ausstattung. Die heutigen Böden auf dem Frauenberg sind in ihrer ökologischen Bedeutung nicht mehr mit den natürlichen Parabraunerden aus Löß zu ver-

gleichen. Ähnliche, teilweise noch gravierendere Veränderungen der Böden weisen HEINE et al. (1997) in der urnenfelderzeitlichen Höhensiedlung des Bogenberges bei Straubing nach.

In Kolluvien, Auenlehmen und Böden steckt ein hohes Potential zur Rekonstruktion des vorgeschichtlichen Landschaftswandels. Allerdings sind diese geowissenschaftlichen Paläoarchive zeitlich nur grob aufgelöst und teilweise lückenhaft. Nur Absolutdatierungen ermöglichen es letztlich, sichere Beziehungen zu siedlungsarchäologischen Befunden herzustellen.

Der anthropogen verursachte vorgeschichtliche Landschaftswandel ist räumlich und zeitlich sehr differenziert, bedingt durch die kleinräumige Landnutzung. Trotzdem zeigt sich, daß bereits in der Vorgeschichte die Umwandlung der Naturlandschaft in die Kulturlandschaft die bedeutendste morphogenetische Einflußgröße ist (vgl. auch HAHN 1992). Eine Quantifizierung der prähistorischen menschlichen Eingriffe fehlt noch weitgehend; hier mangelt es zur Zeit an genügend zeitlicher und räumlicher Auflösung. Untersuchungen zur Bodenerosion an der spätlatènezeitlichen Viereckschanze von Poign, zwei Kilometer südlich von Seedorf, belegen eine jährliche Erosionsleistung in einem Kleinsteinzugsgebiet von 20,4 t/ha bzw. 2,3 mm (VÖLKEL et al. 1998, 553). Diese Werte entsprechen dem jährlichen rezenten nutzungsbedingten Bodenabtrag im Unterbayerischen Hügelland von 20 t/ha (AUERSWALD u. SCHMIDT 1986). BORK et al. (1998, 218) berechnen für die vorgeschichtliche Bodenerosion in Mitteleuropa vieljährige Raten zwischen 1 und 1,5 t/ha, mit Maximalwerten bis zu 6 t/ha.

Nur wenn als Konsequenz der anthropogenen Eingriffe (Zerstörung der schützenden Vegetationsdecke) die Voraussetzungen gegeben sind, beeinflussen die holozänen klimatischen Einflüsse (hier: Starkregenereignisse) als morphogenetische Parameter den Landschaftswandel nachdrücklich: Belege für 'katastrophale' Niederschlagsereignisse sind kurzlebige Runsen und Kerben, die nachfolgend mit Kolluvien verfüllt wurden (vgl. auch BORK et al. 1998). Sie treten im Untersuchungsgebiet zu verschiedenen Zeiten der Vorgeschichte auf und sind bislang nicht mit klimatischen Phasen im Holozän zu korrelieren. Das Ausmaß der menschlichen Einflüsse noch genauer zu erfassen, zeitlich besser aufzulösen und zu charakterisieren, muß Ziel weiterführender geowissenschaftlicher Arbeiten zum holozänen Landschaftswandel sein: Dies ist mit einem landschaftsgenetischen Ansatz aber nur dann möglich, wenn einerseits die Sedimente genau datiert sind und andererseits archäologische Befunde mit den geowissenschaftlichen Erkenntnissen verknüpft werden können.

Danksagung

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) unterstützte die Arbeiten im Rahmen des Projektes ‚Abschätzung anthropogener und klimatischer Einflüsse auf die holozäne Boden- und Reliefentwicklung einer Altsiedellandschaft – das Beispiel des südbayerischen Lößgebietes‘ (Az.: He 722/24). Die Untersuchungen waren integriert in das DFG-Schwerpunktprogramm ‚Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15.000 Jahre – Kontinentale Sedimente als Ausdruck sich verändernder Umweltbedingungen‘.

Ich möchte mich bei Herrn Professor Dr. K. HEINE (Regensburg) für die fachlichen Diskussionen bedanken. Herr Dr. H.-J. BARTH (Regensburg) unterstützte mich bei der Druckfassung. Dr. M. RIND (Kelheim) und M.A. K. BÖHM (Straubing-Bogen) danke ich für archäologische Hinweise. Mein Dank gilt auch den Herren Professoren Dr. W. KRETSCHMER (Erlangen) und Dr. M. GEYH (Hannover) für die Radiokohlenstoffdatierungen. Den anonymen Gutachtern sei gedankt für wertvolle Hinweise zur Verbesserung des Manuskriptes. Ferner danke ich allen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern, sowie Kollegen und Kolleginnen, die meine Arbeiten mit Interesse verfolgten.

Literatur

- ANDRES, W. (1998): Terrestrische Sedimente als Zeugen natürlicher und anthropogener Umweltveränderungen seit der letzten Eiszeit. In: *Global Change – Konsequenzen für die Umwelt* (51. Geographentag Bonn), 118–133. Arbeitsgruppe Boden (1994): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. 4. verbesserte und erweiterte Auflage. Hannover.
- AUERSWALD, K. u. SCHMIDT, F. (1986): *Atlas der Erosionsgefährdung in Bayern*. GLA-Fachberichte 1. München.
- BAKELS, C. u. MODDERMAN, P. (1986): Landschaft und Besiedlung des Hienheimer Lößgebietes. In: MODDERMAN, P. (Hg.): *Die neolithische Besiedlung bei Hienheim*, Lkr. Kelheim. Bayerisches Landesamt für Denkmalpflege. Abteilung Beodendenkmalpflege. Materialhefte zur Bayerischen Vorgeschichte. Reihe A – Fundinventare und Ausgrabungsbefunde 57, 111–119.
- BARSCHE, D.; MAUSBACHER, R.; SCHUKRAFT, G. u. SCHULTE, A. (1993): Die Änderungen des Naturraumpotentials im Jungneolithikum des nördlichen Kraichgaus, dokumentiert in fluvialen Sedimenten. In: *Zeitschrift für Geomorphologie*, Neue Folge, Supplementband 93, 175–187.
- Bayerischer Klimaforschungsverbund (Hg.) (1996): *Klimaatlas von Bayern*. München.
- BIBUS, E. u. WESLER, J. (1995): The middle Neckar as an example of fluvio-morphological processes during the Middle and Late Quaternary period. In: *Zeitschrift für Geomorphologie*, Neue Folge, Supplementband 100, 15–26.
- BLEICH, K. u. PAPPENFUSS, K.-H. (1996): Ein altes Kolluvium und die spätpleistozän-frühholozäne Bodenentwicklung in der Lößlandschaft des Kraichgaus (SW-Deutschland). In: FELIX-HENNINGSSEN, P. (Hg.): *Böden als Zeugen der Landschaftsentwicklung*. Kiel, 85–91.
- BLUME, H.-P. a. SCHWERTMANN, U. (1969): Genetic evaluation of profile distribution of aluminium, iron and manganese oxides. In: *Soil Society of America, Proceedings* 33, 438–444.
- BÖHM, K. (1987): Ein vorgeschichtliches Siedlungsareal in Geiselhöring, Lkr. Straubing-Bogen. In: *Vorträge des 5. Niederbayerischen Archäologentages*, 41–51.
- BORK, H.-R. (1988): *Bodenerosion und Umwelt. Landschaftsentstehung und Landschaftsökologie* 13, Braunschweig.
- BORK, H.-R.; BORK, H.; DALCHOW, C.; FAUST, B.; PIORR, H.-P. u. SCHATZ, T. (1998): *Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa*. Gotha u. Stuttgart.
- BORK, H. u. ROHDENBURG, H. (1979): Beispiele für jungholozäne Bodenerosion und Bodenbildung im Untereichsfeld und Randgebieten. In: *Landschaftsentstehung und Landschaftsökologie* 3, 115–134.
- BRUNNACKER, K. (1958): Über junge Bodenverlagerungen. In: *Geologische Blätter für Nordost-Bayern* 8, 13–24.
- BUCH, M. (1990): Die ‚Oberauer Schleiße‘ der Donau bei Straubing: Mensch, Umweltveränderungen und Wandel einer Flußlandschaft zwischen dem 3. und 1. Jahrtausend v. Chr. In: *Jahresbericht des Historischen Vereins für Straubing und Umgebung* 91, 35–82.
- CHORLEY, R.; SCHUMM, S. a. SUGDEN, D. (1984): *Geomorphology*. New York.
- EHLERS, E. (1999): *Geographie und Umweltforschung*. In: *Erdkunde* 53, 75–79.
- ELLENBERG, H. (1996): *Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer, dynamischer und historischer Sicht* (5. stark veränderte und verbesserte Auflage). Stuttgart.
- GOOSSENS, D. (1997): Long-term aeolian loess accumulation modelled in the wind tunnel: the Molenberg case (central loess belt, Belgium). In: *Zeitschrift für Geomorphologie*, Neue Folge 41, 115–129.
- HAHN, H.-U. (1992): Die morphogenetische Wirksamkeit historischer Niederschläge. *Würzburger Geographische Arbeiten* 82, Würzburg.
- HEINE, K.; NUBER, T. u. NILLER, H.-P. (1997): Geomorphologisch-pedologische Befunde zur Landschaftsgeschichte des Bogenberges und des Frauenberges in Niederbayern. In: *Archäologisches Korrespondenzblatt* 27, 443–456.
- HILGART, M. (1995): Die geomorphologische Entwicklung des Altmühl- und Donautales im Raum Dietfurt-Kelheim-Regensburg im jüngeren Quartär. *Forschungen zur Deutschen Landeskunde* 242, Trier.
- JERZ, H. (1991): Quartär. In: UNGER, H.-J.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:50 000*. Blatt Nr. L 7538 Landshut, 99–114.
- (1993): *Geologie von Bayern. II. Das Eiszeitalter in Bayern*. Stuttgart.
- KARRASCH, H. (1970): Das Phänomen der klimabedingten Reliefsymmetrie in Mitteleuropa. *Göttinger Geographische Abhandlungen* 56, Göttingen.

- KREUZ, A.; NOLTE, S. u. STOBBE, A. (1998): Interpretation pflanzlicher Reste aus holozänen Auensedimenten am Beispiel von drei Bohrkernen des Wettertales (Hessen). In: *Eiszeitalter und Gegenwart* 48, 133–161.
- KÜSTER, H. (1998): Auswirkungen prähistorischen Siedelns auf die Geschichte der Wälder. In: *Regenburger Beiträge zur prähistorischen Archäologie* 5, 23–40.
- LANG, A. u. NOLTE, S. (1999): The chronology of Holocene alluvial sediments from the Wetterau, Germany, provided by optical and ^{14}C -dating. In: *The Holocene* 9, 207–214.
- LESER, H. (1977): *Feld- und Labormethoden der Geomorphologie*. Berlin u. New York.
- LÜNING, J. (1996): Erneute Gedanken zur Benennung der neolithischen Perioden. In: *Germania* 74, 233–237.
- LÜNING, J.; SCHIRMER, W. u. JOACHIM, H.-E. (1971): Eine Stratigraphie mit Befunden der Bischheimer Gruppe, der Michelsberger Kultur und der Urnenfelderkultur in Kärlich, Kr. Koblenz. In: *Prähistorische Zeitschrift* 46, 37–101.
- MAHR, A. (1998): Lockerbraunerden und periglaziale Hangsedimente im Bayerischen Wald. *Regenburger Geographische Schriften* 30, Regensburg.
- MAIER, J. u. SCHWERTMANN, U. (1981): Das Ausmaß des Bodenabtrags in einer Lößlandschaft Niederbayerns. In: *Bayerisches Landwirtschaftliches Jahrbuch* 58, 189–194.
- MANGERUD, J.; ANDERSEN, S.; BERGLUND, B. a. DONNER, J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. In: *Boreas* 3, 109–128.
- MEHRA, O. a. JACKSON, M. (1960): Iron oxid removal from soil and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonat. In: *Clays and Clay Minerals* 7, 317–327.
- MORTENSEN, H. (1954/55): Die „quasinatürliche“ Oberflächenformung als Forschungsproblem. In: *Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst Moritz Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe, Jahrgang I*, 625–628.
- NILLER, H.-P. (1998): Prähistorische Landschaften im Lößgebiet bei Regensburg. Kolluvien, Auenlehme und Böden als Archive der Paläoumwelt. *Regenburger Geographische Schriften* 31, Regensburg.
- OSCHMANN, F. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000. Blatt Nr. 7038 Bad Abbach. München.
- RIND, M. (1994): Der Frauenberg bei Kelheim – Agonie eines Denkmalensembles. In: *Vorträge des 12. Niederbayerischen Archäologentages*, 149–168.
- (1999): Der Frauenberg oberhalb Weltenburg I. *Regenburger Beiträge zur prähistorischen Archäologie* 6. Regensburg.
- SCHAICH, M.; BÖHM, K. u. MEIXNER, G. (1994): Die Ausgrabungen im Baugebiet B17 in Geiselhöring, Landkreis Straubing-Bogen, Niederbayern. In: *Das archäologische Jahr in Bayern* 1994, 41–48.
- SCHIRMER, W. (1995): Valley bottoms in the Late Quaternary. In: *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplementband* 100, 27–51.
- SCHLICHTING, E. u. BLUME, H.-P. (1966): *Bodenkundliches Praktikum*. Hamburg u. Berlin.
- SCHMIDT, F. (1992): Bodenlandschaften des Tertiärhügellandes, der Iller-Lech-Platte und des Donautales. In: *Bayerisches Geologisches Landesamt (Hg): Die Böden Bayerns. Datenhandbuch für die Böden des Tertiärhügellandes, der Iller-Lech-Platte und des Donautales*. München, 28–40.
- SCHMIDT-KALER, H. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000. Blatt Nr. 7136 Neustadt an der Donau. München.
- SCHWERTMANN, U. (1964): Differenzierung des Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung. In: *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde* 105, 194–202.
- SEELAND, K. (1993): Der Wald als Kulturphänomen – von der Mythologie zum Wirtschaftsobjekt. In: *Geographica Helvetica* 48, 61–66.
- SEMMEI, A. (1995): Bodenkundliche Hinweise auf Ackernutzung und intensive Bodenerosion um 8000 B.P. im Rhein-Main-Gebiet. In: *Archäologisches Korrespondenzblatt* 25, 157–163.
- (1996): *Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland* (5. Auflage). Stuttgart.
- STRUNK, H. (1989): Aspects of the Quaternary in the Tertiary Hills of Bavaria. In: *Catena, Supplementband* 15, 289–295.
- THOMAS, J. (1993): Untersuchungen zur holozänen fluvialen Geomorphodynamik an der oberen Oberweser. *Göttinger Geographische Abhandlungen* 98, Göttingen.
- TIPPKÖTTER, R. (1979): Nachweis und Verbreitung von Schwarzerde-Kolluvien im westlichen Teil der Braunschweig-Hildesheimer Börde. Hannover.
- TORBRÜGGE, W. (1984): Die Landschaften um Regensburg in vor- und frühgeschichtlicher Zeit. In: *Führer zu archäologischen Denkmälern in Deutschland* 5, 28–121.
- URZ, R. (1995): *Jung-Quartär im Auebereich der mittleren Lahn*. Marburg.
- VÖLKEL, J.; RAAB, A.; RAAB, T.; LEOPOLD, M. u. SIMM, H. (1998): Methoden zur Bilanzierung spätatlantenezeitlicher Bodenerosion am Beispiel der Viereckschanze von Poign, Lkr. Regensburg. In: *Regenburger Beiträge zur prähistorischen Archäologie* 5, 541–558.
- WAGNER, G. (1995): *Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten*. Stuttgart.
- WEBER, K. (1978): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000. Blatt Nr. 7137 Abensberg. München.