

Digitale Geländemodelle – Rekonstruktion erodierter Landschaften und Quantifizierung von Erosionsprozessen über geologische Zeiträume

Von ANNETTE STRASSER, Stuttgart

ZUSAMMENFASSUNG

Als Preisträgerin des Walter-Schall-Preises 2011 werde ich mit dieser Veröffentlichung zusammengefasste Auszüge aus meiner Forschungsarbeit präsentieren. Zusätzliche Details zur Arbeit können aus meiner Dissertation (STRASSER 2009) und aus Veröffentlichungen (STRASSER et al. 2008, 2010, 2011) entnommen werden.

In Ostwürttemberg gibt es ausgedehnte Reliktflächen einer alten Landschaft, welche seit dem späten Obermiozän von der Donau bzw. ihren Zubringern gestaltet wurde. Weite Teile dieser alten Landschaft wurden durch rheinische Flüsse, die größtenteils der Orientierung der ehemaligen Donau-Zuflüsse folgten, erodiert. Die heutige Landschaft im Raum Geislingen an der Steige und Aalen ist wegen der danubischen Reliktflächen und ihrer Sedimente ein ideales Arbeitsgebiet zur Rekonstruktion ehemaliger danubischer Talböden und zur Modellierung und Berechnung von Landschaftsveränderungen über Zeiträume von mehreren Hunderttausend bis zu einer Million Jahren. Auf der Grundlage eines erstellten hochgenauen digitalen Geländemodells (DGM) mit 5 m Auflösung wurden im Raum Geislingen und Aalen danubische Paläotäler rekonstruiert. Im Leintal bei Aalen konnte zusätzlich aus der Differenz zwischen der alten rekonstruierten danubischen Landoberfläche und der heutigen Landschaft die Gesamterosionsleistung des rheinischen Systems berechnet werden.

Im Arbeitsgebiet bei Geislingen a. d. Steige entspringt 15 km nördlich von Geislingen die Lauter, ein Nebenfluss der Fils. Entlang ihres Oberlaufs kann man auf beiden Talseiten Reste eines pliozänen Talbodens bis nach Treffelhausen verfolgen. Südlich von Treffelhausen wird dieser Talboden von der Eyb zerschnitten. Vom Spätpliozän bis zum Beginn des Pleistozäns wurde dieses Talniveau von einem Vorgänger der Eyb, der Ur-Eyb, gebildet. Mit dem digitalen Geländemodell wurden die noch existierenden danubischen Oberflächenformen über Geländeschnitte und Hangneigungskarten numerisch analysiert. Es war eine exakte Abgrenzung zwischen den danubischen und rheinischen Tälern möglich. Aus den danubischen Oberflächenparametern und aus dem ermittelten Paläogefälle der Ur-Eyb konnte durch Reinterpolation des DGM der ehemalige pliozäne Talboden rekonstruiert werden. Ein Knickpunkt im ermittelten Paläogefälle weist auf eine letzte Hebungsphase auf der Ostalb während des Pliozäns hin.

Im Arbeitsgebiet zwischen Aalen, Abtsgmünd und Schorndorf sind entlang des Leintals die jüngsten Sedimente (Goldshöfer Sande) der danubischen Entwässerung aufgeschlossen. Dieses danubische Flusssystem wurde im Mittelpleistozän von Zuflüssen des Rheins angezapft. Anhand der Basishöhen der Goldshöfer

Sande konnte das Paläogefälle der Ur-Lein ermittelt werden. Mit einer Digitalisierung des Paläogefälles als Bruchkante im DGM und einer Reinterpolation der bestehenden Datenpunkte wurde der danubische Talboden der Ur-Lein rekonstruiert. Subtrahiert man das DGM der heutigen Landschaft von dem der Paläolandschaft, so erhält man $1,39 \text{ km}^3$ Gesteinsvolumen, das durch die Lein seit der rheinischen Anzapfung erodiert wurde. Über einen Zeitraum von 700 bis 600 ka gerechnet, in der die rheinische Erosion in diesem Gebiet aktiv ist, ergibt sich eine durchschnittliche Erosionsrate im Haupttal der Lein von 63 bis 74 mm/ka.

Die berechnete Erosionsrate im Leintal liegt über der Durchschnittsrate heutiger Flüsse in Südwestdeutschland. Sie reflektiert den klimatischen Einfluss starker und häufiger Temperaturschwankungen und der damit verbundenen Oberflächenprozesse während der Kaltzeiten und während des Übergangs von Kalt- zu Warmzeiten im Mittel- und Spätpleistozän. Reine Nettowerte für die Kalt- und Übergangszeiten des Mittel- und Oberpleistozäns weisen mit 66 bis 77 mm/ka auf eine bis zu 3-mal höhere Erosionsleistung als im Holozän oder in den Warmzeiten hin.

Bei der Berechnung von Erosionsraten über digitale Geländemodelle muss eine Volumenkorrektur hinsichtlich der bestehenden Waldflächen und der abgetragenen Sedimentdecken durchgeführt werden. Eine Unterschlagung des abgetragenen Sedimentvolumens der Goldshöfer Sande und der nicht korrigierten Waldflächen hätte bei der Berechnung der Erosionsrate eine Abweichung von 23 % verursacht und die Rate auf 49–57 mm/ka verringert, wobei schon allein das Sedimentvolumen eine Abweichung von 20,5 % bewirkt und die Rate auf 50–59 mm/ka senkt. Das numerisch ermittelte Volumen der Waldflächen hingegen macht im Leintal lediglich eine Abweichung von 2,5 % aus.

Schlüsselwörter: Erosion, Digitales Geländemodell, Süddeutschland, Pleistozän, Rhein

ABSTRACT

This study is a condensate of research activities carried out when I worked on my doctoral thesis – for which I was awarded the Walter Schall Prize 2011. For further details, the reader is referred to STRASSER 2009 and STRASSER et al. 2008, 2010, 2011.

Since Late Miocene times Danubian tributaries formed the landscape in eastern Württemberg. Following former Danubian directions tributaries of the River Rhine captured and incised this ancient Danubian land surface. Especially in the surroundings of Geislingen an der Steige and Aalen relics of this former Danubian surface, locally covered by Danubian river sediments, still exist. Therefore this study area offers good conditions to reconstruct former Danubian valley bottoms and to model and calculate landscape changes over one million years. Using stereoscopic surface modelling software a high-resolution terrain model (DTM) was generated with a resolution of 5 m. Modifying this model Danubian palaeovalleys in the surroundings of Geislingen and Aalen could be reconstructed. In the Lein valley near Aalen subtraction of the DTM of the actual

landscape from the DTM of the reconstructed ancient Danubian land surface yields a model presenting the rock volume eroded by the Rhenish system.

In the study area of Geislingen an der Steige, the Rhenish tributaries Lauter, Eyb and Rohrach are in the process of eroding ancient Danubian landforms produced by the Pliocene Ur-Eyb, the predecessor of the Eyb. South of the Furtlepass symmetrical strath terraces are situated 70 m above the actual (Rhenish) Lauter valley floor. Towards the South (in ancient downstream direction, e.g. near Trefelhausen) these terraces merge into a wide, smooth valley formerly occupied by the Ur-Eyb.

Starting from a high-resolution digital terrain model (DTM) I created terrain sections and slope-angle maps providing the data for a numerical reconstruction of ancient Danubian landforms. The high resolution of the model allowed an exact classification of Danubian and Rhenish valleys. On the basis of Danubian values, which also provide the palaeogradient of the Ur-Eyb, a reinterpolation of the DTM resulted in a reconstruction of the ancient Pliocene valley bottom. A prominent knickpoint in the palaeogradient of the Ur-Eyb correlates with the last uplift pulse on the eastern Swabian Alb at the end of the Pliocene.

In the study area confined by the cities Aalen, Abtsgmünd, and Schorndorf the Lein valley possesses well-preserved Pliocene to mid Pleistocene land surfaces featuring a gentle relief and sediments accumulated by former tributaries of the Danube (Goldshöfer Sande). During the Middle Pleistocene this Danubian system was captured by Rhenish tributaries.

In a photogrammetric approach I calculated the volume of material extracted by Rhenish erosion providing a first quantification of the effects of stream piracy on timescales of about 1 Ma. From borehole data, literature, geological maps, and own field observations I determined the morphometric parameters of the ancient Danubian Ur-Lein valley. The gradient was imported as a 3D-breakline into the model where it controls the reinterpolation of surrounding data points. The result is a high-resolution DTM of the valley of the Ur-Lein. Subtraction of the DTM of the actual landscape from the DTM of the ancient Ur-Lein valley yields a model representing the rock volume eroded by the Rhenish Lein which totals 1.39 km³ and converts into a rate of erosion between 63 and 74 mm/ka over a period of 700 to 600 ka, respectively. This is in accordance with figures obtained elsewhere in Central Europe through cosmogenic nuclides. It reflects the dominance of frequent fluctuations in climate and is considered to be mainly a product of strong changes in temperature and related processes during the transitional times between mid to late Pleistocene warm and cold states. A filtering procedure applied to cold and transitional state erosion rates of the Middle and Late Pleistocene yielded peak values between 66 and 77 mm/ka, up to 3 times higher than the modern rate or the rate of warm-state episodes.

For correct calculation of an eroded rock volume using DTM in a last step the volume of forests must be deduced and the volume of removed sediment cover must be added. Ignoring the eroded sediment volume of the Goldshöfer Sande and the non-corrected forest in the DTM would have caused a difference in volu-

me of 23%; accordingly, erosion rates would lower to 49–57 mm/ka. The volume of removed sediment has the strongest influence on the error margin resulting in a difference in volume of 20.5% and a corresponding erosion rate of 50–59 mm/ka. In contrast, a non-corrected forest volume would only account for a difference in volume of 2.5%.

Keywords: erosion, digital terrain model, southern Germany, Pleistocene, Rhine

EINFÜHRUNG

Das heutige Inventar an Landschaftsformen in Südwestdeutschland ist hauptsächlich ein Produkt zweier diskontinuierlicher Prozesse: 1. spätalpine Verkipfung der Erdkruste im Alpenvorland und anschließende isostatische Hebung

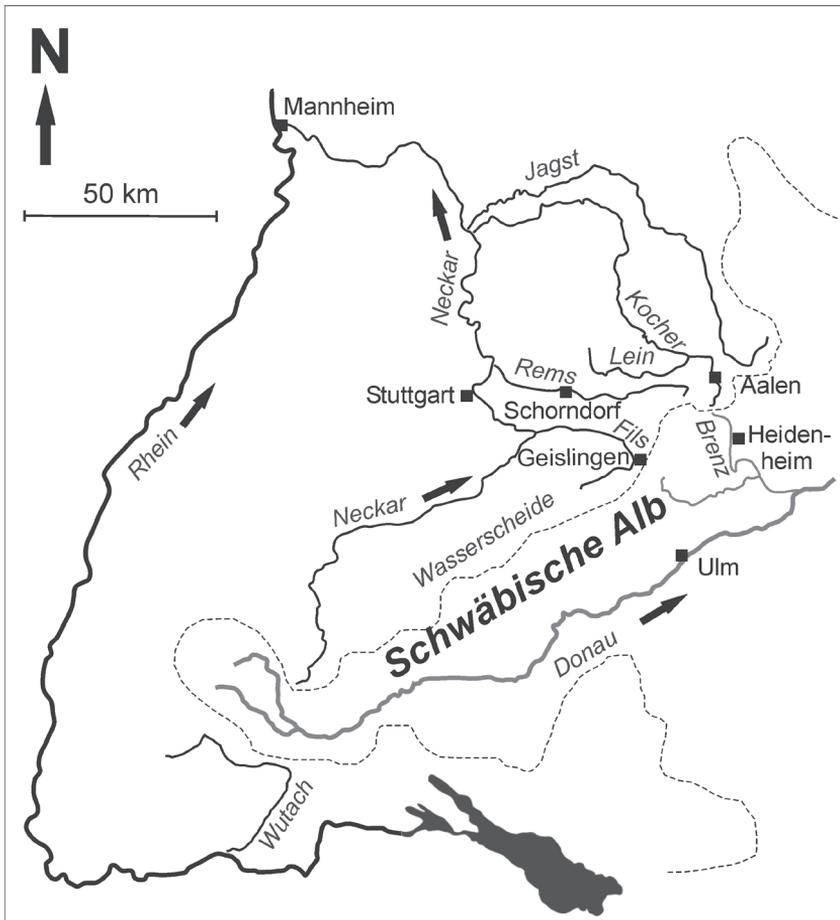


Abb. 1: Das heutige danubische und rheinische Entwässerungssystem im Arbeitsgebiet zwischen Aalen, Stuttgart und Geislingen.

(STRASSER et al. 2009, STRASSER 2011) und 2. neogener Klimawandel. Zwei große Flüsse konkurrierten und konkurrieren immer noch beim Stoffaustrag des erodierten Materials: die nach Osten fließende Donau und der nach Norden fließende Rhein (Abb. 1; WAGNER, R. 1952, WAGNER, G. 1953, 1963).

Am Beginn der isostatischen Hebungsphase im späten Obermiozän entstand die Donau, teilweise aus einem bereits existierenden prädanubischen Flussnetz. Dieses hatte ursprünglich während des Untermiozäns zunächst in das Meer der Oberen Meeresmolasse entwässert (Abb. 2A) und später im Mittel- und Obermiozän in das Kontinentalbecken der Oberen Süßwassermolasse (Abb. 2B und 2D; VILLINGER 1986, SCHALL 2002, STRASSER et al. 2009, STRASSER 2011). Der Rhein ist älter als die Donau und existiert im Rheingraben seit dem frühen Miozän (~ 20 Ma; SIMON 2008). Erst im Obermiozän mit anhaltendem Einsinken des Oberrheingrabens und der damit einhergehenden Tieferlegung seiner Erosionsbasis, begann er große Teile Südwestdeutschlands zu erobern und sein Einzugsgebiet auf Kosten der Donau zu vergrößern (Abb. 2B bis 2D; SIMON 1987, 1988, HAGDORN u. SIMON 1988, SCHALL 2002). Die rheinischen Flüsse übertieften die danubisch angelegten Talsysteme. Dabei folgte die rheinische Einschneidung den vorhandenen danubischen Talrichtungen und Gabelungen (DONGUS 1977, 2000). Das typisch dendritische Flussnetzmuster Richtung Süden ist zwar immer noch vorhanden, es entwässert aber atypisch entgegen seiner Entstehungsrichtung nach Norden. Das heutige rheinische System stellt somit eine nicht ganz vollständige „Sicherungskopie“ des nicht mehr existierenden danubischen Netzwerks dar.

Durch die Flussumkehr entstanden zahlreiche Talwasserscheiden, die sich mit der rückschreitenden rheinischen Erosion stromabwärts im Sinne der danubischen Fließrichtung verlagerten. Hochflächen wurden entlang der prä-existierenden Täler stark zerschnitten, was dazu führte, dass Schichtstufen von der Rückseite her abgetragen wurden (Abb. 2). In den meisten Gebieten zeigt sich der Übergang von den alten danubischen Landformen zu den jungen rheinischen durch einen abrupten Reliefwechsel (WAGNER 1953, DONGUS 1977, 2000, STRASSER et al. 2008, 2010).

Die heutige Wasserscheide zwischen Rhein und Donau verläuft im Arbeitsgebiet auf der intensiv verkarsteten Weißjurakalkstein-Hochfläche der Schwäbischen Alb etwa entlang des Albtraufs (Abb. 1). Im ehemaligen Einzugsgebiet der Ur-Lone auf der Schwäbischen Alb (Abb. 2) findet man heute noch Relikte danubischer Täler als Felsterrassen, die sich als Verebnungen im oberjurassischen Kalkstein bemerkbar machen und Reste danubischer Gerölle.

Außerhalb des Einzugsgebiets der Donau sind vor allem im Alborland im Raum Aalen (Abb. 1) Reste danubischer Landoberflächen erhalten geblieben (DONGUS 1977, 2000). Das flache wellige Relief dieser Oberflächen ist in obertriassische Keupersandsteine und unter- bis mitteljurassische Karbonat-, Sand- und Tonsteine eingeschnitten.

Kurz vor der Flussanzapfung im Raum Aalen durch die rheinischen Nebenflüsse und dem Ende der danubischen Erosion vor ungefähr 700–600 ka lagerten sich in einem verzopften Flusssystem mächtige quarzreiche Sedimente ab.

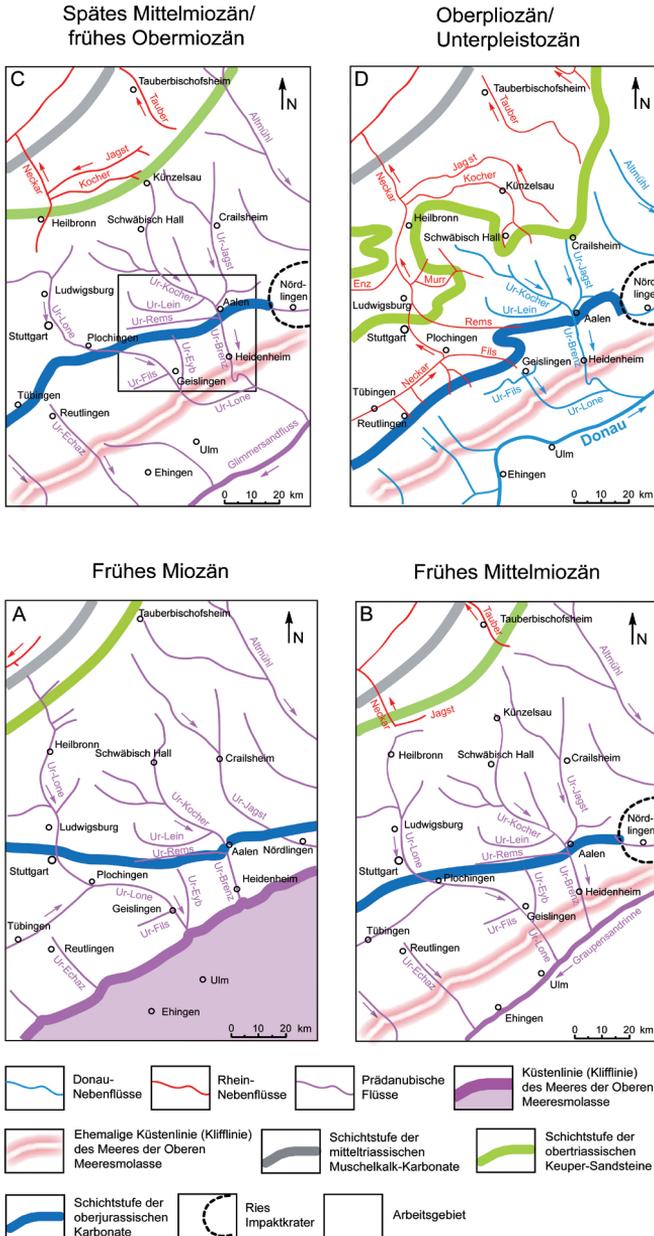


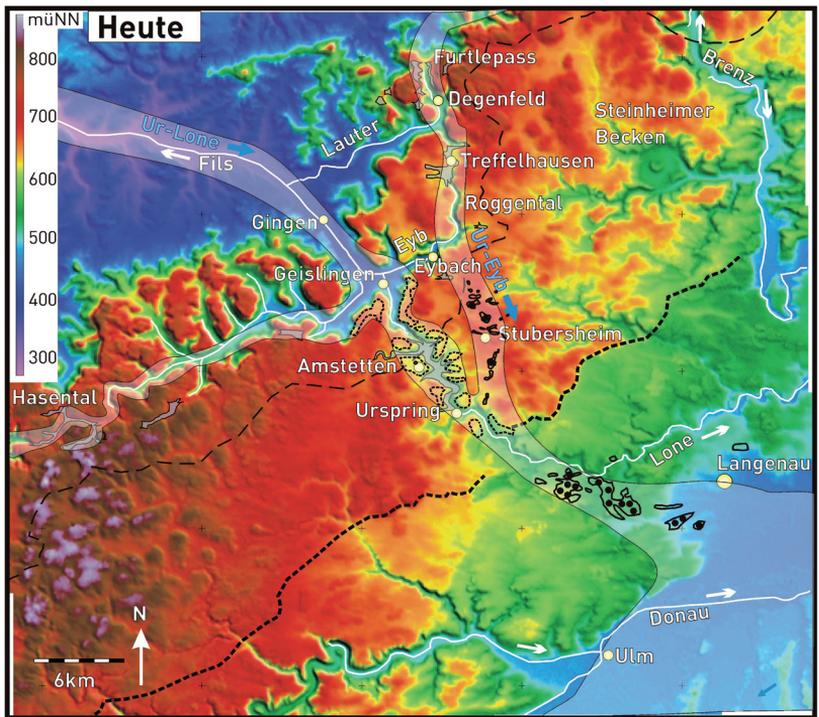
Abb. 2: Entwicklung des Flussnetzes im Arbeitsgebiet vom frühen Miozän bis ins Unterpleistozän. Das rheinische System dehnte sich auf Kosten des prädanubischen bzw. danubischen Systems immer weiter aus (verändert nach VIL-LINGER 1986, SIMON 1987, 1988, HAGDORN u. SIMON 1988, SCHALL u. SIMON 2002, STRASSER u. STRASSER 2007, STRASSER et al. 2009).

Diese flächenhaft verbreiteten fluvialen Ablagerungen des Vorläufers der Brenz, der Ur-Brenz, werden als Goldshöfer Sande beziehungsweise als Goldshöfe-Sand bezeichnet. Sie sind die jüngsten sedimentären Zeugen der danubischen Entwässerung im Albvorland.

ÜBERBLICK

Das Gebiet der Ur-Eyb

15 km nördlich von Geislingen an der Steige entspringt die Lauter, ein Nebenfluss der Fils (Abb. 3). Entlang ihres Oberlaufs kann man, beginnend vom Furtlepass



- Frühmiozäne Küstenlinie ("Klifflinie")
- Miozäne Felsterrasse der Ur-Lone
- Miozänen Verlauf der Paläo-Flüsse
- Miozäne Flussgerölle der Ur-Eyb (Juranagelfluh)
- Plio-/Pleistozäne Felsterrassen der Ur-Lone und der Ur-Eyb
- Heutige Wasserscheide Rhein/Donau

Abb. 3: Digitales Geländemodell der heutigen Landoberfläche im Gebiet um das Eybtal überlagert mit den miozänen Flussläufen von Ur-Lone und Ur-Eyb (Auflösung: 90 m, Daten: Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM); verändert nach STRASSER u. STRASSER 2007, STRASSER et al. 2008, 2009).

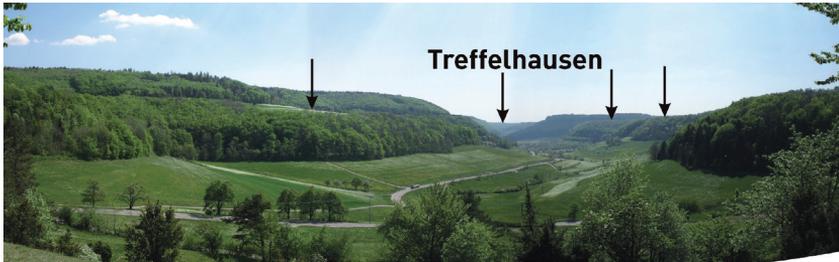


Abb. 4: Blick vom Furtlepass aus nach Süden Richtung Treffelhausen. Die Pfeile markieren die Verebnungen der Ur-Eyb-Terrassen entlang des Lautertals. Sie können mit dem Talboden bei Treffelhausen korreliert werden.

aus, auf beiden Talseiten Verebnungen beobachten, die ungefähr 70 m höher als der heutige Talboden liegen (Abb. 4). Diese Verebnungen setzen sich südlich des Lautertals bei Treffelhausen auf der Albhochfläche als zusammenhängende weite Talform fort (Abb. 4), die südlich von Treffelhausen von der Eyb zerschnitten wird (Abb. 3). Bei diesen Geländeformen handelt es sich um einen Talboden, der von einem Vorgänger der Eyb, der Ur-Eyb, gebildet wurde. Es wird ein spätplio- bis pleistozänes Alter angenommen (WAGNER 1953, DONGUS 1977, 2000, STRASSER et al. 2009, STRASSER 2011). Über abgelagerte Flussgerölle konnte der pliozäne Flusslauf im Gebiet des Lautertals belegt werden (WAGNER 1953). Im Gegensatz zur heutigen rheinischen Eyb besaß die Ur-Eyb ein wesentlich größeres Einzugsgebiet und entwässerte über die Ur-Lone in die Donau (Abb. 3). Das Einzugsgebiet der Ur-Eyb reichte vermutlich nicht über die Weißjura-Schichtstufe hinaus. Die heutige Eyb entspringt einer Karstquelle an der Schichtgrenze Lacunosamergel/ Untere Felsenkalke (k11/k12) am südlichen Ortsrand von Treffelhausen und fließt durch das enge, tief eingeschnittene Roggental nach Süden über Eybach nach Geislingen, wo sie in die Fils mündet (Abb. 3).

Das Gebiet der Ur-Lein

Das Arbeitsgebiet wird von den rheinischen Nebenflüssen Kocher, Jagst und Rems entwässert (Abb. 1, 5). Die Lein ist ein Zufluss des Kochers. Als einziger Fluss in diesem Gebiet hat sie ihre ursprüngliche danubische Fließrichtung beibehalten und besitzt deshalb an ihrem Mündungsbereich zum Kocher ein Anzapfknäuel (Abb. 1, 2, 5). Der einzige noch existierende Nebenfluss der Donau im Arbeitsgebiet ist die Brenz. Zwischen den Quellen der danubischen Brenz und dem rheinischen Kocher befindet sich die europäische Wasserscheide, die als Talwasserscheide heute auf einer Höhe von 507 müNN liegt (Abb. 1, 5). Auch heute rheinische Nebenflüsse konkurrieren miteinander, was zur Ausbildung hierarchisch nachgeordneter Talwasserscheiden und Wasserscheiden (Abb. 5) führen kann wie z.B. die Talwasserscheide zwischen Rems und Kocher nördlich von Essingen (470 müNN) oder zwischen Lein und Wieslauf in der Nähe von Breitenfürst auf einer Höhe von 493 müNN (Abb. 5).

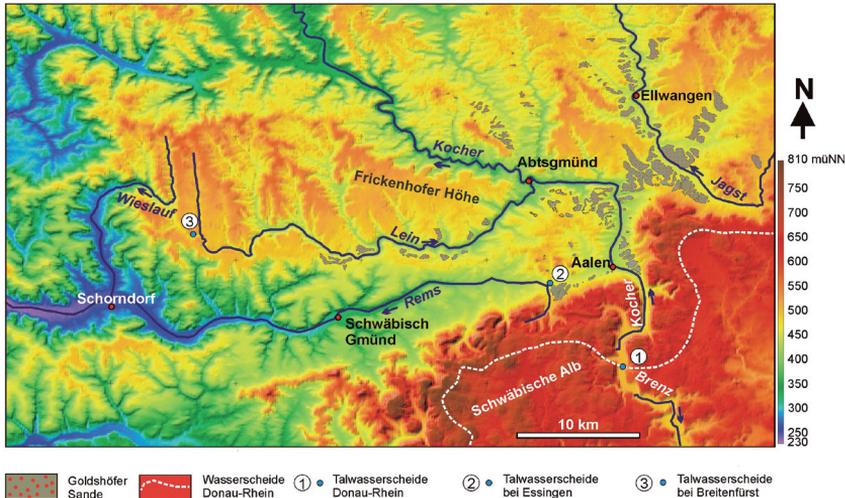


Abb. 5: Schattiertes Relief des Arbeitsgebiets im Raum Aalen mit den Vorkommen der Goldshöfer Sande (Auflösung: 90 m, Daten: SRTM, Lokalitäten der Goldshöfer Sande nach ETZOLD 1994, LASKE u. REICHERTER 2000, REICHERTER 2000, 2000a, ETZOLD u. NITSCH 2007).

Die sehr flach wellige Landschaft der Frickenhofer Höhe (Abb. 5) ist ein außerordentlich gut erhaltenes Relikt alter danubischer Erosionsformen, die vermutlich während des frühen Pliozäns gebildet wurden (DONGUS 1977, 2000). Reste der unter- und mittelpleistozänen Goldshöfer Sande (FRAAS 1871, PAHL 1924, WAGNER, G. 1926, WAGNER, R. 1952, ZEESE 1975) sind im Arbeitsgebiet weit verbreitet und gut erhalten (Abb. 5). Vom Obermiozän bis ins frühe Mittelpleistozän entwässerten die danubischen Vorläufer der heutigen rheinischen Nebenflüsse Kocher, Lein, Jagst und Rems in ihren Vorfluter, den Vorläufer der heutigen Brenz, der Ur-Brenz. Diese floss, die Schichtstufe der oberjurassischen Karbonate der Schwäbischen Alb passierend, in einem antezedenten Durchbruchstal (Brenztal-Pforte) nach Süden (Abb. 2, 5; WAGNER 1963, EISENHUT 1975, SIMON 1987, 1988, HAGDORN u. SIMON 1988). Für die Ur-Brenz im Unter- und Mittelpleistozän nimmt ETZOLD (1994) ein Gefälle von 0,2 bis 0,5 ‰ an. Durch die Flussanzapfung schrumpfte das einst 2110 km² große Einzugsgebiet der Ur-Brenz schrittweise auf das 810 km² große Einzugsgebiet der heutigen Brenz.

Die Goldshöfer Sande stellen im Raum Aalen die jüngsten und somit letzten danubischen fluvialen Sedimente bzw. Terrassen dar. Man findet sie auf den Hochflächen entlang des Lein- und Kochertals. Sie sind lockere fast reine Quarzsande eines verzopften Flusssystemes und ihre ursprüngliche Mächtigkeit lag im Rinnentiefsten bei knapp 20 m (ETZOLD, 1994). Die Sande wurden auf zwei verschiedenen Felsterrassen abgelagert: eine obere ältere Terrasse, die in dieser Gegend auf 482 bis 481 m üNN liegt und eine untere jüngere Terrasse auf 462 bis

458 müNN (WAGNER 1952). Letztere sinkt nach Süden ab und erreicht nördlich der Brenztal-Pforte (Abb. 5) eine Höhe von 456 bis 454 müNN.

Die Alterseinstufung der Goldshöfer Sande beruht im Wesentlichen auf Säugetierresten (PAHL 1924, HENNIG 1952, ADAM 1953, 1961, KOENIGSWALD 1983). Das Alter der jüngeren Terrasse wird auf ca. 780 ka vor heute angenommen (FROMM 1980, 1983, ETZOLD 1994). Die Alterseinstufung der älteren Terrasse hingegen ist sehr ungenau. Korreliert man die Literaturdaten miteinander, fällt die Bildung dieser Terrasse in eine Zeit zwischen 1,6 und 1 Ma (ETZOLD 1994, GERMAN STRATIGRAPHIC COMMISSION 2002, VILLINGER 2004, VILLINGER u. FISCHER 2005). Neben den danubischen Terrassen sind im Raum Aalen kleine Reste älterer rheinischer Terrassen, die sich mehrere Zehnermeter bis Meter über der Talsohle befinden, an den Hängen rheinischer Flusstäler vorhanden (ETZOLD 1994).

METHODIK

Arbeitsbasis bildete ein aus 681 Luftbildern gerechnetes digitales Geländemodell mit 5 m Auflösung, das ein Gebiet vom Raum Geislingen bis zum Raum Aalen und Ellwangen abdeckt. Die verwendeten Luftbilder stammen aus der Landesbefliegung 1968. Für die Erstellung des digitalen Geländemodells wurden die Programme MATCH-AT und MATCH-T der Firma Inpho verwendet. Zunächst mussten die Luftbilder orientiert werden. Dabei gibt es drei verschiedene Orientierungsarten: die innere, die relative und die absolute. Bei der inneren Orientierung handelt es sich um kameraspezifische Größen. Sie beschreibt die Lage des Projektionszentrums der Kamera relativ zur Bildebene. Dies wird über eine automatische Lokalisierung der Rahmenmarken durchgeführt (KRAUS 2004). Bei der relativen Orientierung werden die sich überlappenden Bilder miteinander verknüpft (KRAUS 2004). Dabei werden auf beiden Bildpaaren übereinstimmende Punkte automatisch gesucht und miteinander verknüpft. Die absolute Orientierung dient dazu, dem Modell ein Koordinatensystem zuzuordnen (KRAUS 2004). Erst nachdem die Bilder orientiert sind, kann das Geländemodell, bestehend aus Rasterpunkten mit Lage- und Höheninformationen, automatisch berechnet werden. Nach mehreren Rechendurchläufen, Überprüfung der Geländehöhen des Modells und Korrekturen der relativen Orientierung konnte für weite Bereiche des DGM eine Höhengenaugigkeit von ± 1 m erzielt werden. Im Bereich des Leintals wurden noch bestehende Höhenabweichungen und kleinere bewaldete Gebiete halbautomatisch mit der Software DTMaster (Inpho) im Stereomodus korrigiert. Eine numerische Ermittlung des Waldvolumens über die eingenommene Fläche und eine angenommene Durchschnittsbaumhöhe bietet sich hingegen bei größeren Waldgebieten an.

Für die Rekonstruktion der Paläooberflächen bzw. der Paläotäler benötigt man morphometrische Parameter der Vorläufer der rheinischen Lauter, der Ur-Eyb bzw. der rheinischen Lein, der Ur-Lein. Über Oberflächenanalysen aus dem heutigen DGM, Bohr- und Literaturdaten als auch Informationen aus geologischen Karten konnten diese Parameter ermittelt und ausgewertet werden. Für die

dreidimensionale Rekonstruktion der Paläooberflächen hat sich folgende Vorgehensweise am effektivsten erwiesen: Der berechnete Paläogradient der Täler wird zuerst als 3D-Bruchkante in dem digitalen Geländemodell digitalisiert. Eine 3D-Bruchkante enthält Lage- und Höheninformationen, die bei einer späteren Reinterpolation der benachbarten Rasterpunkte mit einfließen und die Rasterpunkte auf die vorgegebene Höhe der Bruchkante anheben. Zunächst werden jedoch die Datenpunkte des heutigen Talbodens mit der Software auf die entsprechende ungefähre Paläohöhe gesetzt. Die anschließende Reinterpolation der Datenpunkte unter Berücksichtigung der Bruchkante verändert dementsprechend die Datenpunkte und lässt einen hochauflösenden Talboden mit dem Gradienten der Ur-Täler entstehen.

Subtrahiert man das DGM der heutigen Landschaft von dem der Paläolandschaft, erhält man das Gesteinsvolumen, das durch die rheinischen Flüsse seit der rheinischen Anzapfung erodiert wurde. Dieser Vorgang wurde nur im Leintal durchgeführt, da über den Beginn der Flussanzapfung in diesem Gebiet mehr Daten vorlagen als von anderen Gebieten. Außerdem beschränkte sich die Rekonstruktion im Leintal auf ein Gebiet, in dem sowohl die rheinische Lein als auch ihre danubische Vorgängerin Ur-Lein geflossen sind. Diese hatte ihren Ursprung jenseits der heutigen Talwasserscheide bei Breitenfurst.

ERGEBNISSE

Das pliozäne Tal der Ur-Eyb in 3D

Für die Analyse der Geländeformen wurden in dem erstellten hochauflösenden DGM Profilschnitte durch das Lauter- bzw. Ur-Eybtal gelegt (Abb. 6, 7, 8). Zum Vergleich mit den rheinischen Talformen ist auch ein Profilschnitt durch das heutige, tief eingeschnittene rheinische Eybtal erzeugt worden (Abb. 8). Ein Längsschnitt des Lautertals vom Furtlepass über Treffelhausen bis zum Einschnitt des heutigen Eybtals südlich Treffelhausen verdeutlicht die Korrelierbarkeit der Ur-Eyb-Terrasse am Furtlepass mit dem Ur-Eyb-Talboden in Treffelhausen (Abb. 8). Die Geländeschnitte (Abb. 7) zeigen die Verebnung der Ur-Eyb-Terrasse entlang des Lautertals. Man erkennt die Höhenabnahme der Terrasse vom Furtlepass von 652,3 müNN auf 621,4 müNN bei Treffelhausen. Am Furtlepass und in Treffelhausen ist der ehemalige Talboden noch weitgehend erhalten und somit auch die tiefsten Punkte des ehemaligen Talbodens (Abb. 7). Bei allen anderen Profilschnitten im Lautertal sind die tiefsten Bereiche schon von der rheinischen Lauter erodiert worden. Betrachtet man Profil 6 mit dem Längsschnitt durch das Lautertal über Treffelhausen in das Eybtal hinein (Abb. 8), erkennt man einen Knickpunkt im Paläogefälle der Ur-Eyb. Der nördliche Teil des Paläogefälles zwischen Furtlepass und dem Beginn des alten Talbodens in Treffelhausen ist flacher als das nach Süden anschließende Paläogefälle des ganzen fossilen Talbodens in Treffelhausen (Abb. 8, gestrichelte Linien).

Aus dem Höhenunterschied von 30,9 m vom Furtlepass bis Treffelhausen errechnet sich ein Paläogefälle des pliozänen Talbodens der Ur-Eyb von maximal

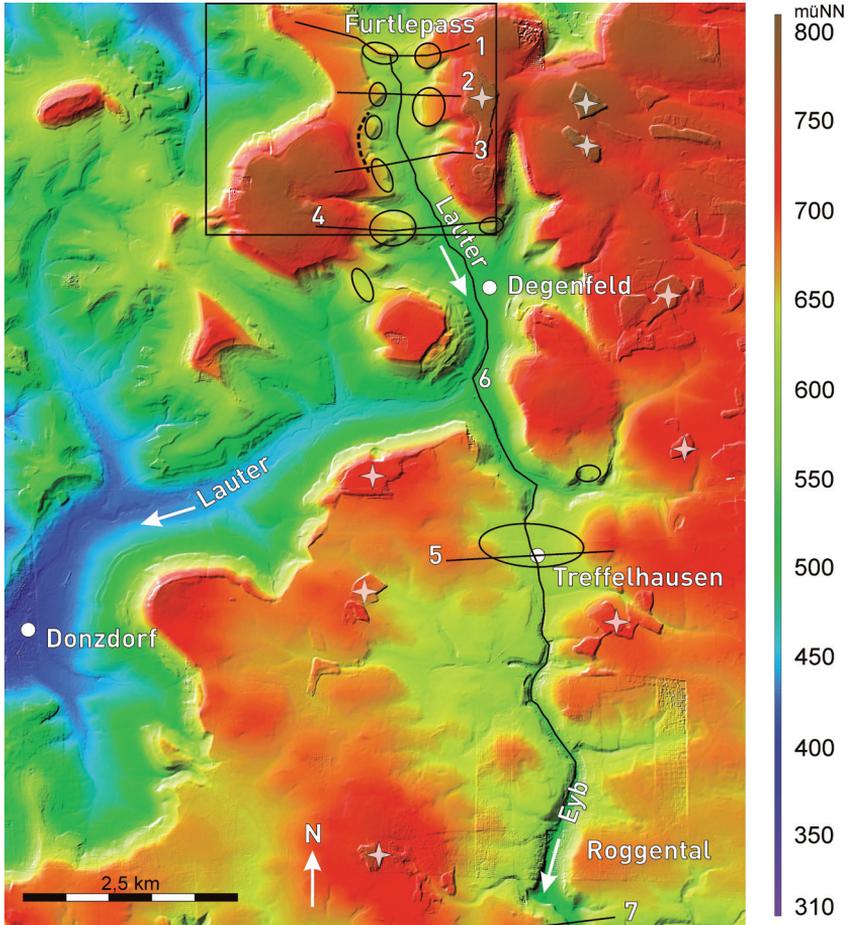


Abb. 6: Erstelltes hochgenaues digitales Geländemodell (5 m Auflösung). Die Verebnungen der pliozänen Ur-Eyb-Terrasse entlang des Lautertals vom Furtlepass bis nach Treffelhausen sind auf dem Modell deutlich zu erkennen (Ellipsen). Die abgesetzten Gebiete (Sternchen) auf der Albhochfläche stellen Nadelwälder dar, die bei einer Generierung eines Modells aus Luftbildern mitgerechnet werden. Unterschiede in der Bildqualität können Rechenfehler bewirken (Bereich Albhochfläche im Roggental). Die Linien zeigen den Verlauf der Profilschnitte an, die gestrichelte Linie einen Prallhang der Ur-Eyb. Rahmen markiert den auf Abb. 9 dargestellten Bereich.

4,9 %. Rechnet man noch Talschlingen mit ein, so verringert sich das Gefälle. WAGNER (1953) berechnete für diese Strecke ein Gefälle von 4,1 %.

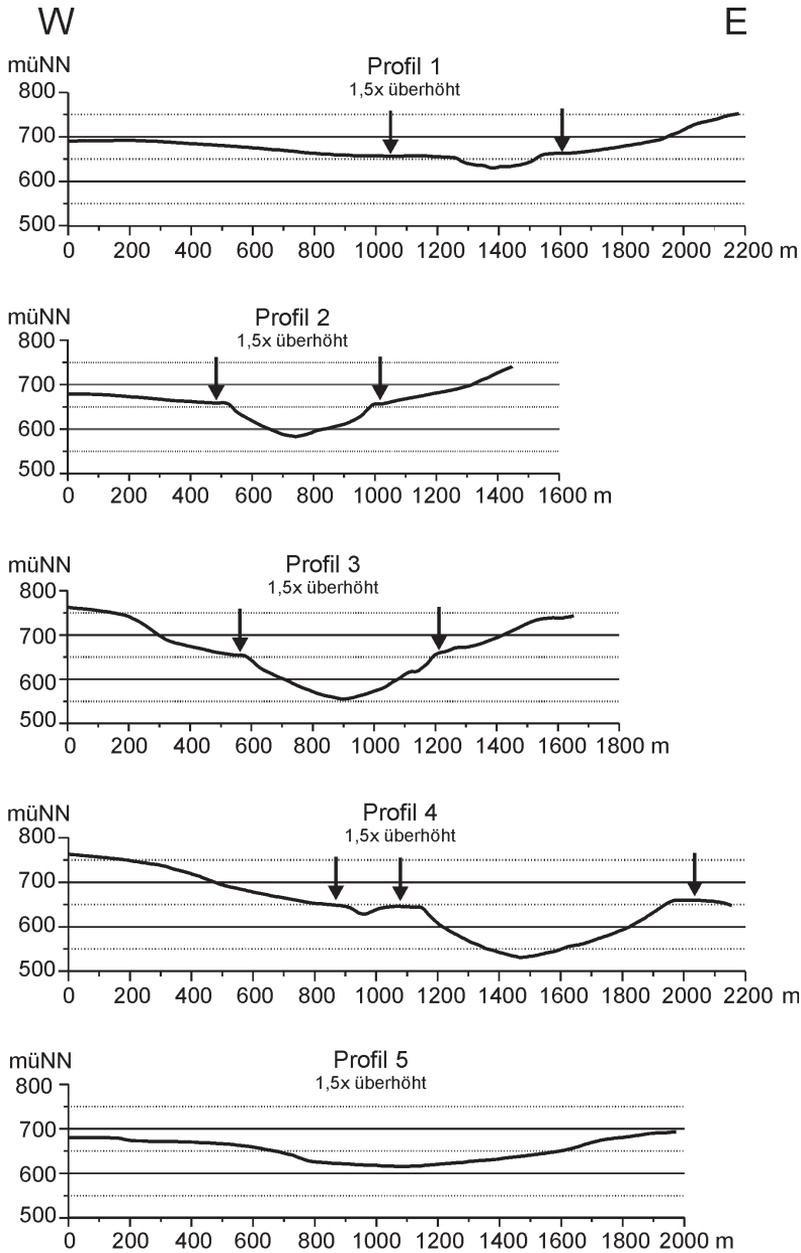


Abb. 7: Querprofile durch das Lautertal vom Furtlepass (Profil 1) bis nach Treffelhausen (Profil 5). Von Nord nach Süd nimmt die Höhe der pliozänen Ur-Eyb-Terrasse (Pfeile) ab. In Treffelhausen ist der komplette pliozäne Talboden noch erhalten. Zur Lage der Profile vgl. Abb. 6.

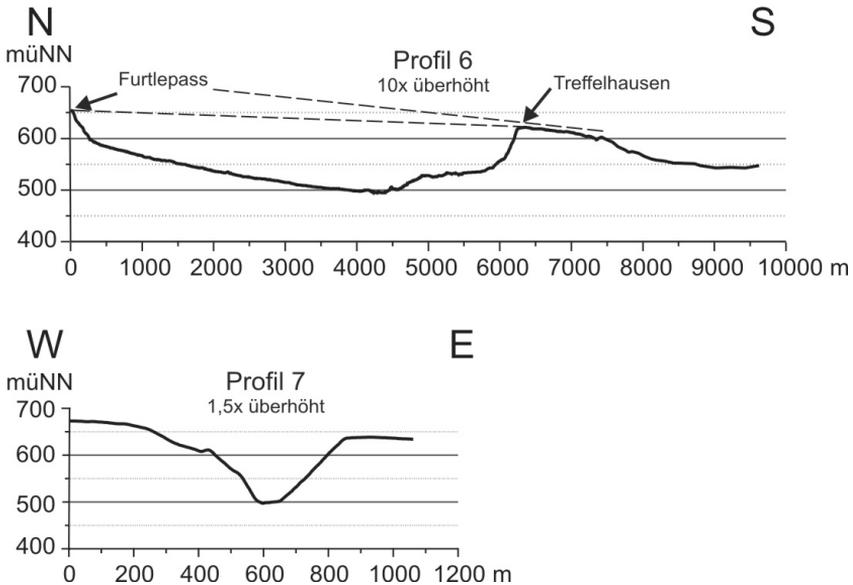


Abb. 8: Längsschnitt des Lautertals vom Furtlepass über Treffelhausen bis zum Einschnitt der heutigen Eyb (Profil 6). Die Ur-Eyb-Terrasse am Furtlepass kann mit dem Talboden in Treffelhausen korreliert werden. Aus ihrer Höhenabnahme errechnet sich das Paläogefälle. Zusätzlich erkennt man einen Knickpunkt im Gefälle der Ur-Eyb (gestrichelte Linien). Im heutigen steil eingeschnittenen rheinischen Eybtal ist vom ehemaligen Ur-Eyb-Talboden nichts mehr vorhanden (Profil 7). Zur Lage der Profile vgl. Abb. 6.

Der pliozäne Talboden wurde in einem Gebiet des Lautertals rekonstruiert, in dem die meisten Terrassen der Ur-Eyb noch existieren (Abb. 6). Abb. 9 zeigt den modellierten heute nicht mehr existierenden pliozänen Talboden der Ur-Eyb.

Das Paläotal der Ur-Lein in 3D

Durch die Überlagerung der Vorkommen der Goldshöfer Sande mit dem erstellten hochauflösenden digitalen Geländemodell (Abb. 10) konnte über ihren Ausstrich die Höhe ihrer Quartärbasis entlang des Leintals gut ermittelt und ein Paläogefälle berechnet werden (Abb. 11). Als Ausgangshöhe des Paläogefälles der Ur-Lein wurde die Höhe der Basis der Geröllfunde (490 müNN) auf der Talwasserscheide bei Breitenfürst genommen (EISENHUT 1972). Zusätzlich flossen bei der Ermittlung des Längsprofils Bohrdaten mit ein. Im Unterlauf der Ur-Lein sind die tiefsten Bereiche der Sandvorkommen schon wegerodiert, daher wurde, um das Paläogefälle im Unterlauf rekonstruieren zu können, das Profil verlängert und Bohrdaten aus dem Bereich des Vorfluters, des Ur-Kochers beziehungsweise der Ur-Brenz (Markierung 3 bis 4 in Abb. 10), herangezogen.

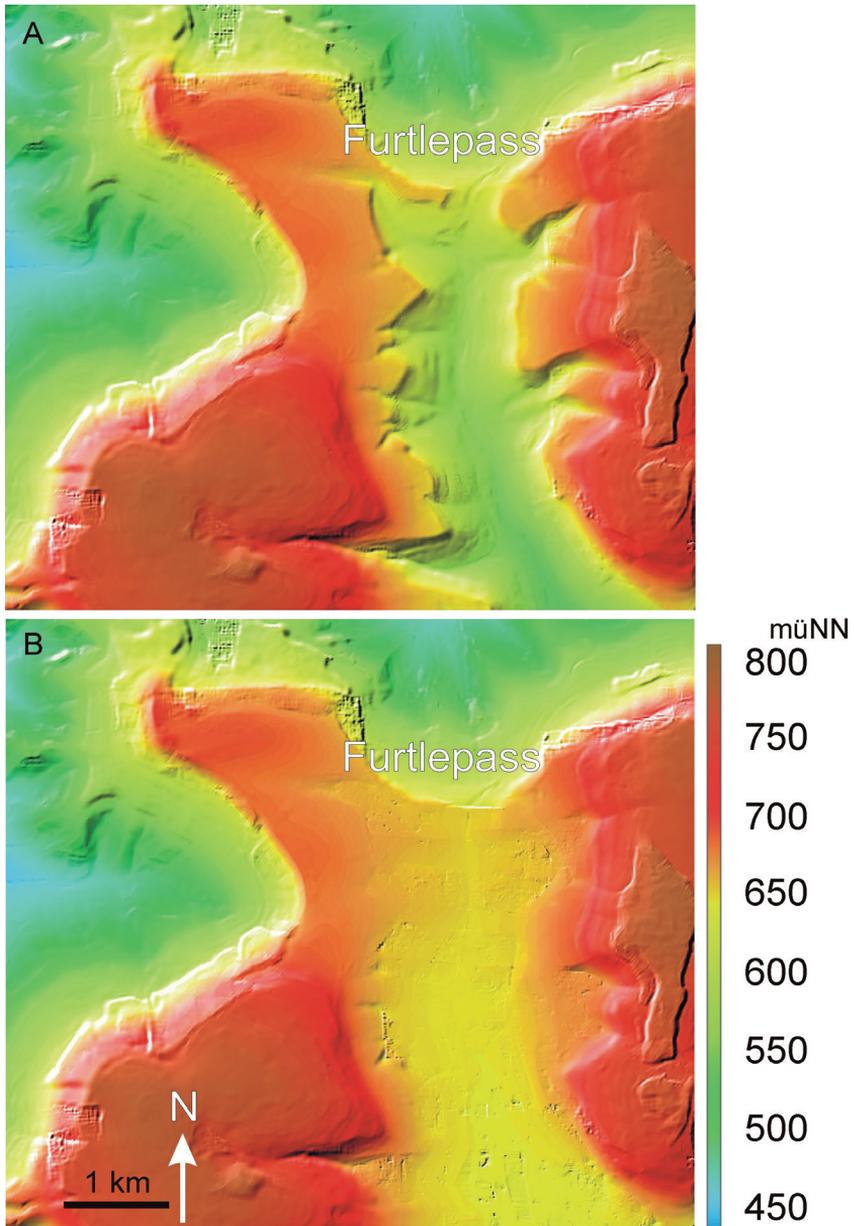


Abb. 9: Aus dem digitalen Geländemodell der heutigen Landschaft (A) rekonstruiertes digitales Geländemodell des ehemaligen pliozänen Talbodens der Ur-Eyb (B). Die Auflösung beträgt 5 m.

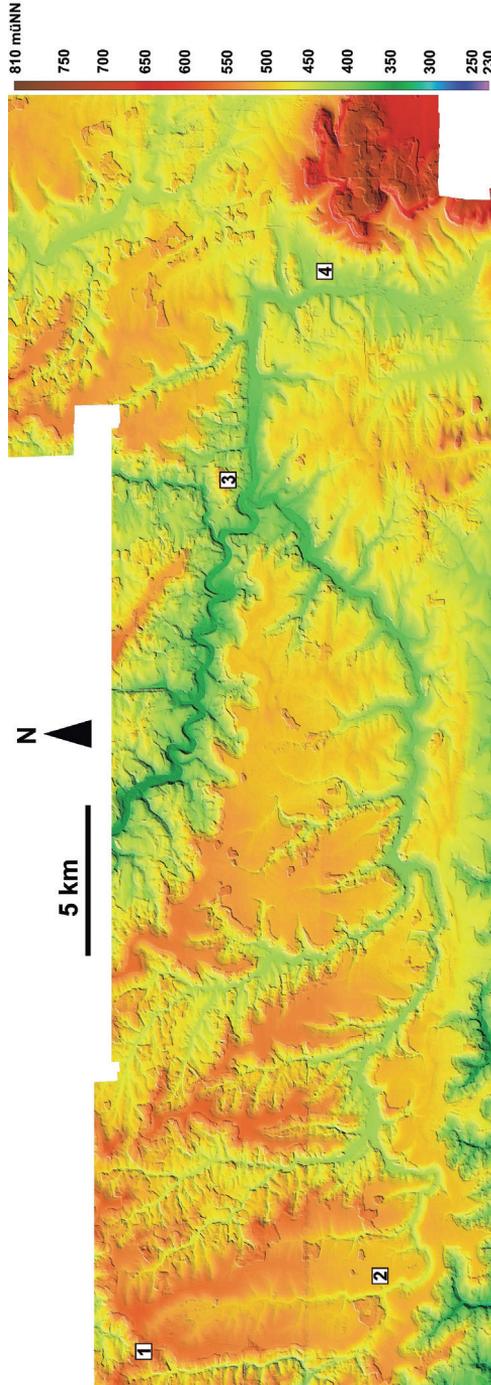


Abb. 10: Generiertes hochauflösendes 5 m-Modell des Leintals.

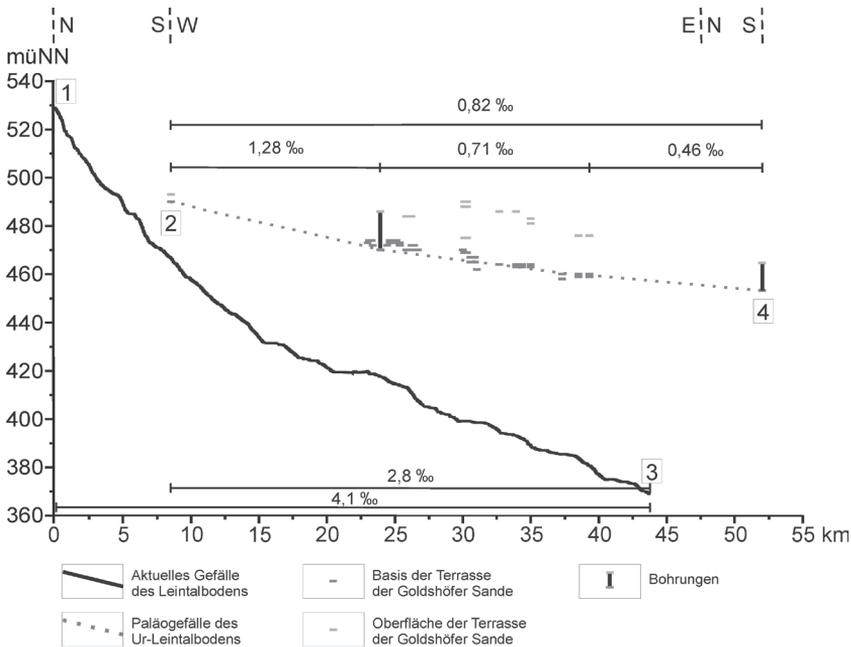


Abb. 11: Längsprofile des heutigen Leintals und des Ur-Leintals (180-fache Überhöhung). Das Paläogefälle der Ur-Lein wurde über die Basishöhen der Goldshöfer Sande rekonstruiert. (1), (2), (3) und (4) sind Referenzpunkte, die in Abbildung 10, 12 und 13 markiert sind. Für die Interpolation des Unterlaufs der Ur-Lein, hier sind die Sande schon erodiert, wurden Daten der Sande entlang des Kochertals herangezogen. Der Profiltteil zwischen den Referenzpunkten (3) und (4) stellt demnach ein Teil des Ur-Kochers dar.

Auf einer Profillänge von 44,25 km sinkt die Basis der Goldshöfer Sande von 490 müNN im Westen auf 453,3 müNN im Osten ab (Abb. 11). Daraus berechnet sich ein durchschnittliches Paläogefälle von 0,82 ‰ (Abb. 11). Das konstruierte Längsprofil zeigt gleichzeitig eine Verflachung des Gradienten zum Vorfluter hin; eine sektorspezifische Gradientenableitung ist möglich: das Paläogefälle verringert sich von 1,28 ‰ im Oberlauf über 0,71 ‰ im Mittellauf auf 0,46 ‰ im Unterlauf. Im Vergleich dazu hat das heutige Leintal ein Durchschnittsgefälle von 4,1 ‰ beziehungsweise von 2,8 ‰ im Gebiet, in dem die Paläooberfläche rekonstruiert wurde.

In Abbildung 12 ist die rekonstruierte Paläooberfläche des Ur-Leintals zu sehen. Das niedrige Gefälle des Talbodens, das zwischen den Markierungen (2) und (3) (Abb. 10, 12) von 490 müNN auf 457 müNN abnimmt, erkennt man am Farbverlauf von Dunkelgelb nach einem hellen grünlichen Gelb. Die rekonstruierte danubische Paläooberfläche nimmt eine Fläche von 29,75 km² ein.

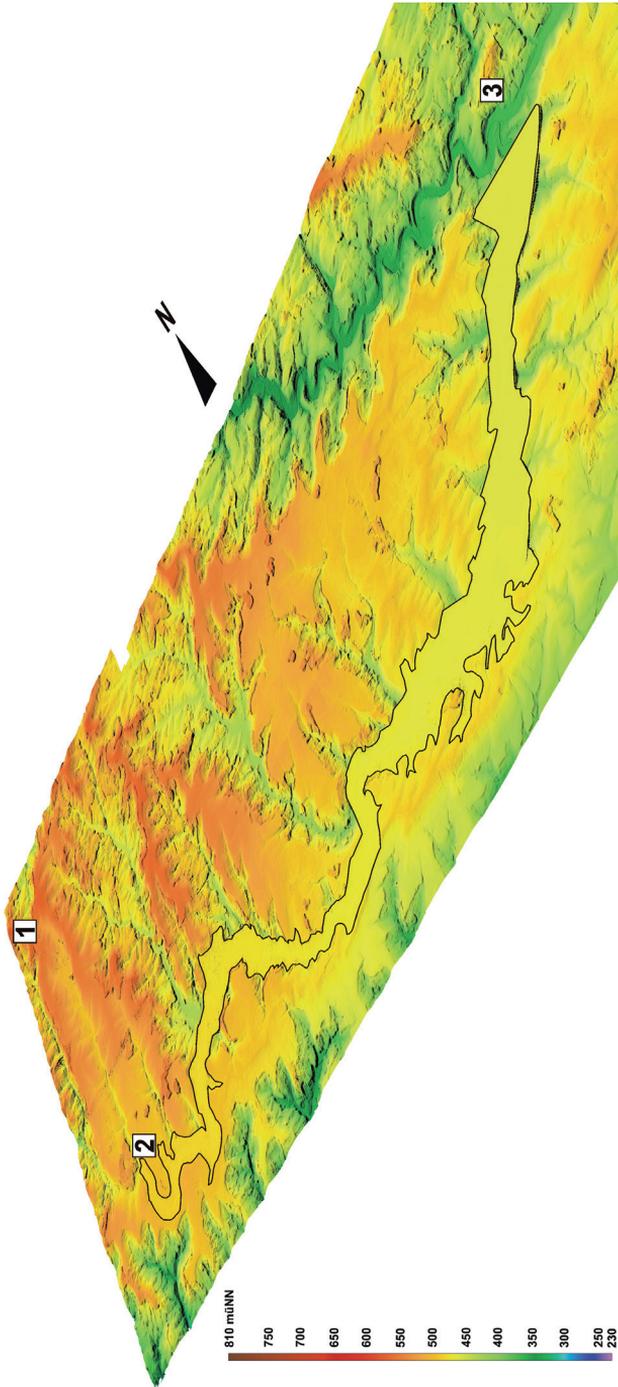


Abb. 12: Perspektivansicht des rekonstruierten Paläotalbodens der Ur-Lein (5 m Auflösung). Der Talboden nimmt zwischen den Markierungen (2) und (3) von 490 müNN auf 457 müNN ab. Man erkennt das geringe danubische Gefälle am Farbverlauf von Dunkelgelb nach einem hellen grünlichen Gelb.

Quantifizierung der rheinischen Erosion

Quantitative Ergebnisse erhält man, wenn man das Geländemodell der heutigen Landschaft (Abb. 10) von dem Geländemodell mit dem rekonstruierten Ur-Leintalboden (Abb. 12) subtrahiert (durchgeführt mit dem Programm Scop + + der Firma Inpho). Zunächst erhält man ein Modell, das die Abtragungstiefe der danubischen Oberfläche durch die rheinische Lein zeigt (Abb. 13). Sie variiert von 20 m in Nähe des Oberlaufs bis zu 90 m am Zusammenfluss mit dem Kocher. An den Talflanken wurde seit der Anzapfung zwischen 5 und 50 m Gestein abgetragen. In Hinblick auf die Vegetation, die an manchen Stellen im Modell noch vorhanden ist und später beim Volumen numerisch bestimmt wird, stellen diese Werte Minimumwerte dar.

Die im Modell dargestellten Abtragungstiefen können in durchschnittliche Erosionsraten umgerechnet werden. Setzt man eine Zeitspanne von 700 ka an, seit der die rheinische Erosion aktiv ist, erhält man Werte von 30 mm/ka über 70–80 mm/ka zu 128 mm/ka für den Ober-, Mittel- beziehungsweise Unterlauf der Lein. Im Bereich der Hänge variieren die Erosionsraten zwischen 7 und 70 mm/ka (Abb. 13). Bei diesen lokalen und sehr auf Oberflächenformen bezogenen Werten handelt es sich um hypothetische durchschnittliche Langzeiterosionsraten, weil man einen stetigen, flächenhaften Oberflächenabtrag annimmt, der im gesamten Gebiet vor 700 ka begonnen hat.

Eine durchschnittliche Erosionsrate für das gesamte Gebiet des Leintals errechnet sich aus dem ermittelten Gesteinsvolumen, das seit 700 ka abgetragen wurde. Es ergibt sich ein Minimumvolumen an Gesteinsmasse, das während der rheinischen Einschneidung erodiert und exportiert wurde. Das berechnete Volumen zwischen dem heutigen DGM (Abb. 10) und dem DGM der rekonstruierten Basisfläche der Goldshöfer Sande (Abb. 12) im Talbereich der Lein beträgt 1,074 km³. Zu diesem Volumen muss noch das Volumen der Goldshöfer Sande mit 0,283 km³ (durchschnittliche Mächtigkeit 9,5 m x Modellfläche des Ur-Leintals 29,75 km², Näheres siehe STRASSER 2009) und das Volumen großer Waldgebiete mit 0,032 km³, die nicht im DGM korrigiert wurden, addiert werden (Waldfläche 2,11 km² x durchschnittliche Baumhöhe 15 m). Das endgültig korrigierte Gesteinsvolumen, das durch die rheinische Einschneidung und Erosion aus dem Leintal ausgetragen wurde, beläuft sich auf 1,389 km³.

Bei einer Erosionsrate handelt es sich um einen Betrag der Abtragung mineralischer Substanz pro Zeiteinheit und wird meist in mm/ka ausgedrückt. Die Rate gibt an, um wie viel Millimeter sich die Oberfläche in einer bestimmten Zeitspanne erniedrigt. Will man die Erosionsraten über das Volumen bestimmen, braucht man dazu noch die Oberfläche, auf die sich das Volumen bezieht. Hier bezieht sich das Volumen nicht auf das gesamte Einzugsgebiet der Lein, sondern nur auf das Haupttal. Die Oberfläche, die das Leintal zwischen dem heutigen Modell und dem rekonstruierten Modell einnimmt, beträgt 31,31 km². Über den Zeitraum, seit Beginn der rheinischen Erosion vor 700 ka bis 600 ka, gerechnet, erhält man eine durchschnittliche Langzeiterosionsrate für das Haupttal der Lein von 63,4 mm/ka bis 74 mm/ka.

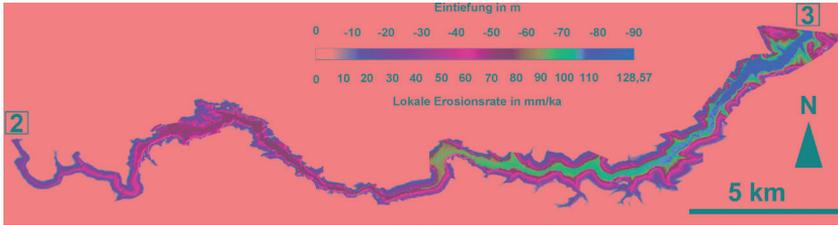


Abb. 13: Die Abtragung der danubischen Paläooberfläche durch die rheinische Einschneidung in Zahlen ausgedrückt. Nimmt man einen stetigen flächenhaften Oberflächenabtrag an, der vor 700 ka begonnen hat, können die Abtragungstiefen in durchschnittliche Langzeiterosionsraten konvertiert werden. Das eigentliche Voranschreiten des Erosionsprozesses kann aber lokal über die Zeit hinweg, variiert haben.

DISKUSSION

Der Knickpunkt bei Treffelhausen – ein Hebungsmarker?

Über den Längsschnitt durch das Lauter- und Eybtal konnte im Bereich von Treffelhausen ein Knickpunkt im Gefälle der Ur-Eyb ermittelt werden. Nördlich von Treffelhausen kann man bis zum Furtlepass anhand der Terrassen über weite Strecken das Gefälle der Ur-Eyb rekonstruieren. In diesem Gebiet weist nichts auf einen weiteren Knickpunkt hin. Da man davon ausgehen kann, dass die Ur-Eyb unweit vom Furtlepass ihre Quelle hatte, ist der Knickpunkt bei Treffelhausen in diesem Abschnitt der einzige und somit in diesem Terrassenniveau auch der älteste. Betrachtet man nun die Zeitspanne vom späten Pliozän bis zum Beginn des Pleistozäns, in der die Ur-Eyb auf diesem Niveau floss, fanden in diesem Gebiet während des Pliozäns auf der Ostalb schubweise starke Hebungsvorgänge statt, die an der Wende Plio-/Pleistozän endeten (STRASSER et al. 2009, STRASSER 2011). Diese Hebungen verursachten während des gesamten Pliozäns eine schrittweise Einschneidung des Vorfluters Ur-Lone. Der Knickpunkt könnte somit durch den letzten Hebungsschub vor dem Erliegen der Hebungsvorgänge am Ende des Pliozäns entstanden sein (Ausführlicheres zu dieser Diskussion siehe STRASSER 2009). Knickpunkte, die durch nachfolgende Vorgänge, wie die Umlenkung der Ur-Eyb in die rheinische Fils zu Beginn des Pleistozäns, entstanden sind, müssten sich auf diesem Niveau weiter flussabwärts befunden haben. Seither hat die rückschreitende Erosion der Eyb jedoch das gesamte Niveau der Ur-Eyb-Terrasse erodiert und den Anzapfungsknickpunkt immer weiter rückverlegt, so dass er sich nun an der heutigen Quelle der Eyb befindet.

Paläogradienten, Langzeiterosionsraten und dazugehörige Prozesse

ETZOLD (1994) gibt für die Ur-Brenz ein Gefälle von 0,2 bis 0,5 ‰ an. Das ermittelte Paläogefälle von 0,46 ‰ im Unterlauf der Ur-Lein stimmt mit diesen Werten gut überein.

Für mitteleuropäische Flüsse wurden je nach betrachteter Zeitspanne unterschiedliche Werte für Erosionsraten angegeben. Im Einzugsgebiet des Neckars (Abb. 1) berichten SCHALLER et al. (2001) von Raten zwischen 43 und 112 mm/ka integriert über einen Zeitraum von 10 bis 40 ka. Im Wutacheinzugsgebiet (Abb. 1) bestimmten MOREL et al. (2003) gesteinspezifische Erosionsraten mit Werten von 12 bis 18 mm/ka für Sandsteine und 35 bis 47 mm/ka für Granite, gemittelt über einen Zeitraum von 18 ka. Alle genannten Werte für die mitteleuropäischen Flusssysteme wurden über kosmogene Nuklide an gesammelten Geröllen bestimmt; sie heben sich deutlich von aktuell gemessenen Werten der Sedimentfracht in heutigen Flüssen, wie zum Beispiel dem Neckar mit Raten zwischen 23 und 27 mm/ka (Mittel- und Unterlauf) ab (SCHALLER et al. 2001). Eine Ursache für die Diskrepanz zwischen den aktuell gemessenen Werten über die Flussfracht und den durch kosmogene Nuklide gemessenen ist der betrachtete Zeitraum. Die kosmogene Nuklid-Methode deckt einen Zeitraum von 10–40 ka Jahren bei rezent gesammelten Geröllen ab und erfasst dabei das gesamte Abfluss- und Transportfrachtspektrum während dieses Zeitraumes, also sowohl Holozän als auch ein Teil des Pleistozäns. Weltweit ist während des Pleistozäns eine erhöhte Erosionsrate belegt (MOLNAR u. ENGLAND 1990, MOLNAR 2004). Durch die Integration über einen Zeitraum von 10–40 ka bei der Nuklid-Methode kann eine erhöhte Erosion im Pleistozän mit vererbt und somit mit gemessen werden.

Die über einen Zeitraum von 700–600 ka volumetrisch bestimmten Langzeit-Erosionsraten aus dem Leintal (63 mm/ka bis 74 mm/ka) sind ebenfalls höher als die rezent gemessenen Werte der Flussfracht ihres übergeordneten Vorfluters Neckar (23 und 27 mm/ka, SCHALLER et al. 2001). Obwohl sich ein Großteil des Arbeitsgebietes im Stubensandstein und Angulatensandstein befindet, übersteigen sie die gesteinspezifischen Werte für Sandstein (12 bis 18 mm/ka), die im Wutachgebiet ermittelt wurden (MOREL et al. 2003). Diese erhöhten Langzeit-Erosionsraten im Arbeitsgebiet sind Folge eines Zusammenspiels pleistozäner Prozesse, die hohe Erosionsraten verursachten. Während dieser Zeit im Mittel- bis Oberpleistozän hatte die Vergletscherung der nördlichen Hemisphäre ihr Maximum erreicht. Häufige und starke Temperaturschwankungen dominierten (PEIZHEN et al. 2001, ZACHOS et al. 2001). In den Kaltzeiten wurde die Erosion durch periglaziale Prozesse wie Solifluktion, Gelifluktion und Frostsprengung verstärkt, was ein stark erhöhtes Sedimentangebot zur Folge hatte (PEIZHEN et al. 2001, EBERLE et al. 2007). In der darauf folgenden Übergangszeit zur Warmzeit konnte das nun vorhandene Oberflächenwasser die unkonsolidierte periglaziale Schuttdecke, nur durch eine spärliche Vegetationsdecke geschützt, ungehindert abtragen (HINDERER 1999, 2001). Das Zusammenwirken der periglazialen Prozesse und der Prozesse in den darauf folgenden Übergangszeiten zwischen Kalt- und Warmzeiten bewirkten extrem hohe Erosionsraten in den Übergangszeiten

(HINDERER 1999, 2001). Innerhalb der Alpenregion variierten Denudationsraten wahrscheinlich mit einem Faktor von 14 während der Glazial-/Interglazial-Zyklen (HINDERER 1999, 2001). Das Abschmelzen der Gletscher im Laufe der letzten 17 ka bis zum Beginn des Holozäns verursachte fünfmal höhere Denudationsraten als heute (HINDERER 1999). Nach PEIZHEN et al. (2001) sind es vor allem die Magnitude und die Frequenz des Kalt-/Warmzeitenwechsels, die weltweit im Pleistozän hohe Erosionsraten kontrollierten (MOLNAR u. ENGLAND 1990, MOLNAR 2004). Tektonische Hebung (STRASSER u. STRASSER 2007, STRASSER et al. 2009, SEYFRIED et al. 2010) oder Flussanzapfungen (STRASSER et al. 2010) können solch einen zeitgleichen weltweiten Anstieg der Erosionsraten im Pleistozän zwar lokal beschleunigen, jedoch nicht hervorrufen.

Die Erosionsraten der Kalt- und Übergangszeiten

Durch die weltweite Belegung einer erhöhten Erosionsrate während des Pleistozäns ist es wahrscheinlich, dass die Abweichung der durchschnittlichen Langzeiterosionsrate im Leintal (63 mm/ka bis 74 mm/ka über einen Zeitraum von 700 bis 600 ka) von den Durchschnittsraten des Holozäns im Neckareinzugsgebiet (25 mm/ka, SCHALLER et al. 2001) eine Folge der erhöhten Erosion im Pleistozän ist. Abstrahiert man die holozäne Erosionsrate von der durchschnittlichen Rate, bekommt man Werte für die Erosion während des Pleistozäns (HINDERER 1999, 2001).

Die Abtragung der Oberfläche in dem betrachteten Zeitraum von 700 ka stellt die Summe aus der Abtragung während des Pleistozäns und des Holozäns dar. Nimmt man für das Holozän, das vor 11,5 ka begonnen hat (VILLINGER u. FISCHER 2005, GERMAN STRATIGRAPHIC COMMISSION 2002), eine bekannte Rate an (25 mm/ka), kann man die pleistozäne Rate berechnen. Für 700 ka errechnet sich daraus eine Erosionsrate von 64 mm/ka und für 600 ka entsprechend 74,9 mm/ka (Näheres zur Berechnung siehe STRASSER 2009). Berücksichtigt man zusätzlich die beiden längsten Warmzeiten (400 bis 415 ka und 115 bis 126 ka, VILLINGER u. FISCHER 2005), die sich innerhalb der 700–600 ka ereignet haben und ähnliche klimatische Bedingungen wie im Holozän aufwiesen, erhält man reine durchschnittliche Nettowerte für die Erosion in den Kalt- und Übergangszeiten von 65,6 bis 77,2 mm/ka. Demnach waren die Erosionsraten der Kalt- und Übergangszeiten in diesem Gebiet dreimal höher als im Holozän oder in den Warmzeiten.

Temporäre Sedimentfallen

Einige wenige noch erhalten gebliebene rheinische Terrassen am Zusammenfluss von Lein und Kocher reflektieren solch hohe Erosionsraten. Das erodierte Material akkumulierte während den Kaltzeiten als mächtige Sedimentkörper, wurde aber meist in den nachfolgenden Interglazial-/Glazial-Zyklen entfernt. Ein gutes Beispiel hierfür ist die Würmterrasse, die zum Teil über und unter den Sedimenten des Holozäns hier erhalten geblieben ist (ETZOLD 1994); in der Nähe des Zusammenflusses von Lein und Kocher (Abb. 5) lässt ein markanter Überrest dieser Terrasse auf eine ursprüngliche Mächtigkeit von mehr als 10 m schließen

(ETZOLD 1994). In dieser Gegend erreichen die holozänen Sedimente eine Mächtigkeit von ungefähr 5 m. Das Volumen, welches in den heutigen temporären Sedimentfallen wie den Resten der Würmterrasse und der holozänen Talfüllung gespeichert ist, beträgt ungefähr $0,034 \text{ km}^3$ (Fläche der holozänen Talfüllung: $6,75 \text{ km}^2$; durchschnittliche Mächtigkeit der Talfüllung: 5 m).

In der Berechnung des erodierten Gesteinsvolumens und den daraus abgeleiteten Erosionsraten ist dieser Wert jedoch nicht berücksichtigt. Das Material wurde zwar tatsächlich erodiert, aber im Gegensatz zu der Gesteinsmenge, die entfernt wurde, wurde dieses Material nicht aus dem Tal exportiert und anderswohin verteilt; es ist immer noch im Leintal zwischengelagert.

Einfluss von Waldflächen und Sedimentbedeckungen auf die Berechnung von Erosionsraten

Bei der Berechnung von Erosionsraten über das abgetragene Gesteinsvolumen wurden die Sedimentmächtigkeit der Goldshöfer Sande und die nicht im Geländemodell korrigierten Waldflächen berücksichtigt. Das numerisch ermittelte Volumen der Sedimentbedeckung ($0,283 \text{ km}^3$) und der Waldflächen ($0,032 \text{ km}^3$) wurde zu dem abgetragenen Gesteinsvolumen, das sich aus der Differenz des Paläomodells und des Modells der heutigen Landschaft ergibt ($1,074 \text{ km}^3$), dazugerechnet. Hätte man die Korrektur nicht durchgeführt, hätte sich die Erosionsrate von 63 mm/ka bis 74 mm/ka auf 49–57 mm/ka verringert (Abweichung von 22,7 %), wobei die Nichtberücksichtigung des Sedimentvolumens schon alleine eine Abweichung von 20,5 % bewirkt und die Rate auf 50–59 mm/ka senkt. Das numerisch ermittelte Volumen der Waldflächen im Leintal machte lediglich eine Abweichung von 2,5 % aus. Jedoch sollten größere Waldflächen bei einer Bilanzierung immer berücksichtigt werden.

DANK

Für die Verleihung des Walter-Schall-Preises 2011 will ich mich ganz herzlich bei der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg und insbesondere bei Herrn Dr. W. Schall bedanken. Bei Herrn Prof. H. Seyfried und Herrn Prof. T. Simon möchte ich mich für die Betreuung meiner Doktorarbeit bedanken. Sie waren stets offen und allzeit für Diskussionen bereit. Meine Arbeit wurde finanziell von der Landesgraduiertenförderung Baden-Württemberg unterstützt, dafür bin ich sehr dankbar. Das Staatsarchiv Stuttgart stellte mir 900 Luftbilder, das Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg Bohrdaten zur Verfügung. Beiden Institutionen sei gedankt.

SCHRIFTEN

ADAM, K. D. (1953): *Elephas meridionalis* NESTI aus den altpleistozänen Goldshöfer Sanden bei Aalen (Württemberg). – Eiszeitalter und Gegenwart, 3: 84–95.

ADAM, K. D. (1961): Die Bedeutung der pleistozänen Säugetierfaunen Mitteleuropas für die Geschichte des Eiszeitalters. – Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, 78: 1–34.

- DONGUS, H.** (1977): Die Oberflächenformen der Schwäbischen Alb und ihres Vorlands. – Marburger Geographische Schriften, 72: 1–486.
- DONGUS, H.** (2000): Die Oberflächenformen Südwestdeutschlands. 189 S., 17 Abb., 1 Tab., 1 Beil.; Berlin, Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- EBERLE, J., B. EITEL, W. D. BLÜMEL u. P. WITTMANN** (2007): Deutschlands Süden vom Erdmittelalter zur Gegenwart. 188 S., 182 Abb., 11 Tab.; Berlin Heidelberg (Springer-Verlag).
- EISENHUT, E.** (1972): Erläuterungen zu Blatt 7123 Schorndorf. Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg. 134 S.; Stuttgart, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg.
- EISENHUT, E.** (1975): Erläuterungen zu Blatt 7223 Göppingen. Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. 213 S.; Stuttgart, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg.
- ETZOLD, A.** (1994): Erläuterungen zu Blatt 7126 Aalen. Geologische Karte 1:25 000 von Baden-Württemberg, 2. Auflage. 248 S.; Freiburg i. Br., Geologisches Landesamt Baden-Württemberg.
- ETZOLD, A. u. E. NITSCH** (2007): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 25 000. Blatt 7125 Mögglingen. Freiburg i. Br., Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau.
- FRAAS, O.** (1871): Atlasblatt Aalen mit den Umgebungen von Abtsgmünd, Heubach, Königsbronn und Wasseralfingen. Begleitworte zur Geognostischen Spezialkarte von Württemberg, Königliche statistisch-topographische Bureau. 31 S.; Stuttgart.
- FROMM, K.** (1980): Bericht über eine paläomagnetische Datierung in den Goldshöfer Sanden bei Hüttlingen, Ostalbkreis. 9 S. (unveröffentlicht); Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
- FROMM, K.** (1983): Eine paläomagnetische Datierung in den Goldshöfer Sanden bei Buch, Ostalbkreis. 12 S. (unveröffentlicht); Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
- GERMAN STRATIGRAPHIC COMMISSION** (Hrsg.) (2002): Stratigraphic Table of Germany 2002. Potsdam.
- HAGDORN, H. u. T. SIMON** (1988): Geologie und Landschaft des Hohenloher Landes. 2. Auflage. 192 S., 125 Abb., 1 Tab., 3 Beil.; Sigmaringen (Jan Thorbecke Verlag).
- HENNIG, E.** (1952): Über Säugerfunde aus den Goldshöfer Sanden, Württemberg. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, 3: 126–140.
- HINDERER, M.** (1999): Late Quaternary and modern denudation of the Alps and implications for climate-controlled erosional processes. – In: SZÉKELY, B., W. FRISCH, J. KUHLEMANN u. I. DUNKL (Hrsg.): 4th workshop on alpine geological studies 21–24 september 1999, Tübingen (Germany). Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA), Reihe A 52: 70–71.
- HINDERER, M.** (2001): Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. – Geodynamica Acta, 14(4): 231–263.
- KOENIGSWALD, W. v.** (1983): Die Säugetierfauna des süddeutschen Pleistozäns. – In: MÜLLER-BECK, H. (Hrsg.): Urgeschichte in Baden-Württemberg: 167–216. Stuttgart (Konrad Theiss Verlag).

KRAUS, K. (2004): Photogrammetrie. Band 1, 7. Auflage. 516 S.; Berlin, New York (Walter de Gruyter).

LASKE, R. u. **K. REICHERTER** (2000): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 25 000, Vorläufige Ausgabe (aGK25v). Blatt 7026 Ellwangen (Jagst)-West. Freiburg i. Br., Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau.

MOLNAR, P. (2004): Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment: How might climate change have affected erosion rates? – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32: 67–89.

MOLNAR, P. u. **P. ENGLAND** (1990): Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? – *Nature*, 346(6279): 29–34.

MOREL, P., F. VON BLANCKENBURG, M. SCHALLER, P. W. KUBIK u. **M. HINDERER** (2003): Lithology, landscape dissection and glaciation controls on catchment erosion as determined by cosmogenic nuclides in river sediment (the Wutach Gorge, Black Forest). – *Terra Nova*, 15: 398–404.

PAHL, H. (1924): Die Goldshöfer Sande und die Höhensande der Ostalb. 100 S.; Dissertation, Universität Tübingen, Tübingen, Deutschland.

PEIZHEN, Z., P. MOLNAR u. **W. R. DOWNS** (2001): Increased sedimentation rates and grain sizes 2–4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. – *Nature*, 410(6831): 891–897.

REICHERTER, K. (2000): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 25 000. Blatt 7124 Schwäbisch Gmünd-Nord. Freiburg i. Br., Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau.

REICHERTER, K. (2000a): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 25 000, Vorläufige Ausgabe (aGK25v). Blatt 7027 Ellwangen (Jagst)-Ost. Freiburg i. Br., Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau.

SCHALL, W. (2002): Erläuterungen zum Blatt 7425 Lonsee. Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. 125 S.; Freiburg i. Br., Geologisches Landesamt Baden-Württemberg.

SCHALL, W. u. **T. SIMON** (2002): Landschafts- und Flussgeschichte. In: **SCHALL, W.** (Hrsg.): Erläuterungen zum Blatt 7425 Lonsee. Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000: 61–70. Freiburg i. Br., Geologisches Landesamt Baden-Württemberg.

SCHALLER, M., F. VON BLANCKENBURG, N. HOVIUS u. **P. W. KUBIK** (2001): Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. – *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 441–458.

SEYFRIED, H., M. STRASSER u. **A. STRASSER** (2010): Der Oberjurakarst als Pegelschreiber der Flussgeschichte Südwestdeutschlands – ein Blick zurück bis ins Miozän. – In: **BUNDESANSTALT FÜR GEWÄSSERKUNDE** (Hrsg.): *Flusssysteme in Raum und Zeit*: 59–71. Bundesanstalt für Gewässerkunde Veranstaltungen 1/2010, Koblenz.

SIMON, T. (1987): Zur Entstehung der Schichtstufenlandschaft im nördlichen Baden-Württemberg. – *Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg*, 29: 145–167.

SIMON, T. (1988): Flußgeschichte von Kocher und Jagst. – In: **HAGDORN, H.** (Hrsg.): *Neue Forschungen zur Erdgeschichte von Crailsheim. Sonderband 1*: 241–254. Stuttgart, Korb (Goldschneck-Verlag).

- SIMON, T. (2008): Flussgeschichte des Neckars. – In: HANSCH, W. und W. ROSENDAHL (Hrsg.): 600.000 Jahre Zeitgeschichte am Neckar. *museo* 24: 36–43. Städtische Museen, Heilbronn.
- STRASSER, A. (2009): Rekonstruktion ehemaliger danubischer Landschaften und rheinische Abtragungsleistung im Zeitraum von einer Million Jahren – eine Modellierung und Berechnung am Beispiel von zwei süddeutschen Flusssystemen. 126 S.; Dissertation, Institut für Planetologie, Universität Stuttgart, Stuttgart.
- STRASSER, A., M. STRASSER, K. PELZ u. H. SEYFRIED (2008): Rekonstruktion fossiler Talböden mit digitalen Höhenmodellen am Beispiel der Ur-Eyb. – Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereines, N.F. 90: 57–71.
- STRASSER, A., M. STRASSER u. H. SEYFRIED (2010): Quantifying erosion over timescales of one million years: a photogrammetric approach on the amount of Rhenish erosion in southwestern Germany. – *Geomorphology*, 122(3–4): 244–253.
- STRASSER, A., M. STRASSER u. H. SEYFRIED (2011): Die rheinische Erosionsleistung in Zahlen: eine Berechnung aus digitalen Geländemodellen am Beispiel des Leintals im Vorland der Ostalb. Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereines, N.F. 93: 127–148.
- STRASSER, M. (2011): Höhlen der Schwäbischen Alb als Pegelschreiber für Flussgeschichte und Tektonik in Südwestdeutschland seit dem Miozän. 108 S.; Dissertation, Institut für Planetologie, Universität Stuttgart, Stuttgart.
- STRASSER, M. u. A. STRASSER (2007): Die Laierhöhle bei Weiler o. H. – Wasserstandsmarker vom späten Miozän bis ins frühe Pleistozän. – *Laichinger Höhlenfreund*, 42: 47–60.
- STRASSER, M., A. STRASSER, K. PELZ u. H. SEYFRIED (2009): A mid Miocene to early Pleistocene multi-level cave as a gauge for tectonic uplift of the Swabian Alb (Southwestern Germany). – *Geomorphology*, 106(1–2): 130–141.
- VILLINGER, E. (1986): Untersuchungen zur Flußgeschichte von Aare-Donau/Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karsts in Südwestdeutschland. – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 28: 297–362.
- VILLINGER, E. (2004): Lithostratigraphische Übersicht des Quartärs in Baden-Württemberg. 7. Ausgabe, Freiburg i. Br., Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau.
- VILLINGER, E. u. G. FISCHER (2005): Geologische Zeittafel Baden-Württemberg. 9. ergänzte Ausgabe, Freiburg i. Br., Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau.
- WAGNER, G. (1926): Die Goldshöfer Sande. – *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, B, 1926: 340–349.
- WAGNER, G. (1953): Die Landschaft am Kalten Feld, ein Musterbeispiel von Flußablenkung. – *Geologische Rundschau*, 41: 276–285.
- WAGNER, G. (1963): Danubische und rheinische Abtragung im Neckar- und Tauberland. – *Berichte zur deutschen Landeskunde*, 31(1): 1–11.
- WAGNER, R. (1952): Der Keuper im Oberen Jagstgebiet und die Goldshöfer Sande. 160 S.; Dissertation, Eberhard-Karls-Universität Tübingen, Tübingen, Deutschland.
- ZACHOS, J., M. PAGANI, L. SLOAN, E. THOMAS u. K. BILLUPS (2001): Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. – *Science*, 292: 686–693.

ZESE, R. (1975): Die Goldshöfer Sande und die quartären Reliefgenerationen im Altvorland Ostwürttembergs. – Eiszeitalter und Gegenwart, 26: 87–94.

Anschrift der Verfasserin:

Dr. ANNETTE STRASSER, Vikarweg 4, 70567 Stuttgart
e-mail: annette.sontheimer@gmx.de