

# **Rekonstruktion ehemaliger danubischer Landschaften und rheinische Abtragungsleistung im Zeitraum von einer Million Jahren – eine Modellierung und Berechnung am Beispiel von zwei süddeutschen Flusssystemen**

**Von der Fakultät 6  
Luft- und Raumfahrttechnik und Geodäsie der Universität Stuttgart  
zur Erlangung der Würde einer Doktorin der  
Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.) genehmigte Abhandlung**

**Vorgelegt von  
Annette Strasser  
aus Bietigheim-Bissingen**

**Hauptberichter: Prof. Dr. Hartmut Seyfried  
Mitberichter: Prof. Dr. Theo Simon**

**Tag der mündlichen Prüfung: 25.09.2009**

**Institut für Planetologie  
Universität Stuttgart**

**2009**

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

Stuttgart, den 25.09.2009

Annette Strasser

## **Inhaltsverzeichnis**

Kurzfassung	<b>5</b>
Abstract	<b>7</b>
1 Zielsetzung	<b>9</b>
2 Einleitung	<b>11</b>
3 Rekonstruktion fossiler Talböden mit einem digitalen Höhenmodell am Beispiel der Ur-Eyb	<b>17</b>
3.1 Einführung	<b>17</b>
3.2 Flussgeschichte der Ur-Eyb	<b>19</b>
3.3 Erstellung des digitalen Höhenmodells und Analyse der danubischen und rheinischen Oberflächenparameter	<b>22</b>
3.4 Rekonstruktion des fossilen Talbodens der Ur-Eyb	<b>28</b>
3.5 Ergebnisse und Diskussion	<b>30</b>
4 Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland	<b>33</b>
4.1 Einführung	<b>33</b>
4.2 Lokale Morphologie, Hydrologie und Paläohydrologie	<b>37</b>
4.3 Goldshöfer Sande: die jüngsten danubischen Sedimente	<b>40</b>
4.4 Rheinische Terrassen	<b>48</b>
4.5 Methodik	<b>52</b>
4.5.1. Absolute Altersdatierung der Goldshöfer Sande mit kosmogenen Nukliden	<b>52</b>
4.5.2 Generierung des digitalen Höhenmodells (DHM)	<b>54</b>
4.5.3 Konstruktion der Paläooberfläche	<b>56</b>
4.6 Ergebnisse	<b>57</b>
4.6.1 Absolute Altersbestimmung der Goldshöfer Sande	<b>57</b>
4.6.2 Digitales Höhenmodell	<b>58</b>
4.6.3 Ermittlung des Paläogefälles der Ur-Lein	<b>65</b>
4.6.4 Die Paläooberfläche	<b>68</b>
4.6.5 Erosionsraten	<b>71</b>
4.7 Diskussion	<b>74</b>

4.7.1 Paläogradienten, Langzeiterosionsraten und dazugehörige Prozesse	<b>74</b>
4.7.2 Filterung der Erosionsraten von Kalt- und Übergangszeiten	<b>76</b>
4.7.3 Temporäre Sedimentfallen	<b>77</b>
4.7.4 Abschätzung des klimatischen und durch die rheinische Anzapfung verursachten Einflusses auf die Langzeiterosionsraten	<b>78</b>
5 Auswirkung von Waldflächen und Sedimentbedeckungen auf die Berechnung von Erosionsraten	<b>81</b>
6 Schlussfolgerung	<b>86</b>
Danksagung	<b>91</b>
Literaturverzeichnis	<b>93</b>
Anhang	<b>104</b>
A Dokumentation des Bohrkerns der Forschungsbohrung	<b>104</b>
B Digitales Höhenmodell des gesamten Arbeitsgebietes mit einer 5 m-Auflösung	<b>108</b>
C Höhenabweichungen des Höhenmodells	<b>109</b>
D Datenpunkte des digitalisierten Paläogefälles der Ur-Eyb als 3 D-Formlinie im DHM zur Rekonstruktion des Paläotalbodens	<b>121</b>
E Datenpunkte des digitalisierten Paläogefälles der Ur-Lein als 3 D-Bruchkante im DHM zur Rekonstruktion des Paläotalbodens	<b>123</b>
Lebenslauf	<b>126</b>

### Kurzfassung

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 100 ka bis zu einer Million Jahren. Auf der Grundlage eines erstellten hochgenauen digitalen Höhenmodells (DHM) 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 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 in einer Höhe von 70 m 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 Höhenmodell wurden die noch existierenden danubischen Oberflächenformen über Geländeschnitte und Hangneigungskarten numerisch analysiert. Es war eine exakte Abgrenzung zwischen den danubischen und rheinischen Tälern möglich. Der Übergang von danubischen zu rheinischen Talformen bewegt sich innerhalb einer horizontalen Distanz von 8 – 10 m. Das danubische Hangspektrum des Ur-Eybtals reicht von  $>0 - 4\%$  für den Talboden und von  $4-25\%$  für die Talhänge. Im Gegensatz dazu besitzen die rheinischen Täler Werte zwischen 2 und 180 %. Aus den danubischen Oberflächenparametern und aus dem ermittelten Paläogefälle der Ur-Eyb konnte durch Reinterpolation des DHM der ehemalige pliozäne Talboden rekonstruiert werden. Ein Knickpunkt im ermittelten Paläogefälle weist auf eine letzte Hebungsphase auf der Ostalb während des Pliozäns hin.

## Kurzfassung

---

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 DHM und einer Reinterpolation der bestehenden Datenpunkte wurde der danubische Talboden der Ur-Lein rekonstruiert. Subtrahiert man das DHM 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.

Vergleicht man die Einschneidungsrate innerhalb des danubischen Systems mit der Rate seit der Aktivität des rheinischen Systems, so wird der Einfluss der Flussanzapfung auf die Erosion deutlich. Der Wechsel vom danubischen in das rheinische System konnte in diesen Zeiten klimatisch kontrollierter erhöhter Erosion im Mittelpleistozän die Einschneidung maximal um das Fünffache beschleunigen.

Bei der Berechnung von Erosionsraten über digitale Höhenmodelle muss eine Volumenkorrektur hinsichtlich der 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.

### Abstract

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 model (DEM) 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 DEM of the actual landscape from the DEM of the 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 Treffelhausen) these terraces merge into a wide, smooth valley formerly occupied by the Ur-Eyb.

Starting from a high-resolution digital elevation model (DEM) 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. The switch from Danubian to Rhenish valley forms ranges between 8 and 10 m in horizontal distance. Slope angles of the Danubian Ur-Eyb valley vary from  $>0 - 4\%$  for the valley bottom and between 4 and 25 % for the valley slope. On the other hand, Rhenish valleys possess values between 2 and 180 %. On the basis of Danubian values, which also provide the palaeogradient of the Ur-Eyb, a reinterpolation of the DEM 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

## Abstract

---

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 DEM of the valley of the Ur-Lein. Subtraction of the DEM of the actual landscape from the DEM of the ancient Ur-Lein valley yields a model representing the rock volume eroded by the Rhenish Lein which totals 1.39 km<sup>3</sup> 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. An assessment of the contribution of Rhenish stream piracy on long-term mid Pleistocene denudation under changing climate conditions resulted in a maximum 5-fold acceleration.

For correct calculation of an eroded rock volume using DEM 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 DEM would have caused a difference in volume of 22.7%; 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 %.



### 1 Zielsetzung

Ziel dieser Arbeit ist die dreidimensionale Rekonstruktion ehemaliger Landoberflächen, die im Einzugsbereich der Donau entstanden sind und inzwischen durch Flussanzapfung des Rheins und seiner Nebenflüsse weitgehend erodiert wurden. Bearbeitet werden die Täler der Lauter beziehungsweise der ehemaligen Ur-Eyb im Raum Geislingen und der Lein und ihrem Vorläufer der Ur-Lein im Raum Aalen. In diesen Arbeitsgebieten sind sowohl Reste der ehemaligen Paläotäler als auch Reste fluvialer Sedimente vorhanden, die genügend Daten für die Ermittlung von Paläogradienten und -gefällen liefern, um die ehemalige Landoberfläche rekonstruieren zu können. Als Basis dient ein aus Luftbildern erstelltes digitales Höhenmodell (DHM) der heutigen Landschaft. Modifiziert man dieses Modell entsprechend den Paläogefällen der Ur-Täler, so erhält man ein digitales Geländemodell der Paläolandschaft. Eine über das DHM durchgeführte Quantifizierung der abgetragenen Gesteinsmenge, die seit Beginn der Flussanzapfung vor 700 bis 600 ka durch die rheinische Lein erodiert wurde, ist ein weiteres Ziel dieser Arbeit.

Mit einer absoluten Datierung der jüngsten und somit letzten danubischen fluvialen Sedimenten, den Goldshöfer Sanden, sollte der Beginn der Flussanzapfung eingegrenzt werden. Für den genannten Zeitraum kommt als Datierungsmethode die Datierung über kosmogene Nuklide in Frage, bei der die Menge der instabilen Isotopen  $^{10}\text{Be}$  und  $^{26}\text{Al}$  in Quarzen gemessen wird und aus ihrem Verhältnis das Ablagerungsalter der Sedimente bestimmt werden kann. Die mächtigen Ablagerungen der quarzreichen Goldshöfer Sande stellen eine ideale Datierungsgrundlage dar.

Ist das absolute Alter der Anzapfung und die seither erodierte Gesteinsmenge ermittelt, so kann eine Erosionsrate berechnet werden. Ein Vergleich mit Raten mitteleuropäischer Flüsse, die über andere Methodik ermittelt wurden, zeigt die Verlässlichkeit der hier in der Arbeit angewandten photogrammetrischen Methode über digitale Höhenmodelle. Vergleicht man die über einen Zeitraum von 700 – 600 ka ermittelte durchschnittliche Erosionsrate mit heutigen Erosionsraten, so können Schwankungen in der Erosionsleistung während des Pleistozäns herausgefiltert werden. Inwieweit die Flussanzapfung die Erosionsleistung beeinflusst, ist ein weiterer Untersuchungsgegenstand.

## Zielsetzung

---

Bei der Erstellung von digitalen Höhenmodellen aus Luftbildern gehen Wälder mit in die Oberflächenberechnung ein und werden somit auch dargestellt. Berücksichtigt man dieses Waldvolumen bei einer Bilanzierung nicht, so verfälscht es die Erosionsraten. Ähnlich verhält es sich bei ehemaligen mächtigen Sedimentbedeckungen, die inzwischen nicht mehr vorhanden sind, aber in die Bilanzierung mit eingehen müssen. Daher wird sich die Arbeit abschließend auf die Problematik des Einflusses von Sedimentbedeckungen und Waldflächen bei der Berechnung von Erosionsraten über digitale Höhenmodelle konzentrieren.

### 2 Einleitung

Das heutige Inventar an Landschaftsformen in Südwestdeutschland ist hauptsächlich ein Produkt zweier diskontinuierlicher Prozesse: 1) spätalpine Verkippung der Erdkruste im Alpenvorland und anschließende isostatische Hebung (Strasser et al. 2009) 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 1952, 1953, 1963).

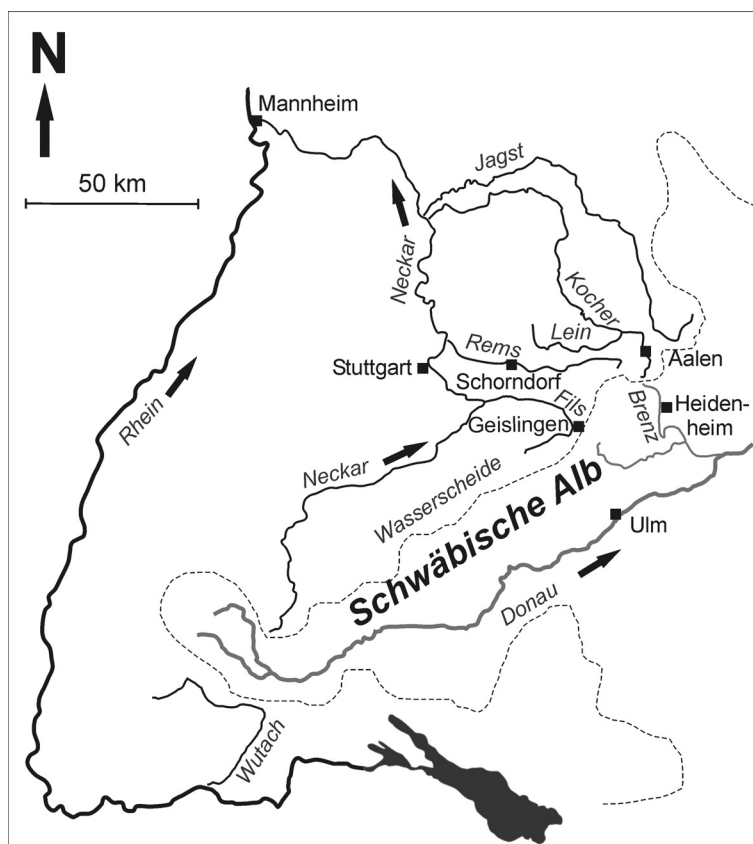


Abb. 1: Übersicht über das heutige danubische und rheinische Entwässerungssystem im Großraum Aalen, Stuttgart und Geislingen in Südwestdeutschland und ihrer Wasserscheide.

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

## Einleitung

---

Kontinentalbecken der Oberen Süßwassermolasse (Abb. 2B; Villinger 1986, Schall 2002, Strasser et al. 2009). 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 & Simon 1988, Schall 2002).

Betrachtet man im Arbeitsgebiet das Lineationssystem, so sind besonders im Welzheimer Wald und auf der Frickenhofer Höhe (Kreise 2 und 1 in Abb. 3) parallele (Abstand 2 bis 3 km), geradlinige und flache Täler noch gut zu erkennen, welche den gelb markierten Lineationen folgen, die zwischen 340° und 355° streuen. Hier handelt es sich um Nebentäler, welche überwiegend in Gesteinen des Unterjuras angelegt wurden. Zwischen ihnen liegen kilometerbreite und einige Zehnermeter hohe Rundrücken (Abb. 3). Auf Abb. 3 sind neben den NNW-Lineationen (gelb) zwei weitere bedeutende, weil landschaftsprägende Lineationen zu erkennen: eine ENE-Richtung (grau; 65° bis 75°) parallel zur Donau, deren bedeutendstes strukturelles Element das Schwäbische Lineament ist, sowie eine ESE-Richtung (rot; 100° bis 110°) welche von zahlreichen Tälern abschnittsweise benutzt wird. Die NNE-Richtung (blau; um 30°) ist morphologisch nur sehr schwach wirksam; dieses Störungssystem dürfte deshalb das jüngste sein.

Die Täler im heutigen Einzugsbereich der Donau wurden entlang aller Lineationssysteme angelegt, was bedeutet, dass die Störungssysteme spätestens im Miozän vorhanden waren. Auch die rheinische Erosion benutzt alle Lineationsrichtungen. Auf Abb. 3 ist deutlich zu erkennen, dass nahezu alle Seitentäler des Kochers, der Murr, der Rems und des Neckar-/Filstals ober- und unterhalb von Plochingen im spitzen Winkel (Anzapfungsknie) stromauf in ihre Vorfluter münden (Simon 1987, 1988, Dongus 2000). Sie folgen dabei überwiegend der NNW-Richtung (gelb markiert in Abb. 3). Selbst größere Talsysteme wie diejenigen von Lein, Rot, Wieslauf, Körsch und Oberlauf der Fils münden stromauf, benutzen aber alle Lineationsrichtungen. Damit ist es sehr wahrscheinlich, dass die meisten rheinischen

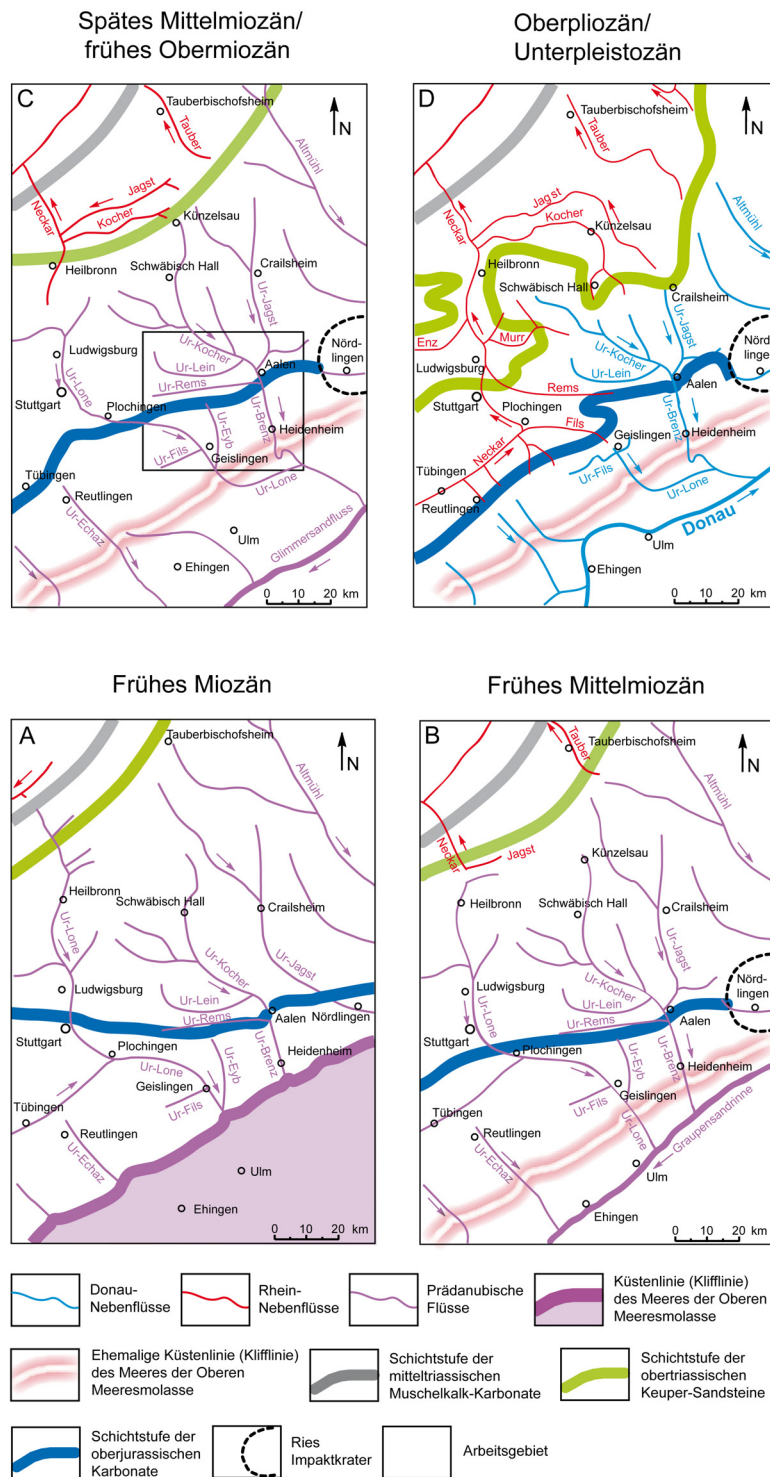


Abb. 2: Veränderung des Flussnetzes in der Umgebung des Arbeitsgebietes vom frühen Miozän bis ins Unterpleistozän. Die Vergrößerung des rheinischen Systems auf Kosten des prädanubischen bzw. danubischen Systems ist deutlich zu erkennen (verändert nach Villingner 1986, Simon 1987, 1988, Hagdorn & Simon 1988, Schall & Simon 2002, Strasser & Strasser 2007, Strasser et al. 2009).

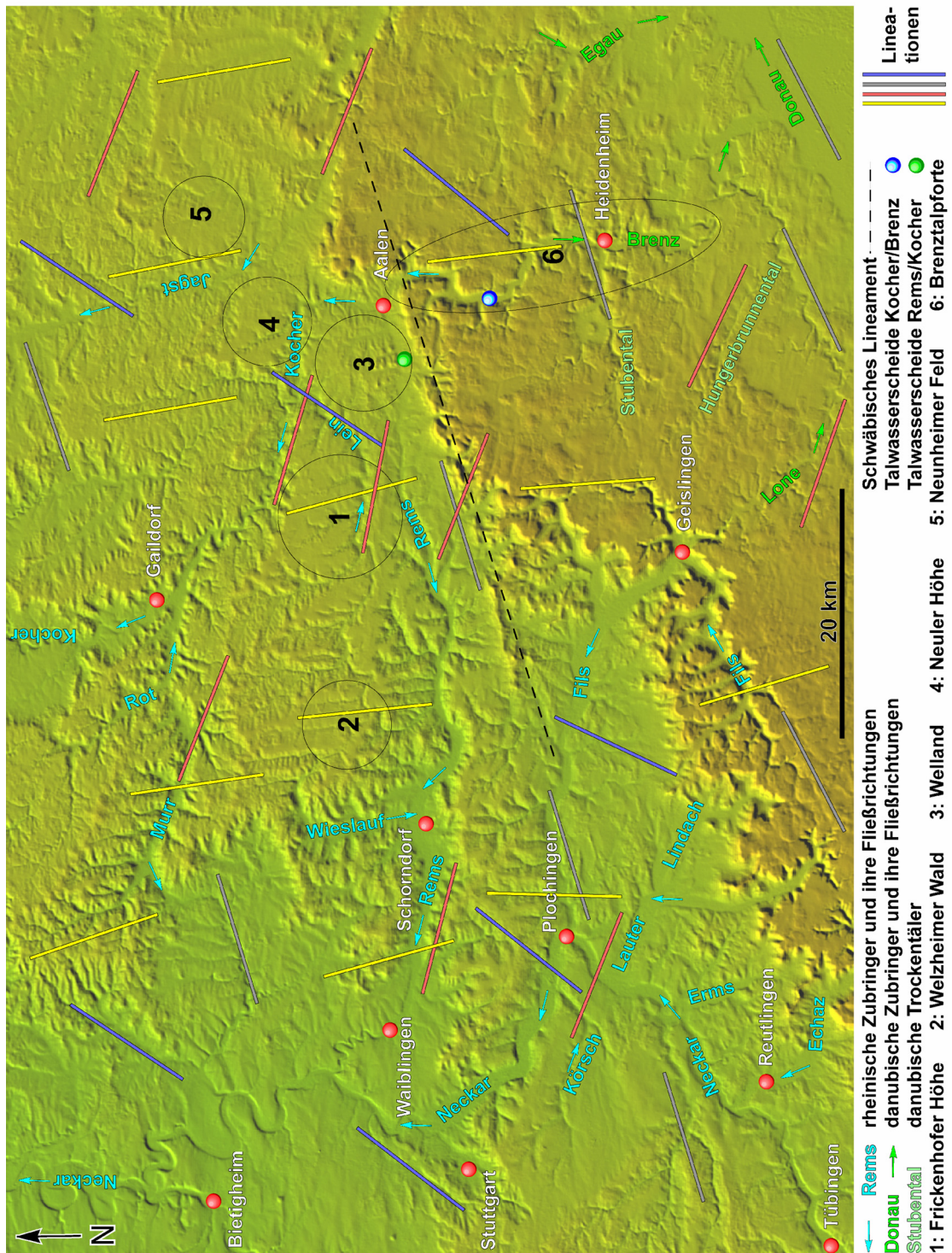


Abb. 3: Schattierte Reliefdarstellung der Landschaft Ostwürttembergs. Reprozessiert auf der Grundlage von Daten der Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) mit 90 m Auflösung.

Täler aus der Übertiefung danubischer Talsysteme hervorgingen. Das heutige rheinische System stellt somit eine nicht ganz vollständige „Sicherungskopie“ des nicht mehr existierenden danubischen Netzwerks dar. Die rheinische Einschneidung folgte 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.

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, 3). 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, 2009a).

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, 4). 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. In diesem Gebiet sind außerdem miozäne Reste danubischer Gerölle, der so genannten Juranagelfluh, verbreitet.

Außerhalb des Einzugsgebiets der Donau sind vor allem im Albvorland im Raum Aalen (Abb. 1, 2) Reste danubischer Landoberflächen aufgrund der großen Ausstrichsbreite der Schichtstufen in Ostwürttemberg erhalten geblieben (Kreise 1 bis 5 auf Abb. 3; Dongus 1977, 2000). Das flache wellige Relief dieser Oberflächen ist in obertriassische Keupersandsteine und unter- bis mitteljurassische Karbonat-, Sand- und Tonsteine eingeschnitten (Abb. 4).

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. Diese flächenhaft verbreiteten fluvialen Ablagerungen des Vorläufers der Brenz, der Ur-Brenz, werden als

## Einleitung

---

Goldshöfer Sande beziehungsweise als Goldshöfe-Sand bezeichnet. Sie sind die jüngsten sedimentären Zeugen der danubischen Entwässerung im Albvorland.

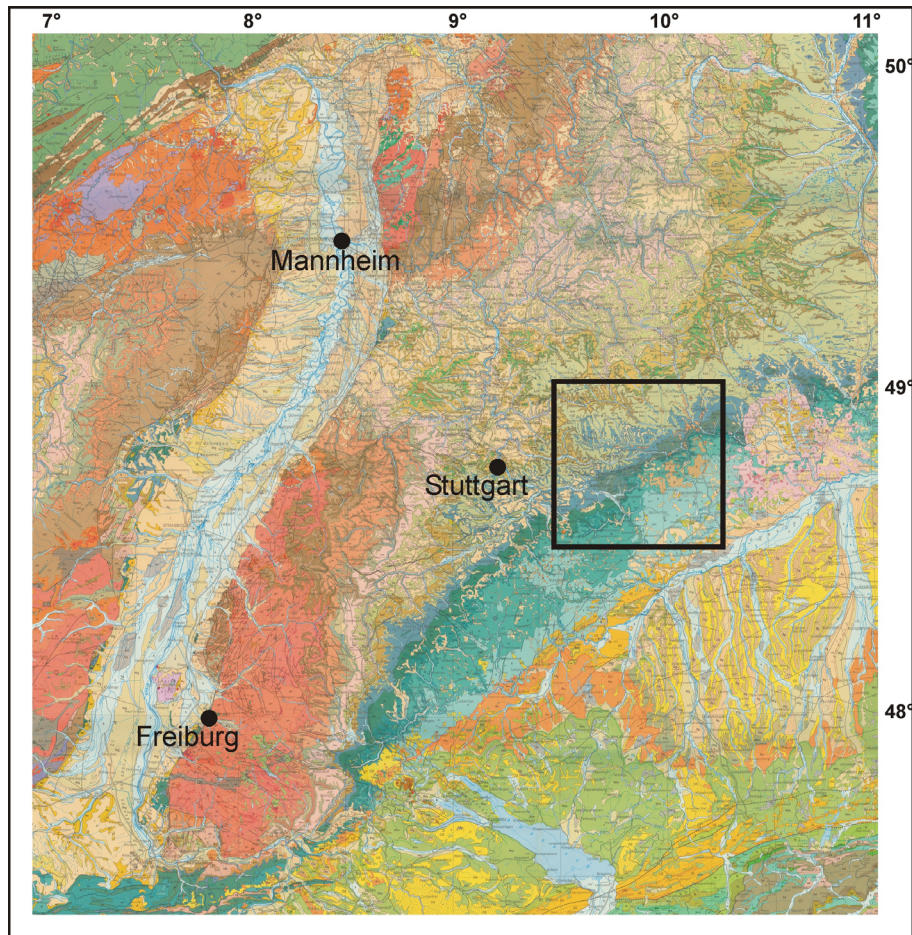


Abb. 4: Geologische Übersichtskarte von Südwestdeutschland (Brunner et al. 1989) mit Lage des Arbeitsgebietes (Rahmen), welches im Bereich der Schichtstufen des Keupers (grün) und Oberjuras (blau) liegt.



### 3 Rekonstruktion fossiler Talböden mit einem digitalen Höhenmodell am Beispiel der Ur-Eyb

#### 3.1 Einführung

15 km nördlich von Geislingen an der Steige entspringt die Lauter, ein Nebenfluss der Fils (Abb. 5). Entlang ihres Oberlaufs kann man auf beiden Talseiten Verebnungen beobachten, die ungefähr 70 m höher als der heutige Talboden liegen (Abb. 6). Diese Verebnungen setzen sich südlich des Lautertals bei Treffelhausen auf der Albhochfläche als zusammenhängende weite Talform fort (Abb. 6), die südlich von Treffelhausen von der Eyb zerschnitten wird (Abb. 5). 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 (Strasser et al. 2009). Im Gegensatz zur heutigen rheinischen Eyb besaß die Ur-Eyb ein wesentlich größeres Einzugsgebiet und entwässerte über die Ur-Lone in die Donau (Abb. 5, Abb. 7). 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 (ki1/ki2) 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. 5).

Das Ur-Eybtal im Bereich des Lautertals eignet sich aufgrund seiner noch vorhandenen Terrassen zur Rekonstruktion der ehemaligen pliozänen Landoberfläche (Abb. 6). Mit einem hochauflösenden digitalen gerechneten Höhenmodell der heutigen Landschaft wurden die noch existierenden danubischen Oberflächenformen über Geländeschnitte und Hangneigungskarten numerisch analysiert. Aus den danubischen Oberflächenparametern wurde durch Reinterpolation des DHM der ehemalige spätpliozäne Talboden rekonstruiert.

## Rekonstruktion fossiler Talböden mit einem digitalen Höhenmodell am Beispiel der Ur-Eyb

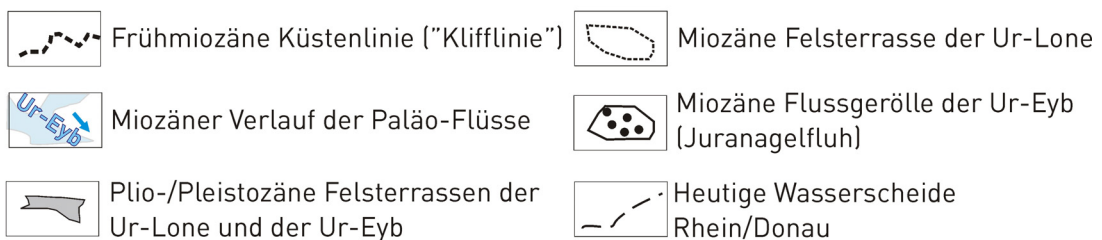
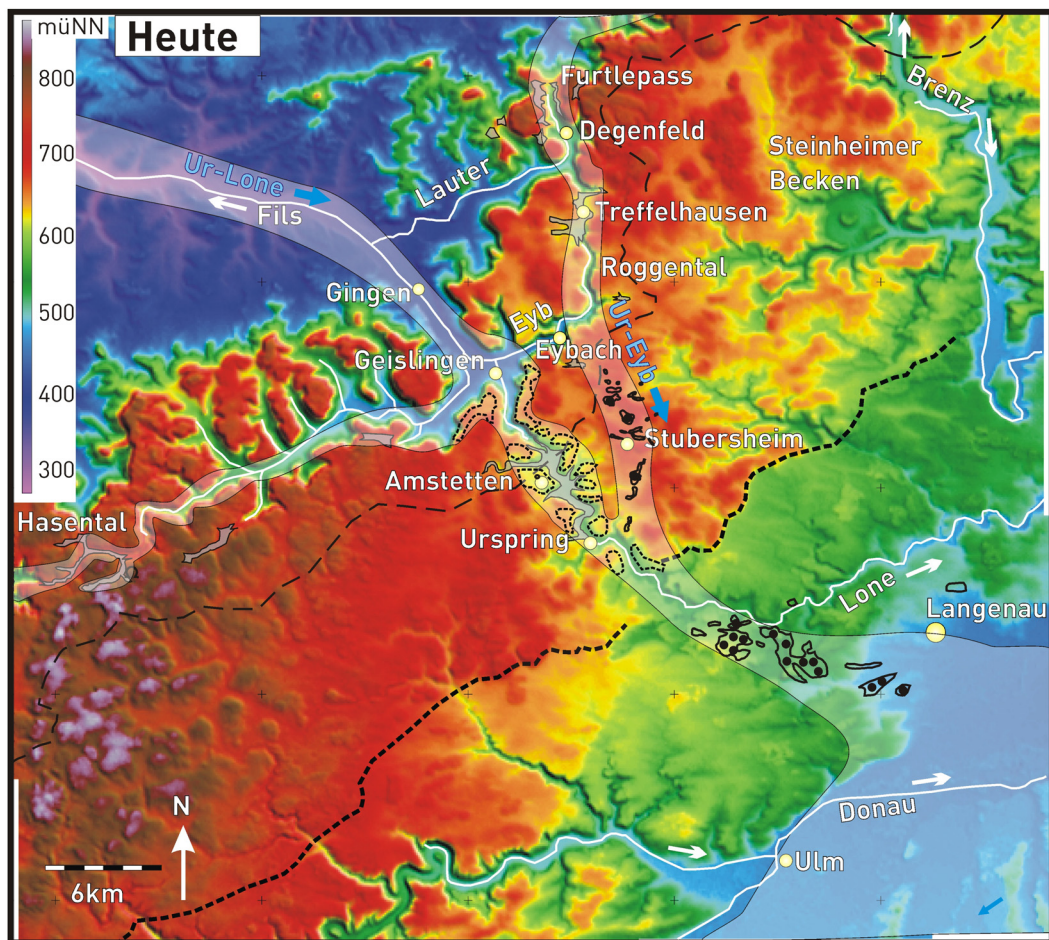


Abb. 5: Digitales Geländemodell der heutigen Landoberfläche im Gebiet um das Eybtal, überlagert mit den miozänen Flussläufen von Ur-Lone und Ur-Eyb. Das Geländemodell mit einer Auflösung von 90 m ist errechnet aus Daten der Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) (verändert nach Strasser & Strasser 2007, Strasser et al. 2008, 2009).

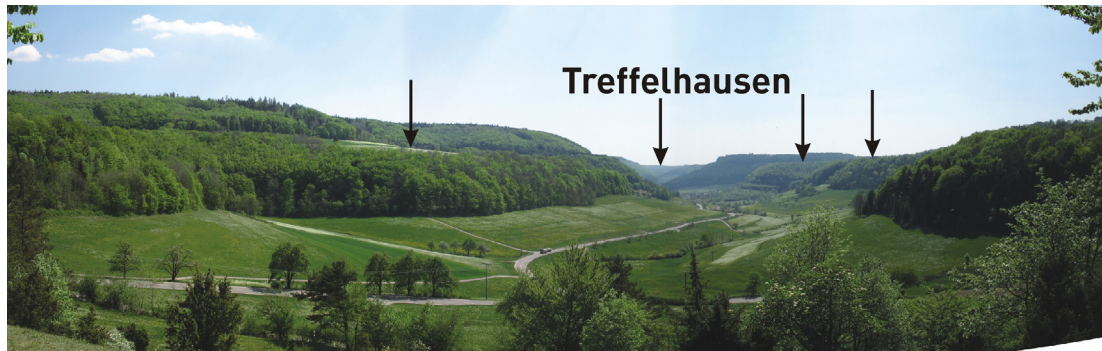


Abb. 6: Blick vom Furtlepass aus nach Süden Richtung Treffelhausen. Entlang des Lautertals sieht man die Verebnungen der Ur-Eyb-Terrassen (Pfeile), die mit dem Talboden bei Treffelhausen korreliert werden können.

### 3.2 Flussgeschichte der Ur-Eyb

Verlängert man die Talböden der Ur-Eyb unter Berücksichtigung des Gefälles von Treffelhausen aus nach Süden, kann man eine Einmündung in die Ur-Lone bei Geislingen/Steige annehmen, deren Tal ab dem Steighof bei Amstetten/Bahnhof nachweisbar ist (Wagner 1953) (Abb. 5, 8). Ab Urspring wird es noch von der Lone benutzt, die über Hürbe und Brenz in die Donau fließt. Somit ist die Ur-Eyb ein gut erhaltenes Relikt eines danubischen Nebenflusses. Zur selben Generation gehört ein weiterer Quellfluss der Ur-Lone, die Ur-Fils, welche vom Hasental zwischen Wiesensteig und Schopfloch hoch über dem heutigen Filstal nach Geislingen floss (Abb. 5, 8). Nach Wagner (1953) und Dongus (1977, 2000) wird die Bildung der Ur-Eyb-Terrassen am Furtlepass und in Treffelhausen mit der spätpliozänen Donau korreliert. Am Ende des Pliozäns waren die Einzugsgebiete der Ur-Eyb und der Ur-Lone größtenteils von den rückschreitenden rheinischen Flüssen Fils und Rems eingenommen. Dehnte sich das 5000 km<sup>2</sup> große Einzugsgebiet der Ur-Lone im Miozän noch bis nach Horb im Westen und bis nach Heilbronn im Norden aus, so reichte es an der Grenze Pliozän/Pleistozän nicht einmal mehr über den heutigen Albtrauf nach Norden hinaus (Wagner 1953, 1960, Roth 1979, Villinger 1986, 1998, Simon 1987, 1988, Schall & Simon 2002) (Abb. 8).

## Rekonstruktion fossiler Talböden mit einem digitalen Höhenmodell am Beispiel der Ur-Eyb

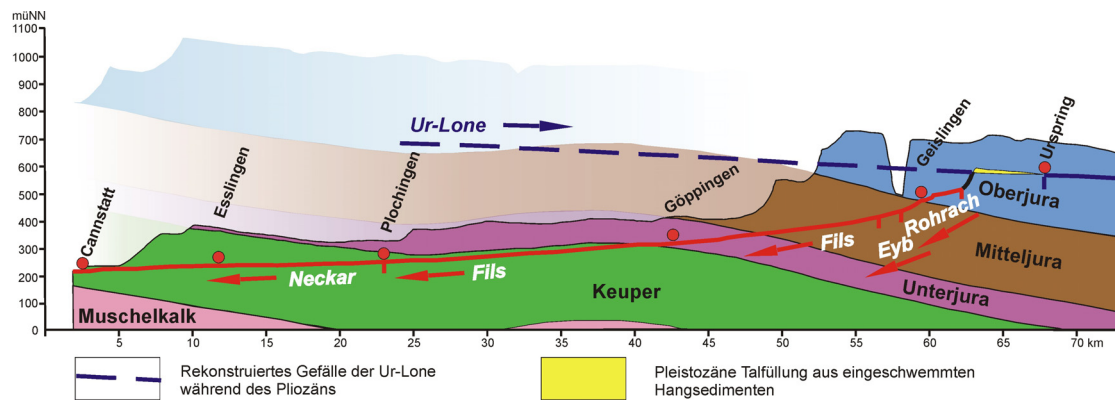


Abb. 7: Schnitt durch die heutige Landschaft entlang des Verlaufs der ehemaligen danubischen Ur-Lone von Cannstatt bis Urspring. Das bisher abgetragene Gestein ist transparent dargestellt. In rot sind die heutigen rheinischen Flüsse eingezeichnet, die das Einzugsgebiet der Ur-Lone im Laufe der Zeit angezapft haben. Während des Pliozäns umfasste das Einzugsgebiet der Ur-Lone noch das Einzugsgebiet der Fils. Der Neckar hingegen war schon rheinisch (verändert nach Wagner 1963, Schall & Simon 2002).

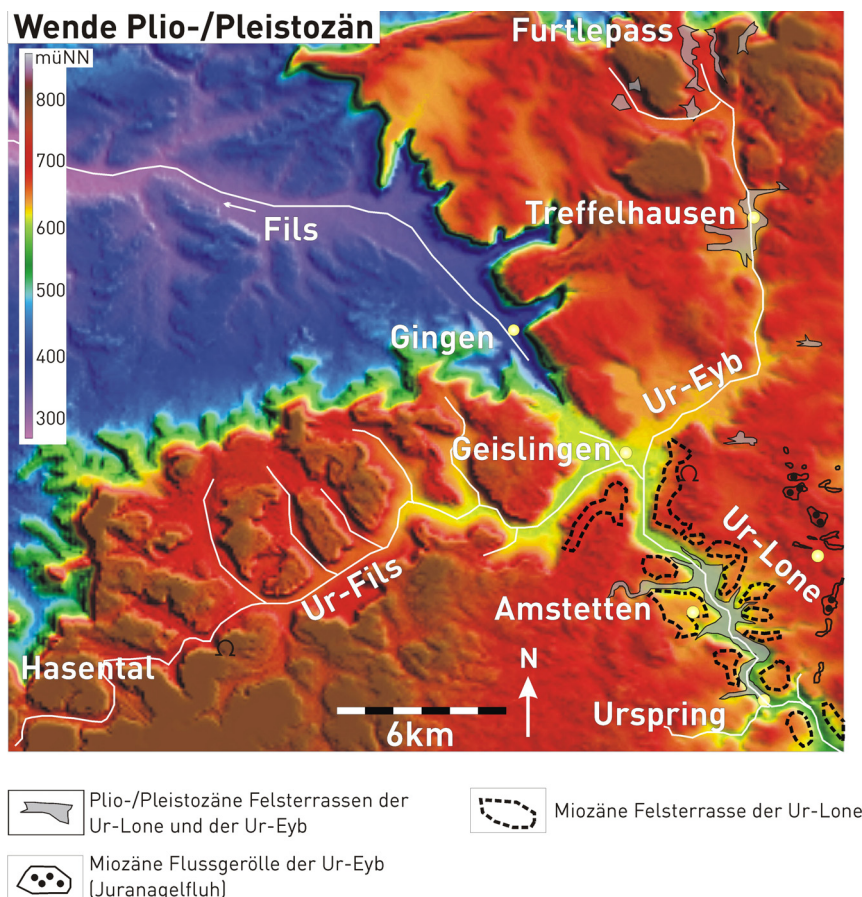


Abb. 8: Rekonstruierte Landschaft in der Umgebung von Geislingen zur Zeit der Wende Plio-/Pleistozän. Referenzniveau für die Rekonstruktion sind die Felsterrassen bzw. Talböden der Ur-Lone und Ur-Eyb (verändert nach Strasser & Strasser 2007, Strasser et al. 2008, 2009).

## Rekonstruktion fossiler Talböden mit einem digitalen Höhenmodell am Beispiel der Ur-Eyb

---

Fezer (2008) nimmt hingegen an, dass das nördliche Einzugsgebiet der Ur-Lone ein eigenständiges Flusssystem von Ur-Neckar und Ur-Enz war, das nicht in Richtung Ur-Lone weiter floss, sondern nach Osten über die Ur-Rems in die Ur-Brenz. Jedoch fehlen auf einer Länge von 60 km jegliche Beweise für diese Theorie (Fezer 2008).

Im Gebiet des Lautertals konnte der pliozäne Flusslauf der Ur-Eyb anhand von abgelagerten Flussgeröllen belegt werden. Das gefundene Geröllspektrum auf den Terrassen (Abb. 6, 9) der Ur-Eyb im Gebiet des Furtlepasses enthält schwach gerundete bis gerundete Weißjura-Hornsteine und Brauneisensteine. Einige dieser Gerölle wurden auch in bis 3 m tiefen Karstschloten in den Wohlgeschichteten Kalken (ox2) gefunden. Nach Wagner (1953) transportierte die Ur-Eyb die Hornsteine aus dem nördlich gelegenen Vorland; sie sind also Restschotter der Ur-Eyb. In Treffelhausen auf dem ehemaligen Talboden der Ur-Eyb, der in den Unteren Felsenkalken (ki2) liegt, kommen fluvial transportierte Weißjura-Ammoniten aus den Impressamergeln (ox1) (Wagner 1953) und gut gerundete Kalksteingerölle vor.



Abb. 9: Anstehende Kalksteinbank aus der Impressamergel-Formation der Ur-Eyb-Felsterrasse am Furtlepass.

### 3.3 Erstellung des digitalen Höhenmodells und Analyse der danubischen und rheinischen Oberflächenparameter

Als Grundlage für die Rekonstruktion des pliozänen Talbodens der Ur-Eyb im Lautertal dient ein hochgenaues Höhenmodell dieses Gebiets (Abb. 10). Abb. 10 ist nur ein kleiner Ausschnitt aus einem größeren Modell, das ein Gebiet vom Raum Geislingen bis zum Raum Aalen und Ellwangen abdeckt (Anhang B). Das gesamte Modell wurde aus 681 Luftbildern der Landesbefliegung von 1968 errechnet.

Mit der Fernerkundungssoftware MATCH-AT wurde die relative und absolute Orientierung der Luftbilder vorgenommen. Das Höhenmodell wurde mit MATCH-T errechnet und besitzt eine Auflösung von 5 m. In unbewaldeten Gebieten konnte eine vertikale Genauigkeit von weniger als einem Meter erzielt werden (Anhang C). Gegenden mit Nadelwäldern, in denen die Geländeoberfläche von der automatischen Höhenmessung nicht erfasst werden konnte, führten zu Ungenauigkeiten in der Höhenlage. In Gebieten mit Laubwäldern waren vertikale Fehler minimal, da die Bäume zum Zeitpunkt der Aufnahme laubfrei waren. Unterschiede in der Bildqualität können ebenfalls Rechenfehler bewirken (Abb. 10). Fehler in für die weitergehenden Betrachtungen wichtigen Gebieten wurden nachträglich halbautomatisch mit der Software DTMaster verbessert. Näheres zur Methodik findet sich zusätzlich in den Kapiteln 4.5.2 und 4.6.2.

Für die Rekonstruktion des kompletten pliozänen Talbodens müssen die noch vorhandenen danubischen Gelände- und Talformen untersucht werden. Hierfür eignet sich ein hochgenaues digitales Höhenmodell. Im Gegensatz zu dem aus Radardaten (SRTM) gerechneten Modell (Abb. 5) mit 90 m Auflösung erkennt man in diesem 5 m-Modell die Verebnungen der pliozänen Ur- Eyb-Terrasse entlang des Lautertals sehr gut (Abb. 10). Ansatzweise ist sogar ein ehemaliger Talmäander zu erkennen (Abb. 10).

Für die Analyse der Geländeformen wurden Profilschnitte (Abb. 11, 12) durch das Ur-Eybtal gelegt. Zum Vergleich mit den rheinischen Talformen ist auch ein Profilschnitt durch das heutige, tief eingeschnittene rheinische Eybtal erzeugt worden (Abb. 12). 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. 12).

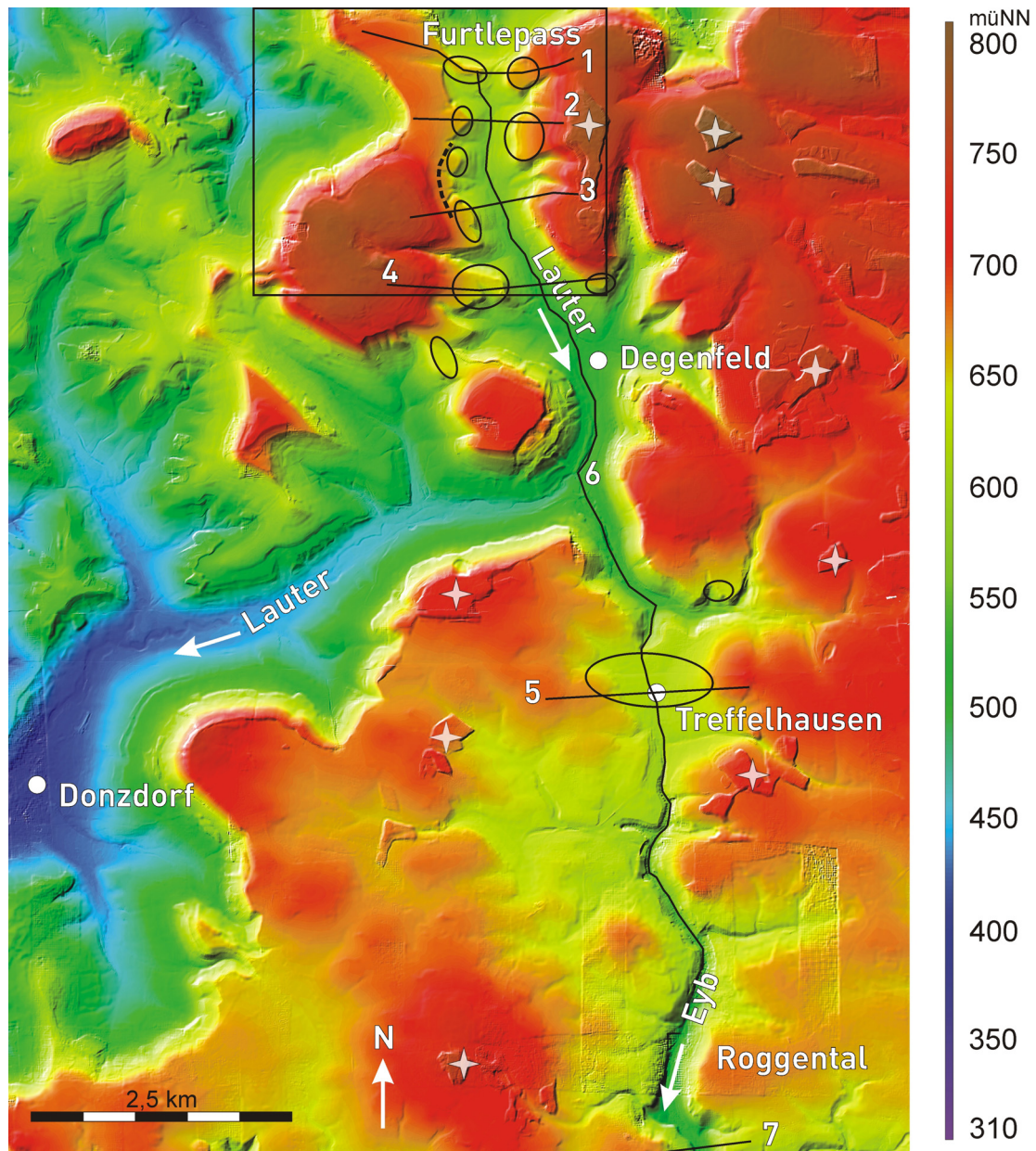


Abb. 10: Hochgenaues digitales Höhenmodell mit einer Auflösung von 5 m. Die Verebnungen der pliozänen Ur-Eyb-Terrasse entlang des Lautertals vom Furtlepass bis nach Treffelhausen sind an den gelben bis orangen Farben zu erkennen (Ellipsen). Die rotbraunen Gebiete auf der Albhochfläche stellen Nadelwälder dar (Sternchen). Auf der Albhochfläche im Bereich des Roggentals bewirken Unterschiede in der Bildqualität Rechenfehler. Die Linien zeigen den Verlauf der Profilschnitte an, die gestrichelte Linie einen Prallhang der Ur-Eyb. Rahmen markiert den auf Abb. 14 dargestellten Bereich.

## Rekonstruktion fossiler Talböden mit einem digitalen Höhenmodell am Beispiel der Ur-Eyb

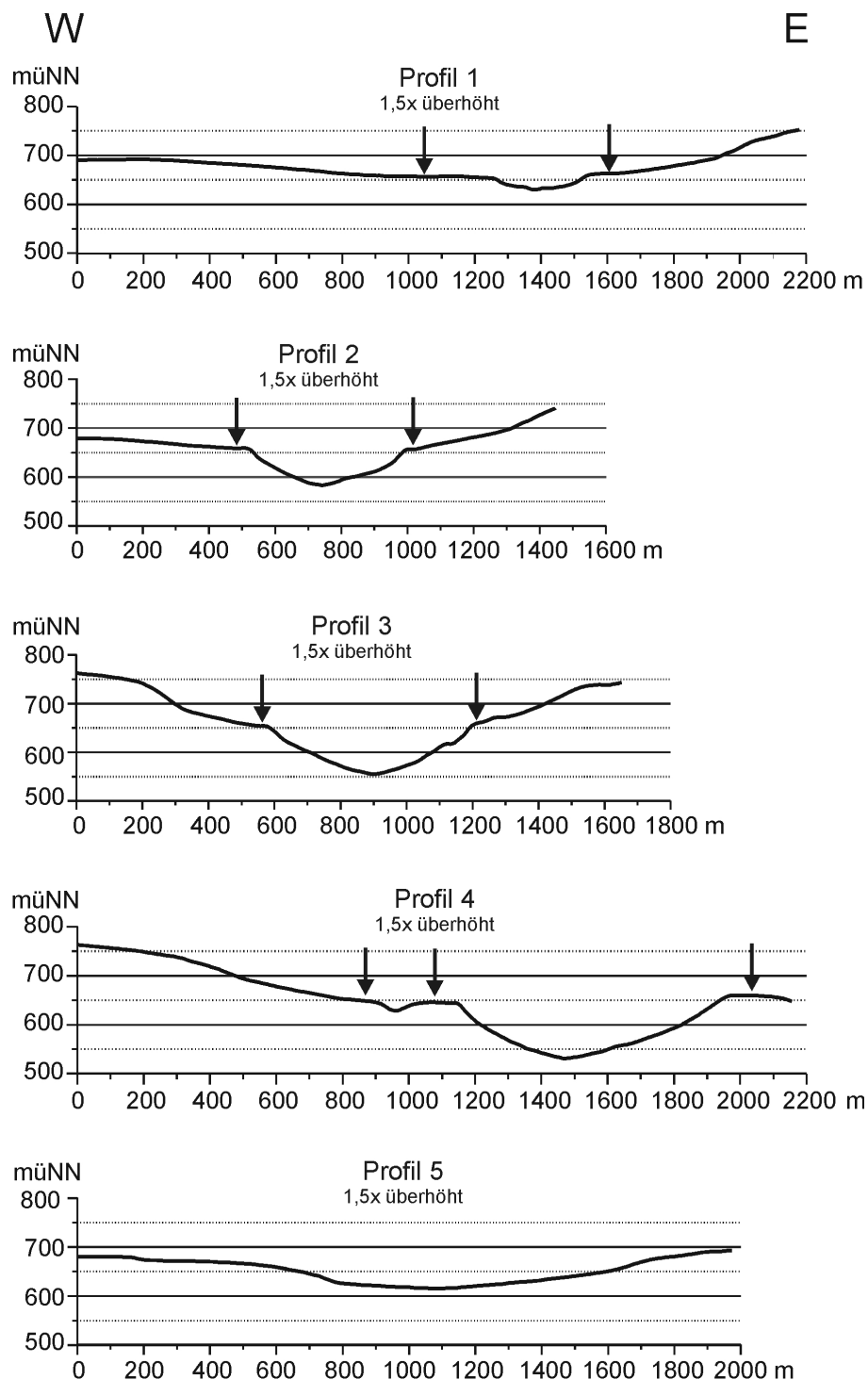


Abb. 11: Querprofile durch das Lautertal vom Furtlepass (Profil 1) bis nach Treffelhausen (Profil 5). Zu erkennen ist die Verebnung der pliozänen Ur-Eyb-Terrasse (Pfeile) und deren Höhenabnahme von Nord nach Süd. In Treffelhausen ist der komplette pliozäne Talboden noch erhalten. Zur Lage der Profile vgl. Abb. 10.



## Rekonstruktion fossiler Talböden mit einem digitalen Höhenmodell am Beispiel der Ur-Eyb

Die Geländeschnitte (Abb. 11) zeigen die Verebnung der Ur-Eyb-Terrasse entlang des Lautertals. Je weiter man nach Süden kommt, desto ausgeprägter ist die westliche gegenüber der östlichen Terrasse. 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. 11). 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. 12), erkennt man einen Knickpunkt im Paläogefälle der Ur-Eyb.

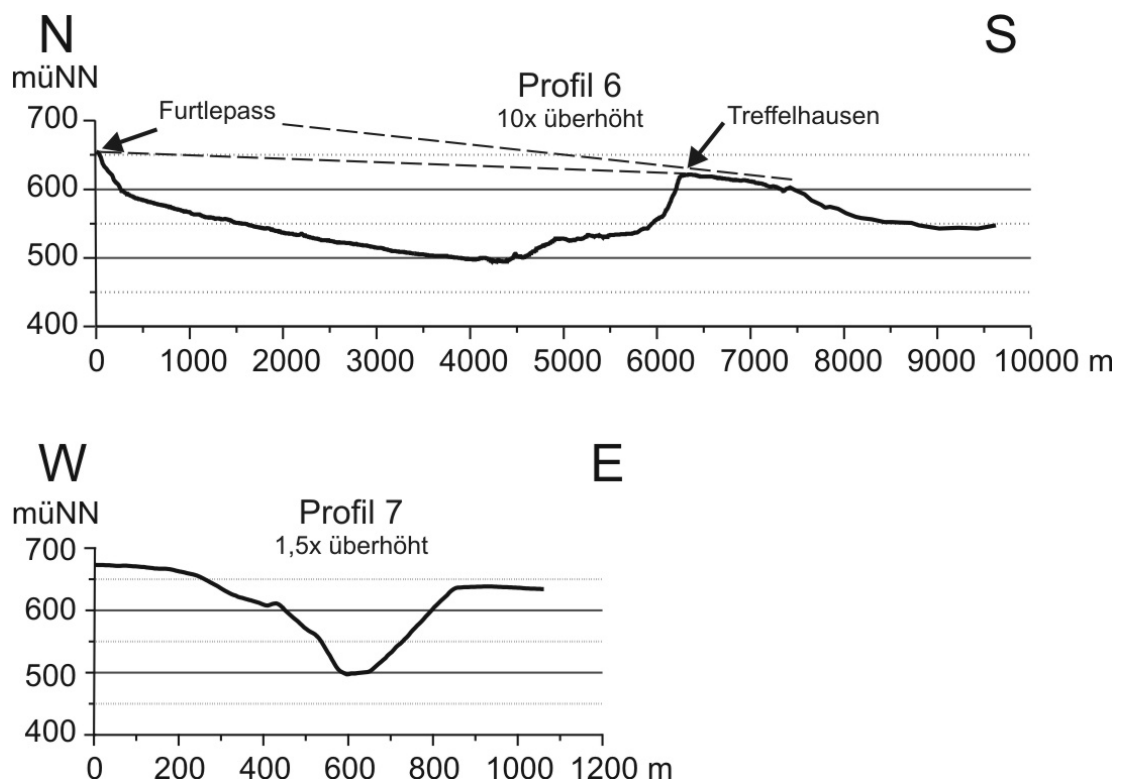


Abb. 12: Profil 6 ist ein Längsschnitt des Lautertals vom Furtlepass im Norden über Treffelhausen bis zum Einschnitt der heutigen Eyb im Süden. Hier erkennt man die Korrelierbarkeit der Ur-Eyb-Terrasse am Furtlepass mit dem Talboden in Treffelhausen. Aus dieser Höhenabnahme kann ein Paläogefälle berechnet werden. Zusätzlich erkennt man einen Knickpunkt im Gefälle der Ur-Eyb (gestrichelte Linien). Profil 7 zeigt den steilen rheinischen Einschnitt im heutigen Eybtal. Vom ehemaligen Ur-Eyb-Talboden ist nichts mehr vorhanden. Zur Lage der Profile vgl. Abb. 10.

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. 12, 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 4,9 ‰. Rechnet man noch Talschlingen mit ein, so verringert sich das Gefälle. Wagner (1953) berechnete für diese Strecke ein Gefälle von 4,1 ‰.

Mit der erzeugten Hangneigungskarte (Abb. 13) lassen sich die danubischen Geländeformen von den rheinischen eindeutig abgrenzen und numerisch klassifizieren. Bei den danubischen reicht das Hangspektrum im Lautertal von 1–16 %. Eine nähere Unterscheidung zwischen Talboden und Talhang ist möglich. Der Talboden besitzt eine Hangneigung zwischen > 0–4 %, wobei die höheren Werte über 0,5 % schon wieder zum Übergangsbereich Talboden/Talhang zählen. Der Talhang selbst hingegen im Westen 4–8 % und im Osten 13–16 %. In der Gegend von Treffelhausen zeigen die danubischen Täler ähnliche Werte, wobei der Maximalwert an wenigen Stellen bis 25 % ansteigen kann.

Das Hangspektrum der rheinischen Täler besitzt Werte zwischen 2 und 180 %. Entlang des Lautertals befindet sich das Maximum der Hangneigung am abrupten Übergang vom danubischen Talboden zum rheinischen Einschnitt. Es erreicht hier Werte zwischen 50 und 80 %. Die steilen Hänge gehen in flachere mit 20–50 % Hangneigung über. Der Talboden selbst weist eine Hangneigung zwischen 2 und 7 % auf. Im Eybtal und dessen Nebentälern beginnt der rheinische Einschnitt mit einer Hangneigung zwischen 20 und 60 % und steigt auf 85 % vor allem im Haupttal an. An manchen Stellen kann man Maximalwerte von bis zu 180 % erkennen.

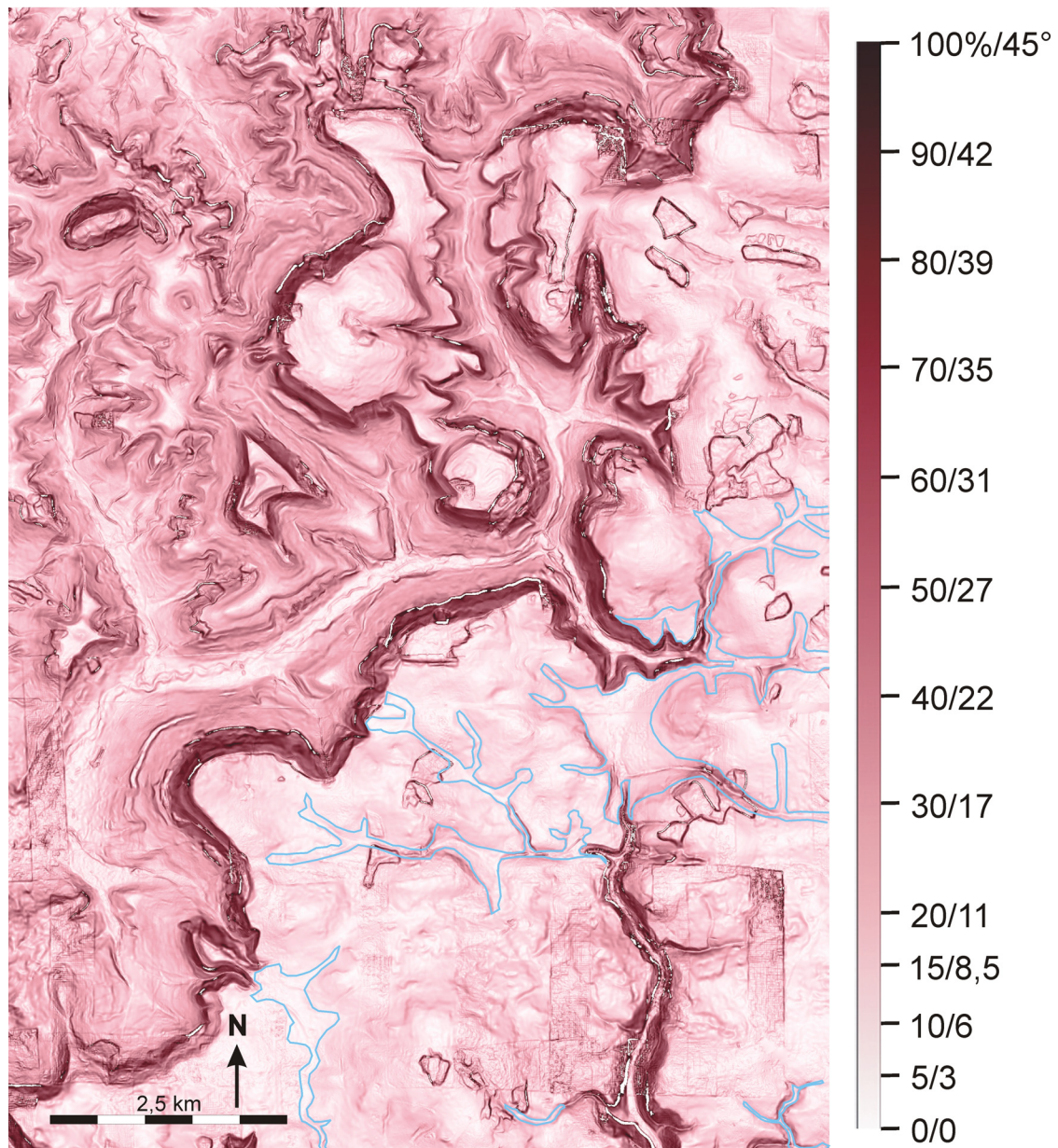


Abb. 13: Hangneigungskarte aus dem Untersuchungsgebiet (vgl. Abb. 10). Die danubischen Geländeformen haben im Lautertal Hangneigungen zwischen 1 und 16 %. In der Gegend von Treffelhausen können sie vereinzelt auf 25 % ansteigen. Die rheinischen Oberflächenformen besitzen Hangneigungen zwischen 2 % im Tal und 180 % an den Hängen. Die Ausdehnung der danubischen Talböden wurde zur Verdeutlichung mit blauen Linien umrandet.

### 3.4 Rekonstruktion des fossilen Talbodens der Ur-Eyb

Die ermittelten danubischen Oberflächenwerte geben die kritischen Parameter für die Rekonstruktion des ehemaligen Talbodens der Ur-Eyb an. Mit der berechneten Gefällskurve und den Hangneigungen kann das Geländemodell mit Fernerkundungssoftware reinterpoliert werden. In diesem Fall wurde das Programm DTMaster verwendet. Die Höhen der Rasterpunkte des Geländemodells können in diesem Programm verändert und automatisch neu interpoliert werden. Der pliozäne Talboden wurde in einem Gebiet des Lautertals rekonstruiert, in dem die meisten Terrassen der Ur-Eyb noch existieren (Abb. 14). Für eine erfolgreiche automatische Reinterpolation zur Erstellung des pliozänen Talbodens wird zunächst die ermittelte Paläogefällskurve als Formlinie (Anhang D) digitalisiert. Eine Formlinie enthält Lage- und Höheninformationen, die bei einer Reinterpolation der benachbarten Rasterpunkte mit einfließen und die Rasterpunkte auf die vorgegebene Höhe der Formlinie anheben. Um eine automatische flächendeckende Reinterpolation mit dem Programm zu erreichen, mussten in diesem Fall mehrere Formlinien digitalisiert werden. Die Formlinien wurden den danubischen Oberflächenparametern entsprechend digitalisiert und stellen somit Paläohöhenlinien dar. Zusätzlich musste der Talboden zwischen den einzelnen Formlinien auf die entsprechende Höhe angehoben und unter Einbezug der Formlinien erneut reinterpoliert werden.

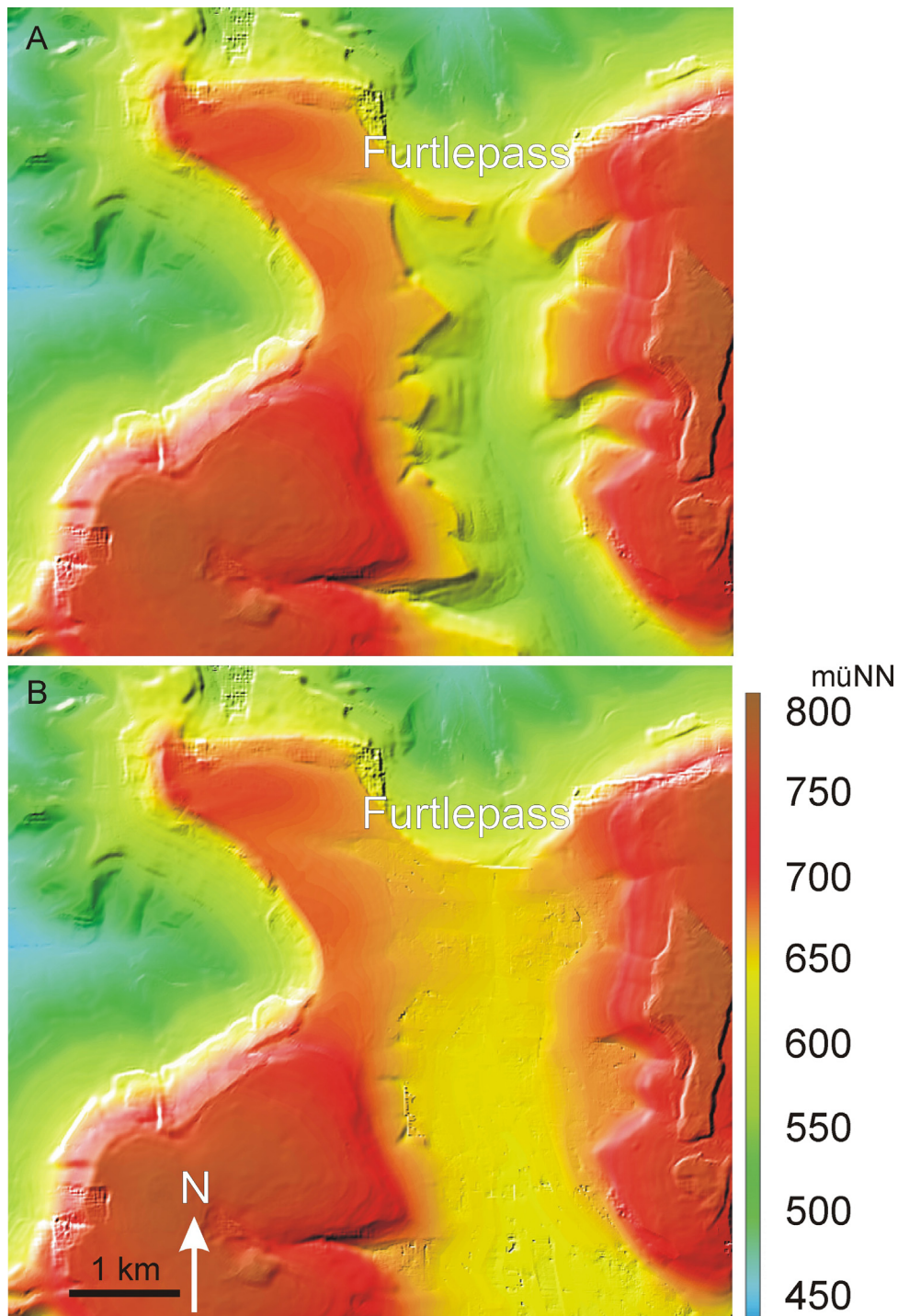


Abb. 14: Aus dem digitalen Höhenmodell der heutigen Landschaft (A) rekonstruiertes digitales Höhenmodell des ehemaligen pliozänen Talbodens der Ur-Eyb (B). Die Auflösung beträgt 5 m. Der pliozäne Talboden wurde in einem Gebiet des Lautertals rekonstruiert, in dem die meisten Ur-Eyb-Terrassen noch existieren. Dieses Höhenmodell verdeutlicht die Talbreite und den Talverlauf der Ur-Eyb.

### 3.5 Ergebnisse und Diskussion

Für die Rekonstruktion des Paläotals ist eine exakte Abgrenzung zwischen den danubischen und rheinischen Talformen wichtig, um die Grenze in dem digitalen Höhenmodell der heutigen Landschaft für die zu interpolierenden Rasterdaten festlegen zu können. Die Profilschnitte zeigen, dass der Geländeknick zwischen danubischer und rheinischer Talform innerhalb einer horizontalen Distanz von 8–10 Metern auftritt. Mit einem Höhenmodell geringerer Auflösung, wie zum Beispiel einem 90 m-Modell, ist diese Abgrenzung nicht möglich. Die Ausdehnung kleinräumiger danubischer Talböden mit einer Breite unter 100 Metern im Gebiet um Treffelhausen ist bei dieser geringeren Auflösung nicht zu erkennen. Für die Abgrenzung und die Visualisierung der danubischen Talformen bietet sich deshalb ein hochgenaues digitales Höhenmodell an. Die Darstellung einer hochauflösenden Hangneigungskarte (Abb. 13), in der das komplette danubische Hangspektrum sichtbar und messbar ist, ist insofern wichtig, als dass sie Anhaltspunkte für den Verlauf der zu digitalisierenden Formlinien liefert. Bei einem vollautomatisch gerechneten Höhenmodell ist eine Überprüfung der vertikalen Genauigkeit der Geländeoberfläche in relevanten Gebieten unumgänglich. Vor allem Nadelwälder an den Hängen führen zu einer geringeren Hangneigung und verfälschen somit die eigentlichen numerischen Parameter der Geländeformen. Diese Bereiche müssen in der Regel halbautomatisch höhenkorrigiert werden, sofern die Umgebung genügend Anhaltspunkte über die Geländeparameter liefert.

Für die Interpolation des pliozänen Talbodens ist eine Paläogefallslinie notwendig. Um diese Paläogefallslinie zu präzisieren, müssen Strukturen wie ehemalige Prall- oder Gleithänge identifiziert werden. Dies ist nur mit einem hochgenauen digitalen Höhenmodell möglich. Ein Kilometer südlich vom Furtlepass auf der westlichen Talseite des Lautertals ist ein Prallhang der ehemaligen Ur-Eyb zu erkennen (Abb. 10). Bei der Interpretation solcher Strukturen muss eine anthropogene Bildung, wie Wege, Straßen und Böschungen ausgeschlossen werden.

Aus dem rekonstruierten digitalen Geländemodell kann die flächenhafte Verteilung der Talbreite und der Verlauf des Tales vermessen werden. Im Falle des pliozänen Ur-Eybtals (Abb. 14) schwankt die Talbreite entlang des heutigen Lautertals zwischen 700 und 1000 m. Damit ist es wesentlich breiter als das 500 m breite pliozäne/pleistozäne

Tal ihres Vorfluters Ur-Lone bei Urspring. Eine Erklärung für das breitere Ur-Eybtal liegt im unterschiedlichen Erosionsverhalten der verschiedenen Lithologien. Während im Ur-Lonetal Unterer Massenkalk ansteht (Schall 2002), verläuft die Terrasse des Ur-Eybtals im Lautertal in den Wohlgeschichteten Kalken (Merz et al. 2002). Aufgrund des höheren Kalkgehaltes, der schwach ausgeprägten Schichtung und der fehlenden Mergellagen sind die Massenkalke widerstandsfähiger als die gebankten Kalke. Diese Widerstandsfähigkeit spiegelt sich auch im Eybtal südlich von Treffelhausen durch eine Verengung des Tals beim Eintritt in die Massenkalke wider. Am Furtlepass konnte eine hohe Klüftigkeit der gebankten Kalke der freigelegten Ur-Eyb Felsterrasse (Abb. 9) beobachtet werden, die eine fluviale Ausräumung des Gesteins zusätzlich erleichterte. Im rekonstruierten pliozänen Tal erkennt man durch die Höhencodierung am Anfang des geköpften Ur-Eybtals beim Furtlepass ein leicht steileres Gefälle als ein paar hundert Meter weiter südlich flussabwärts. Solch eine Gefällsänderung beobachtet man immer in der Nähe der Quelle eines Flusses. Dies könnte darauf hinweisen, dass die Quelle der Ur-Eyb zu dieser Zeit nicht weit davon entfernt war.

Die Entstehung des Knickpunktes im Paläogefälle der Ur-Eyb könnte mehrere Ursachen haben. Ein Knickpunkt entsteht, unabhängig von der Lithologie, wenn eine Tieferlegung seiner lokalen Erosionsbasis stattfindet (Simon 2002) und dadurch ein steileres Gefälle entsteht. Eine Tieferlegung kann im Allgemeinen mehrere Gründe haben: Einschneidung des Vorfluters aufgrund Änderungen seines Hauptflusses, Anzapfung des Vorfluters, tektonische Bewegungen (Simon 2002) oder klimatische Änderungen. Je nachdem wann der Knickpunkt entstanden ist und ob er der einzige Knickpunkt im Ur-Eyb-Gefälle ist, kommen verschiedene Möglichkeiten in Frage. Die Terrassen der Ur-Eyb im Arbeitsgebiet fallen in die Zeit vom Spätpliozän bis zur Wende Plio-/Pleistozän (Strasser, M. et al., 2009). Da die Lauter und die Eyb so gut wie den ganzen Talboden der Ur-Eyb erodiert haben, weiß man nicht ob noch mehrere Knickpunkte im Gefälle waren. 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). 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. 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.





**Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

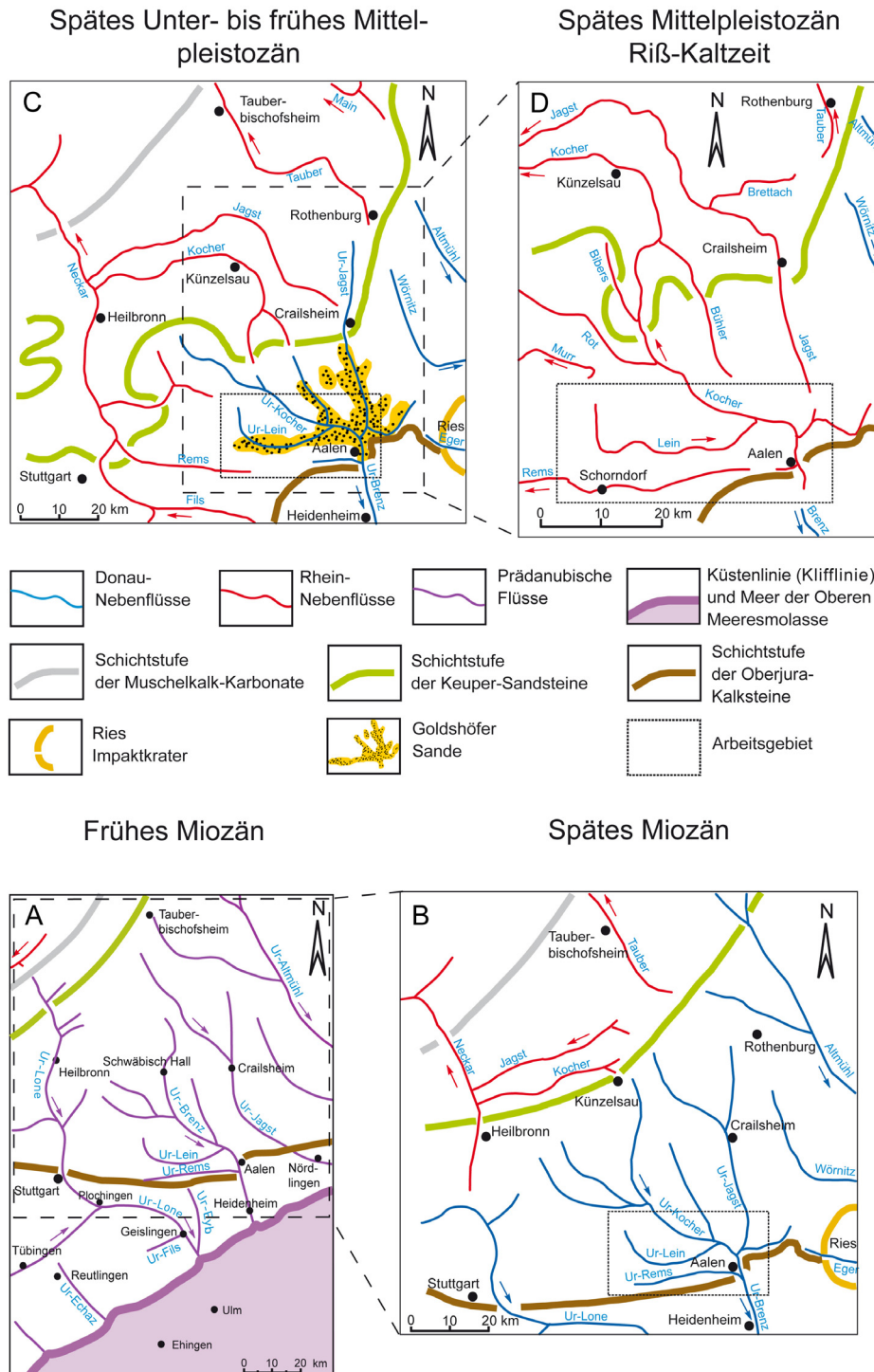


Abb. 15: Anzapfung der prädanubischen und danubischen Flüsse durch die Nebenflüsse des Rheins (verändert nach Simon 1988, Schall & Simon 2002). Zu beachten ist, dass die rheinische Einschneidung stark den original danubischen Talrichtungen und Verzweigungen folgt. Viele der rheinischen Nebenflüsse besitzen immer noch die danubische Fließrichtung, was am Zusammenfluss mit dem Vorfluter zu einem Anzapfungsknie führt.

**Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

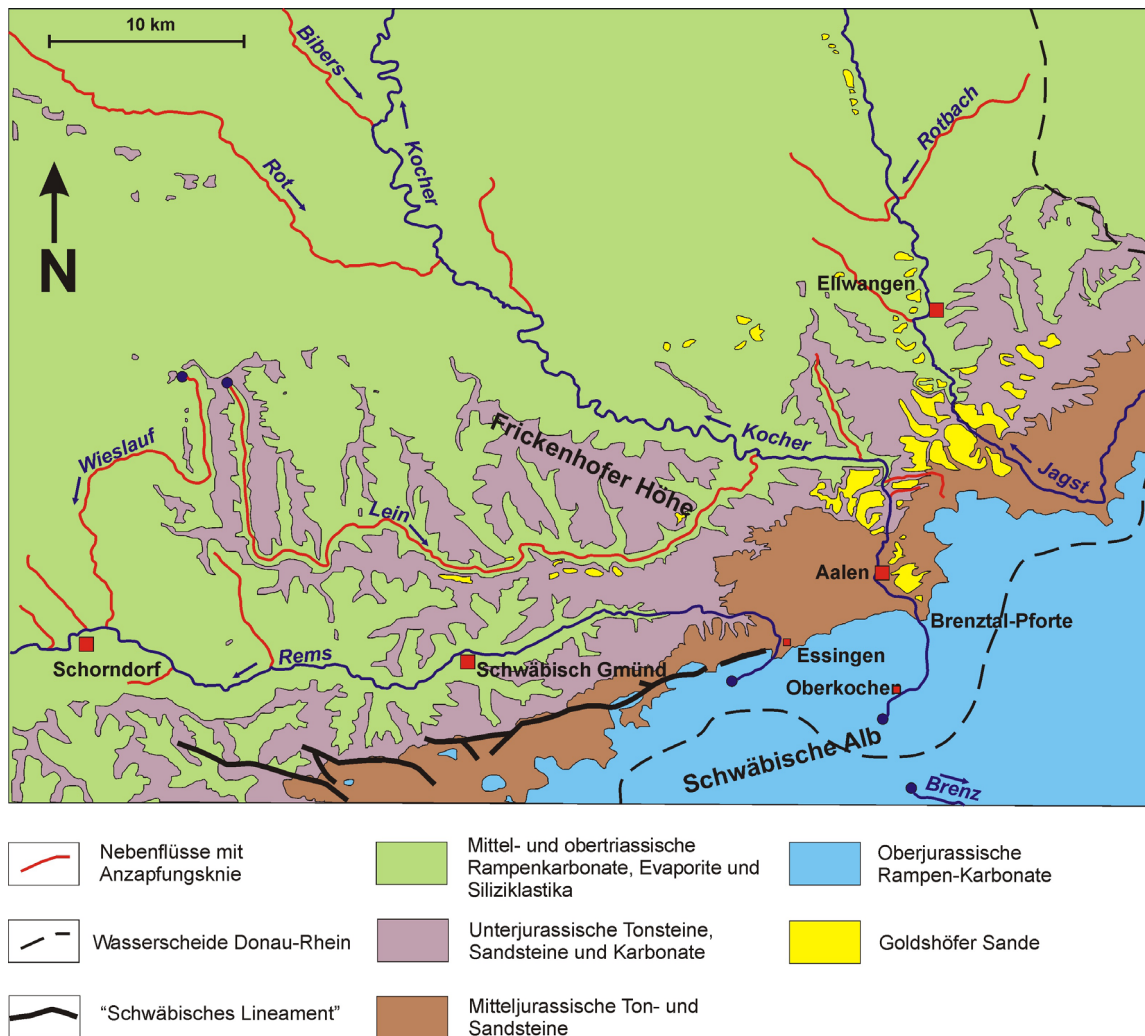


Abb. 16: Vereinfachte geologische Karte des Arbeitsgebietes (verändert nach Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau 1996). Die Frickenhofer Höhe als besonders gut erhaltener Rest der danubischen Landschaft ist Teil einer ausgedehnten Schichtfläche, die hauptsächlich aus Kalk-, Sand-, und Tonsteinen des Unterjuras aufgebaut wird. Die Lein schneidet sich heute in die Sandsteine des Keupers ein. Relikte der Goldshöfer Sande sind hauptsächlich entlang der oberen Läufe von Kocher und Jagst und entlang der Lein konzentriert.

Sowohl Säugetierknochen und -zähne, die in den Sedimenten gefunden wurden, als auch morphologische, morphometrische, petrographische und paläomagnetische Korrelationen geben Hinweis darauf, dass die Flussanzapfung im Arbeitsgebiet zwischen 700 und 600 ka stattgefunden haben muss (Abb. 15C; Simon 1987, 1988,

## Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland

---



Abb. 17: Blick von der Hochfläche im Süden des Leintals auf die nördlich des Leintals gelegene alte danubische Landschaft der Frickenhofer Höhe. Schichtflächenbildner sind hier die Unterjura-Gesteine der Angulatensandstein- und Arietenkalk-Formation. Entlang der Lein ist die Schichtfläche teilweise mit Goldshöfer Sanden bedeckt (Fläche im Vordergrund und große hellgrüne Fläche links im Hintergrund).

Hagdorn & Simon 1988, Etzold 1994). In den heutigen rheinischen Tälern, die die danubischen Oberflächen unterschneiden, sind lokal kleine Reste von rheinischen Terrassen erhalten geblieben.

Die gut erhaltenen danubischen Oberflächen, danubischen Sedimente und die rheinischen Terrassen im Leintal und im Mündungsbereich zum Kocher machen diese Region interessant und bieten sich als Arbeitsgebiet an (Abb. 1, 15). Ziel dieser Arbeit ist, das Gesteinsvolumen zu bestimmen, das seit dem Erliegen der danubischen Entwässerung durch die rheinische Einschneidung erodiert wurde, um daraus Erosionsraten zu ermitteln. Durch eine absolute Datierung der Goldshöfer Sande mit kosmogenen Nukliden soll der Ablagerungszeitpunkt dieser letzten vom danubischen System stammenden Sande weiter eingegrenzt werden.

Mit digitalen Höhenmodellen können ehemalige Landformen rekonstruiert, erodiertes Gesteinsvolumen berechnet und Erosionsraten bestimmt werden (Abel et al. 2000, Abel 2003, Becker-Haumann 2005, 2007, Gani et al. 2007). Dabei werden häufig mit Hilfe eines Geoinformationssystems (GIS) Punktdaten zu einer Paläooberfläche interpoliert. Diese Methode ist vor allem bei einer hohen Datendichte sinnvoll. Um eine plausible Paläooberfläche zu rekonstruieren, wurde in dieser Arbeit hingegen eine stereoskopische Oberflächenmodellierungssoftware verwendet. Arbeitsbasis bildet ein aus Luftbildern gerechnetes digitales Höhenmodell mit 5 m Auflösung der Landschaft im Gebiet um das Leintal. Sowohl Bohr- und Literaturdaten als auch Informationen aus geologischen Karten werden herangezogen und ausgewertet, um die morphometrischen Parameter des danubischen Paläotales des Vorläufers der rheinischen Lein, der Ur-

## **Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

---

Lein, zu erfassen. Der ermittelte Paläogradient des Tales wird anschließend als 3D-Bruchkante in dem digitalen Höhenmodell digitalisiert und kontrolliert bei einer Reinterpolation der umliegenden Datenpunkte deren Höhe. Dadurch entsteht ein hochauflösendes digitales Höhenmodell des Ur-Lein-Tals. Subtrahiert man das Modell der heutigen Landschaft von dem der Paläolandschaft erhält man das Gesteinsvolumen, das durch die Lein seit der rheinischen Anzapfung erodiert wurde. Das Ergebnis dieser Arbeit präsentiert eine erste Quantifizierung der Auswirkungen einer Flusspiraterie in einem Zeitraum von ungefähr einer Millionen Jahren.

### **4.2 Lokale Morphologie, Hydrologie und Paläohydrologie**

Das Arbeitsgebiet wird von den rheinischen Nebenflüssen Kocher, Jagst und Rems entwässert (Abb. 1). Die Lein, mit einem Einzugsgebiet von 246 km<sup>2</sup>, 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 Anzapfungsknie (Abb. 1, 15, 16). 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. 18). Auch heute rheinische Nebenflüsse konkurrieren miteinander, was zur Ausbildung hierarchisch nachgeordneter Talwasserscheiden und Wasserscheiden (Abb. 19) 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. 18).

Die sehr flach wellige Landschaft der Frickenhofer Höhe (Abb. 16, 17, 18) 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 1926, 1952, Zeese 1975) sind im Arbeitsgebiet weit verbreitet und gut erhalten (Abb. 19, 17, 18). Ihr Vorkommen in unmittelbarer Nähe vor der markanten Schichtstufe aus ober-

**Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

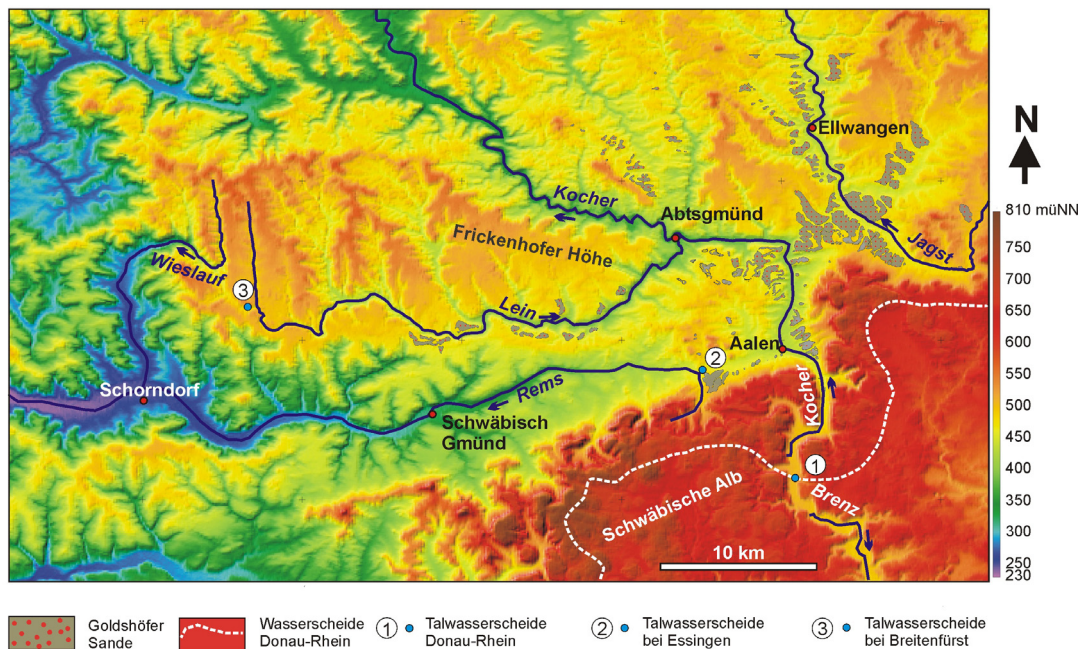


Abb. 18: Das schattierte Relief mit einer Auflösung von 90 m zeigt die Topographie in der Umgebung des Arbeitsgebietes. Über die gerechneten SRTM DTED® Level 1-Daten wurden die Vorkommen der Goldshöfer Sande gelegt (Lokalitäten der Goldshöfer Sande nach Etzold 1994, Laske & Reicherter 2000, Reicherter 2000, 2000a, Etzold & Nitsch 2007). Mit den Markierungen 1 – 3 ist die Lage der Talwasserscheiden hervorgehoben.

jurassischen Kalksteinen der Schwäbischen Alb (Abb. 16, 18) zeigt, dass sich die Lage der Stufe seit der Ablagerung der Sande nicht wesentlich verändert hat.

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 nach Süden (Abb. 15, 16, 18, 20; Wagner 1963, Eisenhut 1975, Simon 1987, 1988, Hagdorn & Simon 1988). Eine 1959 niedergebrachte Bohrung beim Seegartenhof nordwestlich von Königsbronn (Abb. 20) ergab, dass die Erosionssohle bei  $\leq 456,5$  m liegt (Beurer 1963). Vermutlich wurde nicht der tiefste Punkt erreicht, da in der Nähe von Heidenheim (Abb. 1, 15) die Felssohle des „incised valley“ auf einer Höhe von 451,4 müNN erbohrt wurde (Etzold 1994). Für die Ur-Brenz nimmt Etzold (1994) ein Gefälle von 0,2 bis 0,5 ‰ an. Durch die Flussanzapfung schrumpfte das einst 2110 km<sup>2</sup>

**Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

große Einzugsgebiet der Ur-Brenz schrittweise auf das 810 km<sup>2</sup> große Einzugsgebiet der heutigen Brenz.



Abb. 19: 7 km nordwestlich von Schwäbisch Gmünd zwischen den Ortschaften Alfdorf und Pfahlbronn trennt eine Wasserscheide die Einzugsgebiete von Rems (links) und Lein (rechts). Gerade einmal 250 m trennen die steilen Einschnitte, beginnend im Bereich der Wäldchen (Pfeile), beider Einzugsgebiete (Blick nach Westen).

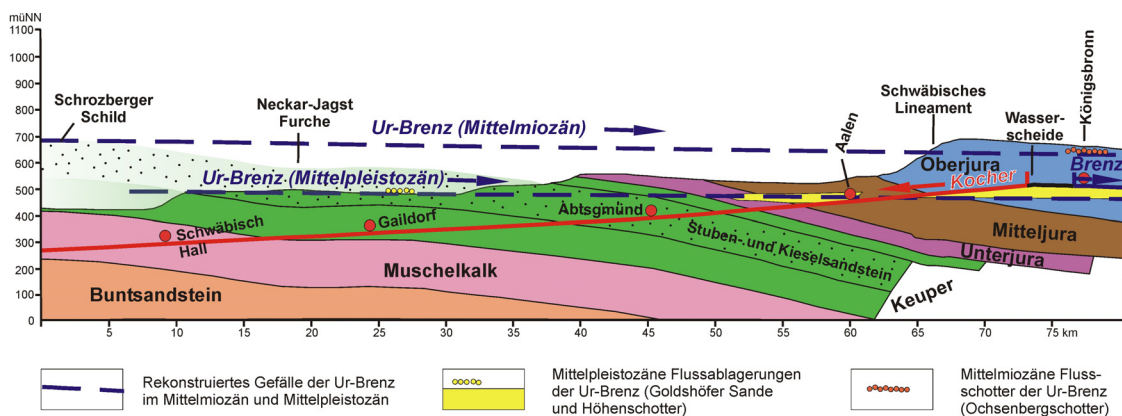


Abb. 20: Schnitt durch die heutige Landschaft entlang der ehemaligen danubischen Ur-Brenz von Schwäbisch Hall bis nach Königsbronn. In rot ist das Gefälle des rheinischen Kochers dargestellt. Rekonstruiert ist das Gefälle der Ur-Brenz im Mittelmiozän und Mittelpleistozän. Das ehemalige Abtragungsgebiet im Keuper ist transparent dargestellt. Es war Liefergebiet für die Schotter und Sande, die man heute auf der Schwäbischen Alb und im Albvorland findet (verändert nach Wagner 1963, Simon 1988).

### 4.3 Goldshöfer Sande: die jüngsten danubischen Sedimente

Die Bedeutung dieser frühen mittelpleistozänen danubischen „last-minute“ Ablagerungen, die eine mehrere Meter dicke (<20 m) Decke von sandigen Zopfstromsedimenten (Abb. 21) nördlich des Eintritts in das „incised valley“ der Ur-Brenz (Brenztal-Pforte, Abb. 16, Abb. 22) bilden, wurde in einer langen Reihe geologischer Studien hervorgehoben (Fraas 1871, Scheu 1909, Schmidt 1921, Pahl 1924, Wagner 1926, 1952). In ihrem heutigen Diagenesestadium erscheinen die Goldshöfer Sande als entkalkte, gelbliche bis bräunliche und mittel- bis grobkörnige fast reine Quarzsande mit typischen Sedimentstrukturen eines verzopfsten Flusslaufes (Abb. 23, 24), wie zum Beispiel trogförmige Schrägschichtung (Abb. 23A), die eine südliche und südöstliche Fließrichtung anzeigt (Beurer 1963). Hauptarchitekturelement der Zopfstromsedimente, dem 90% der Ablagerungen zugeordnet werden können, sind LS-Elemente (*laminated sand sheets*), in denen planar schrägschichtete Bereiche auftreten. Diese werden als DA-Elemente (*downstream-accretion macroforms*) und LA-Elemente (*lateral-accretion macroforms*) interpretiert (Abb. 24)



Abb. 21: Sandgrube in den mehreren Meter mächtigen Goldshöfer Sanden auf dem Bürgle bei Onatsfeld westlich von Wasseralfingen.



## Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland

---

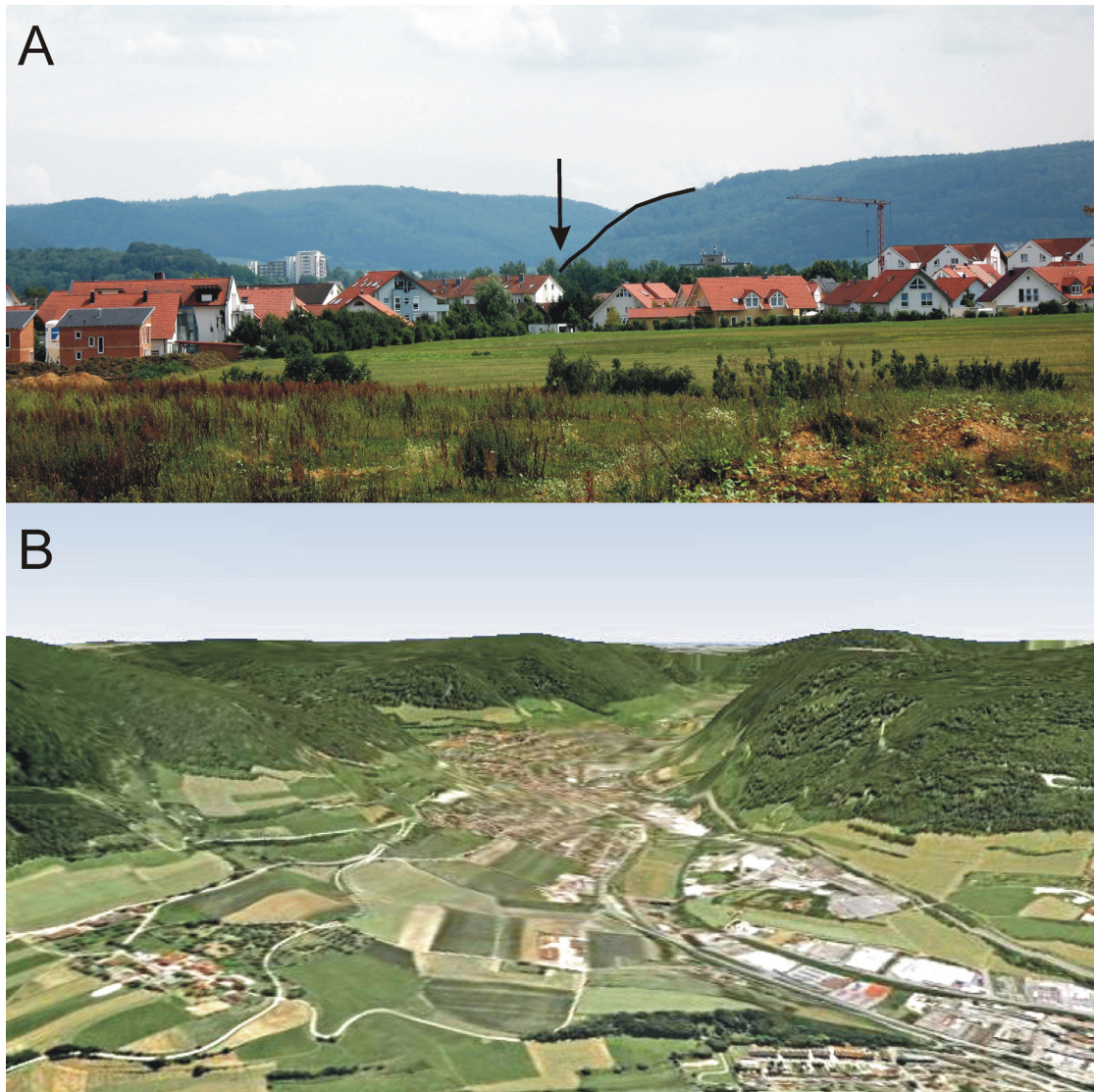


Abb. 22: A) Blick vom Bürgle bei Wasseralfingen nach Süden auf den bewaldeten Albtrauf mit der Brenztal-Pforte (Pfeil). Man erkennt den Einschnitt des „incised valley“ der Ur-Brenz in die Oberjura-Kalksteine. B) Blick von Aalen aus nach Süden in die Brenztalpforte hinein. Die breite offene Landschaft geht hier in das von der Ur-Brenz gebildete antezedente engere Durchbruchstal über (Quelle: Google Earth, 2-fach überhöht).

## Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland

Hieraus ergibt sich ein breites, weit verzweigtes Zopfstrom-Flusssystem mit flachen Rinnen und Barren, die ständig im Umbau begriffen waren. Es fanden sich keine Anzeichen von Bewuchs, auch nicht in Überschwemmungsebenen oder Altarmen, was als Hinweis auf ein kaltzeitliches Klima gedeutet werden kann. Häufige Kryoturbationserscheinungen legen die Vermutung nahe, dass Auftau-/Einfrierprozesse häufig stattfanden.

Nach Pahl (1924), Wagner (1952) und Zeese (1972, 1975) stammt der Quarzgehalt überwiegend aus den spättriassischen Sandsteinen des nördlich gelegenen Keuperberglandes. Kleinere Zeugenberge aus unter- und mitteljurassischen Sandsteinen in unmittelbarer Nähe lieferten die Kieskomponenten; Oberjura-Feuersteine in Kieskorngroße weisen zusätzlich auf Lieferquellen aus dem Bereich des Albtraufs und der Albhochfläche hin. Ein erhöhter Anteil an Oberjura-Kalksteinen findet sich nur in direkter Nachbarschaft zum Albtrauf. Die petrographische Zusammensetzung der Goldshöfer Sande wird auch durch nachfolgendes Profil gezeigt, das von der Forschungsbohrung (Rechtswert: 3583798,4, Hochwert: 5419136,84, Höhe über NN: 475,9 m; Abb. 25A, 25B) stammt, die im Rahmen dieser Dissertation zur Probengewinnung für die Datierung mit kosmogenen Nukliden abgeteuft wurde.

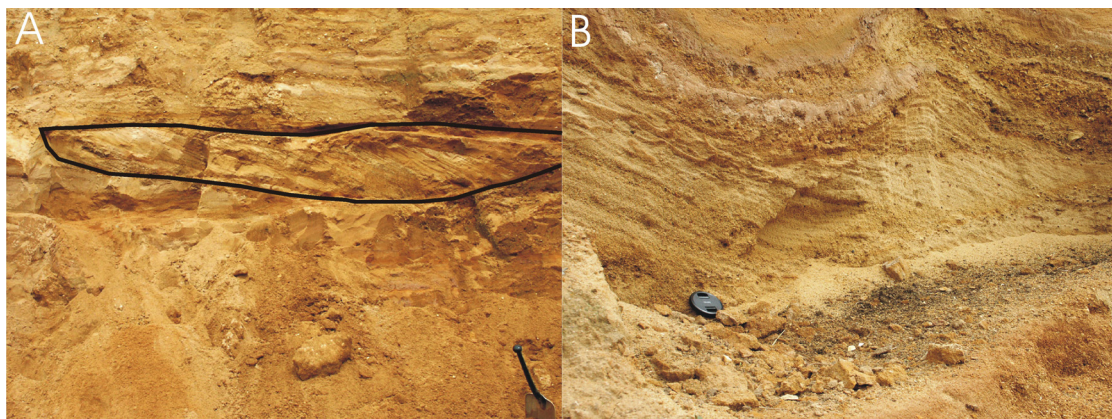


Abb. 23: Sedimentstrukturen eines verzopften Flusslaufes in den Goldshöfer Sanden: A) trogförmig schräggeschichteter Sedimentkörper und B) planare Schrägschichtung.

**Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

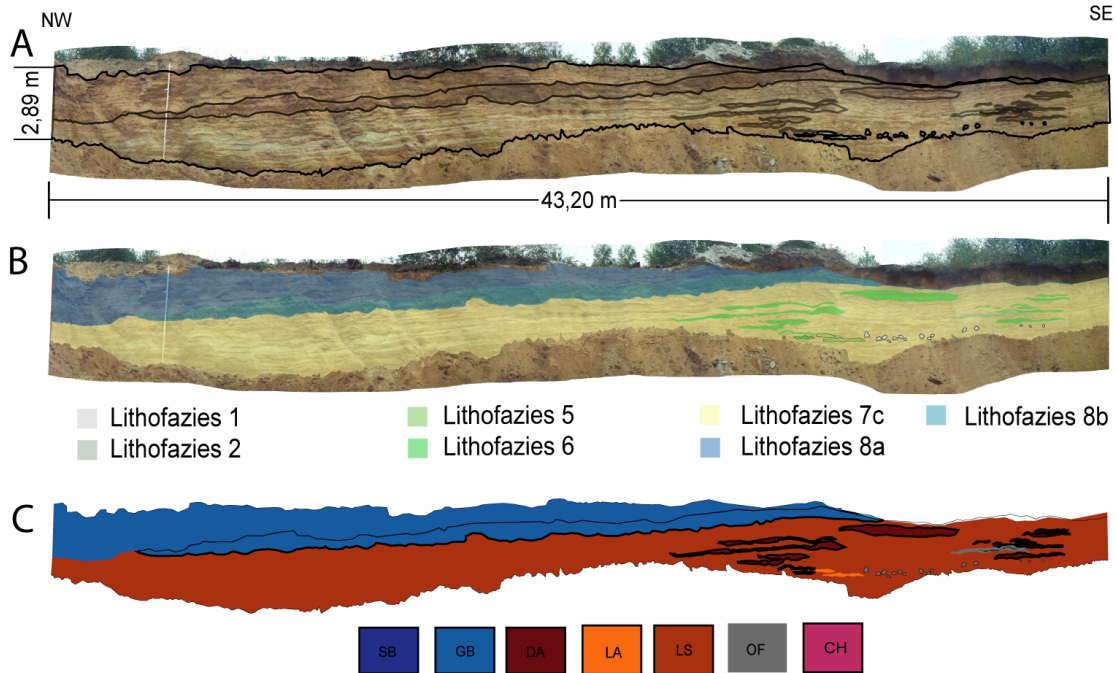


Abb. 24: Architekturelementanalyse am Beispiel einer Grube in Ellwangen aus Bohn (2005). A) mit Faziesgrenzen, B) mit Lithofaziesbereichen und C) mit Architekturelementen (SB: Sandy bedforms, GB: Gravel bars and bedforms, DA: Downstream-accretion macroforms, LA: Lateral-accretion macroforms, LS: Laminated sand sheets, OF: Overbank fines, Ch: Channels).

**Kurzprofil (mit stratigraphischer Deutung):**

- 0 - 0,55 m Quartär, Lösslehm, lol
- 13,50 m Quartär, Goldshöfe-Sand, GO
- 14,10 m Unterjura, Amaltheenton-Formation, pb2

**Teufe** (m u. A.): Gesteinsart (Haupt-, Nebengemengeteile usw.), Farbe, Gefüge, Verwitterungsgrad, Konsistenz, Fossilinhalt, Klüftung u. a.; Abkürzungen: jo, jm, ju (Ober-, Mittel-, Unterjura)

**Quartär**

**Lösslehm**

- 0 - 0,55 m Schluff, stark feinsandig, gelbbraun, obere 30 cm durchwurzelt

**Goldshöfe-Sand**

- 1,15 m Sand, schluffig, fein-grobkörnig, überwiegend Quarz, mittel- bis gut gerundet, kiesig, Mn + Fe-Oxidhydratflecken, braun, bei 1,05 auch rotbraun; Kieskomponente bis 3 cm

## Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland

- 
- Ø, kantengerundet: jo-Kieselknollenstücke; jm-Sandstein, Eisenerzbröckchen; ju-Sandstein; Keuper-Sandstein, grau
  - 2,00 m Sand, überwiegend grobsandig, überwiegend Quarz, mittel- bis gut gerundet, schwach feinkiesig, braun; Kieskomponenten: jo-Kieselknollenstücke; jm-Sandstein und Eisenerzbröckchen, Angulatensandstein, Tonstein, ockergelb
  - 2,30 m Sand, überwiegend grobkörnig, überwiegend Quarz, mittel- bis gut gerundet, braun, Kieskomponenten (10 %): jo-Kieselknollenstücke; jm-Sandstein und Eisenerzbröckchen; ju-Sandstein, Tonstein; Kieskomponenten, weiß (Kieselknollen) und schwarz (alle anderen Komponenten) umkrustet, Kieskomponente außer Feuerstein gut gerundet
  - 3,20 m Sand, braun, mittel-grobkörnig, schwach schluffig, überwiegend Quarz, gut gerundet, feinkiesig; Kieskomponenten (< 5 %): jo-Kieselknollenstücke, kantengerundet und scharfkantig bis 3 cm Ø; andere Komponenten schwarz umkrustet: Sandstein und Tonstein aus jm, gut gerundet
  - 3,95 m Sand, schwach schluffig, mittel-grobkörnig, überwiegend Quarz, mittel-gut gerundet, fein-mittelkiesig; Kieskomponenten (> 10 %): jo-Kieselknollenstücke, jm-Sandstein, Tonstein, Kieselknollen, weiß, sonstige Komponente schwarz und braun umkrustet
  - 4,20 m Sand, stark schluffig, mittel-grobkörnig, überwiegend Quarz, gut gerundet, schwach kiesig, braun, mit ockergrauen Schlufflinsen
  - 5,10 m Sand, mittel-grobkörnig, überwiegend Quarz, mittel- bis gut gerundet, schluffig; Kies-Komponenten: überwiegend scharfkantige jo-Kieselknollen-Bruchstücke; 1 Keuperquarz, jm-Sandstein und -Tonstein, schwarz umkrustet, Dolomitbruchstücke, schwarz umkrustet, insgesamt leicht bräunlich, graue Farbe
  - 5,20 m Sand, fein-grobkörnig, überwiegend Quarz, gut gerundet, stark schluffig, feinkiesig, grau-braune Kieskomponenten wie oben
  - 5,25 m Schluff, feinsandig, oberer cm fein- bis grobsandig, überwiegend Quarz, gut gerundet, untere 4 cm ockerbraun, schwach schluffig, oberer cm schwarz, fossiler Grundwasserschwankungsbereich
  - 5,48 m Sand, fein-mittelkörnig, wenig grobkörnig, überwiegend Quarz, gut gerundet, grau, mit schwarzer und ockerbrauner Bänderung im cm-Bereich, insgesamt gut geschichtet, untere 10 cm stark schluffig, 5,25 – 5,48 m fossiler Grundwasserschwankungsbereich
  - 5,60 m Sand, fein-grobkörnig, überwiegend Quarz, gut gerundet, braun
  - 6,05 m Sand, fein-grobkörnig, überwiegend mittel, unten stärker grobkörnig, überwiegend Quarz, gut gerundet, Schlufflagen und -linsen bis 2 cm, graubraun, untere 5 cm intensiv braun
  - 6,45 m Sand, fein- bis grobkörnig, überwiegend Quarz, mittel- bis gut gerundet, schwach schluffig, schwach kiesig; überwiegend jo-Kieselknollenbruchstücke, Tonstein, schwarz umkrustet, 1 Erzbrocken aus jm; insgesamt grau
  - 7,32 m Kies, fein-grobkörnig, sandig (überwiegend Quarz, gut gerundet), steinig; Kies-Komponenten: kantengerundet (jo-Kieselknollenstücke), sonst gut gerundet; 1 Keuperfeuerstein, jm-Erzstückchen, Tonstein, Feuerstein (jo?) bei 7,0 m mit 10 cm Ø; untere 30 cm braun durch Fe-Oxid
  - 7,60 m Sand, überwiegend grobkörnig, überwiegend Quarz, gut gerundet, leicht bräunlich, schwach schluffig, kiesig; überwiegend jo-Kieselknollenstücke, z. T. entkieselt (wahrscheinlich schon auf Albhochfläche) bis 7 cm Ø
  - 9,10 m Sand, fein-grobkörnig, überwiegend mittelkörnig, überwiegend Quarz, gut gerundet, schwach schluffig, bräunlich grau, sehr einheitlich, keine Kieskomponenten
  - 9,80 m Sand, fein- bis grobkörnig, oben stark schluffig und dunkelbraun, überwiegend Quarz, gut gerundet

## Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland

- 10,30 m Sand, fein-grobkörnig, überwiegend grobkörnig, überwiegend Quarz, mittel-gut gerundet, grau-braun marmoriert
  - 10,53 m Sand, fein-grobkörnig, überwiegend mittelkörnig, überwiegend Quarz, gut gerundet, grau
  - 11,60 m Sand, fein-grobkörnig, überwiegend grobkörnig, überwiegend Quarz, mittel-gut gerundet, grau und braun, durch Bohrvorgang durchmischt
  - 12,30 m Schluff und Ton, sandig, Sand bis 20 %, fein- bis grobkörnig, überwiegend Quarz, mittel- bis gut gerundet, grau, Feuersteinsplitter (Keuper) an Basis
  - 12,47 m Sand, stark schluffig, fein- bis grobkörnig, überwiegend Quarz, mittel- bis gut gerundet, grau
  - 12,65 m Sand, mittel-grobkörnig, überwiegend grobkörnig, überwiegend Quarz, mittel- bis gut gerundet, graubraun
  - 12,75 m Sand, fein-grobkörnig, überwiegend Quarz, mittel- bis gut gerundet; Kies bis 5 – 6 cm Ø; kantengerundet, Feuerstein (Keuper) und Angulatensandstein, braun (rötlich)
  - 13,30 m Sand, schluffig, fein- bis grobkörnig, überwiegend grobkörnig, überwiegend Quarz, gut gerundet, braun; untere 10 cm graubraun mit Keuperfeuersteinen, Angulaten- und Rhätsandsteinbruchstücken
  - 13,50 m Steine, Angulaten- und Rhätsandstein, Keuper-Feuersteine; gut kantengerundet, sandig, kiesig
- Unterjura**
- Amaltheenton-Formation**
- 14,10 m Tonstein, dunkelgrau, sehr schwach glimmerig



Abb. 25: Abteufen der Forschungsbohrung (A) in den Goldshöfer Sanden zur Probengewinnung (B) für die absolute Altersdatierung der Sedimente mit kosmogenen Nukliden .

## Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland

---

Nördlich von Aalen zeigten Bohrungen, dass die Goldshöfer Sande auf zwei verschiedenen Felsterrassen abgelagert wurden: eine obere ältere Terrasse, die in dieser Gegend auf 482 bis 481 müNN liegt und eine untere jüngere Terrasse auf 462 bis 458 müNN (Abb. 26; Wagner 1952). Letztere sinkt nach Süden ab und erreicht nördlich der Brenztal-Pforte (Abb. 16) eine Höhe von 456 bis 454 müNN.



Abb. 26 Im Kochertal nördlich von Wasseralfingen hat man einen Blick auf die untere jüngere Terrasse der Goldshöfer Sande. Die Sande der Terrasse bedecken die Hügel entlang des Kochertals. Ihre Basis liegt hier bei ungefähr 460 müNN und liegt damit 60 m über dem heutigen Kochertal.

Die Alterseinstufung der Goldshöfer Sande beruht im Wesentlichen auf Säugetierresten. Bisher wurden in der Unteren Terrasse ein Unterkiefer des Südelefanten *Archidiscodon meridionalis* (Adam 1953) und zwei Oberkieferbackenzähne von *Mammonteus trogontherii* gefunden. Beide Südelefanten zählen zu den *meridionalis-trogontherii*-Übergangsformen (Adam 1953, 1961). Zusammen mit den Funden von Geweihhälften des Breitstirnelchs *Alces latifrons* (Pahl 1924, Hennig 1952) und Unterkieferästen des zebraähnlichen *Allohippus süßenbornensis* (Hennig 1952, Adam 1953, Koenigswald 1983) ergibt die Faunenzusammensetzung der Goldshöfer Sande eine Alterseinstufung in das untere Mosbachium bzw. in den unteren Cromer-Komplex. Etzold (1994) stellte die ältere Terrasse in den Günz-Komplex; in der aktuellen Gliederung des südwestdeutschen Pleistozäns würde dies dem Haslach-Mindel-Komplex entsprechen.

## **Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

---

Fromm (1980, 1983) versuchte, mit paläomagnetischen Messungen die Alterseinstufung der jüngeren Terrasse zu präzisieren. In den beprobten Schlufflagen konnte ein Wechsel von inverser zu normaler Polarität nachgewiesen werden, der möglicherweise die Matuyama/Brunhes-Grenze bei 0,78 Ma darstellt. Im normal polarisierten Profilbereich befindet sich jedoch eine Beprobungslücke. Fromm (1983) diskutierte, ob in dieser Lücke ein weiterer inverser Bereich enthalten sein könnte; der normal polarisierte Bereich unter dieser Lücke könnte demnach nur ein Event (Jaramillo-Event) in der Matuyama-Epoche darstellen und erst nach der Lücke würde mit der normalen Polarität die Brunhes-Epoche einsetzen. Fromm (1983) hält es aber für wahrscheinlicher, dass es sich bei dem nachgewiesenen Wechsel der Polarität um die Matuyama/Brunhes-Grenze handelt. Betrachtet man die biostratigraphischen Ergebnisse, wird diese Theorie untermauert. Die Biostratigraphie stellt die jüngste Terrasse der Goldshöfer Sande in den „unteren Bereich“ des Cromer-Komplexes. Da die Untergrenze des Cromer-Komplexes bei 0,87 Ma liegt (Villinger 2004, Villinger & Fischer 2005), ist es unwahrscheinlich, dass der nachgewiesene Polaritätswechsel in den Goldshöfer Sanden das Jaramillo-Event darstellt, das bei 1,07 Ma beginnt und bei 0,990 Ma endet (Cande & Kent 1995). Dies bekräftigt die Annahme, dass in den Goldshöfer Sanden die Matuyama/Brunhes-Grenze steckt.

Eine absolute Altersdatierung wurde in den Sanden nie vorgenommen, da bisherige Methoden die angenommene Altersspanne nicht abdecken konnten. Die inzwischen etablierte Methode mit kosmogenen Nukliden stellt ein ideales Mittel zur absoluten Altersdatierung für die Sande der unteren Terrasse dar. Für diesen Zweck wurde in der Nähe, in der damals die paläomagnetischen Profile in einer Sandgrube (die heute leider nicht mehr aufgeschlossen ist) aufgenommen wurden, eine Forschungsbohrung (Abb. 25) für die Probengewinnung niedergebracht.

Die beiden Felsterrassen der Goldshöfer Sande und ihre diskontinuierliche Überlagerung mit den Sanden geben in dem Zeitfenster der Ablagerung wichtige Details über die Episode preis, in der das danubische Regime von dem rheinischen abgelöst wurde: 1) Danubische Einschneidung war während der Ablagerung der Goldshöfer Sande zeitweise immer noch aktiv, was die Ausbildung der zwei Felsterrasse belegt; 2) Ablagerung von Sedimenten eines verzopften Flusssystemes war eine Folge von extrem hohem Wasserangebot und von einer Aufsandung der Talböden während

## **Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

---

Klimaschwankungen in der Übergangszeit vom Unter- zum Mittelpleistozän begleitet; 3) Ende der danubischen Sedimentation durch das schnelle Voranschreiten der Anzapfung aller Nebenflüsse.

### **4.4 Rheinische Terrassen**

Heute finden sich kleine Reste älterer rheinischer Terrassen, die sich mehrere Zehnermeter bis Meter über der Talsohle befinden, an den Hängen rheinischer Flusstäler (Abb. 27). Meist bilden sie kleine Verebnungen mit Resten von Flussschottern. Die rheinischen 90 m Terrassen (90 m über der heutigen Talsohle) bei Waldhausen (~ 40 km westlich von Aalen) im Remstal und bei Westheim (~ 30 km nordöstlich von Abtsgmünd) im Kochertal korrelieren zeitlich mit der jüngeren beziehungsweise unteren Terrasse der danubischen Goldshöfer Sande im Arbeitsgebiet (Abb. 27). Beide Terrassen fallen in die Zeit kurz vor dem Erliegen der danubischen Entwässerung, was bedeutet, dass während dem Wechsel vom danubischen zum rheinischen Regime beide Flusssysteme damit jeweils ihren ersten beziehungsweise letzten Marker hinterließen.

Innerhalb der rheinischen Terrassen kann man noch weiter differenzieren (Abb. 27). Untereinheiten wurden von verschiedenen Autoren beschrieben und sowohl biostratigraphisch als auch über ihre Lagehöhe zeitlich ein- und bestimmten klimatischen Kaltzeiten zugeordnet. Dass die Entstehung der Terrassen in Beziehung mit klimatischen Kaltphasen gesetzt werden kann, schließt gleichzeitig eine tektonische Bildung aus und weist auf eine tektonisch inaktive Phase während ihrer Ablagerungszeit hin. Da sich im Laufe der Zeit die geologische Zeittafel des Quartärs änderte, wurde in der Arbeit versucht, die bekannten Terrassen mit den aktuellen Zeittafeln von Baden-Württemberg nach Villinger (2004) und Villinger & Fischer (2005), der stratigraphischen Tabelle von Deutschland nach German Stratigraphic Commission (2002) und internationalen Sauerstoffisotopenstadien (OIS) nach Winn et al. (1998) zu korrelieren (Abb. 28). Nach Eisenhut (1962, 1971, 1972, 1975), Frank & Vollrath (1971), Hagdorn & Simon (1988), Etzold (1994), Hönig (1994), Villinger (2004) und Villinger & Fischer (2005) können folgenden Beziehungen zwischen den Terrassen, die tiefer als 90 m



**Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

Rheinische und danubische Terrassen; Höhen über heutigem Flussniveau		Vorkommen an Lein, Kocher, Rems und Jagst	
Niederterrasse 0-10 m		Abtsgmünd (Lein) Wöllstein (Kocher) Schwäbisch Gmünd (Rems)	
Hochterrasse ca. 30 m		Wöllstein (Kocher) Waldhausen bis Schorndorf (Rems)	
Talrandterrasse ca. 60 m		Abtsgmünd (Lein, Kocher) Schwäbisch Gmünd (Rems)	
Terrasse 75 m		Abtsgmünd (Lein)	
Jüngere Terrasse der Goldshöfer Sande 50-90 m	Terrasse 90 m	Aalen (Kocher) Essingen (Kocher) Hüttlingen (Kocher) Fachsenfeld (Kocher) Entlang des Mittellaufs der Lein Entlang der Jagst bis Ellwangen	Westheim (Kocher) Waldhausen (Rems)
Ältere Terrasse der Goldshöfer Sande 90-110 m		Goldshöfe (Kocher) Dewangen 110 m (Kocher) Immenhofen (zwischen Kocher und Jagst)	

Abb. 27: Einige Vorkommen der rheinischen (rosa) und danubischen (türkis) Terrassen an Lein, Kocher, Rems und Jagst im Arbeitsgebiet. Die Terrassen in der Tabelle sind chronologisch von unten/alt nach oben/jung geordnet. Während im Raum Aalen noch die danubische jüngere Terrasse der Goldshöfer Sande abgelagert wurde, entstanden gleichzeitig die ersten rheinischen Terrassen in den schon angezapften Gebieten (verändert nach Hagdorn & Simon, 1988, Etzold 1994).

liegen, gemacht werden. Eine markante Terrasse (Talrandterrasse, Abb. 29), 60 bis 50 m über dem heutigen Talboden, ist im Rems- und Leintal zu finden und kann mit der Hoßkirch-Kaltzeit (OIS 12-Kaltzeit nach Winn et al. (1998); ~500 ka bis ~460 ka nach German Stratigraphic Commission (2002) und Villinger (2004)) in Verbindung gebracht werden (Abb. 28). Die 30 – m Terrasse (Hochterrasse) des Kocher- und Remstals ist der Riß-Kaltzeit zu zuordnen (OIS 6-Kaltzeit nach Winn et al. (1998); ~215 ka bis ~130 ka nach German Stratigraphic Commission (2002), Villinger (2004) und Villinger & Fischer (2005)). Die tiefste und jüngste Terrasse (Niederterrasse) liegt 5 bis 10 m über dem heutigen Talboden, ist aber meist auch unter den holozänen Sedimenten vorhanden und korreliert mit der Würm-Kaltzeit (OIS 2-Kaltzeit nach Winn et al. (1998); 25 ka bis 15 ka nach Villinger (2004) und Villinger & Fischer (2005)). Diese Verschachtelung ist durch einen mehrmaligen Auffüll- und Ausräumprozess zu erklären:

### **Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

---

während der Übergangszeit von der Riß-Kaltzeit zur Eem-Warmzeit (126 ka - 115 ka, Villinger & Fischer 2005) erreichte die rheinische Einschneidung ihre maximale Eintiefung. In der nachfolgenden Würm-Kaltzeit wurde das eemzeitlichen Tal mit Schottern angefüllt, in der anschließenden Übergangszeit zum Holozän wieder teilweise ausgeräumt. Im Holozän wurden die Auesedimente abgelagert. Die holozänen Talfüllungen erreichen 5 bis 8 m im Kochertal und 3 bis 7 m im Lein- und Remstal (Eisenhut 1972, Etzold 1994).

**Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

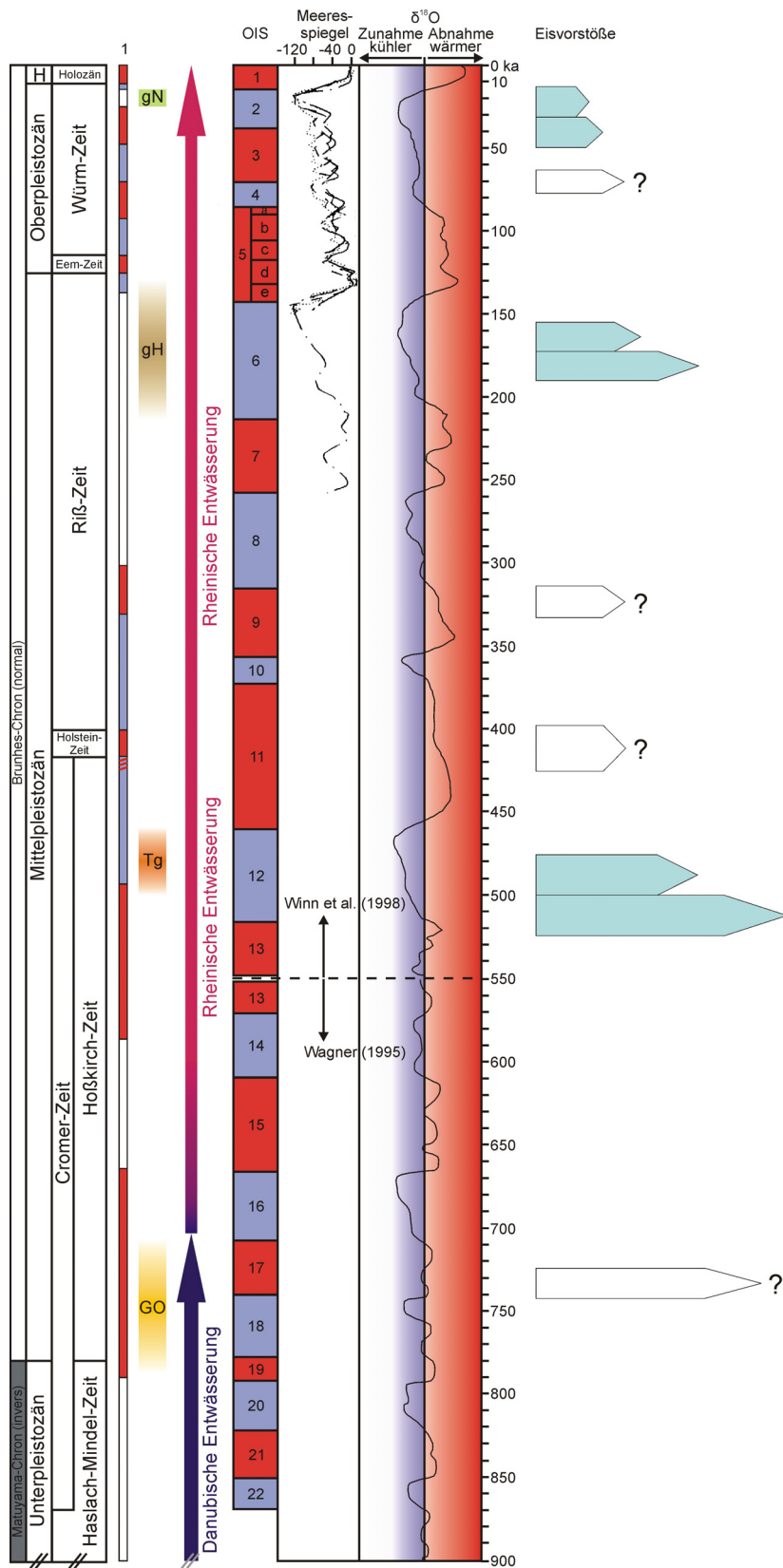


Abb. 28: Darstellung der Chronostratigraphie (H: Holozän) von Baden-Württemberg nach Villinger (2004) und Villinger & Fischer (2005) zusammen mit den Sauerstoffisotopenstadien (OIS; rot: Warmzeit, blau: Kaltzeit), der Meeresspiegelkurve und der  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve nach Wagner (1995) und Winn et al. (1998). Die Daten der Eisvorstöße (? : Alter und Position unsicher) stammen aus der stratigraphischen Tabelle von Deutschland (German Stratigraphic Commission 2002). 1 zeigt die klimatische Gliederung im Alpenvorland von Baden-Württemberg in Warm- (rot), Kalt- (blau) und Eiszeiten (weiß) nach Villinger (2004). Eingezeichnet ist die jüngere Terrasse der Goldshöfer Sande (GO) und die rheinischen Terrassen (Tg: Talrandterrasse, gH: Hochterrasse, gN: Niederterrasse). Die Terrassen wurden in Anlehnung an die in der Literatur genannten Altersangaben und in Anlehnung an den zeitlich gesicherten Eisvorstößen in die aktuelle Zeittafel von Baden-Württemberg eingehängt. Sie können nun mit den internationalen OIS korreliert werden.



Abb. 29: Blick vom Leintal bei Abtsgmünd auf die Talrandterrasse der Lein. Die Talrandterrasse befindet sich ungefähr 50 m über der heutigen Talaue.

## **4.5 Methodik**

### **4.5.1. Absolute Altersdatierung der Goldshöfer Sande mit kosmogenen Nukliden**

Die untersuchte Zeitspanne deckt einen Bereich ab, in dem es zur Datierung mit kosmogenen Nukliden keine vergleichbar genauen absoluten Datierungsmethoden für Sedimente gibt. In-situ produzierte kosmogene Nuklide in Sedimenten oder Gesteinen ermöglichen die Bestimmung von Expositionsaltern, Sedimentationsaltern (Schaller et al. 2004), Erosionsraten und Alter von Höhlensedimenten und daraus abgeleitete Einschneidungsphasen von Flüssen (Granger & Smith 2000, Granger et al. 2001, Häuselmann & Granger 2005). Dabei werden sowohl die Mengen der Nuklide  $^{26}\text{Al}$  und  $^{10}\text{Be}$  als auch deren Verhältnis zueinander auf unterschiedlichste Weise für die Fragestellungen eingesetzt. Kosmogene Nuklide entstehen durch Kernreaktionen von Nukleonenkomponenten der kosmischen Strahlung mit Atomen der Gesteinsoberfläche

## Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland

---

(Wagner 1995). Dieser Prozess wird durch die primäre kosmische Strahlung ausgelöst, die in der Atmosphäre durch Kernreaktionen in sekundäre kosmische Strahlung umgewandelt wird. Nukleonenkomponenten der sekundären Strahlung, wie  $\alpha$ -Teilchen, Neutronen, Kernfragmente und Myonen gehen wiederum Kernreaktionen mit Atomen der Minerale der Gesteinsoberflächen ein, wobei kosmogene Nuklide beispielsweise in Quarz entstehen. Besonders die radioaktiven kosmogenen Nuklide  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{10}\text{Be}$  oder  $^{36}\text{Cl}$  sind für quartärgeologische Anwendungen wichtig. Mit verbesserten Messtechniken in der Beschleuniger-Massenspektrometrie ist es mittlerweile möglich, die geringen Mengen dieser Nuklide bis in die Größenordnung von  $10^6$  Atomen zu erfassen (Granger & Muzikar 2001).

Da die Konzentration dieser Nuklide von der Einstrahlungsdauer der kosmischen Strahlung abhängt, kann man, wenn die Produktionsrate der Nuklide bekannt ist, Expositionsalter von Gesteinsoberflächen bestimmen (Muzikar et al. 2003). Bei bekanntem Ablagerungsalter von Sedimentkörpern können über diesen Zusammenhang Erosionsraten bestimmt werden (Morel et al. 2003, Schaller et al. 2004). Für die Bestimmung von Sedimentationsaltern nutzt man den radioaktiven Zerfall der beiden Nuklide  $^{26}\text{Al}$  und  $^{10}\text{Be}$  (Granger & Muzikar 2001, Muzikar et al. 2003, Schaller et al. 2004, Wolkowinsky & Granger 2004). Wird ein Quarzkorn abgelagert und mit Sediment überdeckt, so wird es allmählich von der kosmischen Strahlung abgeschirmt und der Gehalt an radioaktiven Isotopen nimmt ab. Über die Halbwertszeiten der Nuklide kann somit das Sedimentationsalter bestimmt werden.

Der Idealfall für Altersdatierungen mit  $^{26}\text{Al}$  und  $^{10}\text{Be}$  ist bei der Bestimmung des Einlagerungsalters von Höhlensedimenten gegeben, da eine vollkommene Abschirmung der Quarze meist schnell erreicht wird (Granger et al. 1997, 2001, Stock et al. 2004, 2005, Häuselmann & Granger 2005). In dieser Situation findet keine postsedimentäre Produktion von Nukliden statt, weshalb auf ein Tiefenprofil verzichtet werden kann und eine Einzelprobe für die Datierung der letzten Aktivitätsphase des Höhlenteils ausreicht. Die Untergrenze datierbarer Sedimente liegt bei 100 000 Jahren. Die Obergrenze wird durch die mit zunehmendem Alter geringer werdenden Mengen an  $^{10}\text{Be}$  und  $^{26}\text{Al}$  bestimmt und liegt bei 5 Millionen Jahren. Die Verlässlichkeit der Methode wurde durch Vergleiche mit biostratigraphisch und paläomagnetisch datierten Proben überprüft (Schaller et al. 2004, Stock et al. 2005).

#### **4.5.2 Generierung des digitalen Höhenmodells (DHM)**

Aus 681 Luftbildern (Abb. 30) wurde ein digitales Höhenmodell erstellt, welches sowohl das Arbeitsgebiet aus Kapitel 3 als auch das Gebiet aus diesem Kapitel abdeckt. Die Bilder stammen von der Landesbefliegung Baden-Württemberg aus dem Jahre 1968 und lagen als Filmrollen vor, die das Hauptstaatsarchiv Stuttgart zur Verfügung gestellt hatte. Der Vorteil dieser Bilder ist, dass zu dieser Zeit im Arbeitsgebiet die Besiedlung noch weniger dicht war und die Waldbedeckung geringer als heute. Am Institut für Photogrammetrie der Universität Stuttgart konnten die Filme mit 21  $\mu$  mit dem Präzisionsscanner PhotoScan 2001 der Firma Z/I Imaging eingescannt werden.



Abb. 30: Luftbild aus dem Arbeitsgebiet von der Landesbefliegung Baden-Württemberg 1968.

Für die Herstellung eines DHM muss man die Bilder zunächst orientieren. Dabei gibt es drei verschiedenen Orientierungsarten: die innere, die relative (Abb. 31) 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

## Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland

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 (Abb. 31). Die absolute Orientierung dient dazu, dass dem Modell ein Koordinatensystem zugeordnet wird (Kraus 2004). Für die automatische digitale Aerotriangulation (relative und absolute Orientierung) und die absolute Orientierung stand am Institut für Planetologie eine Version des Programms MATCH-AT zur Verfügung, die für eine Modellgröße von maximal 100 Bildern ausgelegt ist. Um ein DHM des gesamten Arbeitsgebietes herzustellen, mussten mehrere Modelle beziehungsweise Blöcke mit maximal 100 Bildern gerechnet werden (Anhang C). Als Gitterweite wurden 5 m gewählt, um ein hochauflösendes Modell zu erstellen (Abb. 32). Die Generierung der einzelnen Höhenmodelle und das Zusammenfügen zu einem einzigen großen Modell erfolgten in dem Programm MATCH-T der Firma Inpho.

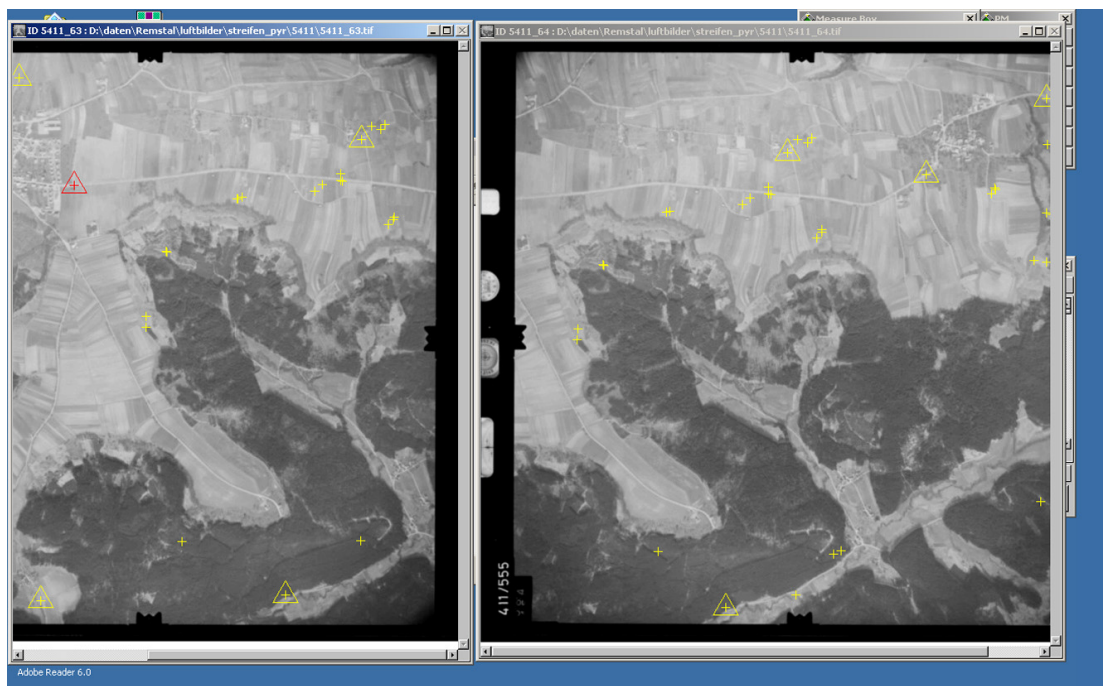


Abb. 31: Der Screenshot aus dem Programm MATCH-AT zeigt automatisch gerechnete Verknüpfungspunkte (gelb) nach Durchführung einer relativen Orientierung eines Bildpaares.

## Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland

---

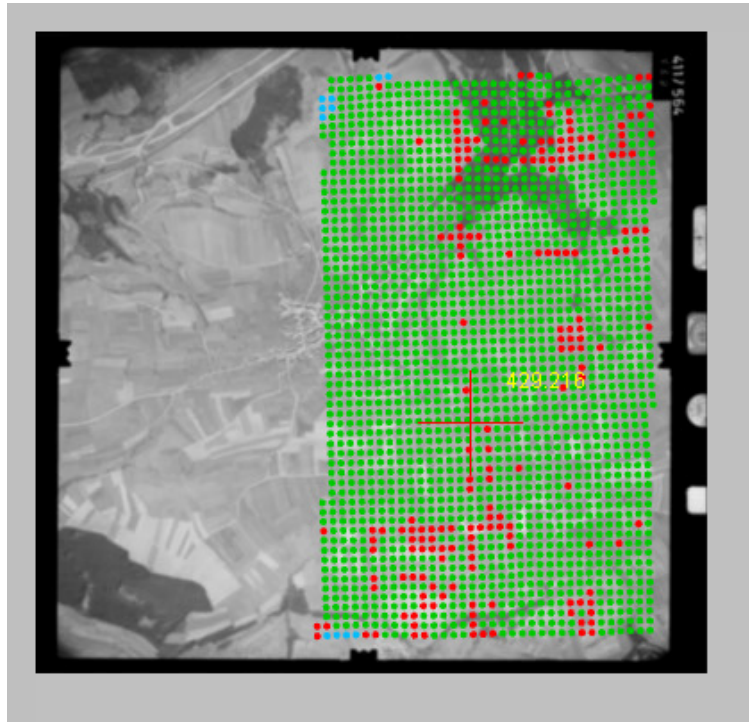


Abb. 32: Der Screenshot aus dem Programm MATCH-T zeigt ein Luftbild mit den automatisch gerechneten Rasterpunkten des Höhenmodells mit einer Gitterweite von 5 m.

### 4.5.3 Konstruktion der Paläooberfläche

Auf den Höhen entlang des Leintals bieten Reste der jüngeren Terrasse der Goldshöfer Sande eine hervorragende Referenz für die Rekonstruktion einer Paläooberfläche des Ur-Leintals. Die Idee ist, in das erstellte DHM der aktuellen Landschaft ermittelte morphometrische Daten des Paläotals einfließen zu lassen, um dadurch eine Paläolandschaft des Ur-Leintals zu gewinnen. Für solch eine „Manipulation“ der heutigen Landoberfläche bietet sich das Programm DTMaster der Firma Inpho an, mit dem man großflächig Datenpunkte der Höhenmodelle markieren und editieren kann. Der wichtigste morphologische Aspekt um das Tal der Ur-Lein zu rekonstruieren, ist hierbei ihr Paläogefälle. Vor allem die Kombination aus dem digitalen Höhenmodell zusammen mit Bohr- und Literaturdaten, geologischen Karten und eigenen Geländebeobachtungen ist für die Bestimmung der Quartärbasis der Sandablagerungen und somit des Paläogefälles des Ur-Leintals effektiv.



## **Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

---

Ist das Paläogefälle bestimmt, kann es als 3D-Gradient in Form einer Bruchkante mit dem Programm DTMaster in das bestehende DHM digitalisiert werden. Anschließend werden die Datenpunkte des heutigen Talbodens mit der Software auf die entsprechende Paläohöhe gesetzt. Eine darauf folgende Reinterpolation der Datenpunkte unter Berücksichtigung der Bruchkante, verändert dementsprechend die Datenpunkte und lässt ein Talboden mit dem Gradienten des Ur-Leintals entstehen. Das Ergebnis ist ein hochauflösendes digitales Höhenmodell des Ur-Leintals während der Ablagerungszeit der Goldshöfer Sande.

Die Rekonstruktion wurde auf ein Gebiet im Leintal beschränkt, in dem sowohl die rheinische Lein als auch ihre danubische Vorgängerin, die Ur-Lein geflossen sind. Ergebnisse für das gesamte Leintal wären hingegen nicht repräsentativ, da der Oberlauf der heutigen Lein vormals ein Nebenfluss der Ur-Lein war, die ihren Ursprung jenseits der heutigen Talwasserscheide bei Breitenfürst hatte, was durch Geröllfunde auf dem Pass in einer Höhe von 490 müNN belegt wurde (Abb. 18; Eisenhut 1972). Im Westen beginnt daher die rekonstruierte Paläofläche in der Nähe der Talwasserscheide bei Breitenfürst und endet im Osten am Zusammenfluss mit dem Kocher.

## **4.6 Ergebnisse**

### **4.6.1 Absolute Altersbestimmung der Goldshöfer Sande**

Für die Altersdatierung der Goldshöfer Sande mit kosmogenen Nukliden wurden Proben aus einer Forschungsbohrung gewonnen und an die Universität Glasgow geschickt. Im Department of Geographical and Earth Sciences, in dem die Messungen stattfinden sollten, wurden die Proben zunächst einer Voruntersuchung unterzogen. Bevor die eigentliche aufwändige Messung durchgeführt wird, wird der Gehalt des stabilen Aluminiumisotops mit einem anderen Verfahren gemessen, um ein Erfolg der Altersbestimmung zu garantieren. Ist der Gehalt des stabilen Isotops zu hoch, kann die Altersbestimmung nicht durchgeführt werden, da das stabile Aluminiumisotop den geringen Gehalt des instabilen überdeckt. Leider traf dieser Fall auf die Proben der Goldshöfer Sande zu. Die hohen Aluminiumwerte des stabilen Isotops können einerseits durch Verwitterungsprozesse an den Quarzkornoberflächen zustande kommen,

## **Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

---

andererseits können sie aber auch schon während der Bildung des Quarzkorns entstehen. Handelt es sich um Verwitterungserscheinungen an den Kornoberflächen, so können diese normalerweise durch Ätzen mit Flusssäure beseitigt werden. Ist dies nicht möglich, sind die hohen Aluminiumwerte mit großer Wahrscheinlichkeit während der Bildung des Quarzkorns entstanden. Bei den Proben der Goldshöfer Sande konnten mehrere Ätzdurchgänge die hohen Werte des stabilen Aluminiumisotops nicht beseitigen. Somit war eine absolute Altersbestimmung der Goldshöfer Sande über kosmogene Nuklide nicht möglich.

### **4.6.2 Digitales Höhenmodell**

Bei der Generierung des digitalen Höhenmodells traten in einigen Fällen Probleme mit dem Programm MATCH-AT bei der automatischen relativen Orientierung der Bilder auf, die nur mit manuell gesetzten Verknüpfungspunkten zu beheben waren. Bei einer automatischen Herstellung eines DHM ist eine manuelle Kontrolle unumgänglich. Die Genauigkeit der einzelnen Blöcke wurde nach den Orientierungen und vor der eigentlichen Generierung der Modelle anhand von bekannten Passpunkten aus der topographischen Karte überprüft (Anhang C). Dabei wurde die Höhe des Modells auf jedem Bildpaar im Norden, in der Mitte und im Süden mit bekannten Passpunkten verglichen. Darüber hinaus war es wichtig sicherzustellen, dass sich die räumlichen Gegebenheiten, wie Straßen oder Kreuzungen, auf denen die Punkte liegen, seit 1968 nicht geändert hatten. Größere Differenzen in der absoluten Höhe des Modells waren meist die Folge einer schlechten relativen Orientierung (Abb. 33) aufgrund einer niedrigen Bildqualität, wie Unschärfe oder Belichtungsschwankungen. Diese Abweichungen konnte man mit der höhencodierten Darstellung des Modells in dem Programm DTMaster sehr gut und schnell an Unregelmäßigkeiten in den Farbverläufen und abrupten Farbsprüngen erkennen (Abb. 33). Eine Verbesserung der relativen Orientierung in Bereichen mit mehr als 5 m Höhenabweichung minimierte die Höhendifferenzen. Durch die Korrektur der Orientierung konnte für weite Bereiche des DHM eine Genauigkeit von  $\pm 1$  m erzielt werden (Anhang C). In wenigen Gebieten sind nach wie vor Höhenabweichungen von mehr als 5 m vorhanden, weil sich die relative Orientierung nicht weiter verbessern ließ.

## Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland

---

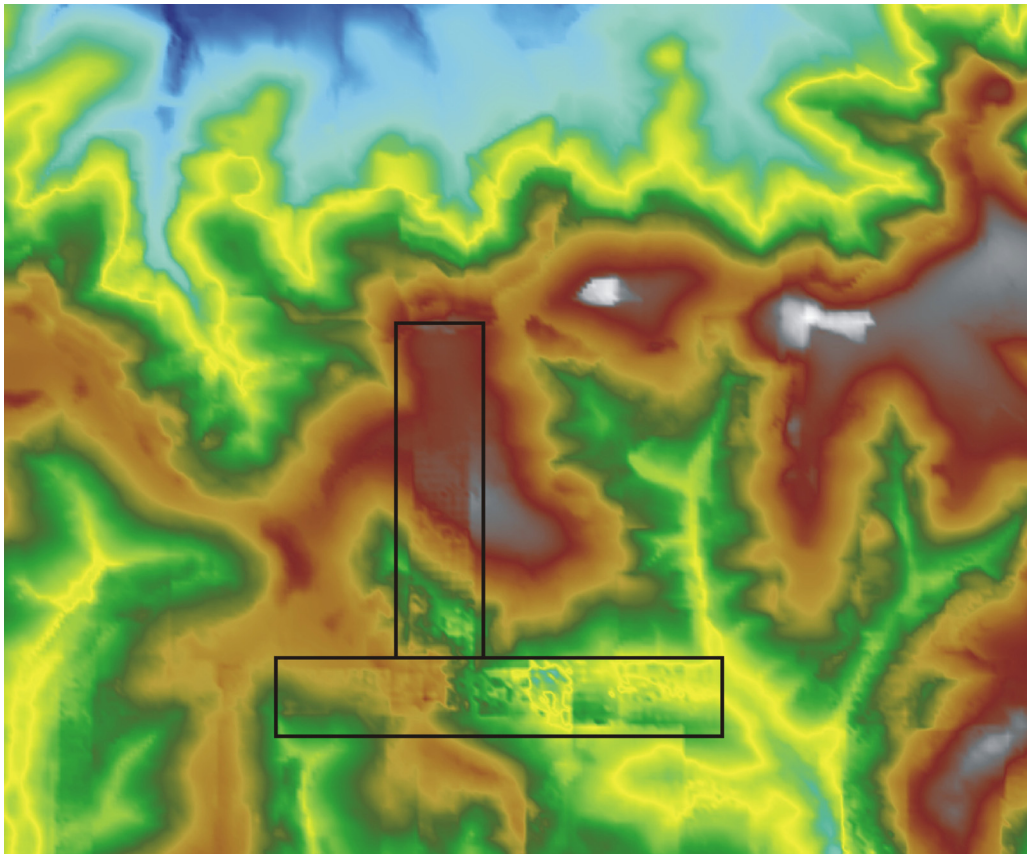


Abb. 33: Höhencodierte Darstellung eines Ausschnitts des digitalen Höhenmodells in dem Programm DTMaster. Die Höhendifferenzen, die durch eine schlechte relative Orientierung verursacht sind, erkennt man an den unregelmäßigen Farbverläufen und Farbsprüngen (Kästen).

Nach der Kontrolle wurden die Höhenmodelle der einzelnen Blöcke mit dem Programm MATCH-T mit einer Auflösung von 5 m gerechnet und anschließend zu einem großen DHM zusammengefügt. Eine erneute Höhenkontrolle nach dem Zusammenfügen zeigte keine Veränderungen. Durch die Zusammenlegung der einzelnen Blöcke sind minimale Abweichungen in der Höhe an den Blockgrenzen sichtbar.

### Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland

---

Im Bereich des Leintals wurden die nicht mit der relativen Orientierung beseitigten Höhenabweichungen und kleinere bewaldete Gebiete halbautomatisch mit der Software DTMaster von der Firma Inpho im Stereomodus korrigiert (Abb. 34). Eine numerische Ermittlung des Waldvolumens über die eingenommene Fläche und eine angenommene Durchschnittsbaumhöhe von 15 m bietet sich hingegen bei größeren Waldgebieten an. Bei der Bilanzierung des erodierten Gesteinsvolumens muss dieser berechnete Wert von  $0.032 \text{ km}^3$  addiert werden. Abbildungen 35 bis 38 zeigen das erstellte hochgenaue 5 m-DHM im Bereich des Leintals.

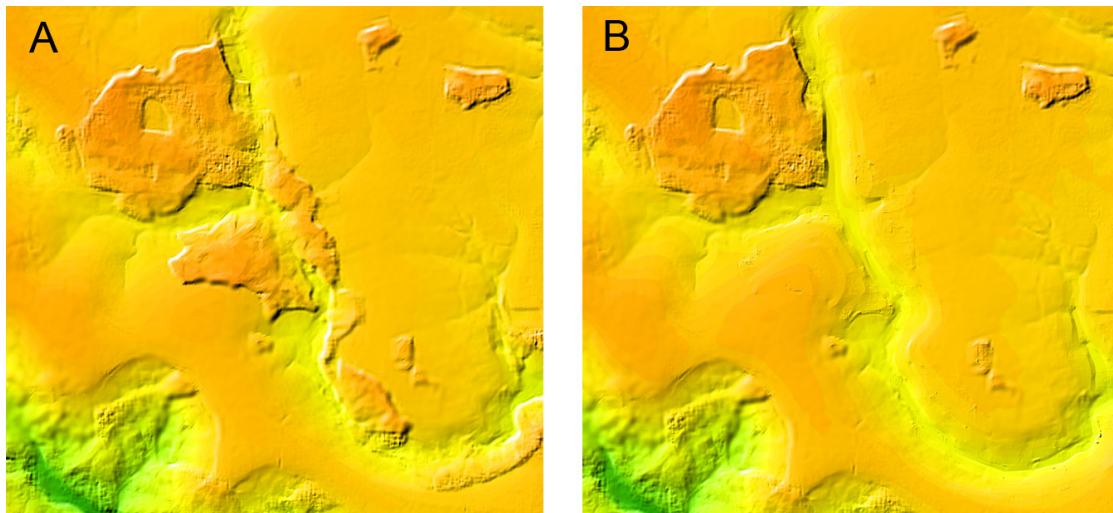


Abb. 34: Beispiel für die halbautomatische Höhenkorrektur bewaldeter Hänge im Oberlauf der Lein. A) In der Mitte des Bilds erkennt man noch große Waldgebiete, die sich auf beiden Seiten des Leintals befinden und sich auch nach Süden und Osten entlang des Leintals fortsetzen. B) Mit einer halbautomatischen Höhenkorrektur konnten diese Höhenabweichungen der eigentlichen Landoberfläche entlang des Leintals beseitigt werden.

**Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

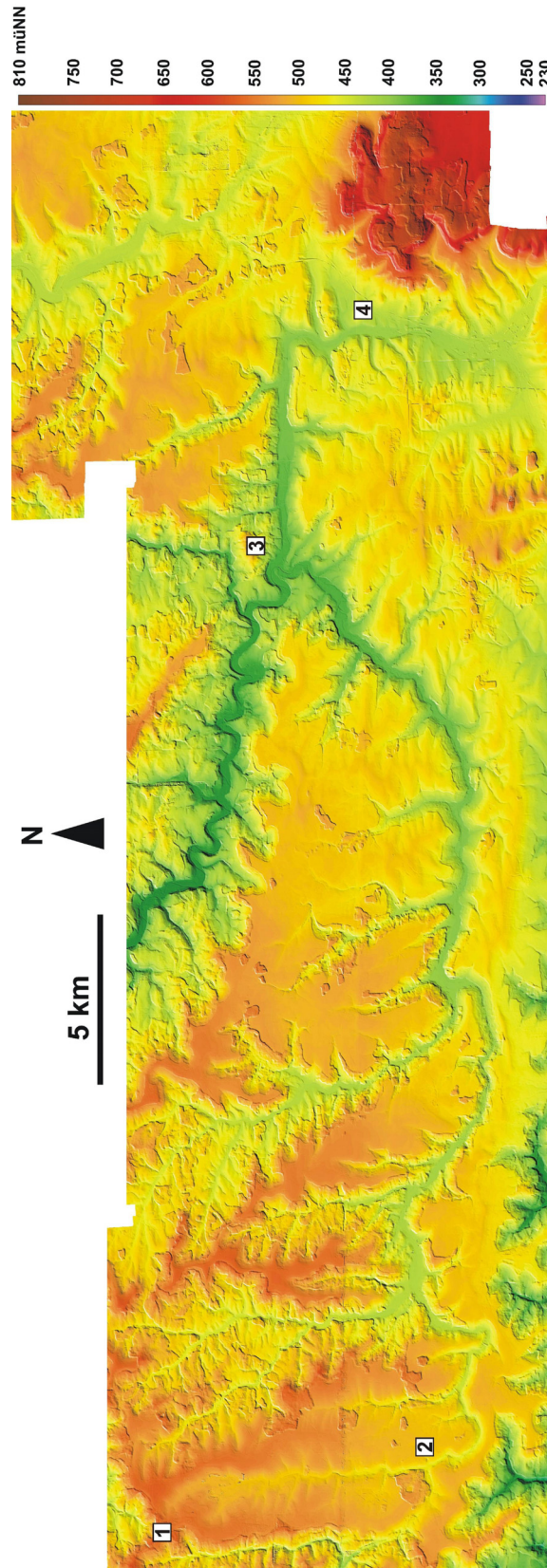


Abb. 35: Generiertes hochauflösendes DHM im Arbeitsgebiet des Leintals mit 5 m Auflösung.

**Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

---

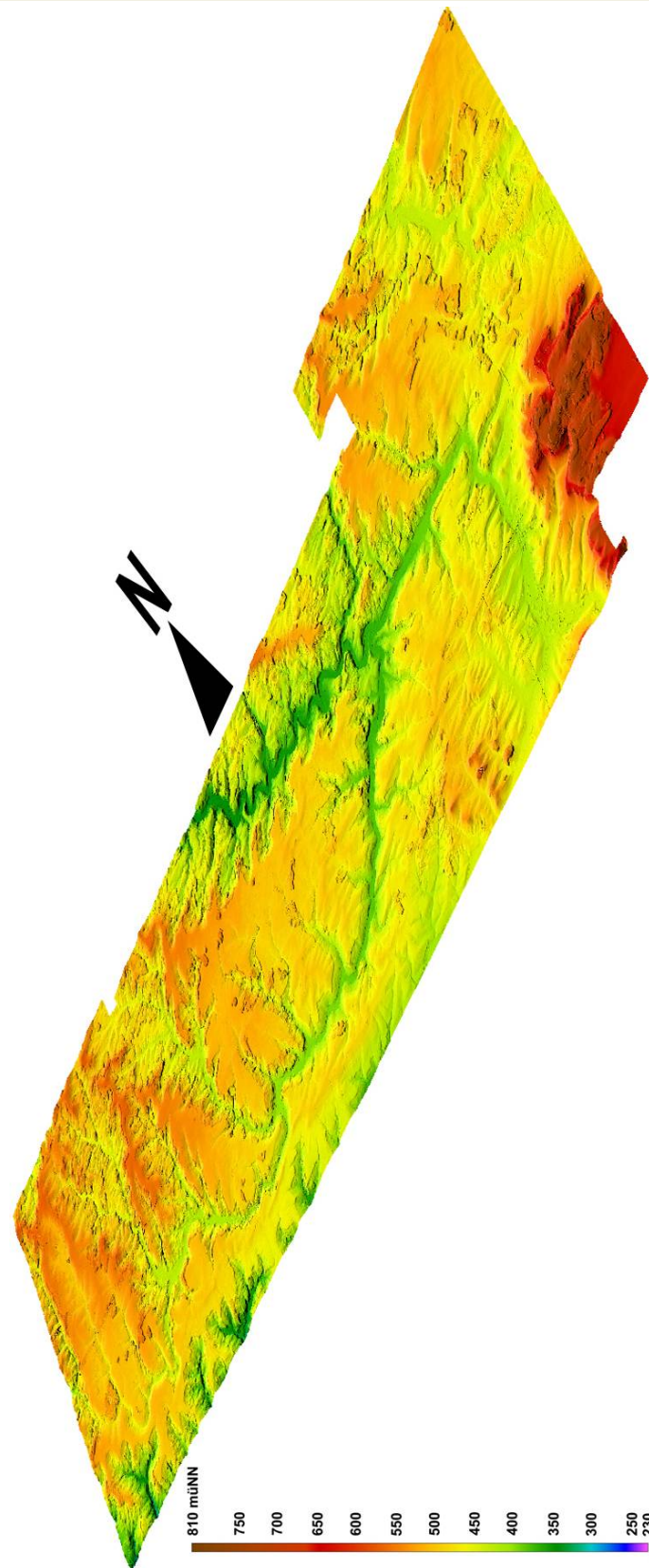


Abb. 36: Perspektivansicht des 5 m-Modells.

## Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland

---

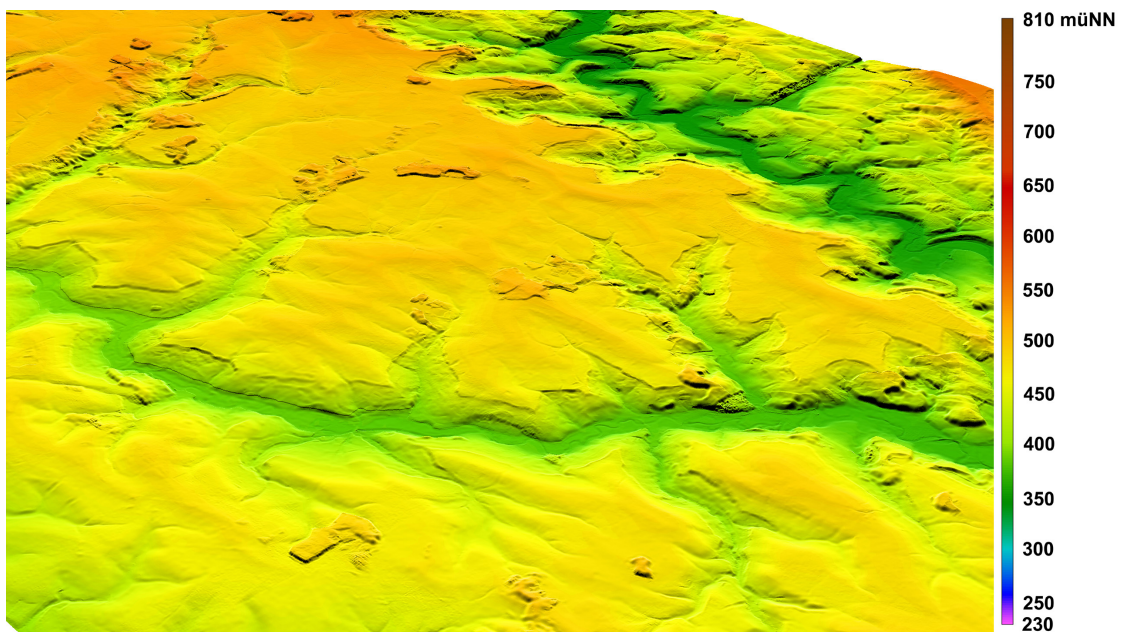


Abb. 37: Vergrößerter Ausschnitt aus der Perspektivansicht des 5 m-Modells mit Blick auf das Leintal (Vordergrund) und der im Norden anschließenden alten welligen danubischen Landschaft der Frickenhofer Höhe. Im Hintergrund ist das Kochertal sehr gut zu erkennen. Waldgebiete erkennt man an den Talhängen an ihren unregelmäßigen Oberflächen (z.B. Tal im linken oberen Bereich des Modells) und auf den Hochflächen an den abgesetzten Flächen mit einer markanten Höhenstufe (Flächen auf der Hochfläche im Vordergrund).

**Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

---

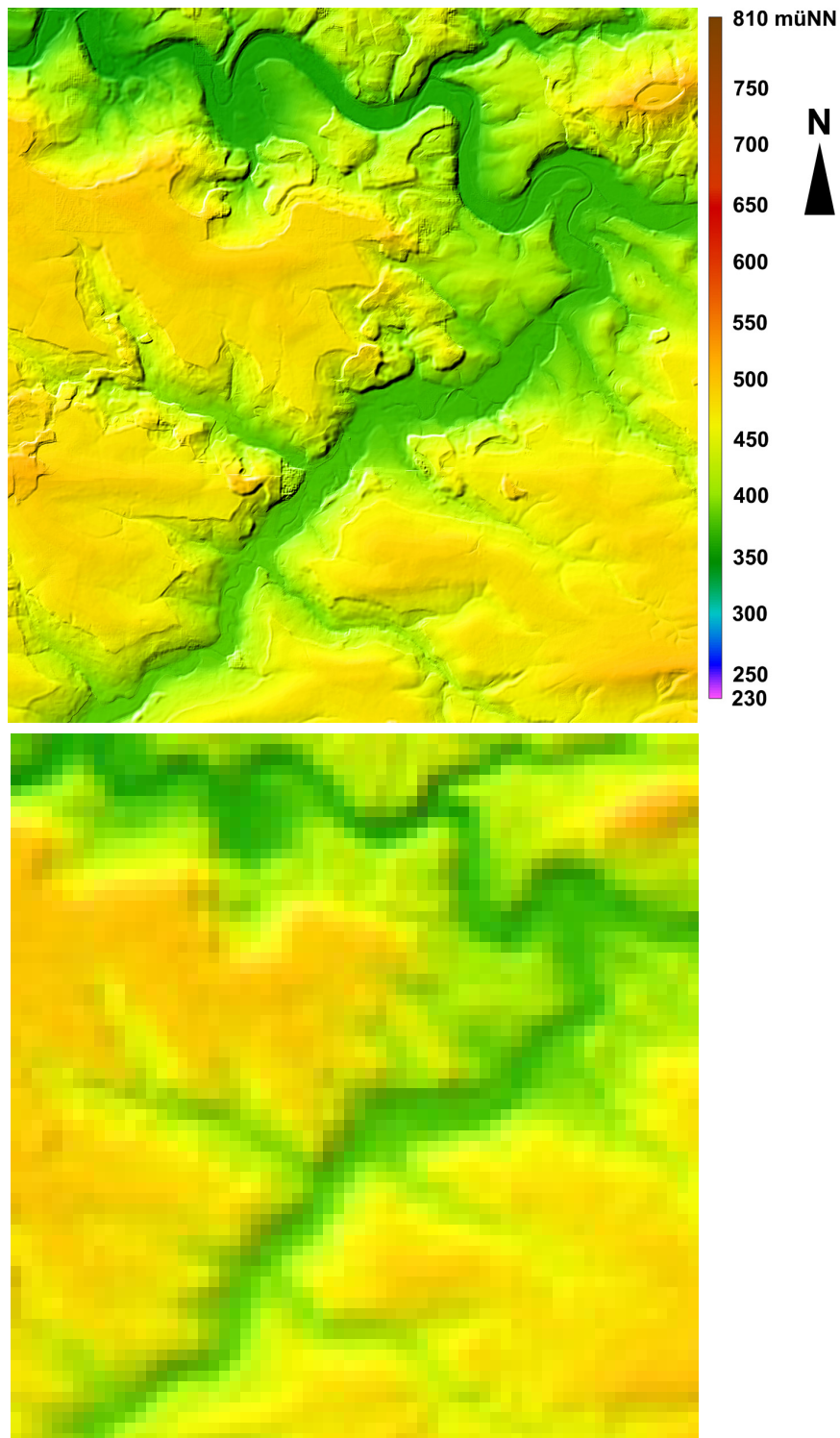


Abb. 38: Der Vergleich des gerechneten 5 m-Modells (oben) mit dem 90 m-SRTM-Modell (unten) verdeutlicht die hohe Auflösung des erstellten Modells. Zu sehen ist hier ein Ausschnitt aus dem Mündungsbereich der Lein in den Kocher. In diesem Bereich ist im 5 m-Modell nicht nur die Abgrenzung des Tals deutlich erkennbar, sondern sogar die Fließrinne des Kochers.



**Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

**4.6.3 Ermittlung des Paläogefälles der Ur-Lein**

Durch die Überlagerung der Vorkommen der Goldshöfer Sande mit dem digitalen Höhenmodell (Abb. 39) konnte über ihren Ausstrich die Höhe ihrer Quartärbasis entlang des Leintals gut ermittelt und ein Paläogefälle berechnet werden. In Tabelle 1 sind die Vorkommen der Goldshöfer Sande entlang des Lein- und Kochertals mit Höhenangaben ihrer Unter- und Oberkante (UK, OK) dargestellt. Die angegebenen Entfernungen in Kilometer (km) beziehen sich auf die Entfernung von der Leinquelle aus. Entlang des heutigen Leintalprofils mit Verlängerung ins Kochertal hinein (Abb. 40), wurden die Höhen der Basis und der Oberkante der Sandvorkommen in Meter über der jeweiligen Talaue ermittelt. Abb. 40 zeigt Längsprofile des heutigen Leintals und des Ur-Leintals mit seinem berechneten Paläogefälle.

Tabelle 1

Höhe in m	Entfernung in km von der Leinquelle aus entlang des Leintals								
	8,52	22	23	23,1-23,3	23,36	23,92	24,42	24,61	25-25,1
OK	493	488				486			
UK	490		473	474	472	470	472	473/474	473/474

Höhe in m	Entfernung in km von der Leinquelle aus entlang des Leintals							
	25,36	25,82-26,22	26,23-26,4	26,7	30	30,1-30,29	30,55-30,88	31,04
OK		484				475/488/490		
UK	472/473	470	472	470	470	469	465-467	462

Höhe in m	Entfernung in km von der Leinquelle aus entlang des Leintals mit Verlängerung in das Kochertal*						
	32,66	33,9	34,37	34,98	37,29	38,5-39,3	52,77*
OK	486	486		481-483		476	
UK	457-464	463-464	463-464	463-464	458-460	459-460	453,3*

Als Anfangshöhe des Profils der Ur-Lein wurde die Höhe der Basis der Geröllfunde (490 müNN) auf der Talwasserscheide bei Breitenfürst genommen. 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, herangezogen.

**Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

---

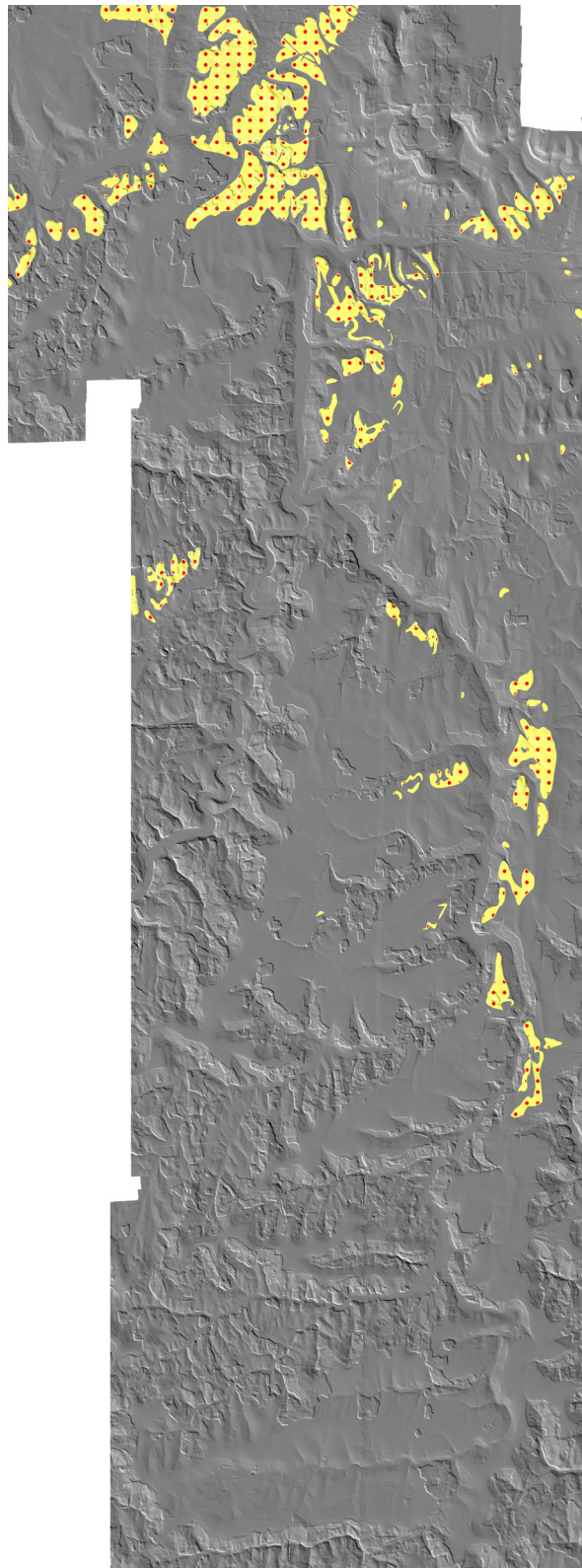


Abb. 39: Schattiertes Relief des hochauflösenden DHM überlagert mit den Vorkommen der Goldshöfer Sande (Lokalitäten der Goldshöfer Sande nach Etzold 1994, Laske & Reicherter 2000, Reicherter 2000, 2000a, Etzold & Nitsch 2007).

**Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

In ihren Gebieten rund um Aalen sind die Sande noch großflächig vertreten. Ab Markierung 3 bis Markierung 4 in Abb. 40 ist daher das Paläogefälle von Ur-Kocher beziehungsweise Ur-Brenz dargestellt.

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 (Tab. 1, Abb. 40). Daraus berechnet sich ein durchschnittliches Paläogefälle von 0,82 ‰ (Abb. 40). 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 Mittelauf 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.

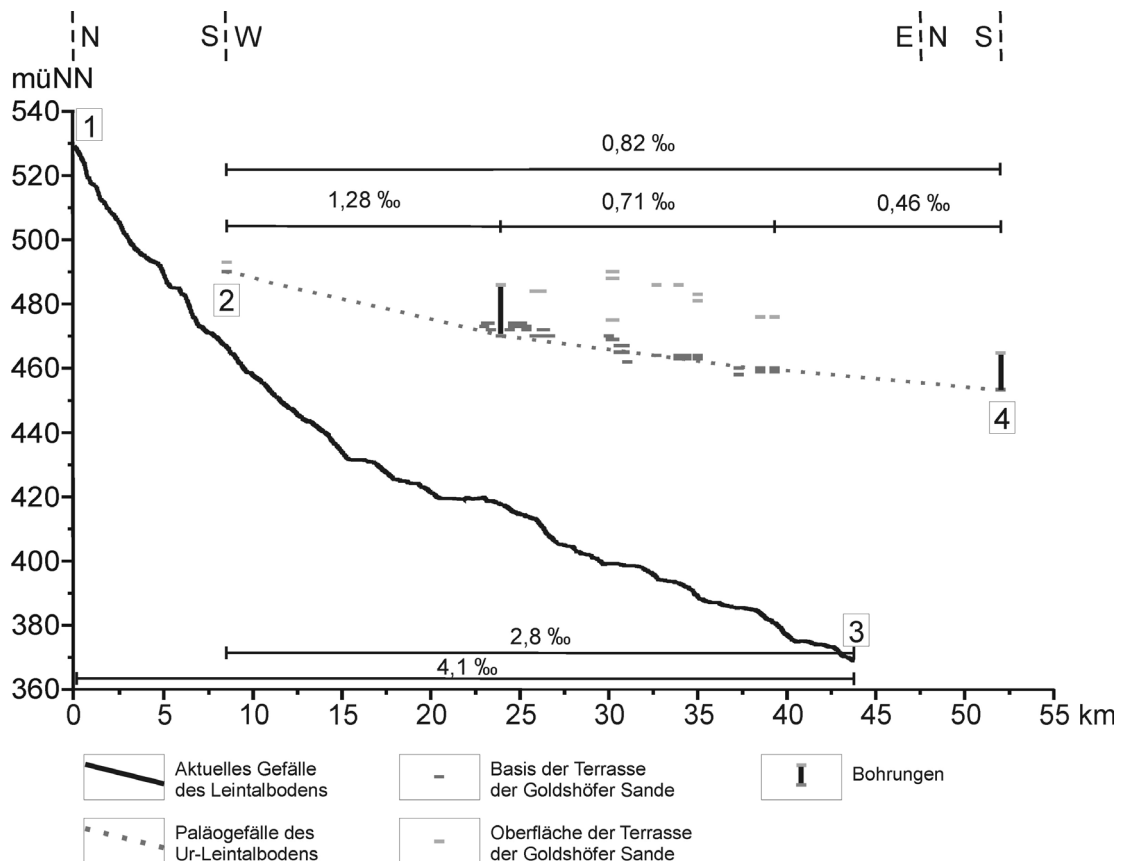


Abb. 40: Längsprofile des heutigen Leintals und des Ur-Leintals (180-fache Überhöhung). (1), (2), (3) und (4) sind Referenzpunkte, die in Abbildung 35 und 41 markiert sind. Im Unterlauf der Lein sind fast keine Goldshöfer Sande mehr vorhanden, die Daten über das Ur-Leintal liefern können. Von daher wurden die Sande entlang des Kochertals herangezogen, um das Profil im Unterlauf der Ur-Lein weiter interpolieren zu können. Der Profiltteil zwischen den Referenzpunkten (3) und (4) stellt demnach noch ein Teil des Ur-Kochers dar.

#### **4.6.4 Die Paläoberfläche**

Das in Kapitel 4.6.3 berechnete Paläogefälle der Ur-Lein wurde in das bestehende DHM des Arbeitsgebiets als 3D-Bruchkante (Daten siehe Anhang E) digitalisiert und konnte somit bei der Reinterpolation der Datenpunkte mit einfließen. In Abbildungen 41 und 42 ist die daraus rekonstruierte Paläoberfläche des Ur-Leintals zu sehen. Die rekonstruierte danubische Paläoberfläche nimmt eine Fläche von 29,75 km<sup>2</sup>. Das niedrige Gefälle des Talbodens, das zwischen den Markierungen (2) und (3) (Abb. 41) von 490 müNN auf 457 müNN abnimmt, erkennt man am Farbverlauf von Dunkelgelb nach einem hellen grünlichen Gelb.

## Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland

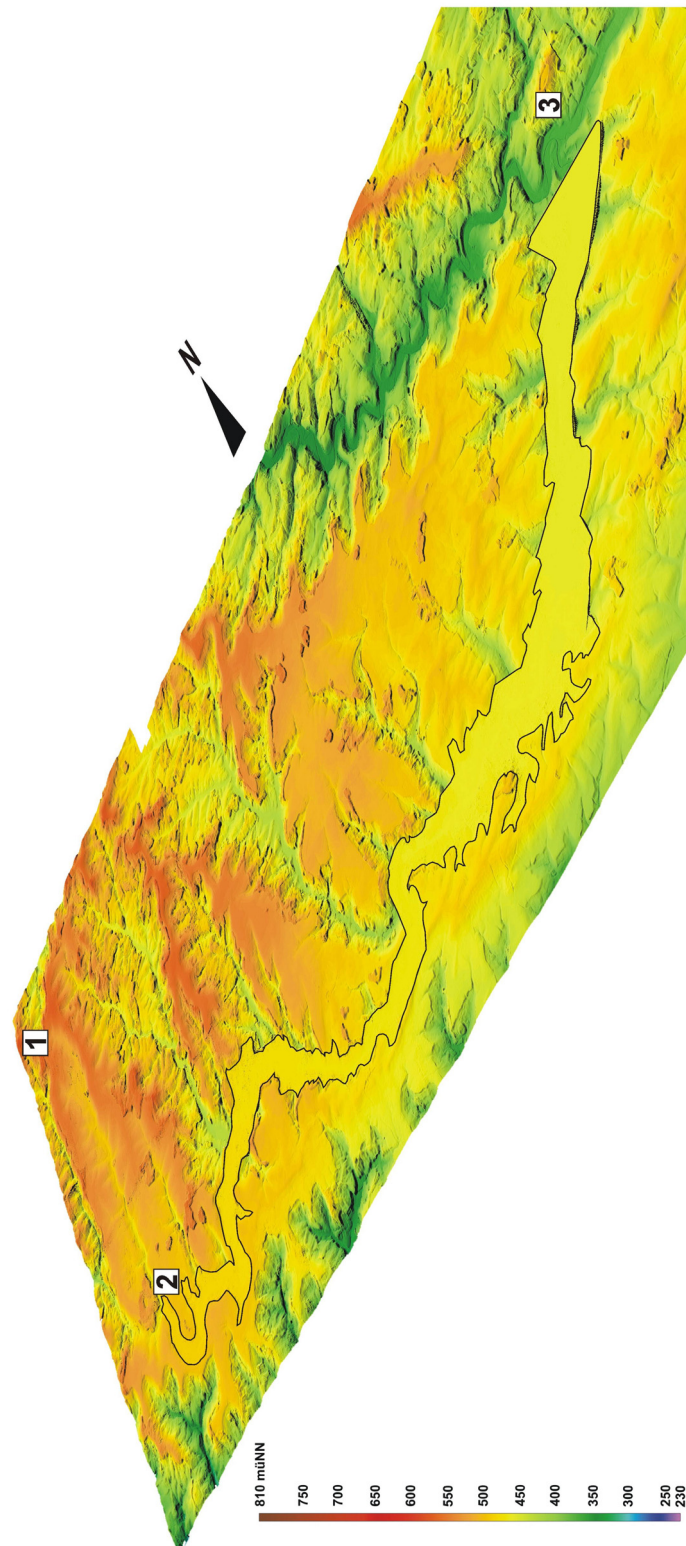


Abb. 41: Perspektivansicht des rekonstruierten Paläotalbodens der Ur-Lein mit 5 m Auflösung. Das niedrige danubische Gefälle des Talbodens, das zwischen den Markierungen (2) und (3) von 490 müNN auf 457 müNN abnimmt, erkennt man am Farbverlauf von Dunkelgelb nach einem hellen grünlichen Gelb.

**Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

---

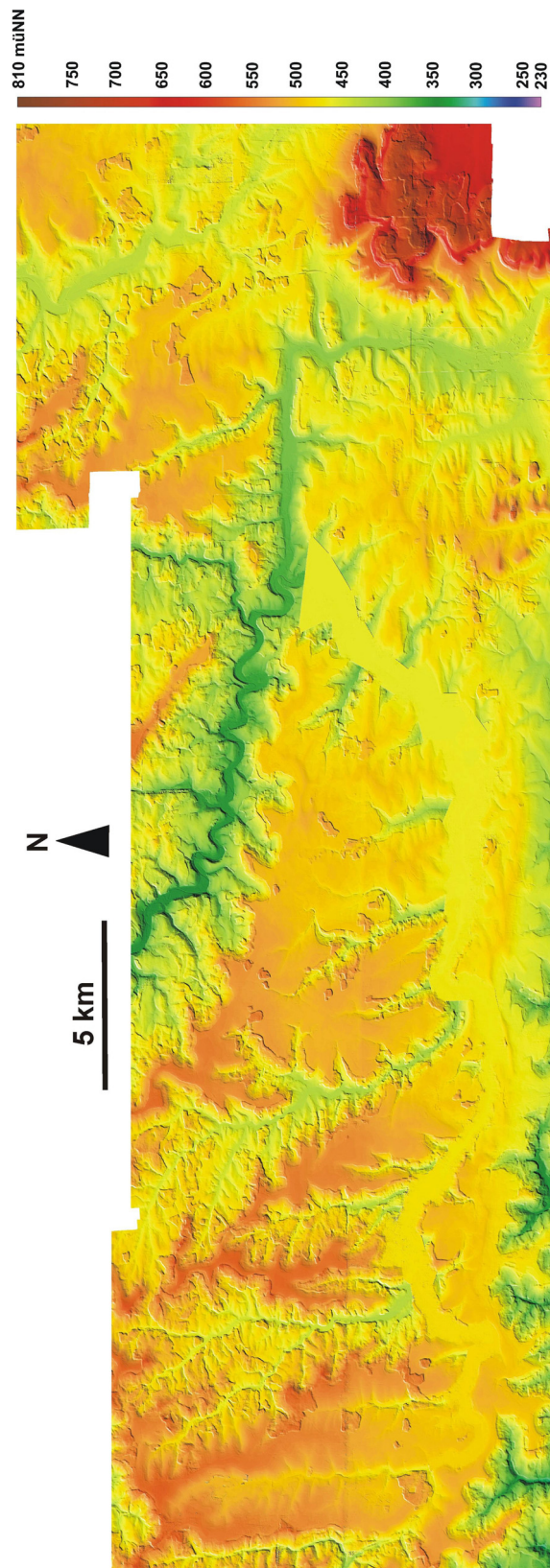


Abb. 42: Aufsicht auf das 5 m-Modell des rekonstruierten Paläotalbodens der Ur-Lein.

#### **4.6.5 Erosionsraten**

Quantitative Ergebnisse erhält man, wenn man das Höhenmodell der heutigen Landschaft (Abb. 35) von dem Höhenmodell mit dem rekonstruierten Ur-Leintalboden (Abb. 42) subtrahiert. Mit dem Programm Scop ++ der Firma Inpho kann die Differenz zwischen zwei verschiedenen Höhenmodellen berechnet und dargestellt werden. Das Programm rechnet ein Modell, das zunächst einmal die Abtragungstiefe der danubischen Oberfläche durch die rheinische Lein zeigt (Abb. 43). 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. 43). 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. Über eine Funktion im Programm Scop++ kann das Modell in Abb. 43 für eine Volumeberechnung herangezogen werden. Es ergibt sich ein Minimumvolumen an Gesteinsmasse, das während der rheinischen Einschneidung erodiert und exportiert wurde. Das berechnete Volumen zwischen dem heutigen DHM (Abb. 35) und dem DHM mit der rekonstruierten Basisfläche der Goldshöfer Sande (Abb. 42) im Talbereich der Lein beträgt  $1,074 \text{ km}^3$ . Das eigentliche Volumen an abgetragenem Material muss zusätzlich das Volumen der Goldshöfer Sande beinhalten. Für die Ermittlung des Volumens der Sande entlang des Leintals wurde mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 9,5 m gerechnet. Dieser Durchschnittswert ergibt sich aus Literaturdaten und Daten aus einer Bohrung, die in Abb. 40 in einem Plot von Basis und

## Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland

---

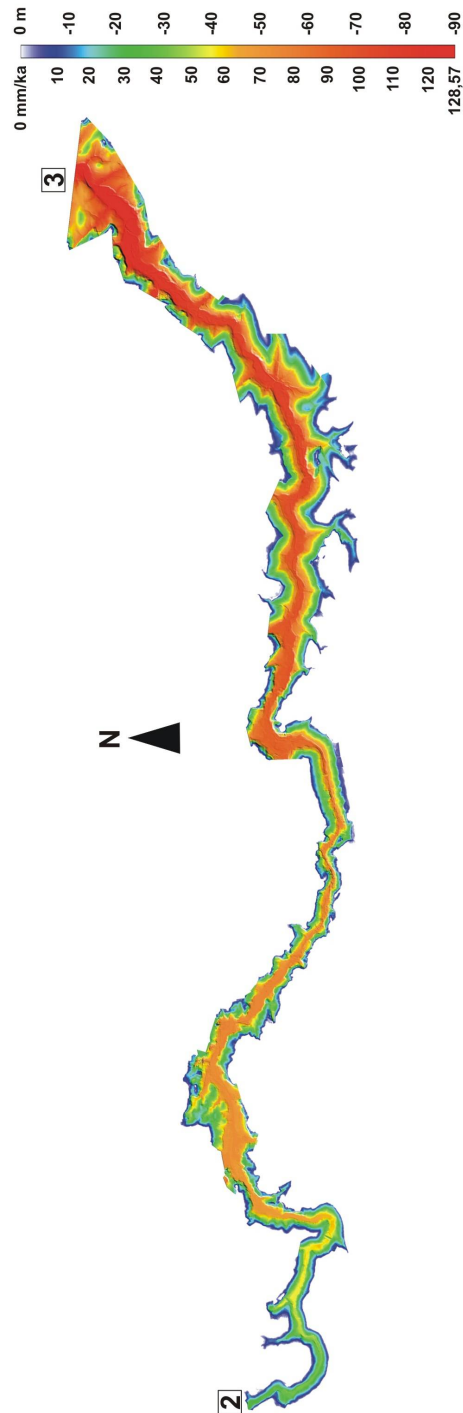


Abb. 43: Abtragungstiefe der danubischen Paläooberfläche durch die rheinische Einschneidung. Nimmt man einen stetigen flächenhaften Oberflächenabtrag an, der vor 700 ka begonnen hat, können die Abtragungstiefen in durchschnittliche Langzeiterosionsraten konvertiert werden. Das eigentliche Voranschreiten des Erosionsprozesses kann aber lokal über die Zeit hinweg, variiert haben.



## Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland

---

Oberfläche der Goldshöfer Sande dargestellt sind und eine deutliche Mächtigkeitzunahme flussabwärts zeigen.

Auf dem Pass der Talwasserscheide bei Breitenfürst, der sich auf etwa 495 m befindet, waren in mehreren Baugruben Gerölle unter meterdickem Hanglehm aufgeschlossen (Eisenhut 1972). Als Oberkante der Schotter kann demnach ungefähr 493 müNN angesetzt werden. Der Pass endet im Anstehenden in einer Höhe von 490 m und geht in den steilen Einschnitt des Tals über, daher kann sich die Basis der Schotter nicht tiefer als 490 müNN befinden. Aus der Differenz Ober-/Unterkante erhält man eine Mächtigkeit für die Schotter im Oberlauf der Ur-Lein von 3 m. Die Bohrung in der Mitte des Profils (Abb. 40) weist eine Mächtigkeit der Sande von 15,8 m auf. Wenn man davon ausgeht, dass im Gebiet um Aalen am Zusammenfluss von Ur-Kocher, Ur-Jagst und Ur-Brenz eine maximale ursprüngliche Sandmächtigkeit im Rinnentiefsten von 20 m vorhanden war, reicht eine Mächtigkeit von 15,8 m in einem Nebenfluss schon nahe an ihre ursprüngliche Sandmächtigkeit heran. Aus dem Mächtigkeitwert im Bereich des Oberlaufs und der Bohrung ergibt sich ein Durchschnittswert von 9,4 m; für die Volumenbestimmung wurde mit einem Wert von 9,5 m gerechnet. Da nicht exakt bekannt ist, wie viel von den Sanden seither erodiert wurde, handelt es sich bei dem berechneten Sandvolumen um einen Mindestwert. Mit einer Fläche von 29,75 km<sup>2</sup>, die das Modell des Ur-Leintals einnimmt, errechnet sich ein Sandvolumen von 0,283 km<sup>3</sup>. Insgesamt erhält man dadurch ein abgetragenes Volumen von 1,357 km<sup>3</sup>. Schließlich muss das Volumen großer Waldgebiete, die nicht im DHM korrigiert wurden, addiert werden. Sie nehmen eine Fläche von 2,11 km<sup>2</sup> ein, was bei einer durchschnittlichen Baumhöhe von 15 m einem Volumen von 0,032 km<sup>3</sup> entspricht. Das endgültig korrigierte Gesteinsvolumen, das durch die rheinische Einschneidung und Erosion aus dem Leintal ausgetragen wurde beläuft sich auf 1,389 km<sup>3</sup>.

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,

## **Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

---

beträgt 31,31 km<sup>2</sup>. 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.

### **4.7 Diskussion**

#### **4.7.1 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. Für das Einzugsgebiet im Unterlauf der Maas, 200 bis 250 km von der Mündung entfernt, betragen die Erosionsraten flussaufwärts 25 bis 35 mm/ka für die Zeit zwischen 1,3 und 0,7 Ma, 80 mm/ka für die Zeit nach 0,7 Ma und 30 mm/ka für das Holozän (Schaller et al. 2002, 2004). 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 and 27 mm/ka ab. Diese Raten wurden über Messungen der transportierten Flussfracht (Lösungs- und Festfracht) im Einzugsgebiet des Mittel- und Unterlaufs des Neckars ermittelt (Schaller et al. 2001). Wagner (1960a) berichtet über eine höhere Rate von 57 mm/ka im Einzugsgebiet des Neckars und beruft sich auf eine Untersuchung von Schürmann (1918). Die Lösungs- und Festfrachtdaten im Einzugsgebiet des Neckars wurden jedoch in dieser Studie nur über einen Zeitraum von einem Jahr gesammelt. Die Daten aus Schaller et al. (2001) mit 25 mm/ka können hingegen als aktueller und verlässlicher angesehen werden, da auf Daten der Bundesanstalt für Gewässerkunde in Koblenz zurückgegriffen wird, die monatlich und über einen Zeitraum von zehn bis 100 Jahren gemessen wurden. Um den

## **Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

---

Fehler möglichst gering zu halten, wurden an den Flussfrachtdaten aufwändige Korrekturen, zum Beispiel bezüglich organischen Materials oder anthropogenen Verunreinigungen, durchgeführt (Schaller et al. 2001).

Für die Diskrepanz zwischen den aktuell gemessenen Werten über die Flussfracht und den durch kosmogene Nuklide gemessenen kann es mehrerer Ursachen nach Schaller et al. (2001) geben: 1. Systematische Unterschätzung der heute transportierten Flussfracht; die Messungen decken üblicherweise nur einen Zeitraum von 10 bis 100 Jahren ab, in dem große volumetrisch bedeutsame Flutereignisse nicht erfasst werden; 2. 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; 3. Verstärkte Erosion während des Pleistozäns; 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 höher als die rezent gemessenen Werte der Flussfracht ihres übergeordneten Vorfluters Neckar (23 und 27 mm/ka). 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). Vergleichbare Werte finden sich nur aus der Zeit zwischen 0,7 Ma und dem Holozän aus dem Maaseinzugsgebiet mit 80 mm/ka (Schaller et al. 2002, 2004). 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

## **Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

---

Erosionsraten in den Übergangszeiten (Hinderer 1999, 2001). 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 & England 1990, Molnar 2004). Lokale tektonische Prozesse oder Flussanzapfungen können solch einen zeitgleichen weltweiten Anstieg der Erosionsraten im Pleistozän nicht hervorrufen.

Erhöhte Erosionsraten, die nur auf einen klimatischen Ursprung zurückgehen zeigen auch nachfolgende Studien. 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). Im östlichen Nordamerika erhöhten sich seit dem späten Miozän die Einschneidungsraten der Flüsse und reflektierten damit eine Langzeit-Abkühlung und einen Meeresspiegelabfall (Mills 2000). Für den New River in den Appalachen berechneten Ward et al. (2005) für die letzten 1 Ma eine durchschnittliche Einschneidungsrate von 43 mm/ka, die mit einer entsprechenden regionalen Reliefverteilung einhergeht (Hancock & Kirwan 2007). Während bestimmten Zeitintervallen erreichte die Einschneidungsrate 100 mm/ka, was weit über dem Wert der heutigen Erosionsrate von >25 mm/ka in diesem Gebiet liegt. Eine glazial/interglaziale klimatische Kontrolle der fluvialen Erosion ist auch in den zentralen Rocky Mountains (Ward et al. 2005) und durch hohe Sediment-Akkumulationsraten in Becken des amerikanischen Kontinentalrandes des mittleren Atlantiks belegt (Poag & Sevon 1989).

### **4.7.2 Filterung der Erosionsraten von 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. Extrahiert man die holozäne

## **Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

---

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 & Fischer 2005, German Stratigraphic Commission 2002), eine bekannte Rate an, kann man die pleistozäne Rate berechnen. In diesem Fall wäre die Berechnung für den niedrigeren Wert über den Zeitraum von 700 ka folgendermaßen:

$$E_D \times 700 \text{ ka} = E_P \times 688,5 + E_H \times 11,5 \text{ ka}$$

$E_D$ : durchschnittliche Erosionsrate (63,4 mm/ka);  $E_P$ : Erosionsrate des Pleistozäns;

$E_H$ : Erosionsrate des Holozäns (25 mm/ka)

Löst man die Gleichung nach der pleistozänen Rate auf, erhält man in meinem Fall 64 mm/ka. Betrachtet man den kürzeren Zeitraum von 600 ka mit der Durchschnittsrate von 74 mm/ka, erhält man einen Wert für das Pleistozän von 74,9 mm/ka. Berücksichtigt man zusätzlich die beiden längsten Warmzeiten (400 bis 415 ka und 115 bis 126 ka, Villinger & 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. Diese steigen auf 65,6 bis 77,2 mm/ka.

### **4.7.3 Temporäre Sedimentfallen**

Einige wenige noch erhalten gebliebenen rheinischen 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 interlazial/glazial Zyklen entfernt. Nur noch an drei Lokalitäten ist die Terrasse der Hoßkirch-Kaltzeit (60 bis 50 m über dem heutigen Talboden) als kleine Sandakkumulationen mit einer Mächtigkeit zwischen 1 und 3 m erhalten. Im Unterlauf der Lein ist sie meist als Verebnung beziehungsweise als Felsterrasse ausgebildet. Die

## **Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

---

Würmterrasse ist zum Teil über und unter den Sedimenten des Holozäns erhalten (Abb. 44); in der Nähe des Zusammenflusses von Lein und Kocher 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 auf der die holozäne Talfüllung verbreitet ist:  $6,75 \text{ km}^2$ ; 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.

### **4.7.4 Abschätzung des klimatischen und durch die rheinische Anzapfung verursachten Einflusses auf die Langzeiterosionsraten**

Die Flussanzapfung im Arbeitsgebiet basiert auf einer Absenkung der Erosionsbasis, die eine Zunahme des Reliefs bewirkt und mit einer Erhöhung der Erosions- und Denudationsraten einhergeht. Die rheinischen Talböden zeigen durchweg ein höheres Gefälle als ihre danubischen Vorläufer. Im Arbeitsgebiet waren sowohl der rheinische Kocher als auch sein danubischer Vorläufer Ur-Kocher während des Pleistozäns aktiv. Somit müsste ein Vergleich der danubischen und rheinischen Einschneidungsraten ein Maß für den Einfluss der Flussanzapfung auf die Langzeiterosions- beziehungsweise Langzeitdenudationsraten unter einem sich ständig wechselnden Klima sein. Voraussetzung für die Bestimmung des Beitrags der rheinischen Flussanzapfung auf Langzeit-Erosionsraten durch einen Vergleich von danubischen und rheinischen Einschneidungsraten ist mindestens eine gemeinsame Konstante. In diesem Fall ist es die Zeit des Pleistozäns. Beide Flüsse, Kocher und sein Vorläufer Ur-Kocher waren in dem betrachteten Zeitraum im Pleistozän aktiv, das heißt, beide waren immer wieder wechselnden Klimabedingungen ausgesetzt. Würde man Einschneidungsraten eines Flusses aus einer Region mit konstantem Klima mit denen aus einem Gebiet mit

## **Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

---

schwankenden Klimabedingungen vergleichen, würde man auf kein aussagekräftiges Ergebnis kommen. Der Unterschied der Klimate wäre zu hoch, um eine sinnvolle Filterung des klimatisch bedingten und flussangezapften Beitrags innerhalb der Raten vorzunehmen.

Im Kochertal in der Nähe von Abtsgmünd befinden sich die Basisflächen der oberen (älteren) und unteren (jüngeren) Terrasse der Goldshöfer Sande in einer Höhe von 110 m beziehungsweise 85 m über dem heutigen Talboden (Abb. 44). Das Alter der jüngeren Terrasse ist weitgehend bekannt und wird auf ca. 780 ka vor heute geschätzt (Fromm 1980, 1983, Etzold 1994). Bei der älteren Terrasse hingegen ist die Alterseinstufung 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 & Fischer 2005). Geht man bei beiden Terrassen von einer Durchschnittsmächtigkeit von 9,5 m aus, liegt die Oberkante der älteren Terrasse bei ungefähr 119,5 m über dem heutigen Talboden. Daraus resultiert eine danubische Einschneidung vom Top der älteren Terrasse bis zur Basis der jüngeren Terrasse von  $119,5 \text{ m} - 85 \text{ m} = 34,5 \text{ m}$  (Abb. 44). Die danubische Einschneidung könnte maximal 820 ka (1,6 minus 0,78 Ma) und minimal 220 ka (1 Ma minus 0,78 Ma) gedauert haben. Hieraus ergibt sich eine Einschneidungsrate des danubischen Kocher-Vorläufers von 42 mm/ka bis 157 mm/ka (Abb. 44). Die rheinische Einschneidung begann zwischen 700 und 600 ka vor heute mit ihrer maximalen Eintiefung am Ende der Eem-Warmzeit und vor dem Beginn der Würm-Kaltzeit vor 115 ka. Während der Würm-Kaltzeit schotterte der Kocher das übertiefte Tal mit ungefähr 10 m mächtigem Sediment auf. In der Übergangszeit zum Holozän wurde das Tal erneut teilweise ausgeräumt und anschließend im Holozän wieder angefüllt (Abb. 44). Folglich beträgt die maximale Einschneidung des rheinischen Kochers 99,5 m. Diese Zahl ergibt sich aus der Basis-Höhe der jüngeren Terrasse der Goldshöfer Sande über dem heutigen Talboden von 85 m plus 9,5 m durchschnittliche Terrassenmächtigkeit plus 5 m Einschneidung unter den heutigen Talboden. Der Zeitraum dieser Einschneidung umfasst 585 ka (0,7 Ma minus 0,115 Ma) bis 485 ka (0,6 Ma minus 0,115 Ma), was eine Einschneidungsrate des rheinischen Kochers von 170 mm/ka bis 205 mm/ka (Abb. 44) zur Folge hat. Vergleicht man die ermittelten danubischen Einschneidungsraten mit den rheinischen, so könnte die Flussanzapfung eine 1,1-fache bis 4,9-fache Beschleunigung

**Photogrammetrischer Ansatz zur Berechnung der rheinischen Erosion über einen Zeitraum von einer Million Jahren in Südwestdeutschland**

der Erosionskraft bewirkt haben. Die stark eingeschnittenen rheinischen Täler legen nahe, dass die Erhöhung durch die Anzapfung weit über einem Faktor von 1,1 liegt, was gleichzeitig ein höheres Alter als 1,0 Ma der oberen Terrasse der Goldshöfer Sande impliziert. Da im Unterpleistozän die Klimaschwankungen etwas schwächer waren als im Mittel- und Oberpleistozän kann ein klimatischer Beitrag bei der Beschleunigung der Erosionsleistung nicht völlig ausgeschlossen werden.

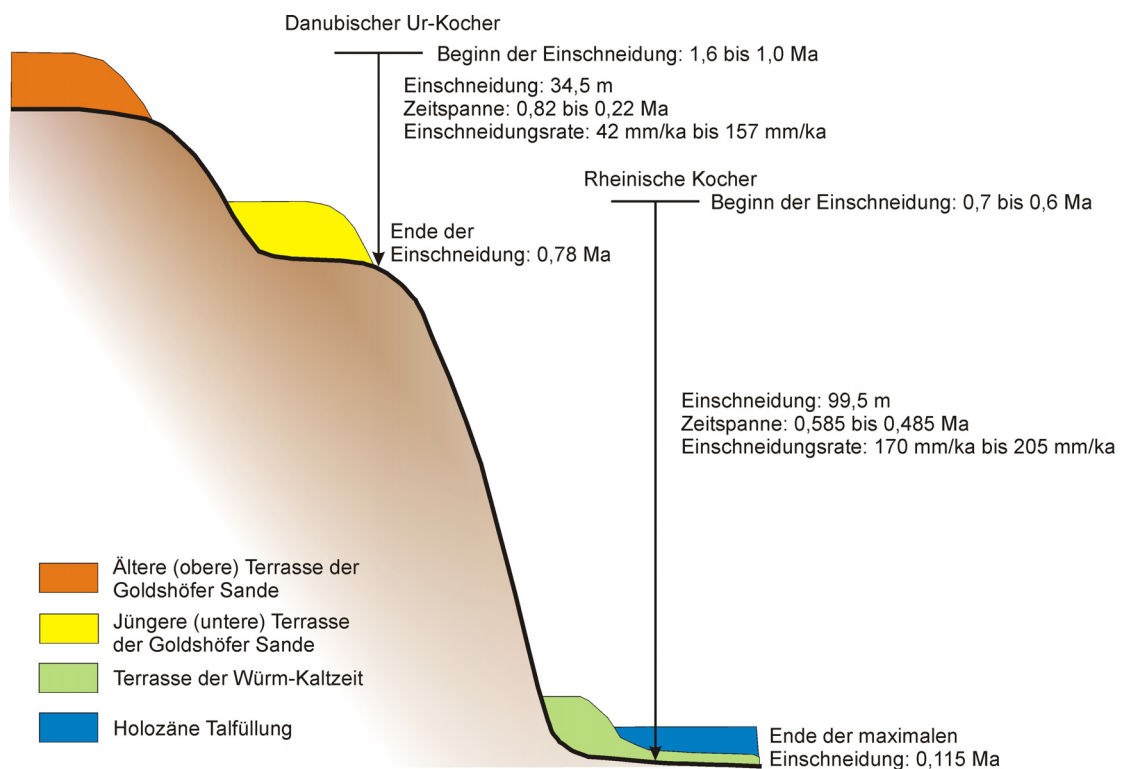


Abb. 44: Vergleich der Einschneidungsraten zwischen dem rheinischen Kocher und seinem danubischen Vorläufer Ur-Kocher im Bereich von Abtsgmünd.



## 5 Auswirkung von Waldflächen und Sedimentbedeckungen auf die Berechnung von Erosionsraten

Um den Fehler möglichst klein zu halten, wurde bei der im vorherigen Kapitel beschriebenen Berechnung von Erosionsraten über das abgetragene Gesteinsvolumen die Sedimentmächtigkeit der Goldshöfer Sande und die nicht im Modell 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. In diesem Kapitel soll aufgezeigt werden, wie sich die Volumina der Sande und der Wälder auf die Berechnung von Erosionsraten auswirkt, wenn man diese Korrektur nicht oder nur teilweise vornimmt. Es wurden mehrere Beispiele durchgerechnet: 1. ohne jegliche Berücksichtigung der Sandmächtigkeit und der Waldflächen, 2. Mit Berücksichtigung der Sandmächtigkeit aber ohne Berücksichtigung der Waldflächen, 3. Ohne Berücksichtigung der Sandmächtigkeit aber mit Berücksichtigung der Wälder. Die durchschnittliche Erosionsrate von  $63,4 - 74 \text{ mm/ka}$  im Leintal ergab sich aus dem endgültig korrigierte Volumen (mit Berücksichtigung von Sedimentmächtigkeit und Waldflächen) von  $1,389 \text{ km}^3$ , der Modelloberfläche von  $31,31 \text{ km}^2$  und der Altersspanne von  $700 - 600 \text{ ka}$ . Die reine Differenz der beiden Modelle ergibt ein Volumen von  $1,074 \text{ km}^3$ , das heißt, bei diesem Volumen sind weder die Sedimentbedeckung der Goldshöfer Sande noch die Waldflächen berücksichtigt. Daraus errechnet sich eine Erosionsrate von  $49,00 - 57,17 \text{ mm/ka}$  (Abb. 45). Addiert man das Volumen der Sandmächtigkeit, aber nicht das der Wälder erhält man ein Volumen von  $1,357 \text{ km}^3$  und Erosionsraten zwischen  $61,92 - 72,23 \text{ mm/ka}$  (Abb. 45). Berücksichtigt man nur die Wälder, aber nicht das Sandvolumen beträgt das abgetragene Gesteinsvolumen  $1,106 \text{ km}^3$  und die daraus resultierende Erosionsrate  $50,46 - 58,87 \text{ mm/ka}$  (Abb. 45).

## Auswirkung von Waldflächen und Sedimentbedeckungen auf die Berechnung von Erosionsraten

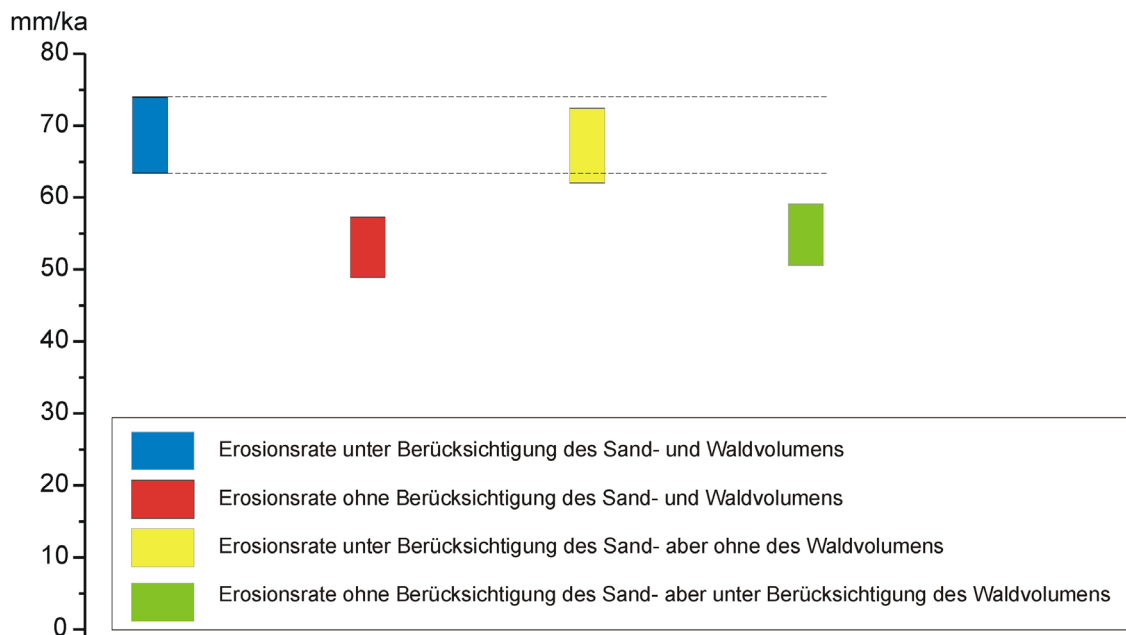


Abb. 45: Änderung der Erosionsrate je nach Berücksichtigung des Sand- und Waldvolumens.

In Tabelle 2 sind die neu berechneten Werte der Erosionsraten in Abhängigkeit des berücksichtigten Sand- und Waldvolumens und ihre Abweichung von dem korrigierten Wert dargestellt. Berücksichtigt man weder das Sand- noch das Waldvolumen bei der Berechnung der Erosionsrate, so hat man eine Abweichung von 22,73 % von der Tabelle 2

	V km <sup>3</sup>	E <sub>min</sub> mm/ka	E <sub>max</sub> mm/ka	A <sub>min</sub> mm/ka	A <sub>max</sub> mm/ka	A <sub>min</sub> %	A <sub>max</sub> %	ØA %
+S+W	1,389	63,4	74	-	-	-	-	-
-S-W	1,074	49	57,17	14,4	16,83	22,71	22,74	22,73
+S-W	1,357	61,92	72,23	1,48	1,77	2,39	2,45	2,42
-S+W	1,106	50,46	58,87	12,94	15,13	20,41	20,45	20,43

+S+W: korrigierte Werte unter Berücksichtigung des Sand- und Waldvolumens

-S-W: Werte ohne Berücksichtigung des Sand- und Waldvolumens

+S-W: Werte unter Berücksichtigung des Sand- aber ohne des Waldvolumens

-S+W: Werte ohne Berücksichtigung des Sand- aber unter Berücksichtigung des Waldvolumens

V: Volumen; E<sub>min</sub>: Minimum-Erosionsrate; E<sub>max</sub>: Maximum-Erosionsrate; A<sub>min</sub>: Abweichung von der Minimum-Erosionsrate

A<sub>max</sub>: Abweichung von der Maximum-Erosionsrate; ØA: Durchschnittswert der Abweichung

eigentlichen Erosionsrate. Lässt man das Volumen der Sande außen vor, berücksichtigt hingegen die Wälder, beträgt die Abweichung immer noch 20,43 %. Wird jedoch nur das Waldvolumen nicht mit eingerechnet, beträgt die Abweichung nur 2,42 %. Demnach hätte eine Nicht-Korrektur in Bezug auf das Sedimentvolumen der Goldshöfer Sande die Berechnung der durchschnittlichen Langzeit-Erosionsrate im Leintal erheblich beeinflusst. Dennoch liegt der niedrigste Wert von 49 – 57,17 mm/ka immer noch über dem holozänen Durchschnittswert von 25 mm/ka; der pleistozäne Einfluss ist weiterhin erkennbar.

Überraschenderweise wirkt sich die vorhandene Waldfläche im Leintal, mit einer Abweichung von nur 2,42 % von der korrigierten Rate, nur geringfügig auf die Berechnung der Erosionsrate aus. Interessant ist die Fragestellung, wie hoch die maximale Abweichung wäre, wenn man eine komplett bewaldete Oberfläche hätte. Bei der gegebenen Modelloberfläche von 31,31 km<sup>2</sup> und einer durchschnittlichen Baumhöhe von 15 m beträgt das maximale Waldvolumen 0,47 km<sup>3</sup>. Tabelle 3 verdeutlicht die Änderung und Abweichung der Erosionsrate bezüglich der Zunahme der bewaldeten Oberfläche und des damit verbundenen wachsenden Waldvolumens, das bei der Berechnung der Erosionsrate nicht berücksichtigt wird. Die Reihe startet mit dem korrigierten Volumen, bei dem sowohl das Sand- als auch das Waldvolumen berücksichtigt wurden; die bewaldete Oberfläche und das Waldvolumen sind hier somit gleich null. Die Reihe endet mit dem maximalen Waldvolumen, das bei der gegebenen Modelloberfläche von 31,31 km<sup>2</sup> erreicht werden kann. In allen Fällen ist das Sandvolumen berücksichtigt. Der Einfachheit halber wurde nicht mit der Zeitspanne 700 – 600 ka gerechnet sondern mit dem Durchschnittswert 650 ka, und das korrigierte Gesteinsvolumen von 1,389 km<sup>3</sup> wurde auf 1,39 km<sup>3</sup> aufgerundet. Für diese Werte ergibt sich für die eigentliche Erosionsrate anstatt 63,4 – 74 mm/ka ein Wert von 68,25 mm/ka. Aus Tabelle 3 wird ersichtlich, dass bei einer Bewaldung von 50 % der Modelloberfläche die Erosionsrate auf 56,75 mm/ka sinkt, was einer Abweichung von 16,85 % entspricht. Ist die Oberfläche komplett bewaldet, verringert sich die Rate auf 45,21 mm/ka, was eine Abweichung von 33,76% zur eigentlichen Erosionsrate bedeutet. Die Verringerung und Abweichung der Erosionsrate in Abhängigkeit des zunehmenden Waldvolumens ist zusätzlich in einem Diagramm in Abb. 46 dargestellt.

## Auswirkung von Waldflächen und Sedimentbedeckungen auf die Berechnung von Erosionsraten

Tabelle 3

$V_k$ km <sup>3</sup>	$A_w$ km <sup>2</sup>	$A_w$ %	$V_w$ km <sup>3</sup>	$V_a$ km <sup>3</sup>	E mm/ka	$A_E$ %
1,39	0	0	0	1,39	68,25	0,00
1,39	1,30	4,15	0,02	1,37	67,29	1,40
1,39	2,60	8,30	0,04	1,35	66,33	2,81
1,39	3,90	12,46	0,06	1,33	65,38	4,21
1,39	5,20	16,61	0,08	1,31	64,42	5,61
1,39	6,50	20,76	0,10	1,29	63,46	7,02
1,39	7,80	24,91	0,12	1,27	62,50	8,42
1,39	9,10	29,06	0,14	1,25	61,54	9,83
1,39	10,40	33,22	0,16	1,23	60,59	11,23
1,39	11,70	37,37	0,18	1,21	59,63	12,63
1,39	13,00	41,52	0,20	1,19	58,67	14,04
1,39	14,30	45,67	0,21	1,17	57,71	15,44
1,39	15,60	49,82	0,23	1,16	56,75	16,85
1,39	16,90	53,98	0,25	1,14	55,79	18,25
1,39	18,20	58,13	0,27	1,12	54,84	19,65
1,39	19,50	62,28	0,29	1,10	53,88	21,06
1,39	20,80	66,43	0,31	1,08	52,92	22,46
1,39	22,10	70,58	0,33	1,06	51,96	23,87
1,39	23,40	74,74	0,35	1,04	51,00	25,27
1,39	24,70	78,89	0,37	1,02	50,05	26,67
1,39	26,00	83,04	0,39	1,0	49,09	28,08
1,39	27,30	87,19	0,41	0,98	48,13	29,48
1,39	28,60	91,34	0,43	0,96	47,17	30,89
1,39	29,90	95,50	0,45	0,94	46,21	32,29
1,39	31,31	100,00	0,47	0,92	45,21	33,76

$V_k$ : korrigiertes abgetragenes Gesteinsvolumen unter Berücksichtigung des Sand- und Waldvolumens

$A_w$ : bewaldete Oberfläche;  $V_w$ : Waldvolumen;  $V_a$ : abgetragenes Gesteinsvolumen ohne Berücksichtigung des Waldvolumens

E: Erosionsrate;  $A_E$ : Abweichung von der korrigierten durchschnittlichen Erosionsrate

## Auswirkung von Waldflächen und Sedimentbedeckungen auf die Berechnung von Erosionsraten

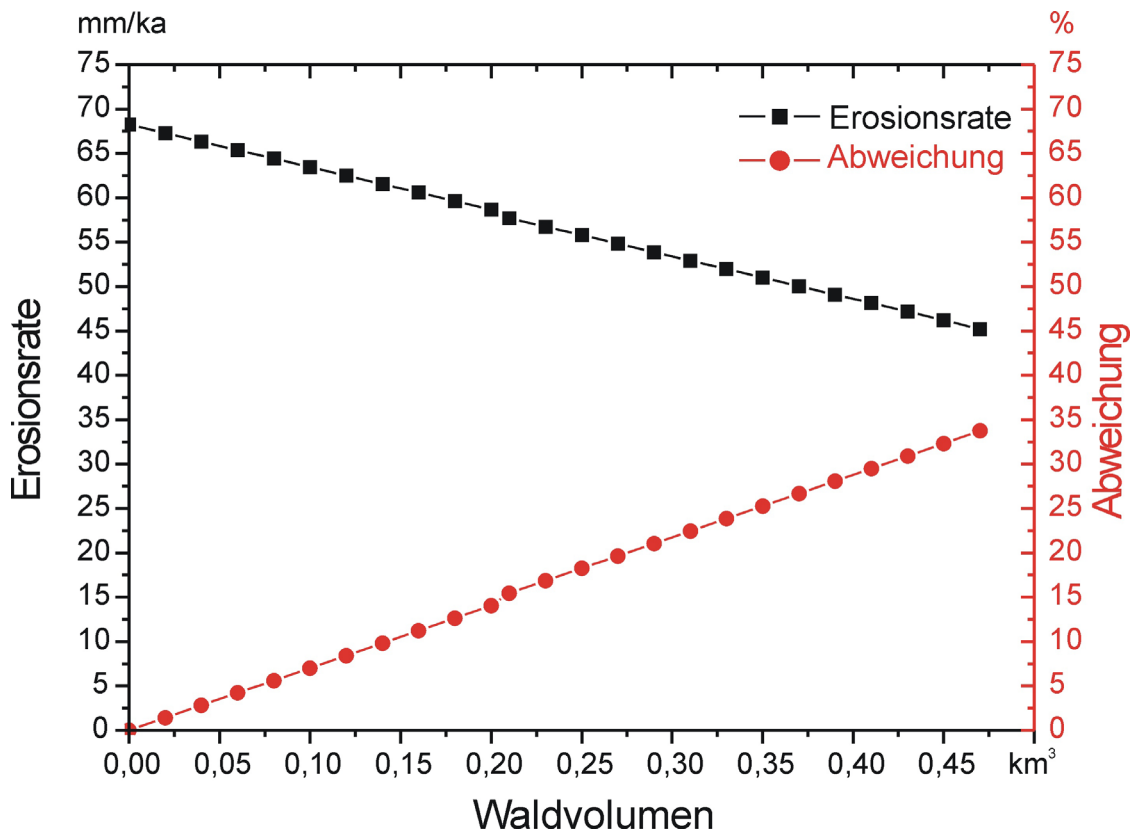


Abb. 46 Veränderung der berechneten Erosionsrate und deren Abweichung von der eigentlichen korrigierten Rate in Abhängigkeit eines zunehmenden Waldvolumens.

### 6 Schlussfolgerung

Die Arbeit zeigt, dass für eine Oberflächenmodellierung und Quantifizierung von Landschaftsprozessen ein hochgenaues digitales Höhenmodell ein hervorragendes Arbeitsmittel ist. Die spektakuläre Flussanzapfungsgeschichte in Südwestdeutschland und die markanten Oberflächenformen bieten ein ideales Arbeitsgebiet für die Rekonstruktion von Paläotälern und für die Modellierung von Erosionsraten während des Pleistozäns.

Für die Forschungsarbeit wurde ein DHM mit einer 5-m-Auflösung aus Luftbildern generiert. Aus dem DHM erzeugte Profilschnitte zeigen im Bereich des Ur-Eybtals, dass sich der Übergang von danubischen zu rheinischen Talformen innerhalb einer horizontalen Distanz von 8 – 10 m bewegt. Die erzeugte Hangneigungskarte aus dem DHM verdeutlicht zusätzlich die unterschiedlichen Geländeformen der jeweiligen Flusssysteme und lässt eine Klassifizierung zu. Im Lautertal beziehungsweise im Ur-Eybtal reicht das danubische Hangspektrum von  $>0 - 4\%$  für den Talboden (Werte höher als  $0,5\%$  liegen im Übergangsbereich von Talboden/Talhang), von  $4-8\%$  für Talhänge im Westen und von  $13-16\%$  für Talhänge im Osten. Weiter südlich in der Gegend um Treffelhausen steigen die Werte an wenigen Stellen auf bis zu  $25\%$  an. Das Hangspektrum der rheinischen Täler besitzt Werte zwischen  $2$  und  $180\%$ . Im Lautertal befindet sich das Maximum der Hangneigung am abrupten Übergang vom danubischen Talboden zum rheinischen Einschnitt und erreicht Werte zwischen  $50$  und  $80\%$ . Die steilen Hänge gehen in flachere mit einer Neigung von  $20-50\%$  über und enden bei Werten zwischen  $2$  und  $7\%$  für den Talboden. Im Eybtal ist der rheinische Einschnitt noch markanter. Die Hänge beginnen zwar auch mit Werten zwischen  $20$  und  $60\%$  steigen jedoch auf  $85\%$  im Haupttal an und können sogar Spitzenwerte von bis zu  $180\%$  erreichen. Nur mit einem hochgenauen Höhenmodell war diese exakte Abgrenzung von danubischen zu rheinischen Oberflächenformen möglich, was für eine Rekonstruktion des Paläotals der Ur-Eyb notwendig ist, um die Grenze in dem digitalen Höhenmodell der heutigen Landschaft für die zu interpolierenden Rasterdaten festlegen zu können.

Aus dem rekonstruierten pliozänen Talboden der Ur-Eyb konnte hergeleitet werden, dass sich die Quelle der Ur-Eyb zu dieser Zeit nur unweit nördlich des Furtlepass befunden haben muss. Ein Knickpunkt im Gefälle der Ur-Eyb auf Höhe von

## Schlussfolgerung

---

Treffelhausen weist am Ende des Pliozäns auf den letzten Hebungsschub einer anhaltenden Hebungsbewegung während des Pliozäns auf der Ostalb hin.

Im Leintal wurde das aus Luftbildern generierte und korrigierte DHM anhand von ermittelten morphometrischen Daten modifiziert, um ein dreidimensionales Modell des Paläotals der Ur-Lein herzustellen. Berechnete und in das Modell eingefügte Paläogradienten (1,28 ‰ im Oberlauf, 0,71 ‰ im Mittelauf und 0,46 ‰ im Unterlauf; Durchschnittswert: 0,82‰; Vergleich heutiges Gefälle des Leintals im modellierten Gebiet: 2,8 ‰) kontrollierten die Modellierung und ermöglichten eine optimale Interpolation der Datenpunkte zwischen Hangneigung und Flusslauf, um damit eine möglichst realistische Paläooberfläche zu erhalten. Durch die Subtraktion beider Modelle erhält man ein drittes Modell, in dem die Abtragungstiefe durch die rheinische Erosion in die danubische Paläooberfläche visualisiert wird. Unter Berücksichtigung der Zeitspanne von ca. 700 ka, seit der die rheinische Erosion aktiv ist, erhält man zwar durchschnittliche Langzeiterosionsraten für jede beliebige Lokalität im Leintalgebiet, setzt aber eine konstante Tieferlegung der Oberfläche voraus, die im gesamten Gebiet vor 700 ka begonnen hat. Dieser Prozess entspricht nicht der Dynamik einer fluvialen Erosion. Dieses Modell sollte daher in erster Linie nur zur Visualisierung der Abtragungstiefe verwendet werden.

Zuverlässige Werte für Langzeiterosionsraten erhält man hingegen über eine Volumenberechnung. Das Gesteinsvolumen, das während der rheinischen Erosion seit 700 – 600 ka im Leintal abgetragen wurde, ist die Differenz beider Modelle und beläuft sich auf 1,389 km<sup>3</sup>. Daraus errechnet sich eine durchschnittliche Erosionsrate für das Leintal von 63 mm/ka bis 74 mm/ka. Langzeiterosionsraten mitteleuropäischer Flusssysteme, die über kosmogene Nuklide bestimmt wurden, haben ähnliche Werte und bestätigen die Verlässlichkeit der photogrammetrischen Methode zur Bestimmung von Erosionsraten über einen Zeitraum von 10<sup>5</sup> bis 10<sup>6</sup> a. Die durchschnittliche Erosionsrate im Leintal reflektiert die Dominanz einer kalt- beziehungsweise übergangszeitlichen Erosion als Hauptprodukt häufiger und starker Temperaturschwankungen und deren Effekt auf periglaziale Prozesse, Vegetation und Wasserangebot während des Mittel- und Oberpleistozäns. Ein Filterungsprozess bezüglich Erosionsraten in den Kaltzeiten und in den Übergangszeiten von einer Kalt- zu einer Warmzeit im Mittel- und Oberpleistozän ergab Spitzenwerte zwischen 66 und 77 mm/ka. Diese reinen Nettowerte weisen auf

## Schlussfolgerung

---

eine bis zu 3-mal höhere Erosionsleistung als im Holozän oder in den Warmzeiten hin. Hierbei wurden jedoch nur die zwei prominentesten Warmzeiten (Eem und Holstein) berücksichtigt, obwohl es in dieser Zeit noch viele kleinere Klimaschwankungen mit Warmzeiten gab. Würde man diese zusätzlich berücksichtigen, wären die Werte für die Kalt- und Übergangszeiten noch etwas höher. Durch die Berechnung der reinen Nettowerte für die Kalt- und Übergangszeiten wird deutlich, dass die warmzeitlichen Erosionsraten während den letzten 700 – 600 ka kaum Einfluss auf die Gesamterosionsleistung hatten.

Mit einem Vergleich der Einschneidungsraten des danubischen und rheinischen Systems während des Pleistozäns konnte der Einfluss der rheinischen Flussanzapfung auf die Erosion aufgelöst werden. Durch die rheinische Flussanzapfung ist die Erosionsleistung während des Mittelpleistozäns und zum Beginn des Oberpleistozäns 1,1-fach bis 4,9-fach beschleunigt worden.

Die Rekonstruktion der Paläotäler im Bereich des Ur-Eybtals und der Ur-Lein wurde auf zwei verschiedenen Weisen durchgeführt und getestet. Im Falle des Ur-Eybtals wurde die Paläogefallslinie als Formlinie digitalisiert und anschließend die Rasterpunkte des heutigen Talbodens unter Einbeziehen der Formlinie reinterpoliert, was zwar zu einer Höhenveränderung der Rasterpunkte führte, aber nur in unmittelbarer Nähe der Formlinie obwohl eine weiträumige Markierung der Rasterpunkte um die Formlinie herum stattfand. Die Digitalisierung weiterer Formlinien als Paläohöhenlinien hatte den gleichen Effekt. Es ergab sich nur eine linienhafte Reinterpolation der Rasterpunkte auch bei Einbeziehung mehrerer Formlinien ohne eine flächenhafte Änderung der Rasterpunkte auf die gewünschte Höhe. Nur mit einer direkten Anhebung von flächenhaft markierten Rasterpunkten auf die Paläohöhe konnte der komplette Paläoboden durchgängig rekonstruiert werden. Die anschließend erneute Reinterpolation dieser veränderten Rasterpunkte des Talbodens unter Einbezug der Formlinien und der danubischen Talhänge erzielte das gewünschte Paläorelief. Diese Vorgehensweise ist extrem zeitaufwändig und für größere Gebiete ineffektiv. In dem weitaus größeren Leintal wurde daher eine andere Vorgehensweise getestet. Hier wurde die Paläogefallslinie als Bruchkante digitalisiert, anschließend aber die Rasterdaten großflächig auf die ungefähre Paläohöhe angehoben ohne Digitalisierung zusätzlicher Formlinien als Paläohöhenlinien. Die anschließende Reinterpolation unter



## Schlussfolgerung

---

Einschluss der Paläogefallslinie und der noch vorhandenen danubischen Talhänge erzielte sofort das gewünschte Paläorelief. Zusammengefasst sind für die effektive Rekonstruktion von Paläotälern über digitale Höhenmodelle mit der Software DTMaster von Inpho folgende Schritte notwendig:

1. Ermittlung der Paläogefallslinie
2. Digitalisierung der Paläogefallslinie als Bruchkante in dem digitalen Höhenmodell der bestehenden Landschaft
3. Großflächige Höhenänderung der Rasterpunkte des heutigen Talbodens auf die gewünschte Paläohöhe
4. Reinterpolation der angehobenen Rasterpunkte unter Einbezug der Paläogefallslinie beziehungsweise der Bruchkante und den angrenzenden Resten der Paläohänge

Die komplette Rekonstruktion der Paläotäler erfolgte im Stereomodus des Programms DTMaster. Dieser Modus hat große Vorteile gegenüber dem Normalmodus, in dem keine dreidimensionale Ansicht möglich ist, da die Reinterpolation und Höhenänderung der Datenpunkte und der daraus erstellten Paläolandschaft sofort nachvollziehbar und kontrollierbar war. Zusätzliche Funktionen wie die sofortige Neugenerierung von Höhenlinien bei Höhenänderungen der Datenpunkte und drehbare 3-D-Ansichten erleichterten die Kontrolle.

Während der Arbeit hat sich gezeigt, dass bei einem aus Luftbildern automatisch generierten Höhenmodell eine Höhenkontrolle unerlässlich ist. Vor allem durch eine schlechte relative Orientierung können Höhenabweichungen von mehr als 10 m entstehen. Diese Überprüfung und Korrektur ist für ein großes Arbeitsgebiet mit einem relativ hohen Arbeitsaufwand verbunden.

Um einer Verfälschung der Ergebnisse entgegen zu wirken, sollte man außerdem eine Volumenkorrektur bezüglich von mächtigen Sedimentbedeckungen und Wäldflächen bei einer Volumenbilanzierung mit digitalen Höhenmodellen durchführen. Bei der Korrektur des Waldvolumens ist die numerische Vorgehensweise über die Waldfläche und der durchschnittlichen Baumhöhe der halbautomatischen Korrektur im Modell selber vorzuziehen. Mit dem Programm Scop ++ ist die bewaldete Fläche über eine

## Schlussfolgerung

---

Digitalisierung der Wälder im Modell relativ schnell ermittelt. Eine Unterschlagung des abgetragenen Sedimentvolumens der Goldshöfer Sande und der nicht korrigierten Waldflächen hätte bei der Berechnung der Erosionsrate eine Abweichung von 22,7 % verursacht und die Rate von 63 mm/ka bis 74 mm/ka auf 49 – 57 mm/ka verringert, wobei die nicht Berücksichtigung 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. Bei einer Bewaldung von 50 % der Modelloberfläche im Arbeitsgebiet würde die Erosionsrate auf 57 mm/ka sinken, was eine Abweichung von 17 % bedeuten würde. Eine komplette Bewaldung der Oberfläche hätte mit einer Erosionsrate von 45 mm/ka eine maximale Abweichung von 34 % zur Folge.

Mit den landesweiten Laserscandaten Baden-Württembergs wäre die Berechnung des Waldvolumens überflüssig. Die Daten haben eine horizontale Auflösung von einem Meter und eine vertikale Auflösung von unter einem halben Meter. Im Vergleich zur herkömmlichen Methode mit Luftbildern, können bei den Laserscandaten Wälder und Gebäude automatisch herausgefiltert werden. Dadurch wird nur die eigentliche Geländeoberfläche dargestellt. Für Studien, die sich mit Aspekten quantitativer Landschaftsveränderungen beschäftigen, sind diese Daten ideal. Leider sind die Daten für große Arbeitsgebiete, wie in meinem Fall, nicht erschwinglich.

### Danksagung

Ganz herzlich möchte ich mich bei meinem Hauptbetreuer Herrn Prof. Dr. Seyfried für die Unterstützung des Themas meiner Dissertation bedanken. Außerdem danke ich ihm dafür, dass er allzeit bereit und offen für Gespräche war. Herrn Prof. Dr. Simon vom Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg danke ich für die fachliche Unterstützung und Diskussion hinsichtlich der Flussgeschichte Baden-Württembergs. Für die Finanzierung meiner Dissertation danke ich der Landesgraduiertenförderung Baden-Württemberg.

Dr. Klaus Pelz danke ich für seine gute Zusammenarbeit bei einer Veröffentlichung. Beim Staatsarchiv Stuttgart will ich mich für die kostenlose Bereitstellung von 900 Luftbildern aus der Landesbefliegung Baden-Württemberg von 1968 bedanken. Herrn Dipl.-Ing. (FH) Schneider vom Institut für Photogrammetrie der Universität Stuttgart bin ich sehr verbunden für die Bereitstellung des Luftbildscanners und für seine Einführung in die Scansoftware. Dem Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg bin ich dankbar, dass es mir kostenlos Bohrdaten zur Verfügung gestellt hat. Der Bodenprüfstelle des Regierungspräsidiums Karlsruhe danke ich für die Ermöglichung der Forschungsbohrung in den Goldshöfer Sanden. Ganz herzlich möchte ich mich auch bei der Bohrmannschaft bedanken. Der Firma Inpho gilt mein Dankeschön bezüglich ihres schnellen und unkomplizierten Kundenservices.

Herrn Dr. Matthias Franz vom Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg und Herrn Dr. Günter Schweigert vom Museum am Löwentor bin ich sehr für ihre Mithilfe bei der Ansprache der Geröll- und Fossilfunde verbunden. Bei Dr. Derek Fabel vom Department of Geographical and Earth Sciences der Universität Glasgow will ich mich für seinen Einsatz bei der Probenaufbereitung und der Messung des stabilen Aluminiumisotops bedanken. Dr. Justus Krawinkel gilt mein Dank für die Mithilfe bei Sondierarbeiten in den Goldshöfer Sanden. Bei Francisca Vera García möchte ich mich für die Digitalisierung einiger Grafiken bedanken, für die Aktualisierung der Homepage und für ihre Zuverlässigkeit bei der Druckerwartung. Christoph Wimmer-Pfeil danke ich herzlich für die Herstellung meiner wenigen Dünnschliffe. Bei Brigitte Hajosch möchte ich mich ganz herzlich für die anfängliche Zusammenarbeit während der Herstellung des digitalen Höhenmodells und der digitalen geologischen Karte bedanken. Alessandra Balz danke ich für die Mithilfe bei der Digitalisierung von geologischen Karten.

## Danksagung

---

Ein ganz besonderer Dank geht an die Kaffchenrunde mit Julia Lanz, Ina Rohrmoser, Jörg Kröchert, Martin Schmieder, Elmar Buchner und Holger Maurer für die stets geistreichen und lustigen Diskussionen bezüglich der Geologie, der Rettung der Erde, des Klimas und überhaupt...

Meinem Mann Marcel danke ich von ganzem Herzen für die vielen fachlichen Diskussionen und für seine motivierenden Gespräche während meiner Doktorarbeit.

## Literaturverzeichnis

- Abel, T., Sauter, M. und Hinderer, M. (2000): Integrative Ansätze zur Bestimmung von Denudationsraten auf der Schwäbischen Alb. - Laichinger Höhlenfreund, 35(2): 65-90.
- Abel, T. (2003): Untersuchungen zur Genese des Malmkarsts der Mittleren Schwäbischen Alb im Quartär und jüngeren Tertiär. - Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA), Reihe C, 67: 1-187.
- 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.
- Becker-Haumann, R. (2005): Anwendungen der Geoinformatik für die hochauflösende 3D-Modellierung fluviatiler Terrassenkörper. S. 330, Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Becker-Haumann, R. (2007): Geometric parameters as key factors for the 3D-modeling of fluvial deposits. - Transactions in GIS, 11(1): 83-100.
- Beurer, M. (1963): Die Geologie des Blattes Oberkochen (Nr. 7226) 1:25 000 (Ostalb). - Arbeiten aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Technischen Hochschule Stuttgart, N.F. 36: 1-123.
- Bohn, C. (2005): Architekturelementanalyse der Goldshöfer Sande (Unterer Cromer-Komplex und Günz-Kaltzeit, Raum Aalen/Ellwangen, Baden-Württemberg). S. 53, Diplomarbeit (unveröffentlicht), Universität Stuttgart, Stuttgart.

## Literaturverzeichnis

---

- Brunner, H., Hüttner, R. und Schreiner, A. (1989): Geologische Übersichtskarte von Baden-Württemberg 1:500 000. Freiburg i. Br., Geologisches Landesamt Baden-Württemberg.
- Cande, S. C. und Kent, D. V. (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. - Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets, 100(4): 6093-6095.
- Dongus, H. (1977): Die Oberflächenformen der Schwäbischen Alb und ihres Vorlands. - Marburger Geographische Schriften, 72: 1-486.
- Dongus, H. (2000): Die Oberflächenformen Südwestdeutschlands. S. 189, Berlin, Stuttgart, Gebrüder Borntraeger.
- Eberle, J., Eitel, B., Blümel, W. D. und Wittmann, P. (2007): Deutschlands Süden vom Erdmittelalter zur Gegenwart. S. 188, Berlin Heidelberg, Springer-Verlag.
- Eisenhut, E. (1962): Pleistozänablagerungen im Neckareinzugsgebiet. - Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereines, N.F. 44: 1-9.
- Eisenhut, E. (1971): Erläuterungen zu Blatt 7024 Gschwend. Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg. S. 112, Stuttgart, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg.
- Eisenhut, E. (1972): Erläuterungen zu Blatt 7123 Schorndorf. Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg. S. 134, Stuttgart, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg.
- Eisenhut, E. (1975): Erläuterungen zu Blatt 7223 Göppingen. Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. S. 213, Stuttgart, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg.

## Literaturverzeichnis

---

- Etzold, A. (1994): Erläuterungen zu Blatt 7126 Aalen. Geologische Karte 1:25 000 von Baden-Württemberg, 2. Auflage. S. 248, Freiburg i. Br., Geologisches Landesamt Baden-Württemberg.
- Etzold, A. und Nitsch, E. (2007): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 25 000. Blatt 7125 Möggingen. Freiburg i. Br., Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau.
- Fezer, F. (2008): Das merkwürdige System der Enz. - Jahreshefte der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg, 164: 61-106.
- Fraas, O. (1871): Atlasblatt Aalen mit den Umgebungen von Abtsgmünd, Heubach, Königsbronn und Wasseraffingen. Begleitworte zur Geognostischen Spezialkarte von Württemberg, Königliche statistisch-topographische Bureau. S. 31, Stuttgart.
- Frank, M. und Vollrath, A. (1971): Erläuterungen zu Blatt 7122 Winnenden. Geologische Karte 1:25 000 von Baden-Württemberg, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg. S. 211, Stuttgart, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg.
- Fromm, K. (1980): Bericht über eine paläomagnetische Datierung in den Goldshöfer Sanden bei Hüttlingen, Ostalbkreis. S. 9 (unveröffentlicht), Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
- Fromm, K. (1983): Eine paläomagnetische Datierung in den Goldshöfer Sanden bei Buch, Ostalbkreis. S. 12 (unveröffentlicht), Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
- Gani, N. D., Gani, M. R. und Abdelsalam, M. G. (2007): Blue Nile incision on the Ethiopian Plateau: Pulsed plateau growth, Pliocene uplift, and hominin evolution. - GSA Today, 17(9): 4-11.
- German Stratigraphic Commission (Hrsg.) (2002): Stratigraphic Table of Germany 2002.

- Granger, D. E., Kirchner, J. W. und Finkel, R. C. (1997): Quaternary downcutting rate of the New River, Virginia, measured from differential decay of cosmogenic  $^{26}\text{Al}$  and  $^{10}\text{Be}$  in cave-deposited alluvium. - *Geology*, 25: 107-110.
- Granger, D., E. und Smith, A. L. (2000): Dating buried sediments using radioactive decay and muogenic production of  $^{26}\text{Al}$  and  $^{10}\text{Be}$ . - *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 172: 822-826.
- Granger, D., E. und Muzikar, P. (2001): Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. - *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 269-281.
- Granger, D. E., Fabel, D. und Palmer, A. N. (2001): Pliocene-Pleistocene incision of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic  $^{26}\text{Al}$  and  $^{10}\text{Be}$  in Mammoth Cave sediments. - *Geological Society of America*, 113: 825-826.
- Hagdorn, H. und Simon, T. (1988): *Geologie und Landschaft des Hohenloher Landes*. 2. Auflage. S. 192, Sigmaringen, Jan Thorbecke Verlag.
- Hancock, G. und Kirwan, M. (2007): Summit erosion rates deduced from  $^{10}\text{Be}$ : Implications for relief production in the central Appalachians. - *Geology*, 35(1): 89-92.
- Häuselmann, P. und Granger, D. E. (2005): Dating of caves by cosmogenic nuclides: Method, possibilities and the Siebenhengste example (Switzerland). - *Acta Carsologica*, 34(1): 43-50.
- Hennig, E. (1952): Über Säugerfunde aus den Goldshöfer Sanden, Württemberg. - *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 3: 126-140.



## Literaturverzeichnis

---

- Hinderer, M. (1999): Late Quaternary and modern denudation of the Alps and implications for climate-controlled erosional processes. In: Székely, B., Frisch, W., Kuhlemann, J. und Dunkl, I. (Hrsg.): 4th workshop on alpine geological studies 21-24 september 1999, Tübingen (Germany). Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA), Reihe A 52. S. 70-71.
- Hinderer, M. (2001): Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. - *Geodinamica Acta*, 14(4): 231-263.
- Hönig, J. (1994): Erläuterungen zu Blatt 7224 Schwäbisch Gmünd-Süd. Geologische Karte 1:25 000 von Baden-Württemberg, 2. Auflage, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg. S. 152, Freiburg, i. Br., Stuttgart, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg.
- Koenigswald, W. v. (1983): Die Säugetierfauna des süddeutschen Pleistozäns. In: Müller-Beck, H. (Hrsg.): *Urgeschichte in Baden-Württemberg*. Konrad Theiss Verlag, Stuttgart, S. 167-216.
- Kraus, K. (2004): *Photogrammetrie*. Band 1, 7. Auflage. S. 516, Berlin, New York, Walter de Gruyter.
- Landesamt für Geologie Rohstoffe und Bergbau (1996): *Geologische Übersichtskarte von Baden-Württemberg 1:200 000, Blatt 2 (NE)*. 8. unveränderte Auflage, Freiburg i. Br., Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau.
- Laske, R. und Reicherter, K. (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.
- Merz, E., Rademacher, K. und Reicherter, K. (2002): *Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 25 000, Vorläufige Ausgabe (aGK25v)*. Blatt 7225 Heubach. Freiburg i. Br., Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau.

- Mills, H. H. (2000): Apparent increasing rates of stream incision in the eastern United States during the late Cenozoic. - *Geology*, 28(10): 955-957.
- Molnar, P. und England, P. (1990): Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? - *Nature*, 346(6279): 29-34.
- 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.
- Morel, P., von Blanckenburg, F., Schaller, M., Kubik, P. W. und Hinderer, M. (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.
- Muzikar, P. F., Elmore, D. und Granger, D. E. (2003): Accelerator mass spectrometry in geologic research. - *GSA Bulletin*, 115(6): 643-654.
- Pahl, H. (1924): Die Goldshöfer Sande und die Höhensande der Ostalb. S. 100, Dissertation, Universität Tübingen, Tübingen, Deutschland.
- Peizhen, Z., Molnar, P. und Downs, W. R. (2001): Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. - *Nature*, 410(6831): 891-897.
- Poag, C. W. und Sevon, W. D. (1989): A Record of Appalachian Denudation in Postrift Mesozoic and Cenozoic Sedimentary Deposits of the U.S. Middle Atlantic Continental Margin. - *Geomorphology*, 2(1-3): 119-157.

## Literaturverzeichnis

---

- 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.
- Roth, R. (1979): Die Stufenrandzone der Schwäbischen Alb zwischen Erms und Fils. Tübinger geographische Studien, 77. S. 1-147, Tübingen.
- Schall, W. (2002): Erläuterungen zum Blatt 7425 Lonsee. Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. S. 125, Freiburg i. Br., Geologisches Landesamt Baden-Württemberg.
- Schall, W. und Simon, T. (2002): Landschafts- und Flussgeschichte. In: Schall, W. (Hrsg.): Erläuterungen zum Blatt 7425 Lonsee. Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Freiburg i. Br., S. 61-70.
- Schaller, M., von Blanckenburg, F., Hovius, N. und Kubik, P. W. (2001): Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. - *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 441-458.
- Schaller, M., von Blanckenburg, F., Veldkamp, A., Tebbens, L. A., Hovius, N. und Kubik, P. W. (2002): A 30 000 yr record of erosion rates from cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  in Middle European river terraces. - *Earth and Planetary Science Letters*, 204: 307-320.
- Schaller, M., von Blanckenburg, F., Hovius, N., Veldkamp, A., van den Berg, M. W. und Kubik, P. W. (2004): Paleoerosion rates from cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  in a 1.3 Ma terrace sequence: Response of the river Meuse to changes in climate and rock uplift. - *The Journal of Geology*, 112: 127-144.

- Scheu, E. (1909): Zur Morphologie der schwäbisch-fränkischen Schichtstufenlandschaft. - Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, 18: 361-404.
- Schmidt, A. (1921): Die Entstehung des Flussnetzes der schwäbischen Schichtstufenlandschaft. - Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereines, N. F., 10: 46-59.
- Schürmann, E. (1918): Die chemisch-geologische Tätigkeit des Neckars. - Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, 74: 1-68.
- 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. Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg, Stuttgart, Korb, S. 241-254.
- Simon, T. (2002): Beziehungen zwischen Tektonik und Talbildung im mittleren Kocher-Jagstgebiet. - Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereines, N.F. 84: 439-458.
- Simon, T. (2008): Flussgeschichte des Neckars. In: Hansch, W. und Rosendahl, W. (Hrsg.): 600.000 Jahre Zeitgeschichte am Neckar. museo 24. Städtische Museen Heibronn, S. 36-43.
- Stock, G. M., Anderson, R. S. und Finkel, R. C. (2004): Pace of landscape evolution in the Sierra Nevada, California, revealed by cosmogenic dating of cave sediments. - Geology, 32(3): 193-196.

## Literaturverzeichnis

---

- Stock, G. M., Granger, D. E., Sasowsky, I. D., Anderson, R. S. und Finkel, R. C. (2005): Comparison of U-Th, paleomagnetism, and cosmogenic burial methods for dating caves: Implications for landscape evolution studies. - *Earth and Planetary Science Letters*, 236: 388-403.
- Strasser, A., Strasser, M., Pelz, K. und Seyfried, H. (2008): Rekonstruktion fossiler Talböden mit digitalen Höhenmodellen am Beispiel der Ur-Eyb. - *Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereines*, N.F. 90: 57-71.
- Strasser, A., Strasser, M. und Seyfried, H. (2009a): Quantifying erosion over timescales of one million years: a photogrammetric approach on the amount of Rhenish erosion in southwestern Germany. - *Geomorphology* (in press).
- Strasser, M. und Strasser, A. (2007): Die Laierhöhle bei Weiler o. H.-Wasserstandsmarker vom späten Miozän bis ins frühe Pleistozän. - *Laichinger Höhlenfreund*, 42: 47-60.
- Strasser, M., Strasser, A., Pelz, K. und Seyfried, H. (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. (1998): Zur Flussgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. - *Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereines*, N.F. 80: 361-398.
- Villinger, E. (2004): Lithostratigraphische Übersicht des Quartärs in Baden-Württemberg. 7. Ausgabe, Freiburg i. Br., Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau.

- Villinger, E. und Fischer, G. (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. (1960): Zur Flussgeschichte der Lone. - Jahreshefte für Karst- und Höhlenkunde, 1: 193-210.
- Wagner, G. (1960a): Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte. 3. Auflage. S. 694, Öhringen, Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung F. Rau.
- Wagner, G. (1963): Danubische und rheinische Abtragung im Neckar- und Tauberland. - Berichte zur deutschen Landeskunde, 31(1): 1-11.
- Wagner, G. A. (1995): Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten. S. 320, Stuttgart, Enke.
- Wagner, R. (1952): Der Keuper im Oberen Jagstgebiet und die Goldshöfer Sande. S. 160, Dissertation, Eberhard-Karls-Universität Tübingen, Tübingen, Deutschland.
- Ward, D. J., Spotila, J. A., Hancock, G. S. und Galbraith, J. M. (2005): New constraints on the late Cenozoic incision history of the New River, Virginia. - Geomorphology, 72: 54-72.
- Winn, R. D., Jr., Roberts, H. H., Kohl, B., Fillon, R. H., Crux, J. A., Bouma, A. H. und Spero, H. W. (1998): Upper Quaternary strata of the upper continental slope,

## Literaturverzeichnis

---

Northeast Gulf of Mexico: Sequence stratigraphic model for a terrigenous shelf edge. - *Journal of Sedimentary Research*, 68(4): 579-595.

Wolkowinsky, A. J. und Granger, D., E. (2004): Early Pleistocene incision of the San Juan River, Utah, dated with  $^{26}\text{Al}$  and  $^{10}\text{Be}$ . - *Geology*, 32(9): 749-752.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. und Billups, K. (2001): Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. - *Science*, 292: 686-693.

Zeese, R. (1972): Die Talentwicklung von Kocher und Jagst im Keuperbergland - Flußgeschichte als Beitrag zur Deutung der Schichtstufenmorphogenese. - *Tübinger geographische Studien*, 49: 1-121.

Zeese, R. (1975): Die Goldshöfer Sande und die quartären Reliefgenerationen im Albvorland Ostwürttembergs. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 26: 87-94.

Anhang

A Dokumentation des Bohrkerns der Forschungsbohrung





# Anhang A



# Anhang A



12 – 13 m



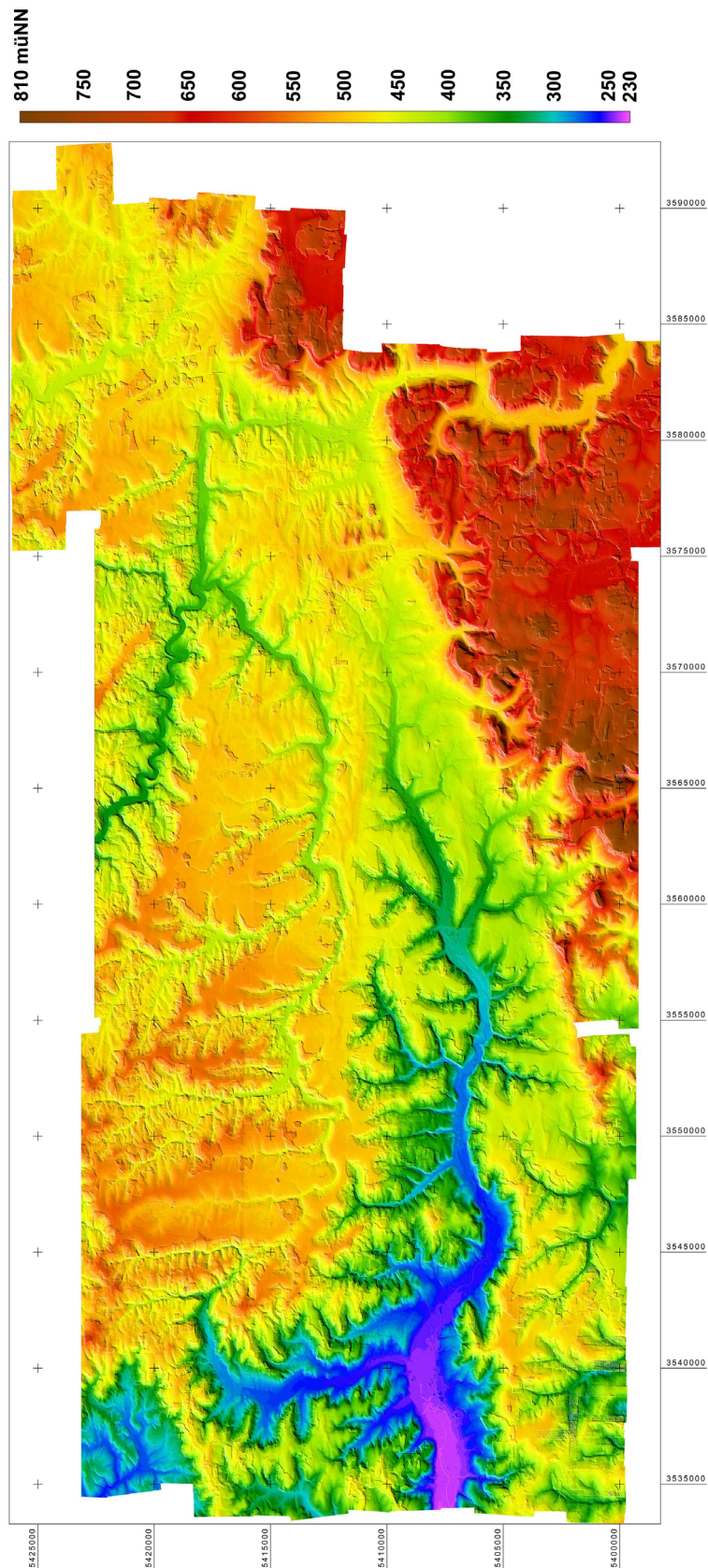
13 – 14 m



14 – 14,12 m



B Digitales Höhenmodell des gesamten Arbeitsgebietes mit einer 5 m-Auflösung



### **C Höhenabweichungen des Höhenmodells**

Die Höhenabweichungen des Höhenmodells in den folgenden Tabellen stellen Abweichungen dar, die nach mehreren verbesserten Rechendurchgängen der relativen Orientierung erreicht wurden. Verbesserungen wurden nur in den wichtigen Bereichen des Arbeitsgebiets (in der Blockübersicht grau unterlegt) durchgeführt. Die Angaben beziehen sich daher nicht auf das komplett erstellte Höhenmodell mit 681 Luftbildern. Eine Übersicht über die verschiedenen Modellblöcke und deren Koordinaten, aus denen das DHM des gesamten Arbeitsgebiets zusammengesetzt ist, zeigt die nachfolgende Tabelle. Größere Höhendifferenzen in den für die Oberflächenanalyse und Volumenberechnung wichtigen Gebieten, die nicht durch eine Verbesserung der relativen Orientierung zu beseitigen waren, wurden anschließend in dem Programm DTMaster halbautomatisch korrigiert. Diese Korrekturen sind in den nachfolgenden Tabellen nicht aufgelistet.

Die Höhenabweichungen wurden durch einen Vergleich des Höhenmodells mit trigonometrischen Bodenpunkten mit genauen Höhenangaben auf den Topographischen Karten 1:25 000 von Baden-Württemberg ermittelt. Bei der Wahl der Bodenpunkte auf den aktuellen Karten wurde darauf geachtet, dass Punkte genommen wurden, bei denen sich seit der Befliegung das Gelände, Straßen und Bauwerke nicht verändert hatten. Falls aufgrund mangelnder Bodenpunkte doch auf solch einen Punkt zurückgegriffen werden musste, sind diese Abweichungen in den Tabellen markiert.

## Anhang C

### Übersicht über die Blockzusammensetzung des gesamten Höhenmodells aus 681 Luftbildern mit Angaben der Koordinaten (Gauß-Krüger)

Die Zusammensetzung des gesamten Höhenmodells aus mehreren einzelnen Blockmodellen ergab sich aufgrund der Größe des Arbeitsgebietes, da im Programm MATCH-AT maximal 100 Bilder gleichzeitig gerechnet werden können. In den Bereichen des Modells, die in der Tabelle grau unterlegt sind, wurde die relative Orientierung mehrmals verbessert und gerechnet, um eine bessere Höhengenaugigkeit zu erzielen. Die einzelnen Blöcke setzen sich aus mehreren Reihen von Luftbildern mit einer Nord/Süd-Überlappung von 20 % zusammen. In einer Reihe sind Luftbilder mit gleichem Hochwert (H), aber mit fortlaufendem Rechtswert (R) aneinandergereiht, die sich zu 60% überlappen. Jedes Bild besitzt einen Rechts- und Hochwert, der sich auf den Bildmittelpunkt bezieht. In jeder Tabellenzeile ist somit ein Gebiet beschrieben, das einen Hochwert besitzt und sich über mehrere Kilometer von West nach Ost erstreckt.

Block 1 (97 Bilder)	Block 5 (100 Bilder)	Block 9 (71 Bilder)
H: 5425000 R: 3535000-3553000	H: 5425000 R: 3554000-3574000	H: 5425000 R: 3575000-3590000
H: 5423000 R: 3534000-3554000	H: 5423000 R: 3555000-3576000	H: 5423000 R: 3577000-3592000
H: 5421000 R: 3535000-3555000	H: 5421000 R: 3556000-3577000	H: 5421000 R: 3578000-3590000
H: 5419000 R: 3534000-3554000	H: 5419000 R: 3555000-3575000	H: 5419000 R: 3576000-3590000
H: 5417000 R: 3534000-3554000	H: 5417000 R: 3555000-3576000	H: 5417000 R: 3577000-3590000
Block 2 (100 Bilder)	Block 6 (100 Bilder)	Block 10 (33 Bilder)
H: 5415000 R: 3534000-3554000	H: 5415000 R: 3556000-3576000	H: 5415000 R: 3577000-3590000
H: 5413000 R: 3534000-3556000	H: 5413000 R: 3557000-3580000	H: 5413000 R: 3581000-3590000
H: 5411000 R: 3534000-3556000	H: 5411000 R: 3557000-3579000	H: 5411000 R: 3580000-3584000
H: 5409000 R: 3534000-3557000	H: 5409000 R: 3558000-3580000	H: 5409000 R: 3581000-3584000
H: 5407000 R: 3534000-3558000	H: 5407000 R: 3559000-3581000	H: 5407000 R: 3582000-3584000
Block 3 (66 Bilder)	Block 7 (80 Bilder)	Block 11 (34 Bilder)
H: 5405000 R: 3534000-3555000	H: 5405000 R: 3556000-3576000	H: 5405000 R: 3577000-3584000
H: 5403000 R: 3534000-3554000	H: 5403000 R: 3555000-3575000	H: 5403000 R: 3576000-3584000
H: 5401000 R: 3534000-3554000	H: 5401000 R: 3555000-3575000	H: 5401000 R: 3576000-3584000
H: 5399000 R: 3548000-3554000	H: 5399000 R: 3555000-3574000/3575000	H: 5399000 R: 3576000-3584000

## Anhang C

### Tabellenübersicht der Höhenabweichungen des Höhenmodells nach der verbesserten relativen Orientierung

Anmerkung zu den Tabellen:

- Bildpaare von West nach Ost aufgelistet
- Abweichung (A) in Metern im Norden (N), in der Mitte (M) und im Süden (S) des Bildpaares; sind keine Werte eingetragen, waren keine Bodenpunkte vorhanden
- Werte wurden gerundet
- Symbole: \* : Abweichungen aufgrund von Baumaßnahmen; ^: Abweichungen aufgrund von Waldgebieten; k.A.: keine Angaben

#### Block 1

Hochwert 5421000

Rechtswert von 3535000 bis 3555000

A	Bildpaare																		
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	
N	<1	<1	+3	<1	<1	<1	<1	-3	-2	1	-1	-3	-2		-4	-3	-7	-7	
M																			
S	<1	+3	+3	+3	+3	<1	<1	1	<1	<1	-2	-2		-4	-5	-4	-5	-4	

Hochwert 5419000

Rechtswert von 3534000 bis 3554000

A	Bildpaare																		
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	
N	<1	+3	+5	<1	<1	<1	-1	<1	<1	<1	<1	-2	<1	<1	-1	<1	-3,5	-2	
M																			
S	+2	+1	+3	<1	<1	<1	+1	<1	<1	<1	<1	+1	+1	<1	<1	<1	<1	<1	

Hochwert 5417000

Rechtswert von 3534000 bis 3554000

A	Bildpaare																			
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20	
N	-5		+6	-2,5	<1	<1	<1	<1	<1	-2	+2*	-1,5*	<1	+2	+3	<1	<1	<1	+2	
M																				
S	+8	+5		+5	+10	<1	<1	<1	<1	+3			+5	+10	+10	+10	+4	+5	+10	

## Anhang C

### Block 2

Hochwert 5415000

Rechtswert von 3534000 bis 3554000

A	Bildpaare																		
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20
N	+14	+7	+4	+2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-3	-4,5	-3	-3	<1	-3	<1	
M	+9	+8	+7	+3	+2	<1	<1	<1	<1	-2	-2	-3	-3,5	-3	<1	-2	-2	<1	
S	+10	+5,5	<1	+2	+1	<1	-1,5	<1	<1	<1	-1	<1	-3	-3	<1	<1	-3	-2	

Hochwert 5413000

Rechtswert von 3534000 bis 3556000

A	Bildpaare																		
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20
N	+9	+5	+3	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-1,5	-2,5	-2	-1,5	<1	<1	-2	-2	
M	<1	<1	+2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-1	-1	-2	-2	<1	<1	<1	-2	-2	
S	+4	+2	<1	<1	<1	-2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-2	-1,5	<1	<1	<1	-3	

Hochwert 5411000

Rechtswert von 3534000 bis 3556000

A	Bildpaare																		
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20
N	+3	+2,5	<1	+1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-1	<1	<1	<1	-2	<1	
M	+2	<1	<1	-1	<1	<1	<1	<1	-2	<1	<1	<1	<1	-2	-1	<1	-2	-2	
S	<1	<1	<1	<1	-2,5	<1	-2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	

Hochwert 5409000

Rechtswert von 3534000 bis 3557000

A	Bildpaare																		
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20
N	<1	<1	<1	-1	<1	-2	-2	<1	<1	-1	-2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	
M	<1	<1	<1	-2	<1	-2	<1	-2	<1	-1	<1	<1	<1	+2 <sup>Λ</sup>		-5	<1	<1	
S	<1	<1	-2	<1	<1	-3*	-3	-3	-2	-3 <sup>Λ</sup>	<1	<1	<1	<1	-6	-5	<1	-2	



## Anhang C

Hochwert 5407000

Rechtswert von 3534000 bis 3558000

A	Bildpaare																		
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20
N	<1	-2	-1,5	-1,5	-2,5	-3	-1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-3 <sup>^</sup>	<1	-3	-2	-1
M	<1	<1	<1	-2,5	<1	<1	-3	<1	<1	-2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-2,5	-3	<1
S	<1	-2	-2	-3	-1,5	<1	<1	<1	<1	-2	<1	+2 <sup>^</sup>	<1	-1	-2	<1	-3	-2	<1

## Block 3

Hochwert 5405000

Rechtswert von 3534000 bis 3555000

A	Bildpaare																		
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20
N	-1	+1	<1	+3		<1		-3	<1	-2	-3	<1	+1		-4,5 <sup>*</sup>	-5	-6	<1	<1
M		+2	+1	-3,5		-2	-2		<1	-2	<1			-3			<1		-2
S	-4 <sup>^</sup>					-2	-1		<1		<1	-1,5	-4	<1		-2	-2	<1	

Hochwert 5403000

Rechtswert von 3534000 bis 3554000

A	Bildpaare																		
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20
N	-7 <sup>^</sup>	*	-10	+3		<1	<1	<1		<1	<1		<1	-2	<1	<1		-2	<1
M		*			<1	-5 <sup>^</sup>		<1	<1	+2	-1	<1	+1			<1	<1	<1	+1
S		*	-16		<1	-1	+2	+6 <sup>^</sup>		+2			+1			<1	<1	<1	

Hochwert 5401000

Rechtswert von 3534000 bis 3554000

A	Bildpaare																		
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20
N	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	+8 <sup>^</sup>		+4	+1		<1	+1,5	+1,5	<1		<1
M	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	+4	+4	+2	+1	+1,5		<1	<1	<1	<1	<1
S	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	+4 <sup>^</sup>		+2	+3	<1	+1	<1	<1	<1	<1	<1

## Anhang C

### Block 5

Hochwert 5421000

Rechtswert von 3556000 bis 3577000

A	Bildpaare																		
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20
N	+3,5	+3,5	+3,5	+3,5	+3,5	<0,5	<0,5	-3	-3	-3	-3	-3	-3	-3	<1	<1	<1	<1	<1
M	+3,5	+3,5	+3,5	+3,5	+3,5	<0,5	<0,5	-3	-3	-3	-3	-3	-3	-3	<1	<1	<1	<1	<1
S	+3,5	+3,5	+3,5	+3,5	+3,5	<0,5	<0,5	-3	-3	-3	-3	-3	-3	-3	<1	<1	<1	<1	<1

Hochwert 5419000

Rechtswert von 3555000 bis 3575000

A	Bildpaare																		
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20
N	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-3	<1	<1	<1	<1	<1
M	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-3	<1	<1	<1	<1	<1
S	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-3	<1	<1	<1	<1	<1

Hochwert 5417000

Rechtswert von 3555000 bis 3576000

A	Bildpaare																		
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20
N	<1	<1	<1	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	<1	<1	<1
M	<1	<1	<1	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	<1	<1	<1
S	<1	<1	<1	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	-2,5	<1	<1	<1

### Block 6

Hochwert 5415000

Rechtswert von 3556000 bis 3576000

A	Bildpaare																		
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20
N			+3,5	+5			+4	+3				+3	+1	+2	+3	+1	<1	<1	<1
M	+2	+2	+3		+4	+3,5	+4	+4	+4		+3	+2	+2	+2	<1	+1	<1	+1	<1
S	+2	+2	+3	+3	+3	+4	+4		+4	+3		+2,5	+1	<1	+1	<1	<1	+2	+2

## Anhang C

Hochwert 5413000

Rechtswert von 3557000 bis 3580000

A	Bildpaare																			
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20	
N	+1	+2,5	+2	+3	+2	<1	+2	+2,5	+1	+1	+1,5	<1	<1	<1	<1	+1	<1	-1	-10*	
M		<1	+2	+3	+2	+2		+2	<1	<1	+1,5	<1	+1		+1	<1	+2	-3	+5,5	
S	+2,5	+3	2+	<1	+1	+1	+1		+2	+2	<1	+1	+1	+2	+1,5	+1	<1	-1,3	-2	

Hochwert 5411000

Rechtswert von 3557000 bis 3579000

A	Bildpaare																			
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20	
N	+1	+1	+1	+2	+1		<1	+1	+1	+1	<1	<1	<1	<1	<1	+1	<1	<1	+1	
M	<1	+1	+1,5	<1	<1	+1	+2	+2	<1	<1	+3	+3	<1	+1	<1	<1	+2	<1	+1	
S	-1	+2,5		<1		<1	+1,5	+2	+2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	+1,5	<1	<1	

Hochwert 5409000

Rechtswert von 3558000 bis 3580000

A	Bildpaare																			
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20	
N	<1	<1	+1		+1	+2	+1		<1	<1	<1	<1	+1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	
M				+1	+1	+2		+2		+1	+1	-2								
S						+2	+1	+1		<1		<1	-1,5	<1	<1	<1	<1	<1	<1	

Hochwert 5407000

Rechtswert von 3559000 bis 3581000

A	Bildpaare																			
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20	
N	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-1,5	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	
M																				
S	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1		-1,5	<1	-1	+2	<1	+1,5	

## Anhang C

### Block 7

Hochwert 5405000

Rechtswert von 3556000 bis 3576000

A	Bildpaare																		
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20
N	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	±2,5	±2,5	±2,5	±2,5	±2,5	±2,5	±2,5	±2,5	±2,5	<1
M	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	±2,5	±2,5	±2,5	±2,5	±2,5	±2,5	±2,5	±2,5	±2,5	<1
S	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	±2,5	±2,5	±2,5	±2,5	±2,5	±2,5	±2,5	±2,5	±2,5	<1

Hochwert 5403000

Rechtswert von 3555000 bis 3575000

A	Bildpaare																		
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20
N	+4		+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2		<1
M	+3		+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+6,5*	-1
S			+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+3,5	

Hochwert 5401000

Rechtswert von 3555000 bis 3575000

A	Bildpaare																		
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14	14+15	15+16	16+17	17+18	18+19	19+20
N	<1	<1	<1	<1	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	<1
M	<1	<1	<1	<1	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	<1
S	<1	<1	<1	<1	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	+2,5	<1

### Block 9

Hochwert 5421000

Rechtswert von 3578000 bis 3590000

A	Bildpaare																		
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12								
N	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	*		<1								
M	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	*		<1								
S	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	*	+10*	<1								

## Anhang C

Hochwert 5419000

Rechtswert von 3576000 bis 3590000

A	Bildpaare																					
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14									
N	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5									
M	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5									
S	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5	±1,5									

Hochwert 5417000

Rechtswert von 3577000 bis 3590000

A	Bildpaare																					
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13	13+14									
N	±1	±1	±1	±1	±1	-2	-2,5	-6	±1	±1	±1	±1	±1									
M	±1	±1	±1	±1	±1	-4*	*	-8	±1	±1	±1	±1	±1									
S	±1	±1	±1	±1	±1	*	*		±1	±1	±1	±1	±1									

## Block 10

Hochwert 5415000

Rechtswert von 3577000 bis 3590000

A	Bildpaare																					
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9	9+10	10+11	11+12	12+13										
N	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1										
M	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1										
S	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1										

Hochwert 5413000

Rechtswert von 3581000 bis 3590000

A	Bildpaare																		
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9											
N	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1											
M	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1											
S	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1											

**Anhang C**

---

Hochwert 5411000

Rechtswert von 3580000 bis 3584000

A	Bildpaare														
	1+2	2+3	3+4												
N	<1	<1	<1												
M	<1	<1	<1												
S	<1	<1	<1												

Hochwert 5409000

Rechtswert von 3581000 bis 3584000

A	Bildpaare														
	1+2	2+3	3+4												
N	±1	±1	±1												
M	±1	±1	±1												
S	±1	±1	±1												

Hochwert 5407000

Rechtswert von 3582000 bis 3584000

A	Bildpaare														
	1+2	2+3													
N	±1	±1													
M	±1	±1													
S	±1	±1													

**Block 11**

Hochwert 5405000

Rechtswert von 3577000 bis 3584000

A	Bildpaare														
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7									
N	^	<1		^	^	^									
M		^	^	^	^	^									
S	^	^	<1	^	^	^									

## Anhang C

Hochwert 5403000

Rechtswert von 3576000 bis 3584000

A	Bildpaare									
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9		
N	±2	±2	<1	±2	±2	±2	±2	±2		
M	±2	±2	<1	±2	±2	±2	±2	±2		
S	±2	±2	<1	±2	±2	±2	±2	±2		

Hochwert 5401000

Rechtswert von 3576000 bis 3584000

A	Bildpaare									
	1+2	2+3	3+4	4+5	5+6	6+7	7+8	8+9		
N	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1		
M	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1		
S	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1		

### Verbindung zwischen Block 1 und 5, jeweils nur ein Bildpaar pro Hochwert

	H: 5421000	H: 5419000	H: 5417000
A	R: 3555000+3556000	R: 3554000+3555000	R: 3554000+3555000
N		<1	<1
M	-5	<1	<1
S	-3	<1	<1

### Verbindung zwischen Block 2 und 6, jeweils nur ein Bildpaar pro Hochwert

	H: 5415000	H: 5413000	H: 5411000	H: 5409000	H: 5407000
A	R: 3554000+3556000	R: 3556000+3557000	R: 3556000+3557000	R: 3557000+3558000	R: 3558000+3559000
N	<1	<1	-1,5	<1	<1
M	-2	+2	<1	<1	
S		+2,5	<1		-2

## Anhang C

---

### Verbindung zwischen Block 3 und 7, jeweils nur ein Bildpaar pro Hochwert

	H: 5405000	H: 5403000	H: 5401000
A	R: 3555000+3556000	R: 3554000+3555000	R: 3554000+3555000
N	<1	*	-35
M	<1	*	-19
S	<1	*	-5

### Verbindung zwischen Block 5 und 9, jeweils nur ein Bildpaar pro Hochwert

	H: 5419000	H: 5417000
A	R: 3575000+3576000	R: 3576000+3577000
N	-2,5	<1
M	<1	<1
S	-1	-1

### Verbindung zwischen Block 6 und 10, jeweils nur ein Bildpaar pro Hochwert

	H: 5415000	H: 5413000	H: 5411000	H: 5409000	H: 5407000
A	R: 3576000+3577000	R: 3580000+3581000	R: 3579000+3580000	R: 3580000+3581000	R: 3581000+3582000
N	-4	-2	-6,5	<1	-1,5
M	-2	-4	-3	<1	<1
S	-2	-2,5	-2	-2 <sup>^</sup>	<1

### Verbindung zwischen Block 7 und 11, jeweils nur ein Bildpaar pro Hochwert

	H: 5405000	H: 5403000	H: 5401000
A	R: 3576000+3577000	R: 3575000+3576000	R: 3575000+3576000
N	<1	<1	^
M	<1	<1	^
S		-20 <sup>^</sup>	^



## Anhang D

---

### D Datenpunkte des digitalisierten Paläogefälles der Ur-Eyb als 3 D-Formlinie im DHM zur Rekonstruktion des Paläotalbodens

Rechtswert	Hochwert	müNN
3564146,09	5401516,37	650,09
3564135,99	5401416,24	651,09
3564130,16	5401316,85	650,59
3564137,03	5401216,95	650,09
3564146,04	5401117,38	649,60
3564143,94	5401015,64	649,10
3564122,00	5400916,74	648,60
3564102,98	5400816,43	648,10
3564091,21	5400717,09	647,60
3564068,34	5400616,44	647,11
3564073,12	5400516,85	646,61
3564111,85	5400415,97	646,11
3564185,49	5400316,30	645,61
3564249,78	5400216,11	645,12
3564249,58	5400216,58	645,02
3564262,06	5400116,27	644,49
3564292,33	5400016,00	644,03
3564355,35	5399916,53	643,59
3564423,31	5399815,44	643,03
3564480,93	5399716,17	642,59
3564511,04	5399616,17	642,00
3564546,48	5399516,08	641,54
3564610,75	5399410,71	641,04
3564676,15	5399315,39	640,51
3564750,49	5399225,38	640,01
3564833,87	5399115,84	639,55
3564869,59	5399028,09	638,92
3564912,54	5398915,89	638,46
3565009,09	5398816,35	638,08
3565027,40	5398716,60	637,49
3564994,35	5398615,54	637,06
3565026,01	5398516,03	636,53
3565064,97	5398426,01	635,91
3565065,02	5398426,16	636,05
3565111,33	5398315,63	635,49
3565115,62	5398214,03	635,03
3565112,39	5398115,67	634,53
3565079,96	5397987,42	634,03
3565031,34	5397816,29	633,53
3564977,85	5397718,37	632,91
3564939,13	5397615,62	632,66
3564956,09	5397516,93	632,04
3565005,00	5397416,54	631,54
3565034,37	5397315,81	630,95
3565091,15	5397223,62	630,45
3565156,23	5397120,45	630,08

## Anhang D

---

3565242,75	5397016,63	629,58
3565263,52	5396916,53	629,08
3565302,57	5396814,97	628,46
3565360,73	5396720,19	627,96
3565360,73	5396720,19	627,96
3565430,86	5396617,75	627,47
3565515,31	5396516,38	627,09
3565616,52	5396460,21	626,60
3565637,66	5396268,40	625,97
3565631,62	5396067,78	625,35
3565621,99	5395959,97	624,73
3565621,14	5395899,98	624,60
3565621,11	5395803,80	620,36

**E Datenpunkte des digitalisierten Paläogefälles der Ur-Lein als 3 D-Bruchkante im DHM zur Rekonstruktion des Paläotalbodens**

Rechtswert	Hochwert	müNN
3547396,29	5413711,23	490,01
3547631,14	5413290,88	489,26
3547751,54	5413111,68	488,95
3547664,74	5412886,98	488,53
3547707,27	5412748,91	488,16
3547852,17	5412459,81	487,78
3548099,27	5412258,91	487,22
3548296,49	5412179,98	487,05
3548358,79	5412156,53	486,86
3548662,59	5412195,73	486,43
3548815,28	5412310,27	486,31
3548879,59	5412360,58	486,13
3548872,59	5412507,58	485,94
3548997,19	5412581,78	485,69
3549140,69	5412623,78	485,57
3549394,44	5412700,61	485,14
3549632,44	5412723,01	484,95
3549716,62	5412688,36	484,83
3550234,53	5412497,87	484,15
3550665,73	5412446,07	483,40
3550750,34	5412411,68	483,36
3550830,58	5412306,24	483,12
3550822,18	5412152,24	482,87
3550876,43	5412101,14	482,73
3551033,23	5411949,77	482,48
3551207,36	5411881,17	482,08
3551426,89	5411929,03	481,72
3551485,61	5412115,49	481,46
3551370,81	5412342,29	481,09
3551474,49	5412712,16	480,82
3551478,69	5413003,36	480,32
3551524,19	5413105,03	480,18
3551692,19	5413512,26	479,68
3551785,21	5413554,69	479,54
3552264,44	5413775,81	478,90
3552750,86	5414104,72	478,26
3553302,11	5414016,87	477,62
3553869,63	5414049,77	476,98
3554336,79	5414336,68	476,36
3554514,59	5414447,28	476,05
3554754,43	5414466,79	475,71
3555306,64	5414203,16	475,07
3555614,29	5413994,91	474,56
3555627,86	5413930,24	474,44
3555671,17	5413724,36	474,25
3555813,97	5413566,16	474,06

## Anhang E

---

3555903,04	5413526,08	473,81
3556151,46	5413413,64	473,32
3556310,97	5413281,61	473,16
3556637,78	5413012,02	472,52
3557015,52	5412714,26	471,88
3557665,64	5412211,66	471,25
3557789,81	5412115,49	471,01
3558077,42	5412047,86	470,62
3558499,43	5411955,37	470,36
3558499,59	5411955,38	470,36
3558766,02	5411903,32	470,00
3558813,97	5411925,19	469,90
3559186,37	5412093,37	469,62
3559310,80	5412053,29	469,45
3559566,30	5411870,24	469,20
3559817,34	5411759,90	469,10
3559848,22	5411745,99	469,00
3560153,60	5411831,04	468,75
3560668,54	5411974,98	468,39
3561030,00	5412075,34	468,11
3561263,54	5412097,30	468,04
3561472,40	5412188,74	467,83
3561529,27	5412286,04	467,69
3561695,26	5412568,75	467,48
3561691,59	5412688,63	467,33
3561680,47	5413098,57	467,10
3561776,55	5413195,34	466,98
3561859,94	5413278,38	466,81
3562221,49	5413318,63	466,63
3562683,40	5413157,02	466,28
3563216,27	5412909,04	465,93
3563705,49	5412855,58	465,57
3564273,10	5412802,64	465,22
3564572,70	5412604,89	464,90
3564854,62	5412582,84	464,86
3564938,62	5412576,02	464,81
3565304,46	5412748,30	464,51
3565366,50	5412777,44	464,49
3565808,11	5412730,10	464,16
3565808,42	5412730,42	464,16
3566393,27	5412784,32	463,80
3566752,28	5412817,48	463,52
3566880,82	5412731,64	463,45
3567319,11	5412437,56	463,10
3567752,67	5412553,32	462,75
3568178,45	5412667,77	462,40
3568749,03	5412906,38	462,05
3569246,47	5413114,37	461,69
3569385,33	5413172,38	461,56
3569677,15	5413450,89	461,34
3570153,41	5413867,31	460,98
3570647,43	5414092,71	460,63

## Anhang E

---

3570698,01	5414115,81	460,60
3570679,90	5414576,14	460,28
3571009,95	5414975,32	459,93
3571297,82	5415323,74	459,45
3571569,77	5415692,29	459,27
3571883,81	5416133,91	459,04
3571923,53	5416189,03	459,00
3572350,53	5416268,83	458,81
3572705,26	5416335,16	458,60
3572811,92	5416395,62	458,58
3573350,92	5416700,47	458,36
3573404,03	5416730,13	458,35
3573801,46	5417130,53	458,12
3573923,43	5417253,38	457,91
3573836,11	5417424,88	457,89
3573659,97	5417768,84	457,70
3573742,13	5417898,96	457,66

## Lebenslauf

---

## Lebenslauf

### Persönliche Daten

---

Vorname: Annette  
Nachname: Strasser  
Geburtsname: Sontheimer  
Geburtsdatum: 06.07.1976  
Geburtsort: Bietigheim-Bissingen

### Beruflicher Werdegang

---

seit 2007 Mitarbeiterin beim Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg im Referat Landesingenieurgeologie (Regierungspräsidium Freiburg)

2005-2006 Stipendium der Landesgraduiertenförderung Baden-Württemberg zur Finanzierung der Dissertation

2004 Anstellung am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart zur Mitarbeit im Forschungsprojekt „4D-Modellierung der Erosionsleistung pleistozäner Flusssysteme am Beispiel Donau-Rhein“

2003 Preis der Freunde der Universität Stuttgart für besondere wissenschaftliche Leistungen

1997-2003 Studium an der Universität Stuttgart  
Diplomstudiengang Geologie und Paläontologie  
Abschluss: Diplom-Geologin (Dipl.-Geol.)  
Diplomprüfungen in den Fächern:  
Allgemeine Geologie  
Historische Geologie  
Paläontologie  
Mineralogie  
Obligatorisches Nebenfach:  
Angewandte Geologie (Ingenieurgeologie)  
Berufspraktikum bei:  
TÜV Süddeutschland Bau und Betrieb im Bereich Altlasten und Flächenrecycling  
Thema der Diplomarbeit:  
Geochemische Untersuchung der vulkaniklastischen Sedimente der tertiären Tonosí-Formation im Forearc-Bereich der Halbinsel Azuero (Südwestpanamá)

1996-1997 Studium an der Universität Stuttgart  
Diplomstudiengang Geographie (2 Fachsemester)

1987-1996 Gymnasium im Ellental in Bietigheim-Bissingen  
Abschluss: Allgemeine Hochschulreife