

DISS. ETH Nr. 18074

# **SEITENEROSION IN KIESFÜHRENDEN FLÜSSEN**

Prozessverständnis und quantitative Beschreibung

ABHANDLUNG  
zur Erlangung des Titels

DOKTORIN DER WISSENSCHAFTEN

der

ETH ZÜRICH

vorgelegt von

PATRICIA REQUENA MÉNDEZ

Dipl. Ing., UGR Granada

geboren am 14 September 1977  
Granada, Spanien

Angenommen auf Antrag von

Prof. Dr. Hans-Erwin Minor, Referent  
Prof. Dr. Paolo Burlando, Korreferent  
Prof. Dr. Markus Aufleger, Korreferent  
Dr. Gian Reto Bezzola, Korreferent

2008



# INHALTVERZEICHNIS

<b>Zusammenfassung</b>	<b>9</b>
<b>Abstract</b>	<b>11</b>
<b>Resumen</b>	<b>13</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>15</b>
<b>1.1 Fragestellung</b>	<b>15</b>
<b>1.2 Motivation und Ziele</b>	<b>17</b>
<b>1.3 Gliederung der Arbeit</b>	<b>18</b>
<b>1.4 Räumliche Skala zur Betrachtung der Seitenerosion</b>	<b>19</b>
<b>2 Literaturübersicht</b>	<b>21</b>
<b>2.1 Abpflasterungsprozesse in einer Mischkornsohle</b>	<b>22</b>
2.1.1 <i>Allgemeines</i>	22
2.1.2 <i>Stabilität der Pflasterungsschicht</i>	22
<b>2.2 Flussmorphologie</b>	<b>23</b>
2.2.1 <i>Natürliche Gerinnebildung</i>	23
2.2.2 <i>Gleichgewichtsbreite</i>	25
2.2.3 <i>Gerinneformen</i>	27
2.2.4 <i>Abgrenzungskriterien</i>	28
<b>2.3 Flussaufweitungen – Definition und Wirksamkeit</b>	<b>31</b>
2.3.1 <i>Definition und Typisierung von Flussaufweitungen</i>	31
2.3.2 <i>Einfluss auf die Sohlenentwicklung</i>	34
2.3.3 <i>Auswertung von Naturdaten</i>	37
<b>2.4 Abfluss- und Geschiebetransportberechnung in verzweigten Flüssen</b>	<b>38</b>
2.4.1 <i>Einleitung</i>	38
2.4.2 <i>Ersatzgerinneverfahren nach ZARN (1997)</i>	39
2.4.3 <i>Ansatz nach MARTI (2006)</i>	40
<b>2.5 Mechanismen bei Ufererosion</b>	<b>43</b>
2.5.1 <i>Direkte Strömungserosion</i>	43
2.5.2 <i>Böschungsbruch</i>	43
<b>2.6 Seitenerosion in sand- und kiesführenden Flüssen</b>	<b>45</b>
2.6.1 <i>Untersuchungen in geraden Gerinnen</i>	45
2.6.2 <i>Untersuchungen in mäandrierenden Flüssen</i>	46
2.6.3 <i>Untersuchungen in verzweigten Flüssen</i>	49

<b>3</b>	<b>Hydraulische Modellversuche</b>	<b>53</b>
3.1	<b>Zielsetzungen</b>	<b>53</b>
3.2	<b>Versuchsanlage und Messeinrichtungen</b>	<b>53</b>
3.3	<b>Versuchsablauf</b>	<b>56</b>
3.4	<b>Versuchsparameter</b>	<b>59</b>
3.4.1	<i>Gefällebereich und Sohlenmaterial</i>	59
3.4.2	<i>Weitere Initialparameter</i>	61
3.4.3	<i>Versuchsserien</i>	62
3.5	<b>Messgrößen</b>	<b>62</b>
3.6	<b>Weitere abgeleitete Größen</b>	<b>63</b>
3.6.1	<i>Geschiebeaustragsrate <math>G_{b\text{ aus}}</math></i>	63
3.6.2	<i>Seitliche Geschiebeeintragsrate <math>G_{b\text{ seit}}</math></i>	63
3.6.3	<i>Kanal- und Erosionsstrecke</i>	64
3.6.4	<i>Sohlenbettbreite</i>	65
3.6.5	<i>Mittlere Sohlenlage und Sohlengefälle</i>	66
3.6.6	<i>Abflusstiefen</i>	66
3.7	<b>Modellvereinfachungen</b>	<b>68</b>
<b>4</b>	<b>Automatisierte Auswertung der Digitalaufnahme</b>	<b>69</b>
4.1	<b>Einleitung</b>	<b>69</b>
4.2	<b>Bildaufnahmen</b>	<b>69</b>
4.2.1	<i>Auswahl der digitalen Kamera</i>	69
4.2.2	<i>Randverzeichnung</i>	70
4.3	<b>Programm Edge Detection</b>	<b>70</b>
4.3.1	<i>Einleitung</i>	70
4.3.2	<i>Kantendetektion</i>	71
4.3.3	<i>Zusätzliches Korrekturmodul</i>	73
4.3.4	<i>Umrechnung in Masseinheit Meter</i>	74
4.4	<b>Ausgewertete Größen</b>	<b>75</b>
4.4.1	<i>Einleitung</i>	75
4.4.2	<i>Bestimmung der Flussbettbreite</i>	75
4.4.3	<i>Seitliche Erosion und Pendelband</i>	77
4.4.4	<i>Erosionsgeschwindigkeit</i>	77
<b>5.</b>	<b>Resultate der Versuchsserie 1</b>	<b>79</b>
5.1.	<b>Einsetzen und Verlauf der Seitenerosion</b>	<b>79</b>
5.2.	<b>Entwicklung der Sohlenbreiten</b>	<b>83</b>
5.2.1.	<i>Zeitlicher Verlauf der mittleren und maximalen Sohlenbreiten</i>	83
5.2.2.	<i>Phase 1 – Erste Verbreiterung durch primäre Seitenerosion</i>	85
5.2.3.	<i>Phase 2 - Bildung alternierender Bänke bei nahezu konstanter Breite</i>	87



5.2.4.	<i>Phase 3 – Gerinneaufweitung durch sekundäre Seitenerosion</i>	90
<b>5.3.</b>	<b>Maximale Ufererosion und Pendelband</b>	<b>96</b>
<b>5.4.</b>	<b>Erosionsgeschwindigkeit des Ufers</b>	<b>98</b>
5.4.1.	<i>Verlauf der Erosionsgeschwindigkeit</i>	98
5.4.2.	<i>Räumliche Verteilung der maximalen Erosionsgeschwindigkeit</i>	100
5.4.3.	<i>Zeitliche Verteilung der der maximalen Erosionsgeschwindigkeit</i>	101
<b>5.5.</b>	<b>Verlauf der Seitenerosion nach Erreichen der festen Wand</b>	<b>104</b>
<b>5.6.</b>	<b>Gerinnemorphologie im Endstadium der Versuche</b>	<b>106</b>
5.6.1.	<i>Einfluss eines reduzierten Geschiebeeintrags</i>	106
5.6.2.	<i>Einfluss des Abflusses</i>	106
5.6.3.	<i>Fazit</i>	107
<b>5.7.</b>	<b>Einfluss der Seitenerosion auf den Geschiebetransport</b>	<b>109</b>
5.7.1.	<i>Veränderung des Längeprofiles</i>	109
5.7.2.	<i>Versuche mit Geschiebedefizit</i>	110
5.7.3.	<i>Berechnung des Sohlengefälles mit bestehenden Transportansätzen</i>	111
5.7.4.	<i>Einfluss des seitlichen Geschiebeeintrags</i>	113
5.7.5.	<i>Fazit</i>	113
<b>6.</b>	<b>Resultate der Versuchserie 2</b>	<b>115</b>
<b>6.1.</b>	<b>Einsetzen und Verlauf der Seitenerosion</b>	<b>115</b>
6.1.1.	<i>Seitenerosion infolge Bildung von Geschiebebänke</i>	115
6.1.2.	<i>Seitenerosion - Bildung einer Pflasterungsschicht</i>	119
<b>6.2.</b>	<b>Einfluss der Deckschichtbildung auf die Seitenerosion</b>	<b>124</b>
6.2.1.	<i>Verhältnis des Abflusses <math>Q</math> zum Grenzabfluss <math>Q_D</math></i>	124
6.2.2.	<i>Vergleich mit der reduzierten Breite <math>b_r</math> nach JÄGGI (1983)</i>	126
6.2.3.	<i>Reduktion der Seitenerosion durch die Pflasterungsschicht</i>	128
<b>6.3.</b>	<b>Entwicklung der Sohlenbreiten</b>	<b>130</b>
6.3.1.	<i>Mittlere und maximale Sohlenbreiten</i>	130
6.3.2.	<i>Zeitliche Entwicklung der mittleren Breite</i>	132
6.3.3.	<i>Grenzbreite <math>b_{gr}</math> infolge sekundärer Seitenerosion</i>	134
6.3.4.	<i>Zeitliche Entwicklung der maximalen Breiten</i>	136
<b>6.4.</b>	<b>Maximale Ufererosion und Pendelband</b>	<b>137</b>
<b>6.5.</b>	<b>Erosionsgeschwindigkeit des Ufers</b>	<b>139</b>
6.5.1.	<i>Räumliche Verteilung der maximalen Erosionsgeschwindigkeiten</i>	139
6.5.2.	<i>Zeitlicher Verlauf - Gammaverteilte Erosionsgeschwindigkeit</i>	140
<b>6.6.</b>	<b>Prozess der Seitenerosion nach Erreichen der Wand</b>	<b>141</b>
<b>6.7.</b>	<b>Gerinnemorphologie im Endstadium der Versuche</b>	<b>143</b>
<b>6.8.</b>	<b>Einfluss der Seitenerosion auf den Sedimenttransport</b>	<b>143</b>
6.8.1.	<i>Mittleres Sohlengefälle</i>	143
6.8.2.	<i>Einfluss des durch Seitenerosion mobilisierten Geschiebes</i>	144

<b>7.</b>	<b>Vergleich der Versuchsserien 1 und 2</b>	<b>147</b>
7.1.	Gedankenmodell zum Prozess der Seitenerosion	147
7.2.	Entwicklung der Sohlenbreite infolge sekundärer Seitenerosion	149
7.3.	Maximale Erosionsgeschwindigkeit des Ufers	151
7.4.	Diskussion	152
7.4.1.	Übliche Parameter zur Typisierung der Gerinnemorphologie	152
7.4.2.	Lokale Betrachtung der Bildung einer Geschiebebank – Parameter E	156
7.5.	Sekundäre Seitenerosion in Abhängigkeit des Parameters E	160
<b>8.</b>	<b>Anwendbarkeit der gewonnenen Resultate</b>	<b>161</b>
8.1.	Einleitung	161
8.2.	Vorversuche in einem geraden Gerinne (ACKERMANN 2004)	162
8.2.1.	Allgemeine Resultate	162
8.2.2.	Testen der Gleichungen zur Abschätzung der Sohlenbreite	165
8.3.	Versuche in einem mäandrierenden Gerinne (BRÄNDLI 2003)	167
8.3.1.	Allgemeine Resultate	167
8.3.2.	Abschätzung der Sohlenbreite	171
8.4.	Versuche an der TUM zur Aufweitung durch Seitenerosion	173
8.4.1.	Modellversuch „Weiches Ufer“	173
8.4.2.	Vergleich mit den Resultaten aus eigenen Untersuchungen	175
8.5.	Vergleich mit Naturdaten	178
8.5.1.	Aufweitung der Töss in der mittleren Aue	178
8.5.2.	Seitenerosion im August 2005 an der Engelberger Aa	181
8.5.3.	Seitenerosion im August 2005 an der Muota bei Muotatal	185
8.5.4.	Seitenerosion im Februar und Mai 1999 an der Töss	186
8.6.	Zusammenfassung	187
<b>9</b>	<b>Schlussfolgerungen und Ausblick</b>	<b>189</b>
9.1	Wichtigste Resultate zum Prozess der Seitenerosion	189
9.2	Hinweise für die praktische Anwendung der Resultate	193
9.3	Ausblick	195

<b>Referenzen</b>	<b>199</b>
<b>Symbole</b>	<b>207</b>
<b>Anhang</b>	<b>213</b>
<b>A</b> <b>Modellähnlichkeit</b>	<b>213</b>
<b>B</b> <b>Web Kamera AXIS 206 M</b>	<b>215</b>
<b>C</b> <b>Symmetrische Verzeichnung am Bildrand</b>	<b>219</b>
<b>D</b> <b>Stabilität einer Uferböschung</b>	<b>225</b>
<b>E</b> <b>Gamma-Funktion</b>	<b>227</b>
<b>F</b> <b>Hydrologische Daten</b>	<b>229</b>
<b>G</b> <b>Fallbeispiel: Emme Winterseychache</b>	<b>231</b>
<b>Gracias</b>	<b>241</b>



# Zusammenfassung

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird der Prozess der Seitenerosion in kiesführenden Flüssen untersucht. Die Betrachtung konzentriert sich auf einen Gefällsbereich von 0.2 bis 1.8%.

Bei eigendynamischen Aufweitungen spielt die Seitenerosion eine massgebende Rolle. Auch bei den jüngsten Hochwasserereignissen sind immer mehr Seitenerosionen aufgetreten. Trotz zunehmender Bedeutung ist der Prozess der Seitenerosion in kiesführenden Flüssen wenig erforscht worden.

Mit Hilfe von physikalischen Modellversuchen wird die zeitliche und räumliche Entwicklung der Seitenerosion untersucht. In den Versuchen wird der Geschiebeeintrag und –austrag, sowie die Sohlen- und Wasserspiegelkote mit einer hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung gemessen. Zusätzlich wird das Gerinne mit Digitalkameras während der gesamten Versuchsdauer fotografiert. Ein neues Verfahren zur Erfassung und Auswertung der zeitlichen und räumlichen Entwicklung der Seitenerosion wird präsentiert. Dieses Verfahren basiert auf der Auswertung der digitalen Fotoaufnahmen und stellt ein wichtiges Werkzeug zur Analyse der Seitenerosion dar.

Zur Beschreibung des Prozesses der Seitenerosion wird ein Gedankenmodell entwickelt, bei dem zwischen primärer und sekundärer Seitenerosion unterschieden wird. Mit diesem Modell werden die morphologischen Prozesse aufgezeigt, die sowohl das Einsetzen als auch den weiteren Verlauf der Seitenerosion massgeblich beeinflussen.

Die Resultate aus der Fotoauswertung zusammen mit den Messergebnissen aus den Modellversuchen erlauben die Erarbeitung eines Berechnungskonzepts zur Abschätzung der sich infolge Seitenerosion einstellenden mittleren und maximalen Gewässerbreiten. Die neuen Ansätze werden anhand von weiteren Modelldaten aus der Literatur erfolgreich getestet. Gemessene Breiten aus diversen Quellen können mit den Ansätzen zufriedenstellend reproduziert werden. Die Abweichungen zwischen den gemessenen und berechneten Werten liegen innerhalb einer Bandbreite von  $\pm 25\%$  bis 35%.

Abschliessend wird die zeitliche und räumliche Verteilung der maximalen Erosionsgeschwindigkeit des Ufers untersucht. Hierbei wird die wichtige Erkenntnis gewonnen, dass die zeitliche Auftretenswahrscheinlichkeit solcher maximalen Erosionsgeschwindigkeiten bzw. ihre Häufigkeitsverteilungskurve mit einer Gammaverteilfunktion beschrieben werden kann.



# Abstract

This study focuses on the process of lateral erosion in gravel bed rivers. The investigated slope range is between 0.2 and 1.8%.

Lateral erosion processes were observed during the last floods in several regions of Switzerland. Lateral Erosion also plays a prominent role in river widenings. Despite the increasing importance, lateral erosion has hardly been examined in gravel bed rivers.

By means of physical model experiments the spatial and temporal evolution of the lateral erosion process is examined. During the experiments the water discharge, the bed load in- and output as well as the water-level and the bed topography are constantly measured. Additionally the flume is photographed over the full duration of the experiment with digital cameras.

A new Method to analyze and quantify the spatial and temporal evolution of the lateral erosion is developed. Based on the evaluation of the time-lapse photos this method constitutes an important tool for the analysis of the lateral erosion process.

For describing the lateral erosion process a model is proposed, which distinguishes between primary and secondary lateral erosion. This model describes the morphological processes that decisively influence the initiation as well as the further development of the lateral erosion.

Photo analysis in combination with the measurements allow for the development of a new approach to calculate the mean and maximum width due to lateral erosion. This approach is successful tested on further data from the literature. The measured widths can be calculated with an accuracy of  $\pm 25\%$  till  $\pm 35\%$ .

Finally the spatial and temporal distribution of the maximum erosion rates is examined. The results show that the occurrences of the maximal erosion rates respectively their temporal frequency distribution can be characterized by a gamma distribution.





## Resumen

La mayoría de los ríos de Europa fueron encauzados en el pasado por diferentes motivos. El estado de degradación en el que actualmente se encuentran la mayoría de ellos, a causa de dichas actuaciones, y la comprobada ineficacia de las sucesivas medidas temporales de rehabilitación aplicadas, han provocado la búsqueda de una nueva forma de Restauración de los ríos, conocida como *Ensanchamiento* (river widening), cuyo objetivo es lograr que el río recupere en la medida de lo posible su estado natural. Para ello, el primer paso es el levantamiento de los encauzamientos, con lo que se posibilita que el río vaya erosionando las orillas hasta encontrar su estado de equilibrio natural. Sin embargo los conocimientos actuales sobre los efectos de la erosión lateral son mínimos, por lo que es muy difícil predecir el comportamiento futuro del río.

Este trabajo de investigación se centra en el estudio de la erosión lateral de orillas en ríos con lechos de gravas, y se contemplan pendientes del cauce del río que oscilan entre 0.2 y 1.8%.

La investigación de la evolución temporal y espacial de la erosión lateral se llevó a cabo con un modelo físico. En los experimentos se midieron, de forma continuada, los parámetros siguientes:

- La carga de sedimentos
- La variación del ancho del río
- La variación del nivel de fondo
- La variación del calado

Además, se fotografió el canal de ensayo con cámaras digitales durante los experimentos.

En este trabajo se presenta un nuevo método de captación y evaluación del proceso de erosión lateral. Este método se basa en el análisis de las fotos digitales y resultó ser una herramienta decisiva en el estudio del proceso de erosión lateral. Gracias a este método, se identificaron los procesos morfológicos que influyen de manera decisiva tanto en el comienzo como en la posterior evolución de la erosión lateral.

Mediante el análisis de las fotos y de las mediciones en el canal de ensayo se desarrollaron diferentes ecuaciones que permiten calcular las anchuras media y máxima, a las que el río se ajusta como consecuencia de la erosión de las orillas, en función del tiempo. Las ecuaciones desarrolladas en este trabajo fueron verificadas satisfactoriamente con datos de campo y

laboratorio adicionales, procedentes de diferentes fuentes bibliográficas. Las ecuaciones propuestas permiten calcular estos datos con una exactitud de hasta el  $\pm 30\%$ .

Finalmente se investigó la distribución temporal y espacial de la velocidad máxima de erosión lateral . En este sentido se demuestra que la distribución temporal de frecuencia de las velocidades máximas se caracteriza por ser una distribución Gamma.

# 1 Einleitung

## 1.1 Fragestellung

Die Mehrzahl der Schweizer Flüsse war zu Beginn des 18. Jahrhunderts weit verzweigt und die ganzen Talebenen waren durch sie dominiert. Mit der zunehmenden Industrialisierung wurde Ende des 18. Jahrhunderts das Bedürfnis immer grösser, die häufig überfluteten Talebenen zu bewohnen und zu kultivieren. Der vermehrte Bedarf an Raum und die Notwendigkeit eines sicheren Hochwasserschutzes führten dazu, dass die grossen Schweizer Flüsse sukzessiv verbaut und kanalisiert wurden (VISCHER 1986).

Bei den Korrekturen wurden die Flussquerschnitte so projektiert, dass sich der Fluss infolge des verengten Querschnitts bis zu einem gewissen Grad selbständig eintiefte. Damit sollte die für den Hochwasserfall erforderliche Abflusskapazität erreicht werden. Der Erosionsprozess setzte sich allerdings in etlichen Flüssen über das angestrebte Sohlenniveau hinaus weiter fort. Wie in MINOR & HAGER (2004) beschrieben, führten die Sohleneintiefungen zur Gefährdung der Standsicherheit von Bauwerken wie Brücken oder Längsverbeugungen, zur Absenkung des Grundwasserspiegels durch einen tieferen Wasserstand und damit zur Bedrohung von Auengebieten. Das Ergebnis des kanalartigen Ausbaus war des Weiteren eine monotone Flusslandschaft mit verarmter Gerinnemorphologie sowie der Rückgang des Artenspektrums von Flora und Fauna. Darüber hinaus zeigten sich bei den extremen Hochwasserereignissen der letzten Jahre die Grenzen der teilweise über 100 Jahre alten Korrekturmaassnahmen. Unkontrollierte Damnbrüche und Abflussspitzen, die die Abflusskapazität des Gerinnes überstiegen, traten immer wieder während der grossen Hochwasserereignisse von 1987, 1999, 2000, 2002, 2005 und 2007 auf.

Aufgrund der Erfahrungen und Lehren aus diesen Hochwasserereignissen und infolge des gestiegenen Umweltbewusstseins wird heutzutage den Flüssen mehr Raum zugestanden. Im diesem Zusammenhang werden seit ca. 20 Jahren in der Schweiz kanalisierte Flüsse dort wieder aufgeweitet, wo genügend Platz vorhanden ist (Abb. 1.1).

Bei der Planung von Flussaufweitungen besteht immer mehr der Wunsch, den Aufweitungsprozess dem Fluss zu überlassen, also eine Gerinneverbreiterung durch Seitenerosion zuzulassen. Im diesen Fall spricht man von einer *eigendynamischen* Aufweitung. Allerdings sollte bei *eigendynamischen* Aufweitungen die Entwicklung der Seitenerosion stetig beobachtet werden, weil dem Fluss nicht unendlich viel Freiraum zur Verfügung gestellt werden kann. Häufig befinden sich Siedlungen und Strassen in Flussnähe. Daher wird bei der Planung solch einer Aufweitung eine Pufferzone definiert, innerhalb welcher sich der Fluss durch Seitenero-

sion verbreitern darf (Abb. 1.2). Dabei wird eine Beurteilungslinie definiert. Sobald der Fluss durch Seitenerosion diese Linie erreicht, werden Sicherungsmassnahmen in die Wege geleitet und gegebenenfalls ein Hochwasserschutz auf der Interventionslinie errichtet.



Abb. 1.1: *Kanalisierte Moesa 1999 (links) und aufgeweitete Flussstrecke 2002 (rechts) bei Grono (Foto: Tiefbauamt Graubünden).*

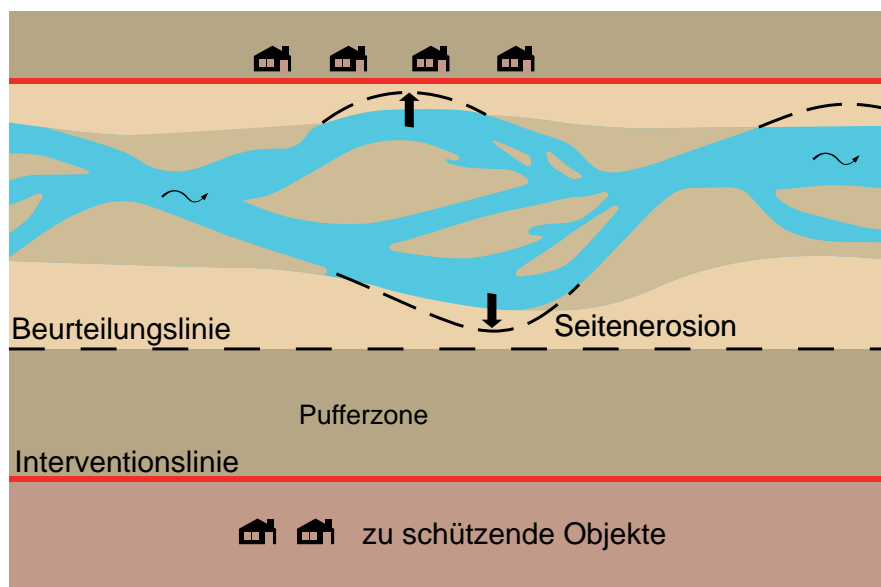


Abb. 1.2: *Bei der Planung einer eigendynamischen Flussaufweitung zu berücksichtigen Pufferzone zwischen der definierten Beurteilungs- und der Interventionslinie.*

Welchen Raum der Fluss in Anspruch nehmen wird, wie schnell das Ufer erodiert wird und wann und wo eine Beurteilungslinie bzw. Interventionslinie erreicht wird, sind einige der Fragen, die sich in diesem Zusammenhang stellen. Um diese Fragen zu beantworten, sind Erkenntnisse über die Erosionsgeschwindigkeit des Ufers bzw. über die zeitliche und räumliche Entwicklung der Seitenerosion notwendig.

Infolge Seitenerosion traten während der letzten Hochwasserereignissen von 2005 und 2007 sogenannten *spontane* Aufweitungen auf. In diesem Fall findet die Gerinneverbreiterung während eines Hochwassers durch Versagen des Uferschutzes und seitliche Erosion statt. Solche starke Seitenerosionsereignisse wurden beim Hochwasser vom August 2005 an verschiedenen Flüssen (Engelberger Aa, Muota, etc.) beobachtet (Abb. 1.3).

In manchen dieser Fälle wird der Uferschutz nicht wieder an der ursprünglichen Uferlinie erstellt, sondern die Uferlinie bzw. der Gewässerraum wird neu definiert und die weitere Entwicklung der Seitenerosion wird wie bei eigendynamischen Aufweitungen stetig verfolgt.



Abb. 1.3: Spontane Aufweitung durch Seitenerosion an der Engelberger Aa (Fluss-Km 12.35-12.95) beim Hochwasser von August 2005. (Foto: Niederer & Pozzi).

## 1.2 Motivation und Ziele

Bei eigendynamischen Aufweitungen spielt die Seitenerosion eine massgebende Rolle. Auch bei den jüngsten Hochwasserereignissen ist der Prozess der Seitenerosion immer wichtiger geworden. Beim Hochwasser von 2005 ist der Prozess der Seitenerosion in einem Ausmass und einer Häufigkeit aufgetreten, wie er in der Schweiz bisher nicht beobachtet worden war (DURRER & HUNZINGER 2008).

Trotz zunehmender Bedeutung ist der Prozess der Seitenerosion in kiesführenden Flüssen bisher wenig erforscht worden. Im Hinblick auf die Entstehung eines mäandrierenden Gerinnes oder die Migration eines Mäanderbogens wurde die Entwicklung der Seitenerosion vielfach untersucht. Allerdings bezieht sich die Mehrheit dieser Untersuchungen auf sandführende Flüsse mit Ufern aus kohäsivem Material.

Die Kenntnisse hinsichtlich der Entwicklung der Seitenerosion in kiesführenden Flüssen, häufig mit kohäsionslosen Ufern, sind hingegen begrenzt. Es existieren zwar einige Arbeiten zur Abschätzung der maximal zu erwartenden Gewässerbreite bei ungehinderter Seitenerosion und auch zur Beschreibung der Entstehung von verzweigten Morphologien, deren Entwicklung stark von Seitenerosionsprozessen abhängt, aber der Prozess der Seitenerosion an sich war nicht Gegenstand dieser Untersuchungen. Es sind kaum Angaben darüber vorhanden, wie der Prozess der Seitenerosion ausgelöst wird und von welchen Gerinneprozessen deren weitere Entwicklung massgeblich beeinflusst wird. Darüber hinaus fehlen zurzeit Grundlagen zur quantitativen Beschreibung der Seitenerosion, bzw. Grundlagen darüber, in welcher Form sich die zeitliche und räumliche Entwicklung der Seitenerosion in Abhängigkeit der relevanten Parameter beschreiben lässt.

Die vorliegende Arbeit hat daher zum Ziel, Erkenntnisse über den Prozess der Seitenerosion in kiesführenden Flüssen zu gewinnen. Die morphologischen Prozesse, die sowohl das Einsetzen als auch die weitere Entwicklung der Seitenerosion massgeblich beeinflussen, sollen erkannt und beschrieben werden.

Darüber hinaus soll die zeitliche und räumliche Entwicklung der Seitenerosion in Abhängigkeit von den relevanten Parametern quantitativ beschrieben werden. Dabei sollen Randbedingungen berücksichtigt werden, die denjenigen von ausgewählten aufgeweiteten Flussabschnitten in der Schweiz entsprechen. Der Einfluss eines reduzierten Geschiebeaufkommens, wie es bis heute bei vielen voralpinen Flüssen vorhanden ist, ist auch zu betrachten.

Ein Berechnungskonzept zur Abschätzung der sich durch Seitenerosion einstellenden mittleren und maximalen Gewässerbreiten soll entwickelt und gegebenenfalls mithilfe externer Labor- und Naturdaten verifiziert werden.

Weiter sollen Grundlagen zur Beschreibung der Erosionsgeschwindigkeit der Uferlinien erarbeitet werden.

### **1.3 Gliederung der Arbeit**

Als Erstes werden im Kapitel 2 die zur Behandlung der Fragenstellung relevante Grundlagen zusammengetragen und der bisherige Stand der Kenntnisse zum Thema Seitenerosion ausgeleuchtet.

Im Kapitel 3 werden die für die hydraulischen Modellversuche verwendete Laborrinne, die Messeinrichtungen sowie das Versuchskonzept (prinzipieller Versuchsablauf und untersuchte

Versuchsparameter) beschrieben. Auf die Methodik zur Auswertung der Resultate wird in diesem Kapitel auch eingegangen.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein Verfahren zur Erfassung und Auswertung der Seitenerosion im hydraulischen Modell entwickelt, welches auf der Auswertung digitaler Fotoaufnahmen basiert. Das Verfahren und die verschiedenen dazu entwickelten Programme werden im Kapitel 4 vorgestellt.

Anschliessend werden die wichtigsten Beobachtungen und Resultate aus den hydraulischen Modellversuchen der beiden Versuchsserien in den Kapiteln 5 und 6 präsentiert. Dabei werden die morphologischen Prozesse, die die Entwicklung der Seitenerosion massgeblich beeinflussen, im Detail diskutiert. Neue Ansätze zur Berechnung der mittleren und maximalen Breiten in einem sich durch Seitenerosion verbreiternden Gerinne werden entwickelt. Die zeitliche und räumliche Verteilung der Erosionsgeschwindigkeit des Ufers werden in diesen Kapiteln ebenfalls beschrieben.

Die Resultate aus den beiden Versuchsserien werden anschliessend im Kapitel 7 miteinander verglichen. Speziell wird auf die bei der Entwicklung der Seitenerosion festgestellten Unterschiede zwischen der Serie 1 und 2 eingegangen. Die Gründe für diese Unterschiede werden diskutiert.

Im Kapitel 8 erfolgt ein Vergleich der Ergebnisse aus diesen Untersuchungen mit weiteren Labor- und Naturdaten. Dabei wird das Konzept zur Berechnung der mittleren Gewässerbreite überprüft und die Grössenordnung der maximalen Erosionsgeschwindigkeit wird mit Naturdaten verglichen.

Schliesslich werden die wichtigsten Resultate und Folgerungen aus dieser Arbeit zusammenfassend präsentiert und die noch offenen Fragen werden formuliert.

## **1.4 Räumliche Skala zur Betrachtung der Seitenerosion**

Die Untersuchung der Seitenerosion in breiteren Gerinnen kann grundsätzlich auf zwei Arten, mikroskopisch und makroskopisch, erfolgen.

Bei der *mikroskopischen Betrachtung* der Seitenerosion handelt sich um eine lokale Betrachtung der Vorgänge an der Uferböschung sowie der Prozesse, bei denen die Einzelkörner des Ufermaterials aus der Böschung herausgelöst und abtransportiert werden (Abb. 1.4). Die Böschungstabilität sowie die lokalen Prozesse (z. B. die Strömungserosion im Uferbereich), die das Böschungsversagen verursachen, werden im Detail angeschaut. Die räumliche Skala der Betrachtung geht von der Korngrösse bis zur Abflusstiefe.

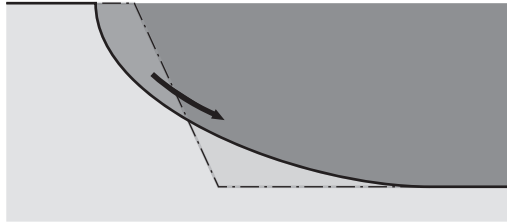


Abb. 1.4: Mikroskopische Betrachtung des Seitenerosionsprozesses an der Uferböschung (Versagensform am Ufer).

Bei einer *makroskopischen Betrachtung* werden die Prozesse berücksichtigt, die das Gerinne als Ganzes betreffen (Abb. 1.5). Bei solch einer Betrachtung wird primär die Veränderung der Breite bzw. der Position der Uferböschung untersucht. Bei dieser Betrachtung wird der Erosionsprozess wesentlich durch die Gerinneformen und die sich daraus ergebenden Strömungsmuster mit beeinflusst. In diesem Fall geht die räumliche Skala der Betrachtung der Seitenerosion von der Grösse der Abflusstiefe bis zur Ausdehnung der Gerinnebreite.

Im Rahmen dieser Arbeit wird eine makroskopische Betrachtung der Seitenerosion vorgenommen, bei der die zeitliche und räumliche Entwicklung der Seitenerosion (hinsichtlich der Gerinneverlagerung bzw. Position der Uferböschung) untersucht wird. Solch einer Betrachtung ist für die praktische Fragestellung bezüglich Hochwasserschutz und Ökologie sinnvoll.

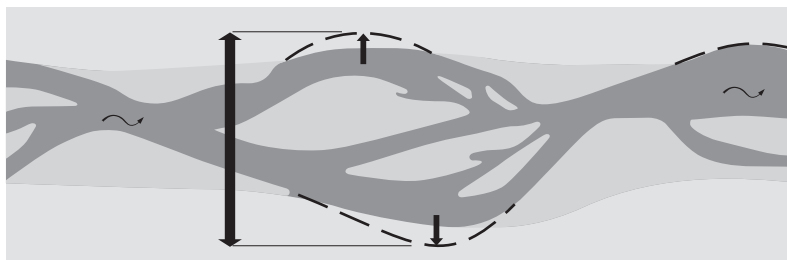


Abb. 1.5: Makroskopische Betrachtung der Entwicklung des Flussraums infolge Seitenerosion (Zunahme der aktiven Flussbettbreite und Bildung morphologischer Strukturen).



## 2 Literaturübersicht

In diesem Kapitel werden alle Grundlagen zusammengetragen, die zur Behandlung der verschiedenen Fragenstellungen dieser Arbeit relevant sind.

Im Rahmen dieser Arbeit wird der Prozess der Seitenerosion in alpinen und voralpinen kiesführenden Flüsse aus der Schweiz untersucht. Solche Flüsse weisen häufig eine breite Kornzusammensetzung des Sohlenmaterials auf, so dass Sortierungsprozesse des Sohlenmaterials sowie die Bildung einer Pflasterungsschicht möglich sind. Im Kapitel 2.1 wird daher eine kurze Übersicht über die Abpflasterungsprozesse in einer Mischkornsohle sowie über die vorhandenen Arbeiten zur Stabilität einer Pflasterungsschicht gegeben.

Durch Seitenerosion wird die Breite des Flussbettes grösser. In einem Flusssystem mit beweglicher Sohle und erodierbaren Ufern bestimmt die Interaktion zwischen Abfluss und Sediment die sich entwickelnden Gerinneformen. In den durchgeführten Versuchen wurde als Folge der Seitenerosion die Entwicklung verschiedener Gerinneformen beobachtet, die in die übliche Klassifizierung eingeordnet werden konnten. Deshalb folgt im Kap. 2.2 eine Übersicht über die Prozesse bei natürlicher Gerinnebildung sowie über die am häufigsten auftretenden Gerinneformen und Abgrenzungskriterien.

Im Kapitel 2.3 werden die morphologischen Auswirkungen beschrieben, die sich ergeben, wenn ein Flussabschnitt durch anthropogene Eingriffe oder natürliche Seitenerosion breiter wird. Dabei werden vor allem die Auswirkungen einer Flussaufweitung auf die übergeordnete Sohlentwicklung im Fall eines Gleichgewichts- sowie eines Erosionszustandes betrachtet. Diese Einführungen im Kapitel 2.3 sind notwendig für ein besseres Verständnis der Aufweitungprozesse durch Seitenerosion, die in den durchgeführten Versuchen beobachtet wurden.

In verzweigten Flussabschnitten mit Kiesbänken ist die Beziehung zwischen Abfluss und Geschiebetransportkapazität bedeutend komplexer als bei Flüssen mit ebener Sohle. Die klassischen Verfahren zur Berechnung des Abflusses und der Geschiebetransportkapazität lassen sich in diesem Fall nicht immer anwenden. Einige der neuen Ansätze, die in den letzten Jahren zur Berechnung der Abfluss- sowie Transportkapazität im Gerinne mit Bänken entwickelt wurden, werden im Kapitel 2.4 präsentiert.

Schliesslich interessieren im Rahmen dieser Arbeit auch die Untersuchungen über den Prozess der Seitenerosion in sand- und kiesführenden Flüssen, welche sich in der Literatur wiederfinden. Eine Auswahl dieser Untersuchungen ist in den Kapitel 2.5 und 2.6 gegeben.

## 2.1 Abplästerungsprozesse in einer Mischkornsohle

### 2.1.1 Allgemeines

Der Geschiebetransport in Gebirgsflüssen ist vielfach mit Entmischungerscheinungen an der Sohlenoberfläche verbunden, denn das Sohlenmaterial besteht aus Körner sehr unterschiedlicher Grössen. Bei zunehmender hydraulischer Belastung wird durch Abtransport der feineren Körner die Flusssohle abgeplästert. Durch diese *hydraulische Sortierung* des Sohlenmaterials bildete sich eine Pflasterungsschicht an der Sohle. Durch die Bildung der gröberen Deckschicht wird die Sohlenoberfläche bis zu einer gewissen hydraulischen Belastung stabilisiert, denn die Pflasterungsschicht verhindert eine Erosion des feineren unterliegenden Sohlenmaterials.

Mit steigender hydraulischer Belastung wird sich die Pflasterungsschicht immer weiter bis zu einer gewissen Grenze vergrößern. Bei grösserer hydraulischer Belastung als der Grenzbelastung bricht die Pflasterungsschicht auf, wodurch das nun ungeschützte Unterschichtmaterial erodiert wird. Somit weist die Sohlenoberfläche wieder eine feinere Zusammensetzung auf.

LITTLE & MAYER (1972) führten umfangreiche Untersuchungen zur Abplästerung von Mischkornsohlen durch. Sie stellten fest, dass eine Abplästerung auftritt, wenn die Kornzusammensetzung des Sohlenmaterials eine breite Kornverteilung aufweist. Sie stellten das Auftreten von Sohlenabplästerungen nur bei Mischkornsohlen fest, bei denen die Standardabweichung  $\sigma$  der respektiven Kornverteilung grösser als 1.5 war:

$$\sigma = \sqrt{\frac{d_{84}}{d_{16}}} \geq 1.5 \quad (2.1)$$

wobei  $d_{84}$  und  $d_{16}$  die charakteristischen Korndurchmesser der Kornverteilung einer Sedi-  
mentmischung sind (84 resp. 16 Gewichtsprozent der Körner sind feiner).

### 2.1.2 Stabilität der Pflasterungsschicht

GESSLER (1965) sowie GÜNTER (1971) entwickelten unterschiedliche Verfahren zur Bestimmung der Grenzbelastung einer Abplästerungsschicht.

Das Verfahren von GESSLER (1965) ermöglicht die Bestimmung der Kornverteilung der Pflasterungsschicht in Abhängigkeit der hydraulischen Belastung. Anhand der Resultate aus Modellversuchen konnte er die Wahrscheinlichkeit des Liegenbleibens eines Kornes in Abhängigkeit der Strömungsbeanspruchung beschreiben. Dieses iterative Verfahren ist bei BEZZOLA (2005) im Detail beschrieben.

Einen einfacheren Ansatz für die Berechnung der Grenzbelastung einer Pflasterungsschicht schlägt GÜNTER (1971) vor. Er definiert die dimensionslose kritische Schubspannung der Pflasterungsschicht  $\theta_{crD}$  durch die Beziehung

$$\theta_{crD} = \theta_{cr} \cdot \left( \frac{d_{mD}}{d_m} \right)^{2/3} \quad (2.2)$$

In Gleichung (2.2) bedeuten:

$\theta_{cr}$  kritische dimensionslose Schubspannung beim Transportbeginn

$d_m$  massgebender Korndurchmesser des Sohlenmaterials

$d_{mD}$  massgebender Korndurchmesser der Pflasterungsschicht im Zustand der maximalen Vergröberung (Erfahrungsgemäss kann  $d_{mD}$  den charakteristischen Korndurchmesser  $d_{90}$  des Unterschichtmaterials angenähert werden).

Entspricht die dimensionslose Schubspannung  $\theta$  dem Wert  $\theta_{crD}$  ist dann die Grenze der Stabilität der Pflasterungsschicht erreicht.

$$\theta = \theta_{crD} \quad \text{bzw.} \quad \frac{h_D \cdot J}{(s-1) \cdot d_m} = \theta_{cr} \cdot \left( \frac{d_{mD}}{d_m} \right)^{2/3} = \theta_{cr} \cdot \left( \frac{d_{90}}{d_m} \right)^{2/3} \quad (2.3)$$

Mit:

$\theta$  dimensionslose Schubspannung

$h_D$  Grenzabflusstiefe beim Aufreissen der Deckschicht

$J$  Sohlengefälle

$s$  relative Feststoffdichte

Sind für einen bestimmten Flussabschnitt das Sohlengefälle  $J$  und die charakteristischen Korndurchmesser  $d_m$  und  $d_{90}$  des Sohlenmaterials bekannt, dann kann mithilfe der Gleichung (2.3) die Grenzabflusstiefe  $h_D$  zum Aufreissen der Pflasterungsschicht rückgerechnet werden.

## 2.2 Flussmorphologie

### 2.2.1 Natürliche Gerinnebildung

Als natürlicher Fluss wird ein Fluss bezeichnet, in welchem sich die Gerinneabmessungen und das Sohlengefälle  $J$  in Abhängigkeit des Abflusses  $Q$  und der Geschiebeführung  $G_b$  frei anpassen können. In einem korrigierten Fluss sind hingegen die Ufer und/oder das Längsprofil fixiert. Welche Flussbettbreite sich bei natürlicher Gerinnebildung durch Seitenerosion einstellt oder welche Gerinneformen dabei auftreten, sind einige der Fragenstellungen, welche die sogenannte Regime-Theorie zu beantworten versucht. ANDERSON ET AL. (1975) unterscheiden bei der natürlichen Gerinnebildung zwischen *primärer* und *sekundärer Ufererosion*:

Unter *primärer Ufererosion* (primary bank erosion) versteht man die natürliche Verbreiterung eines ursprünglich schmalen Profils, wobei das aufgeweitete Gerinne immer noch einen gestreckten Verlauf mit ebener Sohle aufweist. Das Gerinne wird durch diesen Uferangriff auf seiner gesamten Länge verbreitert, bis ein mindestens scheinbar stabiler Endzustand erreicht wird (Abb. 2.1b).

Die Querschnittform und das Gefälle nach der primären Ufererosion stellen die hydraulischen Randbedingungen dar, die für die Auslösung sekundärer Prozesse, wie die Bildung von Sohlenformen oder Gerinneverformungen, massgebend sind. Diese Prozesse, durch die das Gerinne im Grundriss verformt wird und die zur Bildung mäandrierender und verzweigter Strukturen führen, werden als *sekundäre Ufererosion* bezeichnet (Abb. 2.1c).

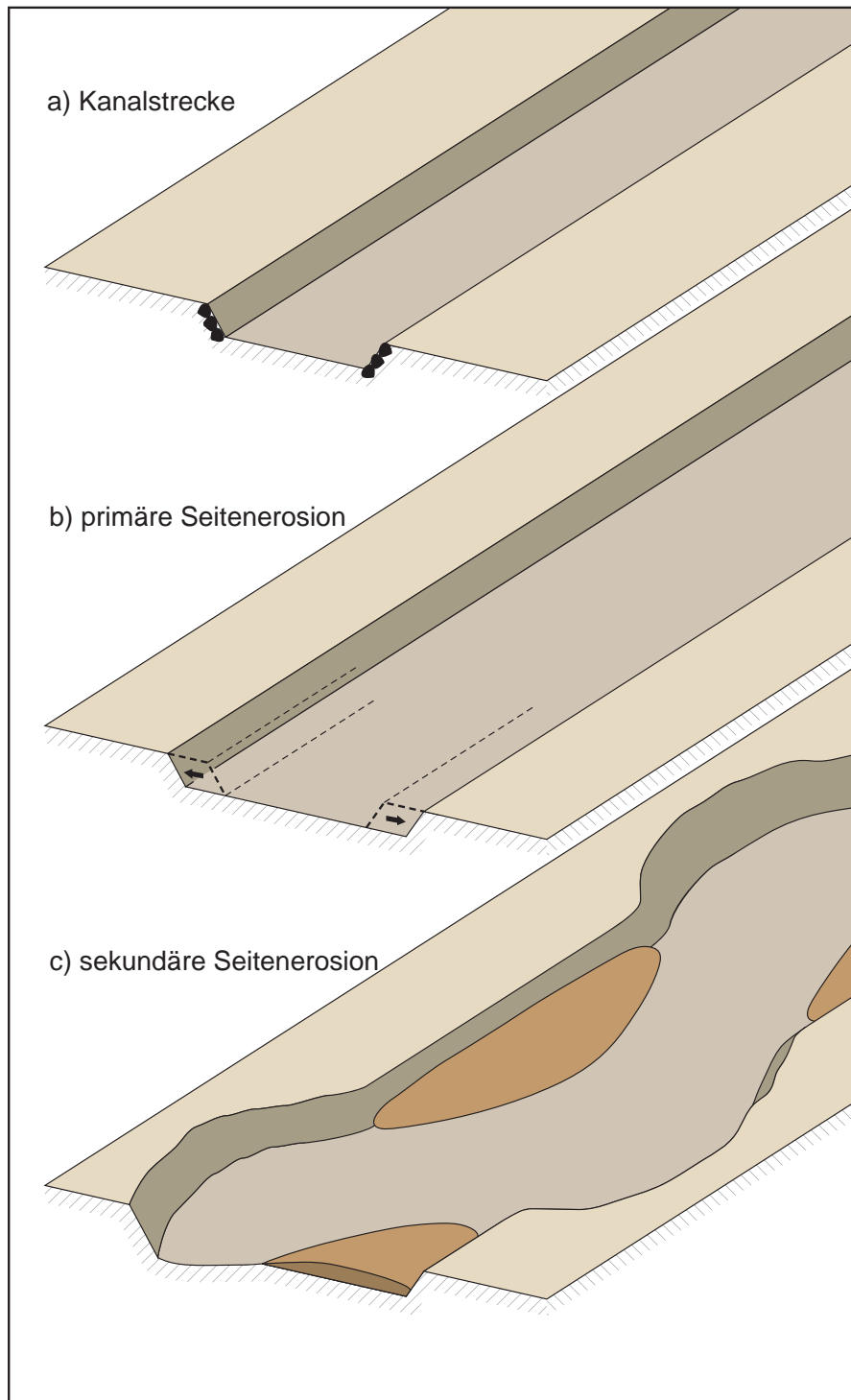


Abb. 2.1: *Natürliche Gerinnebildung durch Seitenerosion: a) ursprüngliche Kanalstrecke; b) primäre Seitenerosion, wodurch das aufgeweitete Gerinne immer noch seinen gestreckten Verlauf mit ebener Sohle hat; c) sekundäre Seitenerosion mit Bildung von Bankstrukturen, wodurch das Gerinne im Grundriss verformt wird.*

ACKERS & CHARLTON (1970) sowie WOLMAN & BRUSH (1961) stellten in ihren Modellversuchen fest, dass bei kleinen Sohlergefällen ( $J < 0.3-0.4 \%$ ) ein ursprünglich gerades ebenes Gerinne durch primäre Ufererosion zwar etwas breiter wurde, aber dann stabil blieb. Erst bei grösseren Sohlergefällen ( $J > 0.5 \%$ ) traten weitere primäre und sekundäre Ufererosionen auf, welche das Gerinne verformten und zur Bildung von Mäandern und Gerinneverzweigungen führten.

## 2.2.2 Gleichgewichtsbreite

In der Regimetheorie wird versucht, den Gleichgewichtszustand eines Gerinnes zu beschreiben, den ein Fluss bei natürlicher Entwicklung in seiner Alluvion erreicht. Dabei wird unter anderem der Fragenstellung nachgegangen, welche Breite ein Gerinne in diesem Fall annimmt. Zur Ermittlung der sogenannten Gleichgewichtsbreite, bei welcher ein Gerinne für einen bestimmten Abfluss stabil bleibt, wurden zahlreiche Regime-Ansätze entwickelt. Dabei wird versucht, mithilfe empirischer Gleichungen die Korrelation zwischen einfach zu ermittelnden Parametern (Breite, Abfluss, Korndurchmesser, etc.) zu beschreiben.

### *Gleichgewichtsbreite $b_{eq1}$ nach primärer Ufererosion*

Beispiele für die zahlreich vorhandenen Regime-Ansätze zur Beschreibung der Gleichgewichtsbreite  $b_{eq1}$ , welche sich nach der primären Ufererosion einstellt (Kapitel 2.2.1), sind die Ansätze von YALIN (1992)

$$b_{eq1} = 1.42 \cdot \sqrt{\frac{Q}{u_*}} = 1.42 \cdot \frac{\sqrt{Q}}{(\theta_{cr} \cdot g \cdot (s-1) \cdot d_m)^{0.25}} = 1.5 \cdot \frac{Q^{0.5}}{d_m^{0.25}} \quad [\text{m}] \quad (2.4)$$

mit:

$u_*$       Sohlenschubspannungsgeschwindigkeit

$g$         Erdbeschleunigung

und von PARKER (1979)

$$b_{eq1} = 4.4 \cdot \frac{Q^{0.5}}{\sqrt{(s-1) \cdot g \cdot d_{50D}}} \quad [\text{m}]. \quad (2.5)$$

Diese Ansätze wurden für Flüsse mit rolligem Bettmaterial entwickelt und sie basieren auf der Schleppkraft-Theorie, d.h. auf einer Stabilitätsbetrachtung des Einzelkorns an der Sohle resp. an der Böschung.

### *Gleichgewichtsbreite (Grenzbreite) $b_{gr}$ nach sekundärer Ufererosion*

Für verzweigte Flüsse, bei denen das Gerinne durch sekundäre Erosion verformt wird, sind zahlreiche Ansätze zur Berechnung der Gleichgewichtsbreite vorhanden. Die meisten davon basieren auf Auswertungen von Labor- und Naturdaten, wobei die meisten Autoren einen Ansatz zur Berechnung der Breite eines einzelnen Gerinnearms in Funktion des lokal gemessenen Abflusses geben (z.B. FAHNESTOCK 1963).

Für die hier betrachtete Fragenstellung sind die Arbeiten interessanter, in welchen eine Beziehung für die Gesamtbreite im Gleichgewichtszustand in Abhängigkeit der massgebenden Parameter gegeben wird. Per Definition kann das Gerinne nach Erreichen dieser Breite nicht mehr breiter werden, weshalb diese Breite im Rahmen dieser Arbeit als die Grenzbreite  $b_{gr}$  bezeichnet wird. Häufig wird bei derartigen Ansätzen für die Gleichgewichtsbreite die einfach zu messende Wasserspiegelbreite  $b_{w,gr}$  beschrieben.

In der Literatur finden sich viele Ansätze zur Beschreibung der Wasserspiegelbreite  $b_{w,gr}$  in Abhängigkeit des Abflusses. Diese empirischen Beziehungen, hergeleitet auf der Basis von Natur- und/oder Labordaten, entsprechen in der Regel der Form von Gleichung (2.6):

$$b_{w,gr} = a \cdot Q^{0.45-0.60} \quad (2.6)$$

Der Exponent von  $Q$  variiert je nach Datensatz zwischen 0.45 und 0.60. Die Konstante  $a$  ist auch von Studie zu Studie unterschiedlich. Hinter diesem Wert steckt häufig der Einfluss des Sohlenmaterials, der Geschiebeführung oder des Ufermaterials (MILLAR 2005). Als Beispiel sei der Ansatz von MOSLEY (1983)

$$b_{w,gr} = 18.4 \cdot Q^{0.57} \quad [\text{m}] \quad (2.7)$$

zitiert.

Zusätzlich zum Abfluss berücksichtigt HENDERSON (1966) den Einfluss des Gefälles und des Sohlenmaterials und kommt auf folgende Gleichung:

$$b_{w,gr} = 2.07 \cdot Q \cdot J^{1.167} \cdot d_{50}^{-1.5} \quad [\text{m}] \quad (2.8)$$

mit  $d_{50}$ : charakteristischer Korndurchmesser (50 Gewichts-% der Körner sind feiner).

Ähnliche Gleichungen wurden von GRIFFITHS (1981)

$$b_{w,gr} = 5.28 \cdot Q \cdot J^{1.26} \cdot d_{50}^{-1.5} \quad [\text{m}] \quad (2.9)$$

sowie von ASHMORE (2001)

$$b_{w,gr} = 0.0098 \cdot (\rho \cdot g \cdot Q \cdot J)^{0.777} \cdot d_{50}^{-0.7} \quad [\text{m}] \quad (2.10)$$

(mit  $\rho$ : Dichte des Wassers)

hergeleitet.

Es ist zu bemerken, dass die bisher vorgestellten Ansätze dimensionsbehaftet sind. Alle Größen müssen in SI-Einheiten eingesetzt werden, um die Breite in [m] zu erhalten. Weiterhin ist eine Übertragung von Modell- auf Naturdaten oder umgekehrt mit grossen Unsicherheiten behaftet (s. auch Fallbeispiel im Anhang G).

Einen dimensionsgerechten und physikalisch etwas stärker fundierten Ansatz zur Berechnung der totalen Wasserspiegelbreite gibt MILLAR (2005) an. Dabei wird neben den übrigen Parameter zusätzlich der Einfluss des Böschungsmaterials und der Vegetation mit dem Parameter  $\mu'$  berücksichtigt:

$$\frac{b_{w,gr}}{d_{90}} = 16.5 \cdot \left( \frac{Q}{\sqrt{(s-1) \cdot g \cdot d_{50D} \cdot d_{50D}^2}} \right)^{0.7} \cdot J^{0.6} \cdot \mu'^{-1.1}, \quad (2.11)$$

mit  $d_{50D}$  :  $d_{50}$  der Pflasterungsschicht

$\mu' = 1-1.2$  für ein Böschungsmaterial mit ähnlichem bzw. leicht höheren Erosionswiderstand als das Sohlenmaterial und für den Fall ohne Vegetation.

### 2.2.3 Gerinneformen

In der Flussmorphologie werden seit LEOPOLD & WOLMAN (1957) drei Gerinneformen (*gerade, mäandrierend und verzweigt*) unterschieden, die sich auf die Grundrissform des Flusslaufes beziehen (Abb. 2.2). *Gerade Gerinne* haben normalerweise eine ebene Sohle oder sie weisen Sohlenformen wie Riffel, Dünen oder Antidünen auf. Obwohl gerade Gerinne als instabile Gerinneformen anzusehen sind, ist diese Gerinneform in Mitteleuropa aufgrund der Korrektionsbauten am weitesten verbreitet. *Mäandrierende Gerinne* weisen teilweise eine geneigte Sohle auf, die auf den geschwungenen Bogen (Mäander) im Flusslauf zurückzuführen ist. Sie finden sich häufig in weiten Ebenen, wo sie sich durch Erosion an den Aussenseiten der Krümmungen und Anlandung an den Innenseiten verlagern können. *Verzweigte Gerinne* sind eher bei steilerem Gebiet mit gröberem Sohlenmaterial zu finden, wobei sich der Abfluss in mehrere Teilgerinne aufteilt. Sie weisen Bänke auf, die bei Nieder- und Mittelwasser sichtbar sind.

Zusätzlich zu diesen Hauptgerinneformen gibt es weitere Gerinneformen wie alternierende Bänke (Übergangsform zwischen geraden und mäandrierenden Gerinnen) oder wandering rivers (Übergangsform zwischen mäandrierenden und verzweigten Gerinnen (DESLOGES & CHURCH 1989, FULLER ET AL. 2003)). Auch Mischformen von verzweigten Flüssen mit einzelnen selbst mäandrierenden Teilgerinnen (anastomosing rivers) werden in der Natur beobachtet (BRICE 1984, KNIGHTON & NANSON 2002). In Abb. 2.2 sind alle die oben beschriebenen Formen dargestellt. Die Bildung der einen oder anderen Gerinneform lässt sich gemäss YALIN (1992) mit dem Auftreten von horizontalen Turbulenzstrukturen erklären.

Bei der Betrachtung der Gerinneformen in kiesführenden Flüssen interessieren die Verhältnisse im hydraulischen rauen Bereich mit Kornreynoldszahlen von  $Re_* > 40-50$ . In diesem Bereich ist das Auftreten der einen oder anderen Bank- und Gerinneformen von folgenden dimensionslosen Grössen abhängig (HUNZINGER 1998):

$$X = \frac{b}{d_m}, \quad Y = \frac{b}{h}, \quad Z = \frac{h}{d_m}, \quad Fr = \frac{u}{\sqrt{gh}} \quad \text{und} \quad J \quad (2.12)$$

mit  $b$  = Breite des Flussbettes,  $h$  = Abflusstiefe und  $u$  = mittlere Fliessgeschwindigkeit.

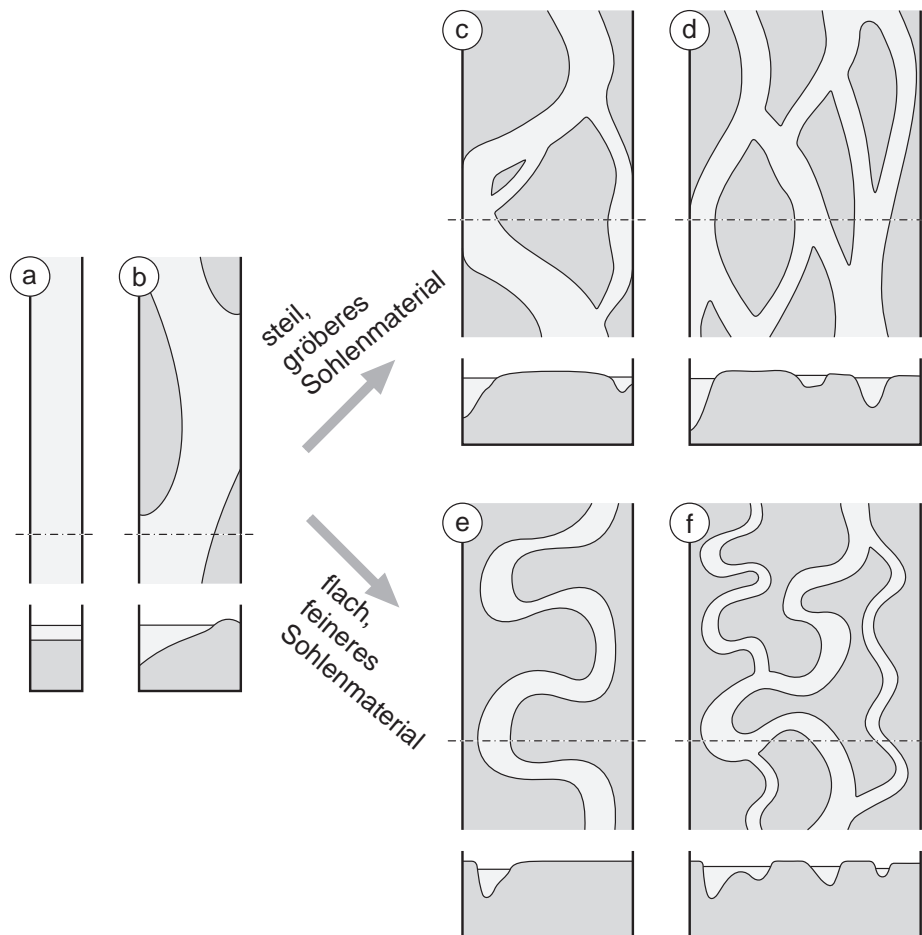


Abb. 2.2: Grundriss und Querschnitt verschiedener Flussmorphologien: a) gerades Gerinne, b) alternierende Bänke, c) „wandering River“, d) verzweigtes Gerinne, e) mäandrierendes Gerinne und f) „anastomosing River“ (Aus MARTI 2006).

## 2.2.4 Abgrenzungskriterien

In der Literatur finden sich verschiedenen Verfahren, mit denen abgeschätzt werden kann, unter welchen Bedingungen welche Gerinnemorphologien auftreten werden (LEOPOLD & WOLMAN 1957, VAN DEN BERG 1995, PARKER 1976, JÄGGI 1983, DA SILVA 1991). Sie wurden auf der Basis von zahlreichen Naturmessungen und Modellversuchen entwickelt. Meist werden diese Abgrenzungskriterien in Form eines Diagramms präsentiert, wobei die Abgrenzungen der Bereiche, in welchen eine bestimmte Gerinneform auftritt, in Abhängigkeit der relevanten Parameter dargestellt sind (Abb. 2.3 und 2.4).

Diese Abgrenzungskriterien werden in der Praxis häufig verwendet. Zu einem dienen sie zur Klassifizierung der üblichen Gerinneformen in Abhängigkeit der relevanten Parameter. Zum anderen kann mit ihrer Hilfe beurteilt werden, wie sich eine Veränderung im Flusssystem auf die Gerinneform auswirkt. Dies ist bei der Projektierung von Flussaufweitungen sowie bei der Beurteilung von Gefahrenanalyse von grosser Bedeutung. So kann zum Beispiel bei der Planung einer Flussaufweitung beurteilt werden, ob infolge der vergrößerten Breite die Flusssohle deformiert wird und welche neuen Gerinneformen dadurch entstehen können.



Eine Zusammenstellung der Ansätze zu den verschiedenen Abgrenzungskriterien findet sich bei MARTI (2006). In diesem Kapitel werden nur die Ansätze von JÄGGI (1983) und DA SILVA (1991) vorgestellt. Sie wurden im Rahmen dieser Arbeit verwendet, weil sie die Grenzen des Bereiches von alternierenden Bänken gut beschreiben und diese Formen in den durchgeführten Versuchen auftraten.

### **Abgrenzungskriterium nach JÄGGI (1983)**

JÄGGI (1983) leitete aus Versuchen ein Kriterium zur Abgrenzung des Bereiches her, in dem sich alternierende Bänke bilden. Dieses wird in Abhängigkeit des Gefälles  $J$  und dem Verhältnis  $b/d_m$  definiert (Abb. 2.3). Die Grenze zwischen den Bereichen ohne und mit alternierenden Bänken gibt er mit der Gleichung

$$J = \frac{e^{\left(1.07 \left[\frac{b}{d_m}\right]^{0.15} + M\right)}}{12.9 \frac{b}{d_m}}, \quad (2.13)$$

an, wobei mit dem Parameter  $M$  die Verteilung des Sohlenmaterials beschrieben wird. Dieser nimmt folgende Werte an:

$M = 0.34$  für gleichkörniges Sohlenmaterial

$M = 0.5$  für Fuller verteiltes Sohlenmaterial

$M = 0.7$  für log-normal verteiltes Sohlenmaterial

Weil alternierende Bänke als Vorstadium für die Bildung von Mäandern oder eines verzweigten Gerinnes gesehen werden können, lässt sich mit dem Ansatz nach JÄGGI (1983) auch der Übergang zu diesen Gerinneformen beurteilen. So könnte nach JÄGGI (1983) für Kiesflüsse die Gleichung (2.13) wie folgt verallgemeinert werden:

$$J = \frac{me^{\left(1.07 \left[\frac{b}{d_m}\right]^{0.15} + M\right)}}{12.9 \frac{b}{d_m}}, \quad (2.14)$$

wobei  $m$  der mittleren Anzahl von Teilgerinnen entspricht, die sich in einem verzweigten Gerinne ausbilden. Für  $m = 1$  entspricht die Gleichung (2.14) dem Kriterium (2.13) für alternierende Bänke. Für  $m > 1$  ergeben sich  $m$  Teilgerinne, d.h. ein verzweigter Flusslauf.

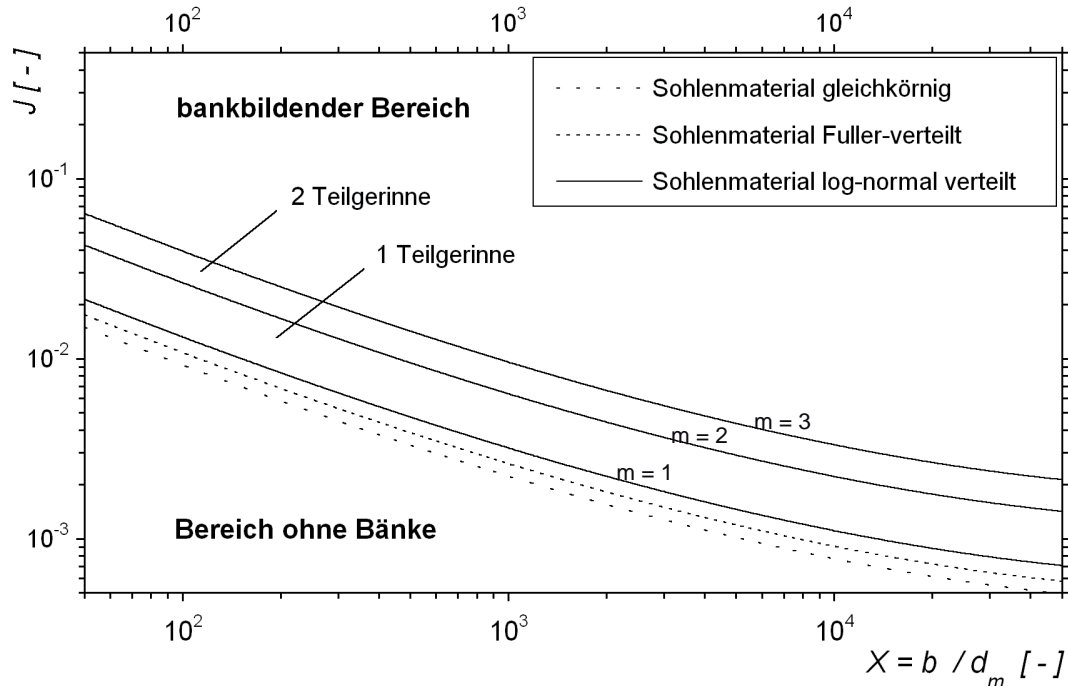


Abb. 2.3: Abgrenzungskriterium nach JÄGGI (1983) zur Beurteilung des Auftretens von alternierenden Bänken sowie Extrapolation für verzweigte Gerinne.

#### Abgrenzungskriterium nach DA SILVA (1991)

DA SILVA (1991) hat aufgrund einer Vielzahl von Naturdaten und Laborversuchen die Grenzen zwischen alternierenden Bänken und verzweigten Gerinnen mit folgender Gleichung beschrieben:

$$Y = \frac{b}{h} = 25 \left( \frac{h}{d_m} \right)^{0.33} \quad (2.15)$$

Weiterhin ergab sich auch eine untere Grenze für den Bereich alternierender Bänke und damit für den Übergang zu geraden oder mäandrierenden Gerinnen. Diese lassen sich durch folgende Beziehungen beschreiben:

$$Y = \frac{b}{h} = 0.25 \left( \frac{h}{d_m} \right) \quad \text{für } Z = \frac{h}{d_m} \leq 100 \text{ (kleine relative Überdeckung)} \quad (2.16)$$

$$Y = \frac{b}{h} = 25 \quad \text{für } Z = \frac{h}{d_m} \geq 100 \text{ (grosse relative Überdeckung)} \quad (2.17)$$

In Abb. 2.4 sind die Abgrenzungskriterien nach DA SILVA (1991) dargestellt. Für dieses Diagramm schlägt ZARN (1997) aufgrund seiner Laborversuche eine modifizierte Grenze für den Übergang zwischen den Bereichen *gerade - alternierend* vor (Gl. 2.18). Diese Modifikation ist in Abb. 2.4 als gestrichelte Linie eingetragen.

$$Y = \frac{b}{h} = 5.4 \left( \frac{h}{d_m} \right) \quad \text{für } Z = \frac{h}{d_m} \leq 100 \quad (2.18)$$

Gemäss dem Kriterium von DA SILVA (1991) sind die auftretenden Gerinneformen stark von der Abflussmenge beeinflusst, d.h. dass das Erscheinungsbild eines Flusses bei Hochwasser nicht identisch mit demjenigen bei Niedrigwasser sein muss. Ist z.B. beim Niedrigwasser der Fluss verzweigt, dann kann bei Hochwasser mit zunehmendem Abfluss das Verhältnis  $b/h$  so weit abnehmen, dass die Bedingungen für alternierende Bänke oder sogar für eine ebene Sohle erfüllt sind. Beim späteren abklingenden Abfluss wird das Verhältnis  $b/h$  wieder grösser und es können sich erneut Bänke und Teilgerinne bilden. Dies ist zum Beispiel bei der Planung von Hochwasserschutzmassnahmen zu berücksichtigen.

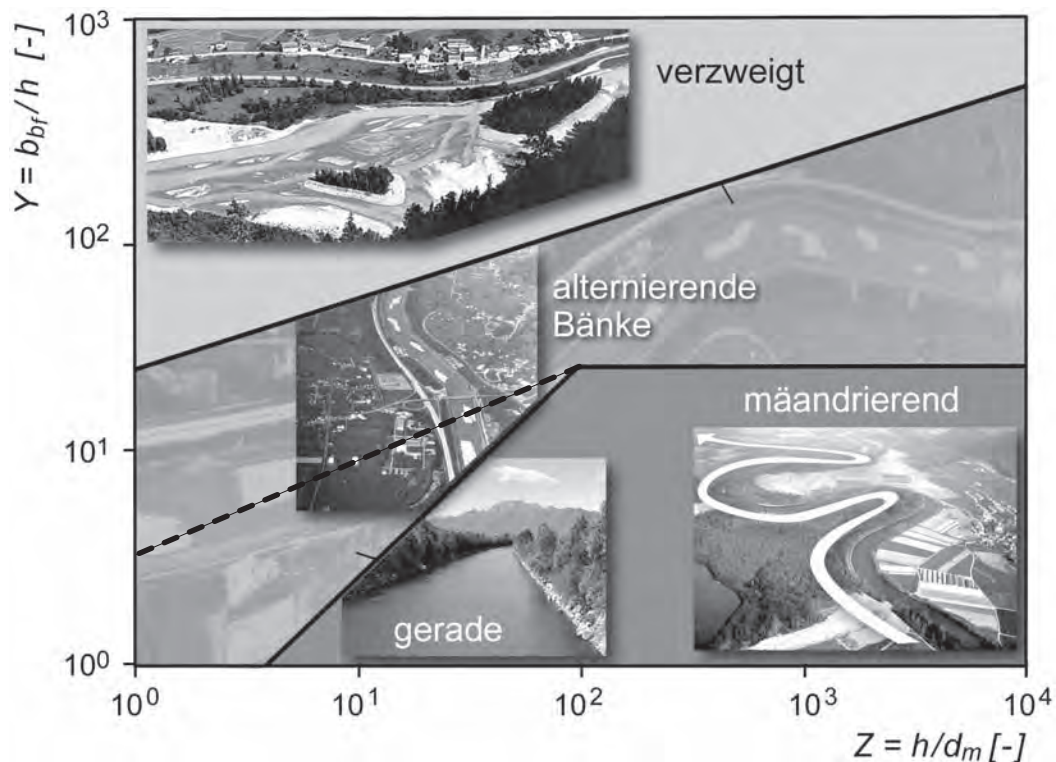


Abb. 2.4: Abgrenzung der Flussmorphologie nach DA SILVA (1991). Die Fotos beziehen sich auf Beispiele Schweizer Flussabschnitte (gerade: Ticino in der Magadinoebene, mäandrierend: Reuss unterhalb Bremgarten, alternierende Bänke: Rhein bei Buchs, verzweigt: Inn bei Strada). Gestrichelt ist die Modifikation von ZARN (1997) eingezeichnet. (Aus MARTI 2006).

## 2.3 Flussaufweitungen – Definition und Wirksamkeit

### 2.3.1 Definition und Typisierung von Flussaufweitungen

Als Folge des gestiegenen Umweltbewusstseins sowie aufgrund der Erfahrungen und Lehren aus den Hochwasserereignissen der letzten Jahre wurde erkannt, dass Flüssen mehr Raum zugestanden werden muss (BWG, 2001). Dieser Grundsatz gilt heute für flussbauliche Massnahmen. Flussstrecken, die noch einen natürlichen Verlauf aufweisen, sind zu erhalten und kanalisierte Flüsse sollen nach Möglichkeit, wieder mehr Raum erhalten. Um dieses Ziel um-

zusetzen, werden seit über 15 Jahren Flussaufweitungen in der Schweiz geplant und ausgeführt.

Prinzipiell wird durch die Verbreiterung des Flussbettes die Abflusstiefe und somit die Transportkapazität in der aufgeweiteten Strecke kleiner, so dass sich dort Geschiebe ablagern wird. Dieses kann wiederum zu einer Stabilisierung bzw. zu einer Anhebung der Sohle führen. Ursprünglich wurde somit erwartet, dass Aufweitungen als Alternative zu Sohlenschwellen die in vielen Flüssen fortschreitende Erosionstendenz stoppen könnten. Im Kapitel 2.3.2 wird auf die Wirksamkeit von Aufweitungen bezüglich der Sohlenstabilisierung im Detail eingegangen. Infolge der Verbreiterung ist die Abflusskapazität in der Aufweitung höher als im ursprünglichen Kanal. Inwieweit dadurch Aufweitungen zur Verbesserung des Hochwasserschutzes tragen, wird bei HABERSACK (2007), VAW (2008) sowie PROMNY ET AL. (2008) diskutiert. Durch die Geschiebeablagerungen werden sich in der aufgeweiteten Strecke Kiesbänke bilden, die eine neue Fliesstruktur mit Verzweigungen und Querströmungen ermöglichen. Dies kann wiederum zu einer Erhöhung der morphologischen und ökologischen Vielfalt des Flusses führen. In ROHDE (2005) und WOOLSEY et al. (2005) finden sich intensive Diskussionen darüber, wie stark die ökologische Aufwertung in den bisher realisierten Aufweitungen war.

Eine lokale Flussaufweitung kann bezüglich der Art ihrer Entstehung in 3 Typen eingeteilt werden: *maschinell (künstlich)*, *eigendynamisch (natürlich gewollt)* und *spontan (natürlich ungewollt)* (Abb. 2.5).

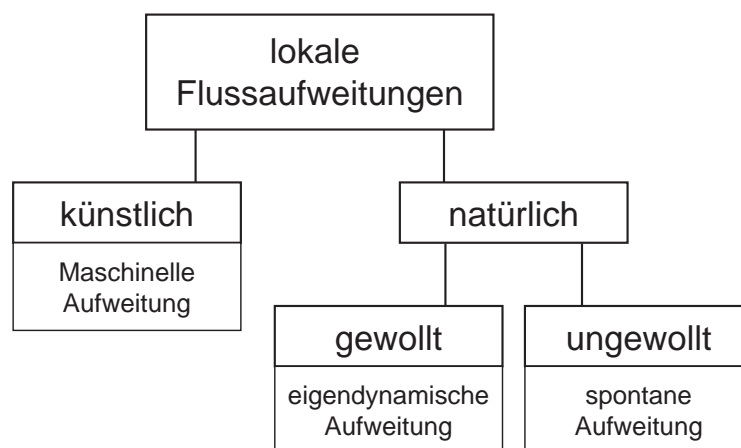


Abb. 2.5: Einteilung von lokalen Flussaufweitungen bezüglich der Art ihrer Entstehung.

In einer *maschinelle Aufweitung*, welche künstlich erstellt wird, wird die Flussstrecke durch Abtrag des Ufermaterials verbreitert. Der bestehende Uferschutz wird entfernt und anschließend wird das Material aus den Ufern mithilfe von Baumaschinen abgetragen. Dabei wird von Beginn an der gesamte Raum, welcher für die Verbreiterung zur Verfügung steht, ausgenutzt (Abb. 2.6, links). Da eine weitere Seitenerosion nicht gewollt ist, müssen entsprechende Massnahmen zum Uferschutz realisiert werden. Dabei sind aus ökologischer Sicht Ufersiche-

rungen, die das Entstehen dynamischer Uferzonen erlauben, wie etwa überströmbare Bühnen vorzuziehen.

Im Fall einer *natürlichen Aufweitung* erfolgt die Verbreiterung auf natürliche Weise durch seitliche Erosion. Ist die Verbreiterung des Gerinnes gewollt bzw. geplant, wird dann von *eigendynamische* Aufweitung gesprochen. In diesem Fall wird der Uferschutz entfernt, so dass sich das Gerinne innerhalb einer begrenzten Zone durch Seitenerosion verbreitern kann (Abb. 2.6, rechts). Wie lange und wie schnell die Ufer erodiert werden, hängt wesentlich von der Hydrologie des Gewässers und von auftretenden Hochwasserereignissen ab. Ein Abtrag des Ufermaterials verbunden mit einer Veränderung der Breite findet bei eigendynamischen Aufweitungen eher langsam statt. Daher braucht der Wechsel zu einer neuen Gerinneform sowie zur Wiederbelebung der Auenlebensräume mehr Zeit als bei maschinellen Aufweitungen. Eigendynamische Aufweitungen bieten aber die Möglichkeit, mehr Geschiebe ins Flusssystem einzubringen. Das durch Seitenerosion abgetragene Material gelangt in den Fluss und steht für den unterliegenden Flussabschnitt zur Verfügung. Durch die seitlichen Geschiebequellen kann somit ein vorhandenes Geschiebedefizit teilweise bzw. temporär reduziert werden.



Abb. 2.6: *Flussaufweitungen in der Natur: links) maschinelle Aufweitung an der Emme zwischen Aeflingen und Utzenstorf (Foto: Documenta Natura, 2004); rechts) Eigendynamische Aufweitung an der Thur in der Schiterberg-Kurve bei Alten (Foto: Chr. Herrmann, BHA-Team Frauenfeld, Sept. 2003).*

Zur Gruppe der *natürlichen Aufweitungen* gehören zusätzlich die so genannten *spontanen Aufweitungen* (Abb. 2.5). In diesem Fall ist die Verbreiterung des Gerinnes durch Seitenerosion nicht gewollt, sondern sie findet während eines Hochwassers durch Versagen der Uferschutzes und seitliche Erosion der Ufer statt. Solche Seitenerosionsereignisse waren beim Hochwasser im August 2005 z.B. an der Engelberger Aa oder der Muota zu beobachten. Im



Fall der Muota hat der Fluss durch Seitenerosion seine Bettbreite sogar verdreifacht (Abb. 2.7).



Abb. 2.7: Spontane Aufweitung durch Seitenerosion an der Muota (Kt. Schwyz) während des Hochwassers vom August 2005.

### 2.3.2 Einfluss auf die Sohlenentwicklung

*Untersuchungen von HUNZINGER (1998)*

Nach der Realisierung einer Aufweitung wird der Fluss als dynamisches System ein neues Gleichgewicht anstreben, welches den neuen Randbedingungen entspricht. Die morphologischen Entwicklungen, die in einer maschinellen Aufweitung stattfinden, sind von HUNZINGER (1998) grundlegend untersucht worden. Dabei ging er davon aus, dass sich die zu betrachtende Gerinnestrecke vor Realisierung der Aufweitung im Gleichgewichtszustand befand. Nachfolgend werden die wichtigsten Auswirkungen, die er in seinen Versuchen beobachtete, zusammengefasst:

In der Aufweitung sind die Abflusstiefen aufgrund der grösseren Gerinnebreite kleiner als im ursprünglichen Gerinne. Dieses führt in der Aufweitung zu einer im Vergleich zum Zustand vor der Aufweitung verminderten Transportkapazität und somit zu Geschiebeablagerungen. Das Geschiebe lagert sich im Längenprofil keilförmig ab. Mit der Zeit bildet sich in der Aufweitung ein im Vergleich zur Ausgangssohle steileres Gefälle (Abb. 2.8). Damit versucht der Fluss, den Verlust an Transportkapazität in der Aufweitung zu kompensieren. Flussaufwärts der Aufweitung wird der Abfluss infolge der in der Aufweitung tieferen Wasserspiegellage zunächst beschleunigt, was zur Erosion der Sohle im Oberwasser der Aufweitung führt (Abb. 2.8, Zeitpunkt  $t_2$ ). Aufgrund der wachsenden Höhe der Ablagerungen in der Aufweitung wird die Sohle im Oberwasser später wieder angehoben (Abb. 2.8, Zeitpunkte  $t_3$  bis  $t_5$ ).

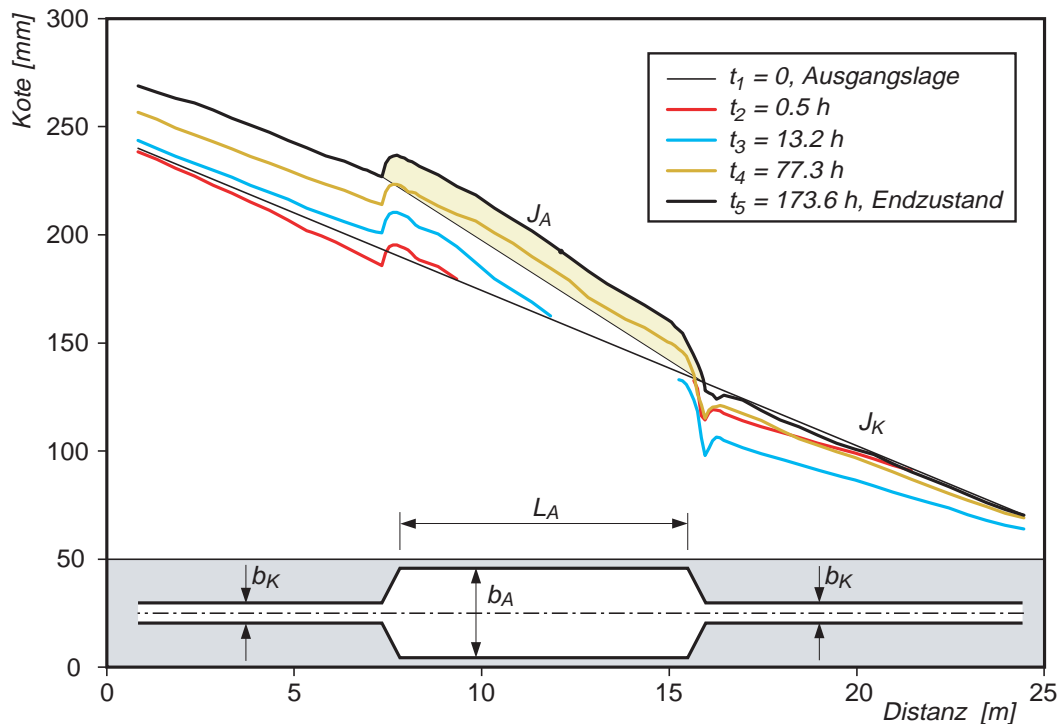


Abb.2.8: Entwicklung der mittleren Sohlenlage bei der Aufweitung eines sich im Gleichgewichtszustand befindlichen Flussabschnittes, dargestellt am Beispiel eines Modellversuchs von HUNZINGER (1998).

Infolge der Ablagerungen in der Aufweitung entsteht ein Geschiebedefizit für die unterliegende Strecke, was zu Sohlenerosionen im Unterwasser führt. Wenn die Front der Ablagerung das untere Ende der Aufweitung erreicht, wird in zunehmendem Mass wieder Geschiebe durch die Aufweitung hindurchtransportiert. Dadurch beginnt sich die Sohle im Unterwasser wieder zu heben. Im Endzustand (Abb. 2.8, Zeitpunkt  $t_5$ ) stellt sich ein neues Gleichgewicht ein. In der Aufweitung wachsen die Ablagerungen nicht mehr weiter. Ein im Vergleich zum Ausgangszustand steileres Gefälle  $J_A$  hat sich eingestellt. Der Sohlenversatz am oberen Ende der Aufweitung führt ausserdem zu einer Anhebung der Sohle im Oberwasser (Abb. 2.8). Zusätzlich bildet sich im Bereich der Verengung ein tieferer Kolk über die gesamte Gerinnebreite (HUNZINGER 1998).

Die Versuche von Hunzinger zeigten, dass durch die Gerinneverbreiterung bei Flüssen im Gleichgewichtszustand die Flusssohle oberhalb und in der Aufweitung angehoben werden kann. Auf der Basis dieser Erkenntnisse wurde angenommen, dass im Fall erodierenden Flüssen Flussaufweitungen zur Sohlenstabilisierung und somit zum Aufhalten der Erosionstendenz tragen können. In den nächsten Kapiteln wird gezeigt, inwieweit diese Annahme richtig war.

#### Flussaufweitungen in Erosionsstrecken – Untersuchungen an der VAW

Die Untersuchungen von Hunzinger gelten primär für maschinelle Aufweitungen in Flussstrecken, die sich im Gleichgewicht befinden. Wird aber die Flussaufweitung in einem erodierenden Fluss realisiert, können sich bezüglich der morphologischen Auswirkungen der Aufweitung einige Unterschiede zu den Ergebnissen von Hunzinger ergeben.

Im Rahmen eines Projektes wurden an der VAW die Auswirkungen einer maschinellen Aufweitung am Fluss Ticino untersucht (VAW 2004). Dabei wurde die Flussstrecke zwischen Bellinzona und der Mündung in den Lago Maggiore betrachtet, in welcher der Ticino eine markante Erosionstendenz aufweist. Mithilfe eines dafür kalibrierten numerischen Modells wurden die morphologischen Auswirkungen einer 1.9 km langen Aufweitung untersucht. In Abb. 2.9 sind die Resultate dieser numerischen Simulationen dargestellt: In der untersuchten Aufweitung ergibt sich durch Ablagerungen eine markante Anhebung der mittleren Sohlenlage. Flussabwärts macht sich das Geschiebedefizit aufgrund des Rückhalts in der Aufweitung durch Sohleneintiefungen bemerkbar. Aufgrund der auf der ganzen Flussstrecke vorhandenen Erosionstendenz wird die Sohle im Unterwasser nicht wieder auf das Ausgangsniveau angehoben. Auch im Oberwasser kann die Aufweitung - gemäss diesem numerischen Modell- die übergeordnete Sohlenerosion nicht verhindern. Im betrachteten Fall vertiefte sich die Sohle - vor allem bei kleiner Geschiebezufuhr – sogar noch etwas stärker ein, als im Fall ohne Aufweitung (Abb. 2.9). Eine ausführliche Beschreibung dieser Resultate findet sich in REQUENA ET AL. (2005).

Im Rahmen einer Diplomarbeit an der VAW (BERCHTOLD 2005) wurden hydraulische Modellversuche durchgeführt, um weitere Erkenntnisse über den Einfluss der Geschiebezufuhr auf die Sohlenentwicklung in einer Aufweitung zu gewinnen. Diese zeigten, dass im Erosionszustand die vorhandene Erosionstendenz durch eine Aufweitung nicht immer gestoppt werden kann. Somit bestätigen die Resultate aus diesen Versuchen die Aussagen der numerischen Simulationen am Ticino hinsichtlich der Auswirkungen von Flussaufweitungen bei erodierenden Strecken. Eine detaillierte Beschreibung dieser Untersuchung findet sich bei REQUENA ET AL. (2005).

Die verschiedenen Untersuchungen an der VAW zeigen, dass die Auswirkungen in erodierenden Flüssen anders sein können als die von Aufweitungen in Flussstrecken im Gleichgewicht. Zwar bildet sich im Erosionsfall ein Sohlenversatz auch in der aufgeweiteten Flussstrecke, aber die Auswirkungen im übergeordneten Flusssystem sind anders. Die Beobachtungen von Hunzinger, wonach die Sohle auch im Oberwasser der Aufweitung angehoben wird, bestätigen sich bei den Untersuchungen in erodierenden Flussstrecken nicht. Diese zeigten, dass in einem erodierenden Fluss die generelle Erosionstendenz durch eine Aufweitung nicht gestoppt werden kann.

Die bisher durchgeführten Untersuchungen gelten primär für maschinelle Aufweitungen. Die morphologischen Auswirkungen eigendynamischer Aufweitungen sowie die zusätzliche Auswirkung des durch Seitenerosion abgetragenen Materials auf den Geschiebehaushalt im Flusssystem wurden bisher nicht systematisch untersucht (REQUENA & MINOR (2008)).



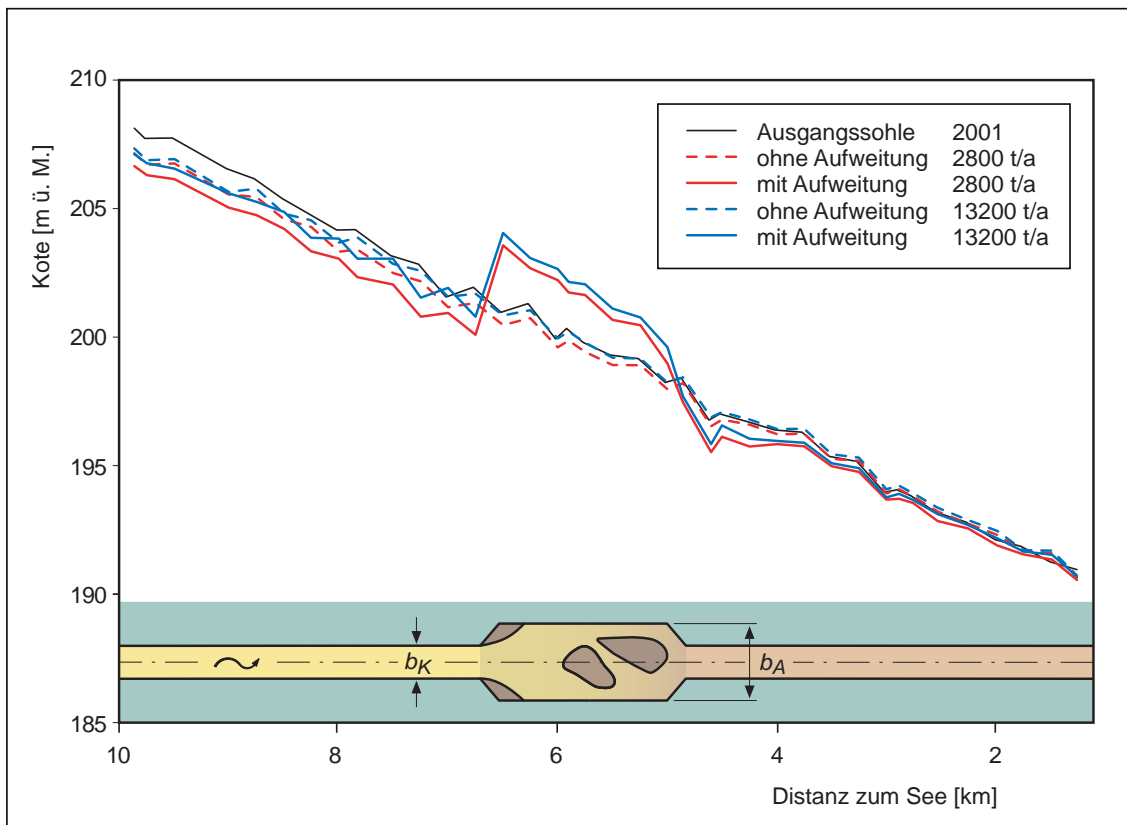


Abb. 2.9: Ticino zwischen Bellinzona und der Mündung in den Lago Maggiore. Für das Jahr 2031 prognostizierte Sohlenlagen für die Variante einer Aufweitung im Vergleich zum Referenzfall ohne Massnahmen. Simulationsergebnisse für Geschiebezufuhren von 2'800 und 13'000 t/a (VAW, 2004).

### 2.3.3 Auswertung von Naturdaten

Im Rahmen eines weiteren Projekts wurden durch die VAW Naturdaten aus 14 Flussaufweitungen in der Schweiz ausgewertet (VAW, 2007). In sechs Fällen handelte es sich dabei um eigendynamische Aufweitungen. Die betrachteten Aufweitungen befinden sich an den Schweizer Flüssen Alpenrhein, Emme, Moesa, Thur, Töss und Tresa (Abb. 3.5). Sie umfassen Aufweitungen in Flussstrecken mit Auflandungstendenz, stabile Strecken und solche mit Erosionstendenz. Eine Analyse hinsichtlich der morphologischen Entwicklung in diesen Aufweitungen findet sich bei NUSSLE ET AL. (2008) sowie bei REQUENA & MINOR (2008). So hat beispielsweise die Auswertung der Sohlenentwicklung in der maschinellen Aufweitung der Thur bei Altikon gezeigt, dass durch die Aufweitung die vorhandene Erosionstendenz sogar etwas verstärkt wurde, obwohl unterhalb einer Schwelle zur Sohlenstabilisierung besteht (Abb. 2.10). Aus der Auswertung der Naturdaten lassen sich die gleichen Schlussfolgerungen wie bei den in den vorherigen Abschnitten dargestellten Untersuchungen ziehen. Die Resultate aus der Arbeit von HUNZINGER (1998) bei Flussstrecken im Gleichgewicht wie auch die Untersuchungen von REQUENA ET AL (2005) und BERCHTOLD (2005) bei erodierenden Strecken konnten damit bestätigt werden.

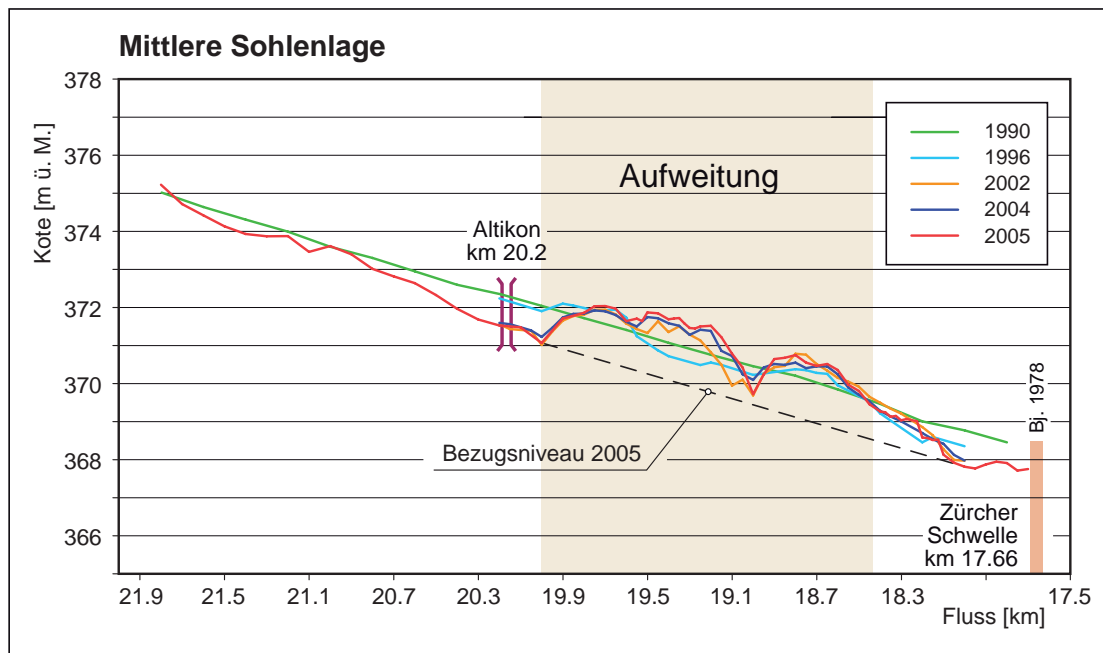


Abb. 2.10: Entwicklung der mittleren Sohlenlage an der Thur bei Altikon nach Realisierung der Flussaufweitung (VAW, 2007).

## 2.4 Abfluss- und Geschiebetransportberechnung in verzweigten Flüssen mit Bänken

### 2.4.1 Einleitung

Die Mehrheit der alluvialen Flüsse in der Schweiz ist korrigiert. Diese Flüsse zeichnen sich häufig durch ein annähernd trapezförmiges Querprofil aus (Abb. 2.11a). Für diesen Fließgewässertyp wurden in den letzten 100 Jahren zahlreiche Verfahren entwickelt, mit deren Hilfe sich Berechnungen bezüglich Hydraulik und Geschiebetransport durchführen lassen.

In den letzten 20 Jahren hat man angefangen, verschiedene Flussabschnitte lokal aufzuweiten. Dadurch sind wieder verzweigte Flussabschnitte oder Flussabschnitte mit Kiesbänken entstanden (Abb. 2.11b). In verzweigten Flussabschnitten lassen sich diese klassischen Verfahren nur begrenzt anwenden, da die Beziehung zwischen Abfluss und Geschiebetransportkapazität komplexer ist als bei Flüssen mit ebener Sohle.

Die Hydraulik und der Geschiebetransport in Flüssen mit verzweigten Strukturen haben unter anderem BAGNOLD (1980), THOMPSON (1985), ASHMORE (1988), ZARN (1997), NICHOLAS (2000), MÉTIVIER & MEUNIER (2003), BARRY ET AL. (2004) und MARTI (2006) untersucht. Im Rahmen dieser Arbeiten wurden unterschiedliche Ansätze zur Sedimenttransportberechnung im verzweigten Gerinne entwickelt. Für eine ausführliche Beschreibung dieser und weiterer Berechnungsverfahren zu verzweigten Flüssen wird auf MARTI (2006) verwiesen. Anschliessend wird nur auf zwei Ansätze eingegangen, die von ZARN (1997) und MARTI (2006), die hauptsächlich für voralpine kiesführende Flüsse entwickelt wurden. Die in

diesen Arbeiten berücksichtigten Randbedingungen entsprechen in etwa dem Untersuchungsrahmen der vorliegenden Studie.

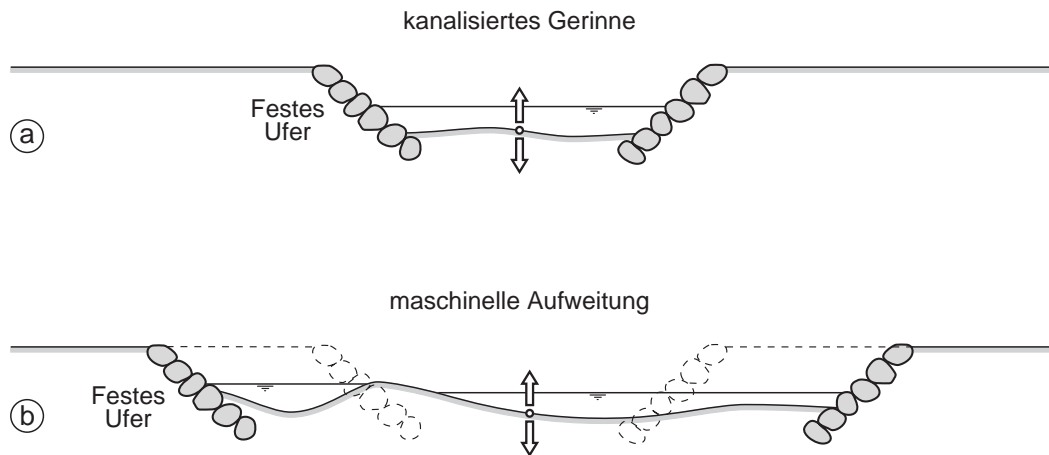


Abb.2.11: Schematische Darstellung eines kompaktes Gerinnes (a) und eines verzweigten Gerinnes mit Bänken (b).

#### 2.4.2 Ersatzgerinneverfahren nach ZARN (1997)

ZARN (1997) entwickelte ein Verfahren, mit welchem die mittlere Wasserspiegelbreite  $b_w$ , die mittlere Abflusstiefe  $h_m$  sowie die Geschiebetransportkapazität  $G_b$  für Flüsse mit Bänken berechnet werden kann. Das Berechnungsverfahren basiert darauf, dass die komplexen Abflussverhältnisse und die hohe Variabilität der Sohlenstrukturen in verzweigten Gerinnen durch ein idealisiertes Ersatzgerinne beschrieben werden. Das Ersatzgerinne wird durch einen rechteckigen Querschnitt mit ebener Sohle und einer eindimensionalen Strömung mit Normalabflussbedingungen angenähert. Die Breite  $b_w$  dieses Ersatzgerinnes entspricht der Summe der mittleren Wasserspiegelbreiten aller Teilgerinne. Sie lässt sich in Funktion der Breite  $b$  und des Verhältnisses  $b/h$  bestimmen:

$$b_w = 1.05 \cdot b \cdot e^{-0.0016 \cdot b/h} \quad (2.19)$$

Der Einfluss von Bänken auf den Fließwiderstand wird zusätzlich berücksichtigt. Es wird angenommen, dass das Geschwindigkeitsprofil in Vertikalrichtung einer logarithmischen Verteilung folgt. Die Abflussberechnung erfolgt mit folgender Gleichung:

$$Q = b_w \cdot h \cdot u = b_w \cdot h \cdot c \cdot \sqrt{g \cdot \frac{b_w \cdot h}{b_w + 2 \cdot h} \cdot \frac{J}{S}} \quad \text{mit} \quad S = 1.081 - 0.087 \cdot e^{-0.011 \cdot b/h} \quad (2.20)$$

wobei  $c$  = Fließwiderstandsbeiwert und  $S$  = Sinuosität des Hauptgerinnes.

In der Gleichung 2.17 setzt sich der Widerstandsbeiwert  $c$  aus zwei Anteilen  $c_f$  und  $c_b$ , zusammen mit denen die Kornreibung und der Widerstand von Bänken in Abhängigkeit des hydraulischen Radius  $R$  berücksichtigt werden:

$$\frac{1}{c^2} = \frac{1}{c_f^2} + \frac{1}{c_b^2} \quad \text{wobei} \quad (2.21)$$

$$c_f = 2.5 \cdot \ln \left( \frac{a \cdot R}{2 \cdot d_m} \right) \quad \text{mit} \quad a = 12.9 \cdot e^{1.041 \cdot \frac{h}{b_w}} - 1.78 \cdot e^{3.104 \cdot \frac{h}{b_w}} \quad (2.22)$$

und

$$\frac{1}{c_b^2} = 0.158 \cdot e^{-4.82 \cdot \frac{\Theta'_{\text{Ersatzgerinne}}}{\Theta_{cr}}} \quad (2.23)$$

$$\text{mit} \quad \Theta'_{\text{Ersatzgerinne}} = \frac{R \cdot J}{S \cdot (s-1) \cdot d_m} \cdot \frac{c^2}{c_f^2} \quad (2.24)$$

Mit diesem Verfahren lässt sich zusätzlich die Geschiebetransportkapazität in verzweigten Flüssen auf der Basis der Geschiebetransportformel von HUNZIKER (1995) berechnen (Gl. 2.26). Der mittlere Geschiebetransport  $G_b$  kann mit den Gleichungen (2.25) bis (2.29) berechnet werden.

$$G_b = b_w \cdot \rho_s \cdot \sqrt{g(s-1)d_m^3} \cdot \Phi_b \quad (2.25)$$

$$\Phi_b = 5(\theta' - 0.05)^{1.5} \quad (2.26)$$

$$\theta' = \theta_{\text{Ersatzgerinne}} + \theta_{\text{Korrektur}} \quad (2.27)$$

$$\theta_{\text{Korrektur}} = 0.05 \cdot \left( 0.3 - e^{-0.005 \cdot \left( \frac{b}{h} - 211 \right)} \right) \quad \text{für } b/h > 30 \quad (2.28)$$

$$\theta_{\text{Korrektur}} = 0 \quad \text{für } b/h \leq 30 \quad (2.29)$$

mit:

$\rho_s$  Feststoffdichte des Sohlenmaterials

$\theta'$  reduzierte dimensionslose Schubspannung

$\Phi_b$  dimensionslose Geschiebetransportrate

Der Ansatz nach ZARN (1997) basiert auf hydraulischen Modellversuchen und wurde mit relativ wenigen Naturdaten überprüft. Das Verfahren wurde mit Versuchen im Bereich von  $b/h = 6-370$ ,  $Z = 6-50$  und  $J = 0.003-0.0125$  hergeleitet.

### 2.4.3 Ansatz nach MARTI (2006)

Der Ansatz von MARTI (2006) zur Abfluss- und Geschiebetransportberechnung in verzweigten Gerinnen wurde auf der Basis von Modellversuchen entwickelt, bei denen im Vergleich zu den Untersuchungen von ZARN (1997) steilere Gefälleverhältnisse ( $J > 1\%$ ) und eine größere Kornzusammensetzung des Sohlenmaterials berücksichtigt wurden. Bei der Herleitung dieses Ansatzes wurden zusätzlich die Daten von ZARN (1997) sowie weitere Naturdaten berücksichtigt.

Das Berechnungsverfahren basiert auf der Tatsache, dass sich die Abflusstiefenverteilung in einem verzweigten Gerinne mit einer Gammaverteilfunktion beschreiben lässt. Dies wurde auch von anderen Autoren festgestellt (PAOLA 1996, NICHOLAS 2000).

Beim Ansatz von MARTI (2006) wird die komplexe Gerinnegeometrie in verzweigtem Gerinne durch ein Ersatzgerinne mit einer durch eine Gammaverteilung beschriebenen Querschnittsform angenähert. Eine Übersicht der Annahmen und Vereinfachungen, die für den Berechnungsansatz getroffen wurden ist in Abb. 2.12 dargestellt.

Der Abfluss im Ersatzgerinne lässt sich mit folgender Gleichung beschreiben:

$$Q = \sum A_i \cdot u_i = \sum_0^{h_{\max}} p_i \cdot b_w \cdot h_i \cdot u_i \quad \text{mit } h_{\max} \sim 8 \cdot h_m \quad (2.30)$$

$$\text{mit: } u_i = 2.5 \cdot \ln \left( \frac{10.9 \cdot h_i}{2.5 \cdot d_{90}} \right) \cdot \sqrt{g \cdot h_i \cdot J'} \quad (2.31)$$

$$J' = \left( 1 - \frac{0.85}{1 + (2b_w/b)^{6.5}} \right) \cdot J \quad (2.32)$$

$$p_i = \frac{\alpha^\alpha \cdot (h_i/h_m)^{(\alpha-1)} \cdot e^{-\alpha \cdot (h_i/h_m)}}{h_m \cdot \Gamma(\alpha)} \cdot \Delta h_i \quad (2.33)$$

Die benötigten Werte für den Gammaverteilparameter  $\alpha$  sowie die mittlere Wasserspiegelbreite  $b_w$  ergeben sich aus folgenden Gleichungen:

$$\alpha = \sigma^{0.3} \cdot (13.2 \cdot e^{-9.6 \cdot M_\alpha} - 0.04 \cdot M_\alpha + 1.07) \quad \text{mit: } M_\alpha = \frac{b^{0.62} \cdot d_m^{0.63} \cdot g^{0.25}}{Q^{0.5}} \quad (2.34)$$

$$b_w = b \cdot 1.19 \cdot e^{-0.6 \cdot M_{b_w}} \quad \text{mit: } M_{b_w} = \frac{b^{0.65} \cdot d_m^{0.25} \cdot g^{0.18} \cdot J^{0.3}}{Q^{0.36}} \quad (2.35)$$

In den Gleichungen (2.30) bis (2.35) bedeuten:

$p_i$  Gewichtsanteil einer Abflusstiefe  $h_i$

$h_{\max}$  maximale Abflusstiefe

$J'$  reduziertes mittleres Gefälle

$\alpha$  Parameter zur Beschreibung einer Gammaverteilung

$\Gamma(\alpha)$  Gammaverteilfunktion

$M_\alpha$  Morphologischer Parameter zur Bestimmung des Gammaverteilparameters  $\alpha$

$M_{b_w}$  Morphologischer Parameter zur Bestimmung der mittleren Wasserspiegelbreite  $b_w$

Zur Bestimmung der Geschiebetransportkapazität  $G_b$  in einem verzweigten Kiesfluss erweiterte MARTI (2006) den gezeigten Abflussansatz (Gl. 2.30 bis 2.33) mit folgenden Gleichungen:

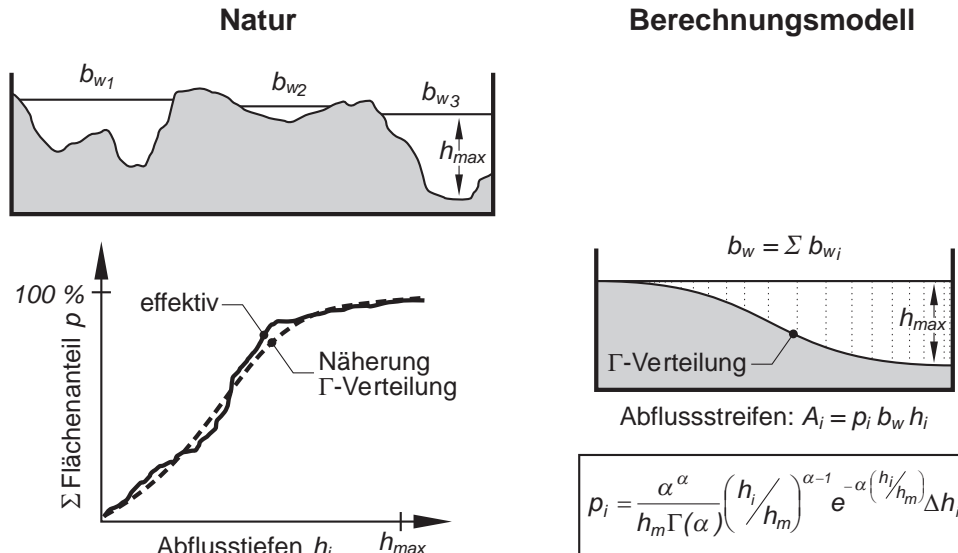
$$G_b = \sum_0^{h_{\max}} p_i \cdot b_w \cdot \frac{4 \cdot \delta_s}{(s-1)} \cdot \frac{d_{90}}{d_{30}} \cdot J_i^{1.6} \cdot h_i \cdot u_i \cdot \left( 1 - \frac{\Theta_{cr} \cdot (s-1) \cdot d_m}{h_i \cdot J_i'} \right) \quad (2.36)$$

$$\text{mit: } J_i' = \left(1 - 187 \cdot e^{-3.5 F_d (b_w/b)^{-0.75}}\right) \cdot J' \quad \text{wobei} \quad F_d = \frac{Q / (h_m \cdot b_w)}{\sqrt{(s-1) \cdot g \cdot d_{90}}} \quad (2.37)$$

In der Gleichung (2.37) bedeuten:

$J_i'$  massgebendes Transportgefälle

$F_d$  densimetrische Froude-Zahl



**Annahmen für die Hydraulik:**

natürliche Abflusstiefenverteilung (ähnlich $\Gamma$ -Verteilung)	➔	Ersatzgerinne mit Abflusstiefen gemäss $\Gamma$ -Verteilung (unterteilt in Abflussstreifen)
variable Wasserspiegelbreite	➔	mittlere Wasserspiegelbreite, $b_w$
3d-Strömung, kein Normalabfluss	➔	1d-Strömung, Normalabfluss (logarithmische Geschwindigkeitsverteilung in jedem Streifen)
lokal variable Rauigkeiten	➔	globale Kornrauigkeit, $k_s = 2.5 d_{90}$
lokal variable Gefälle, Bänke, Sinuosität	➔	mittleres, reduziertes Gefälle, $J'$

**Annahmen für den Geschiebetransport:**

Geschiebemischung	➔	charakteristische Korndurchmesser, $d_{30}, d_m, d_{90}$
Geschiebeführung	➔	Geschiebefunktion nach Smart & Jäggi
kaum zusammenhängende Geschiebetransportzonen (variable Gefälle, Sinuosität)	➔	reduziertes, massgebendes Transportgefälle, $J_i'$ (➔ reduzierte Schubspannung, $\theta'$ )
variable Geschiebetransportbreite	➔	mittlere Geschiebetransportbreite ( $\Sigma$ Streifen, wo $\theta' > \theta_{cr}$ )

Abb. 2.12: Vereinfachungen und Annahmen zum Abfluss- und Geschiebetransportansatz für verzweigten Flüssen nach MARTI (2006).

## 2.5 Mechanismen bei Ufererosion

### 2.5.1 Direkte Strömungserosion

Als direkte Strömungserosion ist der Erosionsprozess zu verstehen, der durch die Strömung bedingt ist, bzw. durch die Schubspannungsgeschwindigkeit charakterisiert ist. Die Strömungserosion findet vorwiegend im unteren Böschungsbereich statt, wo die grössten Schubspannungsgeschwindigkeiten vorhanden sind. Durch Erosion am Böschungsfuss nimmt die Böschungsneigung zu, was zur Instabilität des darüberliegenden Böschungsbereichs und zu Massenbewegungen wie Gleitbrüchen und Rutschungen führt (SCHERLE 1999). Das abgerutschte Material sammelt sich am Böschungsfuss und wird durch die Strömung nach und nach abtransportiert. Ist der Strömungsangriff wieder grösser, wird das Ufer erneut erodiert und der Kreislauf beginnt von vorn. Ist die angreifende Schubspannung kleiner als die Grenzschubspannung, dann bleibt die Böschung stabil. Wenn das Ufermaterial eine breite Kornverteilung aufweist, wird der Grobkornanteil selten weitertransportiert, so dass sich mit der Zeit eine Pflasterungsschicht am Böschungsfuss bildet. Der Grenzwert der Strömungskraft, ab welchem das Ufermaterial erodiert wird, hängt im Wesentlichen von der Art des Ufermaterials (Korngrösse, Kohäsion, etc.) ab. Bei kohäsionlosem Material wird mit zunehmender Korngrösse eine grössere Schubspannung erforderlich sein, um die Körner aus der Böschung herauszulösen. Bei kohäsivem Material ist der Uferwiderstand infolge der vorhandenen Kohäsion ziemlich hoch, so dass auch eine grosse Beanspruchung zur Erosion des Ufers nötig ist.

Die Geometrie, die das Ufer infolge direkter Strömungserosion annimmt, hängt von den Eigenschaften des Ufermaterials ab, wie in Abb. 2.13 veranschaulicht ist. Bei kohäsionlosem Material stellte sich im unter Wasser liegenden Böschungsbereich eine flache konkave Uferform ein, die von Schubspannung, Korngrösse und innerem Reibungswinkel des Ufermaterials abhängt. Die Neigung des Böschungsteils über den Wasserspiegel ist steiler und entspricht dem inneren Reibungswinkel des Materials  $\psi$ . Im Gegensatz dazu können bei kohäsivem Ufermaterial aufgrund der inneren Bindungskräfte nahezu senkrechte Ufer vorhanden sein (Abb. 2.13). An dieser Stelle ist zu bemerken, dass durch Vegetation mit Wurzelbildung sowie die vorhandene Schichtung des Ufermaterials diese Verhältnisse ändern können.

### 2.5.2 Böschungsbruch

Die durch die Strömungserosion verursachten lokalen Böschungsunterschneidungen können zur Auslösung weiterer Böschungsteile bzw. gravitationsinduzierten Massenbewegungen, führen. Diese werden als Böschungsbrüche bezeichnet.

THORNE (1982) untersuchte im Detail solche Böschungsbrüche und beschrieb die daraus resultierenden Versagensformen an Ufern. Dabei unterschied er zwischen folgende Versagensformen (Abb. 2.14):

- die Oberflächenrutschung,



- der Rotationsbruch,
- der ebene Gleitbruch,
- der durch Spalten und Risse verursachte Gleitbruch und
- der Abbruch eines entstandenen Überhangs.

Diese Versagensformen sind bei OSMAN & THORNE (1988) oder SCHERLE (1999) im Detail beschrieben.

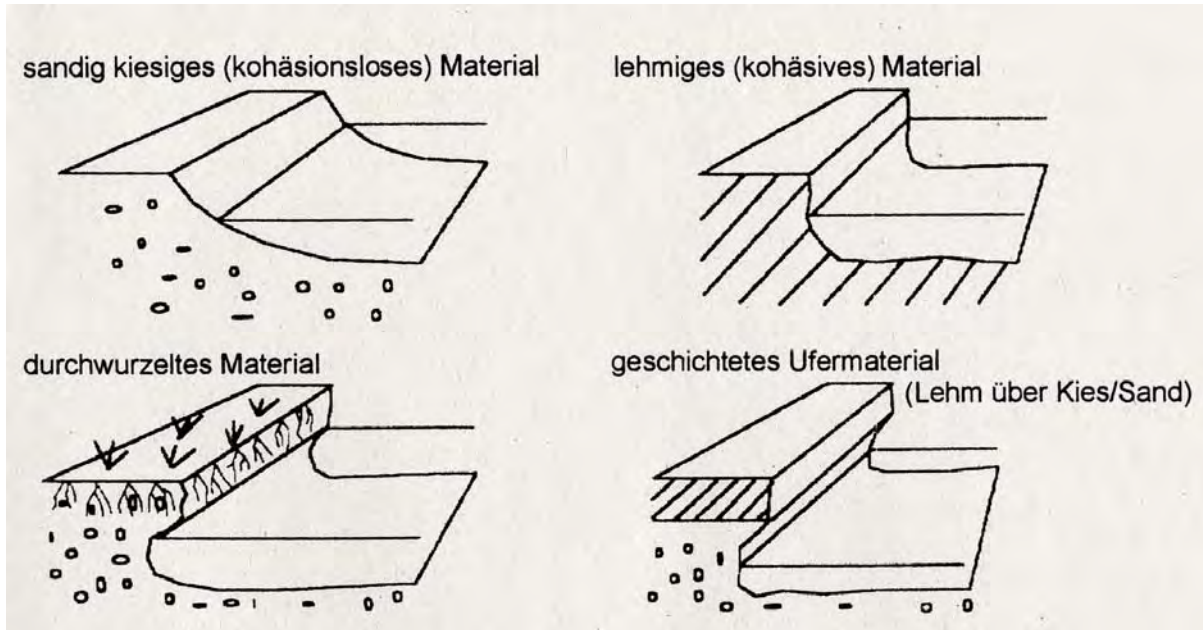


Abb. 2.13: Ausformung der Böschung in Abhängigkeit vom Ufermaterial nach SCHERLE (1999).

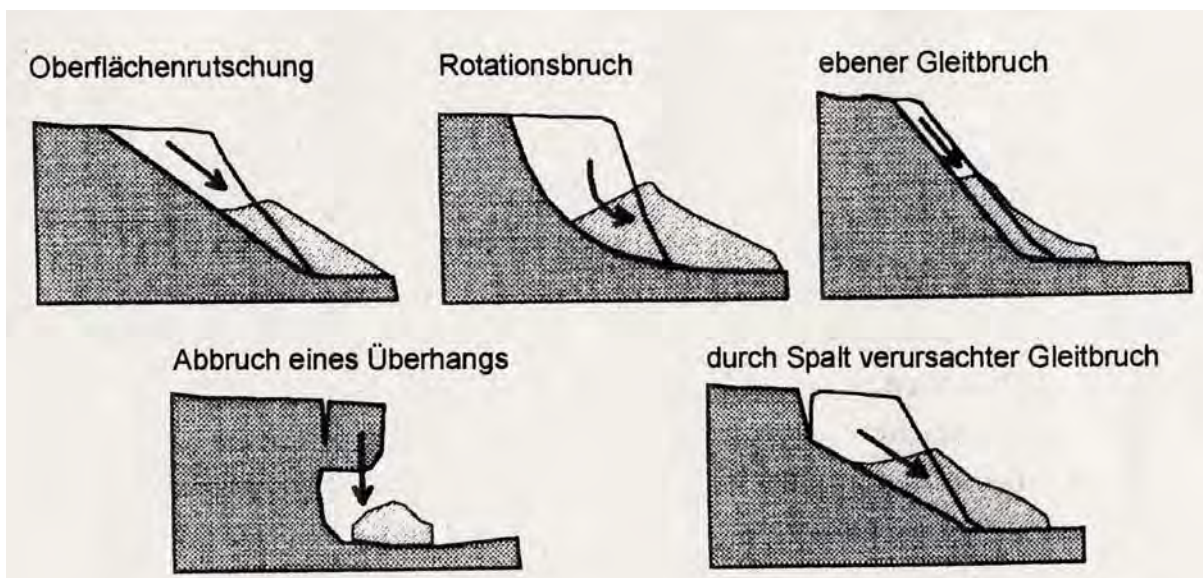


Abb. 2.14: Gravitationsinduzierte Versagensformen an Ufern nach THORNE (1982)



## 2.6 Seitenerosion in sand- und kiesführenden Flüssen

### 2.6.1 Untersuchungen in geraden Gerinnen

Der Prozess der Seitenerosion in einem geraden Gerinne wurde an der Versuchsanstalt für Wasserbau der TU München in Oberrach (VAO) mithilfe von physikalischen Modellversuchen sowie numerischen Simulationen im Detail untersucht (AUFLEGER & NIEDERMEYER 2004, SCHMAUTZ 2003, AUFLEGER ET AL. 2005, HAFNER 2007).

Durch umfangreiche physikalische Modellversuche (Projekt „Weiches Ufer“) wurde die Verbreiterung eines geraden Gerinnes durch Seitenerosion bis zum Erreichen der Gleichgewichtsbreite untersucht, bei der das Gerinne dann stabil bleibt (AUFLEGER ET AL. 2005). Allerdings wurde nur der Prozess der primären Ufererosion betrachtet. Dies bedeutet, dass das Gerinne nach Erreichen des Endzustandes immer noch gerade war und keine Veränderung seines Laufs im Grundriss bzw. keine weitere Deformation durch sekundäre Seitenerosion aufwies. Auf diese Untersuchungen wird im Kapitel 8 genauer eingegangen.

Die physikalischen Modellversuche dienten als Grundlage zur Entwicklung und Kalibrierung eines 2D numerischen Modells, mit dem der Prozess der Seitenerosion in bewuchsfreien Ufer aus kohäsionslosem rolligen Material bei bordvollen Abflusszuständen simuliert werden kann (SCHMAUTZ & AUFLEGER 2002). Mithilfe dieses numerischen Modells entwickelte SCHMAUTZ (2003) ein Berechnungsverfahren zur Abschätzung der sich maximal einstellenden Gewässerbreite in Abhängigkeit des Abflusses  $Q$ , des Sohlengefälles  $J$ , des Geschiebeeintrags  $G_b$  sowie des massgebenden Korndurchmessers  $d_m$ . Dabei wird von einer geraden Gewässerstrecke ausgegangen, die nach der eigendynamischen Verbreiterung gerade bleibt. D. h., es wird die primäre Ufererosion betrachtet.

Nach SCHMAUTZ (2003) lässt sich die maximal einstellende Gewässerbreite  $b_{eq}^*$  wie folgt beschreiben:

$$b_{eq}^* = \frac{1.04 \cdot Q \cdot J^{7/6}}{k_{st} \left( (s-1) \cdot d_m \cdot \theta_{m,U} \right)^{5/3}} \quad (2.38)$$

wobei  $\theta_{m,U}$  aus folgender Gleichung

$$G_b = b \cdot \rho_s \sqrt{(s-1) \cdot g \cdot d_m^3} \cdot K_1 \cdot (K_2 \cdot \theta_{m,U} - \theta_{cr})^{3/2} \quad (2.39)$$

rückgerechnet werden kann.

Auf der Basis der Arbeit von SCHMAUTZ (2003) schlägt HAFNER (2007) ein einfaches Berechnungsverfahren zur Abschätzung der Dauer der eigendynamischen Verbreiterung sowie der Erosionsgeschwindigkeit des Ufers vor. Das Verfahren basiert auf der Annahme, dass die Verbreiterung des Gerinnes im Regimezustand bei konstantem Gefälle erfolgt. Dies bedeutet, dass es während der Verbreiterung zu einer volumenkonstanten Umlagerung im Querschnitt kommt. Dadurch wird die Sohle angehoben und somit die Höhe des Ufers  $h_{Ufer}$  reduziert. HAFNER (2007) entwickelte folgenden Ansatz zur Beschreibung der Breitenzunahme  $\Delta b/b$ :

$$\frac{\Delta b}{b} = \frac{0.66}{(b/h_m)^{0.6}} \cdot \frac{24 \cdot 3600}{h_{Ufer} \cdot (1-p) \cdot b} \cdot \frac{G_b}{b \cdot \rho_s} \quad (2.40)$$

wobei  $G_b$  mit der Gleichung (2.39) zu berechnen ist.

Mit dieser Untersuchung wird die zeitliche Entwicklung der Gerinnebreite durch primäre Ufererosion beschrieben. Der Prozess der sekundären Ufererosion, durch welche infolge morphologischer Strukturen das Gerinne sich verformen kann, war nicht Gegenstand dieser Untersuchung.

## 2.6.2 Untersuchungen in mäandrierenden Flüssen

In der Literatur findet man zahlreiche Untersuchungen über die Prozesse in mäandrierenden Flüssen. Die wichtigsten Fragenstellungen bei diesen Untersuchungen beziehen sich auf die Entstehung eines mäandrierenden Gerinnes sowie die Migration eines Mäanderbogens durch Seitenerosion.

### *Entstehung von Mäandern*

Die meisten Autoren beschreiben die Entstehung und Entwicklung von Mäandern, ausgehend von einem ursprünglichen geraden Gerinne, bei dem unter der Einwirkung der Strömung periodische Sohlendeformationen stattfinden. Diese Sohlendeformationen führen zur Bildung alternierender Erosions- und Auflandungszonen, die immer ausgeprägter werden (THOMPSON 1985, PYRCE & ASHMORE 2003). Im Bereich der alternierenden Erosionszonen (Kolke) setzt aufgrund der Strömungskonzentration die Seitenerosion ein und führt somit zur Bildung eines mäandrierenden Gerinnes (Abb. 2.15). SIMONS & RICHARDSON (1971), KELLER (1972) und YALIN & DA SILVA (2001) unter anderen unterstützen die Theorie, dass alternierende Bankstrukturen die Vorläufer von mäandrierenden Gerinnen bilden. Numerische Simulationen, die anhand von Labordaten verifiziert wurden, zeigen auch diese Verhaltensweise (DUAN & WANG 2002, NAGATA ET AL. 2000). Dass die Seitenerosion an den Kolken der alternierenden Bänke einsetzt, wurde auch von ACKERMAN (2004) sowie REQUENA ET AL. (2006) beobachtet.

Uneinigkeit herrscht aber bezüglich des Ursprungs der Sohlendeformationen, die zur Bildung von alternierenden Bänken führt. Unter anderen unterstützt FRIEDKIN (1945) die Theorie, dass eine zufällige seitliche Störung im Flusssystem, etwa lokale Ufererosionen oder ein Uferabbruch, der alleinige Grund für die Bildung von Mäandern ist. Nach WERNER (1951) und ANDERSON (1967) pflanzt sich diese Störung wellenförmig fort und führt zu periodischen Störungen des Wasserspiegels und somit zu alternierenden Sohlendeformationen bzw. alternierenden Bänken. YALIN (1977, 1992) und DA SILVA (1991) gehen eher davon aus, dass die Sohlendeformationen auf periodischen Störungen des horizontalen Geschwindigkeitsprofils zurückzuführen sind. Ihrer Ansicht nach seien diese allein der Grund für die Bildung alternierender Erosions- und Auflandungszonen und mit der Zeit zur Bildung alternierender Bänken.

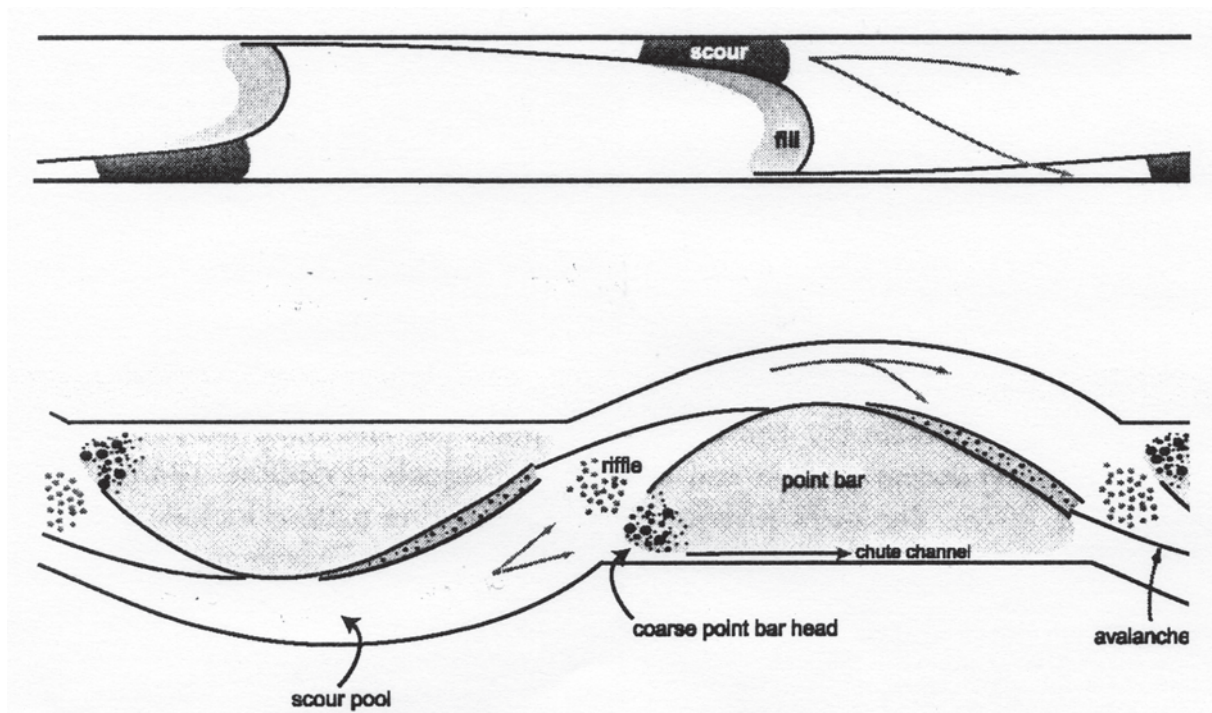


Abb. 2.15: Einsetzen der Seitenerosion im Bereich der Kolke bei alternierenden Geschiebeebänken und anschließende Bildung eines mäandrierenden Gerinnes. (Aus PYRCE & ASHMORE 2003)

### Mäandermigration durch Seitenerosion

Wie sich nach ihrer Entstehung die Mäanderbögen weiter entwickeln, stand im Mittelpunkt der Untersuchungen von YEN & LEE (1995), BLANCKAERT & GRAF (2001) sowie DA SILVA & YALIN (2006). Die daraus gewonnenen Erkenntnisse über die Strömungsverhältnisse und die entsprechenden Sohlendeformationen in einem Mäanderbogen erlaubten die Entwicklung der bekannten Mäandermodelle von PARKER (1983), ODGAARD (1989) oder DA SILVA & BAHAR (2003). Ziel dieser Modelle ist die Beschreibung der Migration eines Mäanderbogens, der infolge seitlicher Erosion des Ufers entsteht. In diesem Zusammenhang finden sich einige Untersuchungen über die Seitenerosion in mäandrierenden Flüssen, die sowohl auf Labor- als auch auf Naturdaten basieren:

HICKIN & NANSON (1975) demonstrierten, dass bei der Erosion eines Ufers in einem mäandrierenden Gerinne die Krümmung der Mäander eine wesentliche Rolle spielt. Sie fanden für den Zusammenhang zwischen der Migrationsrate  $M_r$  (senkrecht zum Ufer gemessen), der Flussbettbreite  $b$  und des Krümmungsradius  $r_c$  folgende Beziehung heraus:

$$M_r = 2.0 \cdot \frac{b}{r_c} \quad \text{für } \frac{b}{r_c} \leq 0.32 \quad (2.41)$$

$$M_r = 0.2 \cdot \frac{r_c}{b} \quad \text{für } \frac{b}{r_c} > 0.32 \quad (2.42)$$

Nach BRICE (1982) lässt sich die mittlere Migrationsrate  $M_r$  in Abhängigkeit der Flussbettbreite beschreiben. Er zeigte, dass die Ufererosion mit der Verbreiterung des Flussbettes zunimmt. Seine Daten stammen von 43 Stellen an mäandrierenden Flüssen (mit Ausnahme eini-

ger verzweigter Flussabschnitte) mit Raten von 0.1 m/a an einem 10 m breiten Gerinne bis zu ungefähr 9 m/a in einem 600 m breiten Fluss.

Eine Zunahme der Migrationsrate  $M_r$  mit der Gerinnebreite  $b$  wurde auch in den Daten von HOOKE (1980) angedeutet. Sie fand folgende Relation zwischen der Migrationsrate  $M_r$  in Mäanderkrümmungen und der Einzugsgebietfläche  $A$  im Oberlauf heraus:

$$M_r = 0.0245 \cdot A^{0.45} \quad (2.43)$$

IKEDA ET AL. (1981) geht in seiner Theorie zu mäandrierenden Flüssen davon aus, dass die Migrationsrate  $M_r$  proportional zur Differenz zwischen der lokalen Geschwindigkeit in der Aussenkurve  $u_b$  und der mittleren Geschwindigkeit  $u$  im gesamten Querprofil ist:

$$M_r = e \cdot (u_b - u) , \quad (2.44)$$

wobei  $e$  die universelle Erosionskonstante ist, die verschiedene Autoren zur Beschreibung der Eigenschaften von kohäsivem Ufermaterial verwenden.

PARKER (1983) benutzte die Grundgleichung von IKEDA ET AL. (1981) und fand eine Beziehung zwischen der Migrationsrate und dem Verhältnis zwischen der Gerinnebreite und dem Krümmungsradius  $b/r_c$ :

$$M_r = e \cdot A \cdot (u_b - u) \cdot \frac{b}{r_c} \quad (2.45)$$

Diese Gleichung unterstützt die Behauptung von NANSON & HICKIN (1986), dass die Migrationsrate in Mäandern eine Funktion des Verhältnisses von Breite zum Krümmungsradius ist.

Basierend der Gleichung (2.41) entwickelte ODGAARD (1989) ein Mäandermodell, mit dem die Geschwindigkeitsverteilung im Mäanderbogen sowie das Ausmass der lokalen Erosionen bestimmt werden können. Er kalibrierte das Modell mit Naturdaten aus zwei Flüssen in den USA. Dabei stellte er fest, dass die Mäander dieser Flüsse mit einer Geschwindigkeit von 8 m/a flussabwärts wandern.

OSMAN & THORNE (1988) stellten eine Methode zur Bestimmung der Erosionsgeschwindigkeit eines Ufers in einem Mäanderbogen vor. Dabei wird die Migrationsrate in Funktion der Differenz zwischen der Schubspannung und dem Erosionswiderstand des Ufers beschrieben. Allerdings wird diese Methode für Ufer aus kohäsivem Material entwickelt, bei denen die Kohäsion eine wesentliche Rolle spielen.

DUAN (2005), SAYNOR & ERSKINE (2006) sowie STEFANOVIC & BRYAN (2007) schlagen zusätzliche Verfahren zur Berechnung der Ufererosion in einem mäandrierenden Fluss. Doch all diese Verfahren gelten nur für kohäsive Ufer aus lehmigem mergeligem Sand.

Bei allen hier präsentierten Arbeiten wurde zwar der Prozess der Seitenerosion untersucht, aber die Autoren führten eine lokale Betrachtung der Seitenerosion durch, wobei die Entwicklung eines einzelnen Mäanderbogens im Mittelpunkt der Untersuchungen stand. Eine globale Betrachtung des Prozesses der Seitenerosion, bei der das Gerinne als Ganze berücksichtigt wird, wurde bisher nicht vorgenommen.

### 2.6.3 Untersuchungen in verzweigten Flüssen

Die Entstehung eines verzweigten Gerinnes wurde unter anderen von FUJITA & MURAMOTO (1982), ASHMORE (1982, 1991), HOEY & SUTHERLAND (1991), FEDERICI & PAOLA (2003), BERTOLD & TUBINO (2005), BERTOLD ET AL. (2006) sowie KLEINHAS ET AL. (2006) im Detail untersucht. Bei diesen Arbeiten wurde die zeitliche Entwicklung verzweigter Strukturen beobachtet, ausgehend von einem geraden Gerinne, das durch Seitenerosion immer breiter wurde (Abb. 2.16).

Durch die Bildung alternierender Bänke nahm in der Regel das ursprünglich gerade Gerinne eine mäandrierende Form an und mit der Zeit entwickelte sich das verzweigte Gerinne. Die Mehrzahl der Autoren beobachtete die gleichen Prozesse zur Entstehung der verzweigten Morphologie, ausgehend von der sich zuvor entwickelten mäandrierenden Form. Diese Prozesse wurden von ASHMORE (1991) sowie von FEDERICI & PAOLA (2003) im Detail beschrieben.

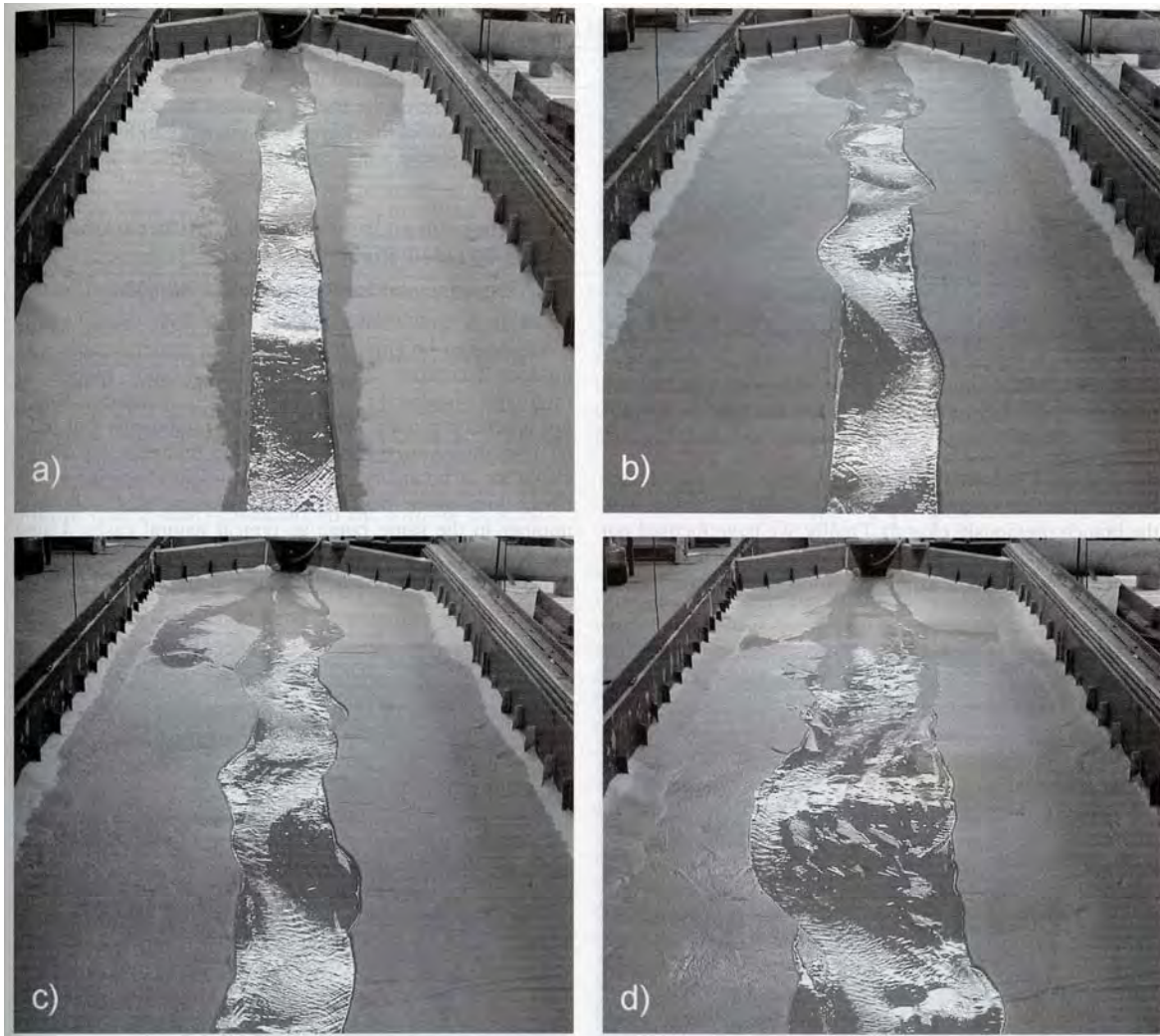


Abb. 2.16: Entstehung verzweigter Morphologien in einem ursprünglichen geraden Gerinne (Aus FEDERICI & PAOLA 2003).



ASHMORE (1991) beobachtete bei seinen Versuchen vier verschiedene Prozesse zur Entstehung einer verzweigten Morphologien (Abb. 2.17):

*Chute cutoff*: Eine seitliche Bank wird überströmt und als Folge davon bildet sich innerhalb dieser Bank eine Rinne, die als *chute cutoff* bezeichnet wird (Abb. 2.17A). Es handelt sich um eine „Abkürzungsrinne“ über der seitlichen Bank, die die konvergenten Seiten eines Mäanderbogens miteinander verbindet. Das Überströmen der Bank wird meist durch einen „Geschiebeimpuls“ ausgelöst, welcher den Abflussweg um die Bank herum kurzzeitig verstopft.

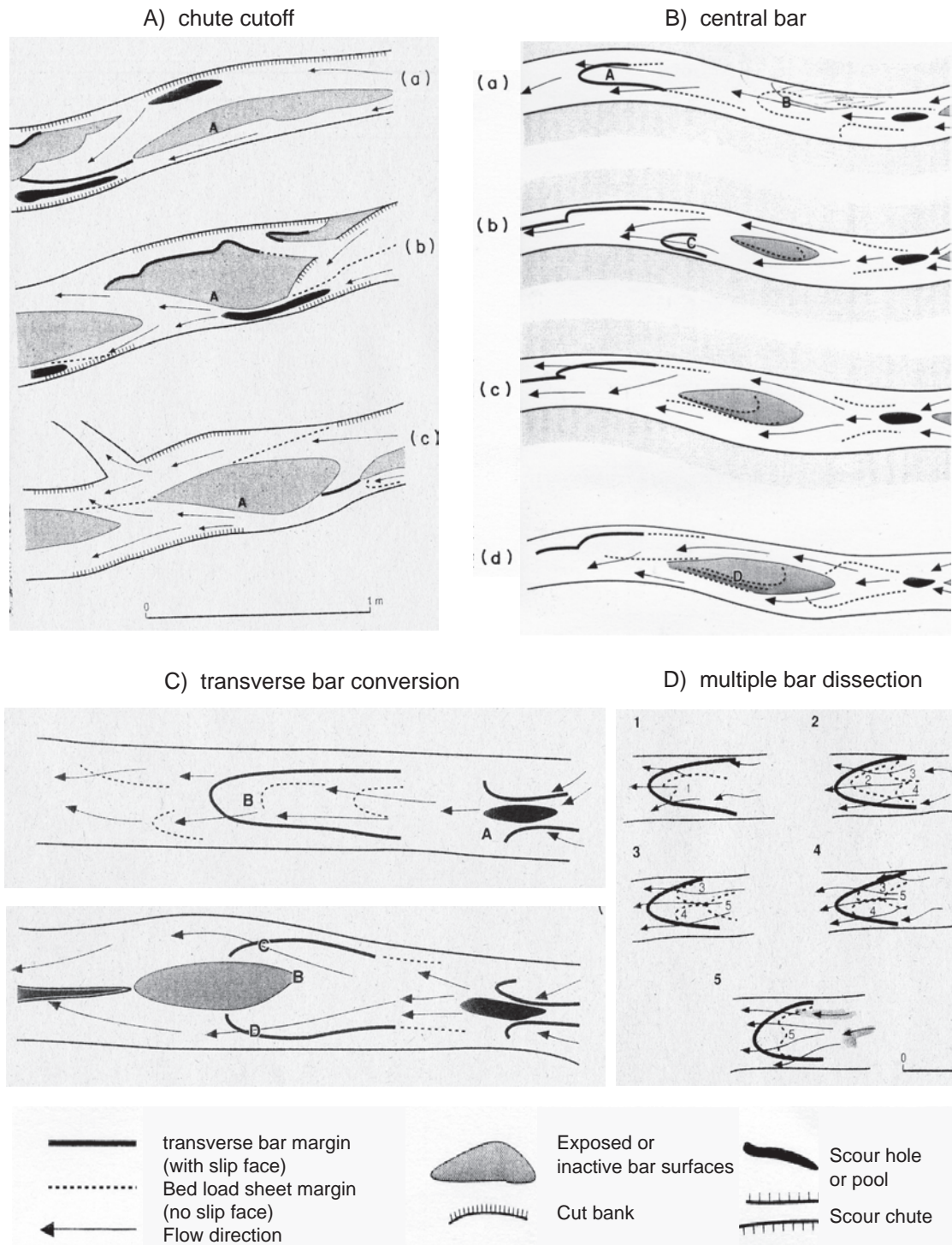


Abb. 2.17: Diverse Mechanismen zur Entstehung verzweigter Morphologien nach ASHMORE (1991).

*Central bar initiation:* Eine seitliche Bank wächst auf ihrer inneren Seite infolge mehrerer Geschiebezungen, die dort liegen bleiben. Somit wird aus der seitlichen Bank eine Mittelbank (central bar), um die herum sich der Abfluss verzweigt (Abb. 2.17B).

*Transverse bar conversion:* Eine mehr oder weniger symmetrische, quer über den Abflussquerschnitt reichende überströmte Bank wird mit der Zeit in der Mitte höher. Schliesslich wird die Bank nur noch links und rechts umströmt. Die entstandenen seitlichen Abflussrinnen vertiefen sich infolge der Abflusskonzentration, wodurch die Bank noch ausgeprägter wird. Bei diesem Prozess wird das Gerinne im Bereich der Bank auch stark verbreitert (Abb. 2.17C).

*Multiple bar dissection:* Mehrere Erosionsrinnen treten gleichzeitig über eine sehr flache und breite Geschiebezone bei geringer Überströmungstiefe auf (Abb. 2.17D).

FEDERICI & PAOLA (2003) beobachteten bei ihren Versuchen, dass verzweigte Strukturen hauptsächlich durch die Bildung von chute cutoffs entstanden. Die seitlichen Geschiebebänke wurden vom Abfluss geschnitten und somit bildeten sich neue Abflussrinnen um die Bänke herum.

Alle oben genannten Autoren untersuchten die natürliche Entwicklung eines ursprünglich geraden Gerinnes, das sich ungehindert verbreitern konnte und in dem sich bei genügend grosser Breite verzweigte Morphologien bilden. Dabei wird die morphologische Entwicklung stark von Seitenerosionsprozessen beeinflusst. Trotz seiner massgebenden Rolle stand der Prozess der Seitenerosion nicht im Vordergrund dieser Untersuchungen. Die Autoren waren eher an dem verzweigten Endzustand interessiert sowie an den Verzweigungsmechanismen, die dazu führten. Die zeitliche und räumliche Entwicklung der Seitenerosion wurde bei den Untersuchungen nicht analysiert.





## 3 Hydraulische Modellversuche

### 3.1 Zielsetzungen

Ziel der hier beschriebenen hydraulischen Modellversuche war, die morphologischen Prozesse zu erkennen, welche die Seitenerosion sowie deren zeitlichen Verlauf massgebend beeinflussen. Es geht somit um die Prozesse, die ablaufen, wenn ein bestehendes schmales Gerinne durch Seitenerosion breiter wird und dadurch neue Morphologien im aufgeweiteten Flussabschnitt entstehen. Dabei sollte im Wesentlichen untersucht werden, unter welchen hydraulischen und sedimentologischen Randbedingungen der Prozess der Seitenerosion ausgelöst wird und wie ihre weitere Entwicklung zeitlich und räumlich erfolgt. Weiterhin sollte beobachtet werden, welche Morphologien bei dem breiteren Gerinne entstehen und wie sie sich zeitlich verändern.

Die Modellversuche sollten zusätzlich dazu dienen, die Breiten- und Sohlenveränderungen sowie die Entwicklung von Gerinnemorphologien in Abhängigkeit von einfach zu erfassenden hydraulischen Grössen, wie z.B. Abfluss oder Wassertiefe, quantitativ zu beschreiben. Weiterhin sollte die Erfassung von Grössen erfolgen, die für die Projektierung von eigendynamischen Flussaufweitungen von Bedeutung sind, wie z.B. die Erosionsgeschwindigkeit des Ufers.

Auf der Basis der Resultate aus den Modellversuchen sollten schliesslich Grundlagen erarbeitet werden, durch welche sich der Seitenerosionsprozess quantitativ beschreiben lässt.

### 3.2 Versuchsanlage und Messeinrichtungen

Die Modellversuche wurden in einer Laborrinne mit beweglicher Sohle und erodierbarem Ufer durchgeführt, die 28.5 m lang und 3.2 m breit ist (Abb. 3.1). In Abb. 3.2 ist die Anlage in Grund- und Aufriss dargestellt.

Im Rahmen von Vorversuche wurde festgestellt, dass die Ein- und Auslaufbedingungen die Abflussverhältnisse sowie die Sohlenveränderungen auf einer Länge von 1 bis 1.5 m beeinflussten. Daher wurden diese Bereiche nicht in die Auswertung der Resultate einbezogen. Mithilfe einer beweglichen Schwelle im Auslaufbereich konnten im Gerinne verschiedenen Ausgangsgefälle eingebaut werden. Der Zufluss  $Q$  und die Sedimentzugabe  $G_{b\text{ ein}}$  wurden mit einem Computer geregelt. Dabei erlaubte ein Programm die Simulation vorgegebener Abflussganglinien sowie die Ansteuerung einer Trockenbeschickungsmaschine, mit der die Beschickung mit Geschiebe erfolgte. Der Abfluss  $Q$  wurde mithilfe eines magnetisch induktiven

Durchflussmesser (MID) gemessen. Die maximal einstellbare Abflussmenge betrug 70 l/s. Mit Laser- und Ultraschallsensoren, die an einer computergesteuerten 3D Positioniersystem befestigt sind, wurden die Topographie respektive die Wasserspiegellagen im vordefinierten Messraster gemessen (Kap. 3.5). Das am unteren Modellrand ausgetragene Geschiebe wurde in einem Geschiebesammelkorb aufgefangen und mithilfe von Kraftmessdosen kontinuierlich gewogen. Diese Messeinrichtung zum Wiegen des Geschiebeaustrags wurde im Rahmen eines früheren Forschungsprojekts entwickelt. Eine detaillierte Beschreibung der angesprochenen Messeinrichtung findet sich bei MARTI (2006).

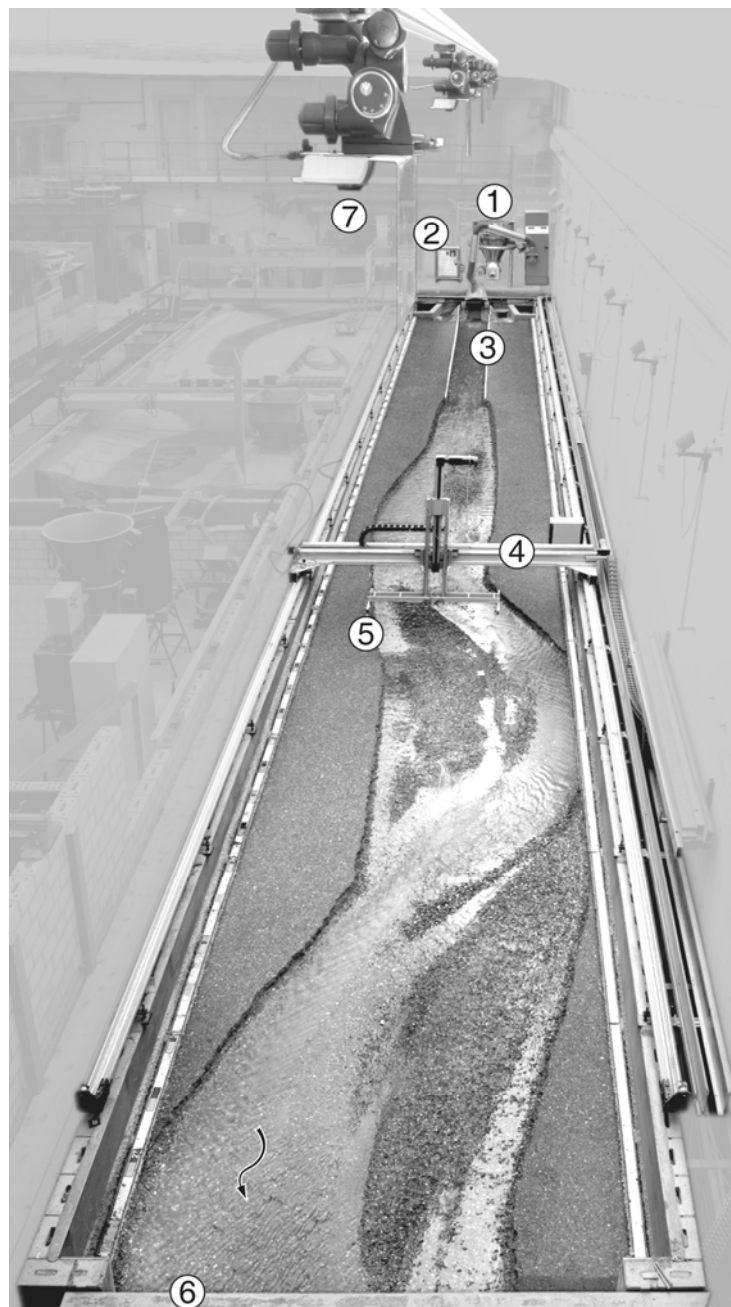


Abb. 3.1: Versuchsanlage: 1) Beschickungsmaschine, 2) Messcomputer, 3) Wandelemente, 4) Positioniersystem, 5) Laser- und Ultraschallsensoren, 6) Auslaufsbereich, 7) Digitalkamera

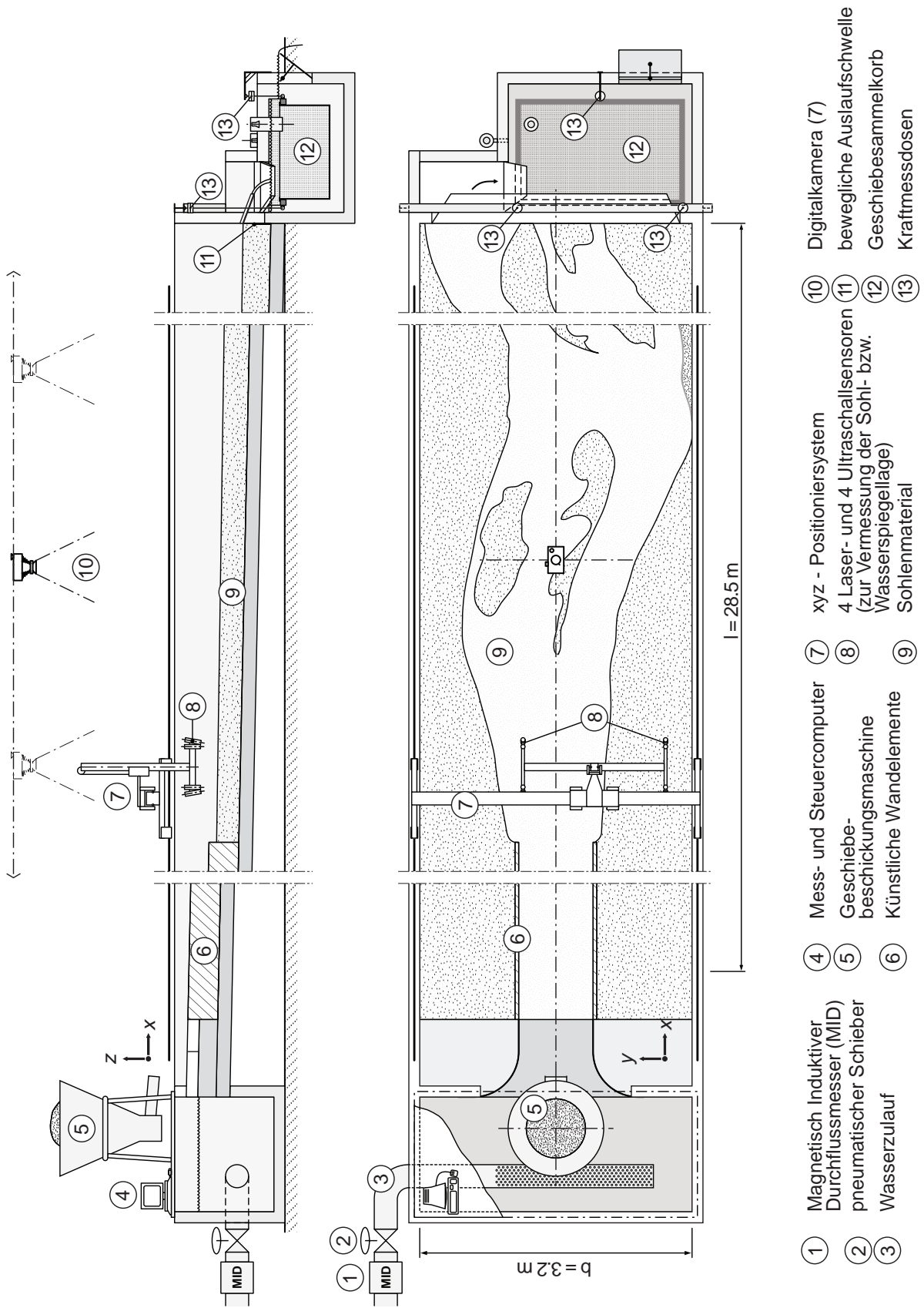


Abb. 3.2: Detaillierter Plan der Versuchsanlage

Zur Beobachtung und Erfassung der Seitenerosion wurde das gesamte Gerinne mit sieben Digitalkameras während der gesamten Versuchsdauer fotografiert. Die Kameras waren synchronisiert und mithilfe eines Steuerprogramms wurde die Erstellung von Zeitrafferaufnahmen ermöglicht. Dabei wurde ein Bild pro Minute aufgenommen. Im Rahmen dieser Forschungsarbeit wurde das Programm „Edge Detection“ entwickelt, mit welchem diese Zeitrafferaufnahmen ausgewertet wurden. Die Aufnahmen stellten eine wichtige Grundlage zur Auswertung der Entwicklung der Seitenerosion sowie zur Quantifizierung der Erosionsgeschwindigkeit des Ufers dar. Das Programm „Edge Detection“ sowie das angesprochene Auswertungsverfahren werden im Kapitel 4 im Detail beschrieben.

### 3.3 Versuchsablauf

Der prinzipielle Ablauf eines Versuchs liess sich in zwei Phasen unterteilen: eine *Initialphase* und die eigentliche *Seitenerosionsphase* (Abb. 3.3).

In der *Initialphase* wurde ausgehend von einem geraden Einzelgerinne mit ebener Sohle und festen Ufern (Abb. 3.3, a und Abb. 3.4, a) zunächst ein Gleichgewicht bezüglich des Geschiebetransports erreicht. Dieser Zustand lag dann vor, wenn über eine längere Zeit (ca. 10 bis 20 Stunden) der Geschiebeauftrag der Geschiebezufuhr entsprach, das ausgetragene Material etwa die gleiche Kornzusammensetzung aufwies wie das Sohlenmaterial und das mittlere Sohlengefälle in etwa konstant blieb. In dieser Phase war die Gerinnebreite durch die fixierten Ufer begrenzt und sie veränderte sich nicht.

Ziel der Initialphase war, die anschliessend durchzuführende Seitenerosionsphase bei allen Versuchen unter der gleichen Ausgangsbedingung zu starten, nämlich ausgehend von einem Gleichgewichtszustand. Weiterhin wurde dadurch gewährleistet, dass Prozesse im Gerinne auftraten, die nahezu den Randbedingungen in der Natur entsprechen bevor die Seitenerosion zugelassen wurde (z. B. die Bildung einer Pflasterungsschicht).

Die Initialphase wurde immer unter stationären Randbedingungen durchgeführt. Dies bedeutet, dass der Abfluss  $Q$  und der Geschiebezufuhr  $G_{b\text{ ein}}$  während dieser Phase nicht variiert wurde. Um die Dauer dieser Phase zu verkürzen, wurde im Gerinne eine ebene Sohle mit einem Längsgefälle eingebaut, welches dem für den spezifischen Abschnitt zu erwartenden Gleichgewichtsgefälle entsprach. Somit dauerte die Initialphase nur zwischen 15 und 30 Stunden. Dieses Gleichgewichtsgefälle wurde mithilfe des Transportansatzes nach HUNZIKER (1995) (Gleichungen (3.1) bis (3.3)), eine modifizierte Form des Transportansatzes nach MEYER-PETER & MÜLLER (1948), rückgerechnet:

$$\Phi_b = 5(\theta' - 0.05)^{1.5} \quad \text{mit} \quad (3.1)$$

$$\Phi_b = \frac{G_b}{b \cdot \rho_s} \left[ \left( \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) \cdot g d_m^3 \right]^{-0.5} \quad (3.2)$$

$$\theta' = \frac{u_*^2}{(s-1) \cdot g \cdot d_m} = \frac{h \cdot J}{(s-1) \cdot d_m} \quad (3.3)$$

Im Rahmen von Vorversuchen wurde festgestellt, dass das sich einstellende Gleichgewichtsgefälle mit dem Ansatz nach HUNZIKER (1995) am besten berechnet werden kann. Unter Verwendung des Ansatzes nach MEYER-PETER & MÜLLER (1948) wurde das Gleichgewichtsgefälle um rund 20% unterschätzt (REQUENA ET AL. 2006). Bezüglich des Sedimenttransports deuten diese Abweichungen darauf hin, dass mit dem Ansatz nach MEYER-PETER & MÜLLER (1948) die Transportkapazität überschätzt wird. Dies deckt sich mit den Erkenntnissen von HUNZIKER & JÄGGI (2002), PARKER ET AL. (1982) und WONG & PARKER (2005).

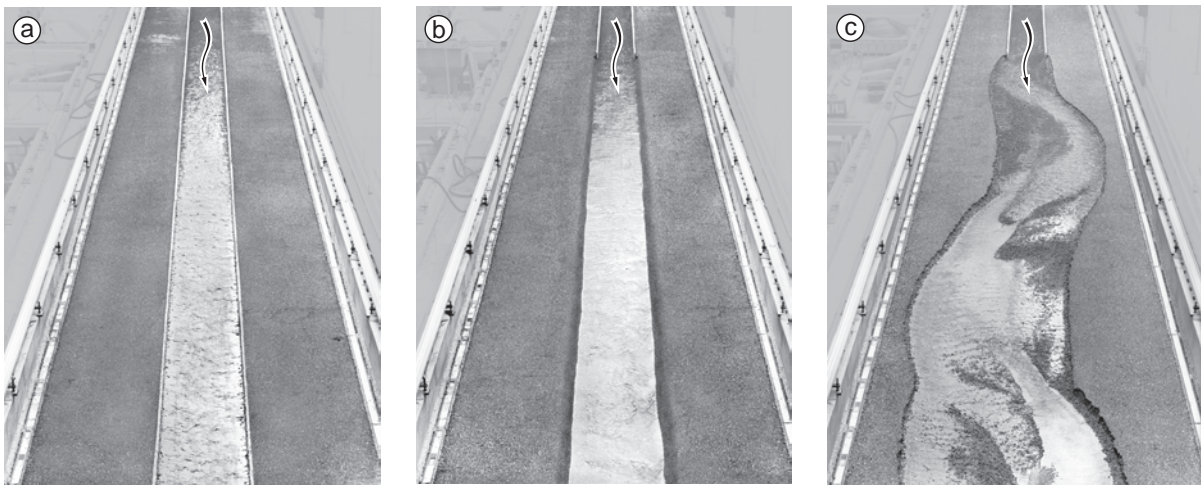


Abb. 3.3: Versuchsablauf: a) Gleichgewichtszustand wird für das kanalisierte Gerinne erreicht; b) Wandelemente werden entfernt; c) Seitenerosion wird zugelassen.

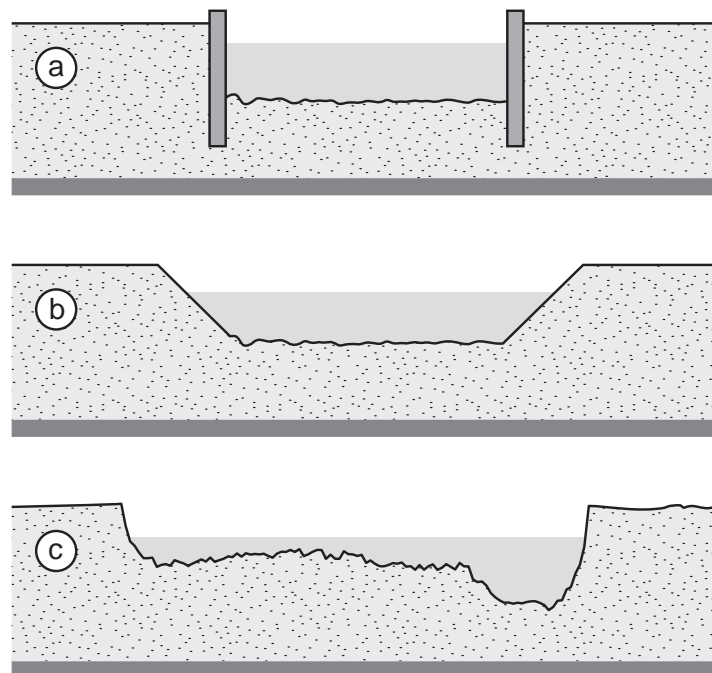


Abb. 3.4: Prinzipskizze der Querschnittform: a) in der Initialphase, b) nach Entfernung der Wandelemente und c) in der Seitenerosionsphase

Nach Beendigung der Initialphase wurden die künstlichen Wandelemente auf einer gewissen Länge entfernt (Abb. 3.3, b). Am oberen Ende des Modells wurden die Wandelemente jedoch in der Rinne belassen, so dass im diesem Bereich die Seitenerosion nicht zugelassen wurde. Diese Kanalstrecke am Anfang des Modells garantierte ungestörte und in allen Versuchen vergleichbare Zuströmbedingungen.

Die nach Entfernung der Wandelemente vorhandenen Ufer wurden von Hand abgebösch. Dabei wurden die neuen Ufer mit einem Böschungswinkel von ungefähr  $45^\circ$  erstellt (Abb. 3.4). Bei der Erstellung der neuen Ufer wurde besonders Rücksicht darauf genommen, dass der Sohlenbereich - soweit möglich - unverändert blieb. Somit waren die Sohlenformen und Abpflästerungen, die sich teilweise während der Initialphase gebildet hatten, zu Beginn der Seitenerosionsphase nach wie vor vorhanden.

Anschliessend wurde mit der *Seitenerosionsphase* begonnen. In dieser Phase konnten die Ufer seitlich erodiert werden. Das Gerinne wurde dadurch breiter und neue morphologische Strukturen bildeten sich (Abb. 3.3, c und Abb. 3.4, c). Die Entwicklung der Seitenerosion sowie der neuen Morphologien wurde kontinuierlich beobachtet, fotografiert und vermessen. Auch diese Phase wurde unter stationären Bedingungen durchgeführt.

Die Seitenerosionsphase dauerte so lange, bis das Gerinne, welches durch Seitenerosion immer breiter wurde, die Wand der Versuchsanlage erreichte. Ab diesem Zeitpunkt wurde die weitere Entwicklung der Seitenerosion durch die feste Wand der Rinne deutlich beeinflusst. Dennoch wurde der Versuch noch einige Stunden weiter durchgeführt, um der Einfluss solcher „Hindernisse“ zu beobachten und zu dokumentieren. In der Praxis hat der Fluss, wie das Gerinne im Labor, oft einen begrenzten Raum zur Verfügung. Deshalb ist es auch interessant zu wissen, wie die Seitenerosion weiter fortschreitet, wenn ein solches „Hindernis“ (z.B. eine Uferschutzmassnahme) die Entwicklung beeinflusst. Aus verschiedenen technischen Gründen konnte diese zusätzliche Phase bei einigen Versuchen nicht erfasst werden. Aber die dokumentierten Beispiele zeigen deutliche Tendenzen bezüglich der weiteren Entwicklung der Seitenerosion (s. Kapitel 5.5 und 6.6).

Die Versuche konnten nicht ohne Unterbrechung durchgeführt werden, weil der Geschiebesammelkorb regelmässig geleert werden musste. Deshalb musste ein Versuch je nach Geschiebeeintrag nach 5 bis 10 Stunden unterbrochen werden. Während der Entleerung des Geschiebesammelkorbs wurde die Zeit genutzt, um im trockenen Zustand die Sohlentopographie zu vermessen und die Morphologien fotografisch zu dokumentieren.

Die Durchführung der Versuche war aufwendig. Der Einbau und die Durchführung eines Versuches dauerten 1.5 Monate. Weiterhin wurden in jedem Versuch mehr als  $20 \text{ m}^3$  Geschiebematerial umgeschlagen.

## 3.4 Versuchsparemeter

In den Versuchen wurden jene Parameter variiert, die für die Hydraulik und den Geschiebetransport in Flüssen mit Bänken von Bedeutung sind und somit die Entwicklung der Seitenerosion beeinflussen können. Auf der Basis der Ausführungen in der Literatur (Kap. 2) wurden im Rahmen dieser Arbeit der Einfluss der Kornzusammensetzung des Sohlenmaterials, des Abflusses sowie der Geschiebezufuhr untersucht.

### 3.4.1 Gefällebereich und Sohlenmaterial

In den Versuchen wurden Randbedingungen berücksichtigt, die denjenigen ausgewählter aufgeweiteter Abschnitte verschiedener Flüsse in der Schweiz entsprechen (Abb. 3.5). Dabei wurden die Flussabschnitte je nach Gefälle in zwei Gruppen unterteilt: Flachere Flussabschnitte mit einem Gefälle von 0.2 bis 0.8 % (Emme bei Aefligen 0.39 % sowie Altisberg 0.35 %, Moesa bei Grono 0.67% und Thur bei Altikon 0.2 %) und etwas steilere Flussabschnitte mit einem Gefälle von 1.0 bis 1.5 % (Rhone bei Pfywald 1.5%, Landquart bei Grusch 1.25%, Kleine Emme bei Wolhusen 1.1%, Engelberger Aa (Fluss-km 8.0-14.0) 1 bis 1.5 %, Muota bei Muotatal 1.15 % und Tresa bei Madonna del Piano 1.0 %).

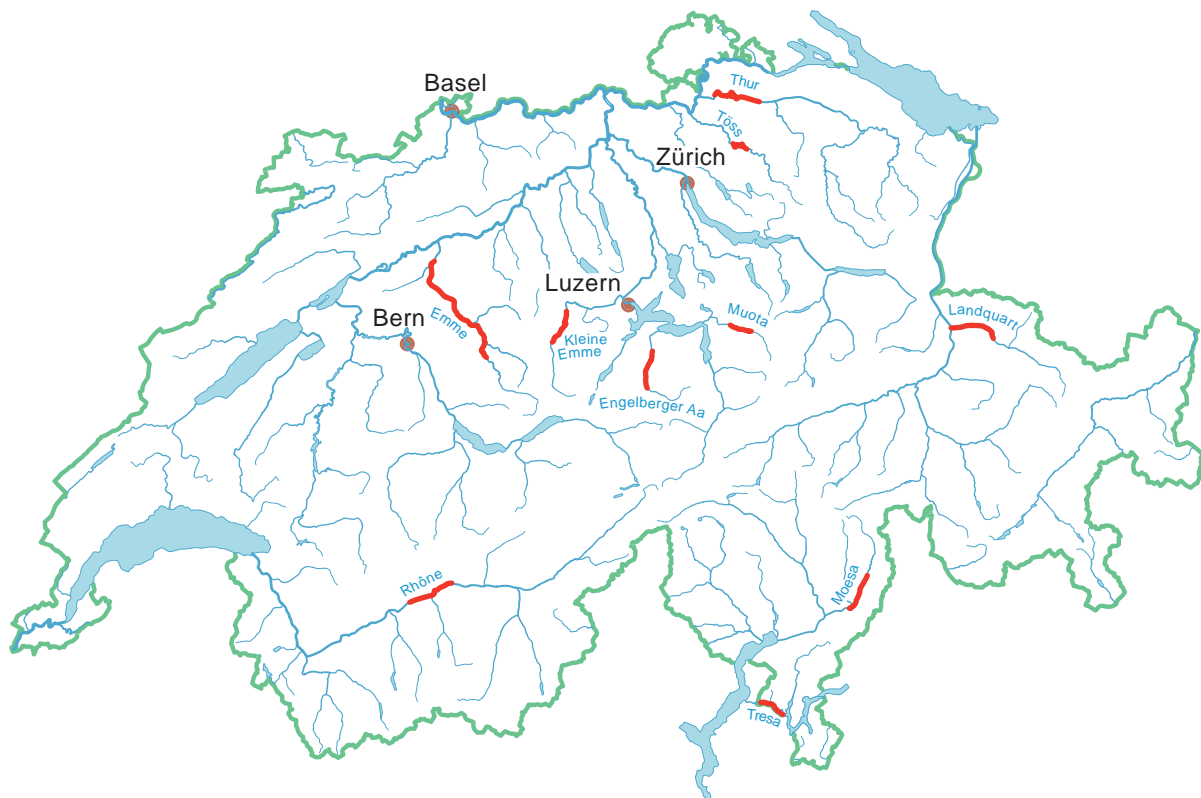


Abb. 3.5: Übersicht über die im Rahmen dieser Arbeit berücksichtigte Flussabschnitte aus der Schweiz.

Das Sohlenmaterial dieser Flussabschnitte konnte im Modell gut durch zwei Kiesmischungen nachgebildet werden (Abb. 3.6). Je nach Fluss lässt sich das Sohlenmaterial in der Natur mit einem Modellmasstabfaktor  $\lambda$  zwischen 20 und 75 übertragen. Die charakteristischen Korn-



durchmesser der Modellmischungen 1 und 2 sowie die entsprechenden Sediment- und Lagerungsdichten,  $\rho_s$  und  $\rho_{sd}$ , können der Tab. 3.1 entnommen werden. Mit einer hohen Standardabweichung  $\sigma$  von 3.28 bzw. 2.73, lassen sich beide Mischungen, gemäss der Definition von LITTE & MAYER (1972), als breit verteilt charakterisieren. In diesem Fall wird sich an der Sohlenoberfläche bei zunehmendem Abfluss durch den Abtransport der feineren Körner eine gröbere Deckschicht bilden. Diese Pflasterungsschicht bleibt bis zu einem Grenzabfluss  $Q_D$  stabil, ab welchem diese Deckschicht aufreisst (s. auch Kap. 2.1).

Die kritische dimensionslose Schubspannung  $\theta_{cr}$ , mit welcher der Transportbeginn in Abhängigkeit der Kornreynoldszahl  $Re_*$  beschrieben wird (SHIELDS 1936), wurde für beide Kiesmischungen bestimmt. Sie betrug für die Kiesmischung 1  $\theta_{cr} = 0.047$  und für die Kiesmischung 2  $\theta_{cr} = 0.032$ . Für beide Mischungen wurde die dimensionslose Schubspannung  $\theta_{crD}$ , bei der die Pflasterungsschicht aufreisst, mit dem Ansatz nach GÜNTER (1971) berechnet. Die entsprechenden Werte betragen  $\theta_{crD} = 0.080$  für Kiesmischung 1 und  $\theta_{crD} = 0.060$  für Kiesmischung 2.

Die künstlichen Wandelemente, die während der Initialphase als seitliche Begrenzung des geraden Gerinnes dienten, waren mit einer rauen Oberfläche versehen. Dafür wurde ein Kellenwurf mit einem mittleren Korndurchmesser von 10 mm verwendet. In den Vorversuchen wurde mithilfe der gemessenen Abflusstiefen und durch hydraulische Rückrechnung die Rauigkeit  $k_{Stw}$  der Wandelemente im Modell bestimmt. Dies entsprach einem Wert von ca.  $46 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ .

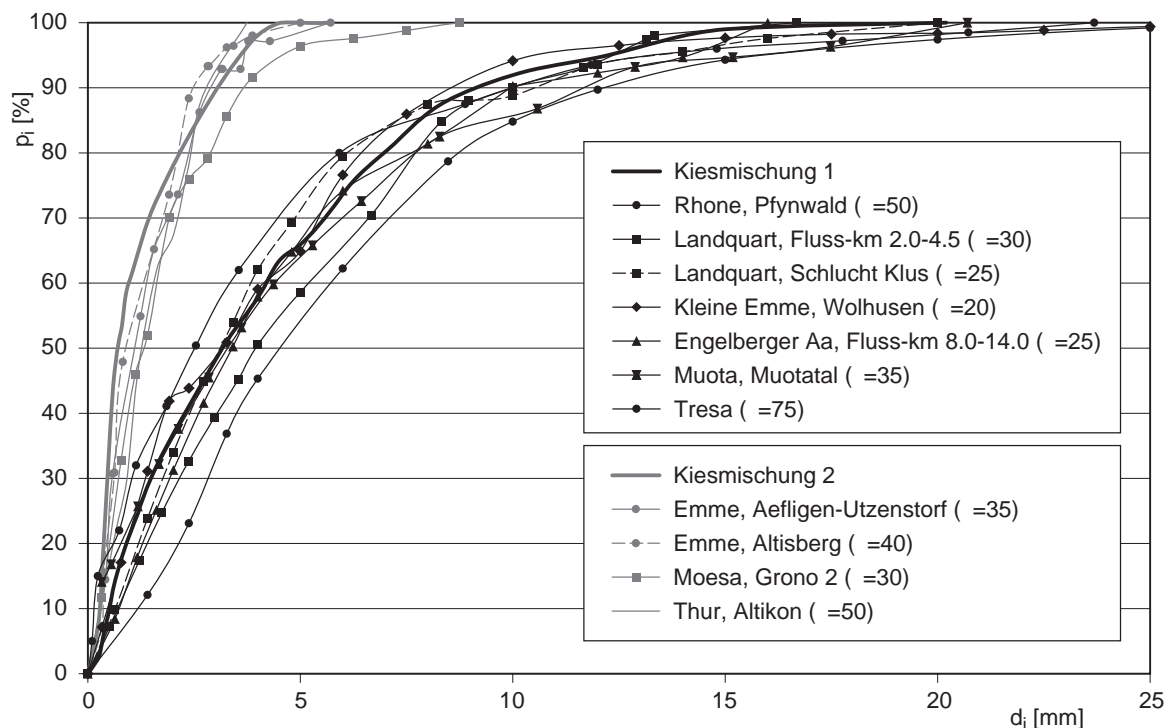


Abb. 3.6: Verwendete Kiesmischungen im Vergleich mit Kornverteilungen des Sohlenmaterials verschiedener alpiner Flussabschnitte. Die Naturwerte wurden mit dem angegebenen Modellmassstabfaktor  $\lambda$  zum Vergleich umgerechnet.



	Kiesmischung 1	Kiesmischung 2
$d_{16}$ [mm]	0.72	0.34
$d_{30}$ [mm]	1.49	0.46
$d_{50}$ [mm]	3.17	0.70
$d_{84}$ [mm]	7.69	2.49
$d_{90}$ [mm]	9.28	3.06
$d_m$ [mm]	4.21	1.21
$\sigma$ [-]	3.28	2.73
$\rho_s$ [kg/m <sup>3</sup> ]	2650	2630
$\rho_{sd}$ [kg/m <sup>3</sup> ]	1825	1876
$\theta_{cr}$	0.047	0.032
$\theta_{crD}$	0.081	0.062

Tab. 3.1: Angaben über die charakteristischen Korndurchmesser  $d_i$  sowie über die Feststoff- und Ablagerungsdichte  $\rho_s$  und  $\rho_{sd}$  der Kiesmischungen 1 und 2. Die dementsprechend berechneten Werte der dimensionslosen Schubspannungen  $\theta_{cr}$  und  $\theta_{crD}$  sind ebenfalls angegeben.

### 3.4.2 Weitere Initialparameter

Wie bei der Erstellung der Kiesmischungen sollte mit den weiteren Initialparametern ein Bereich abgedeckt werden, welcher den in der Natur vorkommenden Randbedingungen entspricht.

Als Ausgangslage für alle Versuche wurde ein 80 cm breites Gerinne mit ebener Sohle ausgewählt. Diese Ausgangsbreite  $b_0$  von 80 cm spiegelte je nach Massstabfaktor die Breitenverhältnisse in den im Kapitel 3.4.1 aufgelisteten Schweizer Flussabschnitten wieder. Die maximal mögliche Aufweitungsbreite - gegeben durch die Breite der verwendeten Rinne - betrug 3 m. Eine maximale Verbreiterung auf 3 m, also um den Faktor 3.75 ist in der Praxis ein realistischer Wert. In der Natur werden infolge der begrenzten Platzverhältnisse grössere Gerinneverbreiterung selten geplant.

In den Versuchen wurde die Simulation von jeweils 3 verschiedenen Abflussmengen angestrebt. Mit Werten von 20, 30 und 40 l/s konnten Hochwasserabflüsse nachmodelliert werden, die in der Natur je nach Fluss und Massstabfaktor den Bereich bettbildender Abflüsse ( $HQ_2$  bis  $HQ_5$ ) abdecken, welcher für die Entwicklung der Morphologie in breiten Flüssen verantwortlich ist (BEZZOLA 2005).

Die Sedimentzugabe  $G_{b\text{ein}}$  wurde in den Versuchen zwischen 10 und 80 g/s variiert. Durch ihre Anpassung wurden Gleichgewichtszustände berücksichtigt, um die Resultate mit bekannten Sedimenttransportansätzen (ZARN 1997, MARTI 2006) zu vergleichen. Aber auch Erosionszustände wurden betrachtet. Dafür wurde in der Seitenerosionsphase einiger Versuchen

die Sedimentzugabe auf 50 oder 25 % der Transportkapazität ( $G_{b\ TC}$ ) des Ausgangsgerinnes reduziert.

### 3.4.3 Versuchsserien

Durch Kombination der zwei Kiesmischungen mit zwei zugehörigen Gefällebereichen lassen sich die durchgeführte Versuche in 2 Serien aufgliedern:

Serie 1: Kiesmischung 1 mit einem Sohlengefälle von 1 bis 1.5 %. Damit konnten die etwas steileren Flussabschnitte modelliert werden (Landquart, Kleine Emme, Engelberger Aa, Muota, Rhone und Tresa).

Serie 2: Kiesmischung 2 mit einem Sohlengefälle von 0.2 bis 0.8 %. Damit konnten die flacheren Flussabschnitte berücksichtigt werden (Emme, Moesa und Thur).

Die anderen Initialparameter wurden bei jeder Serie systematisch variiert. In Tab. 3.2 sind alle Parameter der Versuche aus den zwei Serien zusammengestellt.

	Versuch	$b_0/h$ [cm]	$J_0$ [%]	$Q$ [l/s]	$G_{b\ ein,0}$ [g/s]	$G_{b\ ein,E}$ [g/s]	% $G_{bT, E}$ (Anfang Phase (E))
Serie 1	1_1	-	1.25	25	30	30	100
	1_2	14	1.25	30	60	60	100
	1_3	13.5	1.20	30	45	45	100
	1_4	14.5	1.20	30	45	22	50
	1_5	11.4	1.10	40	80	80	100
	1_6	11.8	1.10	40	80	40	50
	1_7	11.5	1.10	40	80	20	25
Serie 2	2_1	12.3	0.40	30	45	45	100
	2_2	15	0.40	20	25	25	100
	2_3	12.4	0.40	40	65	65	100
	2_4	-	0.40	30	25	25	50

Tab. 3.2: Initialparameter für die Versuche beider Serien mit  $b_0$  = Initialbreite,  $h$  = Abflusstiefe,  $J_0$  = Initialgefälle,  $Q$  = Abfluss,  $G_{b\ ein}$  = Geschiebeeintragsrate während der Initialphase (Index 0) sowie in der Erosionsphase (Index E).

## 3.5 Messgrößen

Folgende Größen wurden direkt in den Versuchen gemessen:

- Abfluss  $Q$  ( $m^3/s$ ), der mittels MID gemessen wurde (Messgenauigkeit  $\pm 0.5$  %),

- Geschiebeeintragsrate  $G_{b\,ein}$  (kg/s), die durch elektronische Rückmeldung der Beschickungsmaschine kontinuierlich bekannt war (Messgenauigkeit  $\pm 1\%$ ),
- Geschiebeaustrag  $V_{aus}$  (kg), der mithilfe von Kraftmessdosen im Geschiebesammelkorb gewogen wurde (Messgenauigkeit  $\pm 0.8\%$ ),
- Sohlenkote  $z$  (mm) und Wasserspiegelkote  $w$  (mm), die durch die Laser- respektive Ultraschallsensoren vermessen wurden (Messgenauigkeit 1-3 mm resp. 2 %). Dabei wurde die Topographie in einem Messraster von 10 cm (x-Richtung) mal 2 cm (y-Richtung) aufgenommen, während bei der Messung des Wasserspiegels das Messraster 20 mal 3 cm betrug.

### 3.6 Weitere abgeleitete Grössen

Die Auswertung der im Kapitel 3.5 beschriebenen Messgrössen erlaubte die Ableitung weiterer charakteristischer Grössen, die in den nächsten Abschnitten im Detail beschrieben werden. Die Parameter, die aus der Auswertung der digitalen Fotos abgeleitet wurden, werden im Kapitel 4 definiert.

#### 3.6.1 Geschiebeaustragsrate $G_{b\,aus}$

Wie im Kapitel 3.2 beschrieben, wurde das aus der Versuchsrinne ausgetragene Geschiebe während eines Versuchs im Geschiebesammelkorb aufgefangen und kontinuierlich gewogen. Die Geschiebeaustragsrate  $G_{b\,aus}$  ergab sich aus der Differenz von zwei Wägungen und der dazwischen liegenden Zeit. Eigentlich wurde die ausgetragene Geschiebemenge jede Sekunde gewogen, aber für die Bestimmung der Geschiebeaustragsrate wurde ein grösseres Zeitfenster ( $\Delta t = 30$  min) berücksichtigt. Damit konnten systembedingte Schwankungen der gemessenen Daten (Schwingungen des Geschiebesammelkorbes, etc.) geglättet werden, wobei der effektive Kurvenverlauf sowie die Spitzenwerte des Geschiebeaustrags unverändert blieben.

#### 3.6.2 Seitliche Geschiebeeintragsrate $G_{b\,seit}$

Der seitliche Geschiebeeintrag  $VL_{seit}$  ist das Volumen des Sedimentmaterials, das während eines Versuches durch Seitenerosion aus den Ufern erodiert wird. Dieses Erosionsvolumen wird mithilfe der Topographievermessungen bestimmt. Aus den Höhendifferenzen der Vermessungen zu zwei verschiedenen Zeitpunkten  $t_1$  und  $t_2$  wird das Geschiebevolumen berechnet, das während dieser Zeit im Uferbereich erodiert wurde (Abb. 3.7). Unter Berücksichtigung der Ablagerungsdichte  $\rho_{sd}$  können die Kubaturen in Masseinheiten umgerechnet werden. Die seitliche Geschiebeeintragsrate  $G_{b\,seit}$  ergibt sich dann aus dem Quotient von seitlichem Geschiebeeintrag  $VL_{seit}$  und dem betrachteten Zeitintervall ( $t_2 - t_1$ ).

$$G_{b,seit} = \frac{VL_{seit,l} + VL_{seit,r}}{(t_2 - t_1)} \quad (3.4)$$

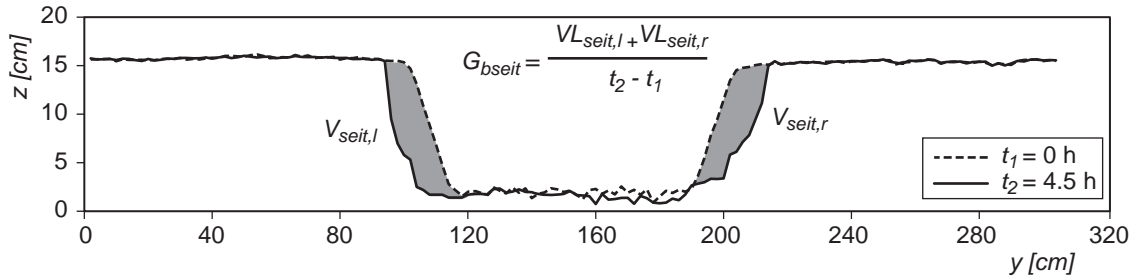


Abb. 3.7: Definition der seitlichen Geschiebeeintragsrate  $G_{b,seit}$  [g/s], als das Volumen des Sedimentmaterial, das zwischen zwei verschiedenen Zeitpunkten  $t_1$  und  $t_2$  aus den Ufern erodiert wird.

### 3.6.3 Kanal- und Erosionsstrecke

Zur Definition der verschiedenen abgeleiteten Grössen wurde das Gerinne in zwei Teilstrecken unterteilt: die Kanalstrecke mit einer Länge  $L_K$  und die Erosionsstrecke mit einer Länge  $L_E$  (Abb. 3.8). Die Kanalstrecke bezieht sich auf die Strecke im oberen Bereich des Gerinnes, bei der die Wandelemente nicht entfernt wurden und somit die Seitenerosion während des gesamten Versuches verhindert war. Die Länge der Kanalstrecke  $L_K$  variiert je nach Versuch zwischen 4 und 6 m.

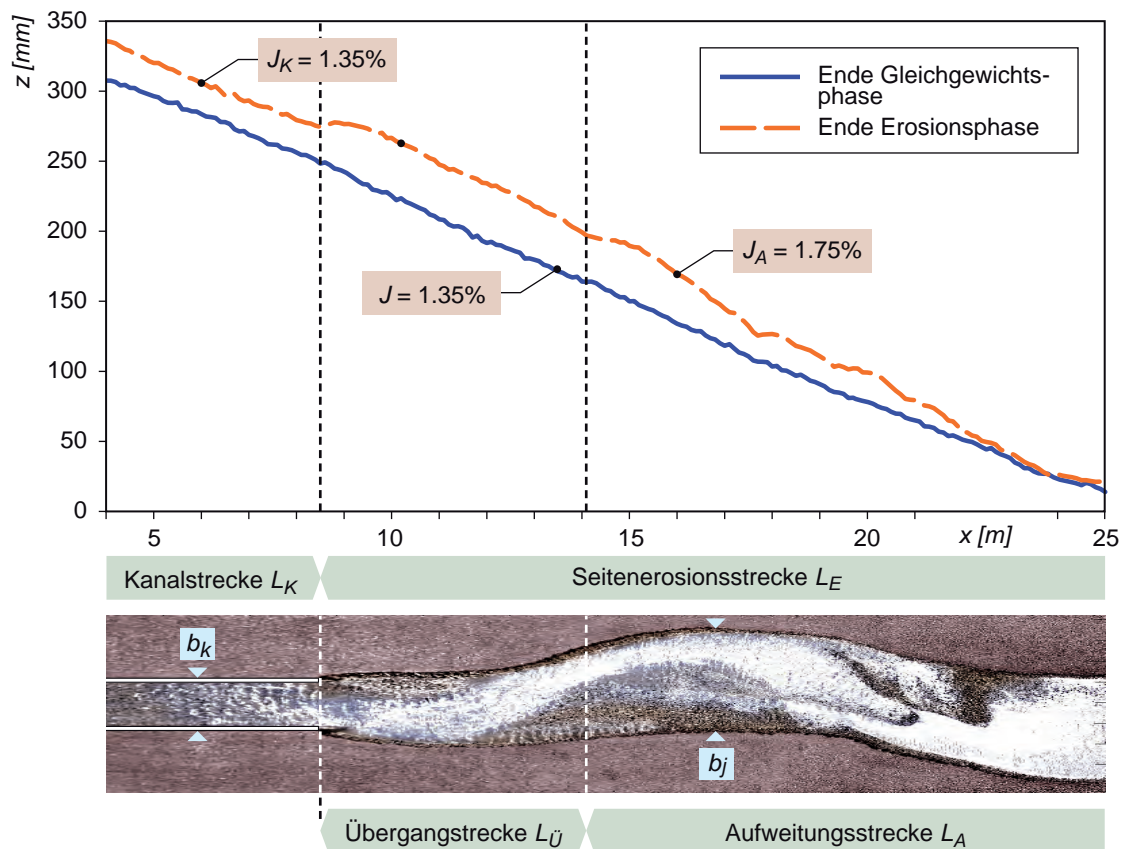


Abb. 3.8: Definition ausgewählter abgeleiteter Grössen:  $J$ : mittleres Sohlengefälle;  $L$ : Länge einer bestimmten Strecke;  $b_j$  = mittlere Breite in einem Querprofil  $j$ . Mit den Indexen werden die unterschiedlichen Strecken bezeichnet: (K): Kanalstrecke, (Ü): Übergangsstrecke, (E): Erosionsstrecke und (A): Aufweitungsstrecke.

Die Erosionsstrecke bezeichnet den Bereich, wo sich das Gerinne durch Seitenerosion verbreitern kann (Abb. 3.8). Innerhalb dieser Strecke mussten wiederum zwei Bereiche unterschieden werden: Eine Übergangsstrecke und die effektive Aufweitungsstrecke. In der Übergangsstrecke wird sich die Strömung über eine Länge  $L_U$  zunächst ausbreiten. Es handelt sich dabei um einen Übergangsbereich zwischen der Kanalstrecke und der weiter unterhalb liegenden Aufweitungsstrecke. In der Übergangsstrecke wird das Gerinne durch Seitenerosion zwar breiter als bei der Kanalstrecke, aber es bilden sich keine ausgeprägten Morphologien und die Seitenerosion schreitet nur wenig fort. Die Aufweitungsstrecke bezeichnet mit einer Länge  $L_A$  den Bereich, wo sich die Gerinneformen bilden und die Seitenerosion sich frei entwickelt (Abb. 3.8).

### 3.6.4 Sohlenbettbreite

Die Sohlenbettbreite  $b$  wird als die Breite definiert, welche dem Fluss zwischen den Ufern zur Verfügung steht.

In der Kanalstrecke sind die Grenzen des Gerinnes während eines Versuches fixiert und die Sohlenbettbreite  $b$  bleibt für jedes Querprofil unverändert. Die mittlere Sohlbreite in der Kanalstrecke  $b_K$  (arithmetisches Mittel aus allen Sohlbettbreiten in dieser Strecke) entspricht dann der Breite des Initialgerinnes  $b_0$ .

In der Seitenerosionsstrecke verändert sich die Position der Gerinnegrenzen kontinuierlich. Daher müssen in diesem Fall die Gerinnegrenzen bei jeder Sohlenvermessung neu bestimmt werden. Anschliessend wird die Sohlenbreite  $b_j$  für jedes Querprofil  $j$  innerhalb der neuen Gerinnegrenzen bestimmt (Abb. 3.8). Die mittlere Sohlenbreite der Seitenerosionsstrecke  $b_m$  wird dann als arithmetisches Mittel aus allen  $b_j$  errechnet. Genauso wird die maximale Sohlenbreite  $b_{max}$  als der maximale Wert aus allen  $b_j$  ermittelt. Dementsprechend werden die mittlere und maximalen Sohlenbreiten der Aufweitungsstrecke  $b_{mA}$  resp.  $b_{maxA}$  bestimmt, wobei für die Bestimmung nur die in der Aufweitungsstrecke gemessenen  $b_j$  berücksichtigt wurden.

Zusätzlich zu den oben definierten Breiten wurde die Wasserspiegelbreite für jedes Querprofil  $b_{wj}$  der Aufweitungsstrecke bestimmt, wobei die Bereiche mit stehendem Wasser nicht berücksichtigt wurden. Für die mittlere Wasserspiegelbreite der Aufweitungsstrecke  $b_{wmA}$  wurde das arithmetische Mittel aus allen  $b_{wj}$  aus dieser Strecke gebildet. So haben z.B. ASHMORE (2001), MOSLEY (1983), HENDERSON (1966) und ZARN (1997) festgestellt, dass sich die morphologische Prozesse in Kiesführenden Flüssen mit verzweigten Strukturen besser mit der Wasserspiegelbreite als mit der totalen Sohlenbreite beschreiben lassen.

Weil aber die im Rahmen dieser Untersuchungen ausgewählten Abflussmengen relativ gross sind, entstand das gesamte Gerinne während der meisten Versuchszeit vollständig unter Wasser und gab es kaum unbenetzte Bereiche. Erst gegen Ende der Versuche, als die verzweigten Strukturen deutlich ausgeprägt waren, unterschieden sich die Wasserspiegelbreiten  $b_{wmA}$  und die totale Sohlenbreiten  $b_{mA}$  leicht voneinander (Abb. 3.9). Weil aber die Differenzen zwi-

schen beiden Größen relativ klein sind, findet im Rahmen der Auswertungen dieser Arbeit die gesamte Sohlenbreite  $b_{mA}$  Verwendung.

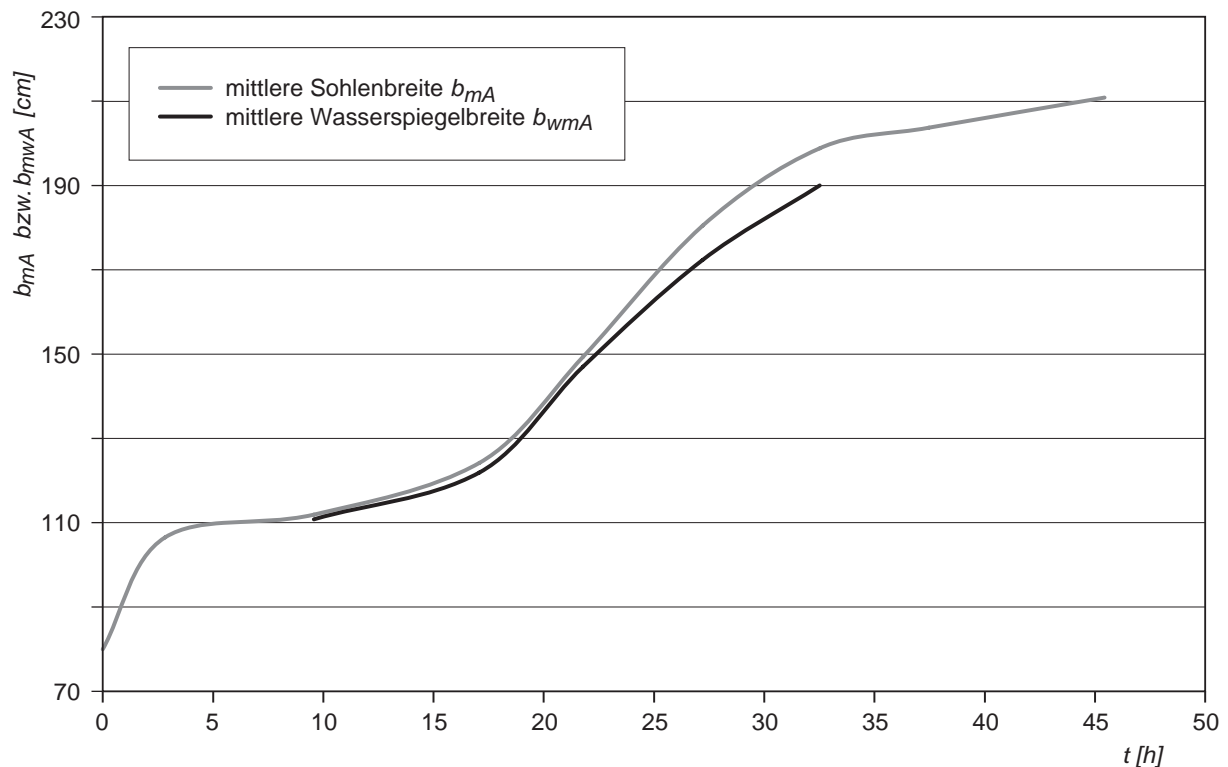


Abb. 3.9: Vergleich der zeitlichen Entwicklung der mittleren Sohlen- und Wasserspiegelbreite für den Versuch 1.6. Während der gesamten Versuchsdauer unterscheiden sich beide Größen kaum voneinander.

### 3.6.5 Mittlere Sohlenlage und Sohlengefälle

Die mittlere Sohlenlage  $z_{mj}$  in einem Querprofil  $j$  wird als die Sohlenkote definiert, die über die gesamte Sohlenbreite  $b_j$  dieses Querschnitts gemittelt wurde. Das mittlere Sohlengefälle  $J$  wird dann der Steigung gleichgesetzt, welche sich aus der linearen Regression der Koten der mittleren Sohlenlagen einer bestimmten Strecke ergibt. Dabei wurde zwischen dem Gefälle  $J_K$  in der Kanalstrecke und dem Gefälle  $J_A$  in der Aufweitungsstrecke unterschieden (Abb. 3.8). Bei der Berechnung des Kanalgefälles wurde die lineare Regression der mittleren Sohlenkoten über die Länge der Kanalstrecke  $L_K$  durchgeführt. Dementsprechend wurde bei der Berechnung von  $J_A$  nur die Länge  $L_A$  der Aufweitungsstrecke berücksichtigt, bei der sich durch die neuen Morphologien ein deutlich steileres Gefälle bildete (Abb. 3.8).

### 3.6.6 Abflusstiefen

Im Allgemeinen lassen sich die lokalen Abflusstiefen als die Differenz zwischen der Wasserspiegellage und der dazugehörigen Sohlenlage zu einem bestimmten Zeitpunkt ermitteln. In den Versuchen konnten aber der Wasserspiegel und die Sohlenlage nicht gleichzeitig erfasst werden. Zwar konnten die Laserdistanzsensoren beim laufenden Versuch durch die Wasser-

oberfläche hindurch die Sohlenlage detektieren, aber aufgrund des vorhandenen Brechungsindex zwischen Luft und Wasser war die genaue Aufnahme der Sohlenlage mit Schwierigkeiten verbunden. MARTI (2006) stellte in seinen Versuchen fest, dass bei einigermassen klarem Wasser und relativ ruhiger Wasseroberfläche die effektiven Sohlenkoten gut aufgenommen werden konnten. Bei trübem Wasser, starker Welligkeit der Wasseroberfläche und durch den Geschiebetransport werden die Messungen hingegen nicht mehr so genau.

In den eigenen Versuchen wurde deshalb die Sohlenlage beim trockenen Zustand vermessen. Dafür mussten die Versuche periodisch unterbrochen werden. Die Aufnahme des Wasserspiegels erfolgte dann immer unmittelbar nach dem Neustart des Versuches, so dass zwischen den Aufnahmen der Sohlen- und Wasserspiegellagen so wenig Versuchszeit wie möglich verging. So sollte verhindert werden, dass bei der Aufnahme des Wasserspiegels starke Veränderungen der Sohlentopographie auftreten konnten. Damit ist die Bestimmung der lokalen Abflusstiefen als Differenz zwischen der aufgenommenen Wasserspiegellage und der Sohlenlagen relativ zuverlässig (Abb. 3.10).

Die mittlere Abflusstiefe im Querprofil  $h_j$  entspricht dem arithmetischen Mittel aus allen gemessenen Abflusstiefen in diesem Querschnitt. Die mittlere Abflusstiefe in der Kanal- bzw. Aufweitungsstrecke  $h_{mK}$  und  $h_{mA}$  wurde dann als arithmetisches Mittel aus allen  $h_j$  und aus den respektiven Strecken berechnet.

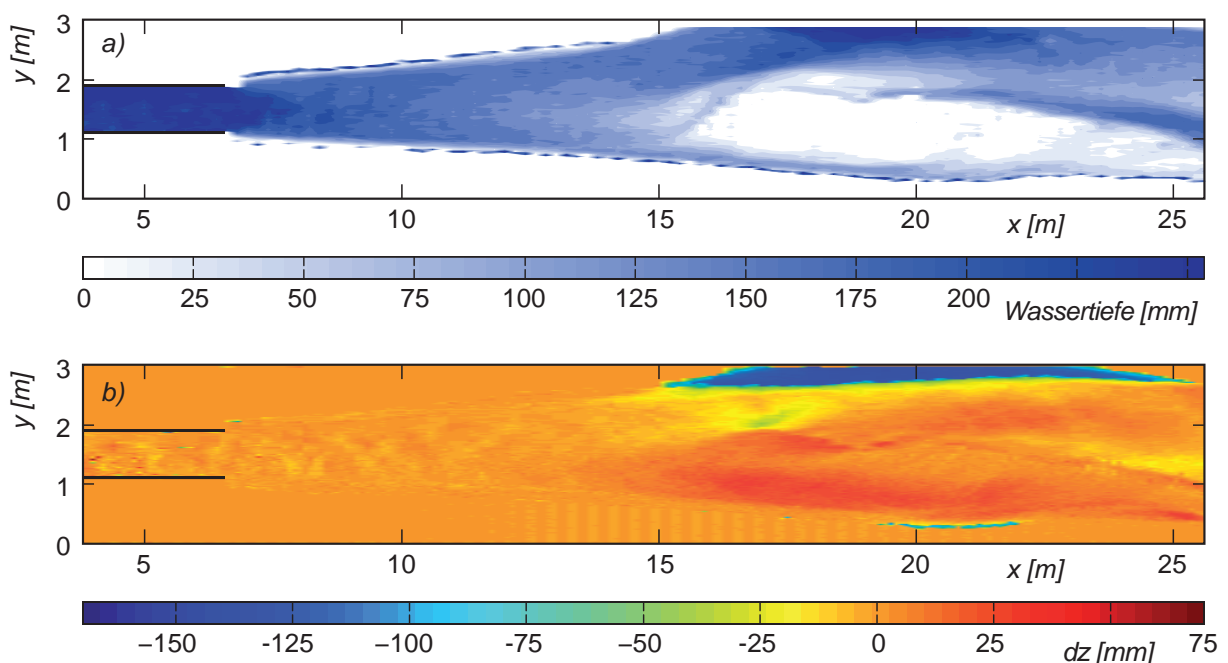


Abb. 3.10: a) Abflusstiefen bestimmt als Differenz aus der Wasserspiegelmessung kurz nach dem Start der Versuchssequenz 2\_1-11 und der Sohlentopographie, die kurz vor dem Start derselben Sequenz mit der Lasersensoren gemessen wurde. b) Entsprechende Sohlentopographie, wobei die Differenz zur vorherigem Topographievermessung dargestellt ist.

### 3.7 Modellvereinfachungen

Das in diesem Kapitel beschriebene physikalische Modell weist gegenüber der Natur verschiedene Vereinfachungen auf. Infolge dieser Vereinfachungen konnten einige Prozesse im Modell nicht nachgebildet werden, die in der Natur auftreten.

Im Rahmen dieser Untersuchungen wurde von bewuchsfreien Ufern ausgegangen. Vegetation kann den Erosionswiderstand des Ufers erhöhen und somit zur Uferstabilisierung beitragen. Im Allgemeinen dürfte infolge der Vegetation die Entwicklung der Seitenerosion in der Natur langsamer stattfinden als im Modell.

Weiterhin wurde in den Versuchen angenommen, dass die Sohle und die Ufer aus demselben Material bestehen, nämlich aus Kies. In der Natur ergibt sich aber häufig der Fall, dass das Vorland aus feineren Sandsedimenten besteht, die sich dort nach verschiedenen Hochwassern abgelagert haben. Dadurch ist der Erosionswiderstand der Sedimente im Vorland bzw. in den oberen Schichten im Vergleich zum Sohlenmaterial geringer. Demzufolge dürfte die Entwicklung der Seitenerosion in diesen Fällen in der Natur schneller vor sich gehen als im Modell.

Die Wirkung von Schwebstoffen wurde nicht nachgebildet, so dass Ablagerungen von feinem Material in Zonen mit geringer Fließgeschwindigkeit nicht stattfanden. Dies betrifft vor allem die Uferbereiche, wo in der Natur solche Ablagerungen zusätzlich von der Vegetation begünstigt werden.

In den Untersuchungen wurde von einem gestreckten Gerinne ausgegangen, das durch Seitenerosion breiter wird. Dies bedeutet, dass der Einfluss von ursprünglich gekrümmten Laufformen im Rahmen dieser Arbeit nicht untersucht wurde. Darüber hinaus wurde die freie Entwicklung der Seitenerosion ohne zusätzliche „Starthilfe“ betrachtet. In der Natur wird manchmal der Erosionsprozess eingeleitet, indem die Strömung durch temporäre Buhnen, oder ähnliche Massnahmen, auf die Gegenseite gelenkt wird.

Trotz dieser Vereinfachungen können die Prozesse, die im Wesentlichen die Entwicklung der Seitenerosion beeinflussen, gut modelliert werden. Auch sind die Bildung von Bänken und Teilgerinnen, sowie die Erosion des Ufers in der Natur und im physikalischen Modell ähnlich (Kapitel 5 und 6).

Infolge der oben beschriebenen Vereinfachungen lässt sich der Rahmen der vorliegenden Untersuchungen auf gestreckte Gewässer mit bewuchsfreien Ufern aus kohäsionslosem Material eingrenzen. Wie im Kapitel 2.5 bereits erwähnt, beeinflussen das Ufermaterial sowie die Vegetation die Versagensmechanismen des Ufers und somit die weitere Entwicklung der Seitenerosion nachhaltig, so dass diese Eingrenzung wichtig ist.



## **4 Automatisierte Auswertung der Digitalaufnahmen**

### **4.1 Einleitung**

Wie in Kapitel 3 bereits erläutert, wurde im Rahmen dieser Arbeit ein neues Verfahren zur Auswertung der Seitenerosion entwickelt. Dabei bilden die Zeitrafferaufnahmen, die mit sieben an der Decke der Versuchshalle angeordneten digitalen Kameras gemacht wurden, die wesentlichen Grundlagen. Die Art der verwendeten Kameras wird im Kapitel 4.2 beschrieben. Im selben Kapitel erfolgt eine Diskussion darüber, ob die in den Aufnahmen aufgetretenen Abbildungsfehler und Randverzeichnungen korrigiert werden müssen oder nicht. Zur Auswertung der Zeitrafferaufnahmen wurde das Programm „Edge Detection“ entwickelt, welches die Erkennung der erodierten Uferlinien im Bild erlaubt. Dieses Programm wird im Kapitel 4.3 präsentiert. Aus den ausgewerteten Bildern konnten verschiedene Grössen wie das Ausmass der Ufererosion herausgelesen werden, welche die Ableitung weiteren Grössen (z.B. die maximale Erosionsrate) erlaubten. Alle diese Grössen werden im Kapitel 4.4 definiert.

### **4.2 Bildaufnahmen**

#### **4.2.1 Auswahl der digitalen Kamera**

Die Versuchsanlage sollte während eines Versuches kontinuierlich fotografiert werden. Dafür wurden oberhalb der Rinne digitale Kameras installiert. Bei der Auswahl der Kameras wurde berücksichtigt, dass diese synchronisiert werden können, so dass durch Zusammenfügen der Aufnahmen ein einheitliches Bild des gesamten Gerinnes erzeugt werden konnte. Darüber hinaus sollten die ausgewählten Kameras die Erstellung von Zeitrafferaufnahmen in einem definierten Zeitintervall (1 Bild pro Minute) erlauben.

Im Rahmen dieser Forschungsarbeit wurden dafür „Webcams“ verwendet. Webcam ist eine Abkürzung für den englischen Begriff web camera. Es handelt sich dabei um eine kleine digitale Videokamera, die an einen Computer angeschlossen ist und ihre Aufnahmen in Echtzeit ins Internet sendet. Die Bilder werden in regelmässigen Zeitabständen auf einer normalen Homepage gezeigt. Von dort aus können die Bilder in einem Computer gespeichert werden. Im Rahmen dieser Forschungsarbeit wurden Webcams der Firma AXIS verwendet (AXIS 206M Network Cameras). Um die ca. 30 m lange Rinne photographieren zu können, wurden sieben Kameras benötigt. Im Anhang B.1 befinden sich das Merkmalblatt sowie weitere Informationen über diese Kameras.

Der grosse Vorteil von Webcams im Vergleich zu anderen digitalen Kameras ist, dass sie sich viel einfacher synchronisieren und steuern lassen. Das ist bei der Verwendung von sieben Kameras ein wichtiger Aspekt. Auch sind sie sehr preisgünstig. Der wesentliche Nachteil ist, dass die Bilder qualitativ nicht sehr hochwertig sind. Webcams verfügen zwar meistens über einen günstigen Bildsensor, aber das Bildrauschen ist entsprechend gross. Der Sensor besteht aus einer einfachen Linse, weshalb häufig mit so genannten Abbildungsfehlern wie Randlichtabfall oder Schärfeabfall zu rechnen ist (Anhang B.2).

Solche Abbildungsfehler traten zwar bei den Kameras des Typs AXIS 206M auf, beeinflussten die vorgenommene Auswertung der Fotos aber nicht und konnten deshalb vernachlässigt werden (Anhang B.2). Ein weiterer Nachteil der Webcams besteht darin, dass sie nur über eine stark begrenzte Auflösung (meistens 640x480 Pixel) verfügen. Die in dieser Arbeit verwendeten Kameras bildeten diesbezüglich aber eine Ausnahme. Mit einer Auflösung von 1280x1024 Pixel waren sie für die vorgesehenen Verwendungszwecke ausreichend.

## 4.2.2 Randverzeichnung

Bevor die Zeitrafferaufnahmen mithilfe des neu entwickelten Programms Edge Detection ausgewertet werden, muss beurteilt werden, ob die Bilder bezüglich der Randverzeichnung korrigiert werden müssen oder nicht.

Fast alle Objektive weisen typische radialsymmetrische Verzeichnungen auf, die sehr unterschiedliche Grössenordnungen annehmen können. Unter Verzeichnung versteht man die Krümmung gerader Linien an den Bildrändern (Abb. C.1 in Anhang C), die sich heutzutage mit verschiedenen mathematischen Funktionen korrigieren lässt. Es ist vorgesehen, aus den Fotos bestimmte Messgrössen herauszulesen (wie dies in dieser Arbeit der Fall ist), dann ist die Durchführung dieser Korrektur unvermeidbar, wenn die Verzeichnung am Bildrand eine hohe Grössenordnung annimmt.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde deshalb bestimmt, wie gross die Randverzeichnung war, die durch die verwendete Kameras (Axis 206M) in den Bildern verursacht wurde. Dabei zeigte sich, dass die durch diese Kameras verursachten Verzeichnungen am Bildrand kleiner als ein Pixel waren, so dass sie vernachlässigt werden konnten (Anhang C.3). Die Aufnahmen der Kameras bezüglich der Randverzeichnung mussten deshalb nicht korrigiert werden.

## 4.3 Programm Edge Detection

### 4.3.1 Einleitung

Zur Auswertung der Zeitrafferaufnahmen wurde das Programm Edge Detection entwickelt, welches auf der Basis eines Algorithmus die erodierten Uferlinien in der Digitalaufnahme erkennt (Abb. 4.1). Das Programm, mit der Programmiersprache C++ geschrieben, wurde an der VAW im Rahmen mehrerer Arbeiten entwickelt und verbessert (ACKERMAN 2004,

REQUENA ET AL. 2005, BASCHNAGEL 2007). Die aktuellste Version erlaubt die Auswertung von über 20.000 Bildern innerhalb von wenigen Stunden und verfügt über ein zusätzliches Modul, welches die Korrektur falsch detektierter Böschungslinien erlaubt (Kap. 4.3.3).

Mit dem Programm werden 7 zum selben Zeitpunkt aufgenommene Bilder geladen und zusammengefügt, so dass ein Bild des gesamten Gerinnes erzeugt wird. Die Detektierung der Böschungslinie im Bild erfolgt danach durch Auswertung des Helligkeitsunterschieds zwischen Wasserfläche und Vorland, welcher durch die verschiedenen Farben von Wasser und Kies erzeugt wird.

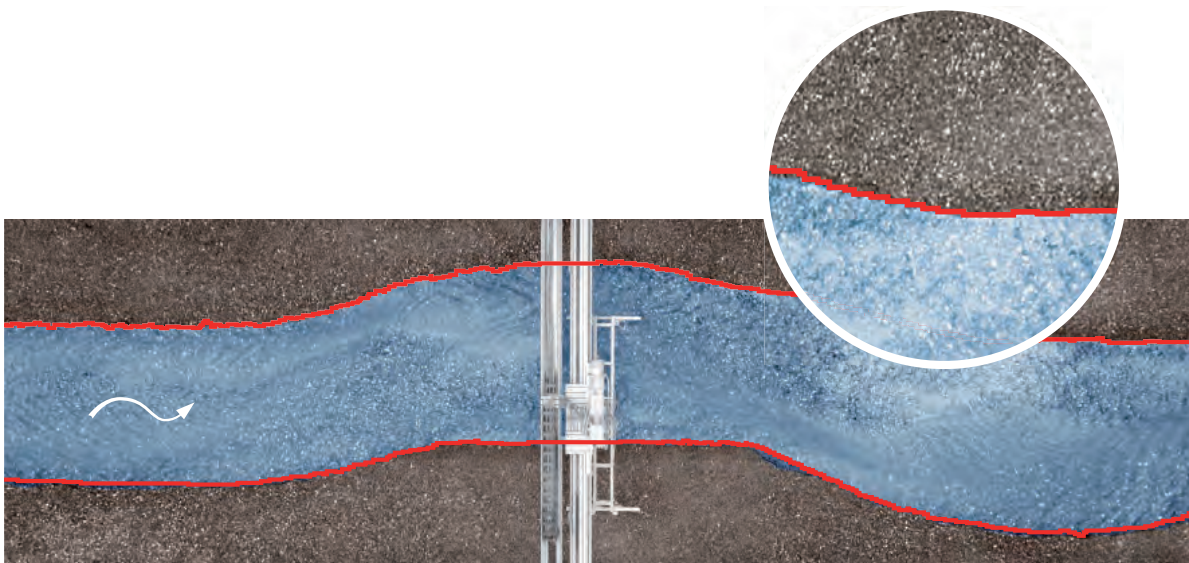


Abb. 4.1: Beispiel einer mit dem Programm Edge Detection ausgewerteten Bildaufnahme. Die roten Linien stellen die digitalisierten Uferlinien dar.

### 4.3.2 Kantendetektion

Damit ein Objekt mit Hilfe des Computers aus Kamerabildern erkannt werden kann, muss zuerst das Ausgangsbild aufbereitet werden. Weil bei der Kantendetektion keine Farbwerte ausgenutzt werden können, muss zuerst das aufgenommene Bild in ein Graustufenbild umgewandelt werden. Danach wird das Bild mit einem Gaussfilter geglättet (weichgezeichnet). Dieser Schritt entfernt harte Kanten (z.B. von markanten Kieselsteinen) und macht die nachfolgende Kantendetektion unempfindlicher auf Bildrauschen, das durch grosse Helligkeitsunterschiede beispielweise innerhalb des Vorlands verursacht wird. Zuletzt wird noch der Kontrast des Bildes vergrößert, indem die Grauwerte des Bildes über die gesamte Grauskala gestreckt werden (Histogramm-Equalisation) (Abb. 4.2a).

Das gesuchte Objekt kann nun mit Hilfe seiner Kanten im aufbereiteten Bild gesucht werden. Hierzu wird mit Hilfe eines Sobelfilters (VAN GOOL 2002) ein so genanntes Gradientenbild erzeugt, bei dem alle möglichen Kanten hervorgehoben werden (Abb. 4.3). Dieser Filter berechnet die erste Ableitung der Helligkeitswerte in  $x$ - und  $y$ -Richtung. Da sich der Helligkeitsunterschied bei einer Kante stark ändert, tritt diese im Gradientenbild deutlich hervor.

Umgekehrt sind bei Flächen fast keine Helligkeitsunterschiede zu finden, weshalb diese im Gradientenbild wenig sichtbar sind (Abb. 4.3).

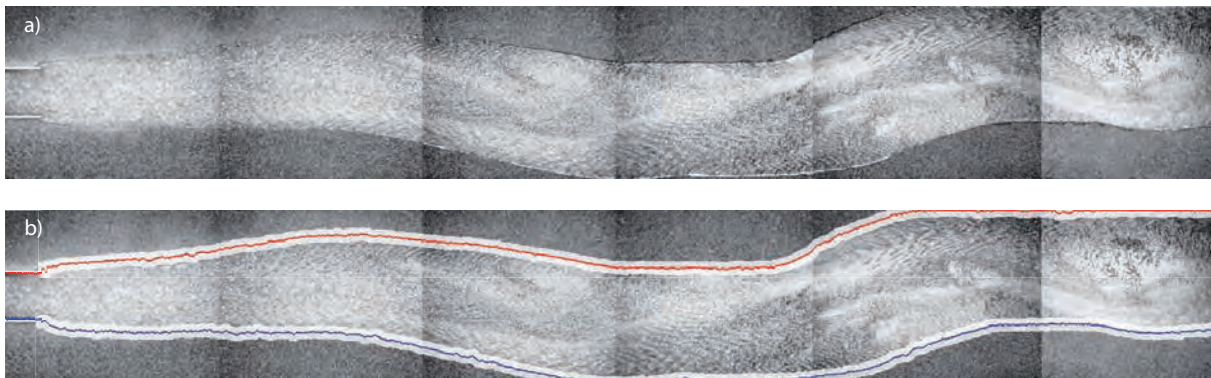


Abb. 4.2: a) Aufbereitete Bildaufnahme mit erhöhtem Farbkontrast; b) Mit dem Programm Edge Detection ausgewertete Bildaufnahme mit digitalisierten Uferlinien (in rot und blau). Eingezeichnet in weiss sind die vorgegebenen Suchbereiche zur Kantendetektion (s. Erklärung im Text).

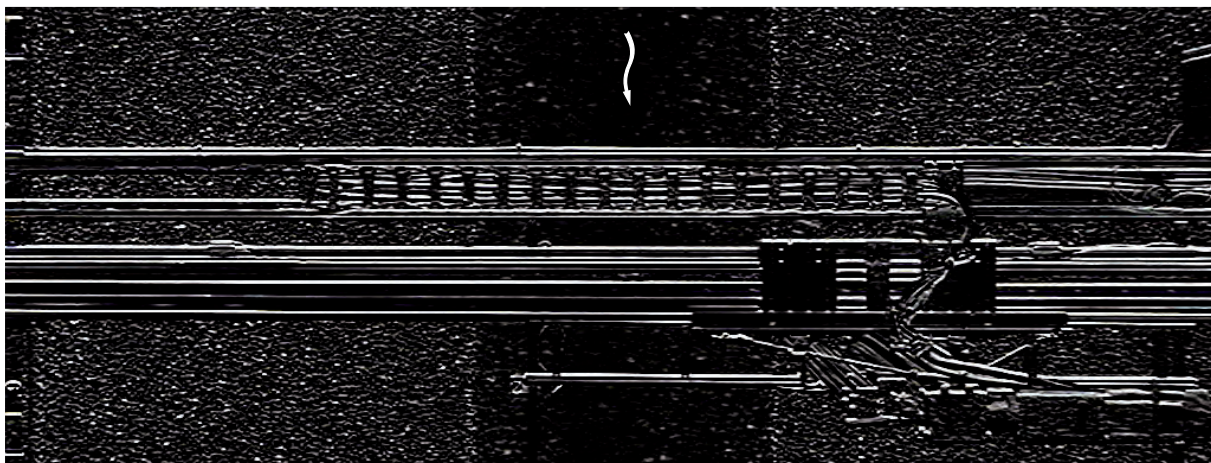


Abb. 4.3: Gradientenbild mit detektierten Kanten im Bereich des Messroboters.

Im Gradientenbild sind aber viele irrelevante Kanten sichtbar. Markante Kieselsteine erzeugen z.B. ein kreisförmiges Muster, das viel stärker ausgeprägt ist als die zu detektierende Uferlinie. Mit einem geeigneten Algorithmus müssen nun die richtigen Kanten aus dem Gradientenbild herausgesucht und zu einer geschlossenen Uferlinie zusammengesetzt werden. Hierzu wurde der so genannte A\*-Algorithmus verwendet. Dieser Algorithmus stammt aus der Graphentheorie (HART ET AL. 1968). Ein typischer Anwendungsfall für diesen Algorithmus ist die Suche nach dem kürzesten Weg zwischen zwei Orten in einem Strassennetz, oder die Minimierung der Kosten zwischen zwei Knoten in einem gewichteten Graphen.

Der A\*-Algorithmus kann auch zur Suche von Kanten in der Bildverarbeitung verwendet werden (VAN GOOL 2002). Dazu wird das Pixelbild in einen Graphen umgewandelt. Dann wird für jedes Pixel im Graphen eine Kante zum benachbarten Pixel eingefügt. Weil in der Bildverarbeitung ein weisses Pixel einen Helligkeitswert  $p_x$  von 1.0 und ein schwarzes Pixel

einen Wert von  $p_x = 0.0$  hat, kann der Helligkeitswert für das Pixel nicht als Gewicht der Kanten im Graph verwendet werden (weil der A\*-Algorithmus die Kosten minimiert). Für die Gewichtung der Kanten wird daher der Wert  $(1-p_x)^\varepsilon$  verwendet, wobei mit dem Wert des Exponenten  $\varepsilon$  gesteuert werden kann, wie stark Flächen mit irrelevanter Kanten bei der Suche nach der Uferlinie gemieden werden. Eine ausführliche Beschreibung des A\*-Algorithmus findet sich bei BASCHNAGEL (2007).

Um die Laufzeit, den Speicherverbrauch und die Fehleranfälligkeit der Detektion zu verringern, wurde ein Suchbereich für das linke und rechte Ufer definiert, innerhalb welcher die Uferlinie erkannt werden soll (Abb. 4.2b). Dieser Suchbereich ist eine 20 Pixel breite Zone um die detektierte Uferlinie aus der vorherigen Zeitrafferaufnahme. Weil sich der Verlauf der Uferlinie zwischen zwei Aufnahmen nicht stark verändert (Zeitintervall = 1 Minute), konnte die Breite des Suchbereiches klein ausgewählt werden.

Im Bereich des Messroboters ist die Detektion der Uferlinie besonders fehleranfällig, weil der Roboter viele und sehr ausgeprägte vertikale Kanten aufweist (Abb. 4.3). Dies erlaubt aber auch, den Roboter gut im Bild zu erkennen. Hierzu wird die Anzahl der Pixel in einer Spalte gezählt, die einen gewissen Helligkeitswert im Gradientenbild überschreiten. Wurden genügend solche Pixel gefunden, so wird davon ausgegangen, dass sich der Roboter an dieser Position befindet. Diese Zone wird dann bei der Detektierung der Kanten vom Programm nicht berücksichtigt.

Weil der zeitliche Abstand zwischen zwei Aufnahmen genügend klein ist und der Messroboter nie am gleichen Ort stehen bleibt, wird dann für die aktuelle Uferlinie im Bereich des Messroboters die detektierte Uferlinie aus der vorhergehenden Aufnahme kopiert.

### **4.3.3 Zusätzliches Korrekturmodul**

Eine Besonderheit des Programms Edge Detection ist das Korrekturmodul, womit falsch detektierte Böschungslinien per Hand korrigiert werden konnten. Manchmal war der Kontrast eines Bildes nicht genügend stark, so dass die Böschungslinien nicht richtig detektiert werden konnten (Abb. 4.4). In solchen Fälle musste das Bild korrigiert werden.

Beim Korrekturprogramm ist das zu korrigierende Bild in einem graphischen Interface zu sehen (Abb. 4.4). Dort kann der Bereich, wo die detektierte Uferlinie verlaufen soll, direkt im Bildschirm mit der Maus angeklickt werden. Das Programm setzt automatisch die geklickten Punkte als Korrekturpunkte ein und speichert sie als „feste Zonen“, durch die die Böschungslinie verlaufen soll. Bei Wiederausführen des Programms Edge Detection wird dann die Böschungslinie richtig erkannt und die ursprünglich falsch detektierte Linie wird durch die neue ersetzt (Abb. 4.4).



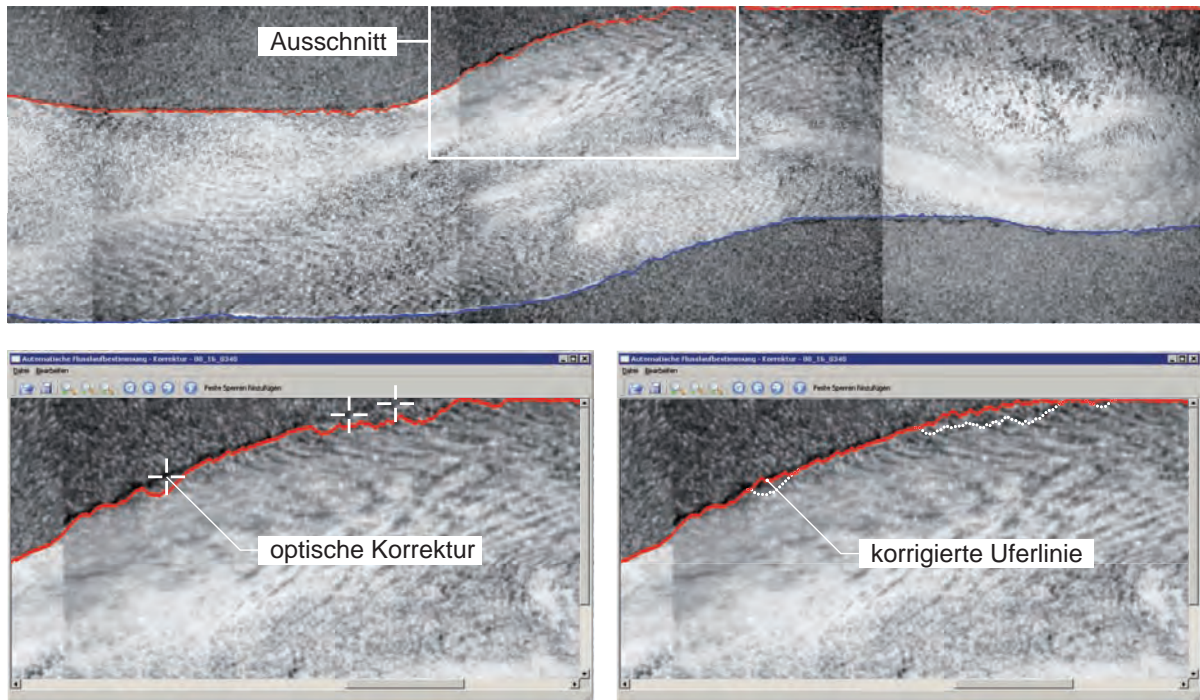


Abb. 4.4: Graphische Interface des Korrekturprogramms zur „optischen“ Anpassung der falsch detektierten Uferlinien (weiss gestrichelten Linien).

#### 4.3.4 Umrechnung in Masseinheit Meter

Wie gerade beschrieben, detektiert das Programm Edge Detection die Uferlinien in den Fotos und speichert sie. Dabei wird die Position der Uferlinien in Pixeleinheiten gespeichert. Bevor die detektierten Linien weiter ausgewertet werden, müssen sie in die Masseinheit Meter umgerechnet werden. Die Auflösung der Digitalbilder betrug in  $x$ -Richtung 1280 Pixel und in  $y$ -Richtung 1024 Pixel. Da jede Kamera einen Bereich von 3.96 m in  $x$ -Richtung und 3.17 m in  $y$ -Richtung abdeckt, ergibt sich ein Umrechnungsfaktor von 1 Pixel = 3.1 mm. Dieser Umrechnungsfaktor wurde auch im Rahmen der Kalibrierung der Kameras bestimmt (Anhang C.3). Im diesem Fall hatte er einen Wert von 3.05 mm, was ziemlich genau dem vorher angegebenen Wert entspricht. Da die Verzerrung der Bilder an den Rändern minimal ist und somit vernachlässigt werden kann (Kap. 4.2.2), gilt dieser Umrechnungsfaktor (3.1 mm/Pixel) auch für die Randbereiche der Bilder.

Die vom Programm Edge Detection detektierten Positionen der Uferlinien wurden über diesen Faktor in die Masseinheit Meter umgerechnet. Die Genauigkeit der Umrechnung musste aber noch überprüft werden. Dafür wurde folgende Kontrolle durchgeführt:

Wie in Kapitel 3 erläutert wurde während eines Versuches die Sohlentopographie regelmässig vermessen, d. h. zu bestimmten Zeitpunkten wurde die Position der erodierten Uferlinien mit den Lasersensoren gemessen. Diese konnte nun als Referenz für einen Vergleich mit den digitalen Uferlinien dienen. Für den Vergleich wurden die Bilder ausgewählt, die zu den Zeitpunkten aufgenommen wurden, an denen auch eine Vermessung der Sohlentopographie mit dem Messroboter durchgeführt wurde. Abb. 4.5 zeigt den Vergleich der gemessenen und fo-

topografierten linken und rechten Uferlinien am Beispiel des Versuchs 1\_2. Dabei ist zu erkennen, wie exakt die verglichenen Linien übereinstimmen. Die Genauigkeit des Umrechnungsverfahrens ist somit gegeben.

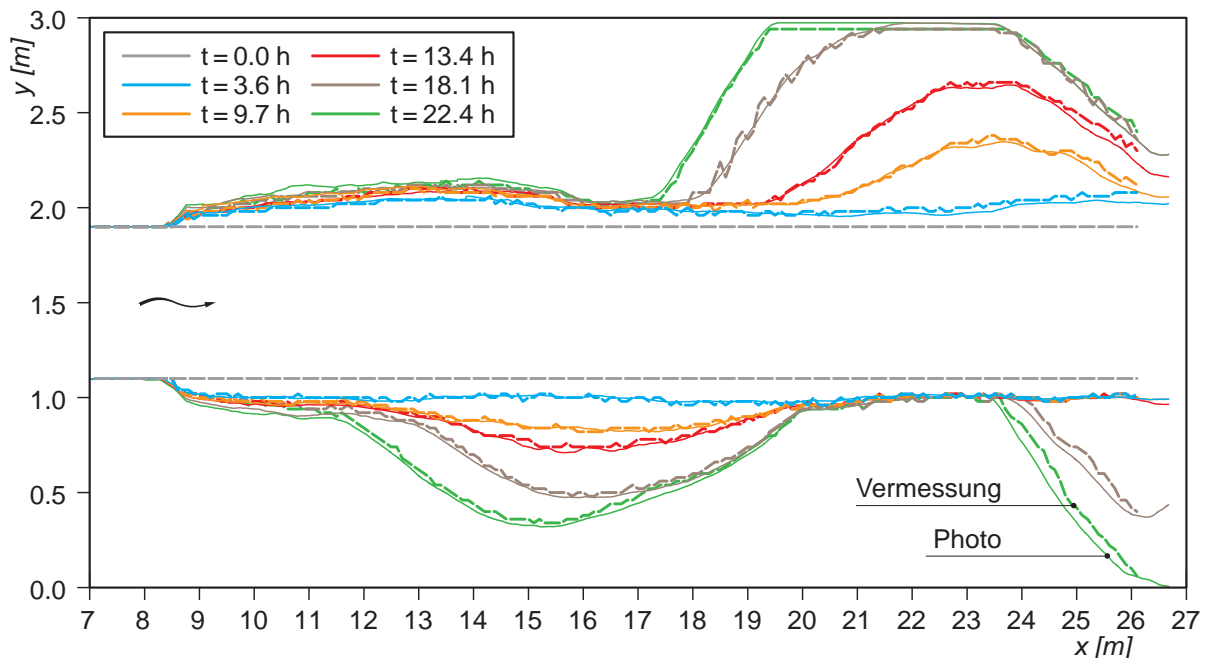


Abb. 4.5: Mit den Lasersensoren gemessene und aus den Fotos digitalisierte Uferlinien zu verschiedenen Zeitpunkten während Versuch 1\_2. Der Vergleich der ausgewerteten Uferlinien aus den Vermessungen und den Fotos zeigt, dass der ermittelte Umrechnungsfaktor von 1 Pixel = 3.1 mm zuverlässig ist.

## 4.4 Ausgewertete Grössen

### 4.4.1 Einleitung

Dank des Programms Edge Detection liegt der Verlauf der erodierten Ufer für jede Minute der Versuchslaufzeit vor (Abb. 4.6). Die Dichte der detektierten Uferlinien ist so gross, dass die zeitliche und räumliche Entwicklung der Seitenerosion mit hoher Genauigkeit ausgewertet werden kann. Aus den Daten der ausgewerteten Fotoaufnahmen wurden verschiedene Grössen bestimmt, welche für die Beschreibung des Prozesses der Seitenerosion relevant sind. Anschliessend werden diese Grössen einzeln definiert.

### 4.4.2 Bestimmung der Flussbettbreite

Im Kapitel 3.6 wurde bereits erklärt, wie die Flussbettbreite  $b_j$  in einem Querprofil  $j$  aus den Topographievermessungen bestimmt wurde. Dabei wurde sie als die gesamte Breite definiert, welche dem Gerinne zu einem bestimmten Zeitpunkt zwischen den Ufern zur Verfügung steht (Abb. 3.6). Auf der Basis dieser Definition wurde die Flussbettbreite  $b_j$  unter Berücksichtigung der digitalen Uferlinien wieder bestimmt. Auch die Bestimmung der mittleren und maximalen Breite in den Aufweitungsstrecken ( $b_{mA}$  resp.  $b_{maxA}$ ) erfolgte gemäss ihrer Definitio-

nen im Kap. 3.6.3. Die Dichte der aus den Bildern detektierten Uferlinien war relativ gross. Deshalb konnte mit dem neuen Auswertungsverfahren die Entwicklung der mittleren und maximalen Breiten mit einer viel höheren zeitlichen Auslösung beschrieben werden als mit den Topographievermessungen (vgl. Abb. 4.7).

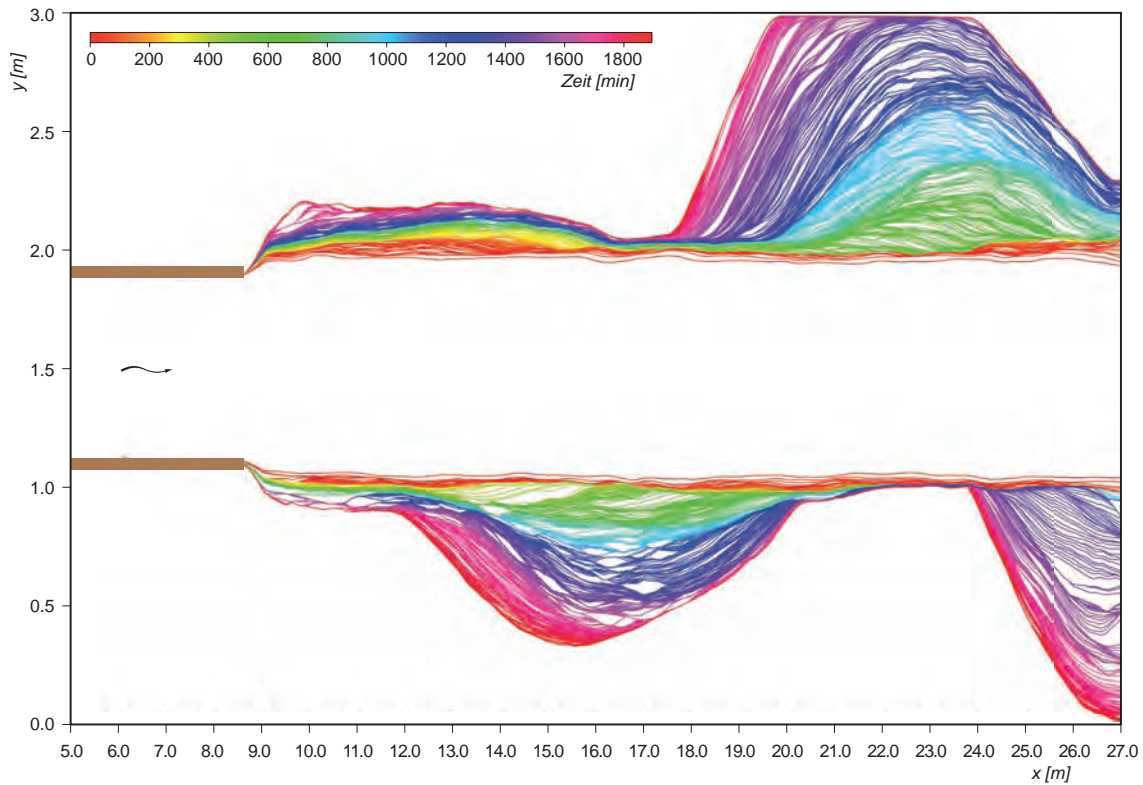


Abb. 4.6: Zeitlicher Verlauf der Seitenerosion am Beispiel des Versuches 1\_2. Die grosse Dichte der detektierten Uferlinien erlaubt eine genaue Auswertung der zeitlichen und räumlichen Entwicklung der Seitenerosion.

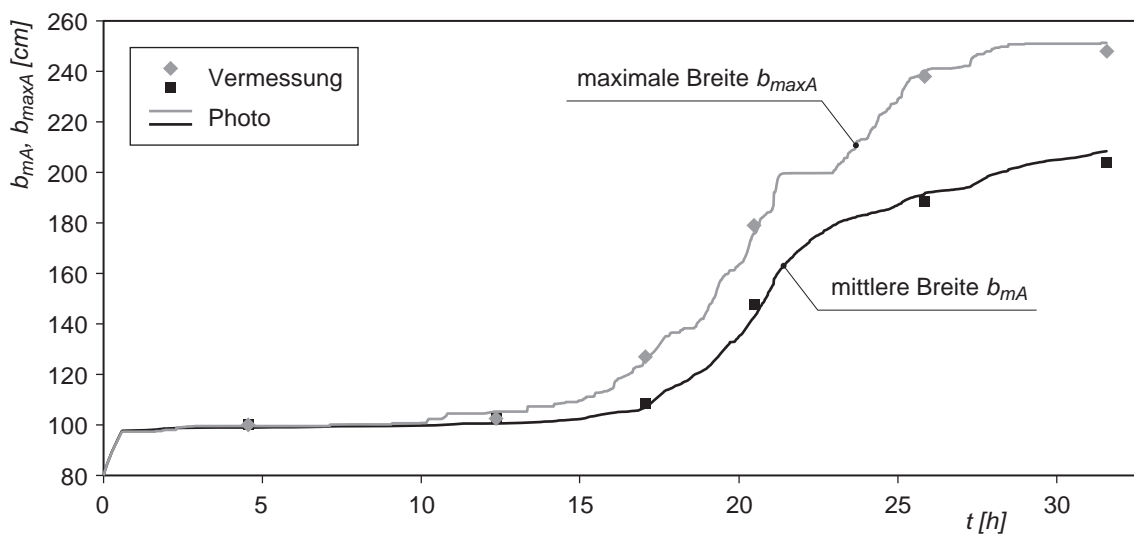


Abb. 4.7: Vergleich der ermittelten Werte der mittleren und maximalen Breiten ( $b_{mA}$  resp.  $b_{maxA}$ ) aus den Fotos sowie aus den Vermessungen. Die ausgewerteten Werte aus den Fotos stimmen gut mit denen aus den Vermessungen überein.



### 4.4.3 Seitliche Erosion und Pendelband

Wie bereits erwähnt ist die Flussbettbreite  $b$  eine wichtige Grösse zur Beschreibung des Prozesses der Seitenerosion. Allerdings erlaubt ihre Kenntnis allein nicht immer Aussagen darüber, wie viel Platz das Gerinne tatsächlich durch Seitenerosion in Anspruch genommen hat. Dafür ist die Erkenntnis weiterer Grössen notwendig, nämlich der maximalen seitlichen Erosion  $\Delta y_{max}$  sowie des Pendelbands  $P_b$ . In Abb. 4.8 sind für einen bestimmten Zeitpunkt die Positionen der erodierten linken und rechten Ufer sowie das ursprüngliche Kanalufer dargestellt. Ausgehend von den ursprünglichen Kanalufern wird dann die maximale seitliche Erosion der Uferlinie  $\Delta y_{max}$  als der maximale Abstand der erodierten Uferlinie zum Kanalufer definiert, wobei dieser Abstand senkrecht zur Kanalachse gemessen wird. Dabei wird zwischen dem linken und rechten Ufer unterschieden (Abb. 4.8,  $\Delta y_{max,l}$  und  $\Delta y_{max,r}$ ). Das Pendelband  $P_b$  ergibt sich dann als die Summe der Kanalbreite und der linken und rechten maximalen Erosionen:

$$P_b = b_K + \Delta y_{max,l} + \Delta y_{max,r} \quad (4.1)$$

Wie man in Abb. 4.8 sieht, kann zu einem bestimmten Zeitpunkt das Pendelband  $P_b$  deutlich grösser sein als die maximale Breite  $b_{max}$ . Die Kenntnis der zeitlichen und räumlichen Entwicklung des Pendelbands ist von grosser Bedeutung, denn es stellt ein Mass für den gesamten Raum dar, welchen der Fluss durch Seitenerosion im Anspruch nehmen wird.

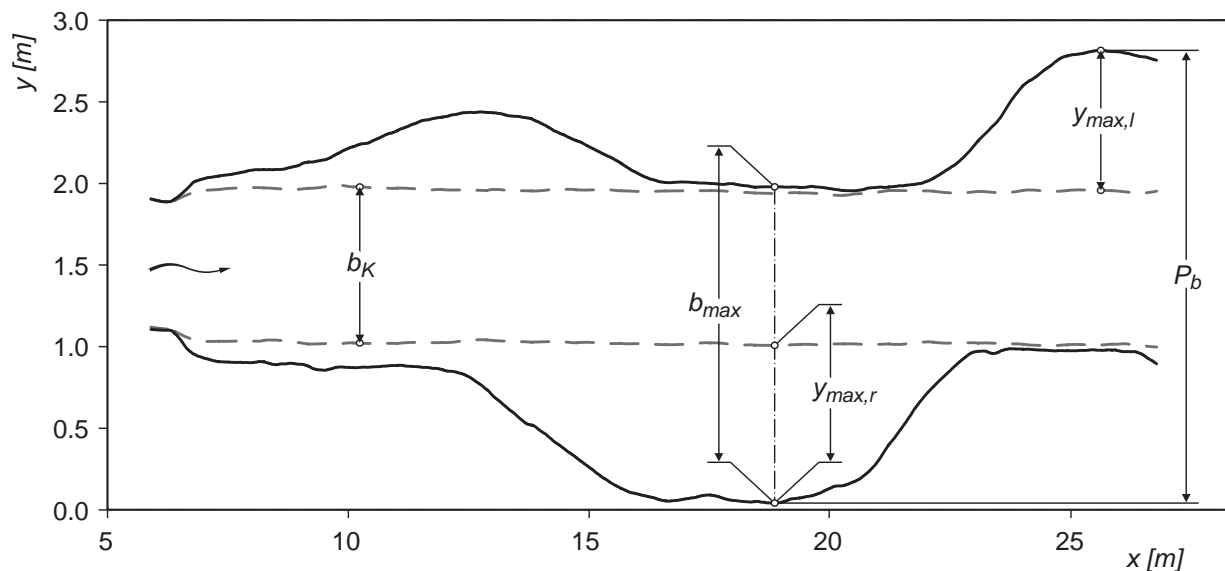


Abb. 4.8: Definition der maximalen Breite  $b_{max}$ , der maximalen Erosionen  $\Delta y_{max}$  sowie des Pendelbands  $P_b$ .

### 4.4.4 Erosionsgeschwindigkeit

Eine wichtige Grösse zur Beschreibung des Seitenerosionsprozesses ist die Erosionsgeschwindigkeit des Ufers  $V_E$ , definiert als die seitliche Ufererosion (rechtwinklig zur Kanalachse) in einem bestimmten Zeitintervall (Abb. 4.9):

$$V_E = \frac{\Delta y_{\max,2} - \Delta y_{\max,1}}{(t_2 - t_1)} \quad (4.2)$$

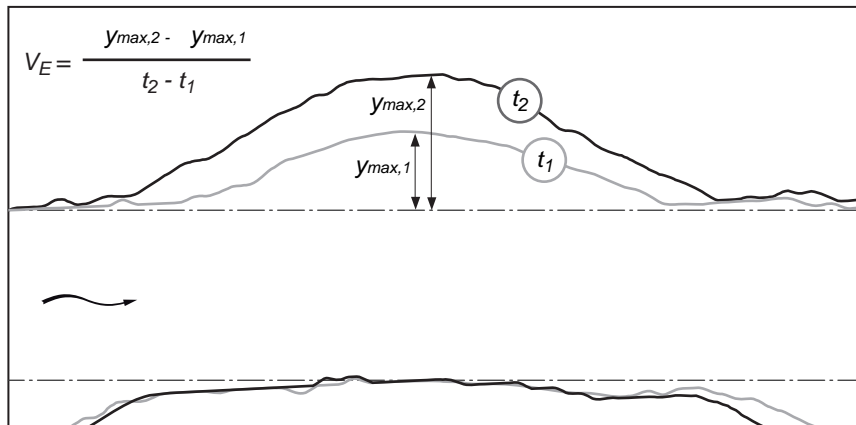


Abb. 4.9: Definition der Erosionsgeschwindigkeit des Ufers in einem Querprofil.

Durch das Programm Edge Detection liegt der Verlauf der Uferlinien für jede Minute vor. So konnte für die Berechnung der Erosionsgeschwindigkeit  $V_E$  ein Zeitintervall  $\Delta t$  von einer Minute ausgewählt werden. Allerdings sind dann die Schwankungen der entsprechend berechneten Daten so gross, dass sie durch ein gleitendes Mittel geglättet werden müssen. Damit ist der momentane Wert für  $V_E$  vom gewählten Zeitfenster für das gleitende Mittel abhängig. Im Rahmen dieser Arbeit wurden verschiedener Zeitfenster getestet. Dabei konnte festgestellt werden, dass sich für ein Zeitfenster von 5 Minuten die Schwankungen reduzieren lassen aber der Kurvenverlauf sowie die Spitzenwerte grundsätzlich kaum verändert werden.

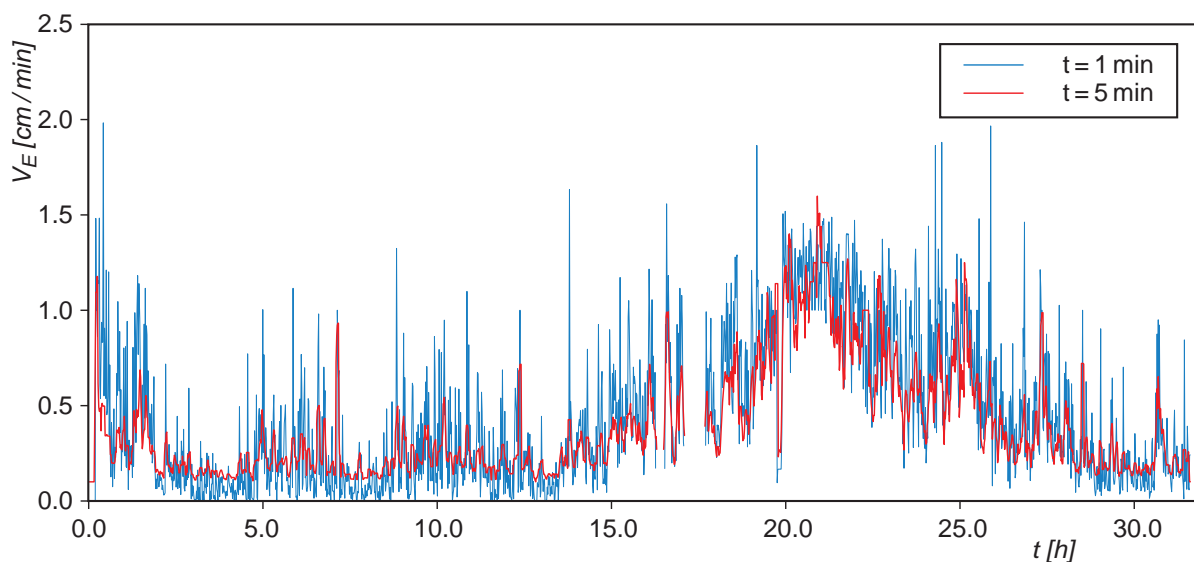


Abb. 4.10: Erosionsgeschwindigkeit des linken Ufers während Versuch 1\_3 ungeglättet (blau) und geglättet durch ein gleitendes Mittel mit einem Zeitfenster von 5 Minuten (rot).

## 5. Resultate der Versuchsserie 1

Bei den Versuchen der Serie 1 wurde die Kiesmischung 1 mit einem Sohlgefälle von 1 bis 1.5 % kombiniert (Kapitel 3.4). Damit wurden die etwas steilen Flussabschnitte (an der Rhone, Landquart, Kleine Emme, Engelberg AA, Muota und Tresa) modelliert. In diesem Kapitel wird auf die Beobachtungen und Ergebnisse der Seitenerosionsphase eingegangen, bei der die Ufer aus dem gleichen Material wie die Gerinnesohle bestanden und somit erodierbar waren.

### 5.1. Einsetzen und Verlauf der Seitenerosion

In der Seitenerosionsphase wurde der Prozess der Seitenerosion bei allen Versuchen der Serie 1 in einer ähnlichen Art ausgelöst. Abb. 5.1 stellt exemplarisch den Ablauf des Versuchs 1\_3 (siehe auch Tab. 3.2) dar. Gezeigt wird die Entwicklung der Seitenerosion anhand ausgewählter Momentaufnahmen und der zugehörigen ausgewerteten Topographiaufnahmen, wobei jeweils die Höhendifferenzen zur jeweils vorherigen Topographiaufnahme dargestellt werden.

Zu Beginn der Seitenerosionsphase wurden die Ufer schnell und gleichmässig erodiert, wodurch das Gerinne beinahe über die gesamte Länge etwas breiter wurde (Abb. 5.1a und Abb. 5.2a). Vor der Entfernung der Wandelemente befand sich das Gerinne bezüglich des Sedimenttransports im Gleichgewichtszustand und der Geschiebeeintrag entsprach dem Transportvermögen des schmalen Gerinnes (Kap. 3.3). Nachdem sich das Gerinne über seine gesamte Länge leicht verbreitet hatte, fing das Geschiebe an, sich im Gerinne abzulagern. Dabei wurde beobachtet, dass dieser Ablagerungsprozess alternierend stattfand (Abb. 5.1b). Dieses führte zur Bildung von alternierenden Aufladungs- und Erosionszonen. Die Strömung wurde in den Erosionszonen konzentriert und somit lagerte sich zunehmend Geschiebe in den Aufladungszonen ab. Dadurch wurden die alternierenden Strukturen immer ausgeprägter. Dabei blieb die Breite des Gerinnes zunächst in etwa konstant. Dieser sich selbst verstärkende Prozess führte mit der Zeit zur Bildung von ausgeprägten alternierenden Bänken. Dadurch wurde die Strömung auf das gegenüber der Bank liegende Ufer konzentriert, welches dadurch erodiert wurde. Die Seitenerosion schritt fort und es bildete sich ein mäandrierendes Gerinne (Abb. 5.1c). Die Gerinnebildung wurde durch diese lokalen Uferangriffe entscheidend beeinflusst. In den nächsten Sequenzen setzte sich der Prozess der Seitenerosion schneller fort. Die Strömung wurde immer stärker umgelenkt und das Ufer wurde sukzessiv erodiert (Abb. 5.1d). Dabei schritt die Seitenerosion senkrecht zum ursprünglichen Ufer fort.

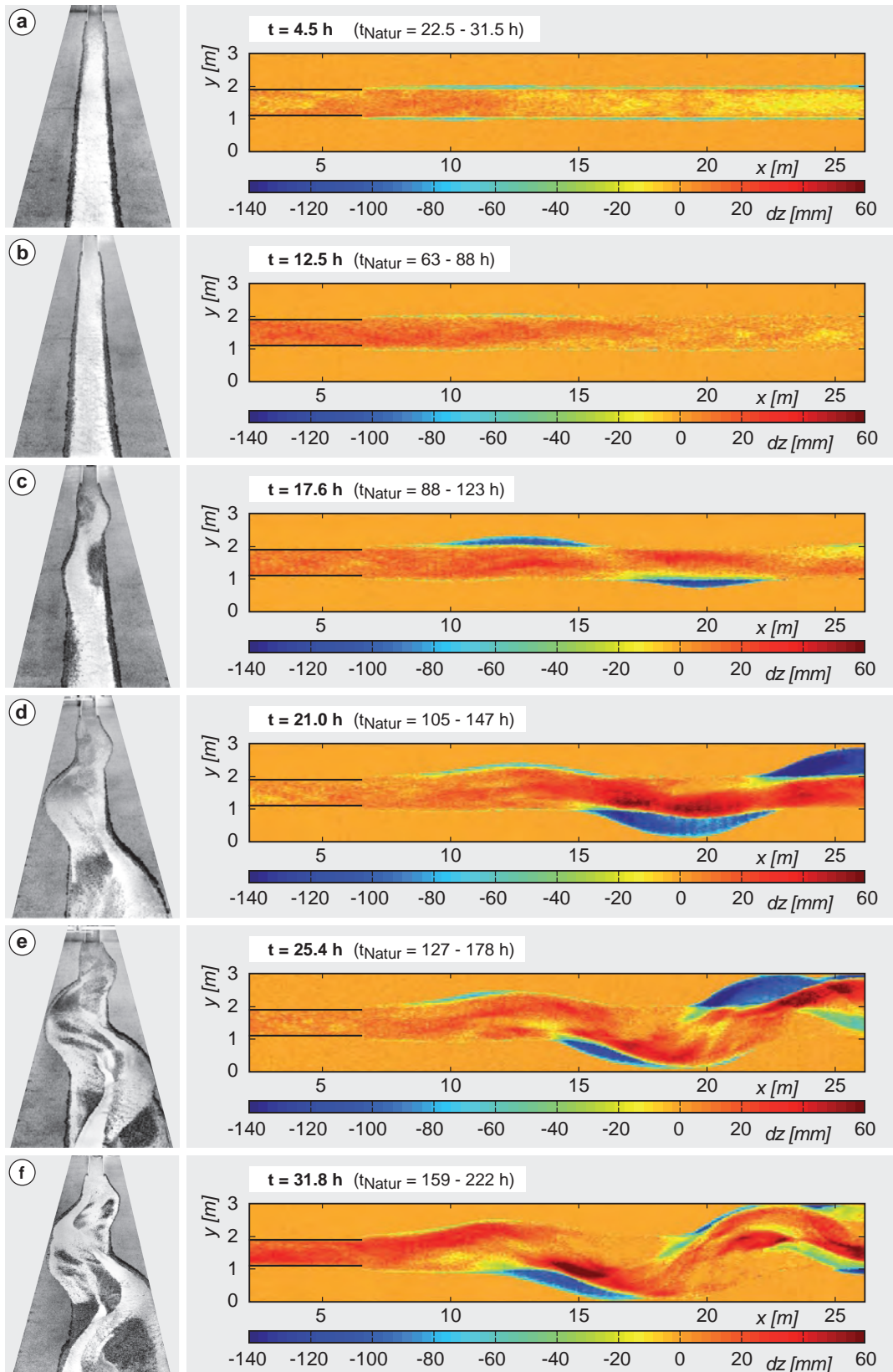


Abb. 5.1: Entwicklung der Seitenerosion während des Versuchs 1\_3. Momentanaufnahmen (bei  $Q = 3$  l/s) zu verschiedenen Zeitpunkten mit zugehörigen Sohltopographien. Bei den Graphiken rechts ist die Höhendifferenz zur vorherigen Topographievermessung dargestellt. Zur Umrechnung der Versuchszeit in Naturzeit wurde bei dem Modellmassstabfaktor  $\lambda$  eine Bandbreite von 25 bis 50 berücksichtigt (Kap. 3.4.1).

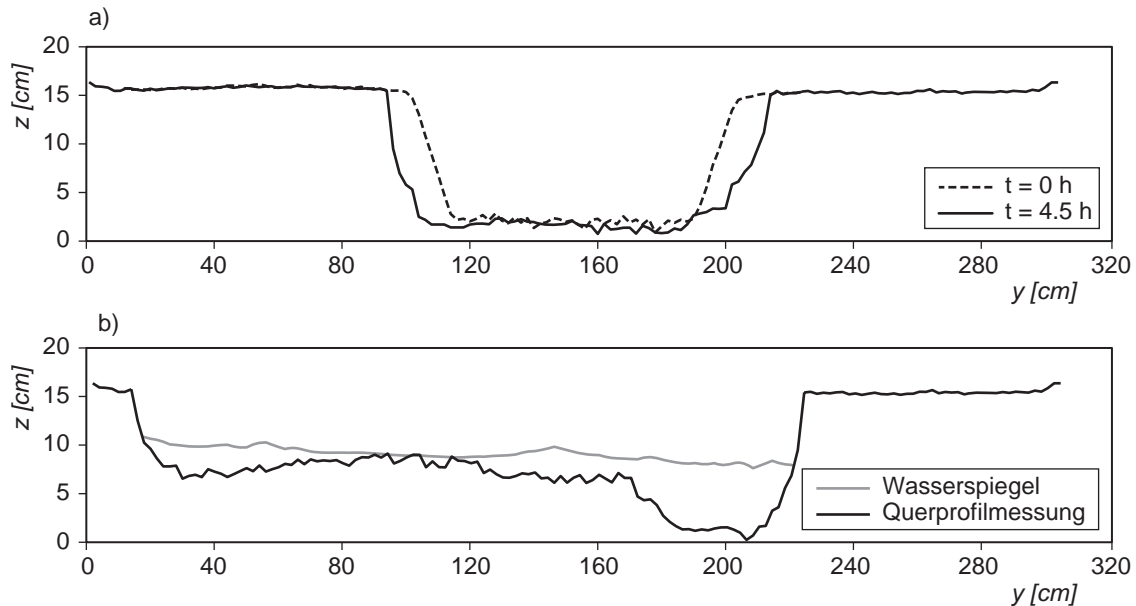


Abb. 5.2: Ausgewähltes Querprofil bei  $x = 19$  m: a) vor ( $t = 0$  h) und nach der ersten Verbreiterung durch Seitenerosion ( $t = 4.5$  h); b) 21.5 Stunden nach dem Beginn der Seitenerosionsphase, wobei sich in Gerinnemitte eine Bank gebildet hatte, um die herum sich der Abfluss in 2 Äste verzweigte.

Das abgetragene Ufermaterial lagerte sich unterhalb der erodierten Uferstellen ab und führte dazu, dass die nächste flussabwärts liegende Geschiebebank immer ausgeprägter wurde. Diese Seitenbänke wuchsen durch „seitliches abgelagertes Geschiebe“ quer zur Fliessrichtung und wandelten sich mit der Zeit in Mittelbänke. Schliesslich wurden die Bänke umströmt (Abb. 5.1d und Abb. 5.2b). Somit traten die ersten Abflussverzweigungen auf. Die einfache Mäanderform wurde instabil, das Gerinne verbreiterte sich infolge der immer stärker umgelenkten Abflussströmung weiter und es entstanden verzweigte morphologische Strukturen (Abb. 5.1e und f). Aufgrund der kontinuierlichen Verbreiterung des Gerinnes durch Seitenerosion wurde die Wand der Versuchsanlage durch ein erstes Teilgerinne erreicht (Abb. 5.1e). Ab diesem Zeitpunkt wurde die weitere Entwicklung der Seitenerosion durch dieses „Hindernis“ beeinflusst. Das Teilgerinne traf in einem bestimmten Winkel auf die Wand auf. Infolgedessen bildeten sich an dieser Stelle einzelne Wirbel, durch welche ein Kolk verursacht wurde. Oberhalb des Kolkbereiches wurde das Ufer stark erodiert und die Seitenerosion schritt an dieser Stelle gegen die Fliessrichtung weiter fort. Dadurch wurde die Strömung flussaufwärts immer stärker umgelenkt, was wiederum zu einer weiteren Entwicklung der Seitenerosion gegen die Fliessrichtung führte (Abb. 5.1f). Die Umlenkung der Strömung an der festen Berandung beeinflusste die weitere Entwicklung der Seitenerosion nicht nur an der davon betroffenen Stelle, sondern auch den weiteren Ablauf im gesamten Gerinne. Der Versuch wurde beendet, als die Wand an verschiedenen Stellen erreicht wurde.

Der im Versuch beobachtete erste Uferangriff, bei welchem das Gerinne über seine gesamte Länge breiter wurde aber seinen gestreckten Verlauf mit ebener Sohle behielt, entspricht ziemlich genau der Auswirkung der sogenannten primären Ufererosion (ANDER-

SON ET AL. 1975, YALIN 1977, JÄGGI 1983). Genauso bezieht sich die anschliessende Seitenerosion, die im Versuch durch Bildung von Geschiebebänken zu weiteren Gerinneverformungen führte, auf die so genannte sekundäre Ufererosion. Dabei liessen sich die primäre und sekundäre Ufererosion bzw. Seitenerosion zeitlich gut voneinander trennen.

Damit lässt sich die beobachtete Entwicklung der Seitenerosion in Versuch 1\_3 in drei Phasen unterteilen:

- Phase 1. Primäre Seitenerosion, bei der das Gerinne über die gesamte Länge gleichmässig etwas breiter wurde (Abb. 5.1, a).
- Phase 2. Bildung alternierender Strukturen (Abb. 5.1, b bis c) mit beinahe konstanter Gerinnebreite.
- Phase 3. Sekundäre Seitenerosion (Abb. 5.1, c bis f), die zu Gerinneverformungen sowie zur Bildung verzweigter Strukturen führte.

Die in diesen 3 Phasen abgelaufenen morphologischen Prozesse werden im Kapitel 5.2, bei der Beschreibung der Entwicklung der Sohlenbreite, im Detail diskutiert.

Sowohl das Einsetzen als auch der weitere Verlauf der Seitenerosion fand grundsätzlich in allen Versuchen der Serie 1 in einer ähnliche Art statt. Eine Ausnahme bildete der Versuch 1\_1, bei welchem keine primäre Seitenerosion beobachtet wurde, sondern direkt die sekundäre Seitenerosion auftrat. Der Grund dafür war, dass sich in diesen Versuch schon während der Initialphase alternierende Bänke bildeten. Deshalb konnten nach Entfernung der Wandelemente die Strömung direkt an die Ufer umgelenkt und das Gerinne verformt werden.

Die Versuche zeigten deutlich, dass die Bildung von Geschiebebänken nötig ist, um die sekundäre Seitenerosion auszulösen. Erst dadurch kann das Gerinne stärker verformt werden und die Bildung verzweigter Strukturen im Gerinnesystem erfolgen. Dass alternierende Bänke die Vorläufer von mäandrierenden bzw. verzweigten Gerinne bilden, wurde auch von anderen Autoren festgestellt (siehe Kapitel 2.6).

Ein Gerinne wird sich bei ungehinderter Entwicklung solange aufweiten, bis die sogenannte Grenzbreite nach sekundärer Ufererosion für eine bestimmte Abflussmenge erreicht wird (Kap. 2.2.2). In den Versuchen konnte auf Grund der beschränkten Platzverhältnisse diese Grenzbreite nicht erreicht werden. Es ist aber anzunehmen, dass sich das Gerinne bei Verwendung einer grösseren Versuchsanlage weiter verbreitert hätte, bis die Grenzbreite  $b_{gr}$  für die vorgegebenen Randbedingungen erreicht wäre. Mit dieser Breite  $b_{gr}$  würde das Gerinne dann stabil bleiben. Auf diesen Punkt wird im Kapitel 5.2.4 im Detail eingegangen.

Die in den Versuchen beobachteten morphologischen Entwicklungen sind die gleichen wie die morphologischen Strukturen, die in die Natur bei breiten Flussabschnitten beobachtet werden können (Abb. 5.3). Die gute Übereinstimmung zwischen den morphologischen Strukturen in Natur und im Modell deutet darauf hin, dass sich die morphologische Prozesse in einer Aufweitung mit dem physikalischen Modell gut nachbilden lassen.





Abb. 5.3: Vergleich der in Modell (links) und in den Natur (rechts) aufgetretenen Morphologien bei grossen Breitenverhältnisse (Foto: Rhône bei Pfywald, EAWAG 2001)

## 5.2. Entwicklung der Sohlenbreiten

### 5.2.1. Zeitlicher Verlauf der mittleren und maximalen Sohlenbreiten

In Abb. 5.4 ist die Entwicklung der Sohlenbreite über die Zeit beispielhaft wieder für den Versuch 1\_3 dargestellt. Dabei werden die momentanen mittleren und maximalen Breiten  $b_{mA}$  bzw.  $b_{maxA}$  gezeigt, die sich in der Aufweitungsstrecke durch Seitenerosion einstellen.

Bei der dargestellten Entwicklung von  $b_{mA}$  und  $b_{maxA}$  sind die drei Phasen der Seitenerosion zu erkennen, welche im Abschnitt 5.1 bereits beschrieben wurden: 1) Primäre Seitenerosion, 2) Bildung alternierender Strukturen und 3) Sekundäre Seitenerosion.

Am Anfang des Versuches nahm die mittlere Breite  $b_{mA}$  ziemlich schnell zu. Innerhalb einer Stunde verbreitete sich das Gerinne von 80 cm auf 100 cm. Diese erste Verbreiterung stand direkt in Verbindung mit der vorher beschriebenen Entwicklung der Seitenerosion in ihrer ersten Phase (primäre Seitenerosion). Dabei behielt das Gerinne seinen gestreckten Verlauf mit ebener Sohle, deshalb unterschieden sich auch die maximale Breite  $b_{maxA}$  und die mittlere Breite  $b_{mA}$  in dieser ersten Phase nicht.

In den nächsten 14 Stunden blieb die mittlere Breite in etwa konstant. Diese Zeit entsprach der Phase 2 der Seitenerosion, bei der sich alternierende Strukturen bildeten. Die mittleren und maximalen Breiten hatten in etwa den gleichen Wert bis auf die letzten Stunden dieser Phase ( $t = 11$  bis  $14$  h), an denen die Strömung durch die Geschiebebänke langsam an die Ufer umgelenkt wurde. Somit wurden die Ufer lokal erodiert, wodurch sich die maximale Breite von der mittleren Breite unterschied.

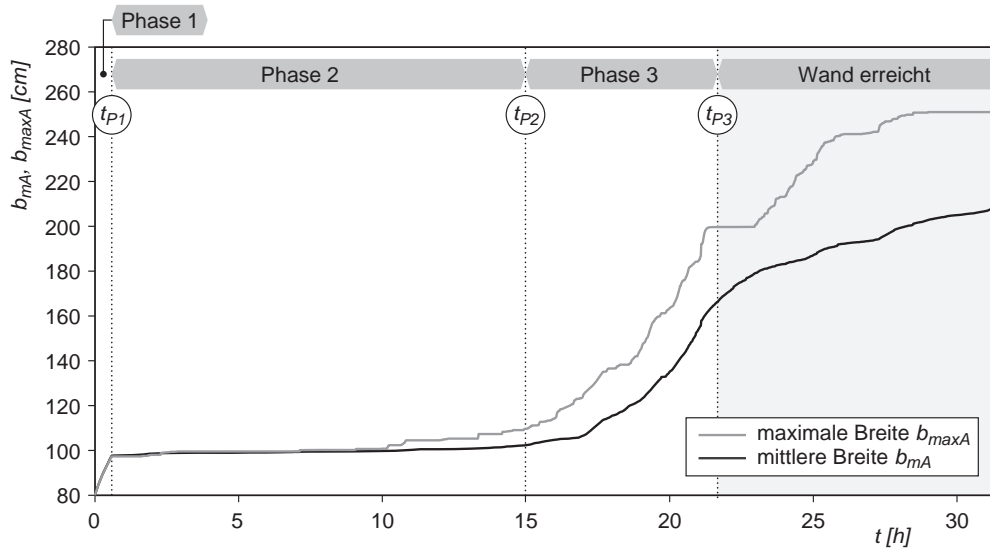


Abb. 5.4: Zeitliche Entwicklung der maximalen und mittleren Gerinnebreiten für den Versuch 1\_3. Darauf sind deutlich die 3 Phasen zu erkennen, in die der Verlauf der Seitenerosion unterteilt wurde. Zusätzlich eingezeichnet sind jeweils die Zeitpunkte  $t_{pi}$  am Ende der 3 Phasen. Dabei muss man anmerken, dass die zeitliche Abgrenzung zwischen der Phase 2 und 3 nicht völlig scharf ist, aber für die weitere Auswertung musste sich für einen bestimmten Zeitpunkt entscheiden.

Parallel zu dem schnellen Fortschreiten der Seitenerosion in der dritten Phase (sekundäre Seitenerosion) nahmen die mittleren und maximalen Breiten in den nächsten Stunden deutlich zu. Das Gerinne wurde dadurch stark verformt (mäandrierend und anschliessend verzweigt). Dadurch wurden die maximalen Breite bis zum einem Faktor von 1.2 grösser als die mittleren Breiten. In Abb. 5.4 ist zusätzlich die Entwicklung von  $b_{mA}$  und  $b_{maxA}$  für die Zeitperiode dargestellt, nachdem die Wand der Versuchsanlage an einer ersten Stelle erreicht wurde ( $t > t_{P3}$ ). Wie man sehen kann, ist die weitere Entwicklung der Breiten stark davon beeinflusst. Die Zunahme der Breite fand in dieser Phase langsamer statt. Auf die Entwicklung der Breite nach Erreichen der Wand wird im Kapitel 5.5 im Detail eingegangen.

Auf ähnliche Art wie beim Versuch 1\_3 beeinflusste die Seitenerosion die Entwicklung der maximalen und mittleren Sohlbreite in den restlichen Versuchen der Serie 1. In Abb. 5.5 ist die Entwicklung der mittleren Sohlbreite  $b_{mA}$  über die jeweilige Versuchszeit für alle Versuche der Serie 1 dargestellt. Dabei wurde nur die Entwicklung der mittleren Breite  $b_{mA}$  bis zum Erreichen der Wand der Versuchsanlage gezeigt (ungehinderte Breitenentwicklung). Wie man sehen kann, ist die am Beispiel des Versuches 1\_3 beschriebene Entwicklung der mittleren Breite für alle anderen durchgeführten Versuche repräsentativ. Bei allen Versuchen sind die vorher beschriebenen drei Phasen zu erkennen. Dennoch unterscheiden sich die Entwicklung und die Dauer der drei Phasen, je nachdem wie der Abfluss oder die Geschiebezufuhr variiert wurden. In den nächsten Kapiteln wird auf die Entwicklung der Breite in den erwähnten 3 Phasen im Detail eingegangen. Dabei werden die Ergebnisse der verschiedenen Versuche verglichen und allgemeine Schlussfolgerungen zur Beschreibung des Prozesses der Seitenerosion und der Breitenentwicklung bei der Versuchsserie 1 gezogen.



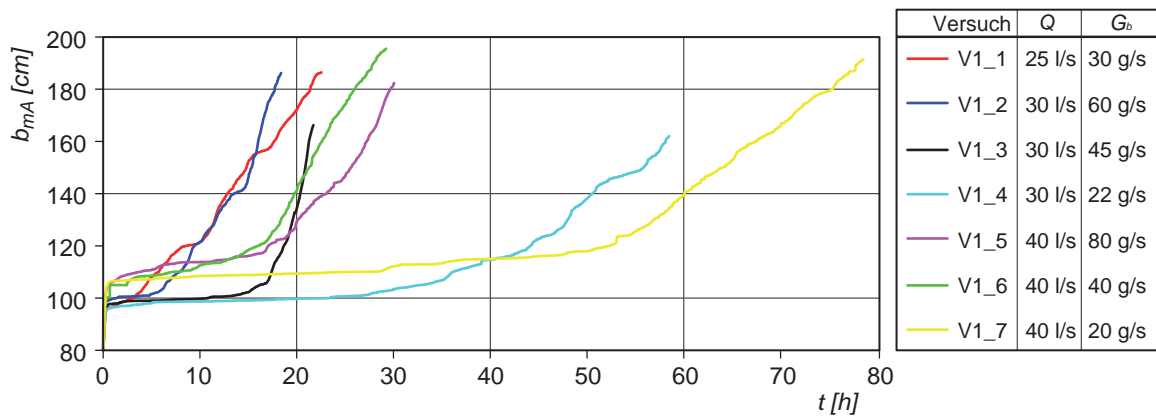


Abb. 5.5: Zeitliche Entwicklung der mittleren Sohlenbreiten  $b_{mA}$  in der Aufweitungsstrecke. In den Versuchen unterschieden sich die Entwicklung und die Dauer der drei Phasen, in Abhängigkeit von Abfluss und Geschiebezufuhr.

### 5.2.2. Phase 1 – Erste Verbreiterung durch primäre Seitenerosion

Wie in Abb. 5.5 zu sehen ist, fand diese erste Verbreiterung des Gerinnes bei allen Versuchen vergleichsweise schnell statt. Innerhalb einer Stunde wurde der unbefestigte Abschnitt des Gerinnes über seine gesamte Länge je nach Versuch um 25 bis 30% breiter. Die Dauer der Phase 1 war bei allen Versuchen nahezu gleich, d. h. praktisch unabhängig von der vorhandenen Abflussmenge und dem Geschiebeeintrag (Abb. 5.5). Zusätzlich wurde festgestellt, dass die erreichte Breite stark von der Abflussmenge, aber nicht von dem Geschiebeeintrag abhing. In Abb. 5.6 ist für alle Versuche die Breite, die sich am Ende der Phase 1 einstellte, über die gesamte Gerinnelänge dargestellt. Dabei ist zu erkennen, dass bei den Versuchen 1\_2, 1\_3 und 1\_4 ( $Q = 30$  l/s) das Gerinne im Durchschnitt 100 cm breit wurde. Hingegen verbreiterte sich das Gerinne bei den Versuchen 1\_5, 1\_6 und 1\_7 ( $Q = 40$  l/s) von 80 auf 110 cm. Die Variation des Geschiebeeintrags beeinflusste das Ausmass der Breite am Ende der Phase 1 kaum. Der Versuch 1\_1 wurde hierbei nicht betrachtet, weil dort diese erste Phase nicht zu beobachten war (Kap. 5.1).

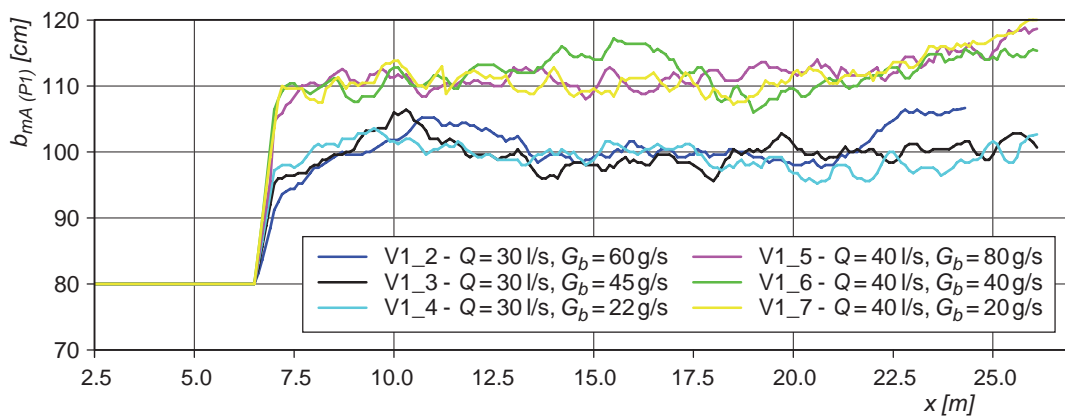


Abb. 5.6: Längsprofil der mittleren Breite am Ende der Phase 1, bei welcher das Gerinne durch primäre Seitenerosion über seine gesamte Länge aufgeweitet wurde. Die Ausdehnung der Breite, die sich einstellte, hing nur von der Abflussmenge ab.

An dieser Stelle stellt sich die Frage, warum diese erste Verbreiterung so schnell stattfand. Anfangs der Seitenerosionsphase weisen die erodierbaren Ufer im Vergleich zu den ursprünglich fixierten Wandelementen einen kleineren Widerstand auf, deshalb werden sie stark erodiert. Nach der Theorie der Stabilität eines Korns in der Böschung (Anhang D) werden in diesem Fall die neuen Ufer so weit erodiert, bis die auf die Böschung wirkende Schubspannung  $\theta_B$  der kritischen Schubspannung für den Bewegungsbeginn der Körner in der Böschung  $\theta_{c\gamma}$  entspricht. Im Rahmen dieser Arbeit wurde mithilfe der Gleichungen (Anhang D.1) und (Anhang D.2) beiden Grössen für alle Versuche nachgerechnet. Dabei wurden zwei Zeitpunkte berücksichtigt: 1) am Anfang der Phase 1, bzw. kurz nachdem die Seitenerosionsphase gestartet wurde ( $b_m = 80$  cm), und 2) am Ende der Phase 1, bzw. als sich die neue Breite eingestellt hatte ( $b_m = 100$  bzw. 110 cm). Die Beanspruchung der Böschung  $\theta_B$  wurde für Abflussmenge von 30 l/s und 40 l/s ermittelt. Bei der Berechnung des Uferwiderstandes  $\theta_{c\gamma}$  wurde für den inneren Reibungswinkel  $\psi$  des Ufermaterials (mittleren Kies) ein Wert von  $33^\circ$  verwendet.

Die Resultate der verschiedenen Berechnungen sind in Tab. 5.1 zusammengestellt. Beim Vergleich der berechneten Schubspannungen ist zu erkennen, dass am Anfang der Phase 1 die Uferbeanspruchung  $\theta_{B,1}$  bedeutend grösser war als die kritische Schubspannung an der Böschung  $\theta_{c\gamma}$ , deshalb wurden die Ufer erodiert. Weil die Uferbeanspruchung im Fall eines Abflusses von 30 l/s kleiner als im Fall eines 40 l/s Abflusses ist (vgl. Werte in Tab. 1), wurde das Ufer im zweiten Fall stärker erodiert (Abb. 5.5 und 5.6). Am Ende der Phase 1 stellte sich je nach Abfluss bei den betrachteten Versuchen eine Breite von 100 bzw. 110 cm ein. Die gemessenen Abflusstiefen waren dementsprechend kleiner. Die für die neue Situation berechneten maximalen Schubspannungen  $\theta_{B,2}$  sind kleiner als die am Anfang der Phase 1 ( $\theta_{B,1}$ ) und sie entsprechen ziemlich genau den Werten der berechneten kritischen Schubspannungen  $\theta_{c\gamma}$  (vgl. Tab. 5.1).

	$\theta_{c\gamma}$	$\theta_{B,1}$	$\theta_{B,2}$
$Q = 30$ l/s	0.029	0.035	0.028
$Q = 40$ l/s	0.029	0.038	0.029

Tab. 5.1: Dimensionslose kritische Böschungsschubspannung  $\theta_{c\gamma}$  und Böschungsschubspannung  $\theta_B$  bei Abflussmenge von 30 und 40 l/s. Die Berechnung von  $\theta_B$  wurde für die Randbedingungen am Anfang der Phase 1 (Index 1) sowie am Ende der Phase 1 (Index 2) durchgeführt.

Die Ansätze aus der Regime-Theorie zur Berechnung der Gleichgewichtsbreite  $b_{eq1}$ , die sich durch primäre Ufererosion einstellt, basieren auch auf solchen einfachen Stabilitätsbetrachtungen (Kap. 2.2.2). Unter Verwendung der Gl. (2.4) (Ansatz nach YALIN (1992)) ergeben sich für die Randbedingungen der Versuche Gleichgewichtsbreiten von  $b_{eq1} = 100$  cm (für  $Q = 30$  l/s) und  $b_{eq1} = 113$  cm (für  $Q = 40$  l/s), was sich ziemlich gut mit den am Ende der Phase 1 gemessenen Breiten übereinstimmt.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass während der Phase 1 (primäre Seitenerosion) das Gerinneufer so weit über die gesamte Gerinnelänge erodiert wurde, bis die neu auf die Böschung wirkende Schubspannung der kritischen Schubspannung für die Böschung entsprach. Die Breite, die sich einstellte, kann mittels einfacher Berechnungen bzw. mit einem Ansatz aus der Regime-Theorie abgeschätzt werden. Diese Breite hängt im Wesentlichen von der Abflussmenge und nicht vom Geschiebeeintrag ab.

### 5.2.3. Phase 2 - Bildung alternierender Bänke bei nahezu konstanter Breite

Am Ende der Phase 1 stellten sich neue Sohlbreiten ein ( $b_{eq1} = 100$  cm für  $Q = 30$  l/s und  $b_{eq1} = 110$  cm für  $Q = 40$  l/s). Das Gerinne war zu diesem Zeitpunkt zunächst stabil. Allerdings war dieser stabile Zustand nur temporär, denn es bildeten sich später alternierende Bänke, die zur weiteren Gerinneverformungen führten. Dass sich alternierende Bänke bilden, war zu erwarten. Nach der ersten Verbreiterung durch primäre Seitenerosion, waren bei allen Versuchen die hydraulischen Randbedingungen gegeben, unter welchen sich grundsätzlich alternierende Bänke bilden können. Dieses konnte unter Verwendung des Abgrenzungskriteriums nach DA SILVA (1991) (mit der Modifikation nach ZARN (1997)) nachgewiesen werden, welches in Abb. 5.7 dargestellt ist. In der Abbildung sind zusätzlich für alle Versuche die Datenpunkte am Anfang der Phase 1 (Quadrate in Abb. 5.7) sowie am Ende der Phase 2 (Sterne in Abb. 5.7) eingetragen. Daraus ist ersichtlich, dass im ersten Fall ( $b_m = 80$  cm) die eingetragenen Punkte im Grenzbereich zum geraden Gerinne liegen. Hingegen sind die Datenpunkten im zweiten Fall ( $b_{eq1} = 100$  bzw.  $110$  cm) im alternierenden Bereich zu finden.

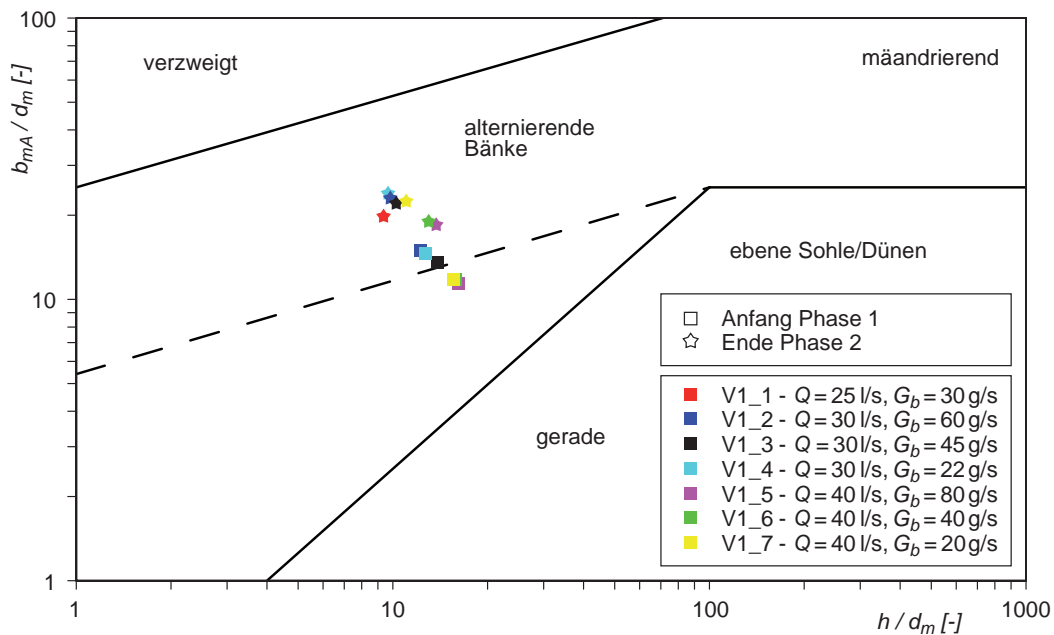


Abb. 5.7: Abgrenzungskriterium nach DA SILVA (1991) mit den Datenpunkten der Modellversuche am Anfang der Phase 1 (eckige Punkte) sowie am Ende der Phase 2 (Sterne). Gestrichelt ist die Modifikation von ZARN (1997) eingezeichnet (Kapitel 2.2.4).

Wie schnell sich die alternierenden Strukturen bildeten, hing primär von der Geschiebezufuhr ab. In Abb. 5.5 ist deutlich zu erkennen, dass die Phase 2 bei den Versuchen 1\_4 und 1\_7, welche mit reduziertem Geschiebeeintrag durchgeführt wurden (Tab. 3.2), am längsten dauerte. Die Abhängigkeit der Dauer der Phase 2 vom Geschiebeeintrag ist beim Vergleich der Versuche 1\_2, 1\_3 und 1\_4 (alle mit einer Abflussmenge von 30 l/s durchgeführt) in Abb. 5.5 zu erkennen. Je nachdem, ob der Geschiebeeintrag 60, 45 oder 22 g/s betrug, dauerte die Phase 2 dementsprechend 5, 15 oder 30 Stunden. Je grösser die Geschiebezufuhr gewählt wurde, desto schneller bildeten sich die alternierenden Strukturen und desto kürzer wurde die Phase 2. Eine ähnliche Tendenz konnte beim Vergleich der Versuche mit einem Abfluss von 40 l/s (Versuche 1\_5, 1\_6 und 1\_7) festgestellt werden (vgl. dazu die entsprechende Kurven in Abb. 5.5). Der Einfluss der Abflussmenge auf die Geschwindigkeit der Bildung von alternierenden Bänken ist nicht so eindeutig wie der Einfluss der Geschiebezufuhr. Bei den Versuchen 1\_3 und 1\_5 war die Dauer der Phase 2 in etwa gleich, obwohl die Versuche mit unterschiedlichen Abflussmengen (30 resp. 40 l/s) durchgeführt wurden (Abb. 5.5).

Nachfolgend wird beschrieben wie die zeitliche Entwicklung der Phase 2 von der Geschiebeführung beeinflusst wird. Entscheidend für die Dauer dieser Phase war die Tatsache, ob sich die alternierenden Bänke durch einen Auflandungs- oder einen Erosionsprozess bildeten. Dies konnte wie folgt nachgewiesen werden:

Bevor jeweils die Uferbefestigung entfernt wurde, befand sich das Gerinne im Gleichgewichtszustand, d.h. die Transportkapazität  $G_{b\,TC,0}$  des Gerinnes entsprach der Geschiebezufuhr  $G_{b\,ein,0}$  (Tab. 5.2). Dann wurden die Uferelemente entfernt und eine erste Verbreiterung des Gerinnes fand statt (Phase 1). Aufgrund der neuen Breite war das Transportvermögen am Anfang der Phase 2 ( $G_{b\,TC,E}$ ) bei allen Versuchen kleiner als bei der Initialphase (vgl.  $G_{b\,TC,0}$  mit  $G_{b\,TC,E}$  in Tab. 5.3).

Versuch	Initialphase		Seitenerosionsphase (Anfang Phase 2)		
	$G_{b\,TC,0}$	$G_{b\,ein,0}$	$G_{b\,TC,E}$	$G_{b\,ein,E}$	$G_{b\,ein,E} / G_{b\,TC,E}$
1_2	60 g/s	60 g/s	42 g/s	60 g/s	1.43
1_3	45 g/s	45 g/s	30 g/s	45 g/s	1.5
1_4	45 g/s	45 g/s	30 g/s	22 g/s	0.73
1_5	78 g/s	78 g/s	35 g/s	78 g/s	2.23
1_6	79 g/s	79 g/s	35 g/s	40 g/s	1.14
1_7	80 g/s	80 g/s	35g/s	18 g/s	0.51

Tab. 5.2: Vergleich der Transportkapazität ( $G_{b\,TC}$ ) mit dem Geschiebeeintrag ( $G_{b\,ein}$ ) bei der Initialphase (Index 0) sowie bei der Seitenerosionsphase (Index E).

Bei den Versuchen 1\_2, 1\_3 und 1\_5 wurde der Geschiebeeintrag während der Seitenerosionsphase ( $G_{b\,ein,E}$ ) im Vergleich zu dem während der Initialphase ( $G_{b\,ein,0}$ ) nicht reduziert. In diesen Versuchen war dann zu Beginn der Phase 2 der Geschiebeeintrag  $G_{b\,ein,E}$  deutlich grösser als das neue Transportvermögen (vgl.  $G_{b\,ein,E}$  mit  $G_{b\,TC,E}$  in Tab. 5.3). Das Gerinne befand sich in diesen Fällen im Auflandungszustand, und Geschiebeablagerungen in Form alternierender Bänke fanden relativ schnell statt.

Bei den Versuchen 1\_4, 1\_6 und 1\_7 wurde der Geschiebeeintrag ( $G_{b\,ein,E}$ ) in der Seitenerosionsphase hingegen reduziert. Bei Versuch 1\_6 war der Geschiebeeintrag trotz Reduktion immer noch grösser als das neue Transportvermögen  $G_{b\,TC,E}$ , deshalb konnten sich die alternierende Bänke ebenfalls relativ schnell bilden. Dagegen war bei den Versuchen 1\_4 und 1\_7 der Geschiebeeintrag kleiner als das neue Transportvermögen des Gerinnes (vgl.  $G_{b\,ein,E}$  mit  $G_{b\,TC,E}$  in Tab. 5.2). Das Gerinne befand sich in diesen Fällen zunächst im Erosionszustand und die Sohle wurde über die gesamte Gerinnelänge erodiert. Allerdings wurde die Sohle über die Breite nicht gleichmässig erodiert, sondern die Sohlenerosion fand alternierend statt. Wie gerade gezeigt, waren bei allen Versuchen am Anfang der Phase 2 die hydraulischen Randbedingungen für das Auftreten von Sohlendeformationen gegeben. Im Fall eines Erosionszustandes führte dieses zum Auftreten alternierender Kolke (Abb. 5.8). Somit fand die Bildung alternierender Bänke über einen Erosionsprozess statt. Daher brauchte es deutlich länger, bis sich alternierende Strukturen bildeten, denn der Geschiebeeintrag von oben war gering.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Dauer der Phase 2 stark davon abhing, wie schnell sich die alternierenden Strukturen bildeten. Im Rahmen dieser Arbeit wurde festgestellt, dass dieses grundsätzlich davon abhing, ob sich das Gerinne im Auflandungs-, Gleichgewichts- oder im Erosionszustand befand. Die Versuche haben gezeigt, dass die Bildung alternierender Bänke im letzteren Fall deutlich langsamer erfolgt.

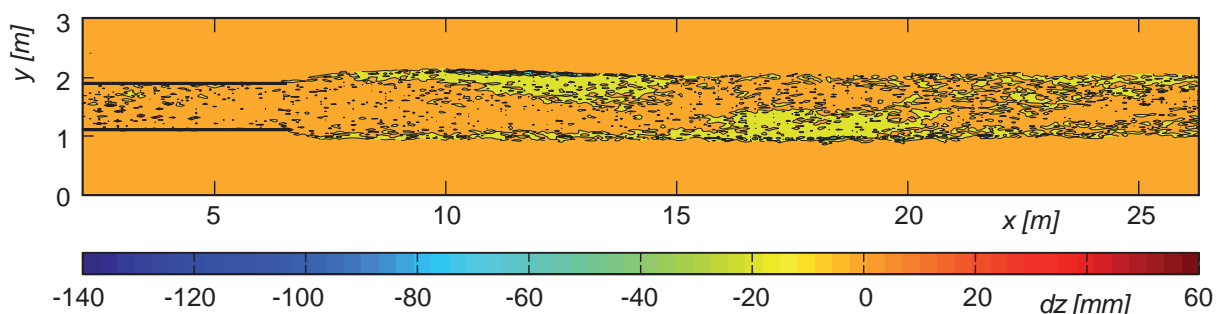


Abb. 5.8: Topographieaufnahme in der Phase 2 vom Versuch 1\_4 mit erkennbaren alternierenden Erosionszonen. Dargestellt ist die Differenz zur vorherigen Topographie.

### 5.2.4. Phase 3 – Gerinneaufweitung durch sekundäre Seitenerosion

In der Phase 3 der Versuche wurde das Gerinne durch sekundäre Seitenerosion schnell verbreitert und verformt. Wie man in Abb. 5.5 sehen kann, nahm während der Phase 3 die mittlere Sohlbreite infolge der sekundären Seitenerosion im Vergleich zur Phase 1 und 2 markant zu. Dabei unterschied sich die Breitenentwicklung, abhängig vom Abfluss sowie von der Geschiebezufuhr, von Versuch zu Versuch deutlich.

Anschliessend wird gezeigt, in welcher Form sich die zeitliche Entwicklung der mittleren und maximalen Breiten in Abhängigkeit der untersuchten Parameter beschreiben lässt.

#### Entwicklung der mittleren Breiten

In Abb. 5.9 ist die zeitliche Entwicklung der mittleren Breiten nur für die Phase 3 aller Versuche dargestellt. Um die einzelnen Versuche besser vergleichen zu können, wurden die Linien um den Zeitpunkt  $t_{p2}$  (Zeitpunkt am Ende der Phase 2, Abb. 5.4) zur Deckung gebracht. Darüber hinaus wurden die mittlere Breite mit der Breite  $b_{eq1}$  (Gleichgewichtsbreite infolge primärer Seitenerosion) normiert.

Aus Abb. 5.9 ist ersichtlich, dass die Entwicklung der Breite deutlich von der Geschiebezufuhr beeinflusst ist. An der Steigung der Kurven ist zu erkennen, dass für den Fall eines Erosionszustandes (Versuche 1\_4 und 1\_7) die mittlere Breite im Vergleich zu den anderen Versuchen (1\_1, 1\_2, 1\_3, 1\_5 und 1\_6) deutlich langsamer zunahm.

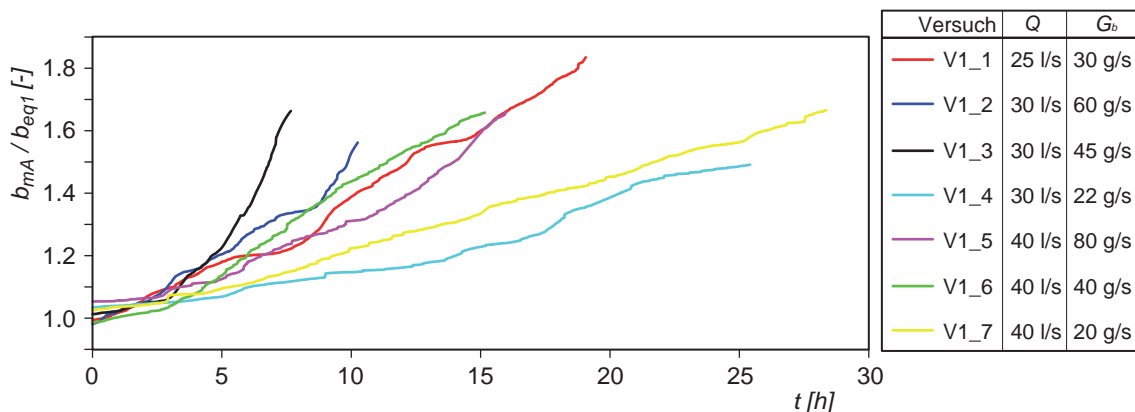


Abb. 5.9: Zeitliche Entwicklung der relativen mittleren Sohlenbreiten ( $b_{mA} / b_{eq1}$ ) in der Aufweitungsstrecke. Bei den Versuchen mit reduziertem Geschiebeeintrag (Versuche 1\_4 und 1\_7) nahm die maximale Breite im Vergleich zu den anderen Versuchen langsamer zu.

Es sind aber mehrere Parameter, die einen Einfluss auf die zeitliche Entwicklung der Sohlenbreite haben dürften. Wie in den vorherigen Kapiteln dargestellt, hängten die Auslösung sowie das weitere Fortschreiten der sekundären Seitenerosion stark davon ab, wie schnell sich welche Morphologien während der Phase 2 bildeten. Dies hängt wiederum von vorgegebenen Parameter (Abfluss  $Q$ , Geschiebeeintrag  $G_b$  und Sohlengefälle  $J$ ) ab. Somit wurden bei der Suche eines Parameters, mit welchem sich die zeitliche Entwicklung der mittleren Breite beschreiben lässt, folgende dimensionslose Größen berücksichtigt:

dimensionslose Zeit : 
$$t^* = t \cdot \left( \frac{g}{d_m} \right)^{0.5} \quad (5.1)$$

dimensionsloser Abfluss: 
$$Q^* = \frac{Q}{Q_D} \quad (5.2)$$

dimensionsloser Geschiebeeintrag: 
$$\Phi_b = \frac{G_b}{\rho_s \cdot \sqrt{(s-1)g} \cdot d_m^{2.5}} \quad (5.3)$$

Aus den obigen dimensionslosen Grössen lässt sich der dimensionslose Parameter  $T$  bestimmen, für den die Werte der relativen mittleren Breite von allen Versuchen um eine Trendlinie gruppiert werden konnten (Abb. 5.10). Dabei wurde die beste Gruppierung der Daten erreicht, wenn im dimensionslosen Parameter  $T$  alle Grössen mit einem Exponenten von 0.5 gewichtet wurden (Gl. 5.4):

$$T = t^* \cdot (Q^* \cdot \Phi_b)^{0.5} \cdot (J)^{0.5} \quad (5.4)$$

Unter Berücksichtigung der Gleichung 5.4 gruppieren sich die Datenpunkte relativ eng um eine Trendlinie, welche durch folgende empirische Beziehung angegeben werden kann:

$$\frac{b_{mA}}{b_{eq1}} = e^{6.65 \cdot 10^{-7} \cdot T} \quad (5.5)$$

Somit lässt sich die mittlere Breite in Abhängigkeit der Zeit und den anderen Parametern wie folgt beschreiben:

$$\frac{b_{mA}}{b_{eq1}} = e^{6.65 \cdot 10^{-7} \cdot \left[ t \cdot \left( \frac{g}{d_m} \right)^{0.5} \cdot \left( \frac{Q}{Q_D} \cdot \frac{G_b}{\rho_s \cdot \sqrt{(s-1)g} \cdot d_m^{2.5}} \right)^{0.5} \cdot (J)^{0.5} \right]} \quad (5.6)$$

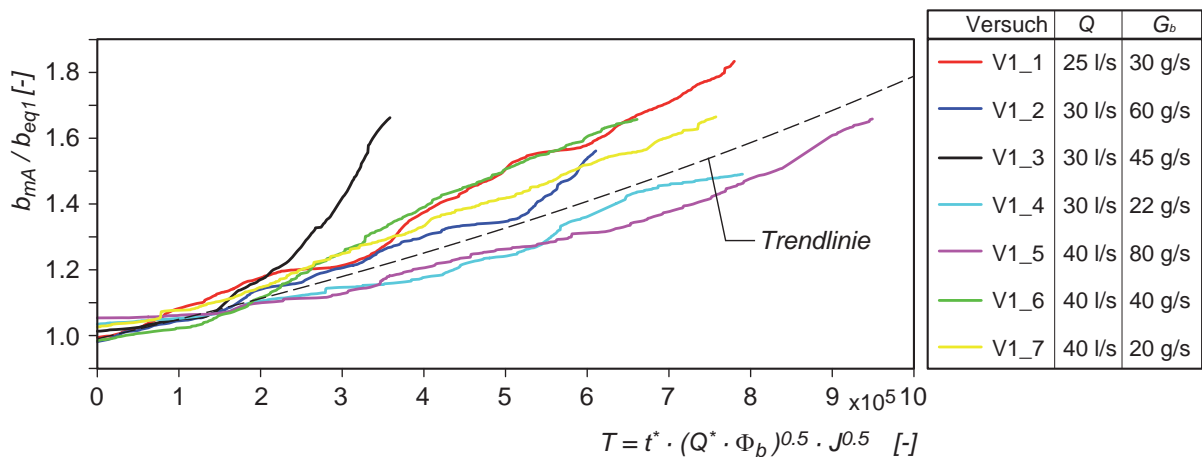


Abb. 5.10: Relative mittlere Sohlbreite  $b_{mA} / b_{eq1}$  in Abhängigkeit vom dimensionslosen Parameter  $T$ . Gestrichelt ist die Trendlinie eingezeichnet, um die sich die Datenpunkte gruppieren lassen.

Wie ein Vergleich zwischen den gemessenen und den mit Gl. (5.6) berechneten mittleren Breiten zeigt (Abb. 5.11), lässt sich  $b_{mA}$  mit der Gleichung (5.6) gut beschreiben. Die Abweichungen liegen innerhalb einer Bandbreite von  $\pm 20\%$ .

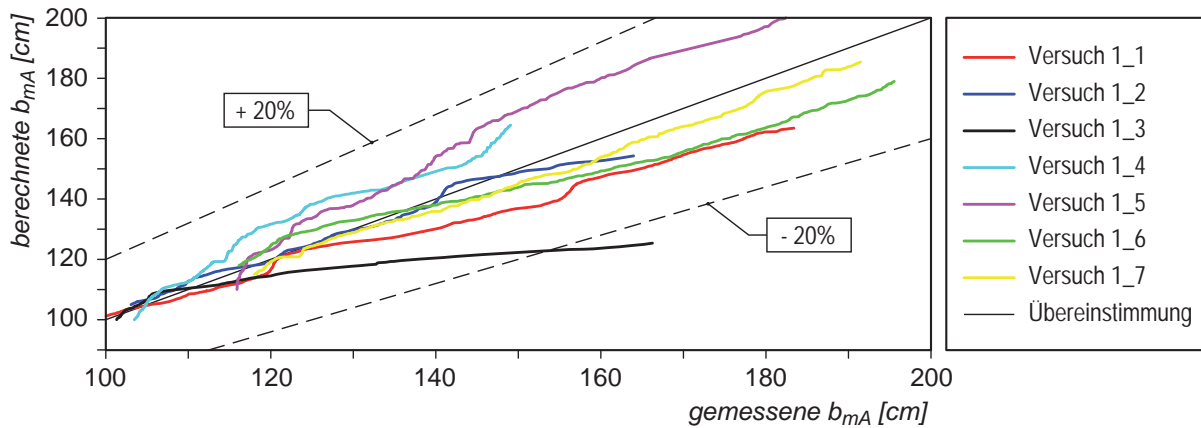


Abb.5.11: Vergleich zwischen den gemessenen und den mit Gleichung (5.6) berechneten mittleren Sohlbreiten. Die Versuchsdaten lassen sich auf mindestens  $\pm 20\%$  genau berechnen.

### Grenzbreite

Mit der Gleichung (5.6) können die in der Aufweitungsstrecke zu erwartenden mittleren Sohlbreiten in Abhängigkeit der Zeit relativ gut berechnet werden. Allerdings gilt diese empirische Beziehung nur für Werte von  $T < 10^6$  bzw.  $b_{mA} / b_{eq1} < 2$  (Abb. 5.10), also für die Zeitperiode, die in den Versuchen simuliert wurde. Wie im Kapitel 5.1 schon ausgeführt, konnte in den Versuchen die weitere Entwicklung der Sohlenbreite bis zum Erreichen der Grenzbreite  $b_{gr}$  nicht nachgebildet werden, weil vorher die Wand der Versuchsanlage erreicht wurde. Es ist aber anzunehmen, dass die mittlere Breite nicht exponentiell anwächst, sondern dass sie mit der Zeit immer langsamer zunimmt, bis die Grenzbreite  $b_{gr}$  erreicht wird (Abb. 5.12).

Die bei den Versuchen zu erwartende Grenzbreite  $b_{gr}$  konnte mithilfe der im Kap. 2.2.2 beschriebenen Ansätze abgeschätzt werden. Verwendet wurden dabei die Ansätze von MOSLEY (1983), HENDERSON (1966), GRIFFITHS (1981), ASHMORE (2001) und MILLAR (2005), womit allerdings die Wasserspiegelgrenzbreiten  $b_{w,gr}$  und nicht die totale Grenzbreite  $b_{gr}$  berechnet wird (Tab. 5.3). Bei den Versuchen ist aber der Unterschied zwischen der gemessenen Wasserspiegelbreite und totalen Gerinnebreite relativ klein (Kap. 3.6.4). Daher können diese Ansätze zur Abschätzung der Größenordnung der zu erwartenden Grenzbreite  $b_{gr}$  verwendet werden. Wie aus Tab. 5.3 ersichtlich, schwankt die Bandbreite der nach HENDERSON (1966), ASHMORE (2001) und MILLAR (2005) berechneten Werte  $b_{gr}$  von 115 bis 150 cm, während die Ansätze nach GRIFFITHS (1981) und MOSLEY (1983) mit 200 bis 300 cm grössere Werte liefern. Die grosse Bandbreite der mit den verschiedenen Ansätzen berechneten Grenzbreiten verdeutlicht die im Kap. 2.2.2 angesprochene Problematik hinsichtlich der Verwendung von dimensionsbehafteten Ansätzen. Auf diese Problematik wird im Anhang G im Detail eingegangen.



Für die Randbedingungen der eigenen Versuche scheinen die Ansätze von HENDERSON (1966), ASHMORE (2001) und MILLAR (2005) zu tiefe Werte der Grenzbreite zu liefern, denn bei mittleren Breiten von 115 bis 150 cm war in den Versuchen noch kein stabiler Gerinnezustand zu erkennen. Plausiblere Werte ergeben sich nach den Ansätze von GRIFFITHS (1981) und MOSLEY (1983), mit welchem für die Randbedingungen der Versuche Grenzbreiten von 2.0 bis 3.0 m berechnet werden. In den Versuchen betrug  $b_{mA}$  ca. 1.9 m als die Wand der Laborrinne erreicht wurde (Abb. 5.5). Dieser liegt unter dem nach GRIFFITHS (1981) sowie nach MOSLEY (1983) zu erwartenden Grenzwert aber über denen von HENDERSON (1966), ASHMORE (2001) und MILLAR (2005).

Versuch	HENDERSON	GRIFFITHS	MOSLEY	ASHMORE	MILLAR
	(1966)	(1981)	(1983)	(2001)	(2005)
	$b_{w,gr}$ [cm]	$b_{w,gr}$ [cm]	$b_{w,gr}$ [cm]	$b_{w,gr}$ [cm]	$b_{w,gr}$ [cm]
1_1	114	198	230	115	113
1_2	129	224	249	121	129
1_3	132	230	249	122	129
1_4	137	238	249	124	129
1_5	158	270	294	141	146
1_6	152	261	294	138	146
1_7	152	261	294	138	146

Tab. 5.3: Berechnete totale Wasserspiegelbreiten mit den Ansätze von HENDERSON (1966), GRIFFITHS (1981), MOSLEY (1983), ASHMORE (2001) und MILLAR (2005) für die Randbedingungen der Versuche der Serie 1.

Aus Abb. 5.12 ist ersichtlich, dass mit der Gleichung (5.6) nicht die gesamte Breitenentwicklung zwischen  $b_{eq1}$  und  $b_{gr}$  beschrieben werden kann. Gleichung (5.6) deckt nur einen Breitenbereich ab, der in etwa einer Verdoppelung der Gleichgewichtsbreite  $b_{eq1}$  entspricht. Da in der Praxis die Flüsse nur in seltenen Fällen mehr Platz zur Verfügung gestellt bekommen können, wird mit Gleichung (5.6) zumindest der relevanteste Teil der Breitenentwicklung beschrieben.

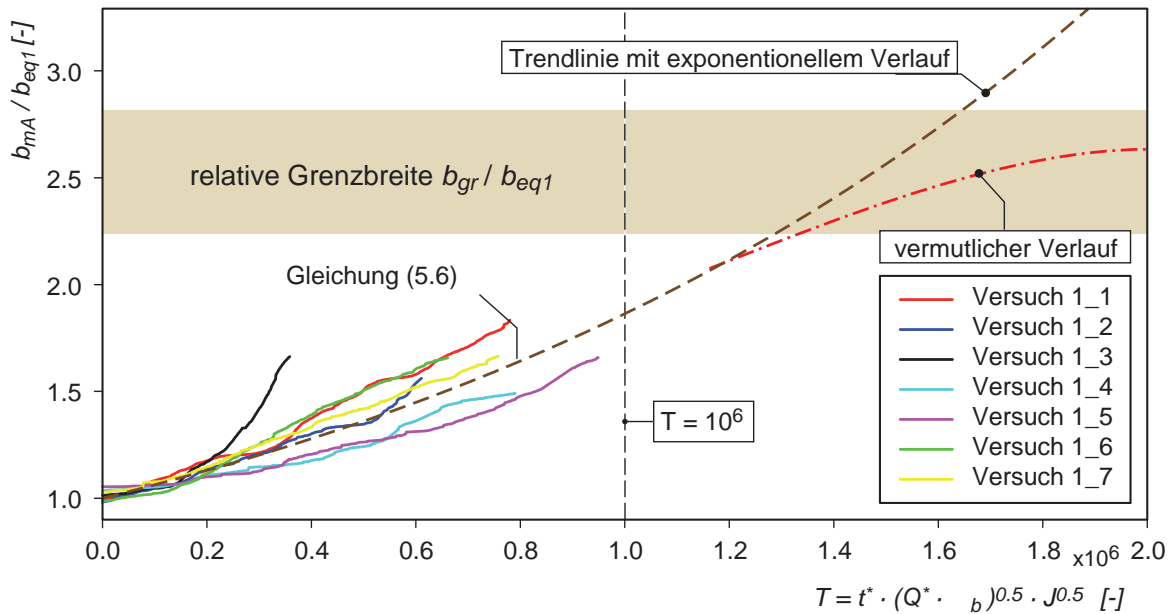


Abb. 5.12: Entwicklung von  $b_{mA}$  in Abhängigkeit vom Parameter  $T$ , gültig für  $b_{mA} / b_{eq1} < 2$ .

**Entwicklung der maximalen Breiten**

In Abb. 5.4 werden exemplarisch für den Versuch 1\_3 die Entwicklung der mittleren und maximalen Breite über die Zeit gezeigt. Wie daraus ersichtlich ist, entsprechen sich die Linien in den Phasen 1 und 2. In der Phase 3 weisen die Linien einen ähnlichen Verlauf auf, die absoluten Werte der maximalen Breiten sind jedoch grösser. Dieser affine Verlauf zwischen den mittleren und maximalen Breiten wurde auch in allen anderen Versuchen festgestellt. Deshalb wurde das Verhältnis der maximalen zur mittleren Breite  $b_{maxA} / b_{mA}$  für alle Versuche berechnet. In Abb. 5.13(a) sind die entsprechenden Werte in Abhängigkeit der Zeit dargestellt. Daraus ist zu erkennen, dass  $b_{maxA} / b_{mA}$  während der gesamte Versuchsdauer in etwa konstant bleibt und um einen Wert von 1.12 schwankte (Bandbreite 1.05-1.25).

Werden die maximalen und mittleren Breiten jeweils mit der Gleichgewichtsbreite infolge primärer Ufererosion  $b_{eq1}$  normiert und einander gegenübergestellt (Abb. 5.13b), so ist eine einfache lineare Abhängigkeit zwischen beiden Grössen erkennbar. Die Datenpunkte lassen sich gut um eine Trendlinie gruppieren (Abb. 5.13b), die durch folgende empirische Beziehung beschrieben wird (Gl. 5.7):

$$\frac{b_{maxA}}{b_{eq1}} = 1.12 \cdot \frac{b_{mA}}{b_{eq1}} \tag{5.7}$$

Unter Berücksichtigung der Gleichungen 5.6 und 5.7 lässt sich die zeitliche Entwicklung der maximalen Sohlenbreite wie folgt beschrieben werden:

$$\frac{b_{maxA}}{b_{eq1}} = 1.12 \cdot e^{6.65 \cdot 10^{-7} \left[ t \cdot \left( \frac{g}{d_m} \right)^{0.5} \cdot \left( \frac{Q}{Q_D \cdot \rho_s \cdot \sqrt{(s-1)g \cdot d_m^{2.5}} \right)^{0.5}} \right] \cdot (J)^{0.5}} \tag{5.8}$$

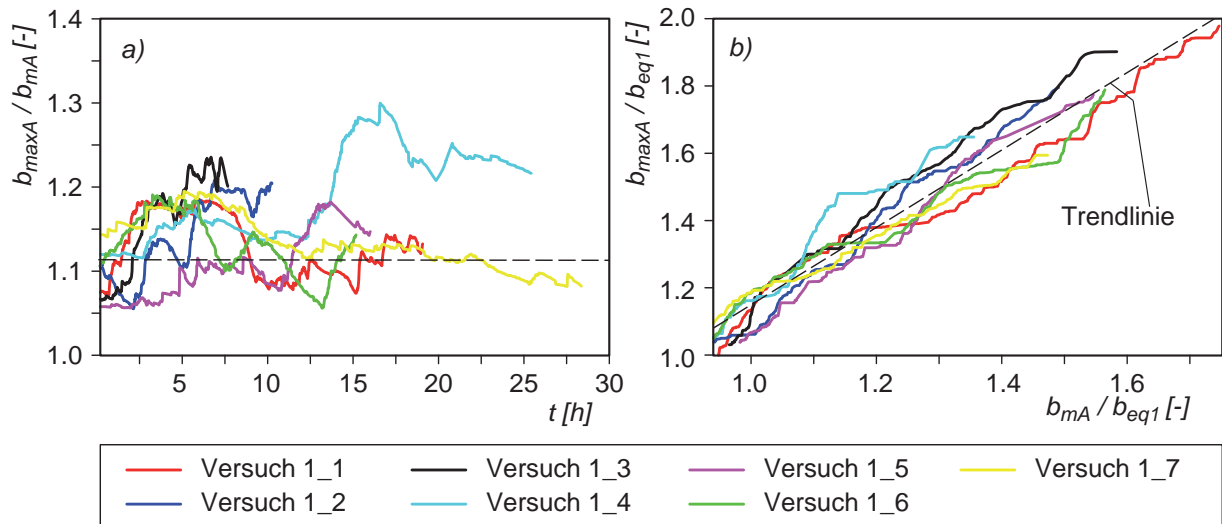


Abb. 5.13: a) Verhältnis der maximalen zur mittleren Sohlbreiten in Abhängigkeit der Zeit. Die Werte schwanken um einen Wert von 1.12.  
 b) Vergleich der normierten maximalen und mittleren Sohlbreiten. Die Werte lassen sich gut um eine Trendlinie gruppieren.

Der Vergleich zwischen den gemessenen und berechneten mittleren Breiten zeigt, dass die Messwerte mit Hilfe der Gleichung (5.8) mit einer Genauigkeit von  $\pm 25\%$  reproduziert werden können (Abb. 5.14).

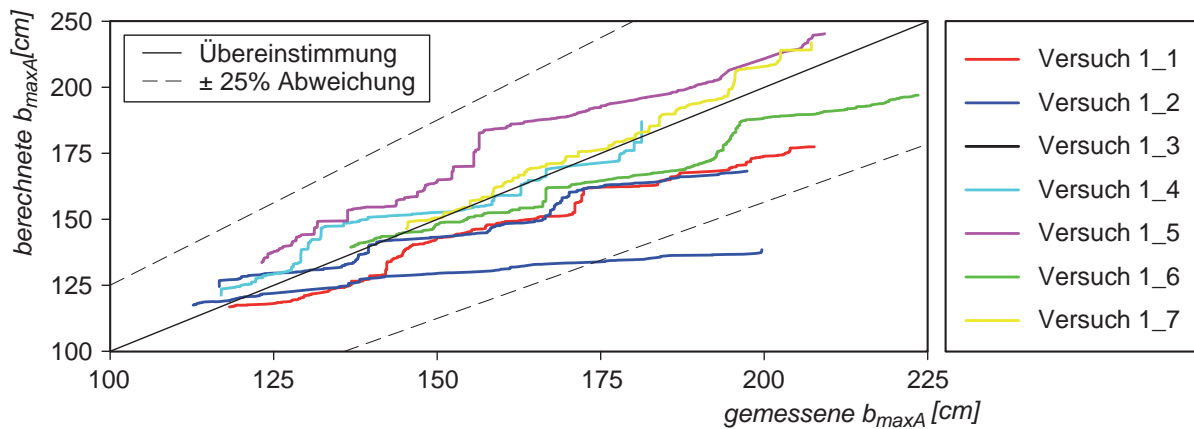


Abb. 5.14: Vergleich zwischen den gemessenen und den mit Gleichung (5.8) berechneten mittleren Sohlbreiten. Die Werte der Versuche lassen sich mit einer Genauigkeit von  $\pm 25\%$  berechnen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass durch die sekundäre Seitenerosion das Gerinne aufgrund der vorhandenen Sohlenmorphologien und entsprechender Strömungsumlenkung an den Ufern relativ rasch verbreitert wird. Die ungehinderte Entwicklung der maximalen und mittleren Breiten bis zum Erreichen der Wand kann mittels der Gleichungen (5.6) und (5.8) quantitativ beschrieben werden. Dabei muss berücksichtigt werden, dass diese Gleichungen nur für ähnliche Randbedingungen (Sohlenmaterial und Gefällebereich) gelten, wie sie auch den vorliegenden Versuchen zugrunde lagen. Weiterhin gelten sie nur für ähnliche Werte des dimensionslosen Parameters  $T$  zwischen 0 und  $10^6$ . Die weitere Entwicklung der maximalen

und mittleren Breiten für  $T > 10^6$  bis zum Erreichen der Gleichgewichtsbreite kann damit nicht beschrieben werden.

### 5.3. Maximale Ufererosion und Pendelband

Um zu beschreiben, wie viel Platz das Gerinne insgesamt zu einem bestimmten Zeitpunkt in Anspruch nimmt, reicht die Kenntnis der Breitenentwicklung allein nicht. Wie im Kapitel 4.4.3 ausgeführt, sind dafür Angaben über die Entwicklung der maximalen Ufererosionen  $\Delta y_{max}$  sowie des Pendelbands  $P_b$  notwendig. In Abb. 5.15 ist exemplarisch für die Versuche 1\_2 (links) und 1\_3 (rechts) die Entwicklung der maximalen Erosionen des rechten und linken Ufers ( $\Delta y_{max,r}$  und  $\Delta y_{max,l}$ ) über die gesamten Versuchszeit dargestellt. Daraus ist ersichtlich, dass bei Versuch 1\_2 die maximale Erosion des linken Ufers in der Phase 3 grössere Werte annahm als die des rechten Ufers. Dies bedeutet, dass während dieses Versuches das linke Ufer immer stärker erodiert wurde als das rechte. Bei Versuch 1\_3 hingegen war der Verlauf der Kurven für das linke und rechte Ufer fast identisch, d.h., dass beide Seiten zum gleichen Zeitpunkt in etwa gleich stark erodiert wurden.

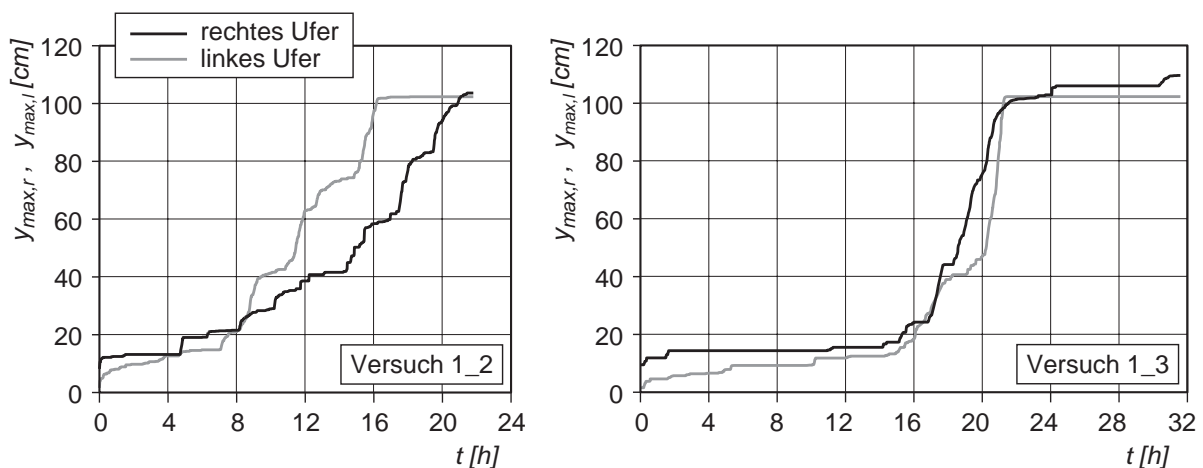


Abb. 5.15: Zeitliche Entwicklung der maximalen linken und rechten Ufererosionen ( $\Delta y_{max,r}$  und  $\Delta y_{max,l}$ ) bei den Versuchen 1\_2 (links) und 1\_3 (rechts).

Es ist also möglich, dass beide Ufer zum gleichen Zeitpunkt ähnliche maximale Erosionen aufwiesen. Diese maximalen Werte traten aber am linken und rechten Ufer nicht an der gleichen Stelle auf. Der Grund dafür ist die mäandrierende verzweigte Grundrissform des Gerinnes. Dadurch war die Strömung an einer Stelle hauptsächlich auf die linke oder rechte Seite konzentriert. Die maximale linke und rechte Ufererosion traten deshalb immer alternierend auf. Dieser gegenläufige Verlauf der maximalen Ufererosionen ist in Abb. 5.16 veranschaulicht. Darauf sind die Werte von  $\Delta y_{max,r}$  und  $\Delta y_{max,l}$  über die gesamte Gerinnelänge für die Versuche 1\_2 (links) und 1\_3 (rechts) zusammen dargestellt. Dort wo die Erosion an einem Ufer maximal wurde, war die Erosion an dem anderen Ufer relativ schwach.

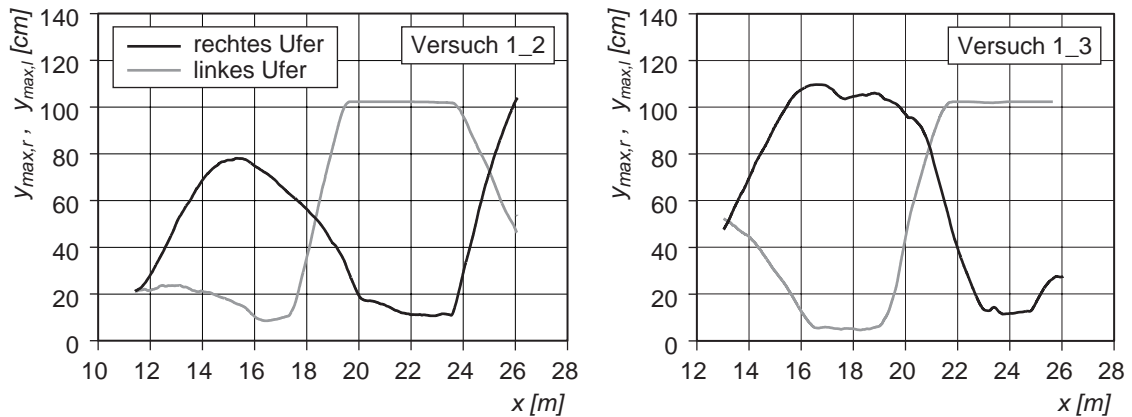


Abb. 5.16: Maximalen Ufererosionen des linken und rechten Ufers ( $\Delta y_{max,r}$  und  $\Delta y_{max,l}$ ) über die gesamte Gerinnelänge bei den Versuchen 1\_2 (links) und 1\_3 (rechts). Aufgrund der mäandrierenden – verzweigten Gerinneform traten die maximalen Ufererosionen wechselseitig auf.

Ob die maximale Erosionen am linken oder rechten Ufer auftraten war, hing im Wesentlichen davon ab, ob sich die erste flussaufwärts liegende alternierende Bank zufälligerweise in der Nähe des rechten resp. linken Ufers bildete. Dieses war ein zufälliger Prozess und konnte nicht vorausgesagt werden. Dennoch konnte ermittelt werden, wie viel Platz das Gerinne insgesamt in Anspruch nahm. Dieser Raum, der sich für jeden Zeitpunkt aus der Summe der ursprünglichen Kanalbreite und der linken und rechten maximalen Ufererosionen ergibt, wird als Pendelband  $P_b$  bezeichnet (Kapitel 4.4.3). In Abb. 5.17 wurde beispielweise für die Versuche 1\_2 (links) und 1\_3 (rechts) die zeitliche Entwicklung des Pendelbandes  $P_b$  dargestellt. Zusätzlich wurden die entsprechenden Werte der maximalen Breiten  $b_{maxA}$  eingetragen.

Wie man sieht, fallen beide Kurven während der Phasen 1 und 2 quasi zusammen. Da in dieser Zeit das Gerinne noch nicht verformt war, entsprachen die Werte des Pendelbandes denen der maximalen Breiten. In der Phase 3, bei der durch sekundäre Seitenerosion das Gerinne eine mäandrierende Form annahm, wiesen die Linien in etwa einen affinen Verlauf auf. Dennoch waren die Werte des Pendelbandes  $P_b$  um einen bestimmten Faktor grösser als die der maximalen Breiten. Aufgrund der vorhandenen Gerinneverlagerung stimmten die Werte des Pendelbandes mit denen der maximalen Breite nicht mehr überein.

In Abb. 5.18 sind die Werte des Pendelbandes und der maximalen Breite gegenübergestellt. Wie ersichtlich ist, gruppieren sich die Datenpunkte relativ eng um eine Trendlinie, welche einen linearen Verlauf aufweist. Dies bedeutet, dass in allen Versuchen das Verhältnis  $P_b / b_{maxA}$  während der gesamte Versuchsdauer in etwa konstant war. Die Steigung der linearen Trendlinien gibt an, um welchen Faktor das Pendelband grösser ist als die maximalen Breiten. Daraus wurde ein Wert von ca. 1.20 bestimmt.

Somit lässt sich für einen beliebigen Zeitpunkt das zu erwartende Pendelband in Abhängigkeit von den maximalen Breiten wie folgt bestimmen:

$$P_b = 1.20 \cdot b_{maxA} \quad (5.9)$$

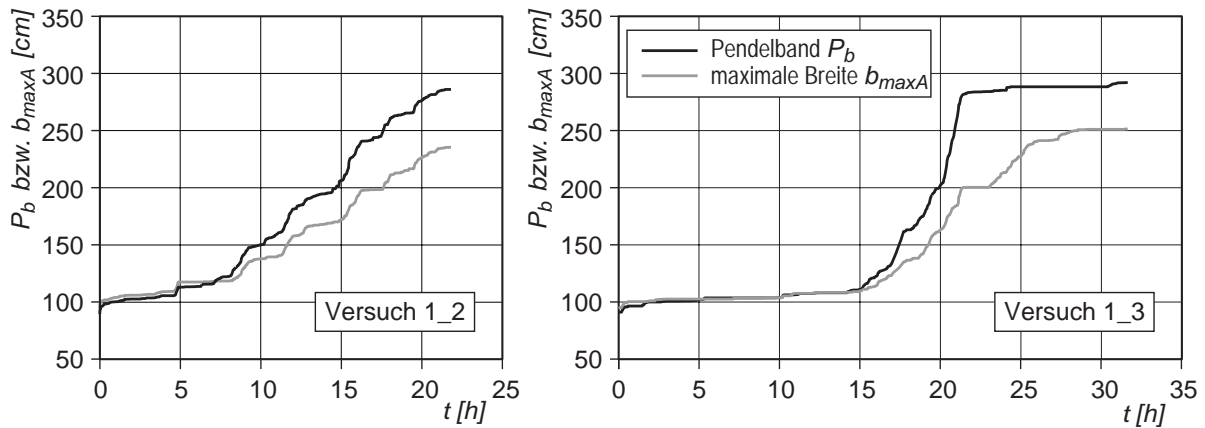


Abb. 5.17: Zeitliche Entwicklung des Pendelbandes  $P_b$  und der maximalen Breiten  $b_{maxA}$  für die Versuche 1\_2 (links) und 1\_3 (rechts). Die dargestellten Kurven laufen über die Zeit in etwa parallel.

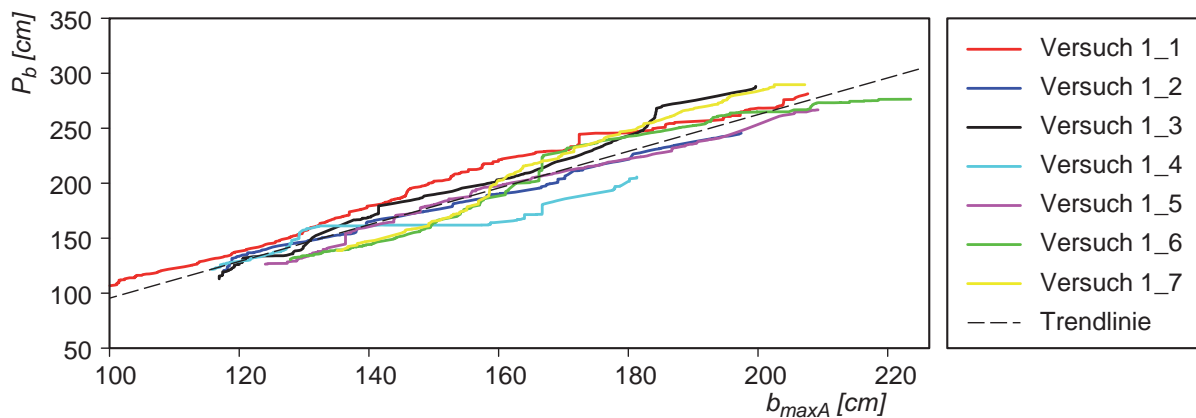


Abb. 5.18: Gegenüberstellung des Pendelbandes  $P_b$  und der maximalen Breiten  $b_{maxA}$ . Aus der Steigung der linearen Trendlinie, um die sich die Werte gut gruppieren lassen (gestrichelte Linie), ergibt sich ein Faktor von 1.20, um den das Verhältnis  $P_b / b_{maxA}$  bei allen Versuchen schwankte.

## 5.4. Erosionsgeschwindigkeit des Ufers

### 5.4.1. Verlauf der Erosionsgeschwindigkeit

Zur Beschreibung des Prozesses der Seitenerosion wurde bisher die zeitliche Entwicklung der mittleren und maximalen Breiten sowie des Pendelbandes betrachtet. Mit den dazu in den Kapitel 5.2 und 5.3 angegebenen Gleichungen kann prognostiziert werden, wie schnell die Breite des gesamten Gerinnes im Durchschnitt zunimmt und welcher Raum insgesamt im Anspruch genommen wird. Allerdings lässt sich damit nicht ermitteln, welche Größenordnung die Intensität der *lokalen* Ufererosionen aufweist. Ob der Prozess der Seitenerosion lokal abrupt stattfindet oder das Ufer kontinuierlich erodiert wird, kann damit auch nicht beantwortet werden. Dafür sind Erkenntnisse über die lokale Erosionsgeschwindigkeit der Ufer notwendig. Daher wurde aus den Versuchen die Geschwindigkeit  $V_E$ , mit der ein Ufer senkrecht

zur Kanalachse erodiert wird, ermittelt (Kapitel 4.4.4). In Abb. 5.19 ist die zeitliche Entwicklung der Erosionsgeschwindigkeit  $V_E$  des linken und rechten Ufers in Versuch 1\_1 gezeigt. Dabei wird für jede  $x$ -Position ( $x$ -Achse) die ermittelte Erosionsgeschwindigkeit (Farbskala) zu jedem Zeitpunkt ( $y$ -Achse) dargestellt. Anhand der Zonen höheren Erosionsgeschwindigkeit (roten Zonen in Abb. 5.19) ist zu erkennen, dass die zeitliche Entwicklung der Erosionsgeschwindigkeit durch einen pulsierenden Verlauf gekennzeichnet ist. Dies bedeutet, dass die Ufer nicht kontinuierlich erodiert wurden, sondern schubweise. Dieses Verhalten wurde auch bei allen anderen Versuchen festgestellt.

Zusätzlich ist aus dem Vergleich der maximalen Erosionsgeschwindigkeiten des linken und rechten Ufers ersichtlich, dass die maximalen Werte zwar oft zur gleichen Zeit aber nicht an der gleichen Stelle auftraten. Am linken Ufer waren die maximalen Erosionsgeschwindigkeiten im Bereich von  $x = 14-18$  m sowie 23-26m, während am rechten Ufer dieser bei  $x = 18 - 22$  m der Fall war. Dabei lässt sich der alternierende Verlauf der Seitenerosion widerspiegeln, der in allen Versuchen der Serie 1 aufgrund der mäandrierenden Gerinneform festgestellt wurde (Kap. 5.3).

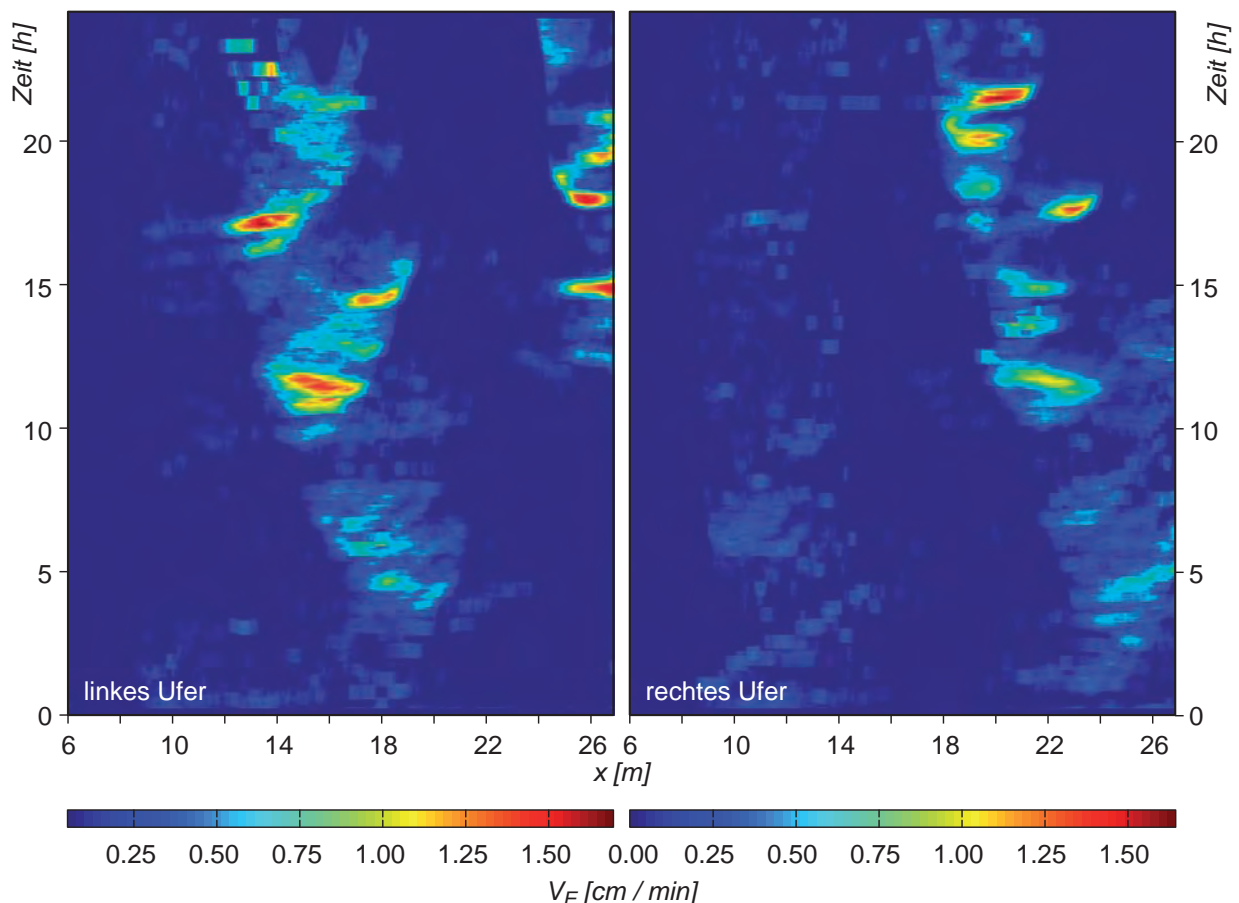


Abb. 5.19: Räumliche ( $x$ -Achse) und zeitliche ( $y$ -Achse) Verteilung der Erosionsgeschwindigkeiten (Farbskala) am linken und rechten Ufer in Versuch 1\_1

### 5.4.2. Räumliche Verteilung der maximalen Erosionsgeschwindigkeit

Abb. 5.20 zeigt die räumliche Verteilung der maximalen Erosionsgeschwindigkeiten  $V_{Emax}$  für den Versuch 1\_3. In der Abbildung ist für jedes Querprofil die höchste Erosionsgeschwindigkeit  $V_{Emax}$  aus allen aufgetretenen Werten dargestellt. Somit wird veranschaulicht, wo und wie hoch die maximale Erosionsgeschwindigkeit war.

In der Abbildung ist wiederum der alternierende Verlauf der maximalen Erosionsgeschwindigkeit des linken und rechten Ufers deutlich zu erkennen. Beispielweise wurde das linke Ufer in Bereich von  $x = 24$  m mit einer maximalen Geschwindigkeit von bis 2 cm/min erodiert, während beim rechten Ufer die maximale Erosionsgeschwindigkeit an derselben Stelle den Wert von 0.4 cm/min nicht überschritt.

Für alle anderen Versuche der Serie 1 ist die räumliche Verteilung der maximalen Erosionsgeschwindigkeiten  $V_{Emax}$  in Abb. 5.21 dargestellt. Daraus ist ersichtlich, dass die räumliche Verteilung von  $V_{Emax}$  ziemlich zufällig ist. Es ist keine eindeutige Abhängigkeit von den übergeordneten Parametern zu erkennen. Bei allen Versuchen traten ähnliche maximale Werte auf. Diese Werte schwankten über die gesamte Gerinnelänge um einen Wert von 1 cm/min, wobei eine Bandbreite von 0.25 und 2.5 cm/min zu verzeichnen ist. Wird ein Massstabfaktor von  $\lambda = 20$  (massgebend z.B. für die Kleine Emme bei Wolhusen (Kap. 3.4.1)) berücksichtigt, entspricht diese Bandbreite in der Natur einer Größenordnung von 0.7 bis 6.5 m/h.

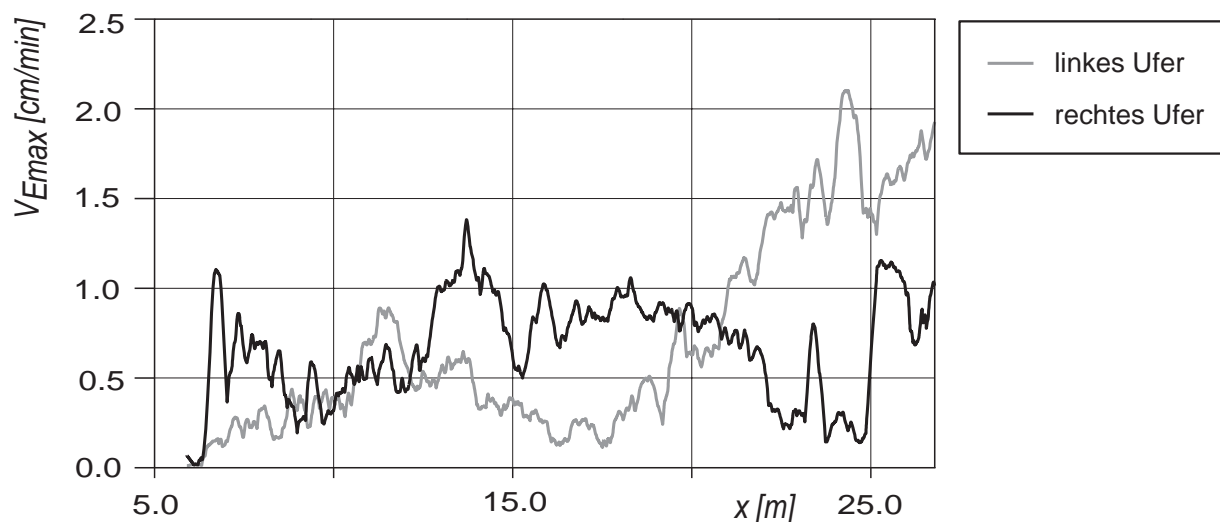


Abb. 5.20: Räumliche Verteilung der maximalen Erosionsgeschwindigkeit in Versuch 1\_3.



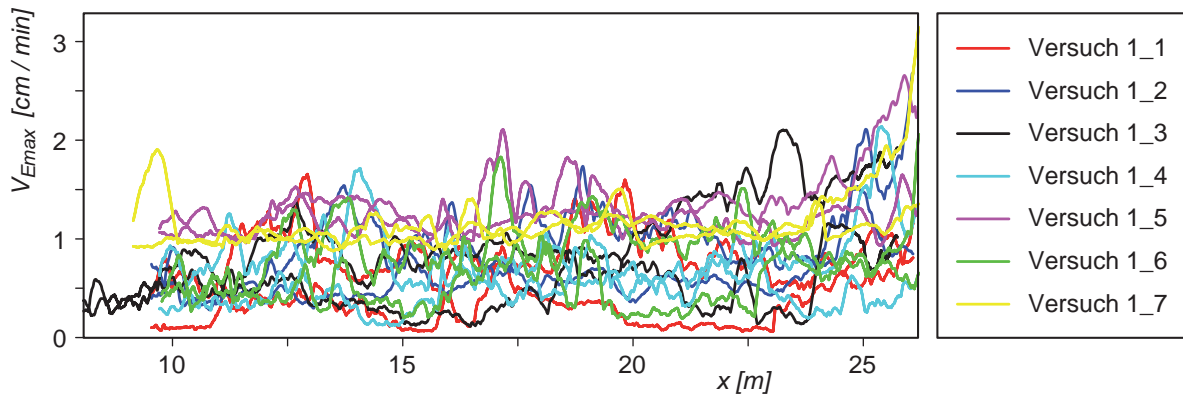


Abb. 5.21: Räumliche Verteilung von  $V_{E_{max}}$  für alle Versuche der Serie 1. Die Werte schwanken relativ zufällig zwischen 0.25 und 2.5 cm/min.

### 5.4.3. Zeitliche Verteilung der maximalen Erosionsgeschwindigkeit

Abb. 5.22 zeigt für alle Versuche der Serie 1 die zeitliche Entwicklung der maximalen Erosionsgeschwindigkeiten. Mithilfe dieser Darstellung wird veranschaulicht, wann und wie häufig solche maximalen Werte auftreten.

In der Abbildung 5.22 sind Phasen unterschiedlicher Erosionsintensität zu erkennen. Die Datenpunkte sind über die Zeit so zufällig verteilt, dass keine Abhängigkeit der Werte von der Zeit zu erkennen ist. Weder bei der Entwicklung während eines Versuches noch beim Vergleich der Versuche miteinander. Aus der Graphik lässt sich schlussfolgern, dass in diesen Versuchen die zeitliche Verteilung der maximalen Erosionsgeschwindigkeit nicht primär von den übergeordneten Parameter ( $Q$ ,  $G_b$ ,  $J$ ,  $d_m$ ) abhängt. In diesen Versuche traten relativ ausgeprägten verzweigten Morphologien auf, die zur Bildung ausgeprägter Querströmungen führten (Abb. 5.1f). Es ist deshalb zu vermuten, dass der Erosionsprozess am Ufer primär von den Querströmungen (lokalen Prozesse) und nicht von der Hauptströmung beeinflusst wurde.

Auch wenn keine deutliche Abhängigkeit der Erosionsgeschwindigkeit von der Zeit festgestellt wurde, lässt sich diese Grösse mithilfe von Häufigkeitsverteilungen charakterisieren. Damit kann zwar nicht gesagt werden, wann genau das Ufer beispielsweise mit einer bestimmten Erosionsgeschwindigkeit  $V_{E_{max}}$  erodiert wird. Jedoch kann vorausgesagt werden, mit welcher Häufigkeit bzw. welcher Wahrscheinlichkeit einzelne maximale Erosionsgeschwindigkeiten zu erwarten sind.

In Abb. 5.23 sind die Werte der maximalen Erosionsgeschwindigkeiten als Summenhäufigkeiten dargestellt. Dabei wurde festgestellt, dass die Verteilungen der maximalen Erosionsgeschwindigkeit in allen Versuchen erstaunlich gut mit einer Gammaverteilfunktion beschrieben werden kann (vgl. gestrichene und gezogene Linien in Abb. 5.23). NICHOLAS (2000) und MARTI (2006) stellten fest, dass die Abflusstiefenverteilung in einem verzweigten Flussabschnitt auch durch eine Gammaverteilfunktion approximiert werden kann. Anscheinend lassen sich verschiedene Parameter zur Beschreibung der Prozesse in verzweigten Flüssen durch Gammaverteilfunktionen charakterisieren.

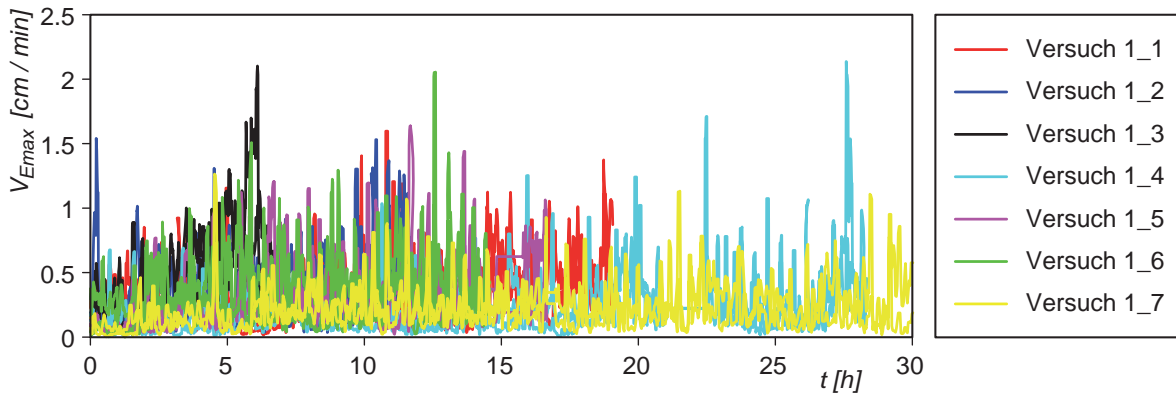


Abb. 5.22: Zeitliche Entwicklung der maximalen Erosionsgeschwindigkeit  $V_{E_{max}}$  bei allen Versuchen der Serie 1. Die Werte sind über die Zeit relativ zufällig verteilt.

Mithilfe einer Dimensionsanalyse wurde der dimensionslose Parameter

$$\omega_1 = \frac{V_{E_{max}}}{\sqrt{g \cdot d_m}} \cdot \left( \frac{Q \cdot \rho_s}{G_b} \right)^{0.5} \cdot J^{0.5} \quad [-] \quad (5.10)$$

gefunden, mit deren Hilfe sich die Summenhäufigkeitskurven von  $V_{E_{max}}$  aus allen Versuchen der Serie 1 um eine Trendlinie gruppieren lassen (Abb. 5.24). Dabei ist aber eine Bandbreite an Schwankungen von  $\pm 40\%$  zu verzeichnen. Eine bessere Beschreibung der Häufigkeitsverteilung der maximalen Erosionsgeschwindigkeit in Abhängigkeit der übergeordneten Parameter ( $Q$ ,  $G_b$ ,  $J$ ,  $d_m$ ) scheint nicht möglich. Die starke zufällige Streuung der Werte über die Zeit (Abb. 5.22) ist eine Indiz dafür, dass die maximale Erosionsgeschwindigkeit nicht primär von den übergeordneten Randbedingungen abhängig ist.

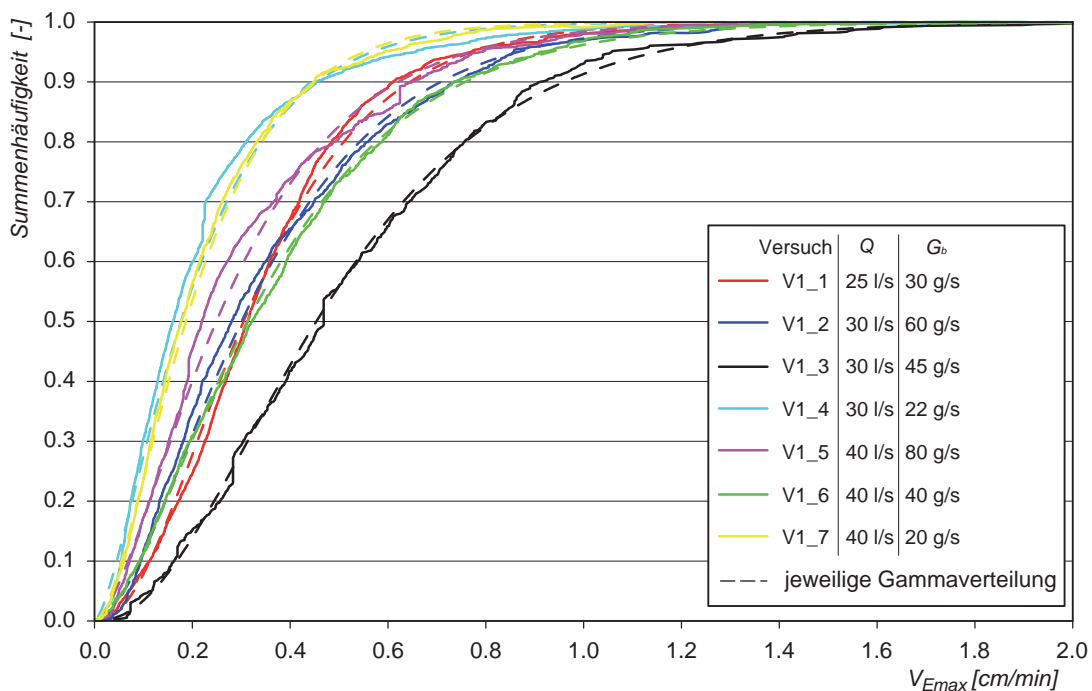


Abb. 5.23: Häufigkeitsverteilungskurven der maximalen Erosionsgeschwindigkeit in den Versuchen der Serie 1 und zugehörigen Gammaverteilungen (jeweilige gestrichelte Linie).

Die Gammaverteilung  $\gamma(\frac{1}{\beta}, \alpha)$  ist für  $\omega > 0$  durch die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion

$$f(\omega_1) = \frac{\omega_1^{\alpha-1} \cdot e^{-\frac{\omega_1}{\beta}}}{\Gamma(\alpha) \cdot (\beta)^\alpha} \quad (5.11)$$

gegeben, wobei  $\alpha$  und  $\beta$  die charakteristischen Parameter der Gamma-Funktion

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^\infty x^{\alpha-1} \cdot e^{-x} dx \quad (5.12)$$

sind. In den Versuchen der Serie 1 variieren die Gammaverteilparameter  $\alpha$  und  $\beta$  zwischen 1.6 und 2.5 resp. zwischen 0.0006 und 0.001. Für die Gammaverteilfunktion, mit welcher die mittlere Häufigkeitsverteilung in Abb. 5.24 approximiert werden kann, wurde ein Wert für  $\alpha = 2.0$  und für  $\beta = 0.00076$  bestimmt. Für  $\alpha = 2$  ist  $\Gamma(\alpha) = 1$  (Anhang E) und mit  $\beta = 0.00076$  folgt sonst:

$$f(\omega_1) = \frac{\omega_1 \cdot e^{-\frac{\omega_1}{0.00076}}}{(0.00076)^2} = 1.73 \cdot 10^6 \cdot \omega_1 \cdot e^{-\frac{\omega_1}{0.00076}} \quad (5.13)$$

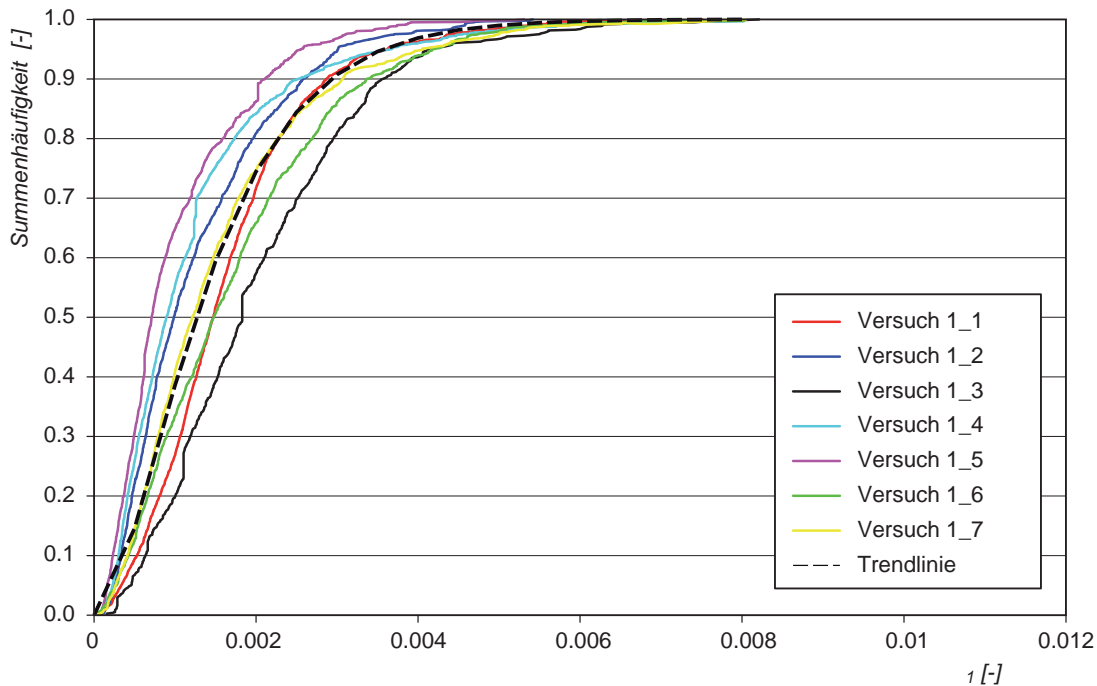


Abb. 5.24: Zusammenstellung der Häufigkeitsverteilungskurven von  $V_{Emax}$  in Abhängigkeit des Parameters  $\omega_1$ . Gestrichelt ist die mittlere Verteilungskurve (Trendlinie) eingezeichnet.

Mithilfe der Gleichungen (5.10) bis (5.15) kann in der Praxis für einen bestimmten Flussabschnitt die Wahrscheinlichkeit eines bestimmten Werts von  $V_{Emax}$  abgeschätzt werden. Dies setzt allerdings voraus, dass sich die Werte der übergeordneten Randbedingungen ( $Q$ ,  $G_b$ ,  $J$ ,  $d_m$ ) im betrachteten Flussabschnitt mit denen aus diesen Untersuchungen decken, so dass von den Werten  $\alpha = 2.0$  und  $\beta = 0.00076$  ausgegangen werden kann. In diesem Fall kann

aus den Kurven in Abbildung 5.24 ermittelt werden, welchem Wertebereich von  $\omega_l$  eine Auftretenswahrscheinlichkeit von z.B. 90% zugeordnet wird. Der entsprechende Wertebereich von  $V_{Emax}$  kann dann mithilfe der Gleichung (5.10) rückgerechnet werden. Für andere Verhältnisse ( $Q$ ,  $G_b$ ,  $J$ ,  $d_m$ ) als diejenigen aus dieser Arbeit können keine Angaben zu  $\alpha$  und  $\beta$  gemacht werden und die obigen Gleichungen dürfen nicht ohne weiteres angewendet werden. Aufgrund der begrenzten Anzahl von Versuchen liessen sich im Rahmen dieser Arbeit die Parameter ( $\alpha$ ,  $\beta$ ) nicht in Abhängigkeit der untersuchten Randbedingungen ( $Q$ ,  $G_b$ ,  $J$ ,  $d_m$ ) quantifizieren. Auch in der Literatur finden sich keine weiteren Angaben zur Beschreibung der Erosionsgeschwindigkeit eines Ufers mittels einer Gammaverteilfunktion bzw. der Parameter ( $\alpha$ ,  $\beta$ ). MARTI (2006) entwickelt einen Ansatz zur Abschätzung des Parameters  $\alpha$ , welcher allerdings zur Beschreibung von Abflusstiefenverteilungen in verzweigten Gerinnen und nicht von Erosionsgeschwindigkeiten verwendet wird (Gl. 2.34). Wird  $\alpha$  dennoch mit dem von MARTI (2006) vorgeschlagenen Ansatz für die den eigenen Versuche zugrundeliegenden Randbedingungen ( $Q = 25-40$  l/s,  $d_m = 0.0041$  m und  $\sigma = 3.28$ ) berechnet, resultiert für  $\alpha$  ein Wertebereich von 1.7 bis 2.6. Erstaunlicherweise entspricht dieser Wertebereich relativ genau der Bandbreite der  $\alpha$ -Werte, die aus den Versuchen ermittelt wurde. Obwohl sich dieser Ansatz zur Berechnung von  $\alpha$  auf die Beschreibung von Abflusstiefenverteilungen bezieht, kann damit scheinbar auch der Parameter  $\alpha$  zur Beschreibung der gammaverteilten Erosionsgeschwindigkeiten abgeschätzt werden. Dies scheint plausible, sind doch in der Regel Abflusstiefen, lokalen Fließgeschwindigkeiten und somit die Intensität der lokalen Erosion miteinander korreliert. Die Hypothese der Anwendbarkeit vom MARTIS Ansatz zur Ermittlung des Parameters  $\alpha$  zur Beschreibung der Erosionsgeschwindigkeiten muss allerdings noch in weiteren Versuchen oder durch Naturdaten erhärtet werden.

## 5.5. Verlauf der Seitenerosion nach Erreichen der festen Wand

Bisher wurde die natürliche, d.h. freie und nicht durch Hindernisse eingeschränkte, Entwicklung der Seitenerosion betrachtet. Um auch Aussagen darüber machen zu können, wie sich die Erosion beim Erreichen eines festen Hindernisses weiter entwickelt, wurden die Versuche nach Erreichen der festen Wand noch einige Stunden fortgeführt. Wie in Kapitel 3.3 erwähnt, konnte dabei die Entwicklung der Seitenerosion bei einigen Versuchen nicht dokumentiert werden. Daher war eine systematische Auswertung der Daten nicht möglich. Jedoch zeigten die ausgewerteten Versuche qualitative Tendenzen, welche nachfolgend am Beispiel von Versuch 1\_3 illustriert wird.

In Abb. 5.25 ist der zeitliche Verlauf der linken und rechten Uferlinien (aus der Auswertung der digitalen Photos) für den Versuch 1\_3 dargestellt. Hervorgehoben mit einer schwarzen Linie ist die Position der linken und rechten Uferlinien nach 23 Stunden. Dies entspricht dem Zeitpunkt, an dem die Wand durch Seitenerosion an der linken Seite bei  $x = 25 - 27$  m erreicht

wurde. In der Abbildung ist zu erkennen, dass bis zu diesem Zeitpunkt die Seitenerosion primär quer zum ursprünglichen Ufer fortgeschritten ist (weisse Pfeile in Abb. 5.25). Nach Erreichen der linken Wand konnte die Seitenerosion an dieser Stelle ( $x=25-27$  m) nicht weiter fortschreiten. Infolge des Auftretens der Strömung an der festen Berandung bildete sich ein Kolk. Dadurch wurde die Strömung beeinflusst und das linke Ufer direkt oberhalb dieser Stelle wurde erodiert. Die Seitenerosion fing an, flussaufwärts fortzuschreiten und das linke Ufer wurde immer mehr erodiert (gelbe Pfeile bei  $x=22-25$  m in Abb. 5.25). Diese Entwicklung der Seitenerosion nach oben beeinflusste die Strömungsverhältnisse in der gesamten Gerinnestrecke flussaufwärts dieser Zone, was zur zusätzlichen Ufererosionen an verschiedenen Stellen führte (gelbe Pfeile in Abb. 5.25). Wie der Abbildung entnommen werden kann, schritt die Seitenerosion nun aber an allen diesen Stellen flussaufwärts fort.

Die hier beschriebene Entwicklung ist für alle andere Versuche repräsentativ, bei denen die Entwicklung der Seitenerosion nach Erreichen der Wand dokumentiert werden konnte. Bei allen ausgewerteten Versuchen zeigte sich die gleiche Tendenz: Die Seitenerosion schritt zunächst bis zum Erreichen der Wand senkrecht zur Kanalachse fort. Anschliessend erfolgte die Seitenerosion infolge der durch das Hindernis veränderten Strömungsverhältnisse primär in flussaufwärtiger Richtung. Davon wurde nicht nur der unmittelbare Bereich, wo die Wand erreicht wurde, betroffen, sondern auch alle anderen Erosionsstellen, auch wenn bei diesen die Wand noch nicht erreicht worden war.

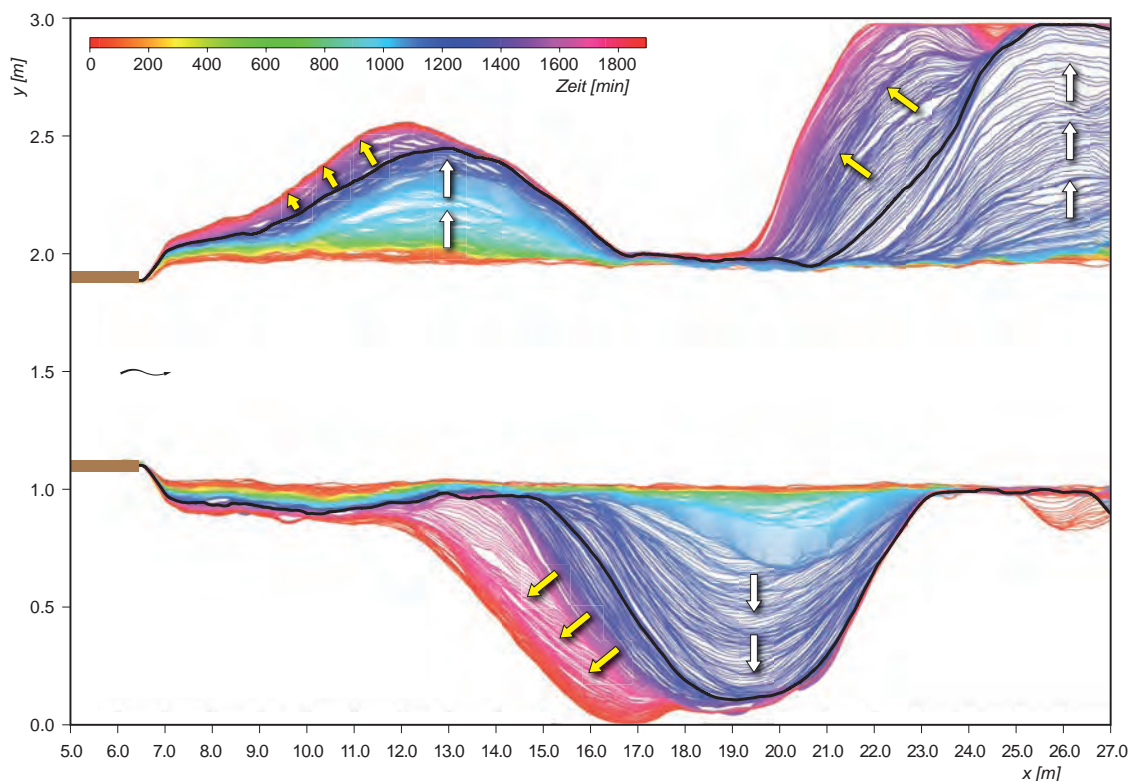


Abb. 5.25: Zeitlicher Verlauf der linken und rechten Uferlinien am Beispiel des Versuches 1\_3. An den weissen resp. gelben Pfeilen ist die Richtung der Seitenerosion vor und nach Erreichen der Wand (bei  $x=22-25$  m) hervorgehoben.

## 5.6. Gerinnemorphologie im Endstadium der Versuche

Wie in Kapitel 5.1 beschrieben, konnte bei allen Versuchen der Serie 1 die Bildung von mäandrierenden und verzweigten Strukturen beobachtet werden. Allerdings unterschieden sich die morphologische Entwicklung sowie die Vielfältigkeit solcher Strukturen voneinander, je nach Abfluss oder Geschiebezufuhr in den einzelnen Versuchen.

### 5.6.1. Einfluss eines reduzierten Geschiebeeintrags

Der Einfluss der Geschiebezufuhr auf die sich entwickelnden Morphologien wird anhand eines Vergleichs der Resultate aus den Versuchen 1\_3 und 1\_4 qualitativ beschrieben. Diese Versuche wurden, bis auf die Geschiebezufuhr, unter gleichen Randbedingungen durchgeführt. Die Initialphasen der Versuche wurden mit einem Abfluss von 30 l/s und einer Geschiebezufuhr von 45 g/s durchgeführt. In beiden Fällen bildete sich ein Gleichgewichtsgefälle von 1.25 %. Während der Seitenerosionsphase blieb die Geschiebezufuhr bei Versuch 1\_3 unverändert, wohingegen sie bei Versuch 1\_4 um die Hälfte reduziert wurde ( $G_b = 20$  g/s). Die Morphologie am Ende beider Versuche ist aus den Fotos in Abb. 5.26 ersichtlich. In Versuch 1\_3 bildeten sich einige verzweigte Strukturen, wodurch sich der Abfluss in verschiedene Äste teilte. Hingegen war die Strukturvielfalt der Morphologien bei Versuch 1\_4 weniger ausgeprägt.

Die Reduktion der Verzweigungsintensität und die entsprechende Veränderung der Gerinnemorphologien wurden auch von anderen Autoren beobachtet. Sowohl in der Natur (LIGON ET AL. 1995, ROTH & ZARN 1998, SURIAN UND RINALDI 2003) als auch im Labor (MARTI & BEZZOLA 2003) wurde die gleiche Tendenz bei der Abhängigkeit der Morphologie von der Geschiebezufuhr festgestellt.

### 5.6.2. Einfluss des Abflusses

Die Entwicklung der Morphologien im aufgeweiteten Gerinne ist auch abhängig vom ausgewählten Abfluss. Dieses wird exemplarisch anhand eines Vergleichs der Resultate aus den Versuchen 1\_3 ( $Q = 30$  l/s) und 1\_5 ( $Q = 40$  l/s) gezeigt. In Abbildung 5.27 sind die Morphologien, die in beiden Versuche am Anfang der Phase 3 (oben) sowie im Endstadium (unten) beobachtet werden konnten, zusammen dargestellt. Am Anfang der Phase 3 sind in beiden Fällen alternierende Bänke zu erkennen, durch die der Abfluss zu mäandrieren begann (Abb. 5.27, oben). Auf den Fotos ist erkennbar, dass im Versuch 1\_5 die alternierenden Bänke flacher und gestreckter waren als beim Versuch 1\_3. Darüber hinaus waren die Wellenlängen der alternierenden Strukturen  $\lambda_m$  dementsprechend grösser. Bei Versuch 1\_3 wurde eine Wellenlänge von 10.2 m gemessen. Beim Versuch 1\_5 konnte sich innerhalb der Seitenerosionsstrecke nur eine halbe Wellenlänge ausbilden. Diese hatte einen Wert von  $\lambda_m / 2 = 6.5$  m und war grösser als die halbe Wellenlänge von  $\lambda_m / 2 = 5.1$  m im Versuch 1\_3.



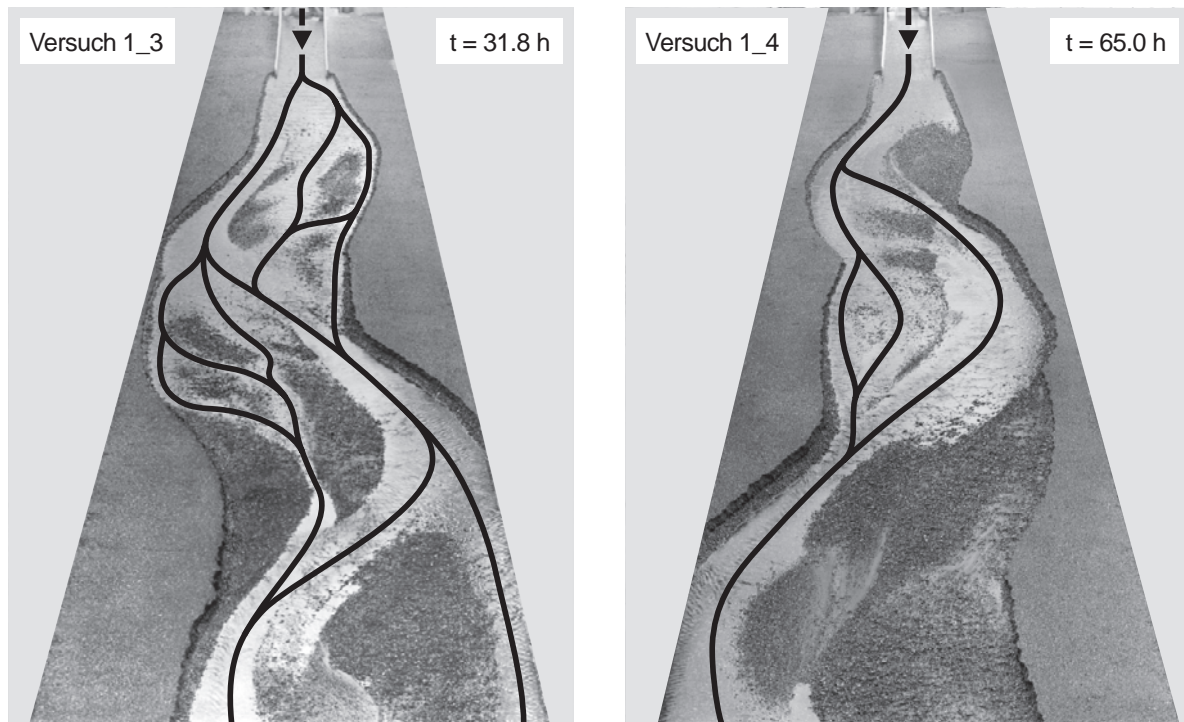


Abb. 5.26: Zustand des Gerinnes am Ende der Versuche 1\_3 ( $G_{b\text{ein}} = 40 \text{ g/s}$ ) und 1\_4 ( $G_{b\text{ein}} = 20 \text{ g/s}$ ) jeweils mit hervorgehobenen Fliesswegen. Bei geringerer Geschiebezufuhr ist die Anzahl morphologischer Strukturen kleiner. Aufnahmen bei Niedrigwasserabfluss ( $Q = 3 \text{ l/s}$ ).

In der Literatur findet man zahlreiche Ansätze zur Beschreibung der Wellenlänge alternierender Bänke bzw. Mäanderbogen in Abhängigkeit von Abfluss und/oder Breite (LEOPOLD & WOLMAN 1957, ANDERSON ET AL. 1975, ZELLER 1967). Bei all diesen Ansätzen nimmt die Wellenlänge mit zunehmendem Abfluss und/oder Breite zu. Dies stimmt mit der Tendenz überein, die in den Versuchen beobachtet werden konnte.

Die Grösse des Abflusses beeinflusst auch die Bildung verzweigter Strukturen. In Abb. 5.27 (unten) werden die Morphologien im Endstadium der Versuche 1\_3 und 1\_5 gezeigt. Der Vergleich der beiden Fotos zeigt, dass sich bei Versuch 1\_3 zahlreiche und ausgeprägt verzweigte Strukturen bildeten. Bei Versuch 1\_5 waren die verzweigte Strukturen gestreckter und ebener als bei Versuch 1\_3. Diese Einebnung verzweigter Strukturen bei höheren Abflüssen wurde von auch MARTI (2006) beobachtet.

### 5.6.3. Fazit

Die Art und Intensität der verzweigten Morphologien, die sich im aufgeweiteten Gerinne bildet, hängt im Wesentlichen von den übergeordneten Parametern ( $Q$ ,  $G_b$ ) ab. Je grösser die Geschiebezufuhr, desto ausgeprägtere und zahlreichere verzweigte Strukturen treten auf. Je grösser die Abflussmenge, desto stärker werden die Strukturen in die Länge gezogen und desto flacher sind sie. Der Prozess der Seitenerosion wird auch von den übergeordneten Parametern beeinflusst. Vor allem die zeitliche Entwicklung der sekundären Seitenerosion ist davon abhängig (Gl. 5.6). Somit ist der Zusammenhang zwischen übergeordneten Parameter ( $Q$ ,  $G_b$ ),

aufgetretenen Morphologien und Entwicklung der Seitenerosion ziemlich eindeutig: Die vorgegebene hydraulischen und sedimentologischen Randbedingungen bestimmen massgeblich die Art und Intensität der verzweigten Strukturen, welche wiederum das Ausmass der Seitenerosion bzw. die Geschwindigkeit, mit der sich das Gerinne aufweiten, beeinflussen.

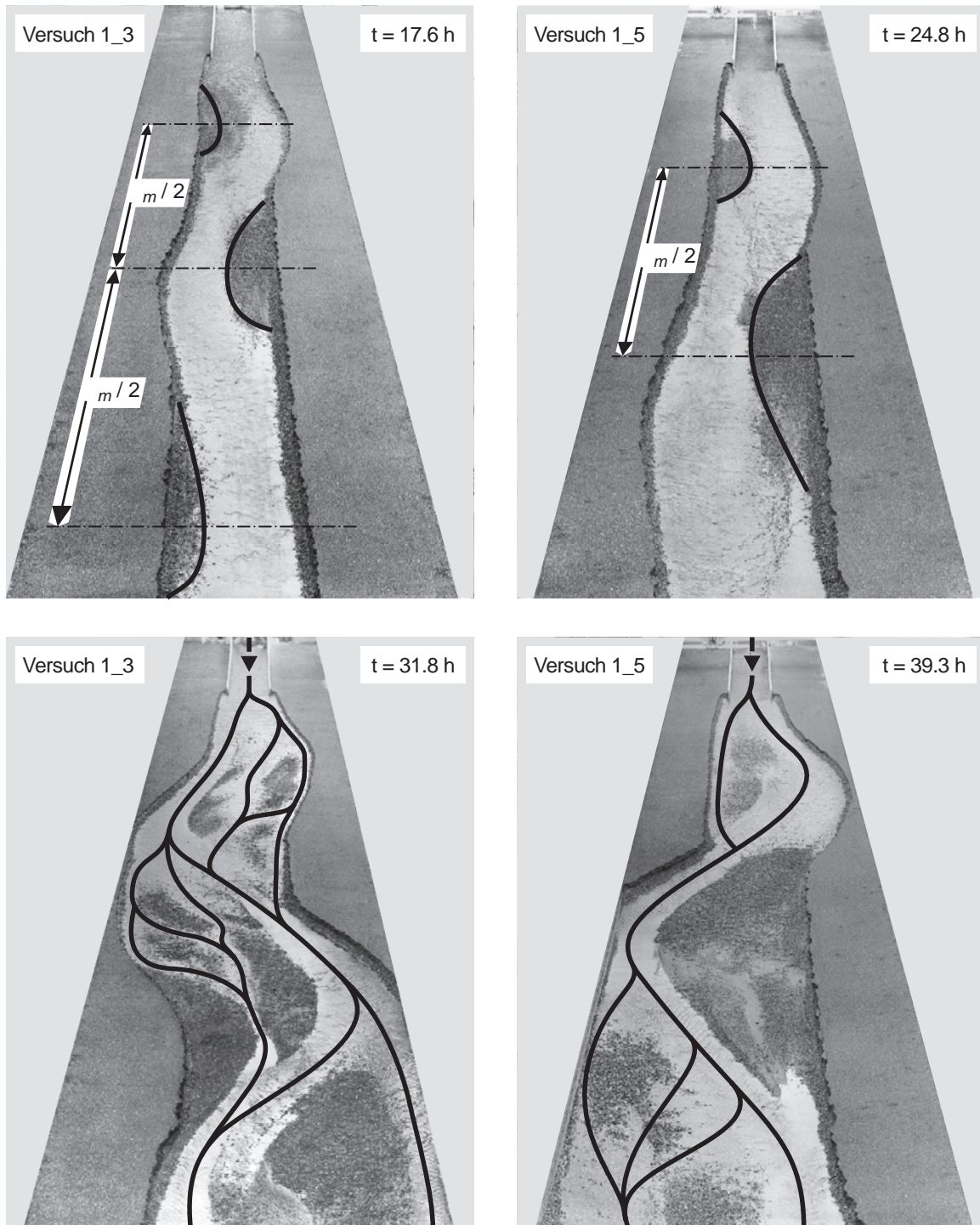


Abb. 5.27: Morphologien am Anfang der Phase 3 kurz nach Einsetzen der sekundären Seitenerosion (oben) sowie am Ende (unten) der Versuche 1\_3 ( $Q = 30\text{ l/s}$ ,  $G_{b\text{ ein}} = 40\text{ g/s}$ ) und 1\_5 ( $Q = 40\text{ l/s}$ ,  $G_{b\text{ ein}} = 80\text{ g/s}$ ). Aufnahme bei Niedrigwasserabfluss ( $Q = 3\text{ l/s}$ ).



## 5.7. Einfluss der Seitenerosion auf den Geschiebetransport

Durch Seitenerosion findet eine sukzessive Verbreiterung des Gerinnes statt, wodurch das Material im Uferbereich mobilisiert wird. In welcher Form dieser zusätzliche Geschiebeeintrag den übergeordneten Geschiebetransport im Gerinnesystem beeinflusst, wird in diesem Kapitel betrachtet. Die Auswertungen der Sohlenentwicklung bzw. des Sohlengefälles in den Kapitel 5.7.1 und 5.7.2 liefern erste Hinweisen dazu, wie das Gerinne auf das Fortschreiten der Seitenerosion reagiert. Der Vergleich der Messdaten mit bestehenden Geschiebetransportansätzen (Kapitel 5.7.3) sowie die Betrachtung von Geschiebebilanzen (Kapitel 5.7.4) erlauben eine qualitative Aussage über den Einfluss der Seitenerosion auf den Geschiebetransport im Gerinnesystem zu machen.

### 5.7.1. Veränderung des Längsprofils

Die Auswirkungen der Seitenerosion auf das mittlere Sohlengefälle wurden bisher nicht angesprochen. Der Fluss als dynamisches System versucht, sich durch Veränderung der Sohlenlage bzw. der Sohlenneigung den neuen Randbedingungen (Verbreiterung des Gerinnes durch Seitenerosion) anzupassen.

In welcher Form der Prozess der Seitenerosion die Entwicklung der mittleren Sohlenlage beeinflusst, wird am Beispiel des Versuchs 1\_3 beschrieben. Die Entwicklung des Längsprofils der mittleren Sohle bei diesem Versuch ist in der Abb. 5.28 gezeigt. Dabei wird nur die Entwicklung während der Seitenerosionsphase gezeigt.

Am Anfang der Seitenerosionsphase war das Gerinne gerade und wies eine ebene Sohle auf. Das Sohlengefälle betrug 1.25%. Dieses entsprach dem Gleichgewichtsgefälle, das sich in der vorher stattgefundenen Initialphase eingestellt hatte. Der mittleren Sohlenlage zu diesem Zeitpunkt entspricht die blaue Linie in Abb. 5.28 ( $t = 0$  h). Infolge der Verbreiterung nahm die Transportkapazität ab und das Geschiebe lagerte sich im Längsprofil keilförmig ab (Abb. 5.28  $t = 4.5$  bis  $12.5$  h). Aufgrund der Ablagerungen in der breiteren Gerinnestrecke wurde die Sohle auch im Oberwasser angehoben. Als sich später ein mäandrierendes Gerinne bildete und die Seitenerosion schnell fortschritt, bildete sich in der Aufweitungsstrecke ein im Vergleich zur Ausgangssohle steileres Gefälle  $J_A$  von 1.43% (Abb. 5.28  $t = 12.5$  h). Mit der Zeit verzweigte sich das Gerinne, und das mittlere Längsgefälle  $J_A$  wurde noch steiler (Abb. 5.28  $t = 17$  bis  $32$  h) und erreichte am Ende einen Wert von 1.54 %. Im Oberwasser wurde die Sohle weiter parallel angehoben, so dass in dieser Zone das Gefälle  $J_K$  in etwa konstant blieb. Die dargestellte Sohlenentwicklung zeigt deutlich, wie sich die Verbreiterung eines Gerinnes durch Seitenerosion auf die übergeordnete Sohlenlage auswirkt. Aufgrund der Verbreiterung und der entsprechenden Geschiebeablagerungen nimmt das lokale Sohlengefälle zu. Die gleiche Tendenz konnte auch bei den übrigen Versuchen festgestellt werden, bis auf einige Unterschiede bei den Versuchen mit reduziertem Geschiebeeintrag (Kap. 5.7.2).

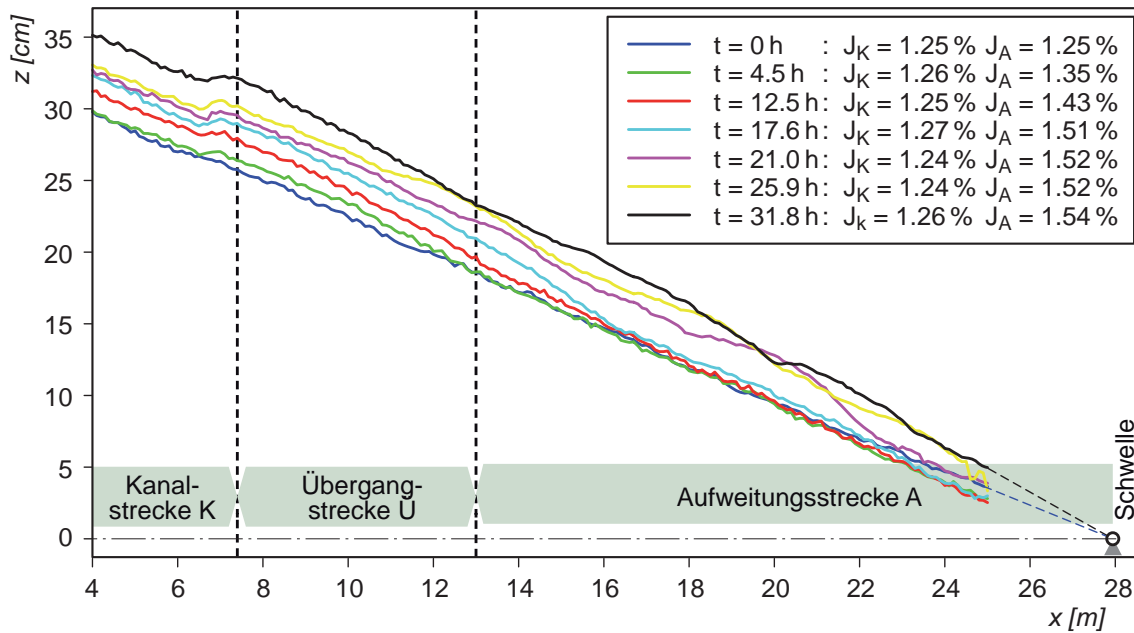


Abb. 5.28: Längsprofil der mittleren Sohlenlage für den Versuch 1\_3 während der Seitenerosionsphase. Bei der Bestimmung des Sohlengefälles wurden die Kanalstrecke (K), die Übergangsstrecke (Ü) und die Aufweitungsstrecke (A) unterschieden.

Die in den Versuchen beobachtete Entwicklung der mittleren Sohlenlage zeigte Ähnlichkeiten zur Sohlenentwicklung, die von HUNZINGER (1998) in hydraulischen Modellversuchen für den Fall maschineller Aufweitungen beschrieben wurden (Kapitel 2.3.2). Die räumlichen Auswirkungen einer eigendynamischen Aufweitung, durch die die Breite infolge Seitenerosion sukzessive zunimmt, scheinen -zumindest qualitativ- ähnlich zu sein wie die einer maschinellen Aufweitung, bei der die Breite vom Anfang an fixiert ist.

### 5.7.2. Versuche mit Geschiebedefizit

In den Versuchen 1\_4, 1\_6 und 1\_7, in welchen der Geschiebeeintrag zu Beginn der Seitenerosionsphase reduziert wurde, konnten bezüglich der Sohlenentwicklung einige Unterschiede im Vergleich zu den übrigen Versuchen festgestellt werden. Bei diesen Versuchen befand sich das Gerinne zu Beginn der Seitenerosionsphase aufgrund des reduzierten Geschiebeeintrages im Erosionszustand.

In Abb. 5.29 ist die Entwicklung der mittleren Sohlenlage exemplarisch für den Versuch 1\_7 ( $Q = 40$  l/s,  $G_{bTC}/G_{bE} = 0.51$ ) dargestellt. Wie daraus ersichtlich ist, wurde die Sohle in den ersten 16 Stunden über die gesamte Gerinnelänge erodiert (vgl.  $t = 0$  und  $t = 16.2$ ). Das Gerinne war während dieser Zeit bereits deutlich breiter als der ursprüngliche Kanal (Abb. 5.5) und das neue Transportvermögen war dementsprechend kleiner. Da aber der Geschiebeeintrag noch geringer als das Transportvermögen war, wurde deshalb die Sohle erodiert. Dabei fand die Sohlenerosion alternierend statt. Das aus der Sohle mobilisierte Geschiebe wurde weiter transportiert und die Geschiebeführung nahm langsam zu. Alternierende Bänke bildeten sich und die mittlere Sohlenlage hob sich langsam wieder an (Abb. 5.29,  $t = 30.8$ ). Ab dem Zeit-

punkt, an dem die alternierende Bänke genügend ausgeprägt waren und das Gerinne entsprechend verformt worden war (s. Kapitel 5.1), entwickelte sich die mittlere Sohlenlage ähnlich wie bei den Versuchen ohne reduzierten Geschiebeeintrag. Die Geschiebeablagerungen in Form mäandrierender und verzweigter Strukturen führten zu einer Zunahme des Sohlengefälles in der Aufweitungsstrecke, welches am Versuchsende einen Wert von 1.34% hatte. In der Übergangsstrecke sowie in der oberhalb liegende Kanalstrecke wurde die Sohle nach einer anfänglichen Erosion parallel zur ursprünglichen Kanalsohle wieder angehoben (Abb. 5.29).

Die Versuche mit reduziertem Geschiebeeintrag zeigen, dass infolge des vorhandenen Erosionszustandes die Sohle zu Beginn ziemlich stark erodiert wird. Diese Erosionstendenz wird erst rückläufig, wenn das Geschiebedefizit im System nicht mehr so stark ist und das Gerinne langsam in einen Gleichgewichtszustand kommt. Dies stimmt mit den Erkenntnissen überein, die im Rahmen anderer Arbeiten über Aufweitungen in erodierenden Flüssen gewonnen wurden (BERCHTOLD 2005, REQUENA ET AL. 2005, VAW 2007, REQUENA & MINOR 2008).

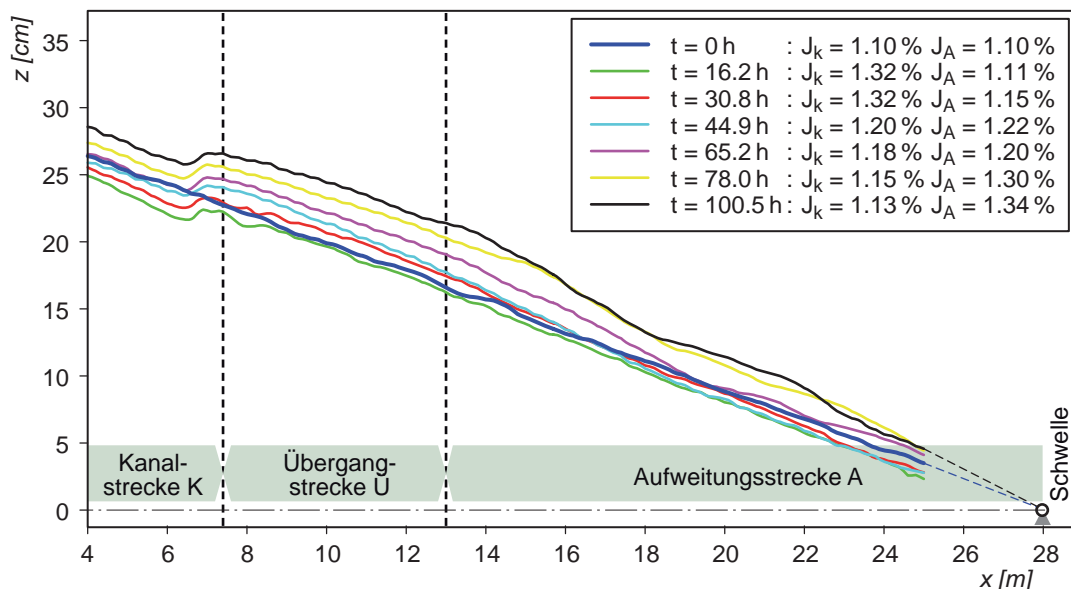


Abb. 5.29: Entwicklung der mittleren Sohlenlage während des Versuchs 1\_7 ( $Q = 40$  l/s,  $G_{b\text{ein}} = 40$  g/s,  $G_{b\text{TC}}/G_{b\text{E}} = 0.51$ ). In den ersten 16 Stunden wurde die Sohle aufgrund der vorhandenen Erosionstendenz über die gesamte Gerinnelänge erodiert.

### 5.7.3. Berechnung des Sohlengefälles mit bestehenden Transportansätzen

Für alle Versuche wurden die gemessenen Sohlengefälle mit zwei Geschiebetransportansätzen nachgerechnet, welche die Bestimmung des für die vorgegebenen Randbedingungen zu erwartenden Gleichgewichtsgefälles ermöglichen. Dabei fanden die Ansätze nach ZARN (1997) sowie nach MARTI (2006) Verwendung, welche für Flüsse mit Kiesbänken entwickelt wurden (Kap. 2.4).

Die Resultate der Berechnungen sind in Abb. 5.30 zusammen dargestellt, wo die gemessenen und die berechneten mittleren Sohlengefälle miteinander verglichen werden. Dabei wurden

die Sohlgefälle berücksichtigt, die während der Phase 3 der Seitenerosion ermittelt wurden. Wie die schwarzen Punkte in Abb. 5.30 zeigen, liefert die Berechnung mit dem Ansatz nach ZARN (1997) gute Resultate. Die Abweichungen liegen innerhalb einer Bandbreite von  $\pm 25\%$  (schwarze Punkte in Abb. 5.30). Die mit dem Ansatz nach MARTI (2006) berechneten Sohlgefälle stimmen ebenfalls relativ gut mit den gemessenen Werte überein (Abweichungen innerhalb einer Bandbreite von  $\pm 30\%$ ), wobei dieser Ansatz tendenziell etwas kleinere Werte für das Sohlgefälle liefert (grauen Punkte in Abb. 5.30).

Aus diesem Vergleich lässt sich folgern, dass sich die kontinuierliche Veränderung des Sohlgefälles infolge der Verbreiterung durch Seitenerosion relativ gut mit den oben genannten Transportansätzen abschätzen lässt. Erstaunlich dabei ist, dass diese Ansätze für verzweigte Kiesflüsse mit fest vorgegebener Breite entwickelt wurden, d.h., der Einfluss einer variierenden Breite (zusätzlicher Freiheitsgrad) wurde bei diesen Ansätzen nicht berücksichtigt. Eine weitere Feststellung ist, dass die verwendeten Transportansätze nur für Flussabschnitte im Gleichgewichtszustand gelten. (Kapitel 2.4). Weil die Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Werte hoch ist, bedeutet dies, dass sich in den Versuchen das Gerinne während der Phase 3 mehr oder weniger in einem Gleichgewichtszustand befand. D.h., das Gerinne veränderte seine Breite durch Seitenerosion kontinuierlich und das System konnte sich relativ schnell an die neuen Randbedingungen anpassen und somit immer nahezu im Gleichgewicht bleiben. Die Erklärung zu diesem Verhalten ist auf den Einfluss des Geschiebmaterials, das aus den Ufern erodiert wurde, zurückzuführen (Kap. 5.7.4).

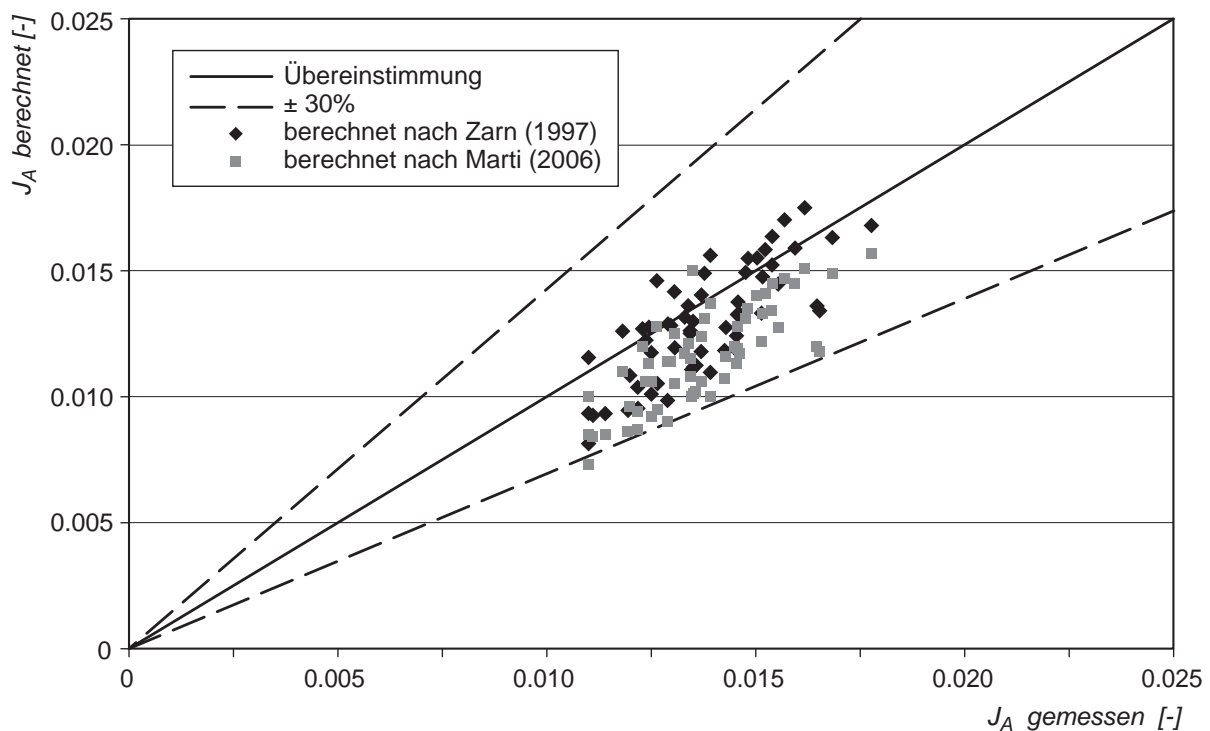


Abb. 5.30: Vergleich zwischen den mit den Ansätzen von ZARN (1997) und von MARTI (2006) berechneten Sohlgefällen und den in den Versuchen der Serie 1 gemessenen Werten.

#### 5.7.4. Einfluss des seitlichen Geschiebeeintrags

Um zu beurteilen, ob sich das Gerinne während der Versuche im Gleichgewichtszustand befand oder nicht, wurde mithilfe von Geschiebebilanzen die Geschiebeeintragsrate  $G_{b\text{ ein}}$  mit den Geschiebeaustragsraten  $G_{b\text{ aus}}$  über die Zeit verglichen. Dabei muss auch der seitliche Geschiebeeintrag aus den Ufern berücksichtigt werden. Durch Seitenerosion wurden die Ufer erodiert und somit grössere Mengen an Ufermaterial in Bewegung gebracht. Dieser seitliche Geschiebeeintrag erhöht die Geschiebezufuhr ins Gerinnesystem.

Die seitliche Geschiebeeintragsrate aus den Ufern  $G_{b\text{ seit}}$  wurde gemäss den Ausführungen im Kapitel 3.6.2 für alle Versuche bestimmt. Aus der Summe der Geschiebeeintragsrate von oben  $G_{b\text{ ein}}$  und der aus den Ufern  $G_{b\text{ seit}}$  ergibt sich die gesamte Eintragsrate  $G_{b\text{ total}}$ :

$$G_{b\text{ total}} = G_{b\text{ ein}} + G_{b\text{ seit}} \quad (5.14)$$

Abb. 5.31 zeigt das Verhältnis der totalen Eintragsrate zur Austragsrate  $G_{b\text{ total}} / G_{b\text{ aus}}$  über die Zeit für alle Versuche. Insgesamt streuen die Datenpunkte um den Wert 1 herum oder sie liegen sogar wesentlich darüber. Dies bedeutet, dass der totale Geschiebeeintrag während der Versuche mindestens gleich gross war, wie der Geschiebeaustrag.

Dies bestätigt die Hypothese, dass sich infolge der zusätzlichen Geschiebequellen aus den Ufern relativ rasch ein zu den neuen Randbedingungen passendes Gleichgewichtsgefälle ausbilden konnte. Damit erklärt sich auch die Tatsache, dass sich die gemessenen Sohlengefälle mit den verwendeten Transportansätzen so gut reproduzieren lassen (Abb. 5.30).

#### 5.7.5. Fazit

Durch Seitenerosion wurden die Ufer erodiert. Dadurch wird Geschiebematerial aus den Ufern mobilisiert, was in allen Versuchen der Serie 1 zu einer deutliche Erhöhung der Geschiebezufuhr führte. Selbst in den Versuchen mit einem starken Geschiebedefizit konnte dadurch ein Geschiebegleichgewicht erreicht werden. Dabei bildete sich das sich zu den Breitenverhältnisse gehörende Gleichgewichtsgefälle relativ rasch.

Die Verbreiterung des Gerinnes durch Seitenerosion findet sukzessive statt. D.h., die Breitenveränderung  $\Delta b$  ist von einem Zeitpunkt zum nächsten relativ gering. Somit sind die zeitliche Veränderung des Längsgefälles  $\Delta J$  und damit auch das zur Erhöhung des Gefälles erforderliche Ablagerungsvolumen relativ klein. Wird genügend Geschiebe mobilisiert (wie in den Versuchen der Serie 1 der Fall war), dann kann sich das System schnell an die neuen Randbedingungen anpassen.

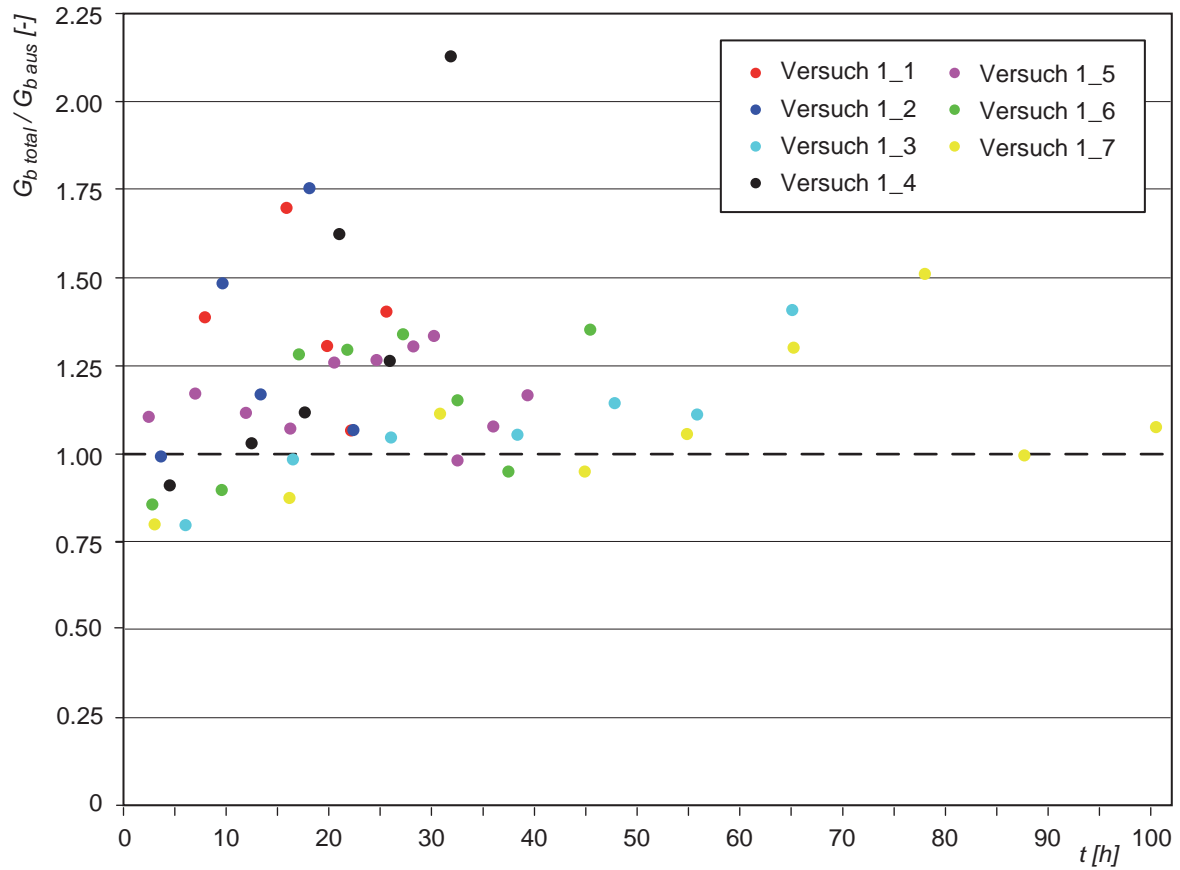


Abb. 5.31: Zeitliche Variation des Verhältnisses der totalen Geschiebeeintrag  $G_{b\ total}$  zum Geschiebeaustrag  $G_{b\ aus}$  für alle Versuche der Serie 1. Die eingetragenen Werte schwanken um das  $G_{b\ total} / G_{b\ aus} = 1$  oder liegen darüber.

## 6. Resultate der Versuchsserie 2

In der Versuchsserie 2 wurden die Kiesmischung 2 sowie ein Gefällebereich von 0.2 bis 0.4% untersucht. Unter diesen Bedingungen konnten etwas flachere Flussabschnitte modelliert werden. Es wurden insgesamt 4 Versuche durchgeführt, deren Initialparameter in Tab. 3.2 zusammengestellt sind. Davon wurden die Versuche 2\_1 und 2\_2 im Rahmen einer Diplomarbeit durchgeführt (MACHE 2007). Nachfolgend werden die Resultate aus dieser Serie präsentiert, wobei nur auf die Beobachtungen und Ergebnisse der Seitenerosionsphase eingegangen wird.

### 6.1. Einsetzen und Verlauf der Seitenerosion

Der Prozess der Seitenerosion verlief in den Versuchen der Serie 2 unterschiedlich, je nach Grösse des Abflusses und der Geschiebezufuhr. Wie in den nächsten Kapiteln gezeigt wird, hing die Entwicklung der Seitenerosion stark davon ab, ob sich im Gerinne ausgeprägte morphologische Strukturen (Kapitel 6.1.1) oder aber eine Pflasterungsschicht bildete (Kapitel 6.1.2).

#### 6.1.1. Seitenerosion infolge Bildung von Geschiebebänke

In den Versuchen 2\_1 und 2\_3 (Tab. 3.2) wurde der Prozess der Seitenerosion durch die Bildung von Geschiebebänken gefördert. Der Verlauf der Seitenerosion wird in diesem Fall exemplarisch am Beispiel des Versuches 2\_3 gezeigt. In Abb. 6.1 sind verschiedene Momentanaufnahmen dieses Versuches und die zugehörigen Topographien dargestellt, wobei die Höhendifferenzen zur vorherigen gemessenen Topographie gezeigt sind.

Am Anfang der Seitenerosionsphase wurden die Ufer schnell und gleichmässig erodiert, wodurch das Gerinne beinahe über die gesamte Länge breiter wurde (Abb. 6.1a). Aufgrund der dadurch reduzierten Transportkapazität sowie infolge des zusätzlichen Geschiebeeintrags aus der Ufererosion lagerte sich das Geschiebe massiv im Sohlenbereich ab. Nach ca. 2 Stunden bildeten sich ausgeprägte Ablagerungen im Bereich  $x = 10-15$  m. In den nächsten Stunden schritt die Seitenerosion weiter fort. Dabei wurden die Ufer über die gesamte Länge schnell erodiert, wobei die Ufererosion im Bereich  $x = 10-15$  m infolge der immer deutlichen Ablagerungen etwas stärker war. Somit nahm das Gerinne im Grundriss langsam eine „Birnenform“ an (Abb. 6.1b). Nach einer Versuchsdauer von 8.5 Stunden war eine markante Geschiebebank in der Gerinnemitte zu erkennen, um die herum sich der Abfluss in zwei gleichmässigen Ästen teilte (Abb. 6.1c und Abb. 6.2). Dies führte zu verstärkter Ufererosion im Bereich der Geschiebebank.

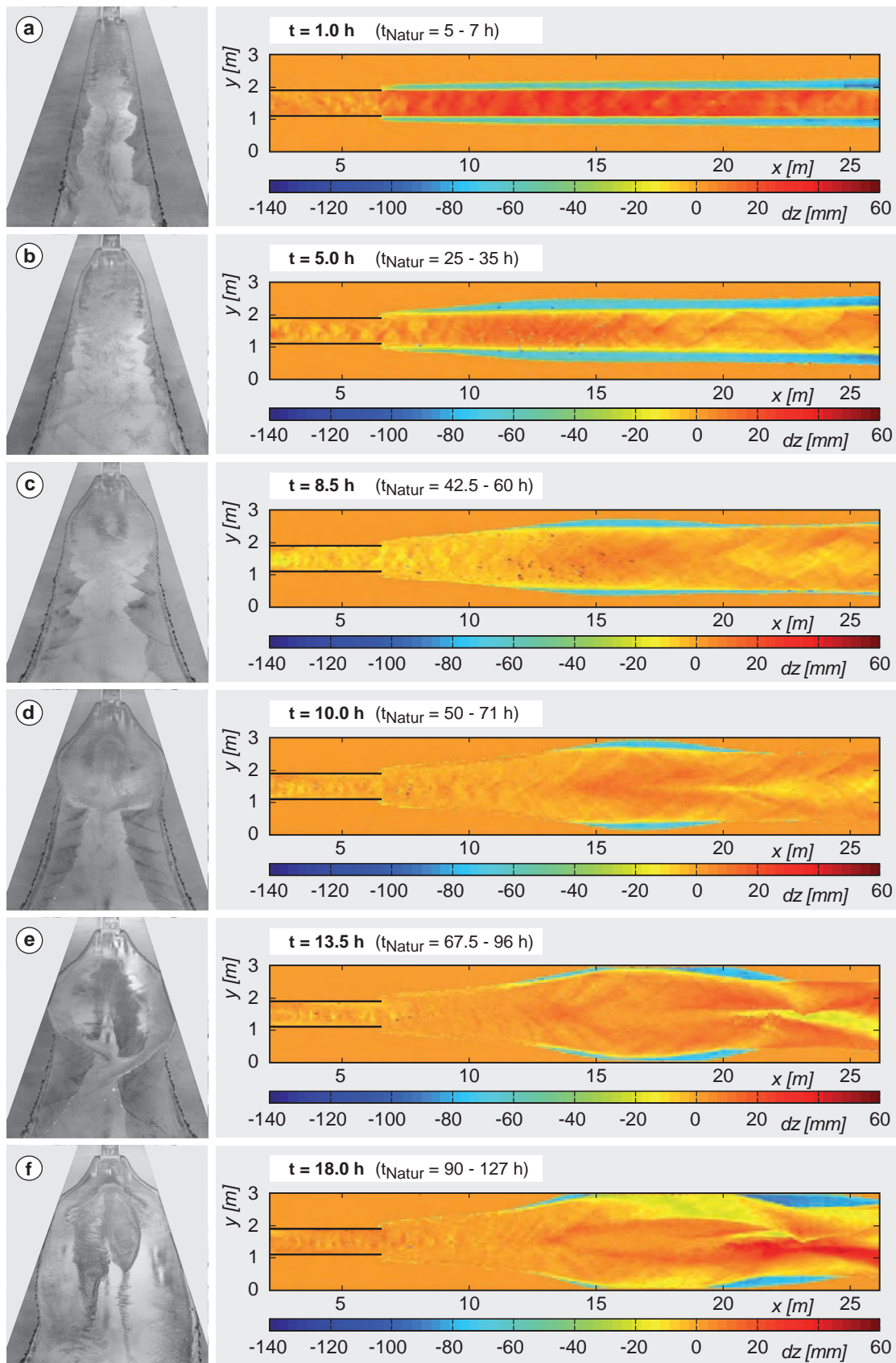


Abb. 6.1: Entwicklung der Seitenerosion während des Versuches 2\_3. Momentanaufnahmen (bei  $Q=3$  l/s) zu verschiedenen Zeitpunkten (links) mit ausgewerteten Sohltopographien. Dargestellt ist die Veränderung  $dz$  zur jeweils vorherigen gemessenen Topographie. Zur Umrechnung der Versuchszeit in Naturzeit wurde bei dem Modellmassstabfaktor  $\lambda$  eine Bandbreite von 25 bis 50 berücksichtigt (Kap. 3.4.1).



Die Geschiebebank wurde höher und wuchs auch weiter quer zur Flussachse. Somit schritt die Seitenerosion senkrecht zum ursprünglichen Ufer weiter fort (Abb. 6.1d). Nach 11 Stunden wurde die Wand der Versuchsanlage auf beiden Seiten erreicht. Zwei Stunden später hatte die Geschiebebank schon eine Ausdehnung in Längsrichtung von ca. 10 m und dementsprechend lang war die aufgeweiteten Strecke (Abb. 6.1e). Unterhalb der Geschiebebank vereinigten sich die Teilgerinne wieder. Aufgrund der Strömungskonzentration bildete sich an dieser Stelle ein tieferes Einzelgerinne.

Nach Erreichen der Wand wurde der Versuch noch ca. 5 Stunden weitergeführt. In dieser Zeit wuchs die Geschiebebank in der Gerinnemitte flussabwärts weiter und somit schritt die Seitenerosion von  $x = 22$  m bis zum unteren Gerinneende (bei  $x = 28$  m) an beiden Ufern weiter fort (Abb. 6.1f).

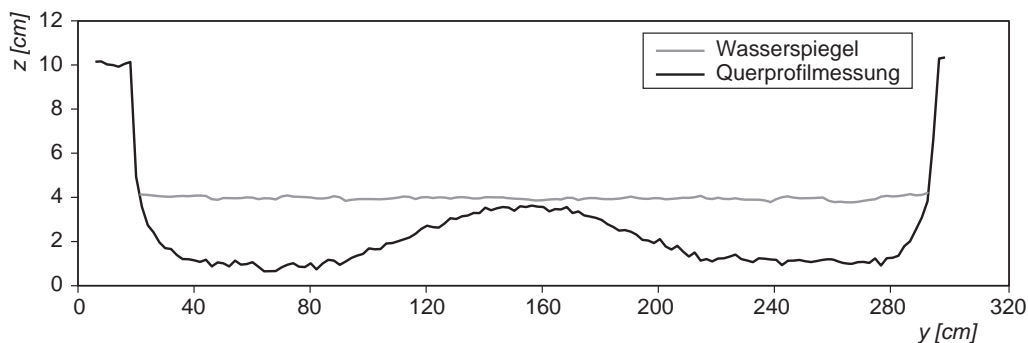


Abb. 6.2: Ausgewähltes Querprofil bei  $x = 16$  m, gemessen 8.5 Stunden nach Beginn der Seitenerosionsphase, mit Abflussverzweigung um die Geschiebebank in der Gerinnemitte.

Der Prozess der Seitenerosion war intensiv und schritt dadurch schnell fort. Die Ufer wurden über ihre gesamte Länge kontinuierlich erodiert, bis sich eine Geschiebebank in der Gerinnemitte bildete. Dann konzentrierte sich die Erosion auf die linken und rechten Ufer im Bereich der Bank. Die Bank wuchs relativ schnell flussabwärts und dementsprechend wurden die Ufer links und rechts in dieser Richtung weiter erodiert. Das Fortschreiten der Seitenerosion wurde durch die Geschiebebank unterstützt.

Der Prozess der Seitenerosion fand in diesem Versuch relativ kontinuierlich statt, so dass sich die primäre von der sekundären Ufererosion nicht so eindeutig wie bei den Versuchen der Serie 1 unterscheiden liess. Es ist aber davon auszugehen, dass der Uferangriff in den ersten Stunden, als sich noch keine morphologischen Strukturen gebildet hatten, auf die primäre Seitenerosion zurückzuführen ist. Mit dem Auftreten erster Ablagerungen setzte dann die sekundäre Seitenerosion ein, welche mit der Zeit zu einer birnenförmigen Verformung des Gerinnes führte. Dass sich in diesem Fall nicht ausgeprägtere Gerinneformen (z.B. Mäanderförmige Strukturen) bildeten, ist auf die flachen Bankformen zurückzuführen. Warum der Übergang zwischen der primären und sekundären Seitenerosion in diesem Fall so fließend stattfand, während dieser in der Versuchsserie 1 ziemlich abrupt war, wird im Kapitel 7.1 diskutiert.

Bei Versuch 2\_1 (Tab. 3.2) verlief die Entwicklung der Seitenerosion auf ähnliche Weise wie bei dem Versuch 2\_3 (Abb. 6.3). Allerdings bildete sich diesmal die Geschiebebank nicht in der Gerinnemitte, sondern eher an der rechten Seite. Somit teilte sich diesmal der Abfluss nicht in zwei gleich starke Äste, sondern die Hauptströmung konzentrierte sich auf die linke Seite und führte zu verstärkter Ufererosion auf dieser Seite, während die Geschiebebank auf der rechten Seite weiter wuchs.

Die in den Versuchen 2\_1 und 2\_3 beobachteten Entwicklungen erinnern sehr an die morphologischen Strukturen, die sich in der Natur bei der Aufweitung der Emme bei Aeftlingen gebildet haben (Abb. 6.4). Das Sohlenmaterial aus diesem Flussabschnitt lässt sich mit der Kiesmischung 2 gut nachmodellieren (Kap. 3.4.1). Der Vergleich der beobachteten Entwicklungsstadien im physikalischen Modell und in der Natur zeigt eine gute Übereinstimmung. Daher ist es zu vermuten, dass auch die Prozesse korrekt nachgebildet sind.

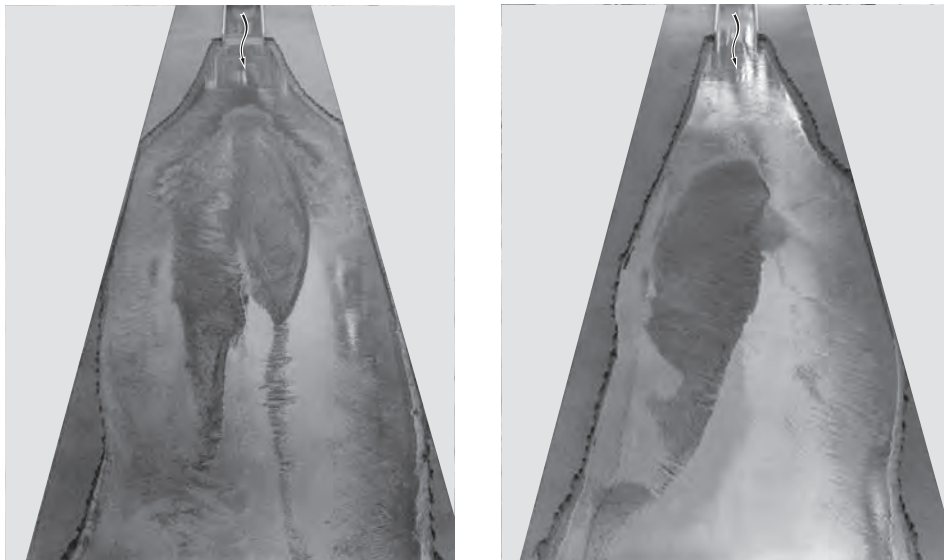


Abb. 6.3: Aufnahmen am Ende der Versuche 2\_3 (links) und 2\_1 (rechts). In beiden Fällen bildete sich eine grosse Geschiebebank, welche die Entwicklung der Seitenerosion förderte.



Abb. 6.4: Flussaufweitung an der Emme zwischen Aeftlingen und Utzenstorf (Doc. Natura, 2004).

### 6.1.2. Seitenerosion - Bildung einer Pflasterungsschicht

Bei den Versuchen 2\_2 und 2\_4 beeinflusste die Bildung einer seitlichen Pflasterungsschicht massgeblich den Verlauf der Seitenerosion. Der Versuch 2\_2 wurde mit einem Abfluss von 20 l/s und einem Geschiebeeintrag von 25 g/s ( $G_{b,TC} / G_{b,E} = 1$ ) durchgeführt (Tab. 3.2). In Abb. 6.5 ist der Ablauf dieses Versuches dargestellt. Anfangs wurden die Ufer gleichmässig auf beiden Seiten erodiert, wie es zu Beginn der Versuche 2\_3 und 2\_1 auch der Fall war (Abb. 6.5a). Dadurch entstanden lokale, wenig mächtige Geschiebeablagerungen über die gesamte Länge, wobei diese leicht alternierend stattfanden. In den nächsten Stunden wurden die Ufer an diversen Stellen nur gering erodiert (Abb. 6.5b).

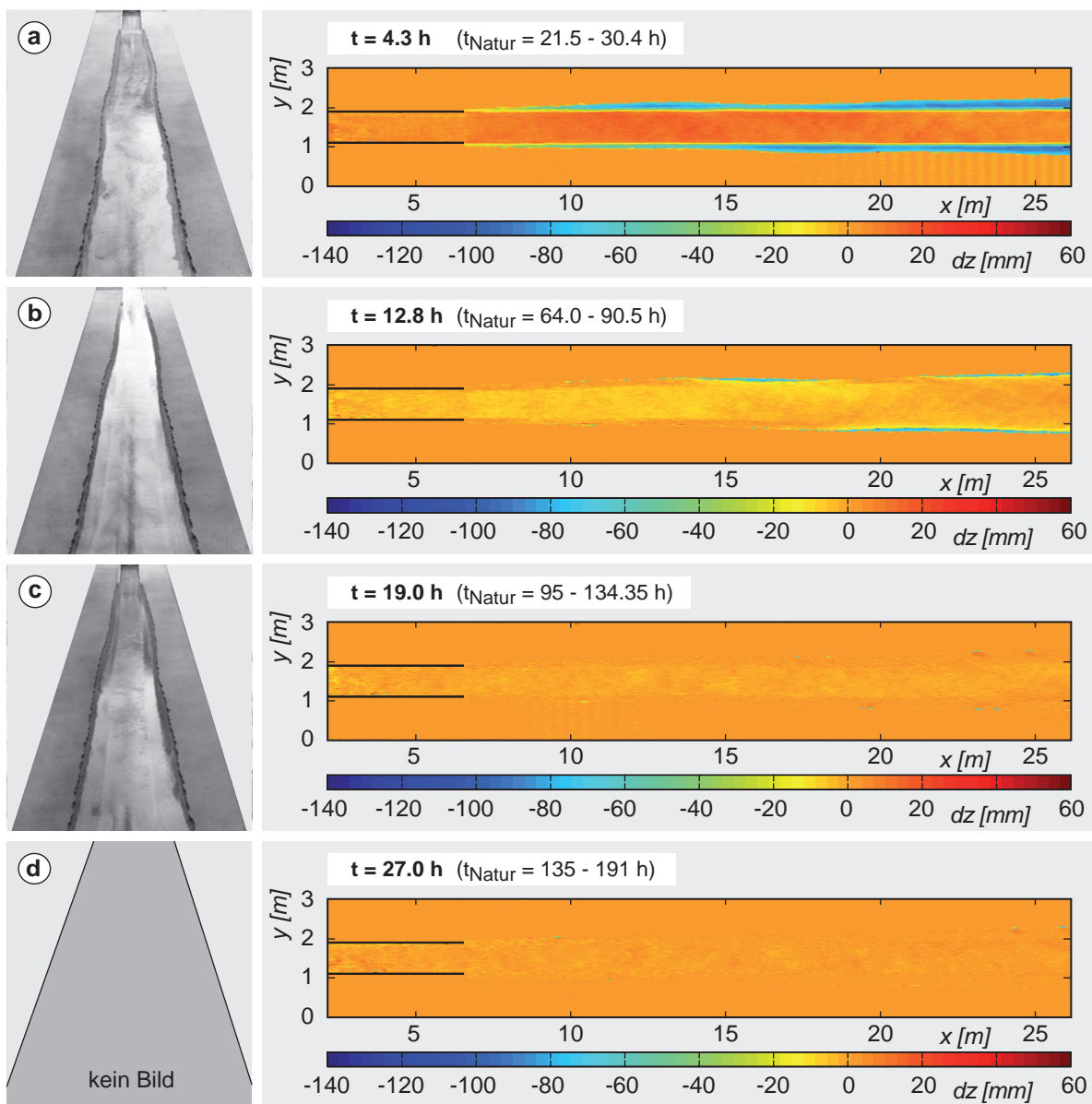


Abb. 6.5: Entwicklung der Seitenerosion während des Versuches 2\_2. Momentanaufnahmen zu verschiedenen Zeitpunkten (links) und ausgewerteten Sohltopographien (rechts). Dargestellt ist die Höhendifferenz zur vorherigen gemessenen Topographie. Fotoaufnahmen bei Niedrigwasser ( $Q = 3$  l/s). (Fließrichtung in Fotos von oben nach unten und in colorplots von links nach rechts).

Weiterhin wurde beobachtet, dass durch selektive Erosion die Sohle in Ufernähe sowie am Böschungsfuss etwas grobkörniger wurde. Nach einigen Stunden war eine ca. 30 cm breite Zone mit deutlich ausgeprägter Pflasterungsschicht im linken sowie im rechten Uferbereich deutlich zu erkennen (Abb. 6.6). Die Abpflasterung der Sohle im Uferbereich schützte die Ufer vor weiterer Seitenerosion. Zu diesem Zeitpunkt lag somit ein relativ stabiles Gerinne mit ebener Sohle vor (Abb. 6.5c), bei dem sich in Ufernähe eine ausgeprägte Deckschicht gebildet hatte. Der Versuch wurde noch einigen Stunden lang weitergeführt. In dieser Zeit wurden die Ufer nicht mehr erodiert und der Sedimenttransport fand nur im zentralen Teil des Gerinnes zwischen der abgepflasterten Bereichen statt (Abb. 6.5d und Abb. 6.6). Dieser zentrale Teil mit der Breite  $b'$  (Abb. 6.6) entsprach somit der transportwirksamen Breite. Hier wurde die Sohle im weiteren Verlauf des Versuchs so tief erodiert, bis ein Gleichgewicht bezüglich des Sedimenttransports für diese Breite  $b'$  resultierte. Die Sohle in diesem zentralen Bereich des Gerinnes blieb dabei nahezu eben. Die Kornzusammensetzung des Sohlenmaterials in der Gerinnemitte entsprach ungefähr jener des Ausgangsmaterials, wie die Auswertung entnommener Volumenproben zeigte (Abb. 6.7). Die sichtbare Abpflasterung in Ufernähe liess sich durch Probenentnahmen der Deckschicht ebenfalls verifizieren.

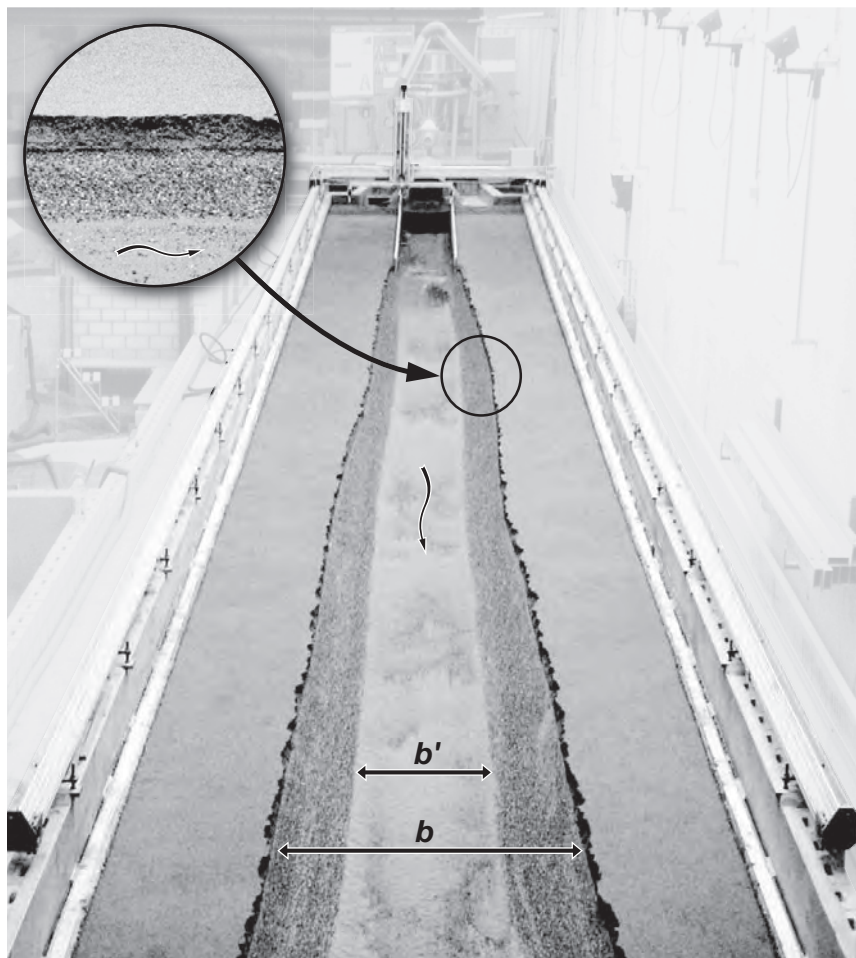


Abb. 6.6: Foto am Ende des Versuchs 2\_2. Durch Bildung einer Deckschicht in Ufernähe wurde der Sedimenttransport auf eine reduzierte Breite  $b'$  konzentriert. Weil sich dadurch keine morphologischen Strukturen bildeten, schritt die Seitenerosion nicht weiter fort.

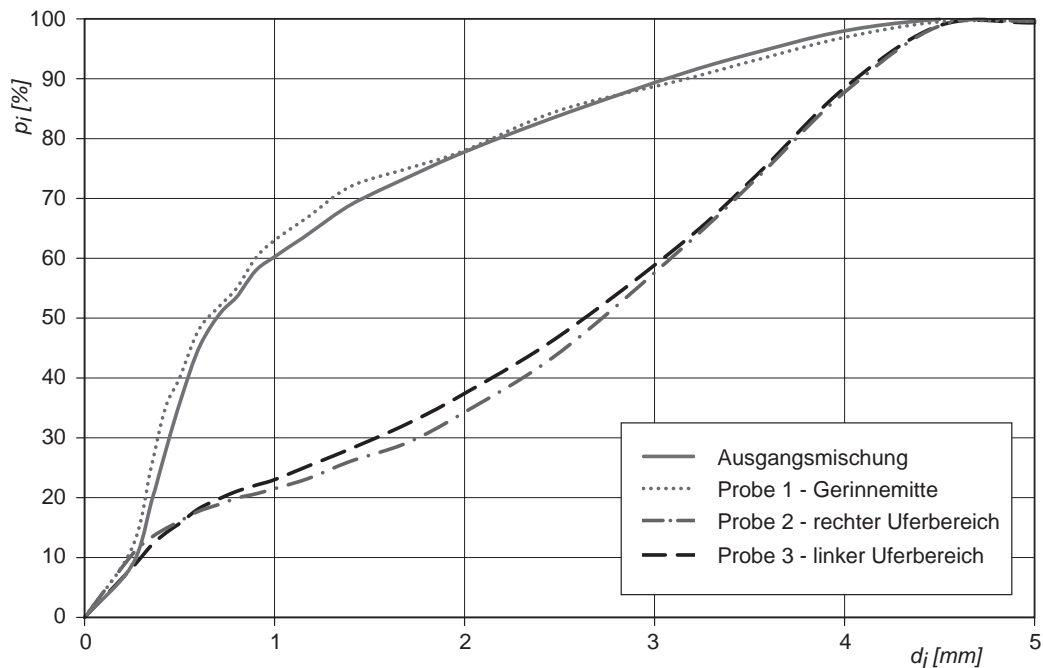


Abb. 6.7: Kornverteilungen ausgesiebter Volumenproben aus der Gerinnemitte sowie von Flächenproben im Uferbereich im Vergleich zur Kornverteilung der Ausgangsmischung. Bei den Flächenproben wurden alle in Ufernähe an einer Referenzfläche anstehende Körner eingesammelt und das entnommene Material anschliessend ausgesiebt. Somit entsprechen die Flächenproben Volumenproben der Pflasterungsschicht.

Wie aus Abb. 6.6 ersichtlich ist, limitierte im Versuch 2\_2 die streifenförmige Abpflasterung die seitliche Erosion, so dass nicht einmal die Hälfte des zur Verfügung stehenden Raums in Anspruch genommen wurde. Weil der Einbau sowie die Durchführung der Versuche so aufwendig waren, wurde entschieden, das Gerinne im Endstadium des Versuches 2\_2 als Ausgangslage für einen weiteren Versuch (Versuch 2\_4) zu verwenden.

Als Erstes wurden der Abfluss  $Q$  von 20 auf 30 l/s sowie die Geschiebezufuhr  $G_b$  von 25 auf 45 g/s erhöht. Somit entsprachen die neuen Wasser- und Geschiebezufuhren den Randbedingungen, unter denen der Versuch 2\_1 durchgeführt wurde. Bei dieser erhöhten Abflussmenge wurde die in Ufernähe vorhandene Deckschicht infolge der erhöhten Beanspruchung schnell aufgerissen. Somit fand der Sedimenttransport wieder über die gesamte Breite statt und auch die Ufer wurden erodiert. Auf der Fotoaufnahme in Abb. 6.8 (links) sind die Transportkörper zu erkennen, die sich unter den neuen Randbedingungen über die gesamte Gerinnebreite bildeten. Nach 2.5 Stunden wurde der Versuche unterbrochen und die Topographie vermessen. Das Gerinne war nun ca. 170 cm breit und die Deckschicht war nicht mehr vorhanden (vgl. Abb. 6.6 und Abb. 6.8, links). Die Auswertung der Sohlentopographie ergab ein mittleres Sohlgefälle von 0.55%. In diesem Zustand stimmten die Geometrie, das Sohlgefälle sowie die Sohlenformen des Gerinnes erstaunlich gut mit denen des Gerinnes überein, das sich in dem Versuch 2\_1 rund 3.5 Stunden nach Einsetzen der Seitenerosionsphase eingestellt hatte (vgl. Abb. 6.8 links und rechts sowie Werte in Tab. 6.1). Der Vergleich zeigt, dass trotz unterschiedlicher Ausgangssituationen ähnliche Entwicklungen stattfinden können, sobald sich die Randbedingungen entsprechend annähern.



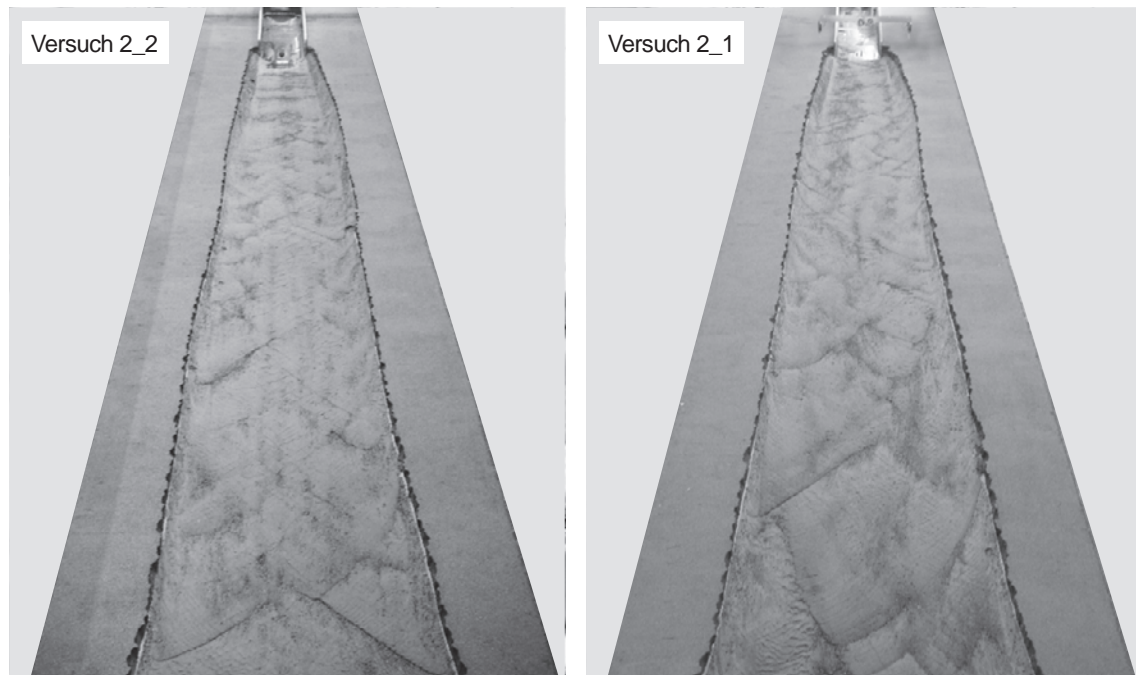


Abb. 6.8: links) Versuch 2\_2, nach Erhöhung von  $Q$  auf 30 l/s und  $G_b$  auf 45 g/s; rechts) Versuch 2\_1 ( $Q = 30$  l/s,  $G_b = 45$  g/s) nach 3.5 h. Die Geometrie, das Sohlengefälle sowie die Sohlenformen in beiden Gerinnen stimmen gut überein.

	$b_{max}$	$b_m$	$J$
	[cm]	[cm]	[%]
Versuch 2_1 (nach 3.5 h) $Q = 30$ l/s, $G_b = 45$ g/s	184	171	0.57
Versuch 2_2 (Erhöhung auf $Q = 30$ l/s und $G_b = 45$ g/s)	182	170	0.55

Tab. 6.1: Maximale und mittlere Sohlenbreite sowie mittleres Sohlengefälle beim Versuch 2\_1 3.5 h nach Versuchsbeginn und beim Versuch 2\_2 kurz nach Erhöhung der Abflussmenge und des Geschiebeeintrags.

Hinsichtlich des weiteren Versuchsablaufs wurde ab diesem Zeitpunkt die Sedimentzugabe  $G_b$  auf 25 g/s reduziert. Der Abfluss wurde bei 30 l/s belassen. Damit konnte ein zusätzlicher Versuch (Versuch 2\_4) durchgeführt werden, dessen Ablauf mit dem von Versuch 2\_1 ( $Q = 30$  l/s,  $G_b = 45$  g/s) verglichen werden kann. Beide Versuche wurden somit, bis auf die Geschiebezufuhr, unter den gleichen Randbedingungen durchgeführt. So konnte der Einfluss einer reduzierten Geschiebezufuhr auf die Entwicklung der Seitenerosion zumindest qualitativ auch für diese Versuchsserie untersucht werden.

Zu Beginn des Versuchs 2\_4 wurden die Ufer über die gesamte Strecke leicht erodiert. Danach bildete sich am unteren Ende des Gerinnes analog zum Versuch 2\_1 auf der rechten Gerinneseite eine Bank, die in diesem Fall aber nicht so ausgeprägt war, wie im Versuch 2\_1 (vgl. Abb. 6.3, rechts und Abb. 6.9, links). Durch diese Bank wurde die Strömung leicht an

der linken Seite konzentriert. Dadurch wurde das linke Ufer etwas weiter erodiert. Gleichzeitig wurde die Sohle in Ufernähe durch Sortierung des oberflächigen Materials grobkörniger (Abb. 6.9, rechts). In den nächsten Stunden bildete sich langsam eine Pflasterungsschicht in Ufernähe, die sich sukzessive über die gesamte Gerinnelänge ausdehnte, wie dies auch beim Versuch 2\_2 beobachtet wurde. Danach wurden die Ufer nicht mehr erodiert. Die gröbere Materialschicht in Ufernähe schützte die Ufer vor weiterer Erosion und der Sedimenttransport konzentrierte sich in der Gerinnemitte auf eine reduzierte Breite  $b'$ . Die Geschiebebank, die sich am Anfang bildete, wuchs nicht weiter. Unter diesen Randbedingungen war diese Bank nicht ausgeprägt genug, um die Strömung am Ufer so stark umzulenken bzw. um die Seitenerosion trotz der Deckschicht weiter fortzusetzen.

Bei den Versuchen 2\_2 und 2\_4 wurde die Entwicklung der Seitenerosion durch die Bildung einer Pflasterungsschicht im Uferbereich gehemmt oder sogar verhindert. Zum einen war der Widerstand in diesem Bereich durch die abgeplästerte Schicht deutlich höher, zum anderen stellte sich dadurch eine neu transportwirksame Breite  $b'$  ein, die für die Bildung neuer morphologischen Strukturen massgebend war. Diese Breite war bei beiden Versuchen so klein, dass sich Geschiebebänke nicht bilden bzw. weiter wachsen konnten. Somit fanden keine weiteren Seitenerosionen statt.

Auch in der Natur finden sich Beispiele von Flussabschnitten (wie z.B. an der Töss bei Leisental), in welchen der Prozess der Seitenerosion durch eine Abpflasterung in Uferbereich gehemmt oder verhindert wird (Kap. 8.5.1).

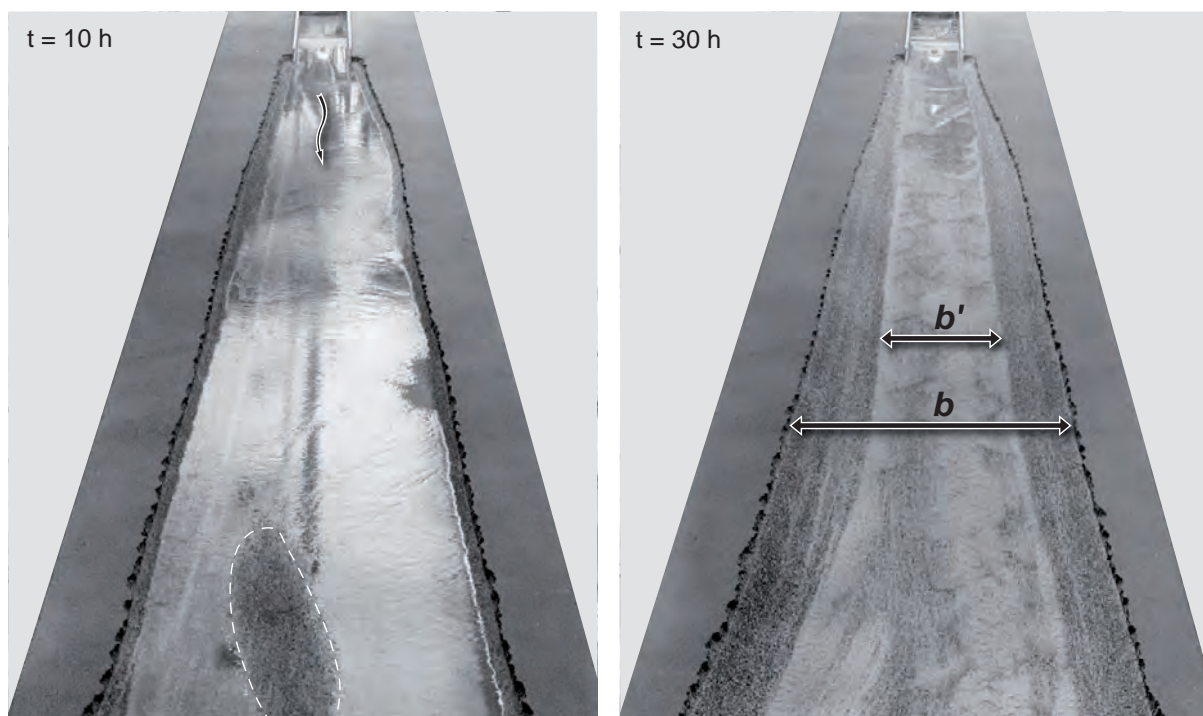


Abb. 6.9: Aufnahmen während des Versuchs 11. Links) Kurz nachdem sich eine Bank in unterem Bereich gebildet hatte; rechts) Am Ende des Versuchs, als die Pflasterungsschicht im Uferbereich über die gesamte Gerinnelänge dominierte.

## 6.2. Einfluss der Deckschichtbildung auf die Seitenerosion

### 6.2.1. Verhältnis des Abflusses $Q$ zum Grenzabfluss $Q_D$

Da im Rahmen dieser Untersuchungen Sohlenmaterial mit einer breiten Kornverteilung verwendet wurde, musste damit gerechnet werden, dass eine Abpflasterung der Sohle auftreten würde, sobald der vorhandene Abfluss im Bereich des bzw. wenig über dem Grenzabflusses zum Aufreißen der Pflasterungsschicht  $Q_D$  liegt (Kap. 2.1). Zu Beginn der Versuche war der Abfluss  $Q$  grösser als der Grenzabfluss  $Q_D$ , wobei dieser mit dem Ansatz von GÜNTER (1971) bestimmt wurde. Während der Versuche nahm aber die Gerinnebreite infolge Seitenerosion zu. Dies führte zu kleineren Abflusstiefen bzw. Sohlschubspannungen. Dadurch wurde der Grenzabfluss  $Q_D$  mit der Zeit immer grösser. In Abb. 6.10 ist das Verhältnis von  $Q/Q_D$  in Abhängigkeit der Zeit für alle Versuche der Serie 2 dargestellt. Daraus ist ersichtlich, dass das Verhältnis von  $Q/Q_D$  während der Versuche abnahm und sich mit der Zeit dem Wert 1 annäherte.

Bei den Versuchen 2\_2 und 2\_4, in welchen sich eine größeren Deckschicht im Uferbereich bildete, näherte sich das Verhältnis von  $Q/Q_D$  bereits 10 bis 12 Stunden nach Versuchsbeginn dem Wert 1 (Abb. 6.10). Zu diesem Zeitpunkt war das Gerinne zwar etwas breiter als zu Versuchsbeginn, aber es war immer noch gerade und es wies eine ebene Sohle auf. Bei den Versuchen 2\_1 und 2\_3 näherte sich das Verhältnis  $Q/Q_D$  dem Wert 1 später (nach 25 Stunden), als das Gerinne bereits deutlich breiter war. Die Geschiebebank hatte sich bereits gebildet und eine Abpflasterung in Ufernähe fand nicht statt oder spielte nur eine untergeordnete Rolle.

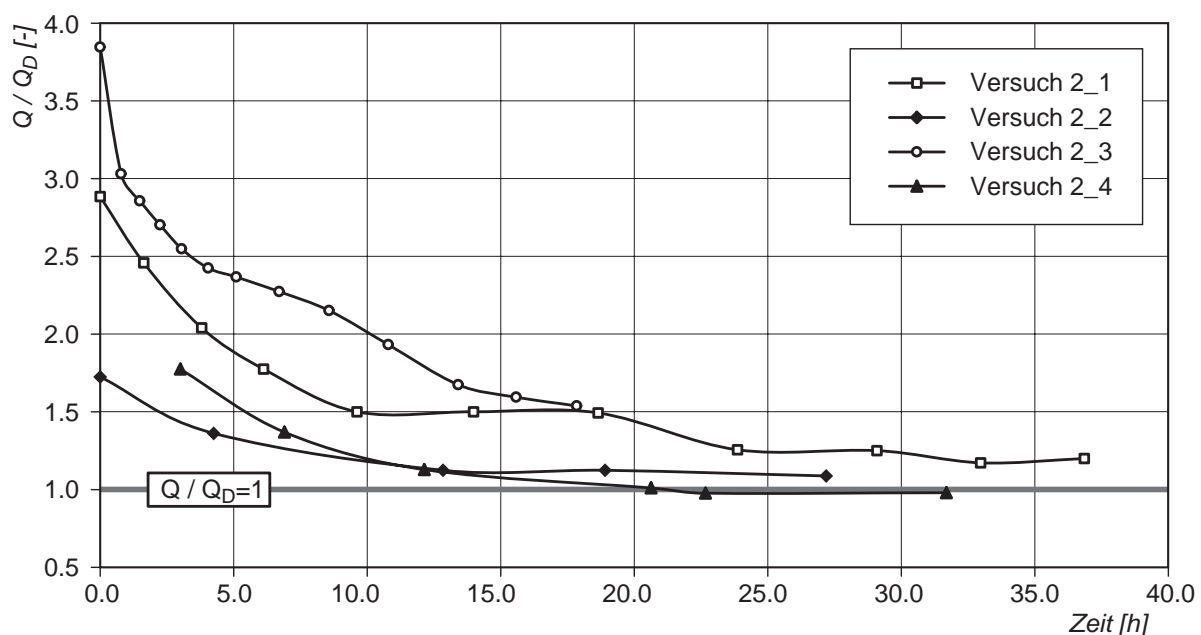


Abb. 6.10: Verhältnis des Abflusses  $Q$  zum Grenzabfluss für das Aufreißen der Deckschicht  $Q_D$  in Abhängigkeit der Zeit für die durchgeführten Versuche.



Mit der Bildung einer Pflasterungsschicht bei der Annäherung des Verhältnisses  $Q/Q_D$  an dem Wert 1 war zu rechnen. Es ist noch zu erklären, warum sich die Pflasterungsschicht nur in ufernahen Bereichen bildete. Bei der Berechnung von  $Q_D$  wird eine über die Breite konstante Verteilung der Sohlschubspannung angenommen. Die tatsächliche Sohlschubspannungsverteilung über die Breite ist jedoch nicht konstant. Sie weist ein Maximum in der Gerinnemitte auf und nimmt parabelförmig gegen die Böschungsfusspunkte hin ab. Somit ist die Beanspruchung in Ufernähe etwas geringer als in Flussmitte (Abb. 6.11).

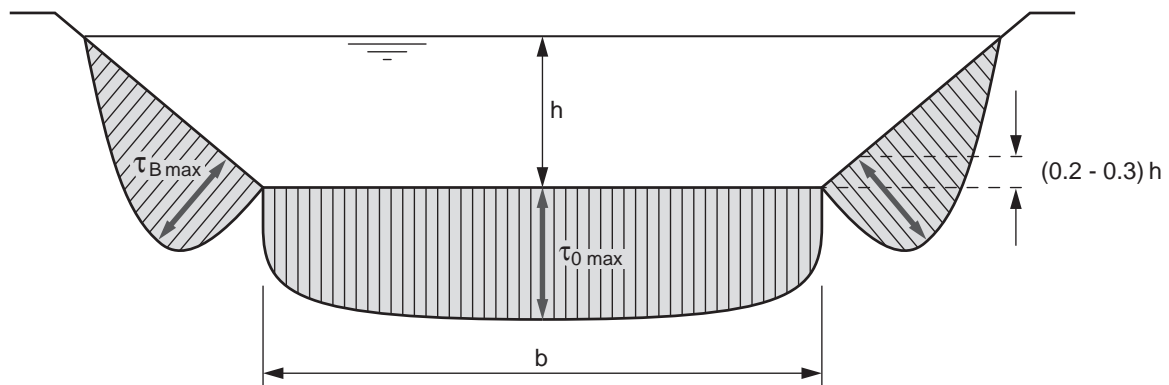


Abb. 6.11: Schematische Darstellung der Verteilung der effektiven Schubspannungen über den Abflussquerschnitt (aus BEZZOLA 2005).

In Abb. 6.12 sind für den Querschnitt bei  $x = 23.6$  m die gemessene Abflusstiefe  $h$  sowie die berechneten Grenzabflusstiefe  $h_D$  für das Aufreißen der Pflasterungsschicht dargestellt. Dabei wurde die Grenzabflusstiefe  $h_D$  mit dem Ansatz von GÜNTER (1971) berechnet (Kap. 2.1). Aus der Abbildung ist ersichtlich, dass die Abflusstiefe  $h$  in Ufernähe unterhalb des berechneten Grenzwerts  $h_D$  liegt. D.h. die Beanspruchung in dieser Zone war kleiner als die Grenzbelastung bis zum Aufreißen der Deckschicht, deshalb wurde die Sohle dort selektiv erodiert und es hat sich eine Abpflasterungsschicht gebildet. Hingegen lag in Gerinnemitte die Abflusstiefe  $h$  deutlich über diesem Grenzwert. Die Breite  $b^*$  in Abb. 6.12, bei der die Abflusstiefe  $h$  nicht unter dem Grenzwert liegt, entspricht ziemlich genau der transportwirksamen Breite  $b'$ , welche aus den digitalen Fotos herausgelesen werden konnte (Abb. 6.6).

Bei den Versuchen 2\_2 und 2\_4 waren die Abflusstiefen in der Gerinnemitte etwas grösser als die mittlere Grenzabflusstiefe  $h_D$ , während sie in Ufernähe wesentlich unter diesem Grenzwert lagen. Deshalb fand die selektive Erosion nur dort und nicht in der Gerinnemitte statt.

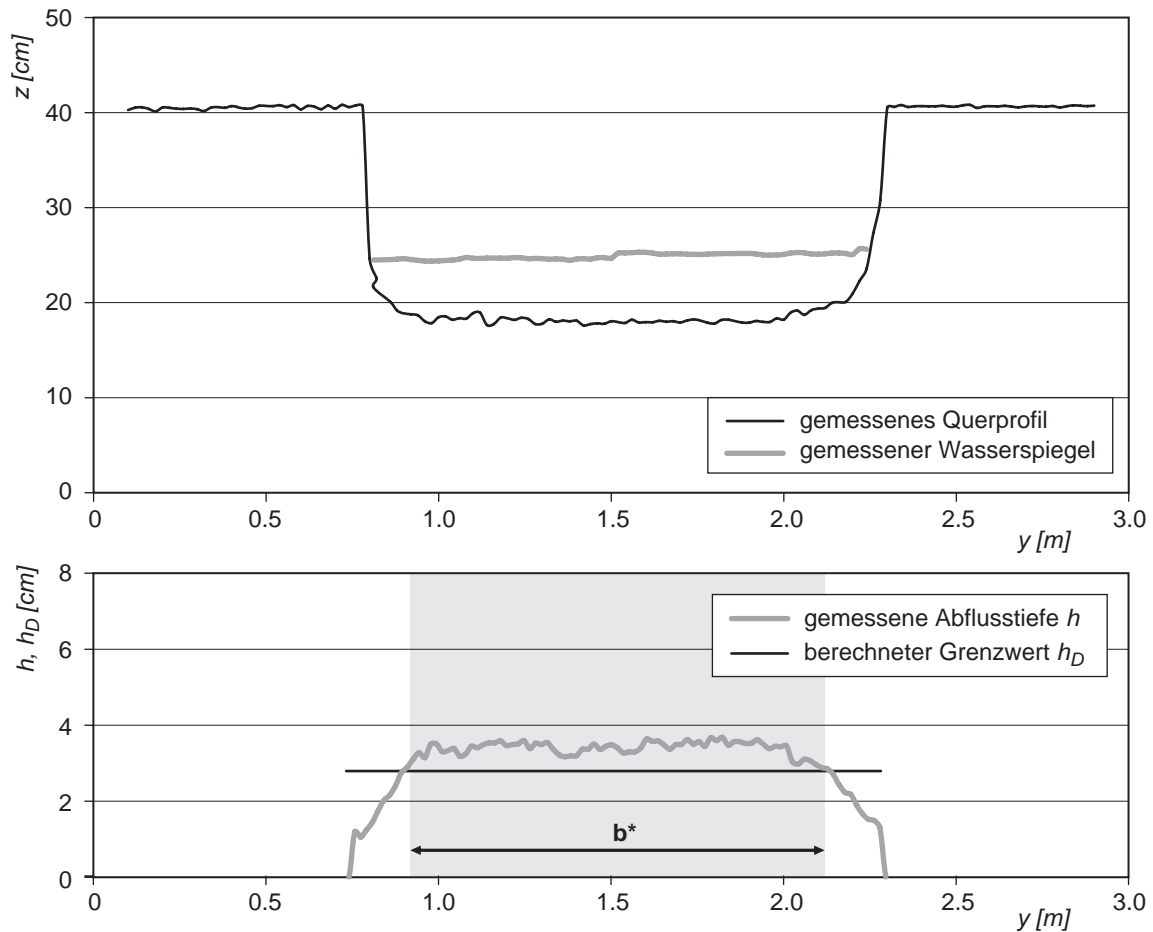


Abb. 6.12: Vergleich der gemessenen Abflusstiefe  $h$  mit dem berechneten Grenzwert zum Aufreissen der Deckschicht  $h_D$  am Beispiel des Querschnitts bei  $x = 23.6$  m (Versuch 2\_2).

### 6.2.2. Vergleich mit der reduzierten Breite $b_r$ nach JÄGGI (1983)

JÄGGI (1983) stellte in Rahmen seiner Versuche zur Bildung alternierender Geschiebebänke fest, dass der Prozess der natürlichen Sohlenabpflasterung dabei eine wichtige Rolle spielen kann. Bei einigen seiner Versuche beobachtete er die Bildung einer größeren Deckschicht in Ufernähe, während in der Gerinnemitte weiterhin Sedimenttransport stattfand. Im Endstadium dieser Versuche war ein Gerinne mit ebener Sohle und stabiler Deckschicht in Ufernähe zu erkennen. Die natürliche Sohlenabpflasterung verhinderte dabei die Bildung alternierender Bänke.

Abb. 6.13 zeigt das Endstadium eines dieser Versuche. Darauf sind die Streifen in Ufernähe, wo sich die Pflasterungsschicht bildete, deutlich zu erkennen. Das Bild ähnelt dem Foto im Endstadium des Versuches 2\_2 (vgl. Abb. 6.13 und Abb. 6.6).

Bei den Versuchen von JÄGGI(1983) behinderte die Bildung einer Deckschicht im Uferbereich das Auftreten alternierender Bänke. Dabei konnte analog zu den hier gezeigten Versuchen ein zentraler Bereich ohne Abpflasterung mit einer reduzierten Breite  $b_r$  beobachtet werden. Diese Breite  $b_r$  war anstelle der Sohlenbreite massgebend für die Bildung neuer Bänke und lässt sich gemäss JÄGGI (1983) wie folgt ermitteln:

$$b_r = b \cdot \left( 1 - \frac{2 \cdot h_D}{h} + 2 \cdot \frac{R \cdot h_D}{h^2} \right) \quad (6.1)$$

mit  $b$  = gesamte Breite,  $h$  = mittlere Abflusstiefe und  $R$  = hydraulischer Radius. Detaillierte Ausführungen zu diesem Ansatz finden sich bei JÄGGI (1980, 1983).

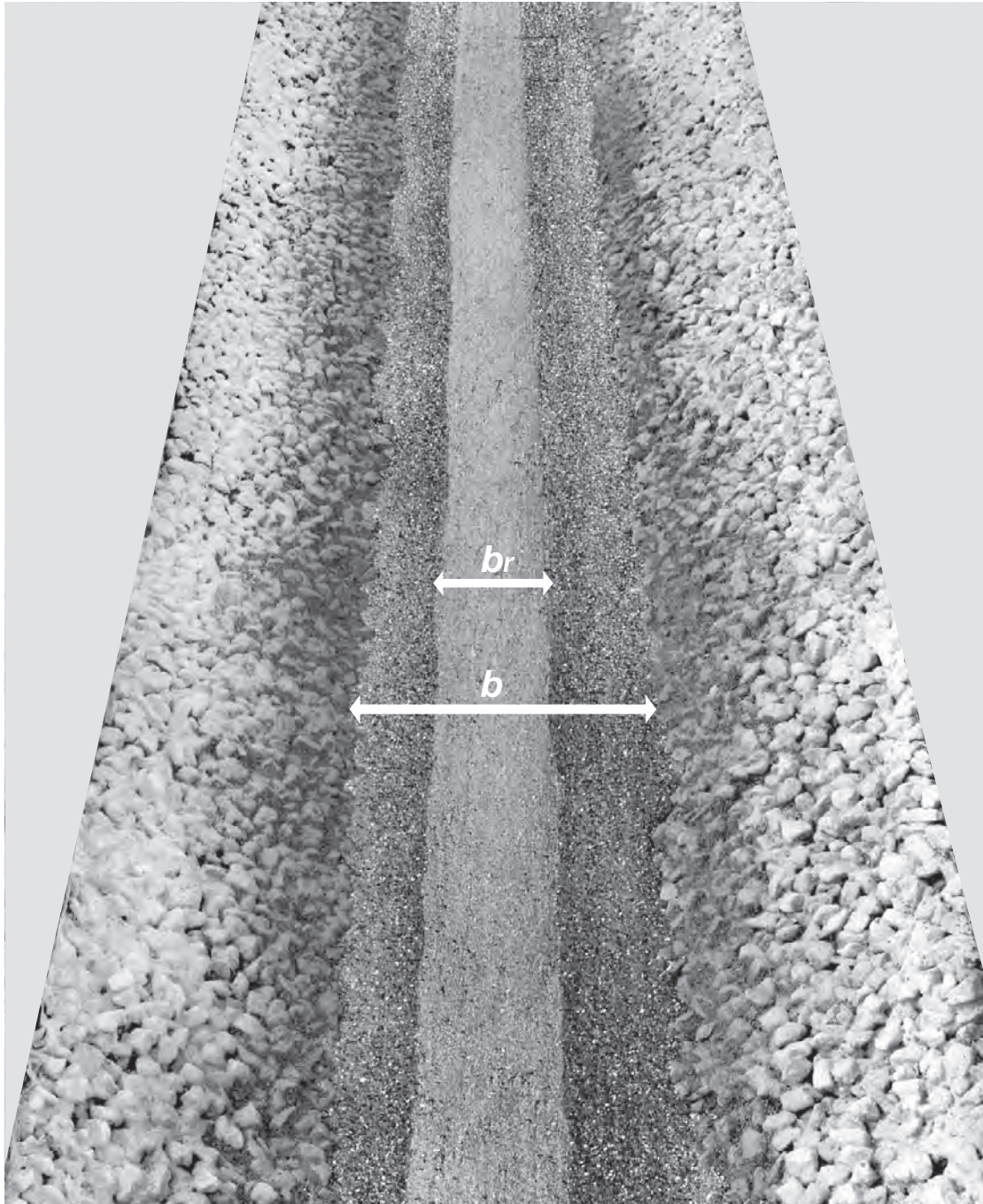


Abb. 6.13: Bildung einer Pflasterungsschicht in Ufernähe bei Versuch 18 (aus JÄGGI 1983).

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die in den Versuchen 2\_2 und 2\_4 gemessenen reduzierten Breiten  $b'$  (Abb. 6.12) mit den mit der Gl. (6.1) berechneten Werten verglichen (Abb. 6.14). Es ist ersichtlich, dass sich die transportwirksame Breite  $b'$  mit dem Ansatz nach JÄGGI (1983) relativ gut bestimmen lässt. Die Abweichung beträgt weniger als 10 %.

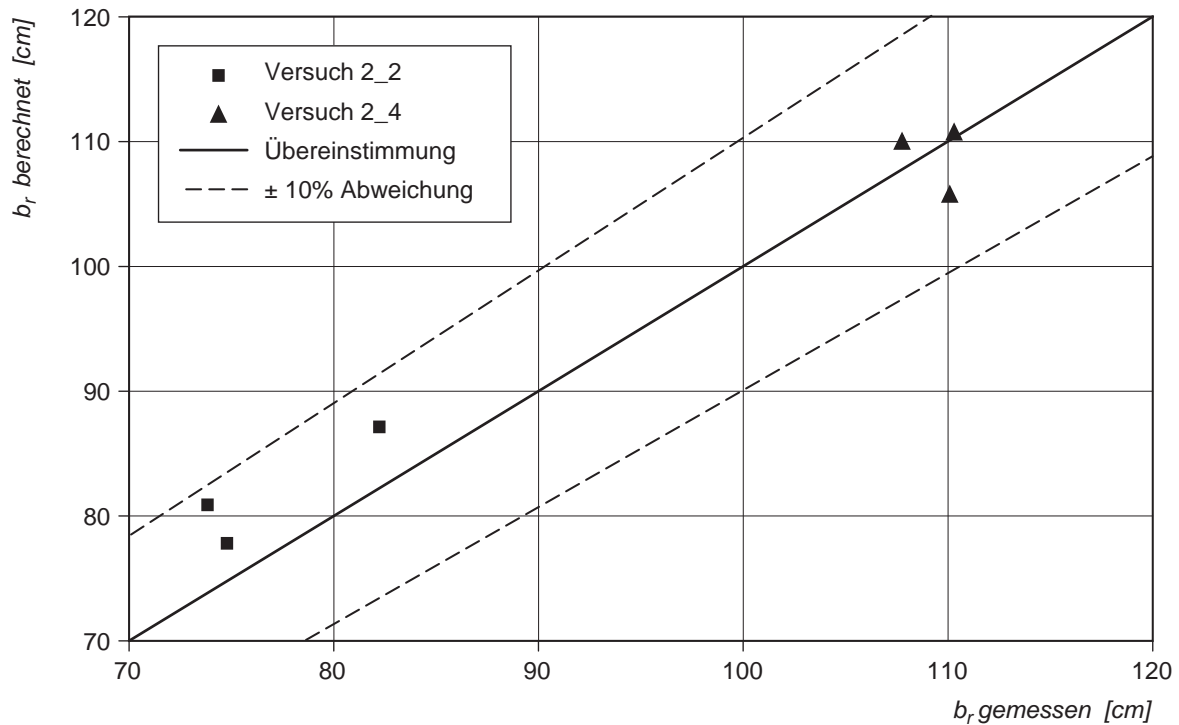


Abb. 6.14: Vergleich zwischen den gemessenen und mit der Gleichung (6.1) berechneten reduzierten Breiten.

### 6.2.3. Reduktion der Seitenerosion durch die Pflasterungsschicht

Aus den vorliegenden Untersuchungen sowie aus der Arbeit von JÄGGI (1983) kann gefolgert werden, dass die Bildung einer Deckschicht in Ufernähe die morphologische Aktivität massgebend beeinflussen kann. Bildet sich eine Deckschicht im Uferbereich, findet der Sedimenttransport auf einer reduzierten Breite statt. Diese reduzierte Breite und nicht die gesamte Breite ist dann für die Bildung neuer morphologischer Strukturen massgebend. Dadurch ist auch die weitere Entwicklung der Seitenerosion beeinflusst. Ohne die Bildung von Geschiebebänken, die zu einer Umlenkung der Strömung führt, schreitet die Seitenerosion nicht weiter fort. Ob sich unter Berücksichtigung der reduzierten Breite die gewünschten Morphologien bilden oder nicht, kann mit Hilfe eines der üblichen Kriterien zur Abgrenzung der Gerinnemorphologie beurteilt werden.

Abb. 6.15 zeigt das Kriterium nach JÄGGI (1983) zur Beurteilung des Auftretens von alternierenden Bänken. Zusätzlich sind die Daten aus den Versuchen der Serie 2 eingetragen. Die Datenpunkte aus den Versuchen 2\_1 und 2\_3 (Versuche in welchen sich Geschiebebänke bildeten) befinden sich im bankbildenden – verzweigten Bereich. Dies deckt sich mit den Beobachtungen während den Versuchen (Kapitel 6.1.1). Bei den Versuchen 2\_2 und 2\_4 (Ver-

suche, in welchen sich eine Pflasterungsschicht bildete) wird zwischen der totalen Breite  $b$  und der reduzierten Breite  $b_r$  unterschieden. Bei Betrachtung der totalen Breite liegen die eingetragenen Punkte deutlich im bankbildenden Bereich. Gemäss JÄGGI (1983) hätten sich bei diesen Versuchen Bänke bilden müssen, was jedoch nicht der Fall war. Wird aber die reduzierte Breite berücksichtigt, befinden sich die Punkte im Grenzbereich zum Gerinne ohne Bänke. Dieses stimmt eher mit den Ergebnissen der Versuche überein. Das gleiche Resultat lieferte die Beurteilung mit dem Kriterium von DA SILVA (1991). Unter Verwendung der reduzierten Breite nähern sich die Datenpunkte aus den Versuchen 2\_2 und 2\_4 dem Bereich gerader Gerinnen mit ebener Sohle (Abb. 6.16). Beide Abgrenzungskriterien lassen sich ziemlich gut auf die Versuchsergebnisse übertragen: Für die Bildung neuer Morphologien ist entscheidend, wie gross die reduzierte Breite und nicht die gesamte Breite ist.

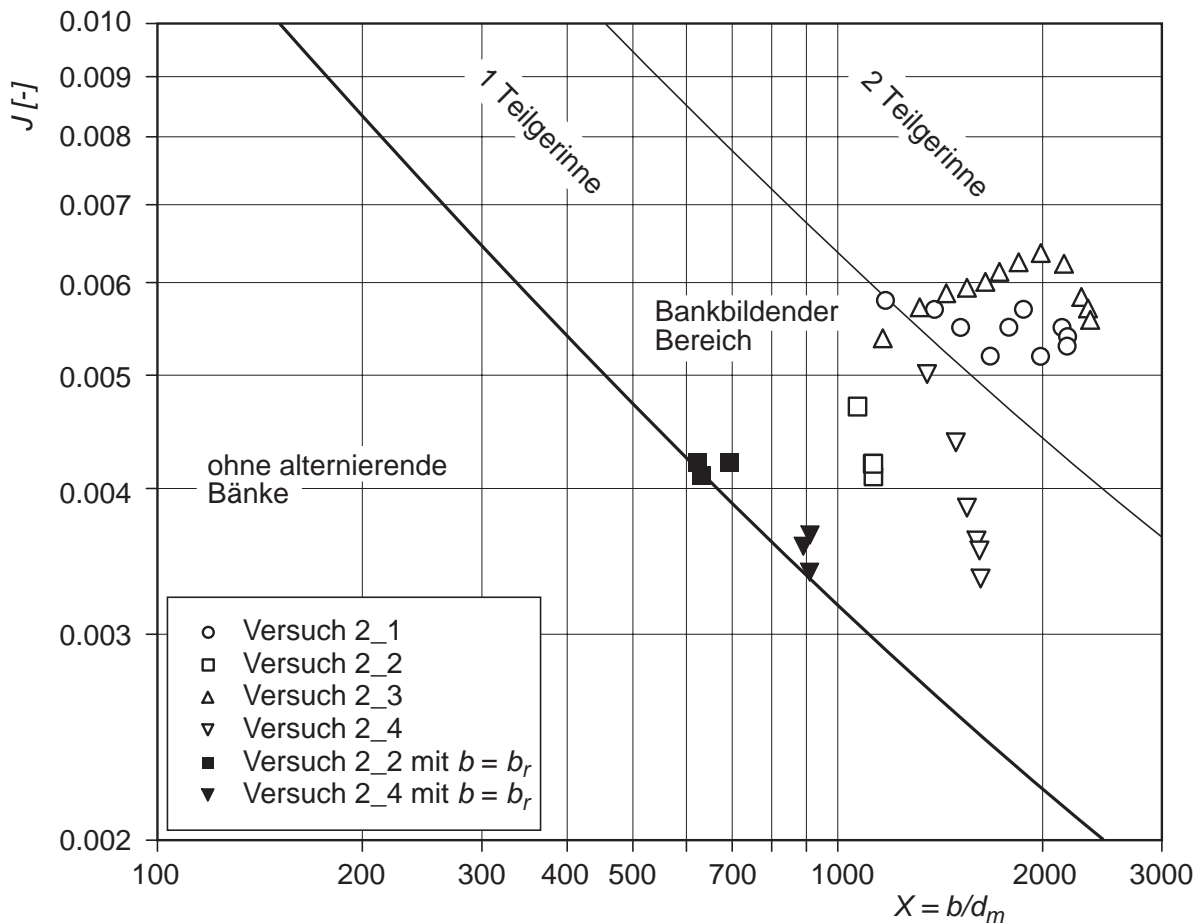


Abb. 6.15: Kriterium zur Abgrenzung der Gerinnemorphologie nach JÄGGI (1983). Wird bei der Berechnung von  $Z$  die reduzierte Breite  $b_r$  berücksichtigt, befinden sich die gemessenen Werte der Versuche 2\_2 und 2\_4 im Übergangsbereich zwischen ebener Sohle und alternierenden Bänken. Die dargestellten Kurven gelten für log-normal verteiltes Sohlenmaterial (s. auch Kap. 2.2.4)



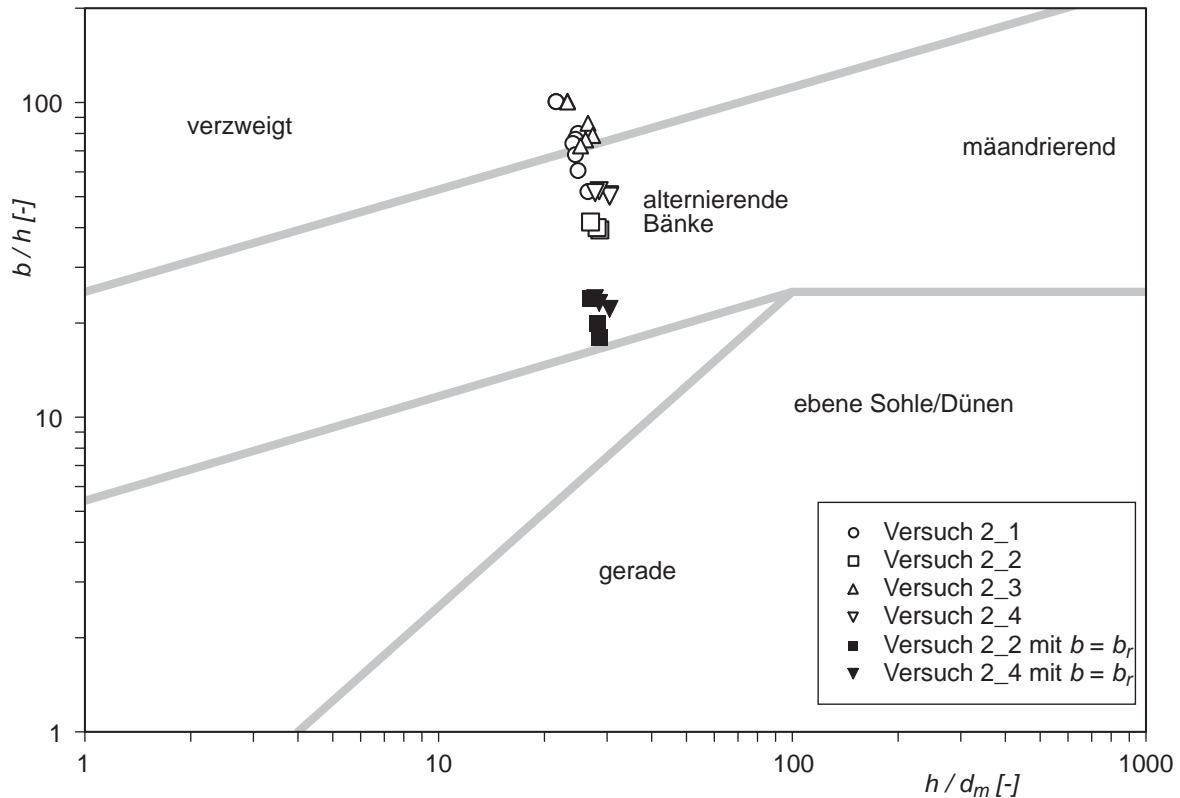


Abb. 6.16: Kriterium zur Abgrenzung der Gerinnemorphologie nach DA SILVA (1991) mit Modifikation nach ZARN (1997). Wird bei der Berechnung von  $b/h$  die reduzierte Breite  $b_r$  berücksichtigt, befinden sich die gemessenen Werte der Versuche 2\_2 und 2\_4 im Übergangsbereich zwischen ebener Sohle und alternierenden Bänken.

## 6.3. Entwicklung der Sohlenbreiten

### 6.3.1. Mittlere und maximale Sohlenbreiten

In Abb. 6.17 ist die zeitliche Entwicklung der maximalen und mittleren Breiten für den Versuch 2\_1 dargestellt. Daraus ist ersichtlich, dass die mittleren und die maximalen Breiten in den ersten 2,5 Stunden besonders schnell zunahm. Die mittlere Sohlenbreite wuchs in dieser Zeit von 80 auf ca. 160 cm. Danach nahm sie langsamer zu, bis nach 25 Stunden die Wand der Anlage an einer ersten Stelle erreicht wurde. Ab diesem Zeitpunkt blieb die mittlere Breite in etwa konstant und das Gerinne wurde langsam stabil.

Wie in Abb. 6.17 erkennbar, war der Kurvenverlauf der maximalen Breite in etwa affin zu demjenigen der mittleren Breite. Beide Kurven liegen ziemlich nahe beieinander. Weil das aufgeweitete Gerinne im Grundriss nicht stark verformt wurde (Abb. 6.3), ist der Unterschied zwischen den maximalen und mittleren Werten relativ gering. Durchschnittlich sind die maximalen Breiten nur um ca. 7 % größer als die mittleren Breiten.

Im zeitlichen Verlauf der Breitenentwicklung (Abb. 6.17) lassen sich die primäre und die sekundäre Seitenerosion nicht so deutlich unterscheiden, wie bei den Versuchen der Serie 1. Im Vergleich dazu ist der Übergang bei den Versuchen der Serie 2 fließend. Allerdings kann die

Gleichgewichtsbreite  $b_{eq1}$ , die sich infolge primärer Erosion einstellen sollte, berechnet werden. Im Kapitel 5.11 wurde gezeigt, dass die Breite  $b_{eq1}$  mithilfe einfacher Berechnungsansätze (Gl. 2.4) gut abgeschätzt werden kann. Im vorliegenden Fall liefert die entsprechenden Gleichung für die Randbedingungen des Versuchs 2\_1 eine Gleichgewichtsbreite von  $b_{eq1} = 140$  cm.

Gemäss Abb. 6.17 wurde im Versuch 2\_1 eine mittlere Breite von 140 cm nach ca. 1.5 Stunden erreicht. Leider ist keine Topographievermessung zu diesem Zeitpunkt vorhanden, so dass nicht überprüft werden kann, ob zu diesem Zeitpunkt das gerade Gerinne noch eine ebene Sohle hatte. Dies wäre ein Indiz dafür, dass die Verbreiterung bis zu diesem Zeitpunkt nur infolge der primären Seitenerosion stattgefunden hätte. In der nächsten Topographievermessung ( $t = 3$  h) sind bei einer Breite von 160 cm schon erste lokale Ablagerungen zu erkennen, die zur leichten Verformung der Sohle führten. Somit kann davon ausgegangen werden, dass ab in dieser Zeit der Prozess der sekundären Erosion bereits ausgelöst worden war bzw. die Voraussetzungen zu seiner Auslösung vorhanden waren. Dies bedeutet, dass infolge der primären Seitenerosion eine Gerinneverbreiterung von 80 cm auf mindestens 140 cm stattfand. Das Gerinne verdoppelte also seine Ausgangsbreite. Innerhalb relativ kurzer Zeit wurde dadurch viel Material aus den Ufern in Bewegung gebracht und ersten Geschiebeablagerungen bildeten sich schnell. Infolgedessen setzte die sekundäre Erosion langsam ein.

Zusammenfassend lässt sich vermuten, dass sich die zur Auslösung der sekundären Erosion erforderlichen Bankstrukturen aufgrund der grossen Volumina an erodiertem Ufermaterial bilden können. Deshalb war der Übergang zwischen primärer und sekundärer Seitenerosion fließend.

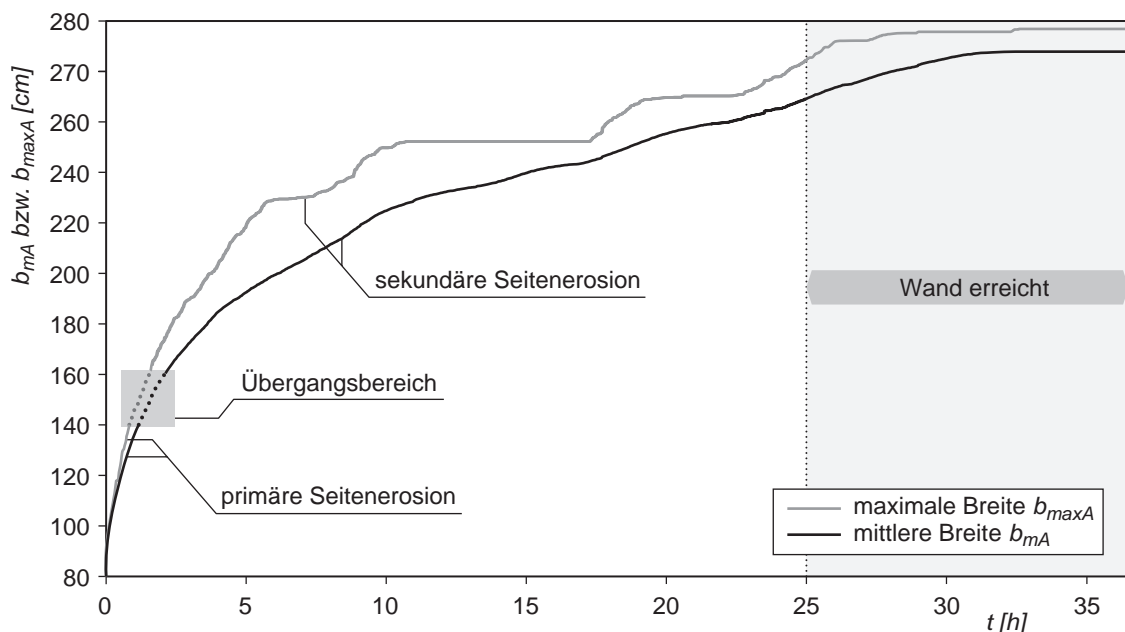


Abb. 6.17: Zeitliche Entwicklung der maximalen und mittleren Gerinnebreiten für den Versuch 2\_1. Beiden Breiten nehmen innerhalb der ersten Stunden sehr rasch zu. Der Übergang zwischen primärer und sekundärer Seitenerosion war fließend. Es wird vermutet, dass dieser bei einer mittleren Breiten von 140 bis 160 cm stattfand (s. Erläuterungen im Text).

Für die übrigen Versuche der Serie 2 ist die zeitliche Entwicklung der maximalen und mittleren Breiten in Abb. 6.18 dargestellt. Dabei sind nur die Werte bis zum Erreichen der festen Wand dargestellt. Es ist ersichtlich, dass die für den Versuch 2\_1 bereits beschriebene Breitenentwicklung auch für die anderen Versuche repräsentativ ist. In allen Versuchen nahmen die mittleren und maximalen Breiten in den ersten Stunden sehr rasch zu. Mit der Zeit wuchsen sowohl die mittlere als auch die maximale Breite immer langsamer bis zum Erreichen der Wand.

Im Fall der Versuche 2\_2 und 2\_4, bei welchen das Gerinne infolge der Bildung der Pflästerungsschicht die feste Wand nicht erreichte (s. Kapitel 6.1.2), wurde die Breitenentwicklung nur bis zu dem Zeitpunkt dargestellt, bei dem die Breite des Gerinnes stabil blieb. Weiterhin ist es zu bemerken, dass bei Versuch 2\_4 der Verlauf der Kurven für die ersten Stunden nicht bekannt ist. Wie im Kapitel 6.1.2 beschrieben, wurde dieser Versuch ausgehend vom abgebrochenen Versuch 2\_2 durchgeführt. Dies bedeutet, dass dieser Versuch mit einer mittleren Breite von ca. 170 cm und nicht 80 cm gestartet wurde. Wie lange das Gerinne in diesem Fall bei einem Abfluss von 30 l/s und einem Geschiebeeintrag von 25 g/s gebraucht hätte, um seine mittlere Breite von 80 auf 170 cm zu vergrössern ist somit unbekannt. Unter Berücksichtigung des Kurvenverlaufs bei den Versuchen 2\_1 ( $Q=30$  l/s,  $G_b=45$  g/s) und 2\_2 ( $Q=20$  l/s,  $G_b=25$  g/s) wird vermutet, dass die Werte bei Versuch 2\_4 dazwischen liegen müssen (gestrichelte Linie in Abb. 6.18).

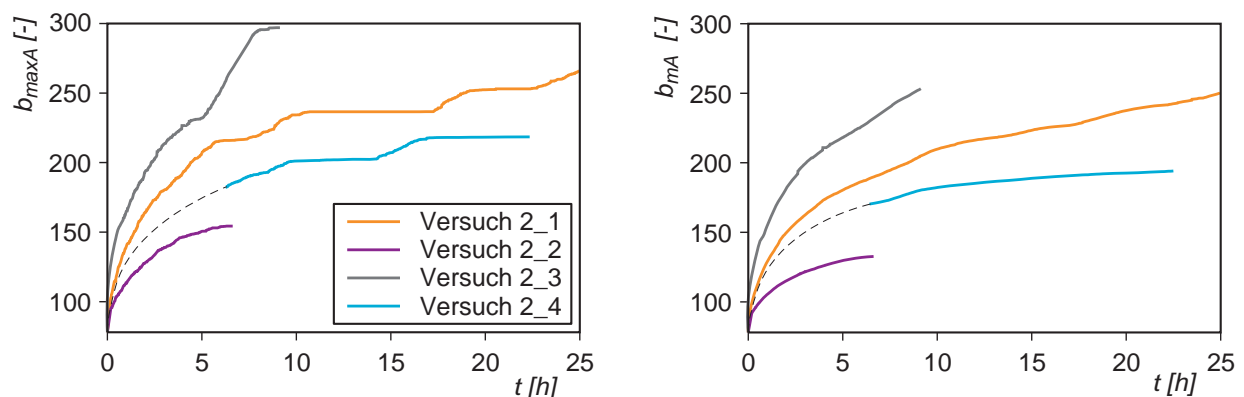


Abb. 6.18: Zeitliche Entwicklung der maximalen (links) und mittleren (rechts) Sohlenbreite für alle Versuche der Serie 2.

### 6.3.2. Zeitliche Entwicklung der mittleren Breite

#### Primäre Seitenerosion

In Tab. 6.2 sind die infolge der primären Seitenerosion zu erwartenden Gleichgewichtsbreiten  $b_{eq1}$  für alle Versuche der Serie 2 aufgelistet. Diese wurden mit der Gleichung (2.4) abgeschätzt. Darüber hinaus sind in der Tabelle die Zeitpunkte  $t_{eq1}$  eingetragen, an welchen gemäss Abb. 6.18 die jeweilige Breite  $b_{eq1}$  erreicht wurden. Bei Versuch 2\_4 ist dieser Wert, wie vorher erwähnt, unbekannt. Wie aus Tab. 6.2 ersichtlich, fand die primäre Seitenerosion bereits innerhalb der ersten 1 bis 1.5 Stunden statt.



Versuch	$b_{eq1}$ [cm]	$t_{eq1}$ [h]
2_1	140	1.4
2_2	114	1.3
2_3	161	1
2_4	140	-

Tab. 6.2: Berechnete Werte von  $b_{eq1}$  (Gleichgewichtsbreite infolge primärer Seitenerosion) und entsprechende Versuchszeitpunkte  $t_{eq1}$ , an denen die jeweilige Gleichgewichtsbreite  $b_{eq1}$  erreicht wurde.

**Sekundäre Seitenerosion**

In welcher Form sich während der sekundärer Seitenerosion die Entwicklung der mittleren Breite in Abhängigkeit der untersuchten Parameter quantitativ beschreiben lässt, wird nachfolgend gezeigt.

Abb. 6.19 zeigt die Entwicklung der mittleren Breite während der Phase der sekundären Seitenerosion ( $b > b_{eq1}$ ). Zum besseren Vergleich wurde die mittlere Breite  $b_{mA}$  mit  $b_{eq1}$  normiert und die Kurven wurden ab dem jeweiligen Zeitpunkt  $t_{eq1}$  gezeigt.

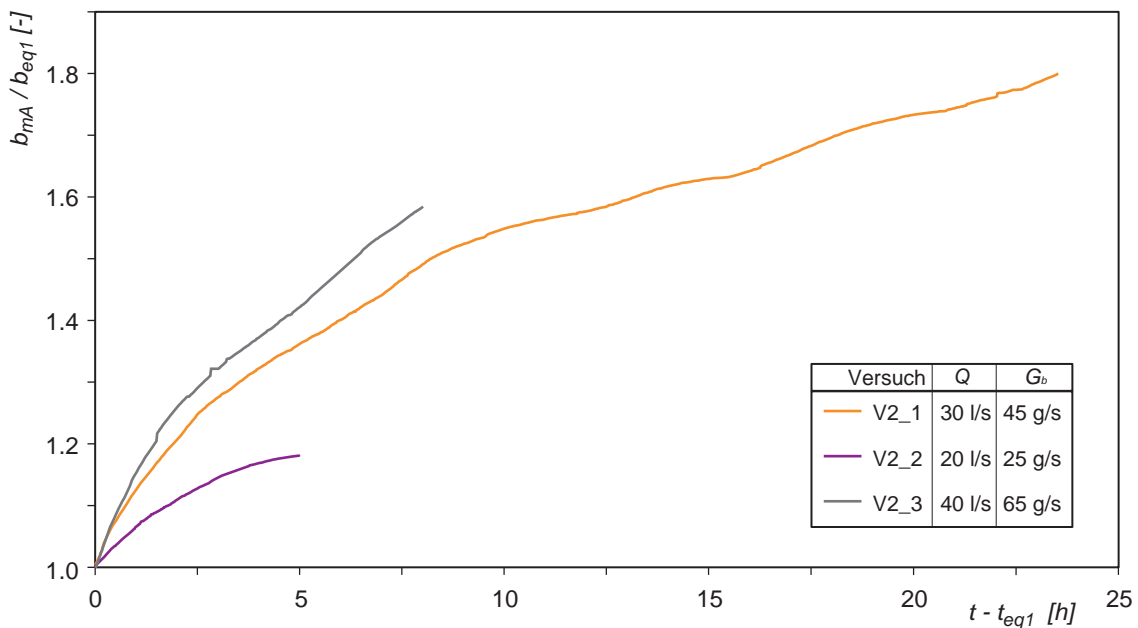


Abb. 6.19: Zeitliche Entwicklung der relativen mittleren Breiten ( $b_{mA} / b_{eq1}$ ) infolge sekundärer Seitenerosion in den Versuchen der Serie 2. Die Daten aus dem Versuch 2\_4 wurden nicht berücksichtigt, weil ein Teil des Verlaufs der Kurve unbekannt ist (Kap. 6.3.1).

Aus dem Vergleich der Entwicklung der mittleren Breiten ist ersichtlich, dass die Zunahme der Breite vom Abfluss und von der Geschiebezufuhr abhängig ist (Abb. 6.19); Je grösser der Abfluss und die Geschiebezufuhr sind, desto rascher nimmt die Breite zu. Weiterhin müssen bei der Quantifizierung der Breitenentwicklung der massgebende Korndurchmesser des Sohlenmaterials  $d_m$  und das mittlere Sohlgefälle  $J$  berücksichtigt werden. Diese Grössen beein-

flüssen die Bildung von Geschiebeebänken und sie spielen auch eine massgebende Rolle bei der Bildung einer Pflasterungsschicht.

Unter Berücksichtigung des dimensionslosen Parameters  $T$ , welcher schon zur Beschreibung der Entwicklung der Sohlenbreite in der Serie 1 verwendet wurde (Gl. 5.4), lassen sich die Datenpunkte aus allen Versuchen eng um eine Trendlinie gruppieren (Abb. 6.20, links).

Für diese Trendlinie kann folgende empirische Beziehung

$$\frac{b_{mA}}{b_{eq1}} = 1.41 \cdot e^{3.52 \cdot 10^{-8} \cdot T} - 0.39 \cdot e^{-6.74 \cdot 10^{-7} \cdot T} \quad (6.2)$$

angegeben werden. Unter Berücksichtigung der Gleichungen (5.4) und (6.3) folgt daraus

$$\frac{b_{mA}}{b_{eq1}} = 1.41 \cdot e^{3.52 \cdot 10^{-8} \left[ t \left( \frac{g}{d_m} \right)^{0.5} \left( \frac{Q}{Q_D} \frac{G_b}{\rho_s \cdot \sqrt{(s-1)g \cdot d_m^{2.5}}} \right)^{0.5} (J)^{0.5} \right]} - 0.39 \cdot e^{-6.74 \cdot 10^{-7} \left[ t \left( \frac{g}{d_m} \right)^{0.5} \left( \frac{Q}{Q_D} \frac{G_b}{\rho_s \cdot \sqrt{(s-1)g \cdot d_m^{2.5}}} \right)^{0.5} (J)^{0.5} \right]} \quad (6.3)$$

Der Vergleich der gemessenen und der mit der Gleichung (6.3) berechneten Werte zeigt, dass mit dieser empirischen Beziehung die Entwicklung der mittleren Breiten in Abhängigkeit der Zeit mit einer hohen Genauigkeit von  $\pm 5\%$  beschrieben werden kann (Abb. 6.20, rechts).

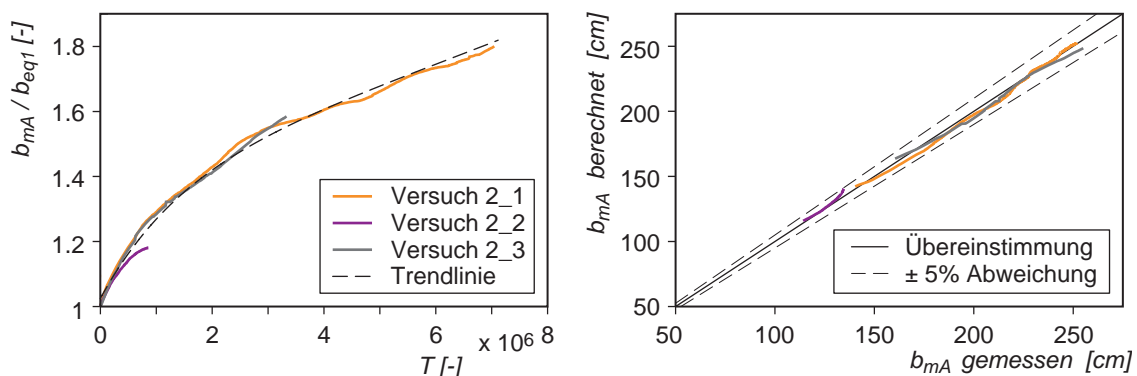


Abb. 6.20: a) Normierte mittleren Sohlbreite  $b_{mA} / b_{eq1}$  in Abhängigkeit des dimensionslosen Parameters  $T$ . Gestrichelt ist die Trendlinie eingezeichnet, um die Datenpunkte gruppieren; b) Vergleich zwischen den gemessenen und der mit Gleichung (6.3) berechneten mittleren Sohlbreiten  $b_{mA}$ . Die Werte der Versuche lassen sich auf mindestens  $\pm 5\%$  genau mit der Gleichung (6.3) berechnen.

### 6.3.3. Grenzbreite $b_{gr}$ infolge sekundärer Seitenerosion

Unter Berücksichtigung der Ausführungen in Kapitel 2.2.2 kann postuliert werden, dass die mittleren Breite ab  $T > 7 \cdot 10^6$  (Abb. 6.21) immer langsamer zunehmen und gegen die Grenzbreite streben wird. Die zu erwartende Grenzbreite wurde mit den Ansätzen von HENDERSON (1966), GRIFFITHS (1981), MOSLEY (1983), ASHMORE (2001) und MILLAR (2005) berechnet (Tab. 6.3). Dabei ist eine grosse Bandbreiten der berechneten Grenzbreite zu verzeichnen. Mit den drei letzten Ansätzen werden Grenzbreiten zwischen 100 und 225 cm ermittelt und somit liefern sie zu tiefe Werte. Wie in Abb. 6.18 ersichtlich, hatte das Gerinne bei  $b_{mA}$  von 100 und 225 cm noch nicht den Grenzzustand erreicht. Die Ansätze von GRIFFITHS (1981) und

MOSLEY (1983) liefern plausiblere Resultate. Gemäss diesen Ansätzen weist die zu erwartende Grenzbreite  $b_{gr}$  je nach Abfluss Werte zwischen 250 und 350 cm auf. Daraus resultiert ein Verhältnis von  $b_{gr} / b_{eq1} = 1.8-2.0$ .

Versuch	HENDERSON (1966) $b_{wgr}$ [cm]	GRIFFITHS (1981) $b_{wgr}$ [cm]	MOSLEY (1983) $b_{wgr}$ [cm]	ASHMORE (2001) $b_{wgr}$ [cm]	MILLAR (2005) $b_{wgr}$ [cm]
2_1	214	308	249	123	146
2_2	170	248	198	90	110
2_3	225	358	294	153	179
2_4	210	318	249	123	146

Tab. 6.3: Mit den Ansätze von HENDERSON (1966), GRIFFITHS (1981), MOSLEY (1983), ASHMORE (2001) und MILLAR (2005) berechnete Grenzbreiten (Wasserspiegelbreiten) für die Randbedingungen der Versuche der Serie 2.

In Abb. 6.21 sind die Werte der zu erwartenden Grenzbreite in Form einer Bandbreite eingetragen. Es ist ersichtlich, dass mit der Gleichung 6.4 fast die gesamte zeitliche Entwicklung der mittleren Breiten zwischen  $b_{eq1}$  und  $b_{gr}$  beschrieben werden kann. Bei Versuch 2\_1 hatte das Gerinne diese rechnerische Grenzbreite nahezu erreicht, als die Erosion die feste Wand der Versuchsanlage traf. Dies scheint plausibel, denn die Zunahme der Breite gegen Ende dieses Versuchs war relativ gering.

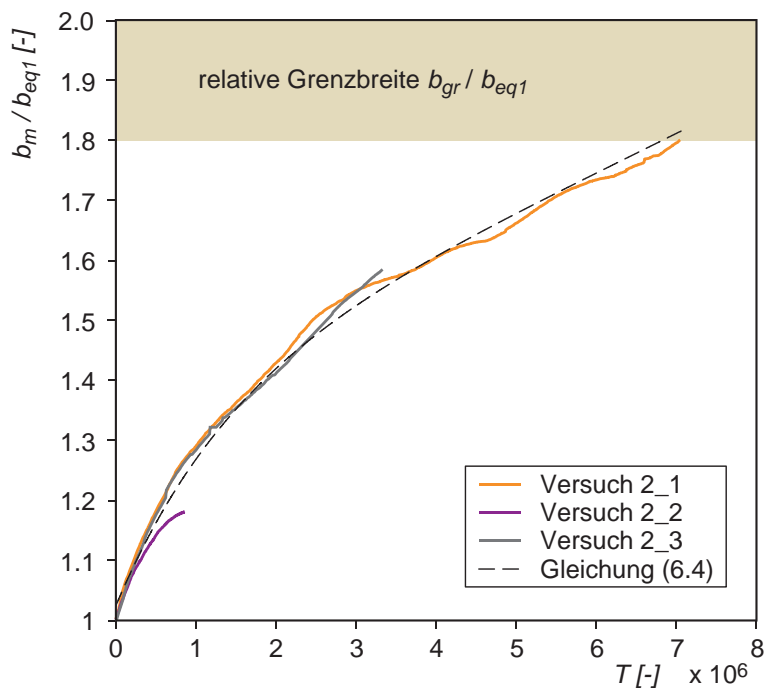


Abb. 6.21: Entwicklung der mittleren Breite in Abhängigkeit des Parameters  $T$ . Mit der Gleichung 6.4 lässt sich fast die gesamte zeitliche Entwicklung der mittleren Breite zwischen  $b_{eq1}$  und  $b_{gr}$  beschreiben.

Bei den Versuchen 2\_2 und 2\_4 wurden Grenzbreiten von 2 resp. 2.5 m berechnet. In diesen Fällen wurde die Grenzbreite nicht erreicht, weil das Gerinne durch die Bildung einer Deckschicht in Ufernähe schon früher (d.h. bereits bei kleineren Breiten) stabilisierte.

### 6.3.4. Zeitliche Entwicklung der maximalen Breiten

Ist die zeitliche Entwicklung der mittleren Breite bekannt, lässt sich auch die zeitliche Entwicklung der maximalen Breiten beschreiben. Dazu wird – wie bei den Versuchen der Serie 1 – wiederum das Verhältnis von  $b_{maxA}/b_{mA}$  betrachtet. In Abb. 6.22 sind für alle Versuche der Serie 2 die maximalen und mittleren Breiten gegenübergestellt. Daraus ist ersichtlich, dass die beiden Größen nahezu linear voneinander abhängig sind. Dies bedeutet, dass bei allen Versuchen die maximale Breite über die gesamte Versuchsdauer um einen konstanten Faktor größer war als die mittlere Breite. Der Faktor zwischen den maximalen und mittleren Breiten  $b_{maxA}/b_{mA}$  beträgt dabei rund 1.05. Aufgrund der eher beschränkten Gerinneverformungen ist der Unterschied zwischen mittleren und maximalen Werten relativ gering.

Unter Berücksichtigung dieses Faktors und der Gleichung (6.3) lässt sich die maximale Breite in Abhängigkeit der Zeit mit folgender Gleichung beschreiben:

$$\frac{b_{maxA}}{b_{eq1}} = 1.48 \cdot e^{3.52 \cdot 10^{-8} \left[ t \cdot \left( \frac{g}{d_m} \right)^{0.5} \cdot \left( \frac{Q}{Q_D} \cdot \frac{G_b}{\rho \cdot \sqrt{(s-1)g \cdot d_m^{2.5}}} \right)^{0.5} \cdot (J)^{0.5} \right]} - 0.42 \cdot e^{-6.74 \cdot 10^{-7} \cdot \left[ t \cdot \left( \frac{g}{d_m} \right)^{0.5} \cdot \left( \frac{Q}{Q_D} \cdot \frac{G_b}{\rho \cdot \sqrt{(s-1)g \cdot d_m^{2.5}}} \right)^{0.5} \cdot (J)^{0.5} \right]} \quad (6.4)$$

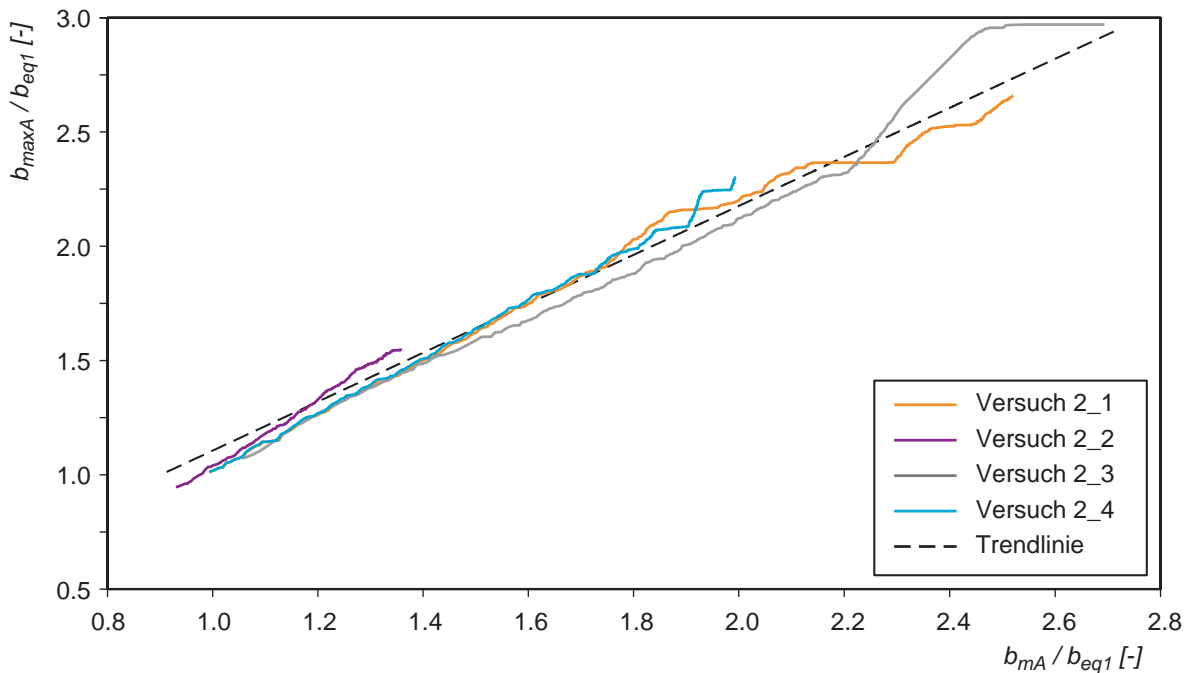


Abb. 6.22: Gegenüberstellung der maximalen und mittleren bezogenen Sohlenbreiten ( $b_{maxA}/b_{eq1}$  und  $b_{mA}/b_{eq1}$ ) für die Versuche der Serie 2. Die Werte lassen sich gut um eine lineare Trendlinie gruppieren (gestrichelte Linie).

Der Vergleich der gemessenen und der mit der Gleichung (6.4) berechneten Werte zeigt, dass mit dieser empirischen Beziehung die Entwicklung der maximalen Breiten in Anhängigkeit der Zeit mit einer hohen Genauigkeit von  $\pm 10\%$  beschrieben werden kann (Abb. 6.23).

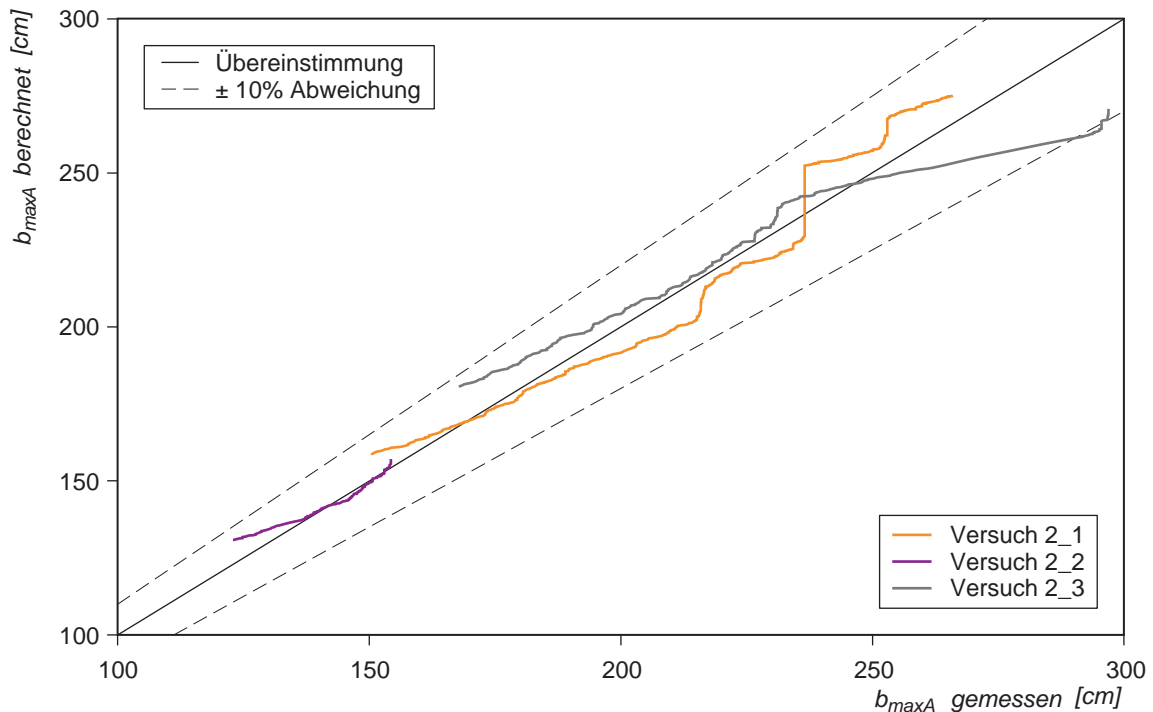


Abb. 6.23: Vergleich der mit der Gleichung 6.4 berechneten und der gemessenen maximalen Sohlenbreiten  $b_{maxA}$ . Die Werte der Versuche lassen sich mit diesem Ansatz gut, d.h. auf  $\pm 10\%$  genau, beschreiben.

## 6.4. Maximale Ufererosion und Pendelband

In Abb. 6.24 (links) ist die zeitliche Entwicklung der maximalen Erosionen  $\Delta y_{max}$  des linken und rechten Ufers für den Versuch 2\_3 dargestellt. Anhand des Verlaufs der Linien ist zu erkennen, dass während der gesamten Versuchsdauer die linken und rechten Ufer in etwa gleich schnell erodiert wurden. Zusätzlich zeigt die Darstellung der maximalen Ufererosionen über die gesamten Gerinnelänge (Abb. 6.24, rechts), dass die maximalen Erosionen des linken und rechten Ufers an der gleichen Stelle auftraten. Das linke und rechte Ufer wurden also am gleichen Ort ähnlich schnell erodiert. In der Versuchserie 1 wurde hingegen ein alternierender Verlauf der maximalen Erosionen festgestellt (Abb. 5.16).

Die Größe des Pendelbands  $P_b$  wurde auch für die Versuche der Serie 2 ermittelt. In Abb. 6.25 ist die Entwicklung dieser Größe in Abhängigkeit der Zeit für die Versuche 2\_1 und 2\_3 dargestellt. Zusätzlich gezeigt ist auch die zeitliche Entwicklung der maximalen Breite. Es ist ersichtlich, dass sich beide Größen in diesen Versuchen ziemlich genau entsprechen. Aufgrund der geringen Gerinneverformungen sind die Unterschiede zwischen der maximalen Breite und des Pendelbands so gering. Die gleiche Tendenz wurde in den anderen Versuchen der Serie 2 festgestellt (Abb. 6.26).

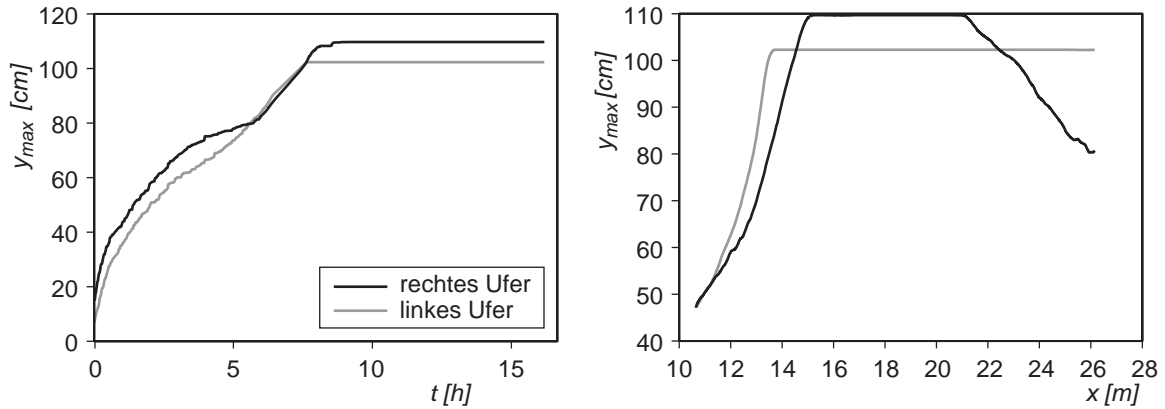


Abb. 6.24: Zeitliche Entwicklung (links) sowie räumliche Verteilung (rechts) der maximalen linken und rechten Ufererosionen ( $\Delta y_{max,r}$  und  $\Delta y_{max,l}$ ) beim Versuch 2\_3.

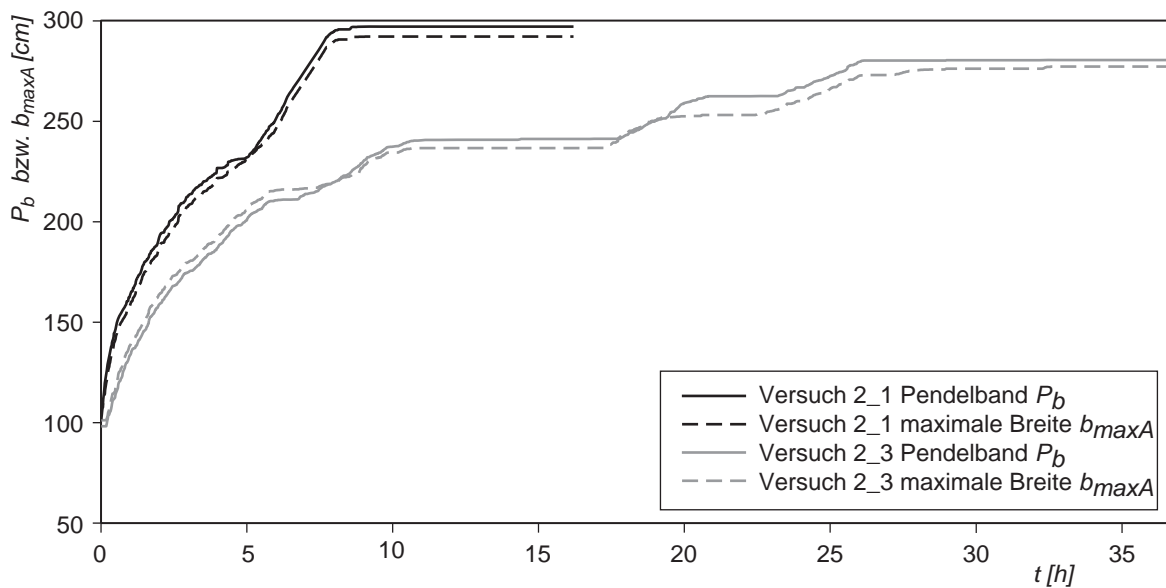


Abb. 6.25: Zeitliche Entwicklung der maximalen Sohlenbreiten sowie des Pendelbands in den Versuchen 2\_1 und 2\_3.

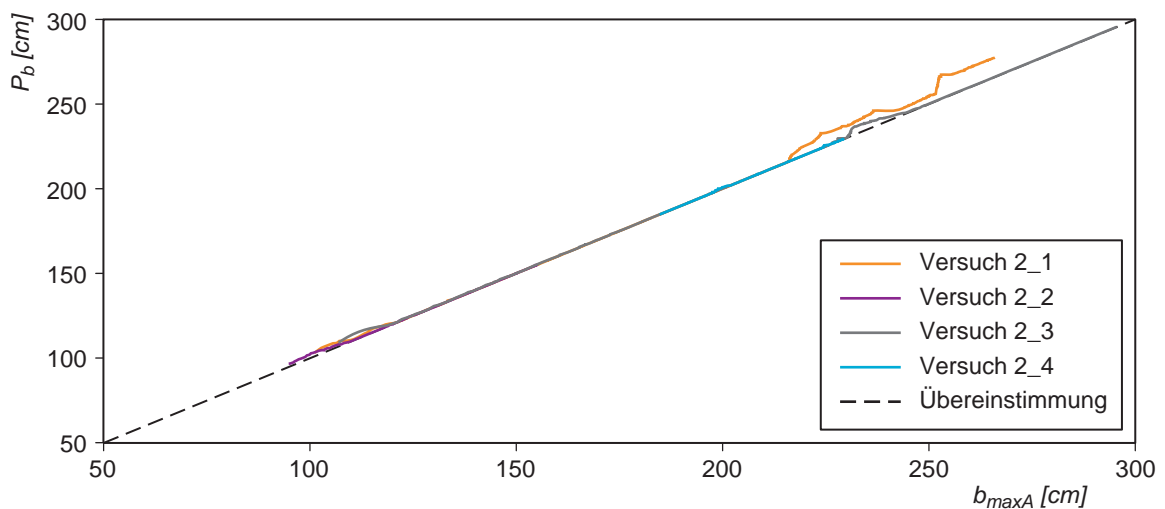


Abb. 6.26: Vergleich des Pendelbands  $P_b$  und der maximalen Breite  $b_{maxA}$ . In den Versuchen der Serie 2 sind diese Größen praktisch identisch.

## 6.5. Erosionsgeschwindigkeit des Ufers

### 6.5.1. Räumliche Verteilung der maximalen Erosionsgeschwindigkeiten

In Abb. 6.27 sind für alle Versuche der Serie 2 die maximalen Erosionsgeschwindigkeiten  $V_{E_{max}}$ , die in jedem Querprofil auftraten, dargestellt. Dabei werden für jeden Versuch die Werte von  $V_{E_{max}}$  für das linke sowie für das rechte Ufer gezeigt. Aus der Abbildung ist ersichtlich, dass in jedem Versuch die maximalen Geschwindigkeiten an beiden Ufern in etwa gleich gross sind. D.h. die Ufer wurden an einer bestimmten Stelle in etwa gleich schnell erodiert. Im Gegenteil zur Versuchsserie 1 ist bei den Versuchen der Serie 2 kein deutlicher alternierender Verlauf von  $V_{E_{max}}$  zu erkennen (vgl. Abb. 5.20).

Werden die maximalen Erosionsgeschwindigkeiten der verschiedenen Versuche miteinander verglichen, ist erkennbar, dass  $V_{E_{max}}$  von den übergeordneten Randbedingungen ( $Q$ ,  $G_b$ ,  $J$ ,  $d_m$ ) abhängt. Bei Versuch 2\_1 bewegen sich beziehungsweise die Werte von  $V_{E_{max}}$  über die betrachtete Strecke um 0.6 cm/min, während bei Versuch 2\_3  $V_{E_{max}}$  im Mittel etwa 1 cm/min beträgt. Unter Berücksichtigung aller Versuche liegt die Bandbreite zwischen 0.2 und 1.5 cm/min. Interessanterweise wurde in der Versuchsserie 1 eine ähnliche Grössenordnung von  $V_{E_{max}}$  festgestellt, wobei jedoch keine Abhängigkeit von den Ausgangsparametern zu erkennen war, wie bei den Versuchen der Serie 2.

Grundsätzlich kann aus den Werten der maximalen Erosionsgeschwindigkeit der linken und rechten Ufer die empirische Beziehung zur Abschätzung von  $V_{E_{max}}$  in Abhängigkeit von den übergeordneten Randbedingungen ( $Q$ ,  $G_b$ ,  $J$ ,  $d_m$ ) hergeleitet werden. Allerdings kann damit nur die Variation von  $V_{E_{max}}$  innerhalb des Wertbereiches von 0.2 bis 1.5 cm/min (s. oben) beschrieben werden. Diesem entspricht in der Natur ein Wertbereich von 0.7 bis 6 m/h (bei Masstabfaktoren von  $\lambda = 30-50$ ). In der Natur sind aber die Unsicherheiten bei der Bestimmung von  $Q$  und vor allem vom  $G_b$  relativ gross, so dass die entsprechenden Schwankungen innerhalb dieses Wertbereiches auch gross sind. Im Rahmen dieser Arbeit wird auf diese Herleitung verzichtet, da diese hinsichtlich der praktischen Anwendung wenig nützlich ist.

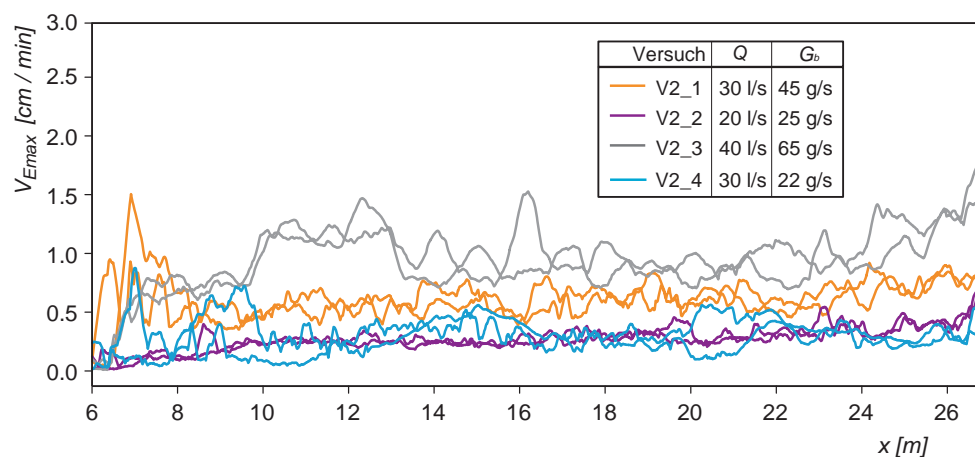


Abb. 6.27: Räumliche Verteilung der maximalen Erosionsgeschwindigkeit des Ufers für alle Versuche der Serie 2.



### 6.5.2. Zeitlicher Verlauf - Gammaverteilte Erosionsgeschwindigkeit

Aus Abb. 6.27 kann abgelesen werden, wie gross die maximale Erosionsgeschwindigkeit an einer Stelle war. Es fehlt jedoch die Information darüber, wann und wie häufig solche Werte während der Versuchen auftraten.

In Abb. 6.28 ist der zeitliche Verlauf der maximalen Erosionsgeschwindigkeiten für alle Versuche der Serie 2 dargestellt. Dabei wurde nur der Zeitraum bis zum Erreichen der Wand der Versuchsanlage betrachtet. Aus der Abbildung ist erkennbar, dass die maximale Erosionsgeschwindigkeit  $V_{Emax}$  je nach Versuch ihre höchsten Werte zu unterschiedlichen Zeitpunkten erreichte. Bei Versuch 2\_3 ist sie am Versuchsanfang am grössten, während im Versuch 2\_1 erst nach 8 Stunden und bei Versuch 2\_4 erst gegen Ende des Versuches. Somit zeigt Abb. 6.28, dass die Spitzen der Erosionsgeschwindigkeit, die für jeden Versuch in Abb. 6.27 dargestellt sind, nicht sehr häufig auftraten.

Abgesehen von diesen Spitzenwerten waren die Erosionsgeschwindigkeiten während den Versuchen deutlich kleiner und schwankten innerhalb einer Bandbreite von 0.1 bis 0.5 cm/min. Somit ist die zufällige Streuung der Werte deutlich kleiner als bei den Versuche der Serie 1 (vgl. Abb. 5.22). Der Grund dafür ist, dass in der Serie 2 der Erosionsprozess am Ufer infolge der flachen Bankstrukturen und des gestreckten Flusslaufs (Abb. 6.9) primär von der Hauptströmung beeinflusst ist. Infolge fehlender starker Querströmungen spielen die lokalen Prozesse im Uferbereich einer untergeordneten Rolle und die maximale Erosionsgeschwindigkeit ist mit den übergeordneten Randbedingungen ( $Q$ ,  $G_b$ ,  $J$ ,  $d_m$ ) stark korreliert.

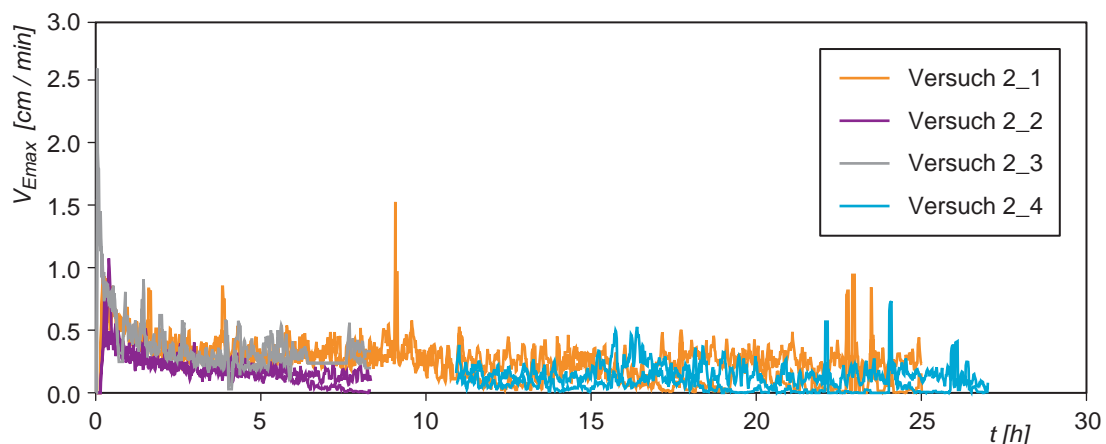


Abb. 6.28: Zeitliche Entwicklung der maximalen Erosionsgeschwindigkeit  $V_{Emax}$  für alle Versuche der Serie 2.

In Abb. 6.29 (links) ist die zeitliche Verteilung der maximalen Erosionsgeschwindigkeit als Summenhäufigkeit für die Versuche der Serie 2 dargestellt. Genauso wie bei der Versuchsserie 1 lassen sich die Kurven durch Gammaverteilfunktionen gut annähern (Abb. 6.29, links). Die verschiedenen Häufigkeitsverteilungskurven aus Abb. 6.29 (links) können zur Deckung gebracht werden, wenn die jeweilige Summenhäufigkeit in Abhängigkeit des dimensionslosen Parameters  $\omega_2$  dargestellt wird (Abb. 6.29, rechts). Dabei ist dieser Parameter

$$\omega_2 = \frac{V_{E_{\max}}}{\sqrt{g \cdot d_m}} \cdot \left( \frac{Q \cdot \rho_s}{G_b} \right)^{1.75} \cdot J^{1.5} \quad [-] \quad (6.5)$$

bis auf den Exponenten durch die gleiche Beziehung gegeben, wie der Parameter  $\omega_1$  der Serie 1. Im Vergleich zur Serie 1 liegen die verschiedenen Häufigkeitsverteilungen unter Berücksichtigung des Parameters  $\omega_2$  sehr nahe beieinander (vgl. Abb. 5.24 und 6.29 rechts). Dieses sei wieder eine Indiz dafür, dass in der Serie 2 die maximale Erosionsgeschwindigkeit primär von der übergeordneten Randbedingungen ( $Q$ ,  $G_b$ ,  $J$ ,  $d_m$ ) abhängig ist. Im Gegensatz zur Versuchserie 1 spielen in den Versuchen der Serie 2 die lokalen Prozesse am Ufer eine untergeordnete Rolle.

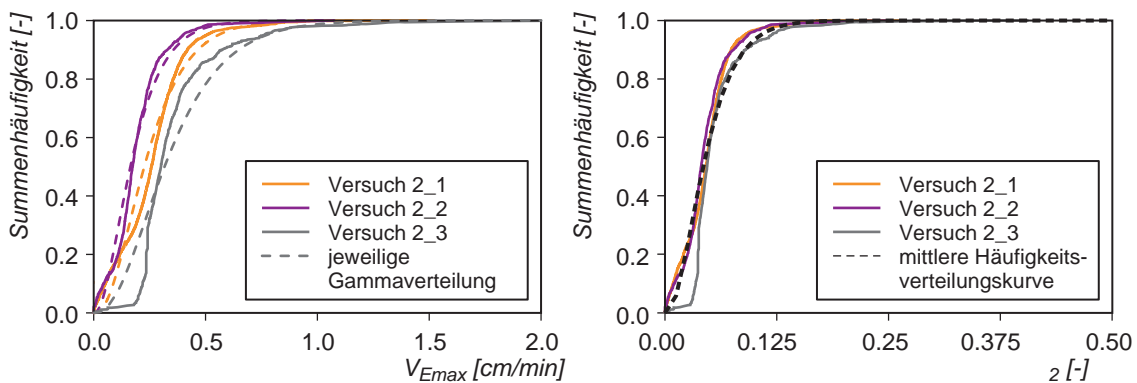


Abb. 6.29: Häufigkeitsverteilungskurven der maximalen Erosionsgeschwindigkeit in den Versuchen der Serie 2 und zugehörigen Gammaverteilungskurven (links) sowie Zusammenstellung derselben Kurven unter Berücksichtigung des Parameters  $\omega_2$  (rechts).

Die mittlere Häufigkeitsverteilungskurve in Abb. 6.29 (rechts) lässt sich durch eine Gammaverteilungsfunktion  $F_V(\omega_2)$  mit den Gammaparameter  $\alpha = 2.6$  und  $\beta = 0.02$  charakterisieren. Mit  $\Gamma(\alpha) = \Gamma(2.6) = 1.43$  (s. Anhang E) nimmt die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion  $f(\omega_2)$  für  $\beta = 0.02$  folgende Form an:

$$f(\omega_2) = \frac{\omega_2^{1.6} \cdot e^{-\frac{\omega_2}{0.02}}}{\Gamma(2.6) \cdot (0.02)^{2.6}} = 1.83 \cdot 10^4 \cdot \omega_2^{1.6} \cdot e^{-\frac{\omega_2}{0.02}} \quad (6.6)$$

Aus der Darstellung der Funktion  $f(\omega_2)$  in Form der Summenhäufigkeiten kann herausgelesen werden, mit welcher Häufigkeit bzw. Wahrscheinlichkeit einen bestimmten Wert von  $\omega_2$  zu erwarten ist. Die entsprechende maximale Erosionsgeschwindigkeit  $V_{E_{\max}}$  kann für die vorgegebenen Randbedingungen ( $Q$ ,  $G_b$ ,  $J$  und  $d_m$ ) mithilfe der Gleichung (6.5) rückgerechnet werden. Allerdings basiert Gleichung (6.5) nur auf wenigen Versuchen, deshalb diese nur unter ähnliche Randbedingungen wie die aus diesen Versuchen zu verwenden ist.

## 6.6. Prozess der Seitenerosion nach Erreichen der Wand

Auch in den Versuchen der Serie 2 wurde beobachtet, wie die Seitenerosion weiter fortschreitet, nachdem die Wand der Versuchsanlage erreicht wird. In Abb. 6.30 ist der zeitliche Ver-

lauf der linken und rechten Uferlinien für den Versuch 2\_3 dargestellt. Schwarz hervorgehoben ist die Position der Uferlinien zum Zeitpunkt  $t = 9.2$  h, bei dem die Wand an der linken Seite bei  $x = 17-18$  m erreicht wurde. Anhand des Verlaufs der Linien ist ersichtlich, dass die Ufer bis zur dieser Position primär senkrecht zur Gerinneachse erodiert wurden (weisse Pfeile in Abb. 6.30). Nach Erreichen der festen Berandung schritt die Seitenerosion an dieser Stelle sowohl flussaufwärts als auch flussabwärts weiter fort. Dabei waren die Erosionen flussabwärts deutlich ausgeprägter (gelbe Pfeile in Abb. 6.30). Das rechte Ufer wurde zunächst weiter senkrecht zur Kanalachse erodiert, bis die Wand auch an dieser Seite auch erreicht wurde ( $t = 11$  h). Ab diesem Zeitpunkt schritt die Seitenerosion hauptsächlich flussabwärts fort, wie zuvor bereits am linken Ufer.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die Seitenerosion nach Erreichen der Wand an einer Stelle eher flussabwärts weiter fortschritt und die übergeordnete Entwicklung der Seitenerosion an anderen Stellen nicht von den lokalen Vorgängen im Bereich der festen Wand nicht beeinflusst wurde.

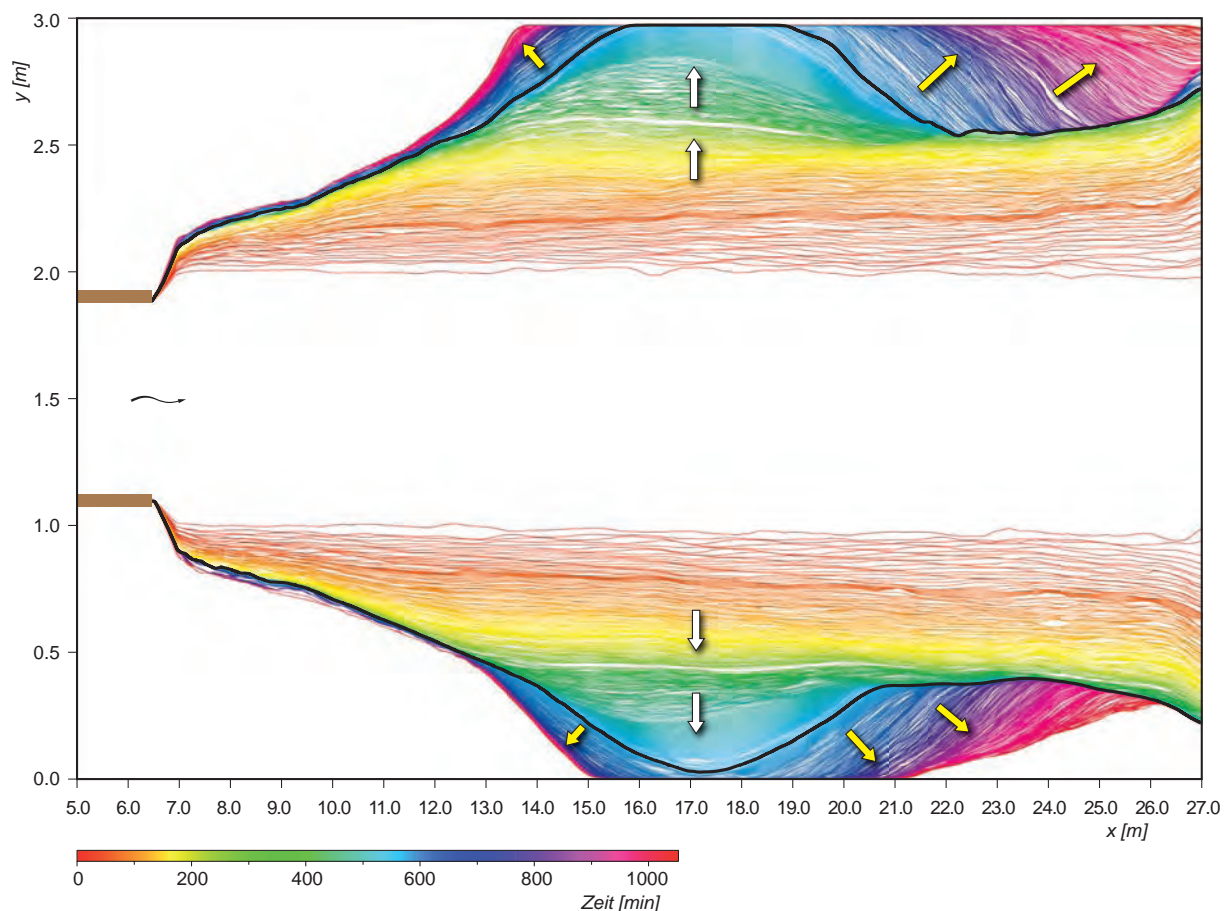


Abb. 6.30: Lage der linken und rechten Uferlinien in Abhängigkeit der Zeit für den Versuch 2\_3. Mit weissen bzw. gelben Pfeilen ist die Hauptrichtung der seitlichen Erosion vor bzw. nach Erreichen der festen Berandung hervorgehoben.

## 6.7. Gerinnemorphologie im Endstadium der Versuche

Die Gerinnemorphologie am Ende der Versuche der Serie 2 war unterschiedlich. Bei den Versuchen, in denen sich eine ausgeprägte Pflasterungsschicht in Ufernähe bildete (Versuche 2\_2 und 2\_4), blieb die Sohle des Gerinnes praktisch eben und aufgrund der gleichmässigen (aber beschränkten) Seitenerosion blieb das Gerinne gestreckt (Abb. 6.6). Es bildeten sich keine Bänke. Bei den Versuchen 2\_1 und 2\_3 wurde hingegen die Bildung von jeweils einzelnen gestreckten Geschiebebänken beobachtet (Abb. 6.3). Diese beiden Versuche wurden mit Abflussmengen von 30 resp. 40 l/s durchgeführt. Die Form und Grösse der Geschiebebank unterschied sich in den beiden Versuchen jedoch kaum. Der Einfluss der Abflussmenge war in diesem Fall nicht so deutlich wie bei den Versuchen der Serie 1 (Kapitel 5.6.2).

Der Einfluss des reduzierten Geschiebeeintrags auf die Entwicklung der Geschiebebänke konnte deutlicher festgestellt werden. Dies wird anhand des Vergleichs der Bänke, die am Ende der Versuche 2\_1 ( $Q = 30$  l/s,  $G_b = 45$  g/s) und 2\_4 ( $Q = 30$  l/s,  $G_b = 25$  g/s) zu beobachten waren, gezeigt. Diese Versuche wurden - bis auf die Geschiebezufuhr - unter sonst gleichen Randbedingungen durchgeführt. In beiden Fällen bildete sich eine Geschiebebank. Allerdings war die Geschiebebank bei dem Versuch mit reduziertem Geschiebeeintrag (Versuch 2\_4) relativ klein (vgl. Abb. 6.3 rechts und Abb. 6.9 links). Dies steht im Einklang mit der Tendenz, die in den Versuchen der Serie 1 festgestellt wurde: Bei geringerer Geschiebezufuhr wird die Ausdehnung der Geschiebebänke kleiner (Kapitel 5.6.1).

## 6.8. Einfluss der Seitenerosion auf den Sedimenttransport

### 6.8.1. Mittleres Sohlengefälle

Auch für die Versuchsserie 2 wurde versucht, das aus den topographischen Vermessungen ermittelte Längsgefälle ( $J_A$ ) rechnerisch zu reproduzieren. Wie bei den Versuchen der Serie 1 wurden hierzu die Transportansätze von ZARN (1997) und MARTI (2006) verwendet. Die damit berechneten Sohlengefälle und die Datenpunkten aus den Versuchen sind in Abb. 6.31 gegenübergestellt. Sowohl die Berechnung mit dem Ansatz nach ZARN (1997) als die mit dem Ansatz nach MARTI (2006) liefern gute Resultate. In beiden Fällen sind die Abweichungen zwischen der beobachteten und den berechneten Gefällen kleiner als  $\pm 25\%$  und es sind keine systematischen Abweichungen erkennbar. Interessanterweise lässt sich auch bei den Versuchen, bei denen sich die Pflasterungsschicht bildete, das Sohlengefälle mit beiden Ansätzen gut reproduzieren (Abb. 6.31). Aus dem Vergleich in Abb. 6.31 lässt sich folgern, dass das Sohlengefälle, das sich infolge der Verbreiterung durch Seitenerosion einstellte, für die Versuche der Serie 2 gut mit Hilfe bestehender Transportansätze abgeschätzt werden kann. Wie im Kapitel 5.7.3 diskutiert, deutet dies darauf hin, dass sich das Gerinne während der Verbreiterung durch Seitenerosion ständig nahezu im Gleichgewichtszustand befand.

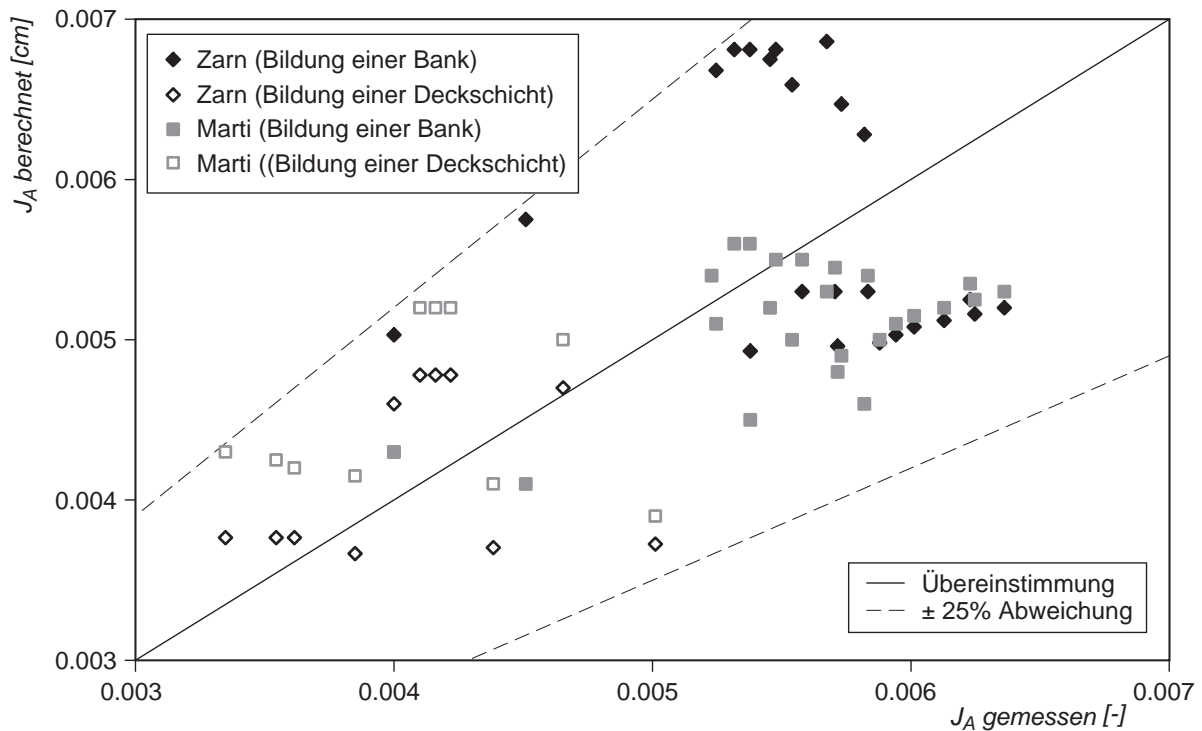


Abb. 6.31: Vergleich der in den Versuchen gemessenen mittleren Gefällen mit den mit Hilfe der Ansätze von ZARN (1997) und MARTI (2006) berechneten Werten. Dabei werden die Versuche unterschieden, in welchen sich eine Bank bzw. eine Pflasterungsschicht bildete.

### 6.8.2. Einfluss des durch Seitenerosion mobilisierten Geschiebes

Für die Versuche der Serie 2 wurde auch eine Geschiebebilanz erstellt. Damit konnte gezeigt werden, in welcher Form der übergeordnete Sedimenttransport durch den zusätzlichen Geschiebeeintrag infolge Seitenerosion beeinflusst wird.

Abb. 6.32 zeigt die zeitliche Veränderung des Verhältnisses zwischen der totalen Geschiebeeintragsrate  $G_{b\ total}$  und der Geschiebeaustragsrate  $G_{b\ aus}$  für die Versuchsserie 2. Daraus ist ersichtlich, dass dieses Verhältnis sich um den Wert 1 herum bewegt. Der totale Geschiebeeintrag war somit während der Versuche mindestens gleich gross, wie der Geschiebeaustrag. Wie bei der Serie 1 befand sich das Gerinne damit während der gesamten Versuchsdauer nahezu in einem Gleichgewichtszustand.

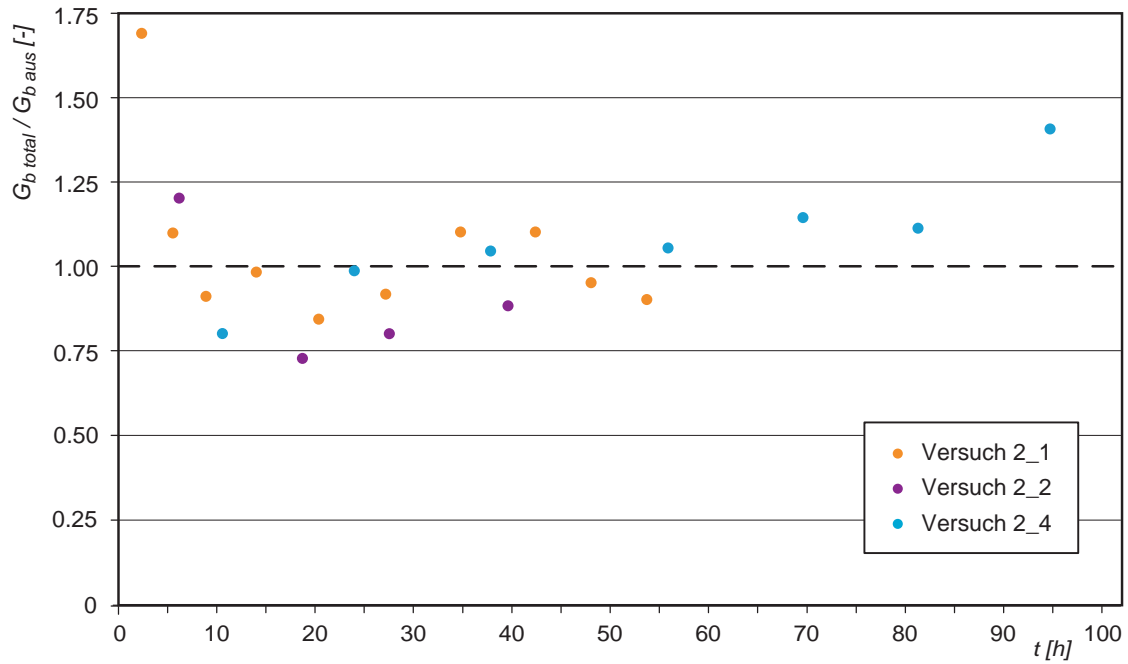


Abb. 6.32: Verhältnis zwischen totalem Geschiebeeintrag  $G_{b\ total}$  und Geschiebeaustrag  $G_{b\ aus}$  über die jeweilige Versuchsdauer für die Versuche der Serie 2. Die Messdaten aus dem Versuch 2\_3 sind aufgrund von Probleme bei der Datenerfassung nicht brauchbar.





## **7. Vergleich der Versuchsserien 1 und 2**

In den Kapiteln 5 und 6 wurden die Ergebnisse präsentiert, die aus der Beobachtung und Auswertung der Versuchserie 1 und 2 gewonnen wurden. Dabei wurde der Prozess der Seitenerosion beschrieben und der Einfluss relevanter Parameter quantifiziert. Allerdings zeigten sich bei der Auswertung der Versuchsdaten einige Unterschiede zwischen der Serie 1 und 2 hinsichtlich der zeitlichen Entwicklung der Seitenerosion. Im ersten Teil dieses Kapitels werden deshalb die wichtigsten Resultate aus beiden Versuchsserien miteinander verglichen (Kapitel 7.1 bis 7.3). Anschliessend erfolgt in den Kapiteln 7.4 und 7.5 eine Diskussion über die Gründe bzw. die massgebenden Parameter, auf welche die unterschiedlichen Entwicklungen zurückgeführt werden können.

### **7.1. Gedankenmodell zum Prozess der Seitenerosion**

In beiden Serien lassen sich beim Prozess der Seitenerosion zwei Phasen unterscheiden, nämlich die primäre und die sekundäre Seitenerosion.

Durch die primäre Seitenerosion findet relativ schnell eine erste Gerinneverbreiterung statt, bei welcher das Gerinne seinen gestreckten Verlauf mit ebener Sohle beibehält. Die sekundäre Seitenerosion wird erst ausgelöst, wenn sich die hierfür erforderlichen Bankstrukturen (alternierende Bänke, Mittelbänke) gebildet haben, durch welche die Strömung im Bereich der Ufer konzentriert wird. Infolge der sekundären Erosion wird das Gerinne dann auch im Grundriss verformt.

Das Einsetzen und Fortschreiten der Seitenerosion basiert für beide Serien grundsätzlich auf den gleichen Prozesse und kann deshalb mit einem einheitlichen Gedankenmodell beschrieben werden. Allerdings sind in der zeitlichen Entwicklung der Seitenerosion einige Unterschiede zwischen den Serien 1 und 2 feststellbar. In den Versuchen der Serie 1 war der zeitliche Übergang zwischen der primären und der sekundären Seitenerosion durch eine relativ lange Phase getrennt. In dieser Phase, bei der die Gerinnebreite näherungsweise konstant blieb, bildeten sich die zur Auslösung der sekundären Seitenerosion notwendigen Morphologien aus (Kap. 5.1). In der Versuchsserie 2 fand der Übergang zwischen primärer und sekundärer Seitenerosion fließender statt und die Abgrenzung zwischen diesen Phasen war nicht so offensichtlich wie bei der Serie 1. In diesem Fall bildeten sich die Banksstrukturen deutlich schneller aus (Kap. 6.1).

Die Zeit, welche zur Bildung der für das Einsetzen der sekundärer Erosion notwendigen Banksstrukturen erforderlich ist, hängt wiederum vom Geschiebeaufkommen ab, wie nachfolgend gezeigt wird.

In Abb. 7.1 ist die zeitliche Entwicklung der mittleren Breiten für die Versuche 1\_3 (Serie 1, grobe Mischung) und 2\_1 (Serie 2, feine Mischung) dargestellt. Diese Versuche wurden bis auf das Sohlenmaterial und Ausgangsgefälle unter den gleichen Randbedingungen ( $Q = 30$  l/s,  $G_b = 45$  g/s) durchgeführt (Tab. 3.2). In der Abbildung ist der unterschiedliche Übergang zwischen der primären und sekundären Seitenerosion zu erkennen.

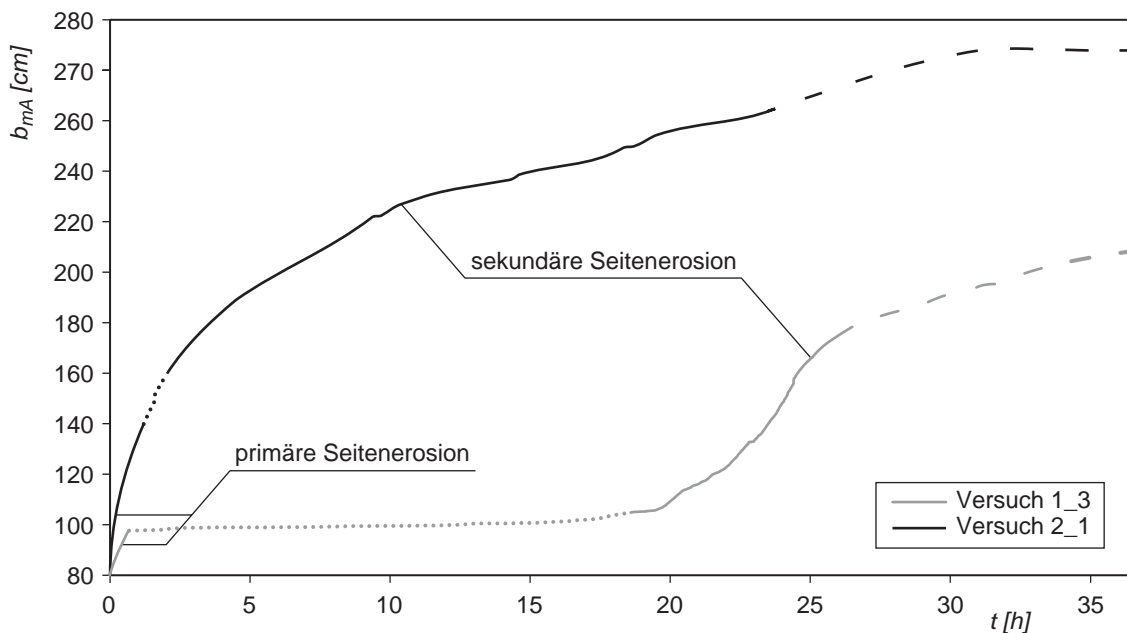


Abb. 7.1: Vergleich der zeitlichen Entwicklung der mittleren Sohlenbreite für die Serien 1 und 2 am Beispiele der Versuchen 1\_3 und 2\_1. Gestrichelt für beiden Versuche ist der Übergang zwischen den primären und sekundären Seitenerosion eingezeichnet.

Der Vergleich der Kurven zeigt, dass infolge primärer Seitenerosion bei Versuch 2\_1 das Gerinne deutlich breiter wurde (Abb. 7.1). In Versuch 2\_1 war der Erosionswiderstand des Ufers infolge des feineren Sohlenmaterials kleiner, weshalb bei gleicher Abflussmenge die Ufer rascher und stärker erodiert wurden. Die Gerinnebreite wuchs innerhalb der ersten Stunden von  $b_0 = 80$  cm auf  $b_{eq1} = 150$  cm ( $b_{eq1} / b_0 = 1.7$ ). Beim Versuch 1\_3 war der Erosionswiderstand des Ufers höher, so dass das Gerinne bei einer Sohlenbreite von  $b_{eq1} = 100$  cm wieder stabil war ( $b_{eq1} / b_0 = 1.25$ ). Dies bedeutet, dass innerhalb der ungefähr gleichen Zeitperiode bei Versuch 2\_1 deutlich grössere Geschiebevolumina aus den Ufern mobilisiert wurden als beim Versuch 1\_3. Zusätzlich wurde beim Versuch 2\_1 die Transportkapazität infolge der grösseren Verbreiterung deutlich kleiner. Somit fanden beim Versuch 2\_1 grössere Geschiebeablagerungen innerhalb kurzer Zeit statt, sodass sich schneller Banksstrukturen bilden konnten. Die sekundäre Seitenerosion wurde entsprechend rasch ausgelöst und der Übergang zwischen primärer und sekundärer Seitenerosion war fließend. Hingegen wurde beim Versuch 1\_3 durch primäre Seitenerosion vergleichsweise deutlich weniger Material mobilisiert.

Die zur Auslösung der sekundären Erosion nötigen Geschiebeebänke bildeten sich somit deutlich langsamer aus. Die sekundäre Seitenerosion trat dadurch erst viel später auf.

An dieser Stelle stellt sich für die Serie 2 die Frage, wie der zeitliche Verlauf der Seitenerosion gewesen wäre, wenn z.B. die Versuche mit einer Ausgangsbreite von  $b_0 = 130$  cm gestartet worden wären. In diesem Fall wäre es gemäss dem vorgeschlagenen Gedankenmodell zu erwarten, dass die Bildung der zur Auslösung der sekundärer Erosion erforderlichen Banksstrukturen bedeutend langsamer stattgefunden und dadurch die sekundärer Seitenerosion später eingesetzt hätte. Diese Vermutung müsste aber noch überprüft werden.

## 7.2. Entwicklung der Sohlenbreite infolge sekundärer Seitenerosion

Die zeitliche Entwicklung der mittleren und maximalen Breiten während der sekundären Seitenerosion lassen sich für beide Serien in Abhängigkeit des dimensionslosen Parameters  $T$

$$T = t^* \cdot (Q^* \cdot \phi_b)^{0.5} \cdot (J)^{0.5} = \left[ t \cdot \left( \frac{g}{d_m} \right)^{0.5} \cdot \left( \frac{Q}{Q_D} \cdot \frac{G_b}{\rho_s \cdot \sqrt{(s-1)g} \cdot d_m^{2.5}} \right)^{0.5} \cdot (J)^{0.5} \right] \quad (7.1)$$

beschreiben. Darüber hinaus ist in beiden Fälle die empirische Beziehung zwischen der Sohlenbreite  $b_{mA}$  und dem Parameter  $T$  durch eine exponentielle Funktion gegeben:

$$\frac{b_{mA}}{b_{eq1}} = e^{6.65 \cdot 10^{-7} \cdot T} \quad \text{für Serie 1} \quad (7.2)$$

$$\frac{b_{mA}}{b_{eq1}} = 1.41 \cdot e^{3.52 \cdot 10^{-8} \cdot T} - 0.39 \cdot e^{-6.74 \cdot 10^{-7} \cdot T} \quad \text{für Serie 2} \quad (7.3)$$

Allerdings weisen die jeweiligen exponentiellen Funktionen eine unterschiedliche Form auf (Abb. 7.2). Die Breitenentwicklungen in den Versuchsserien 1 und 2 waren zu unterschiedlich, so dass die Ableitung einer gemeinsamen Formel, mit der sich Breitenentwicklungen beider Serien beschreiben lassen, möglich gewesen wäre.

Weiter zeigt der Vergleich der Kurven, dass der Prozess der sekundären Seitenerosion in den Versuchen der Serie 1 schneller ablief als in der Serie 2. Trotz größeren Ufermaterials bzw. erhöhten Erosionswiderstands des Ufers wurden die Ufer in den Versuchen der Serie 1 schneller erodiert (vgl. Kurven in Abb. 7.2). Der Grund dafür sind die unterschiedlichen Morphologien, die sich in beiden Fällen bildeten. Abb. 7.3 zeigt die in den zwei Versuchsserien aufgetretenen Morphologien. Während in der Serie 1 ausgeprägte verzweigte Strukturen auftraten (Abb. 7.3, links), war die Morphologie in der Serie 2 durch eine grosse Bank mit flacherer und gestreckter Form gekennzeichnet. Durch die verzweigten Strukturen bildeten sich in den Versuchen der Serie 1 Querströmungen, die in stumpfen Winkel die Ufer angriffen und starke Erosionen verursachten. Bei den Versuchen der Serie 2 bildeten sich hingegen infolge der deutlich gestreckten Morphologien wenig ausgeprägte Querströmungen. Die Ufererosion

war primär durch die Hauptströmung beeinflusst (Abb. 7.3, rechts) und war weniger ausgeprägt als in der Serie 1.

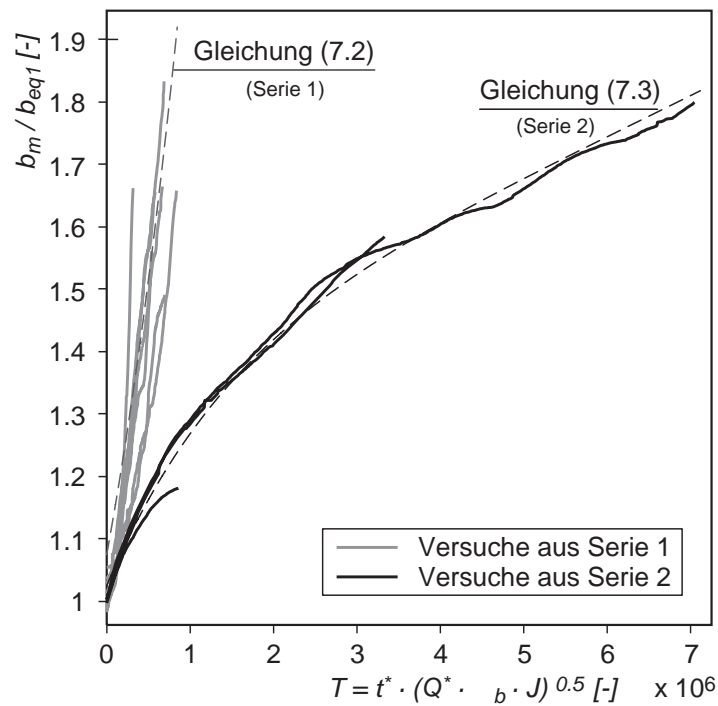


Abb. 7.2: Entwicklung der relativen mittleren Sohlenbreite  $b_{mA} / b_{eq1}$  infolge sekundärer Seitenerosion in den Versuchsserien 1 und 2.

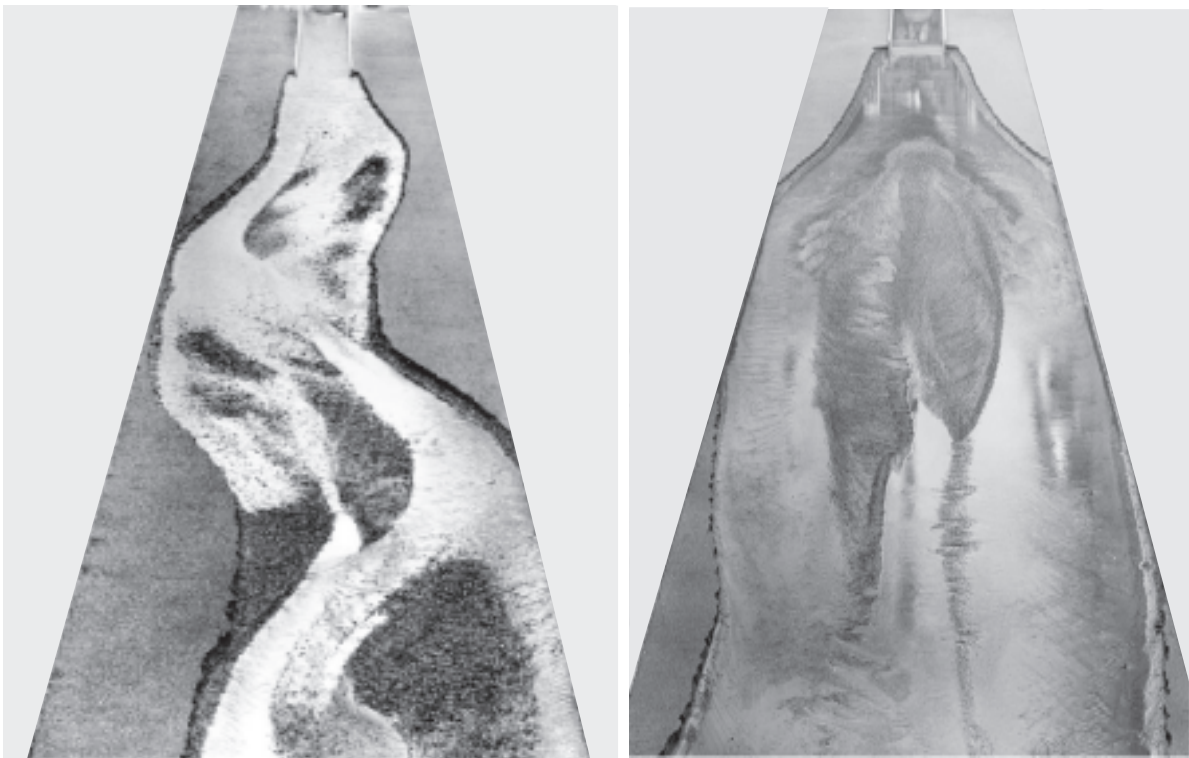


Abb. 7.3: Morphologien am Ende der Versuche 1\_3 (links) und 2\_3 (rechts). Bei Versuch 1\_3 sind mehrere ausgeprägte verzweigte Strukturen zu erkennen, während die Morphologie in Versuch 2\_3 durch eine flachere gestreckte Bankform gekennzeichnet ist.

Aus Abb. 7.2 ist auch ersichtlich, dass sich die Kurven der Serie 2 deutlich enger gruppieren lassen, als die Kurven der Serie 1. Dies bedeutet, dass sich die mittlere Breite in der Serie 2 in Abhängigkeit von den übergeordneten Randbedingungen ( $Q$ ,  $G_b$ ,  $J$ ,  $d_m$ ) grundsätzlich besser beschreiben lässt als in der Serie 1. Es wird vermutet, dass dies letztlich auf die Art und Ausprägung der sich bildenden Morphologien zurückzuführen ist. In der Serie 1 war der Prozess der Seitenerosion infolge der verzweigten Strukturen durch lokale Prozesse am Ufer massgeblich beeinflusst. Im Rahmen dieser Arbeit wurden lokale Parameter wie der Anströmungswinkel oder die Fließgeschwindigkeit in Ufernähe nicht erfasst, sodass sie in der Auswertung nicht berücksichtigt werden konnten. Es ist jedoch klar, dass neben den übergeordneten Randbedingungen solche lokalen Größen bei der Entwicklung der Sohlenbreite eine wichtige Rolle spielen. Bei der Serie 2, bei der die lokalen Prozesse anscheinend eine untergeordnete Rolle spielten, lässt sich die Entwicklung der mittleren Breite in Abhängigkeit der übergeordneten Parameter ( $Q$ ,  $G_b$ ,  $J$ ) besser beschreiben. Auf diese Diskussion wird im Kapitel 7.4 wieder eingegangen.

### 7.3. Maximale Erosionsgeschwindigkeit des Ufers

Bezüglich der maximalen Erosionsgeschwindigkeit  $V_{Emax}$  ergeben sich für beide Serien ähnliche Größenordnungen. Bei der Serie 1 schwankten die Werte von  $V_{Emax}$  zwischen 0.2 und 2.5 cm/min, während in der Serie 2 die Bandbreite von 0.15 bis ca. 1.5 cm/min reichte. In der Serie 2 traten solche Höchstwerte am linken und rechten Ufer auf gleicher Höhe auf. Demgegenüber fanden in der Serie 1 die maximalen Werte räumlich eher wechselseitig statt.

Hinsichtlich der zeitlichen Entwicklung von  $V_{Emax}$  war die Verteilung der maximalen Erosionsgeschwindigkeiten in beiden Serien ziemlich zufällig, so dass keine eindeutige Abhängigkeit von der Zeit festgestellt werden konnte (vgl. Abb. 5.22 und Abb. 6.28). Es kann also nicht vorausgesagt werden, wann die Spitzenwerte von  $V_{Emax}$  stattfinden werden, d.h., dass sie grundsätzlich immer auftreten können. Die zeitliche Variation der maximalen Erosionsgeschwindigkeit lässt sich aber mithilfe von Häufigkeitsverteilungskurven charakterisieren. Somit können Aussagen über die Wahrscheinlichkeit des Auftretens eines bestimmten Wertes von  $V_{Emax}$  gemacht werden. Bei allen Versuchen beider Serien konnten diese Häufigkeitsverteilungskurven durch Gammaverteilfunktionen beschrieben werden. Die mittlere Häufigkeitsverteilungskurve von  $V_{Emax}$  liess sich für jede Serie in Abhängigkeit der dimensionslosen Parameter  $\omega_1$  resp.  $\omega_2$  gut beschreiben. Dabei werden die Parameter  $\omega_1$  und  $\omega_2$  bis auf die Exponenten durch die gleiche Beziehung beschrieben:

$$\omega_1 = \frac{V_{Emax}}{\sqrt{g \cdot d_m}} \cdot \left( \frac{Q \cdot \rho_s}{G_b} \right)^{0.5} \cdot J^{0.5} \quad \text{für Serie 1} \quad (7.4)$$

$$\omega_2 = \frac{V_{Emax}}{\sqrt{g \cdot d_m}} \cdot \left( \frac{Q \cdot \rho_s}{G_b} \right)^{1.75} \cdot J^{1.5} \quad \text{für Serie 2} \quad (7.5)$$

Die Häufigkeitsverteilungskurven der Versuche der Serie 2 lassen sich ziemlich eng gruppieren (Abb. 6.29, rechts). Bei der Versuchsserie 1 ist die resultierende Bandbreite deutlich grösser (Abb. 5.24). Der Grund für die grössere Streuung in der Serie 1 ist wiederum in den lokalen Prozessen im Uferbereich zu suchen, welche in der Serie 1 infolge der ausgeprägten verzweigten Strukturen einen grösseren Einfluss auf die Erosionsgeschwindigkeit haben. Der Vergleich der Resultate aus beiden Serien zeigt, dass die zeitliche Verteilung der maximalen Erosionsgeschwindigkeiten auch von der Art der vorhandenen Morphologien beeinflusst wird.

## 7.4. Diskussion

Im Kapitel 7.2 wurde gezeigt, dass sich der Prozess der sekundären Seitenerosion in den Serien 1 und 2 unterschiedlich entwickelt. In den Versuchen der Serie 2 war der Prozess der sekundären Seitenerosion primär von den übergeordneten Parametern abhängig. In der Serie 1 wurde hingegen dieser Prozess zusätzlich von den lokalen Erosionsprozessen am Ufer beeinflusst. Darüber hinaus wurde gezeigt, dass der Grund für die unterschiedlichen Entwicklungen in der Form und Vielfalt der sich bildenden Bankstrukturen zu suchen ist. In der Serie 1 bildeten sich kurze Geschiebebänke mit einem breiten Bankkopf, durch welche die Strömung in einem stumpfen Winkel an die Ufer gedrängt wurde. In der Serie 2 waren die Geschiebebänke flacher und gestreckt, sodass die Strömung zwar an den Ufern konzentriert wurde, aber in etwa parallel zum Ufer floss.

Es stellen sich deshalb die Fragen, unter welchen Randbedingungen die eine oder die andere Bankformen aufgetreten sind und von welchen Parametern die unterschiedliche Art der Bankbildung in den Versuchen massgeblich beeinflusst wurde.

### 7.4.1. Übliche Parameter zur Typisierung der Gerinnemorphologie

Gemäss den Ausführungen in Kap. 2.2.3 ist das Auftreten der einen oder der anderen Gerinneform von den dimensionslosen Grössen  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ ,  $Fr$  und  $J$  abhängig.

$$X = \frac{b}{d_m}, \quad Y = \frac{b}{h}, \quad Z = \frac{h}{d_m}, \quad Fr = \frac{u}{\sqrt{gh}} \quad (7.6)$$

Diese Grössen wurden für die Randbedingungen der Versuche beider Serien bestimmt. Die entsprechenden Werte sind in Tab. 7.1 aufgelistet. Bei den Berechnungen wurden die Gerinnezustände während der Phase der sekundären Seitenerosion betrachtet. Deshalb ist für jeden Parameter eine Bandbreite der berechneten Werte angegeben. Anschliessend wird der mögliche Einfluss dieser Parameter auf die Entwicklung von verzweigten Strukturen diskutiert.

	Vr.	X [-]	Y [-]	Z [-]	F <sub>r</sub> [-]	Re* [-]
Serie 1	1_1	250-450	-	-	-	-
	1_2	230-430	20-60	6.8-9.0	0.95-1.1	260-320
	1_3	200-460	20-60	7.1-10	0.8-1.0	250-320
	1_4	230-420	20-50	8.1-10	0.9-1.0	280-320
	1_5	250-480	25-60	8.1-12	0.8-1.1	260-330
	1_6	250-480	25-60	7.9-10	0.9-1.0	290-330
	1_7	250-480	25-60	8.1-12	0.9-0.97	260-330
Serie 2	2_1	1100-2175	50-100	30-55	0.7-0.9	45-60
	2_2	670-1130	30-50	27-37	0.7-0.8	45-52
	2_3	1100-2350	70-100	23-30	0.85-0.95	45-65
	2_4	1350-1620	50-55	27-31	0.7-0.8	45-50

Tab. 7.1: *Dimensionslosen Parameter zur Typisierung der Gerinnemorphologie. Für jeden Parameter wird die Bandbreite angegeben, die der jeweilige Wert während der Phase der sekundären Erosion angenommen hat.*

**Morphologische Grössen X, Y und Z**

Die morphologischen Grössen X, Y und Z werden in die Literatur zur Beschreibung von Kriterien zur Abgrenzung der Gerinnemorphologien in kiesführenden Flüssen verwendet (Kap. 2.2.4). Aus Tab. 7.1 ist ersichtlich, dass diese Parameter in den Serien 1 und 2 unterschiedlichen Grössenordnungen aufweisen.

Abb. 7.4 zeigt die Abgrenzungsdiagramme nach JÄGGI (1983) und DA SILVA (1991) (modifiziert nach Zarn (1997)) mit den in den Versuchen ermittelten Werten von X und J resp. Y und Z. In beiden Diagrammen liegen die Datenpunkte aus den beiden Serien im Übergangsbereich zwischen alternierenden Bänken und verzweigten Gerinne. Dies heisst, dass zur Beschreibung der unterschiedlichen Form und Vielfalt der Bankstrukturen der Serien 1 und 2 die Parameter X, Y und Z bzw. die üblichen Abgrenzungskriterien nicht ausreichen. Die aufgetretenen morphologischen Strukturen werden dabei zu allgemein und vor allem zu ähnlich betrachtet.



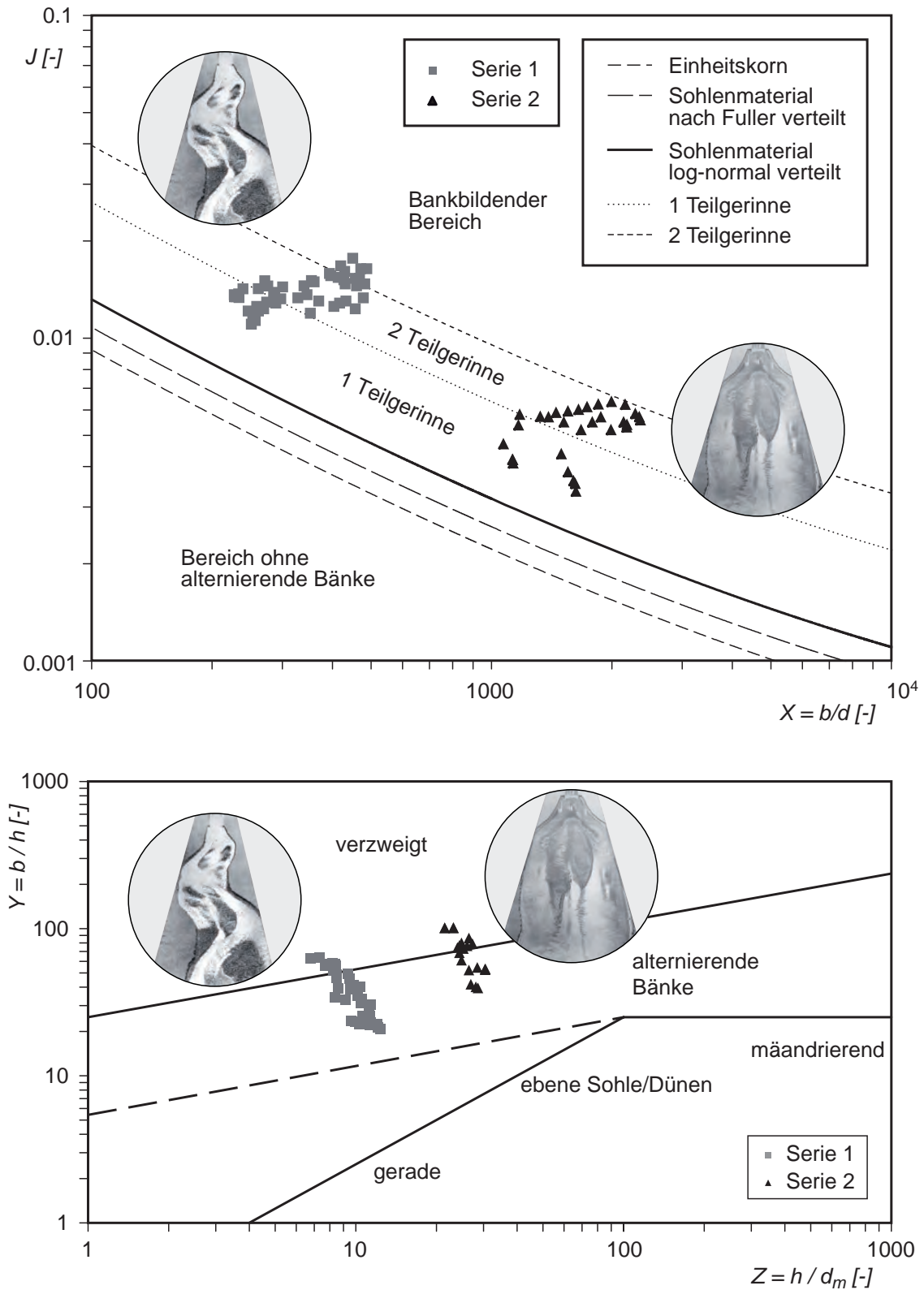


Abb. 7.4: Abgrenzungskriterium nach JÄGGI (1983) (oben) sowie nach DA SILVA (1991) mit der Modifikation nach ZARN (1997) (gestrichelte Linie) (unten) mit den Datenpunkten aus der Serie 1 (Quadrate) und der Serie 2 (Dreieck). Bei beiden Kriterien fallen die Datenpunkte in die Bereiche „alternierende Bänke“ bzw. „verzweigte Gerinne“.

### Froude-Zahl

Nach ANDERSON ET AL. (1975) und PARKER (1976) sind die Gerinneformen auch von der Froude-Zahl abhängig.

Unter Berücksichtigung dieses Parameters schlugen diese Autoren Abgrenzungskriterien vor, wobei nicht nur die Grenzen zwischen geraden, mäandrierenden und verzweigten Gerinnen sondern auch für die Übergänge zwischen geraden und mäandrierenden sowie zwischen mäandrierenden und verzweigten Gerinnen angegeben werden. Abb. 7.5 zeigt das Diagramm mit den entsprechenden Daten aus den beiden Versuchserien. Dabei sind zwischen den theoretischen Abgrenzungskriterien und den beobachteten Morphologien einige Differenzen zu erkennen. Die Datenpunkte aller Versuche liegen im mäandrierenden Bereich, effektiv traten bei den Versuchen aber verzweigte Morphologien auf. Für die Beurteilung der beobachteten Morphologien kann dieses Diagramm deshalb nicht als Prognoseinstrument angewendet werden. Ausserdem werden die Morphologien aus den beiden Serien wieder in die gleiche Kategorie eingeordnet, d. h. der Unterscheid in den beobachteten Morphologien lässt sich auch in Abhängigkeit vom Verhältnis  $J/F_r$  nicht beschreiben.

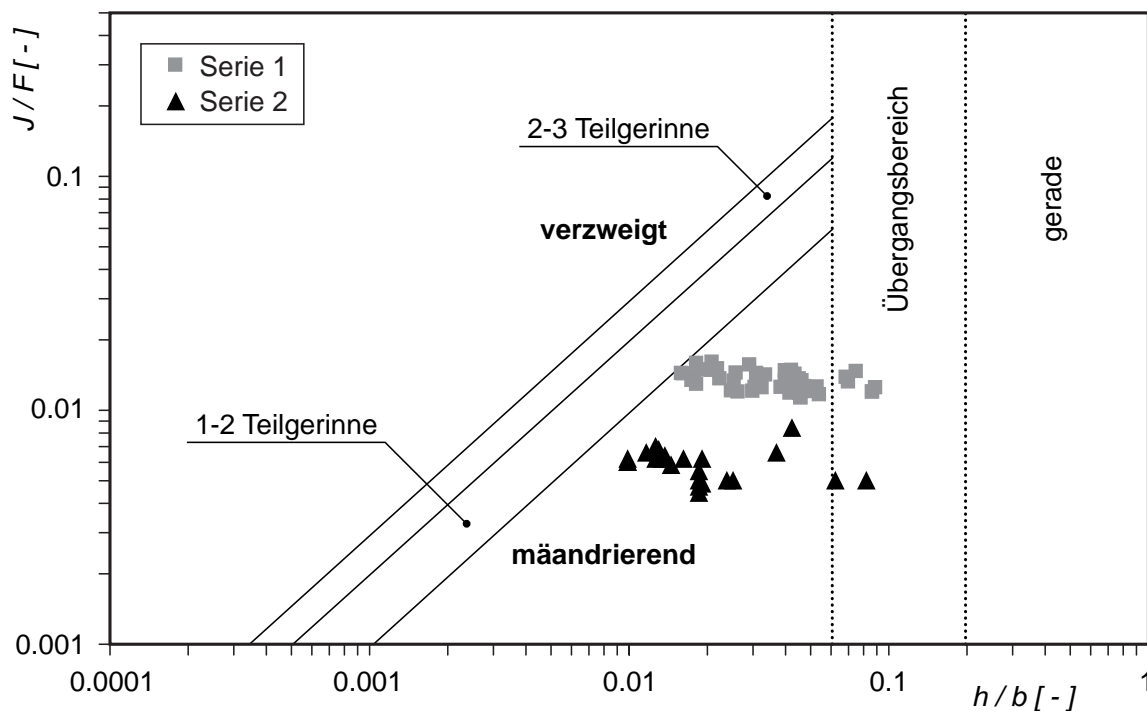


Abb. 7.5: Abgrenzungskriterium nach ANDERSON ET AL. (1975) mit den Datenpunkten aus den Serien 1 (Quadrate) und 2 (Dreiecke). Bei diesem Kriterium fallen die Datenpunkte in den Bereich von „mäandrierende Strukturen“. Dies stimmt nicht mit den effektiv beobachteten Morphologien überein.

### 7.4.2. Lokale Betrachtung der Bildung einer Geschiebebank – Parameter $E$

Die Diskussion im vorausgehenden Kapitel zeigt, dass sich mit den gebräuchlichen Grenzkriterien die beobachtete Morphologien nicht eindeutig abgrenzen lassen. Die bisher betrachteten Parameterkombinationen von  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ ,  $Fr$  und  $J$  eignen sich nicht, um die in den Serien verschiedenen beobachteten Morphologien voneinander zu unterscheiden.

Bei der Suche nach einem Parameter, welcher die Bildung einer Geschiebebank zu beschreiben vermag, ist deshalb eine lokale Betrachtung der Prozesse zur Bildung von Bankstrukturen notwendig.

Auf der Basis der Arbeiten von ASHWORTH ET AL. (1992) und ASHWORTH (1996) beschreibt MARTI (2006) in seiner Arbeit, wie die Entwicklung einer Geschiebebank in einem verzweigten Gerinne stattfindet. In Abb. 7.6 sind die ablaufenden Prozesse, durch welche eine beidseitig umströmte Bank wächst, schematisch dargestellt. Bei der Abflussverzweigung am oberen Ende der Geschiebebank bleiben die groben Geschiebekomponenten liegen. Sie folgen nicht, so wie dies die feineren Kornkomponenten tun, der Strömung um die Bank herum. Aufgrund der grösseren Masse behalten die groben Kornkomponenten den ersten Impuls, den sie vor der Bank haben, bei, und laufen so geradeaus auf die bestehenden Geschiebeablagerungen im Bankkopf auf (Abb. 7.6). Die Bank wächst somit gegen die Fliessrichtung und wird breiter, wodurch die Teilgerinne links und rechts immer mehr nach aussen abgedrängt werden.

Je feiner die Sedimentmischungen ist, desto kleinere Korngrössen weissen die groben Kornkomponenten auf. Je kleiner die Masse der groben Kornkomponenten ist, desto eher folgen auch sie der lokalen Strömung. In diesem Fall werden auch die groben Körner eher am unteren Ende der Bank abgelagert. Dadurch wird die Bank weniger breit und sie nimmt eine gestreckte längere Form an.

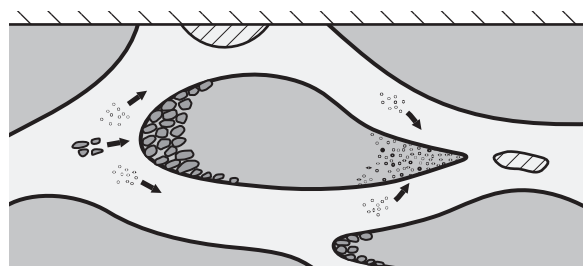


Abb. 7.6: Schematische Darstellung zur Bildung einer Geschiebebank in einem verzweigten Gerinne (aus MARTI 2006).

Aufgrund der obigen Ausführungen lässt sich vermuten, dass die Form der sich bildenden Bank primär von der Mobilität der Körner der Sedimentmischung abhängt. Gemäss dem vorgestellten Modell zur Bildung einer Geschiebebank lässt sich nun erklären, warum die in den Versuchen der Serie 1 beobachteten Geschiebeebänke kürzer waren und einen breiteren Kopf aufweisen als die Bänke in der Serie 2. Die in der Serie 1 verwendete Kiesmischung war gröber als die Sedimentmischung in der Serie 2. Dementsprechend müsste die Mobilität der Körner in der Serie 1 kleiner sein.

Es wird also nach einem dimensionslosen Parameter gesucht, mit welchem sich die Mobilität der Körner einer Sedimentmischung beschreiben lässt. Dabei muss gemäss den obigen Einführungen die Korngrösse der Sedimentmischung berücksichtigt werden. Die Mobilität eines Kornes kann aber nicht alleine anhand der Kornzusammensetzung des Sohlenmaterials definiert werden. Der Abfluss bzw. die Strömungsleistung  $\Omega$  (*stream power*) spielt auch dabei eine wichtige Rolle. Je höher die Anströmungsgeschwindigkeit eines Kornes ist, desto eher kann es mobilisiert werden. Die Strömungsleistung lässt sich wie folgt definieren:

$$\Omega = \rho \cdot g \cdot Q \cdot J \quad [kg \ m/s^3] \quad (7.7)$$

Zur Beschreibung der Mobilität der Körner einer Mischung wurde der dimensionslose Parameter  $E$  eingeführt, welcher im Wesentlichen dem Verhältnis der Strömungsleistung  $\Omega$  zur Trägheit der Körner entspricht:

$$E = \frac{\Omega}{\rho \cdot g^{1.5} \cdot d_m^{2.5}} = \frac{Q \cdot J}{g^{0.5} \cdot d_m^{2.5}} \quad [-], \quad (7.8)$$

wobei zur Beschreibung der Korngrössen einer Sedimentmischung der massgebende Korndurchmesser  $d_m$  berücksichtigt wird.

Der Parameter  $E$  wurde für die Randbedingungen aller Versuche berechnet (Tab. 7.2). Wie aus der Tabelle ersichtlich ist, ergeben sich für die Serie 1 und 2 verschiedene Bandbreiten von  $E$ . In der Serie 1 variierten die Werte von  $E$  zwischen 95 und 170, während in der Serie 2 die Werte zwischen 950 und 1600 liegen. Bei den Versuchen 2\_2 und 2\_4, bei denen sich keine bzw. kaum Morphologien bildeten (Einfluss der Deckschichtbildung), ergeben sich kleinere Werte von  $E$  (500-800). Insgesamt ist aber die Grössenordnung der berechneten Werte von  $E$  bei der Serie 1 und 2 deutlich unterschiedlich.

	Vr.	E [-]
Serie 1	1_1	100-125
	1_2	100-120
	1_3	100-125
	1_4	95-120
	1_5	110-160
	1_6	110-170
	1_7	110-135
Serie 2	2_1	950-1100
	2_2	500-600
	2_3	1000-1600
	2_4	600-800

Tab. 7.2: Mit Gleichung (7.8) berechneten Werte für  $E$  unter Berücksichtigung der Randbedingungen aus allen Versuche.

Der Parameter  $E$  lässt sich auch wie folgt beschreiben:

$$E = \frac{Q \cdot J}{g^{0.5} \cdot d_m^{2.5}} = \frac{u \cdot A}{\sqrt{g d_m} \cdot d_m^2} \cdot J = \frac{u}{\sqrt{g d_m}} \cdot \frac{A}{d_m^2} \cdot J \quad (7.9)$$

mit  $u$  = mittlere Fließgeschwindigkeit und

$A$  = gesamte Querschnittsfläche

Bei breiten Flüssen ( $b/h > 5$ ) ist  $A \approx b \cdot h$ , so dass die Gleichung (7.9) auch als

$$E = \frac{u}{\sqrt{g d_m}} \cdot \frac{b}{d_m} \cdot \frac{h}{d_m} \cdot J = F_r \cdot X \cdot Z \cdot J \quad (7.10)$$

geschrieben werden kann.

Der Parameter  $E$  stellt also nichts anderes als das Produkt aus Froude-Zahl  $F_r$ , Gefälle  $J$ , relative Breite  $X$  und relative Abflusstiefe  $Z$  dar. Somit ist  $E$  eine aus den bekannte morphologischen Parameter zusammengesetzte Grösse, die eine Aussage über die Mobilität der Körner einer Sedimentmischung erlaubt: Ein grösseres  $E$  (950-1600) bedeutet eine grössere Mobilität, was zur Bildung von lang gestreckten Bänken führt; ein kleineres  $E$  (95-170) bedeutet eine kleinere Mobilität und in diesem Fall werden die Bänke kurzer und breiter sein.

Der Parameter  $E$  kann also als feineres Abgrenzungskriterium verwendet werden, um zu beurteilen, welche Art der Bankform auftreten wird. Allerdings kann aufgrund der beschränkten Anzahl der untersuchten Kiesmischungen nur zwei Wertebereiche für den Parameter  $E$  angegeben werden (s. oben). Um der Parameter  $E$  besser beschreiben zu können, müsste die Kornzusammensetzung der Kiesmischung im Rahmen weiteren Versuchsserien variiert werden.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde also ein Parameter gefunden, mit welchem die Mobilität der Körner einer Sedimentmischung und somit die Form der sich bildenden Geschiebebänke beschrieben werden kann. Diese aus den Versuchen abgeleitete Hypothese wird nachfolgend an zwei Naturbeispiele überprüft. In Abb. 7.7 sind die Morphologien dargestellt, die in einer spontanen Aufweitung an der Engelberger Aa (links) sowie in einer maschinelle Aufweitung an der Emme (rechts) beobachtet wurden. Gemäss den Ausführungen im Kap. 3.4.1 lässt sich das Sohlenmaterial der Engelberger Aa mit der Kiesmischung 1 und das Sohlenmaterial der Emme mit der Kiesmischung 2 im Modell gut nachbilden. Die Morphologien an der Engelberger Aa entsprechen gut den verzweigten Strukturen, die sich in den Versuchen der Serie 1 eingestellt haben. Darüber hinaus entspricht die Mittelbank an der Emme der Struktur, die sich in den Versuchen der Serie 2 gebildet hat. Somit zeigt der Vergleich der Morphologien in Natur und im Modell eine gute Übereinstimmung.

Für beide Naturbeispiele wurde mit der Gleichung (7.8) der Parameter  $E$  berechnet. In Tab. 7.3 sind die für die Berechnungen notwendigen Grössen aufgelistet. Bei der Abflussmenge wurden die Abflüsse  $HQ_2$  und  $HQ_{10}$  berücksichtigt. Für die Aufweitung an der Engelberger Aa wurden Werte von  $E$  zwischen 63 und 200 bestimmt, was gut mit dem Wertebereich von  $E$  der Versuchsserie 1 (95 - 170) übereinstimmt. Für die Flussstrecke an der Emme lagen

die Werte von  $E$  zwischen 800 und 3000. Dies entspricht gut dem Wertbereich von  $E$  für die Versuchsserie 2 (950-1600).

Somit scheinen beide Beispiele die Hypothese zu bestätigen, dass der Parameter  $E$  als Abgrenzungskriterium der verschiedenen Bankformen gut geeignet ist.

Gemäss den obigen Ausführungen kann postuliert werden, dass der Parameter  $E$  auch sich eignet, um zu beurteilen, ob beim Prozess der Seitenerosion eher der für Kiesmischung 1 oder der für die Kiesmischung 2 typische Verlauf zu erwarten ist.



Abb. 7.7: Spontane Aufweitung an der Engelberger Aa (Fluss-Km 12.5-13.5, Foto: Niederer & Pozzi, 2005) (links) und an der Emme bei Aefligen (Foto: Doc. Natura,2004) (rechts). Die an der Engelberger Aa aufgetretenen Morphologie lassen sich gut mit denen aus der Serie 1 vergleichen, während die morphologische Strukturen an der Emme flach und gestreckt sind, wie die aus der Serie 2.

	Engelberger Aa	Emme
$HQ_2-HQ_{10}$ [m <sup>3</sup> /s]	63-100	180-320
$d_m$ [m]	0.8-1.0	0.03-0.04
$J$ [-]	0.010-0.015	0.004-0.0045
$E$ [-]	63-200	800-3000

Tab. 7.3: Auflistung der zur Bestimmung von  $E$  erforderlichen Parameter sowie der für  $E$  resultierenden Wertebereiche. Grundlagenquellen fürs Beispiel an der Engelberger Aa (WYRSCH 2007) und fürs Beispiel an der Emme (VAW 2007).

## 7.5. Sekundäre Seitenerosion in Abhängigkeit des Parameters $E$

In den Kapitel 5.2 und 6.3 wurde gezeigt, dass die zeitliche Entwicklung der mittleren Sohlenbreite infolge sekundärer Seitenerosion unterschiedlich ist, je nachdem welche Morphologie sich einstellt. Somit musste die Entwicklung der mittleren Breite für die beiden Versuchsserien mit unterschiedlichen Funktionen beschrieben werden (Gl. (7.2) und Gl. (7.3)). Allerdings lassen sich beide Funktionen in Abhängigkeit eines in beiden Fälle identischen Parameters  $T$  (Gl. (7.1)) beschreiben. Dieser Parameter ist als Funktion der dimensionslose Zeit  $t^*$ , des dimensionslosen Abflusses  $Q^*$  und der dimensionslosen Transportrate  $\Phi_b$  definiert. Der Parameter  $T$  lässt sich aber auch in Abhängigkeit des dimensionslosen Parameters  $E$  beschreiben:

$$T = t^* \cdot (Q^* \cdot \Phi_b)^{0.5} \cdot (J)^{0.5} = t^* \cdot \left( \frac{Q}{Q_D} \cdot \frac{G_b}{\rho_s \cdot \sqrt{(s-1)g} \cdot d_m^{2.5}} \right)^{0.5} \cdot (J)^{0.5}, \quad (7.11)$$

$$T = t^* \cdot \left( E \cdot \frac{G_b}{Q_D} \cdot \frac{1}{\rho_s \cdot \sqrt{(s-1)}} \right)^{0.5} \quad (7.12)$$

Somit lassen sich der Parameter  $T$  und die zeitliche Entwicklung der mittleren Breiten in Abhängigkeit des Parameters  $E$  beschreiben, welcher ein Mass für den Einfluss der Morphologie darstellt.



## **8. Anwendbarkeit der gewonnenen Resultate**

### **8.1. Einleitung**

Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein Modell zur Beschreibung des Prozesses der Seitenerosion in kiesführenden Flüssen entwickelt, wobei diverse Ansätze zur quantitativen Beschreibung der zeitlichen Entwicklung der mittleren und maximalen Breiten sowie zur Charakterisierung der Häufigkeitsverteilung der maximalen Erosionsraten hergeleitet wurden. Dabei basieren die entwickelten Gleichungen auf einer beschränkte Anzahl von insgesamt 11 Hauptversuchen, die in den vorherigen Kapiteln präsentiert wurden. Anhand eines Vergleichs von Messungen und Berechnungen konnte in den entsprechenden Kapiteln die Güte der verschiedenen Gleichungen bzw. das Ausmass der Streuung der Resultate beurteilt werden. Allerdings sagt ein solcher Vergleich nichts über die allgemeinere Anwendbarkeit des Verfahrens aus, weil die hergeleitete Gleichungen auf den Daten einer begrenzten Anzahl von Versuchen basiert.

Um die Anwendbarkeit und Grenzen dieser empirischen Ansätze zu beurteilen, müssen sie mit Hilfe von Daten aus weiteren Laborversuchen oder Naturdaten getestet werden.

Eine erste Möglichkeit hierzu stellen die Vorversuche zu dieser Arbeit dar, die im Rahmen zweier Diplomarbeiten durchgeführt wurden und deren Daten zur Herleitung dieser Formeln nicht verwendet wurden. Der Vergleich der gemessenen und berechneten Daten in diesen Fällen wird in den Kapitel 8.2 und 8.3 gezeigt.

In der Literatur sind relativ wenige Datensätze vorhanden, die eine zuverlässige Überprüfung der neuen Ansätze erlauben. Zwar existieren viele Arbeiten, bei denen ausgehend von einem geraden Gerinne die eigendynamische Verbreiterung bis zum Erreichen der Gleichgewichtsbreite untersucht wurde, aber die Ziele dieser Untersuchungen waren sehr unterschiedlich. In den meisten Fällen interessierten sich die Autoren eher für die Mechanismen zur Entstehung verzweigter Morphologien oder für die Endbreite, während die zeitliche Entwicklung der Breite sowie die Erosionsraten in den meisten dieser Arbeiten nicht erfasst wurden. Eine Ausnahme bilden die Untersuchungen an der TU München (AUFLEGER ET AL. 2005), deren Resultate im Kapitel 8.4 diskutiert werden.

Wichtig ist auch ein Vergleich der Resultate mit Naturdaten. Im Rahmen dieser Arbeit konnten die Grössenordnung der maximalen Erosionsgeschwindigkeiten mithilfe von Naturdaten aus verschiedenen Seitenerosionsereignissen überprüft werden (Kap. 8.5).

## 8.2. Vorversuche in einem geraden Gerinne (ACKERMAN 2004)

### 8.2.1. Allgemeine Resultate

Die ersten Vorversuche für die vorliegende Arbeit wurden im Rahmen einer Diplomarbeit an der VAW durchgeführt (ACKERMAN 2004). Dabei wurden ausgehend von einem geraden Flusslauf drei Versuche durchgeführt, wobei hierbei nur die Daten der Versuche V\_1 und V\_3 aus dieser Diplomarbeit verwendet werden. In Tabelle 8.1 befindet sich eine Zusammenstellung der ausgewählten Ausgangsparameter für diese Versuche.

Versuch	$b_0$	$J_0$	$Q$	$Q_{b,g}$	$Q_{b,e}$	$d_m$	$d_{90}$
	[cm]	[%]	[l/s]	[g/s]	[g/s]	[mm]	[mm]
V_1	80	1.6	18.5	25	25	3.8	9.0
V_3	60	1.6	18.5	25	25	3.8	9.0

Tab. 8.1: Ausgangsparameter der Vorversuche in einem zu Beginn geraden Gerinne (ACKERMAN 2004)

Die verwendete Sedimentmischung war identisch mit der Kiesmischung, die bei den Hauptversuchen der Serie 1 verwendet wurde. Wie aus Tab 8.1 ersichtlich ist, wurde bei diesen Vorversuchen im Vergleich zu den Hauptversuchen von einem steileren Ausgangsgefälle sowie einer kleineren Abflussmenge ausgegangen.

Die Versuche V\_1 und V\_3 wurden bis auf die Initialbreite  $b_0$  unter gleichen stationären Randbedingungen durchgeführt. Bei Versuch V\_1 wurde eine Initialbreite von  $b_0 = 80$  cm untersucht. Bei Versuch V\_3 wurde mit  $b_0 = 60$  cm eine kleinere Ausgangsbreite ausgewählt, um den Einfluss der Geometrie des Ausgangsgerinnes auf den Prozess der Seitenerosion zu untersuchen.

Genauso wie bei den Hauptversuchen wurde in den Vorversuchen das Gerinne kontinuierlich fotografiert, hierbei wurde nur eine digitale Kamera verwendet, mit der ein 10 m langer Gerinneausschnitt erfasst werden konnte.

Die Vorversuche wurden in ähnlicher Art wie die Hauptversuche durchgeführt. Der Versuchsablauf war in eine Initialphase und eine Seitenerosionsphase unterteilt. Grundsätzlich fand das Einsetzen sowie die weitere Entwicklung der Seitenerosion auf ähnliche Art und Weise wie bei den Versuchen der Serie 1 statt. Im Gerinne bildeten sich alternierenden Bänke, welche die sekundäre Seitenerosion auslösten und somit zur Bildung verzweigter Morphologien führten. Im Versuch V\_1 bildeten sich die alternierenden Bänke bereits während der Initialphase, bei der das Gerinne noch mit Wandelementen fixiert war ( $b_0 = 80$  cm) (Abb. 8.1, links). In der Seitenerosionsphase dieses Versuches wurde dann keine primäre Seitenerosion

beobachtet. Infolge der vorhandenen Geschiebebänke trat direkt die sekundäre Seitenerosion auf (Abb. 8.1, rechts).

Im Versuch V\_3 war hingegen die Sohle des Gerinnes am Ende der Initialphase mit einer Breite von  $b_0 = 60$  cm immer noch eben. Alternierende Bänke bildeten sich erst während der Seitenerosionsphase (16 Stunden nach dem Beginn der Seitenerosionsphase).

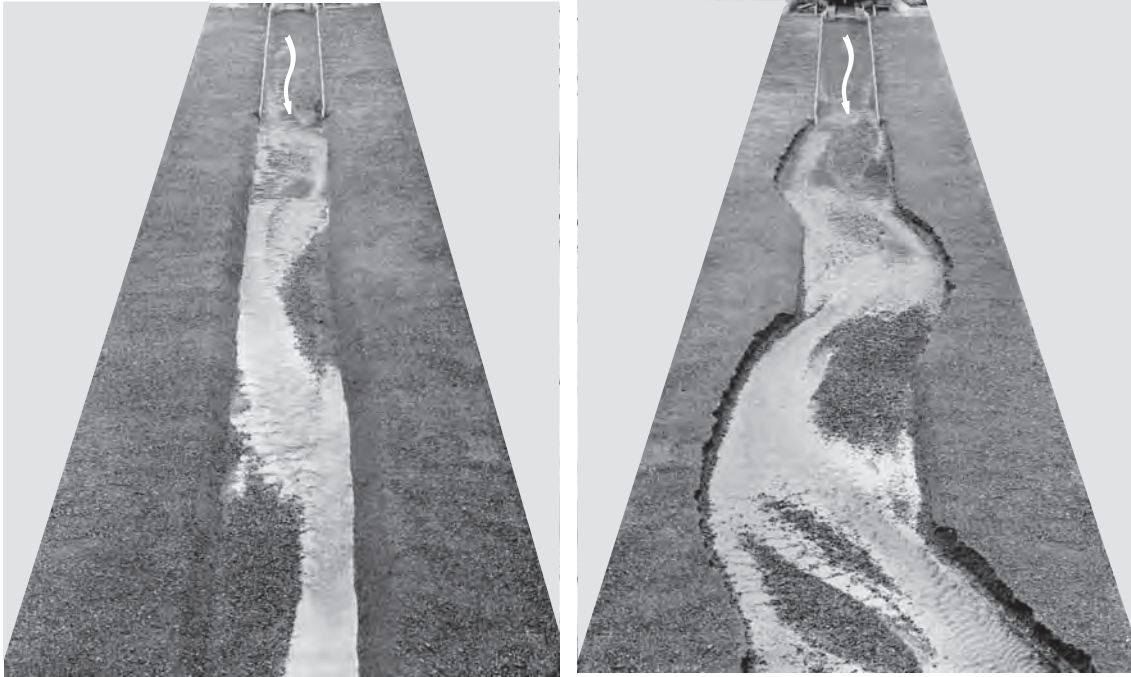


Abb. 8.1: Aufnahmen des Gerinnes beim Versuch V\_1; links) kurz nach Entfernung der Wandelemente. Die schon in der Initialphase entstandenen alternierenden Geschiebebänke sind deutlich zu erkennen; rechts) Aufnahme während der Seitenerosionsphase (Aus ACKERMAN 2004).

Abb. 8.2 zeigt die aus den digitalen Fotos ausgewertete Entwicklung der mittleren Breiten in Abhängigkeit von der Zeit während der Seitenerosionsphase der Versuche V\_1 und V\_3. Dabei ist ersichtlich, wie beim Versuch V\_1 infolge der schon vorhandenen alternierenden Bänke die sekundäre Seitenerosion direkt zu Beginn einsetzte und die mittlere Breite entsprechend schnell zunahm. Bei Versuch V\_3 sind hingegen in der Entwicklung der mittleren Breite verschiedene Phasen zu erkennen. Zu Beginn ist die Phase 2 erkennbar ( $t = 0$  bis 17 h), in der sich die alternierenden Bänke bei unveränderter Sohlenbreite erst bilden müssen. In der anschließenden Phase 3 ( $t = 17$  bis 28 h) findet die sekundäre Seitenerosion statt, wodurch die Breite stark zunimmt.

Die in diesen Vorversuchen beobachteten Entwicklungen bestätigen die bisherigen Erkenntnisse hinsichtlich des Prozesses der Seitenerosion: Zur Auslösung der sekundären Seitenerosion sind Bankstrukturen erforderlich, durch welche die Strömung am Ufer umgelenkt wird. Sind solche Morphologie nicht vorhanden, müssen sie zuerst gebildet werden und die sekundäre Seitenerosion setzt dadurch später ein.

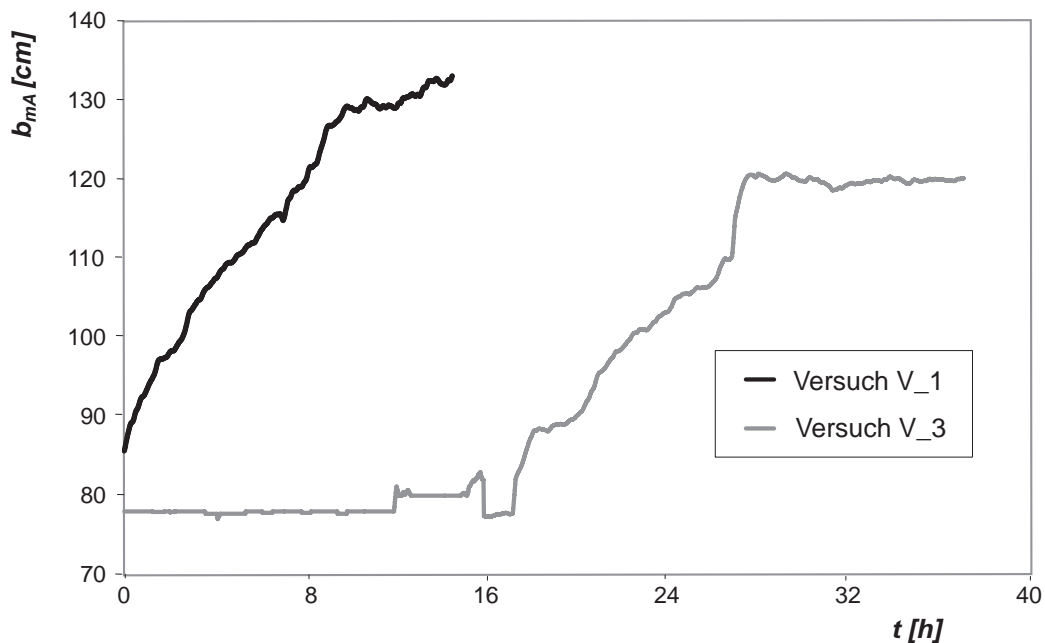


Abb. 8.2: Zeitliche Entwicklung der mittleren Sohlenbreite während der Vorversuchen V\_1 und V\_3. Bei Versuch V\_1 setzte die sekundäre Seitenerosion unmittelbar zu Beginn ein, während dies beim Versuch V\_3 erst 16 Stunden nach dem Versuchsbeginn der Fall war.

Hinsichtlich der primären Seitenerosion in den Vorversuchen V\_1 und V\_3 ist an dieser Stelle Folgendes zu bemerken:

Für die vorgegebene Ausgangsparameter ( $Q = 18.5$  l/s und  $d_m = 3.8$  mm) wurde mit Hilfe der Gleichung (2.4) eine Gleichgewichtsbreite infolge primärer Seitenerosion von  $b_{eq1} = 81$  cm ermittelt. Dieser Wert entspricht ziemlich genau der Ausgangsbreite  $b_0$  beim Versuch V\_1. In Abb. 8.2 ist ersichtlich, dass beim Versuch V\_1 keine primäre Seitenerosion stattfand. Der Grund ist, dass die Breite des Gerinnes  $b_0$  bereits in etwa gleich der Gleichgewichtsbreite  $b_{eq1}$  war.

Hingegen war beim Versuch V\_3 die Initialbreite  $b_0$  kleiner, so dass das Auftreten der primären Seitenerosion und somit eine erste schnelle Verbreiterung von 60 auf 80 cm erwartet würde. Diese konnte aber nicht beobachtet werden. Aus Abb. 8.2 ist ersichtlich, dass die Seitenerosionsphase der Versuche V\_1 und V\_3 mit einer Sohlenbreite gestartet wurde, die mit 88 cm (V\_1) und 78 cm (V\_3) etwas grösser war, als die ursprüngliche Kanalbreite  $b_0$  am Ende der Initialphase. Der Grund dafür ist auf die Dicke der Wandelemente zurückzuführen, die nach Beendigung der Initialphase entfernt wurden. Die im Rahmen der Vorversuche verwendeten Wandelemente waren ca. 10 cm breit und damit deutlich breiter als die 3 cm dicken Wandelemente der Hauptversuche, weshalb das Gerinne bei der Abböschung der neuen Ufer unvermeidlich breiter wurde. Bei Versuch V\_3 wurde das Gerinne durch die Erstellung der neuen Ufer zu stark verbreitert, und war für die vorgegebenen Randbedingungen in etwa sta-

bil ( $b \cong b_{eq1}$ ). Es veränderte somit seine Breite erst wieder beim Einsetzen der sekundären Seitenerosion.

Wird die zeitliche Breitenentwicklung der beiden Versuche während der Phase der sekundären Erosion miteinander verglichen (Ab. 8.3), so ist ersichtlich, dass diese in beiden Fälle praktisch identisch verlief. Die Versuche wurden mit den gleichen hydraulischen und sedimentologischen Randbedingungen ( $Q$ ,  $G_b$ ,  $J$  und  $d_m$ ) durchgeführt und in beiden Fälle wurden die Ufer durch sekundäre Seitenerosion gleich schnell erodiert. Somit zeigten die Versuche, dass die Entwicklung der sekundären Seitenerosion nicht von den Ausgangsbreite  $b_0$  des ursprünglichen geraden Gerinnes abhängig ist.

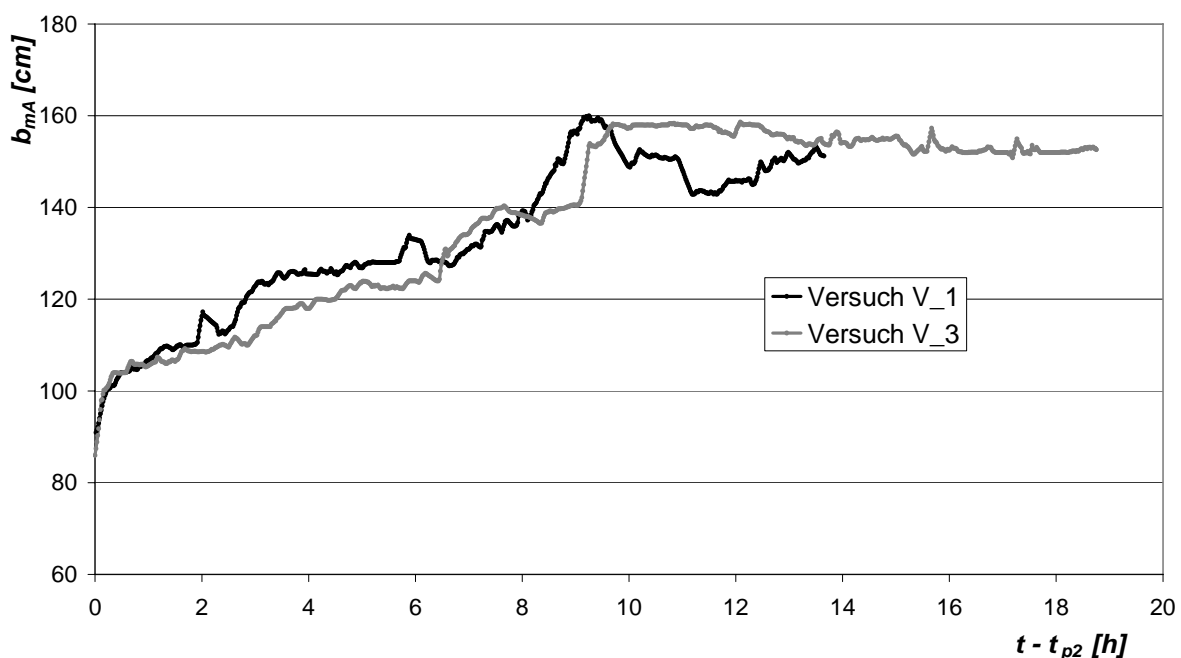


Abb. 8.3: Vergleich der Breitenentwicklung während der Phase der sekundären Seitenerosion bei den Versuchen V\_1 und V\_3. Zum besseren Vergleich wurde die Kurve vom Versuch V\_3 um den Zeitpunkt  $t_{p2}$  (am Ende der Phase 2) verschoben (aus ACKERMAN 2004).

### 8.2.2. Testen der Gleichungen zur Abschätzung der Sohlenbreite

Die im Rahmen dieser Arbeit hergeleiteten Ansätze zur Beschreibung der zeitlichen Entwicklung der mittleren und maximalen Breiten wurden mit Hilfe der Daten aus diesen Vorversuchen getestet. Da bei den Vorversuchen die gleiche Kiesmischung wie bei der Versuchserie 1 verwendet wurde, werden die Resultate aus den Vorversuchen mit jenen der Versuche der Serie 1 verglichen. Dazu liefert Gleichung (7.4) für die Ausgangsparameter der Vorversuche einen Wert für den dimensionslosen Parameter von  $E = 106$ . Gemäss den Ausführungen im Kap. 7.4 sollten sich bei dieser Grössenordnung von  $E$  start ausgeprägte verzweigten Struktu-

ren bilden. Wie aus Abb. 8.1 (rechts) ersichtlich, war dieses der Fall. Somit werden mit den Daten aus den Vorversuchen die Gleichungen (5.6) und (5.8) getestet.

Zur Prüfung der Gleichungen (5.6) und (5.8) können allerdings nicht auf die in Abb. 8.3 gezeigten Daten zurückgegriffen werden. Wie einleitend erwähnt, wurden diese durch Auswertung der Fotos erhalten, welche jedoch nur 10 m der insgesamt 28.5 m langen Rinne abgedeckt. Oft traten aber die grossen Verbreiterungen ausserhalb dieser Zone auf, so dass die gezeigten Kurven nicht repräsentativ für die über die gesamte Länge der Versuchsrinne gemittelte Breite sind (Abb. 8.4). Daher konnten die Gleichungen (5.6) und (5.8) nur mit den Daten aus den Topographievermessungen getestet werden.

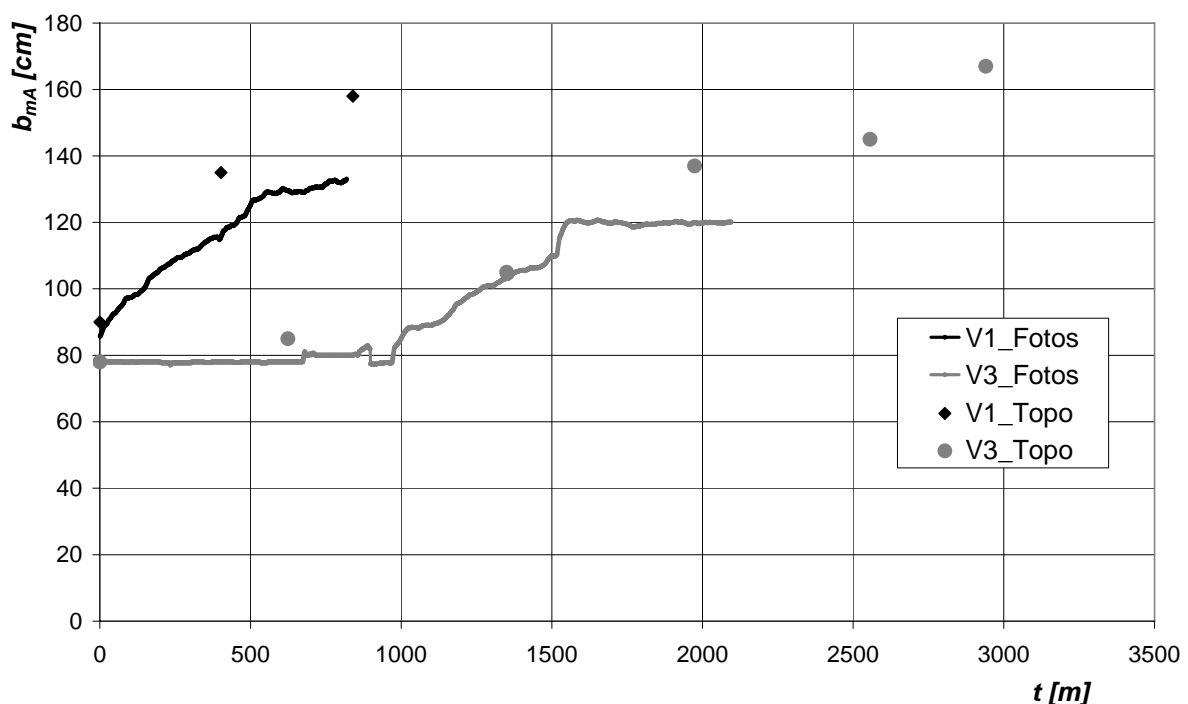


Abb. 8.4: Aus den digitalen Fotos ermittelten Werte von  $b_{mA}$  im Vergleich zu den entsprechenden Werten aus den Topographievermessungen. Weil mit der Kamera nur ein 10 m langer Gerinneauschnitt fotografiert wurde, werden die mittleren Breiten bei der Interpretation der Fotos unterschätzt.

In Abb. 8.5 (links) sind die Daten der mittleren Breiten aus den Vorversuche V\_1 und V\_3 und die mit der Gleichung (5.6) berechneten Werte miteinander verglichen. Wie daraus ersichtlich ist, konnten die gemessenen mittleren Breiten mit dem neuen Ansatz gut abgeschätzt reproduziert werden, nämlich mit einer Genauigkeit von  $\pm 20\%$ .

Der Vergleich zeigt somit, dass sich die vorgeschlagene Gleichung zur Beschreibung der zeitlichen Entwicklung der mittleren Breite bei anderen Abfluss-Gefälle Verhältnissen ebenfalls verwenden lässt.

Die Gleichung (5.8) zur Abschätzung der maximalen Breiten wurde analog getestet. Der Vergleich der gemessenen und berechneten Werte ist in Abb. 8.5 (rechts) gezeigt. Die Abwei-

chungen zwischen beobachteten und berechneten Werten betragen maximal 35%, aber der Ansatz unterschätzt die maximalen Breiten eher. Diese tendenzielle Unterschätzung der maximalen Breiten lässt sich wie folgt erklären: Die Gleichung (5.8) wurde auf der Basis des Verhältnisses der maximalen zu den mittleren Breiten entwickelt, welches in den Versuchen der Serie 1 um den Wert 1.10 schwankte (Kap. 5.2.4). Hingegen waren die maximalen Breiten in den Vorversuchen V\_1 und V\_3 um einen Faktor 1.25 grösser als die mittleren Breiten, weshalb die gemessenen Werte mit dieser Gleichung unterschätzt werden. Aus diesem Vergleich lässt sich schliessen, dass das Verhältnis der maximalen zu den mittleren Breiten nicht ohne weiteres auf andere Randbedingungen übertragbar ist, bzw. dass das Verhältnis  $b_{maxA}/b_{mA}$  von  $Q$  und/oder  $J$  abhängig ist.

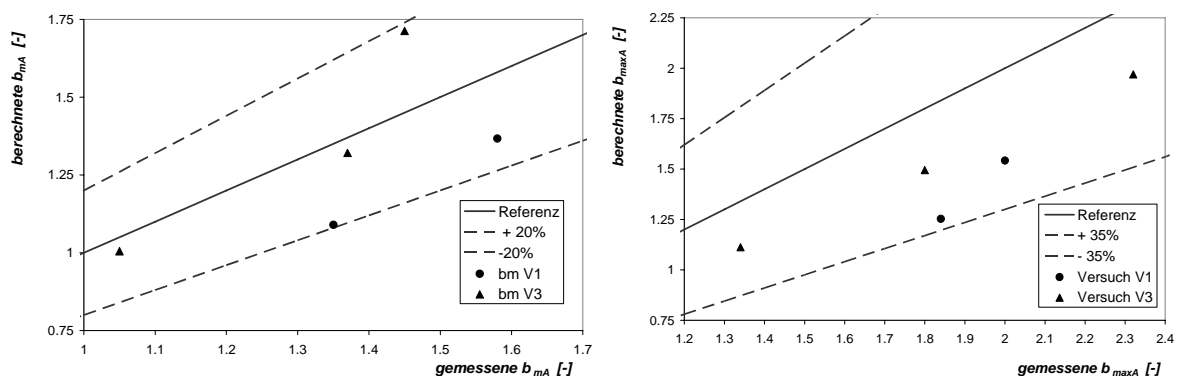


Abb. 8.5: Vergleich zwischen den gemessenen und mit den Gleichungen (5.6) resp. (5.8) berechneten mittleren (links) und maximalen (rechts) Gerinnebreiten. Die mittleren Breiten aus den Vorversuchen lassen sich zuverlässig nachrechnen ( $\pm 20\%$  Genauigkeit). Die maximale Breiten können zwar mit einer Genauigkeit von  $\pm 35\%$  abgeschätzt werden, aber sie werden systematisch etwas unterschätzt.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass mit den Daten aus den Vorversuchen die Gleichungen zur Abschätzung der mittleren und maximalen Breiten in Abhängigkeit der Zeit erfolgreich getestet werden konnten.

Hinsichtlich der maximalen Erosionsgeschwindigkeiten  $V_{E_{max}}$  konnte kein Vergleich mit den Daten der Vorversuche durchgeführt werden. Da in den Vorversuchen nur ein Ausschnitt des Gerinnes fotografiert wurde, konnten die maximalen Erosionsgeschwindigkeiten nicht systematisch erfasst werden. Sie traten oft ausserhalb des fotografierten Gerinneausschnittes auf.

### 8.3. Versuche in einem mäandrierenden Gerinne (BRÄNDLI 2003)

#### 8.3.1. Allgemeine Resultate

Im Rahmen einer weiteren Diplomarbeit an der VAW wurde der Prozess der Seitenerosion in einem mäandrierenden Gerinne untersucht (BRÄNDLI, 2003). Ziel dieser Arbeit war, den Einfluss der Ausgangskrümmung der Mäanderbögen auf die Entwicklung der Seitenerosion zu



untersuchen. Dafür wurden ausgehend von einem Gerinne mit einer mäandrierenden Grundrissform 3 Versuche (R7, R14.9 und R17.5) mit jeweils unterschiedlichen Ausgangskrümmungsradien durchgeführt. Abgesehen vom Krümmungsradius entsprachen die Randbedingungen der Versuche von BRÄNDLI (2003) denjenigen der Versuche von ACKERMANN (2004) (Tab. 8.1). In Tabelle 8.2 sind die Ausgangsparameter für die drei Versuche von BRÄNDLI (2003) aufgelistet.

Versuch	$b_0$ [cm]	$J_0$ [%]	$Q$ [l/s]	$Q_{b,g}$ [g/s]	$Q_{b,e}$ [g/s]	$d_m$ [mm]	$d_{90}$ [mm]	$r_c$ [m]
R7	80	1.6	16	25	25	3.8	9.0	7
R14.9	80	1.6	16	25	25	3.8	9.0	14.9
R17.5	80	1.6	16	25	25	3.8	9.0	17.5

Tab. 8.2: Ausgangsparameter der Versuche von BRÄNDLI (2003) in einem zu Beginn mäandrierenden Gerinne.

BRÄNDLI (2003) benutzte die gleiche Kiesmischung, die auch in den Hauptversuchen der Serie 1 dieser Arbeit verwendet wurde.

Für die gegebenen Randbedingungen (Tab. 8.2) liefert Gleichung (2.4) einen Wert für die Gleichgewichtsbreite infolge primärer Seitenerosion von  $b_{eq1} = 76$  cm. Das heisst, dass die drei Versuche mit einer leicht über der Gleichgewichtsbreite  $b_{eq1}$  liegenden Breite  $b_0$  gestartet wurden.

Bei diesen Versuchen war der Ablauf ebenfalls in eine Initialphase mit seitlich befestigtem Gerinne und eine Seitenerosionsphase, bei der die Wandelemente auf einer bestimmten Gerinnelänge entfernt wurden, unterteilt.

In der *Initialphase* wurde ein Gleichgewichtszustand bezüglich Sedimenttransport angestrebt. Dabei bildeten sich entsprechend dem gewundenen Gerinneverlauf Geschiebebänke und Kolke. Allerdings bildeten sich in einigen Versuchen (R17.5 und R14.9) die Geschiebebänke an der Kurvenaussenseite und die Kolke an die Kurveninnenseite (Abb. 8.6, links). Der Grund dafür war, dass die Strömung nicht die Wellenlänge des gewundenen Gerinnes annahm. D.h. sie verlief nicht entlang dem Aussenradius, sondern sie entwickelte ihre eigene pendelnde Bewegung mit einer Wellenlänge, die von der vorgegebenen Abflussmenge und Gerinnebreite abhängig war. Infolge dieser Pendelbewegung bildeten sich wechselseitig an beiden Ufern Geschiebebänke und Kolke in einem Abstand, der nicht von der Wellenlänge der Ausgangsmäanderform abhängig war.

Für die Abflussmenge von 16 l/s und eine Gerinnebreite von 80 cm ist gemäss dem Ansatz von ZELLER (1967) sowie weiteren Regimeansätzen bei Mäandern mit einer Wellenlänge von  $\lambda_m \approx 8$  m zu rechnen. In den Versuchen R17.5 und R14 wies das mäandrierende Gerinne mit

14 und 12 m eine deutlich grössere Wellenlänge als 8 m auf, weshalb in diesen Fällen die Strömung eine andere Wellenlänge annahm als durch die Linienführung vorgegeben war. In diesen Versuchen konnte daher die Bildung von Geschiebebänken an der Aussenseite der Kurve beobachtet werden. Beim Versuch R7 hatte das Määndergerinne eine Wellenlänge von ca. 7.5 m und die Bildung von Geschiebebänke fand, wie erwartet an der Kurveninnenseite statt (Abb. 8.6, rechts).

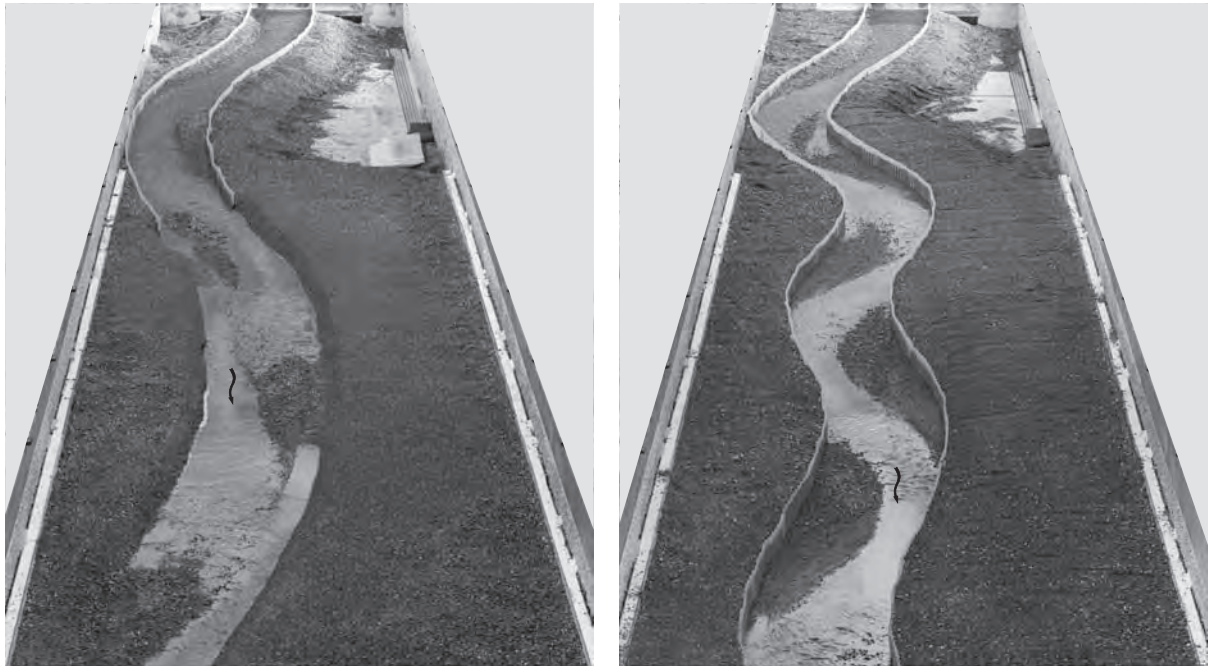


Abb. 8.6: Gerinne mit Geschiebebänke in den Versuchen R17.5 (links) und R7 (rechts) von . Beim Versuch R17.5 bildeten sich die Geschiebebänke an der äusseren Kurvenseite und die Kolke an die Kurveninnenseite (Erläuterung siehe Text).

Nach Entfernung der Wandelemente setzte der Prozess der Seitenerosion in allen Versuchen rasch ein. Das Gerinne war breit genug ( $b_0 > b_{eq1}$ ) und alternierende Bänke hatten sich schon während der Initialphase gebildet, so dass die sekundäre Seitenerosion direkt ausgelöst wurde. In allen Versuchen setzte die Ufererosion im Bereich der Kolke ein. Im Fall der Versuche R17.5 und R14.9 führte dieses dazu, dass die stärksten Erosionen nicht am Scheitelpunkt der vorhandenen Mäanderbögen, sondern dort auftraten, wo sich zuvor die Kolke gebildet hatten (Abb. 8.7, oben). Die Seitenerosion schritt dann im Bereich dieser Zonen weiter fort (Abb. 8.7, unten). Hingegen fanden beim Versuch R7 die grossen Ufererosionen am Scheitelpunkt der Mäanderbögen statt (Abb. 8.8a), denn dort hatten sich die Kolke gebildet.

In allen Versuchen wurden die Ufer relativ stark erodiert und die Geschiebebänke wuchsen so rasch, dass sich der Abfluss in einen frühen Stadium der Versuche jeweils um die Bänke herum zu verzweigen begann (Abb. 8.8b). Das mäandrierende Gerinne wurde instabil und es verwandelte sich in ein breites Gerinne mit zahlreichen verzweigten Strukturen (Abb. 8.8c und d).

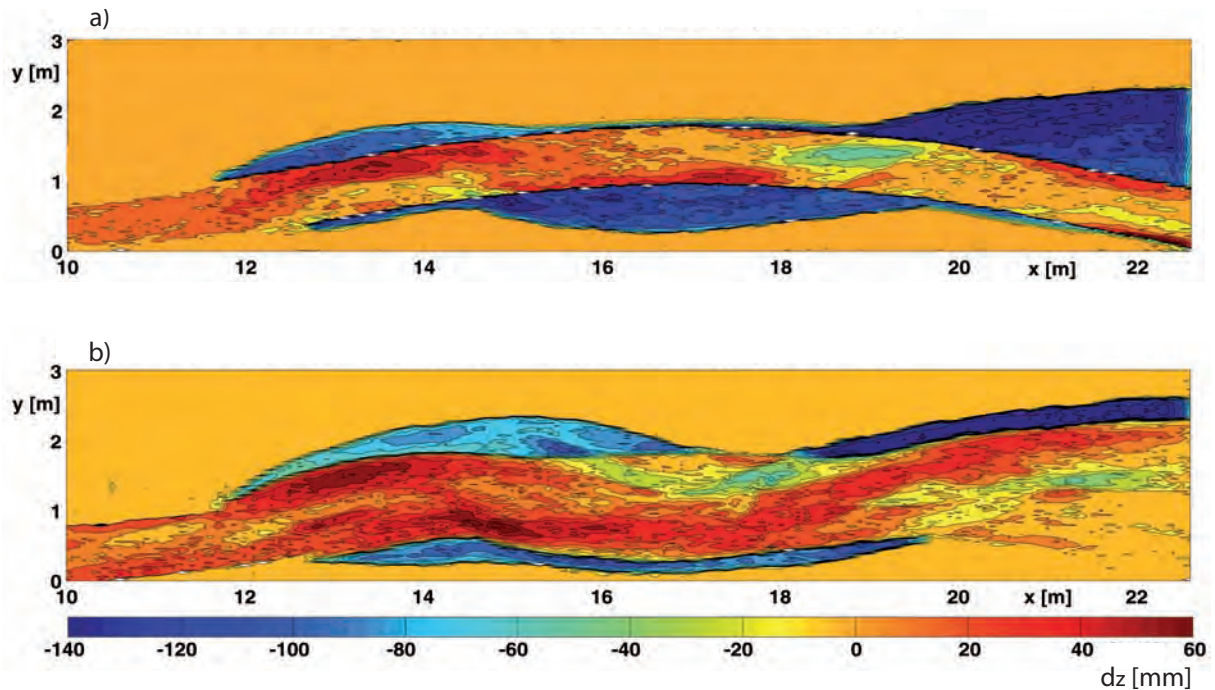


Abb. 8.7: Entwicklung der Seitenerosion im Versuch R17.5: a) 5 Stunden nach Beginn der Seitenerosionsphase, b) 8 Stunden nach Beginn der Seitenerosionsphase. Dargestellt sind die Höhendifferenzen zur jeweiligen vorherigen Topographiemessung (BRÄNDLI 2003).

Aus den Versuchen von BRÄNDLI (2003) konnte die wichtige Erkenntnis gewonnen werden, dass die Ausgangskrümmung vorhandener Flussbiegungen einen untergeordneten Einfluss auf die eigendynamische Verbreiterung des Gerinnes hat, die nach Entfernung der Uferbefestigungen durch Seitenerosion stattfinden wird. Diese Entwicklung ist eher von den Bankstrukturen abhängig, die sich im Gerinne bilden und diese wiederum hängen im Wesentlichen von den vorgegebenen hydraulischen Randbedingungen und nicht von der Ausgangsgeometrie ab. In der Praxis wird häufig versucht, bei der Ausführung eigendynamischer Aufweitungen die Richtung der Seitenerosion im Fluss mithilfe von Buhnen sowie künstlichen Inseln vorzugeben. Wie die Experimente aus dieser Diplomarbeit gezeigt haben, sollte bei der Planung dieser Massnahmen die Wellenlänge der sich bildenden Strömungspendelbewegung berücksichtigt werden. Diese ist hauptsächlich vom Abfluss und von der Flussbettbreite abhängig.



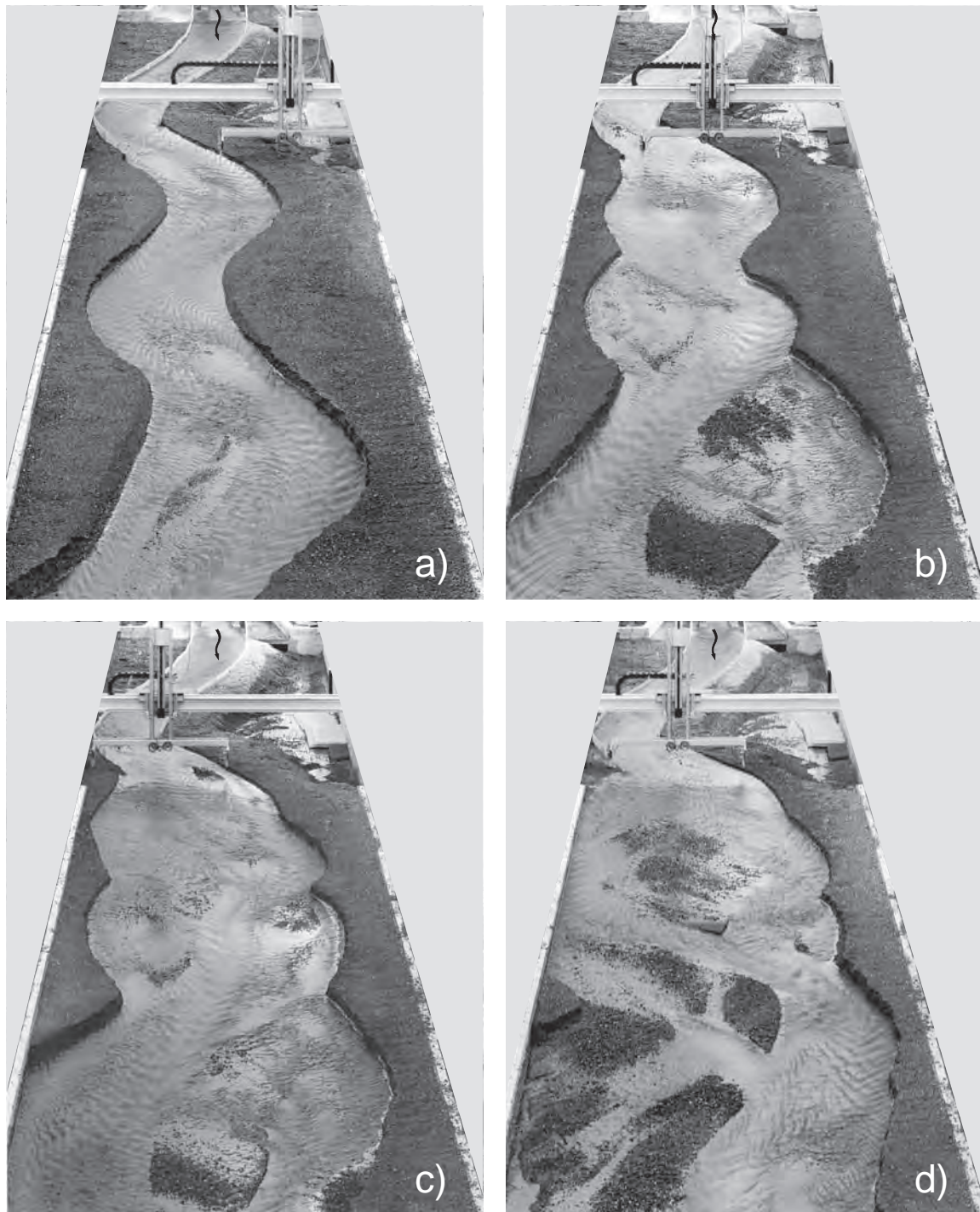


Abb. 8.8: Aufnahmen des Gerinnes zu verschiedenen Zeitpunkten der Seitenerosionsphase beim Versuch R7: a) nach 7 h; b) nach 14.5 h; c) nach 27 h und d) nach 39 h (BRÄNDLI 2003).

### 8.3.2. Abschätzung der Sohlenbreite

In den Versuchen von BRÄNDLI (2003) bildeten sich ausgeprägte verzweigten Strukturen (Abb. 8.8). Diese Morphologien sind gemäss den Ausführungen im Kap. 7.4 durch einen Wert von  $E$  zwischen 85 und 170 charakterisiert. Die Berechnung von  $E$  (Gl. 7.4) für die Ausgangsparameter aus dieser Diplomarbeit ergibt einen Wert von 92. Somit können die Glei-

chungen (5.6) und (5.8) grundsätzlich für die von BRÄNDLI (2003) untersuchte Situation angewendet werden.

BRÄNDLI (2003) fokussierte bei seiner Untersuchung primär auf die lokalen Erosionsprozesse und untersuchte den Einfluss des Krümmungsradius eines Mäanderbogens auf die Seitenerosion eines Teilgerinnes. Eine systematische Erhebung der Breiten über die gesamte Länge der Versuchsrinne fand zwar in Form von Topographienvermessungen statt, aber eine Auswertung der zeitlichen Entwicklung der Breite erfolgte nicht. Deshalb mussten die Daten von BRÄNDLI (2003) neu ausgewertet werden, um die Werte der mittleren und maximalen Breiten zu bestimmen.

Auf der Basis dieser neuen Auswertung wurden für jeden Versuch die sich durch Seitenerosion ergebenden mittleren Sohlenbreiten zu verschiedenen Zeitpunkten ermittelt. In Abbildung 8.9 sind alle diese Werte gezeigt. Dabei ist ersichtlich, dass bei den drei Versuchen die Verbreiterung des Gerinnes in ähnlichem Zeitraum stattfand, unabhängig davon, wie gross der Krümmungsradius  $r_c$  des ursprünglichen fixierten Gerinnes war. Dieses stimmt mit den vorher diskutierten Beobachtungen überein. Die Entwicklung der Seitenerosion und somit die Verbreiterung des Gerinnes wurden von der Ausgangskrümmung des mäandrierendes Gerinnes kaum beeinflusst.

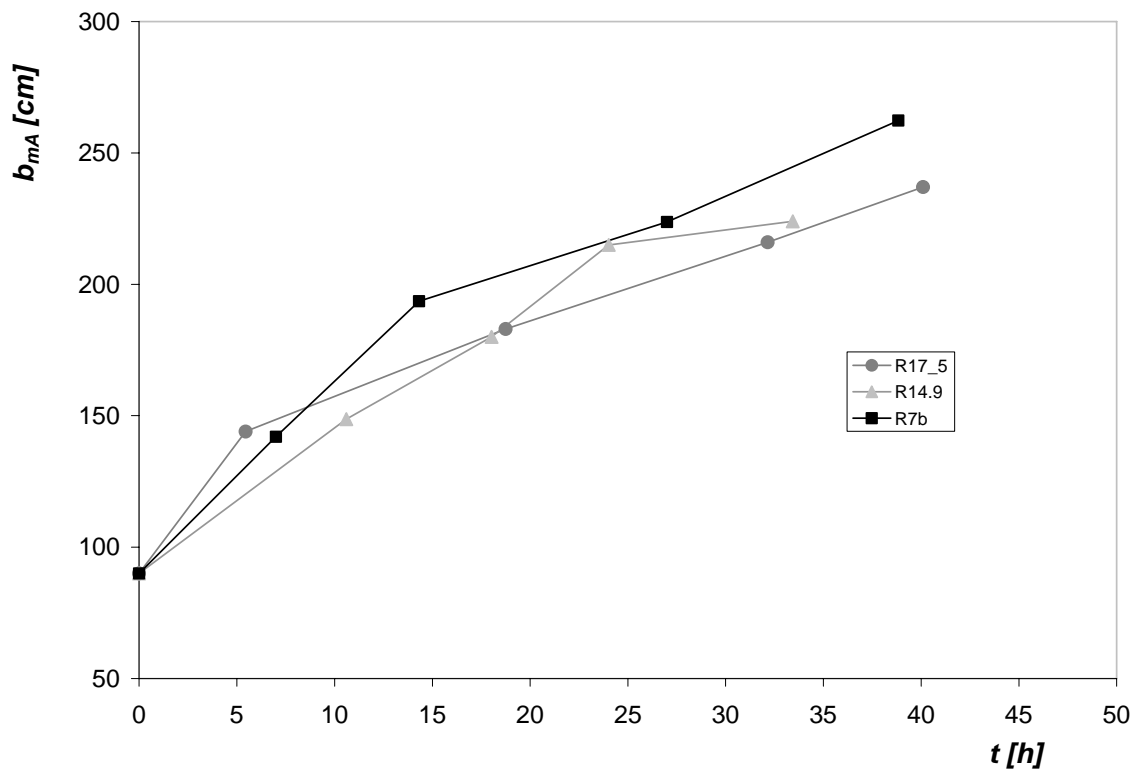


Abb. 8.9: Zeitliche Entwicklung der mittleren Breiten  $b_{mA}$  in den Versuchen R17.5, R14.9 und R7 von BRÄNDLI (2003). Unabhängig von den Ausgangskrümmungsradien ergab sich bei den drei Versuchen eine ähnliche Breitenentwicklung.

Mit der Gleichung (5.6) wurde die in Abhängigkeit der Zeit zu erwartende mittlere Breite für die Randbedingungen der Versuche R17.5, R14.9 und R7 berechnet. Abb. 8.10 (links) zeigt den Vergleich der zu verschiedenen Zeitpunkten gemessenen und mit Gleichung (5.6) berechneten mittleren Breiten. Dabei ist ersichtlich, dass mit dieser Gleichung die Daten zwar mit einer Genauigkeit von  $\pm 25\%$  reproduziert werden können, tendenziell die mittlere Sohlenbreite aber etwas unterschätzt wird. Ein ähnliches Resultat liefert der Vergleich mit den gemessenen und mit der Gleichung (5.8) berechneten Werte für die maximalen Sohlenbreite (Abb. 8.10, rechts). In diesem Fall ist die Streuung der Daten etwas grösser, so dass die Werte bis auf  $\pm 35\%$  genau reproduziert werden können.

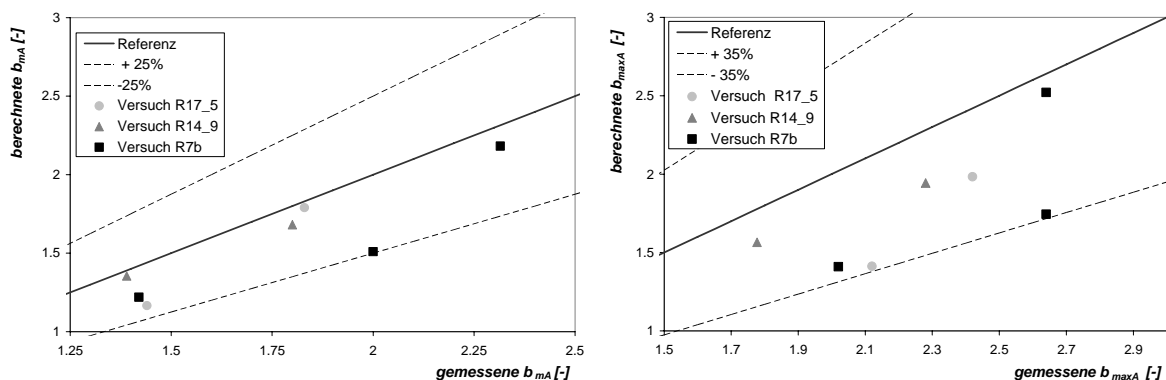


Abb. 8.10: Vergleich zwischen den gemessenen und mit den Gleichungen (5.6) resp. (5.8) berechneten mittleren (links) und maximalen (rechts) Gerinnebreiten. Die Breiten aus den Versuchen von BRÄNDLI (2003) lassen sich mit einer Genauigkeit von  $\pm 25\%$  ( $b_{mA}$ ) resp.  $\pm 35\%$  ( $b_{maxA}$ ) reproduzieren. Allerdings werden die gemessenen Werte mit den getesteten Gleichungen leicht unterschätzt.

Der Vergleich der gemessenen und berechneten Werten zeigt, dass mit der Gleichungen (5.6) und (5.8) die zeitlichen Entwicklung der mittleren und maximalen Breiten in einem zu Beginn mäandrierenden Gerinne mit einer akzeptablen Genauigkeit abgeschätzt werden kann. Zur Abklärung der festgestellten leichte systematische Unterschätzung der Werte besteht Bedarf an weiteren Untersuchungen.

## 8.4. Versuche an der TU München zu eigendynamischer Aufweitung durch Seitenerosion

### 8.4.1. Modellversuch „Weiches Ufer“

Im Rahmen des Projektes „Weiches Ufer“ wurden an der Versuchsanstalt für Wasserbau und Wasserwirtschaft der TU München in Obernach (VAO) umfangreiche physikalischen Modellversuche zum Thema „eigendynamische Gewässerentwicklung im voralpinen Raum“ durchgeführt (NIEDERMEYER & AUFLEGER 2004, AUFLEGER ET AL. 2005). Ziel dieses Projekts war es, Planungsgrundlagen für flussbauliche Massnahmen an den Unterläufen der Flüsse

Iller und Isar zu schaffen. In den Modellversuchen wurden daher die morphologischen Gegebenheiten dieser Flussabschnitte nachgebildet. Dabei wurde das für diese Flussabschnitte typische kiesige Sohlenmaterial im Modell durch eine Sandmischung ( $d_m = 1.2$  mm,  $d_{90} = 2.0$  mm,  $\sigma = 2.3$ ) nachgebildet. Dies entspricht einem Modellmassstabfaktor  $\lambda$  von 20 für die untersuchten Flüsse (AUFLEGER ET AL. 2005). In den Versuchen wurden die in diesen Flussabschnitten vorhandenen Sohlengefälle  $J$  von 0.085% (Isar) und von 0.155% (Iller) berücksichtigt. In Tabelle 8.3 sind die wichtigsten Parameter aufgelistet, die im Rahmen der Versuche berücksichtigt wurden.

	Iller	Isar
$Q$ [m <sup>3</sup> /s]	570	435
$J_0$ [-]	0.00155	0.00085
$b_0$ [m]	45-65	65
$d_m$ [mm]	16.4	21

Tab. 8.3: *Angaben zum Abfluss, Breite, Sohlengefälle und mittleren Korndurchmesser bei den Flussabschnitte der Iller und der Isar, die in den Untersuchungen der TUM berücksichtigt wurden (AUFLEGER ET AL. 2005).*

Die Modellversuche wurden in einer 100 m langen und 8 m breiten Laborrinne durchgeführt. Ausgehend von einem geraden Gerinne mit ebener Sohle und konstanter Breite  $b_0$  wurde in mehreren Versuchsreihen die eigendynamische Verbreiterung des Gerinnes durch Seitenerosion bis zum Erreichen eines stabilen Zustand mit einer Endbreite  $b_{End}$  beobachtet, vermessen und ausgewertet. Dabei wurden vor allem bordvolle Abflussbedingungen berücksichtigt und die Versuche wurden ohne Sedimentzugabe durchgeführt.

In fast allen Versuchen wurde der gleiche Prozess der eigendynamischen Entwicklung des Gerinnes beobachtet. Kurz nach Versuchsbeginn wurden die Ufer über die gesamte Gerinnelänge stark erodiert. Innerhalb maximal 27 Stunden (ca. 5 Naturtagen) war der Verbreiterungsprozess abgeschlossen. Die Ufer wurden nicht mehr erodiert und die Breite des Gerinnes veränderte sich nicht mehr (Abb. 8.11). Die Anpassung des Längsgefälles an die neuen Randbedingungen fand hingegen deutlich langsamer statt. Weil die Versuche ohne Sedimentzugabe durchgeführt wurden, vertiefte sich während eines Versuches trotz der Gerinneverbreiterung die Sohlenlage kontinuierlich ein, bis der Gleichgewichtszustand für die neuen Randbedingungen erreicht wurde. In Tab. 8.4 sind die Ausgangsparameter einzelner Versuche sowie Angaben über die gemessene Breite und Sohlengefälle am Ende dieser Versuche aufgelistet. In den verschiedenen Veröffentlichungen zu diesen Arbeiten werden alle Angaben in Naturgröße angegeben. Diese wurden in Modelgrößen umgerechnet, um die Resultate aus diesen Versuchen mit den eigenen Daten besser vergleichen zu können.





Abb. 8.11: Aufnahmen beim Versuch A1: links) 5 Stunden (1 Naturtag) nach Versuchsbeginn; rechts) nach 27 Stunden (5 Naturtage), als die Gerinnebreite stabil wurde. (Aus VAO 2002).

	Versuchsreihe	$Q$ [l/s]	$b_0$ [m]	$J_0$ [-]	$b_{End}$ [m]	$J_{End}$ [-]
Iller	1	0.1156	1.53	0.00156	2.83	0.00055
	6	0.29	3.25	0.00155	4.2	0.0005
Isar	5	0.243	3.25	0.00085	4.1	0.0004
	7	0.5	4.3	0.00085	6	0.0002
	7	0.243	3.25	0.00085	4.15	0.0006
	7	0.139	2.6	0.00085	3.2	0.00085

Tab. 8.4: Ausgangsparameter sowie Gleichgewichtsbreite und Endgefälle der Versuche an der TU München (Aus VAO 2002).

#### 8.4.2. Vergleich mit den Resultaten aus eigenen Untersuchungen

In den Versuchen der TU München erreichte das Gerinne rasch durch Seitenerosion einen Endzustand mit stabilen Uferböschungen über die gesamte Gerinnelänge. Danach veränderte sich die Breite nicht mehr. Es wird vermutet, dass es sich in diesem Fall in erster Linie um eine Verbreiterung durch primäre Seitenerosion handelt. Darauf deuten folgende Beobachtungen hin:

Bei den Versuchen im Modell „Weiches Ufer“ stellten sich Endbreiten ein, die für die unterschiedlichen Randbedingungen zwischen den Werten 2.8 bis 6 m schwankten (Tab. 8.4).

Die zu erwartende Gleichgewichtsbreite infolge primärer Seitenerosion  $b_{eq1}$  wurde für die Randbedingungen der TUM Versuche mithilfe der Gleichung (2.4) berechnet. Abb. 8.12 zeigt den Vergleich der so berechneten Werte für  $b_{eq1}$  mit den gemessenen Endbreiten  $b_{End}$ . Es ist ersichtlich, dass sich die Werte sehr gut entsprechen. Somit kann davon ausgegangen werden, dass in den Versuchen die Gleichgewichtsbreite infolge primärer Ufererosion erreicht wurde.

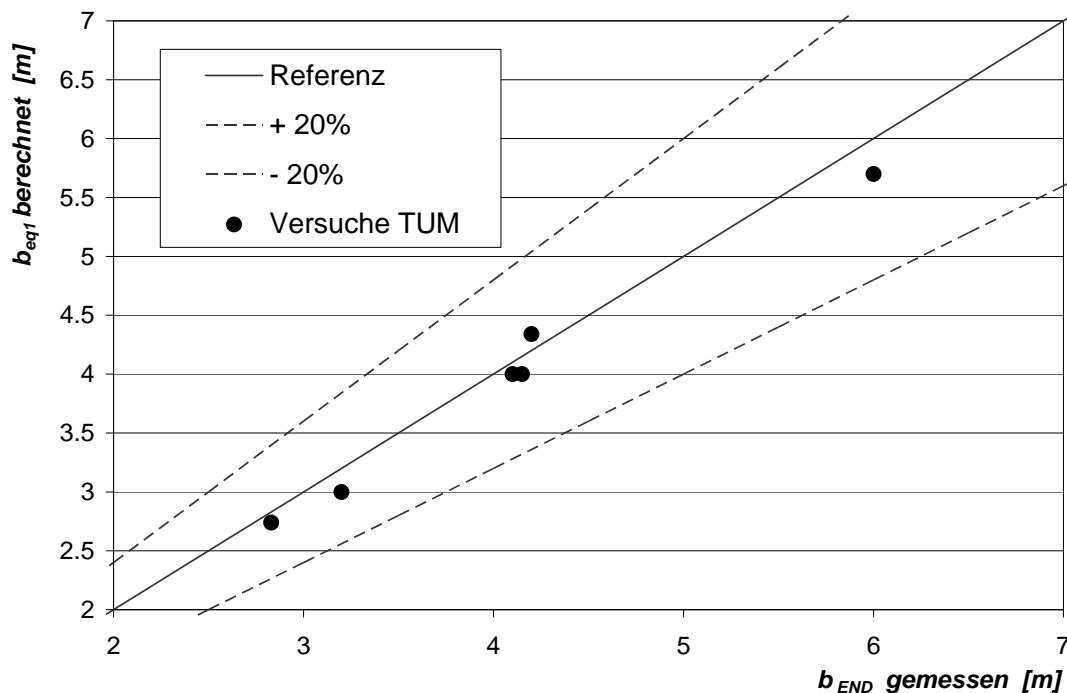


Abb. 8.12: Vergleich in den Versuchen ermittelter Endbreiten  $b_{END}$  mit den nach Gleichung (2.4) zu erwartenden Gleichgewichtsbreiten infolge primärer Seitenerosion  $b_{eq1}$ . Die berechneten Werte von  $b_{eq1}$  decken sich mit den beobachteten Endbreiten.

Nach Erreichen der Gleichgewichtsbreite fand in den Versuchen keine weitere Seitenerosion mehr statt. Eine sekundäre Seitenerosion, die zur Gerinneverformungen geführt hätte, trat nicht ein. Die Gleichungen zur Abschätzung der Gerinnebreite infolge sekundärer Seitenerosion können daher nicht mit den Daten aus diesen Untersuchungen überprüft werden.

Jedoch können die möglichen Gründe für die in diesen Versuchen ausgebliebene sekundäre Seitenerosion mithilfe der im Rahmen dieser Arbeit gewonnenen neuen Erkenntnisse diskutiert werden.

Aus der bisherigen Analyse wurde festgestellt, dass der Prozess der sekundären Seitenerosion durch die Bildung morphologischer Strukturen ausgelöst wird. In den Versuchen der TU München bildeten sich bei der Breite  $b_{End}$  keine Strukturen. Die Gerinnesohle blieb eben und deshalb wurden die Ufer nicht weiter erodiert. Es stellt sich nun die Frage, warum die Bildung

von Bankstrukturen ausblieb. Einer der Gründe ist, dass die Versuche ohne Sedimentzugabe durchgeführt wurden. Wie früher bereits diskutiert, kann der Mangel am Geschiebe zum Ausbleiben der Bildung von Bänken führen. Andererseits kann es auch sein, dass das Gerinne mit der neuen Breite  $b_{End}$  immer im Bereich der „geraden Gerinnen mit ebener Sohle“ einzuordnen ist. In diesem Fall würden sich keine morphologischen Strukturen bilden, auch wenn eine grössere Sedimentzufuhr vorhanden wäre. In Abb. 8.13 ist das Grenzkriterium von DA SILVA (1991) mit den Datenpunkten aus den Versuchen der TUM dargestellt. Daraus ist ersichtlich, dass sich das Gerinne in allen Fällen für  $b = b_{End}$  immer noch im Übergangsbereich zwischen den geraden Gerinnen mit ebener Sohle und alternierenden Bänken befindet. In der Abbildung sind zusätzlich die Datenpunkte aus den eigenen Versuchen eingetragen. Die Datenpunkte im Übergangsbereich zum geraden Gerinne (ausgefüllte Quadrate und Kreise in Abb. 8.13) repräsentieren Situationen, bei welchen sich trotz Geschiebeführung keine Bänke gebildet haben. In den eigenen Versuchen bildeten sich die Morphologien bei deutlich grösseren Verhältnisse von  $b/h$ . Die entsprechenden Datenpunkte befinden sich im Diagramm nicht mehr im Übergangsbereich zum geraden Gerinne, sondern deutlich im Bereich alternierender Bänke (Hohlquadrate und Hohlkreise in Abb. 8.13). Eine Ausnahme davon bilden die Versuche 2\_2 und 2\_4, in welchen sich trotz eines grösseren Verhältnisses von  $b/d_m$  durch die Abpflasterungsschicht in Ufernähe keine Bankstrukturen im Gerinne bildeten (Kreuze in Abb. 8.13).

Vergleicht man die Datenpunkte der eigenen Versuche mit jenen der TUM, so ist fraglich, ob sich in den Versuchen der TUM Bänke gebildet hätten, selbst wenn die Versuche mit Geschiebezugabe durchgeführt worden wären. Aufgrund der obigen Ausführungen ist davon auszugehen, dass erst bei grösseren Gerinnebreiten Bankstrukturen auftreten würden.

Ein weiterer Grund für das Ausbleiben von Morphologien könnte die Bildung einer Pflasterungsschicht in Ufernähe sein, durch welche die gesamte eigendynamische Entwicklung beeinflusst wurde. Die in den Versuchen der TUM verwendete Kiesmischung weist eine breite Kornverteilung auf ( $\sigma=2.3$ ), so dass die Bildung einer Pflasterungsschicht grundsätzlich möglich ist. In den entsprechenden Veröffentlichungen können keine Hinweise dazu gefunden werden, ob sich in Ufernähe eine gröbere Deckschicht gebildet hatte. Daher ist davon auszugehen, dass dies nicht beobachtet wurde. Allerdings ist die verwendete Kiesmischung mit einer Standardabweichung von  $\sigma=2.3$  weniger breit verteilt als die Kiesmischungen der eigenen Versuchen ( $\sigma_1=3.28$ ,  $\sigma_2=2.7$ ), so dass eventuell die sich bildende Deckschicht in den Versuchen der TUM nicht so deutlich sichtbar war wie in den eigenen Versuchen. Auf Abb. 8.11 ist ersichtlich, dass der Sedimenttransport in den Versuchen nicht über die gesamte Gerinnebreite stattfand, sondern dass sich die Transportzonen auf einen schmalen Bereich in der Gerinnemitte konzentrierten. Auf der Basis der Beobachtungen in den eigenen Versuche, könnte dieses eine Indiz dafür sein, dass in Ufernähe dennoch eine gewisse Vergrößerung vorhanden war, durch welche der Sedimenttransport auf einen reduzierten Bereich in Gerinnemitte konzentriert wurde. Dies könnte ein weiterer Grund dafür sein, warum sich keine Mor-

phologien in den Versuchen bildeten, denn diese reduzierte Breite (kleiner als die gesamte Breite) ist entscheidend für die Bildung neuer Bankstrukturen.

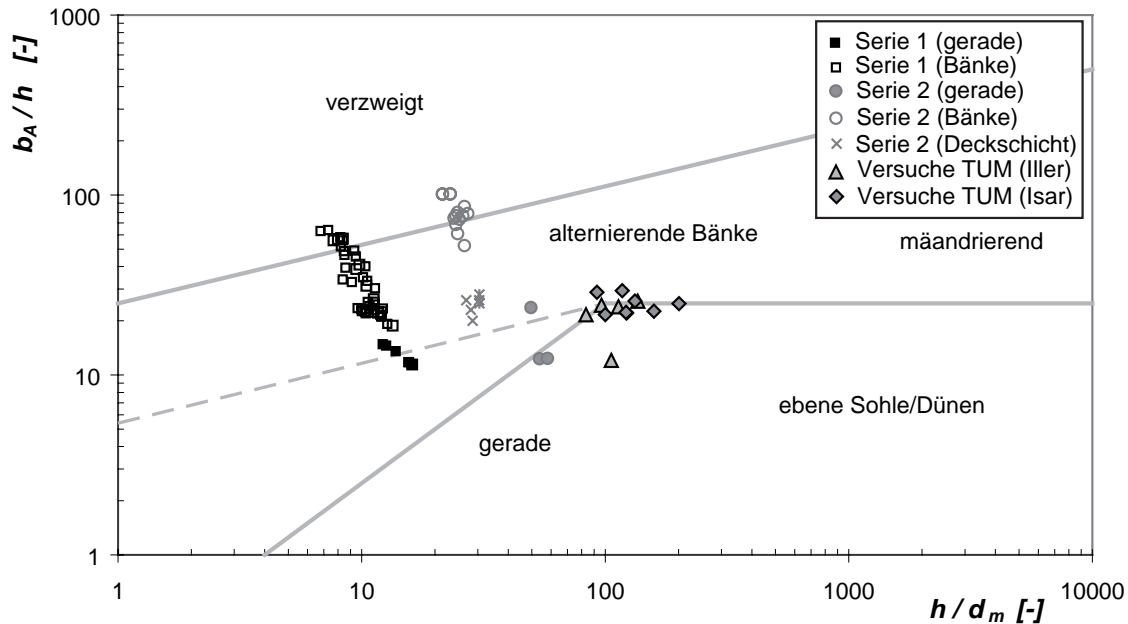


Abb. 8.13: Abgrenzungskriterium nach DA SILVA (1991) mit Modifikation nach ZARN (1997) und mit den Datenpunkten aus den Versuche der TUM sowie den eigenen Versuchen. Im Gegensatz zu den eigenen Versuchen liegen die Datenpunkte der TUM hauptsächlich im Übergangsbereich von geraden Gerinnen mit ebener Sohle und alternierenden Bänken.

## 8.5. Vergleich mit Naturdaten

### 8.5.1. Aufweitung in der mittleren Aue an der Töss

Mit Beginn der Industrialisierung im 19. Jahrhundert und der damit verbundenen verstärkten Besiedlung wurde die Töss durch starke Korrekturmaßnahmen in ihrer Dynamik und natürlichen Entwicklung weitestgehend eingeschränkt (Abb. 8.14, oben). Heute wird die Töss im Rahmen des Unterhalts- und Entwicklungskonzepts „Töss im Leisental“ abschnittsweise saniert und – wo es der Raum erlaubt – dem Fluss eine natürliche Flusssdynamik zurückgegeben. In diesem Zusammenhang wurde 2001 in der sogenannten mittleren Aue bei Leisental eine eigendynamische Aufweitung realisiert. Der Uferschutz wurde entfernt und in der Gerinnettmittle wurde eine markante Insel erstellt, die als Strömungsabweiser die Seitenerosion und somit die Auenentwicklung auslösen soll (Abb. 8.14, unten).

Seit Realisierung der Aufweitung sind fünf Hochwasser aufgetreten, deren Abflussspitzen vier Mal den Wert vom  $HQ_2$  ( $80 \text{ m}^3/\text{s}$ ) sowie ein Mal dem Wert vom  $HQ_5$  ( $120 \text{ m}^3/\text{s}$ ) erreichten. Dabei verbreiterte sich der Fluss von 20-22 m auf 30-35 m. Danach sind keine weiteren

Erosionen aufgetreten. In dieser Zeit haben sich in der aufgeweiteten Flussstrecke keine Bänke gebildet und in Ufernähe ist die Sohlenoberfläche mit der Zeit deutlich grobkörniger geworden. Im Juli 2008 konnte in einer Flussbegehung an der Töss in Ufernähe jeweils eine ca. 4 m breite Zone mit einer groben Deckschicht beobachtet werden (Abb. 8.14). Gemäss MARTI & OPLATKA (in Vorb.) ist die bisherige Breitenentwicklung an der Töss eher bescheiden. Ihren Angaben nach hätte man erwartet, dass sich die Töss infolge der aufgetretenen Hochwasserereignissen mindestens auf 53 bis 65 m verbreitern würde.

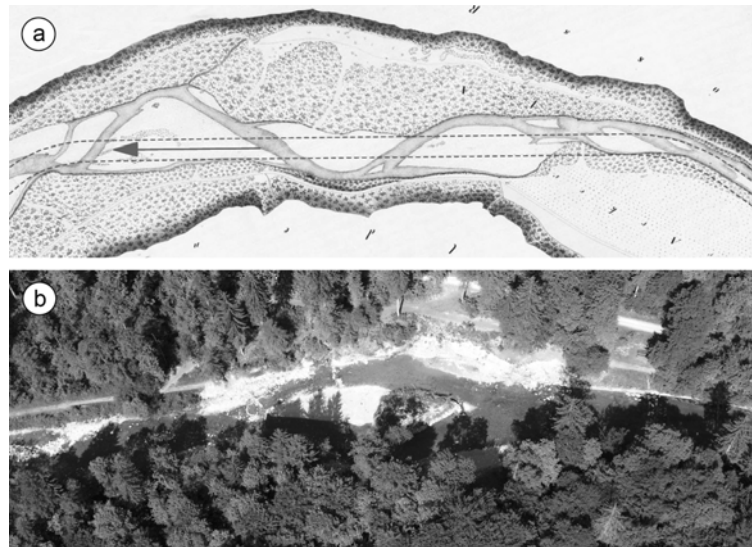


Abb. 8.14: Töss in der mittleren Aue: oben) Plan der Tösskorrektion, wobei die ursprünglichen verzweigten Strukturen sowie der Verlauf der Korrektur sichtbar sind; unten) Fotoaufnahme des entsprechenden Ausschnitts mit der 2001 erstellten Insel (Aus MARTI & OPLATKA (in Vorb.)).



Abb. 8.15: Linke Uferböschung der Töss in der mittleren Aue. Deutlich sichtbar ist die Abpflasterung in Ufernähe.

Die bisher geringe Breitenentwicklung der Töss in den betrachteten Flussabschnitten lässt sich wie folgt erklären:

Nach Entfernung der Uferbefestigungen fand eine erste Verbreiterung der Töss statt, wobei eine Breite von 30-35 m erreicht wurde. Gemäss Gleichung (2.4) ergibt sich für die Randbedingungen in der betrachteten Flussstrecke ( $Q = 80-120 \text{ m}^3/\text{s}$ ,  $d_m = 27-35 \text{ mm}$ ) eine Gleichgewichtsbreite infolge primärer Ufererosion von 30 bis 40 m. Diese Werte entsprechen der Bandbreite der aktuellen Breite in der aufgeweiteten Strecke. Man kann also davon ausgehen, dass an der Töss eine erste Verbreiterung durch primäre Seitenerosion stattgefunden hat, anschliessend die Uferböschungen aber stabil blieben.

Zur Auslösung der sekundären Seitenerosion und weiteren eigendynamischen Entwicklung sind gemäss den bisherigen Erkenntnissen morphologische Bankstrukturen notwendig. Diese bildeten sich aber bisher an der Töss nicht. Es stellt sich daher die Frage, ob sich bei der vorhandenen Breite ( $b = 30-35 \text{ m}$ ) Bänke bilden können. Dieses lässt sich mit dem morphologischen Diagramm nach DA SILVA (1991) beurteilen. Abb. 8.16 zeigt dieses Diagramm mit den für die Töss berechneten Verhältnissen von  $b/h$  und  $h/d_m$ . Dabei wurde zwischen der ursprünglichen Breite (20-22 m) und der aktuellen Breite (30-35 m) unterschieden. Die Berechnung der mittleren Abflusstiefen erfolgte für ein  $HQ_2$  und ein  $HQ_5$  mit dem Ansatz nach STRICKLER (1923) für die ursprüngliche Breite und mit dem Ansatz nach Marti (2006) für die aufgeweiteten Flussstrecke. In der Abbildung ist ersichtlich, dass sich die Datenpunkte für die aktuelle Aufweitung in einem Bereich befinden, wo sich morphologische Strukturen grundsätzlich bilden können. Allerdings muss ein weiterer Faktor berücksichtigt werden: In der aufgeweiteten Flussstrecke hat sich in Ufernähe jeweils eine ca. 4 m breite grobe Deckschicht gebildet. Diese sieht der Pflasterungsschicht ziemlich ähnlich, die in den Versuchen (2\_2 und 2\_4) dieser Arbeit beobachtet wurde. Gemäss den Erkenntnissen aus den eigenen Untersuchungen findet infolge dieser gröberen Deckschicht in Ufernähe der Sedimenttransport auf einer reduzierten Breite statt. Diese kleinere Breite ist dann für die Bildung von Morphologien entscheidend. Im Diagramm von DA SILVA (1991) liegen die entsprechenden Datenpunkte unter Berücksichtigung einer reduzierten Breite  $b_r$  von 22 bis 28 im Übergangsbereich zum geraden Gerinne (Dreiecke in Abb. 8.16). Deshalb ist wenig wahrscheinlich, dass sich in der betrachteten Flussstrecke bei der aktuell vorhandenen Sohlenbreite Bankstrukturen bilden werden.

Darüber hinaus sollte nicht vergessen werden, dass die aktuelle Geschiebeführung an der Töss infolge der stark verbauten Seitenflüsse relativ gering ist (MARTI & OPLATKA (in Vorb.)). Wegen des vorhandenen Geschiebedefizits ist die Wahrscheinlichkeit, dass sich selbst bei grösseren Breitenverhältnissen die erwünschten Bankstrukturen bilden, relativ klein.



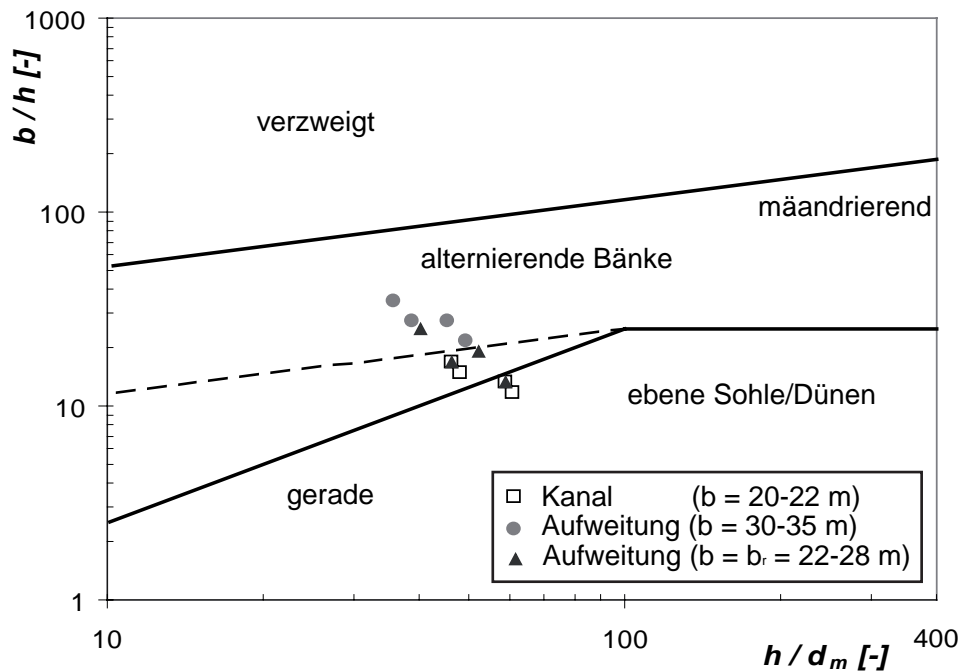


Abb. 8.16: Abgrenzungskriterium nach DA SILVA (1991) mit der Modifikation nach ZARN (1997) und mit den Datenpunkten für die Töss: Unterschied wird zwischen der ursprünglichen Kanalstrecke mit  $b = 20-22$  m (Quadrate), der aktuellen aufgeweiteten Strecken mit  $b = 30-35$  m (Kreise) sowie mit der reduzierten Breite  $b_r = 22$  bis  $28$  m (Dreiecke).

Die bisher bescheidene Breitenentwicklung an der Töss infolge fehlender morphologischer Strukturen lässt sich nicht nur mit dem geringen Geschiebeaufkommen erklären. Es konnte gezeigt werden, dass die gröbere Deckschicht, die sich in Ufernähe gebildet hat, einen zusätzlichen Einfluss hat. Mit einer transportwirksamen Breite von 22 bis 28 m ist die Flussstrecke noch nicht breit genug, damit sich Bankstrukturen bilden können. Damit lassen sich die Erkenntnisse bestätigen, die hinsichtlich des Einflusses einer Pflasterungsschicht auf die Entwicklung der Seitenerosion im Rahmen dieser Arbeit gewonnen wurden.

Da der Prozess der sekundären Seitenerosion an der Töss bisher nicht aufgetreten ist, können die Ansätze zur Beschreibung der zeitlichen Entwicklung der mittleren Breiten an diesem Beispiel nicht getestet werden.

### 8.5.2. Seitenerosion im August 2005 an der Engelberger Aa

Beim Hochwasser von August 2005 waren an der Engelberger Aa mehrere Stellen zu finden, an denen Seitenerosion aufgetreten ist. Am ausgeprägten waren die Abschnitte im Bereich der Fluss-km 7.45 bis 8.15, Fluss-km 12.35 bis 13.0 (Abb. 1.3) sowie Fluss-km 13.85 bis 14.05 betroffen (Abb. 8.17). Exemplarisch ist für die letzt genannte Strecke ein Querprofil in der durch Seitenerosion verbreiterten Flussstrecke dargestellt (Abb. 8.18). Zusätzlich sind die Längsprofile der mittleren Sohlenlage sowie der mittleren Flussbettbreite vor und nach dem Hochwasserereignis in Abb. 8.19 dargestellt. Daraus ist die Gerinneverbreiterung infolge Seitenerosion deutlich zu erkennen. Die Ereignisse wurden von WYRSCH (2007) gut dokumentiert, so dass sich die aufgetretenen maximalen Erosionsgeschwindigkeiten ermitteln liessen.





Abb. 8.17: Seitenerosionsstelle Engelberger Aa bei km 13.85 – 14.05. Der ursprüngliche Uferverlauf ist weiss markiert (Bild: Niederer+Pozzi Umt AG, September 2005) (WYRSCH 2007).

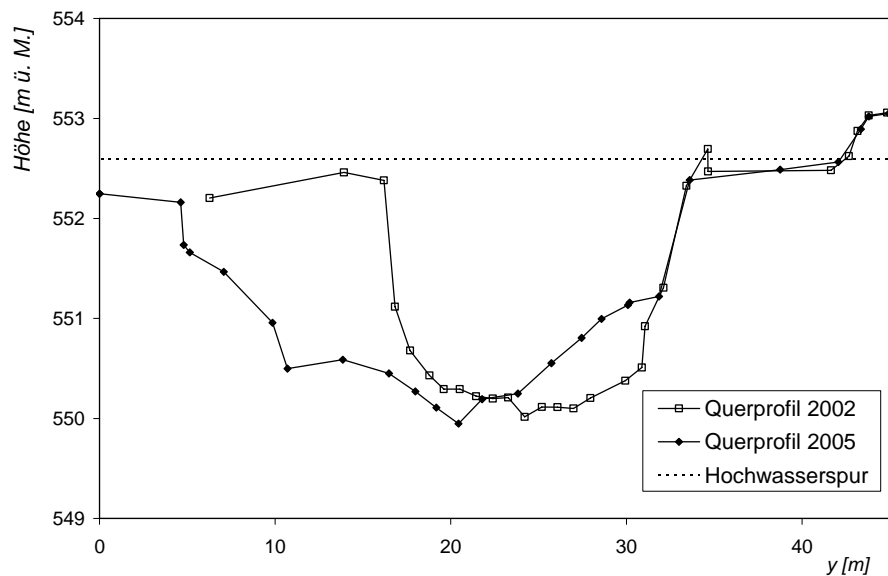


Abb. 8.18: Querprofilaufnahme an der Engelberger Aa (Fluss-Km 14.0) vor und nach dem Hochwasserereignis vom August 2005 (aus WYRSCH 2007).

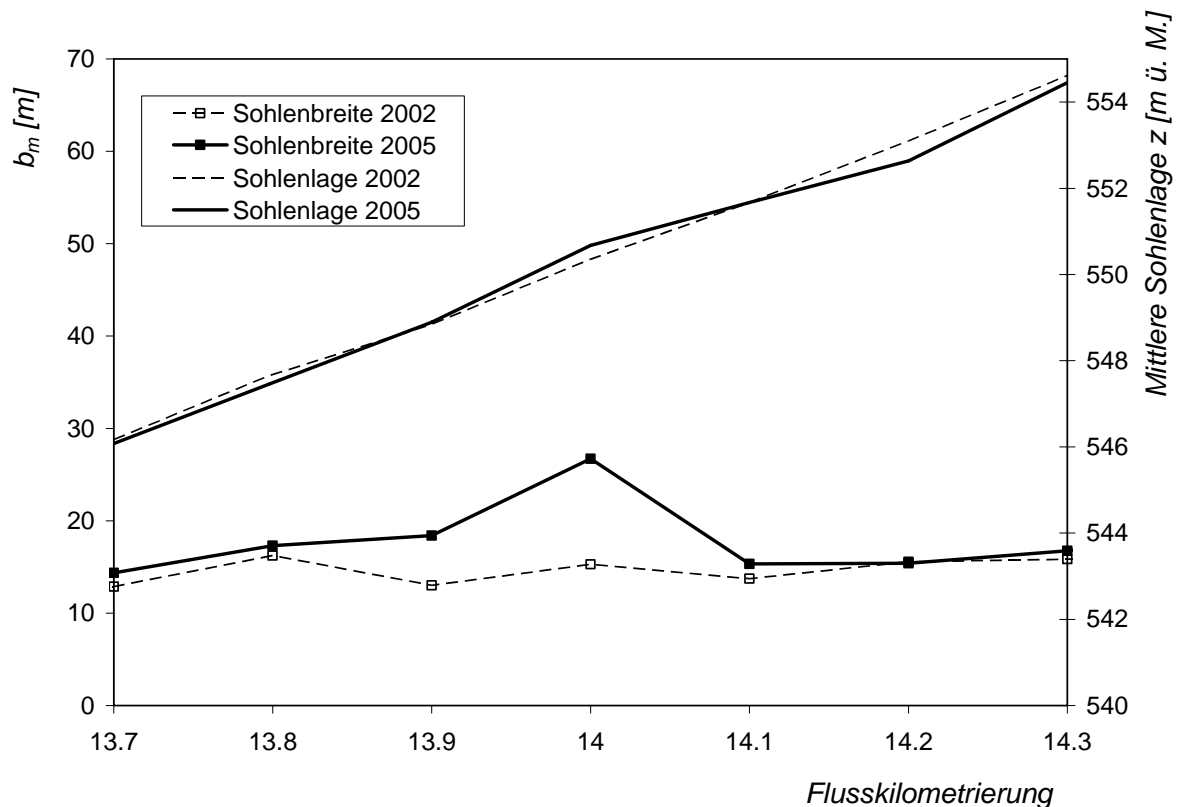


Abb. 8.19: Längenprofil der mittleren Sohlenlage sowie der Flussbettbreite an der Engelberger Aa (Fluss- Km 13.85 – 14.05) vor und nach dem Ereignis (aus WYRSCH 2007).

Zur Berechnung der an der Engelberger Aa aufgetretenen maximalen Erosionsgeschwindigkeit wurde die maximale Erosion  $\Delta y_{max}$  aus dem Längenprofil der mittleren Sohlenbreite in Abb. 8.18 ermittelt. Die Dauer des eigentlichen Seitenerosionsereignisses ist allerdings schwierig abzuschätzen. Es ist aber davon auszugehen, dass die Erosion während der Zeit des maximalen Abflusses  $Q_{max}$  der Abflussganglinie am grössten war. Aus der Abflussganglinie wurde die Dauer der Abflussspitze  $\Delta t_{max}$  ermittelt (Abb. 8.20). Die maximale Erosionsgeschwindigkeit lässt sich dann wie folgt bestimmen:

$$V_{E_{max}, Natur} = \frac{\Delta y_{max}}{\Delta t_{max}} \quad (8.1)$$

Die auf diese Weise abgeschätzte  $V_{E_{max}, Natur}$  sowie die dafür erforderliche Angaben über die maximale Erosion  $\Delta y_{max}$  und die abgeschätzte Dauer  $\Delta t_{max}$  der Seitenerosion sind für die drei zu betrachtenden Flussstrecken der Engelberger Aa in Tab. 8.5 aufgelistet. Nach dieser Berechnung schwankten die maximalen Erosionsgeschwindigkeiten, die an der Engelberger Aa beim Hochwasser von August 2005 auftraten, zwischen 1.85 und 2.5 m/h.

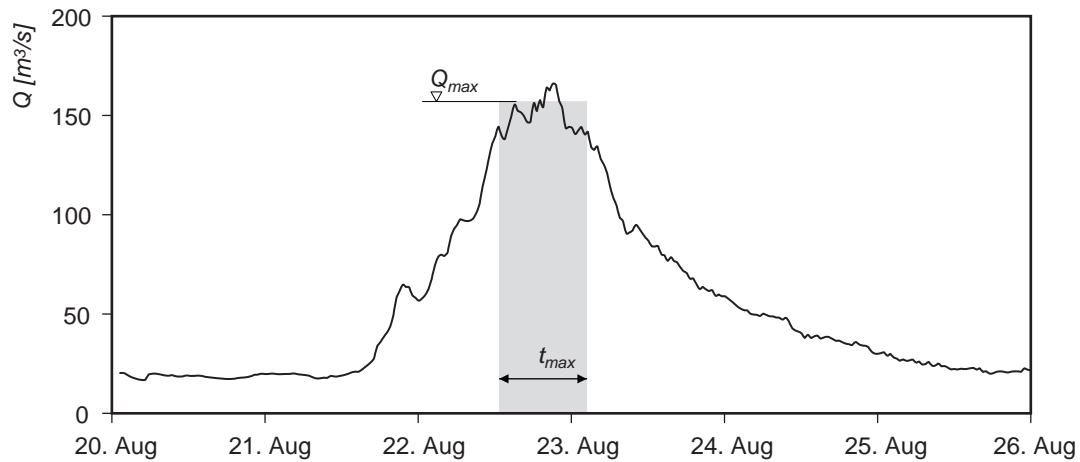


Abb. 8.20: Abflussganglinien während des Hochwassers von August 2005 an der Engelberger Aa (Fluss- Km 13.85 – 14.05). (Quelle: BAFU)

Fluss- km	$b_0$	$d_m$	$J_0$	$Q_{max}$	$\Delta t_{max}$	$b_{mA}$	$\Delta y_{max}$	$V_{E_{max,Natur}}$
	[m]	[m]	[-]	[m <sup>3</sup> /s]	[h]	[m]	[m]	[m/h]
7.6-8.6	20	0.096	0.009	200	10	32	20	2
12.0-13.2	13	0.085	0.0108	166	8	25	18	2.25
13.3-14.4	15	0.078	0.015	160	12	23	15	1.25

Tab. 8.5: Ausgewählten Kenndaten der Engelberger Aa bei den drei betrachteten Flussabschnitten (Fluss – km 7.6-8.6, 12.0-13.2 und 13.3-14.4) und ermittelten maximalen Erosionsgeschwindigkeiten  $V_{E_{max,Natur}}$  (Gl. 8.1).

Anschliessend wird die Grössenordnung der in Natur und in Modell ermittelten maximalen Erosionsgeschwindigkeiten miteinander verglichen. Gemäss der Ausführungen im Kapitel 3.4.1 lässt sich das Sohlenmaterial der 3 Flussabschnitten an der Engelberger Aa mit der Kiesmischung der Serie 1 am besten nachbilden (Modellmassstabfaktor  $\lambda = 25$ ). Auch ergibt sich aus der Berechnung des Parameters  $E$  für die Engelberger Aa einen Wertebereich von 63-200 (Kap. 7.4), was relativ gut dem Wertebereich von  $E$  für die Versuchserie 1 entspricht.

In der Versuchsserie 1 traten maximalen Erosionsgeschwindigkeiten von 0.25 bis 2.5 cm /min auf, was in der Natur ( $\lambda = 25$ ) einer Bandbreite von 0.8 bis 7.5 m/h entspricht. Die ermittelten Werte von  $V_{E_{max}}$  aus der Natur (1.25 -2.0 m/h) befinden sich innerhalb der Bandbreite von  $V_{E_{max}}$  aus dem Modell (0.8 – 7.5 m/h).

### 8.5.3. Seitenerosion im August 2005 an der Muota bei Muotatal

Das Hochwasser von August 2005 verursachte an der Muota an mehreren Stellen Seitenerosionen, wobei der Fluss manchenorts seine Flussbettbreite verdoppelte. Die grösste Seitenerosionsstelle findet sich zwischen Fluss-km 13.1 und 13.3 (in der Nähe des Dorfes Muotatal). Die

Abbildungen 8.21 bis 8.22 geben einen guten Eindruck von dem Ausmass des Seitenerosionsereignisses.



Abb. 8.21: Seitenerosionsstelle an der Muota (Fluss-km 13.1 – 13.3). Der ursprüngliche Uferverlauf ist weiss markiert (Bild: Beffa Tognacca GmbH) (Aus WYRSCH 2007).

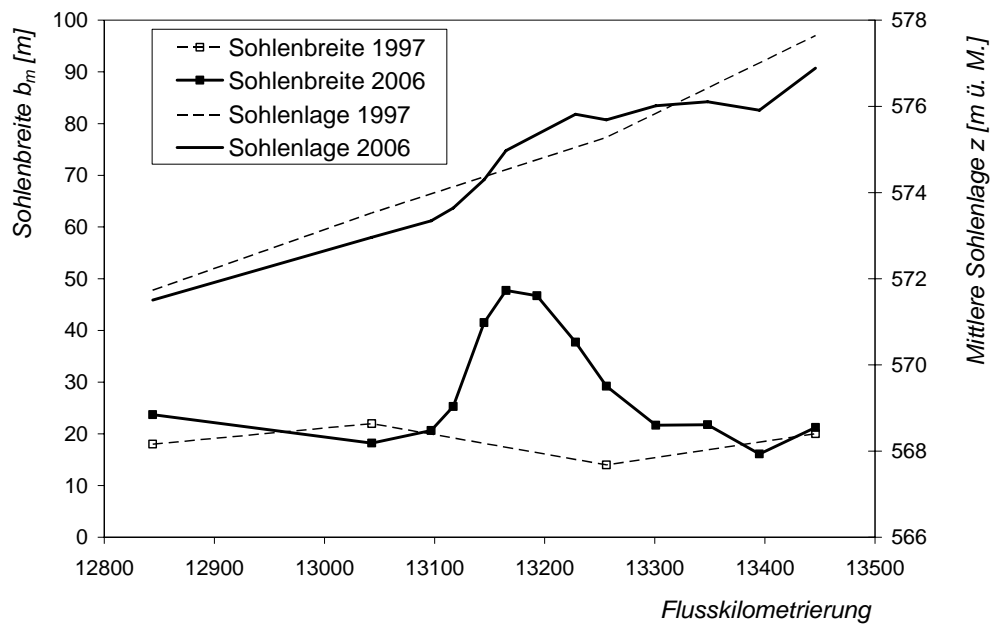


Abb. 8.22: Längenprofil der mittleren Sohlenlage sowie der Flussbettbreite an der Muota (Fluss-km 12.8 – 13.5) vor und nach dem Ereignis (Aus WYRSCH 2007).

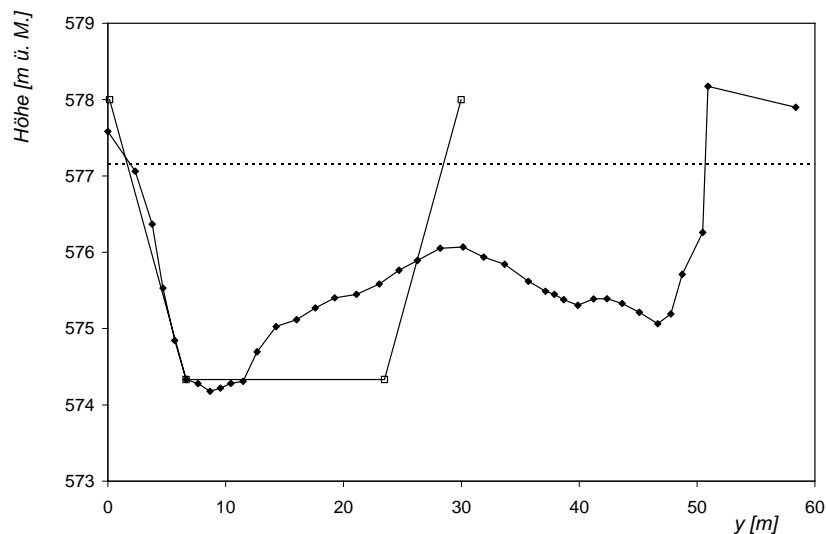


Abb. 8.23: Querprofilaufnahmen an der Muota (Fluss-km 13.2) vor und nach dem Hochwasserereignis (Aus WYRSCH 2007).

Analog wie für die Engelberger Aa wurde für die Muota mit Hilfe der vermessenen Punkte sowie der hydrologischen Daten (Anhang F) die Grössenordnung der während des Ereignisses aufgetretenen maximalen Erosionsgeschwindigkeit ermittelt. Daraus resultierte ein Wert von  $V_{E_{max}} = 3.4 \text{ m/h}$  (Tab. 8.6).

Fluss- km	$b_0$ [m]	$d_m$ [m]	$J_0$ [-]	$Q_{max}$ [m <sup>3</sup> /s]	$\Delta t_{max}$ [h]	$b_{mA}$ [m]	$\Delta y_{max}$ [m]	$V_{E_{max}, Natur}$ [m/h]
13.1-13.3	17	0.12	0.0115	315	8	42	27	3.4

Tab. 8.6: Ausgewählten Kenndaten der Muota bei Fluss –Km (13.1-13.3) und ermittelten maximalen Erosionsgeschwindigkeiten  $V_{E_{max}, Natur}$  (Gl. 8.1).

Für die Mouta ergibt sich gemäss der Berechnung mit der Gleichung (7.4) ein Wertebereich von  $E = 170-190$ . D.h., diese Flussstrecke an der Muota lässt sich am besten mit den Versuche der Serie 1 vergleichen, wobei für die Übertragung ein Massstabfaktor von  $\lambda = 35$  verwendet werden kann ( Kap. 3.4.1). Aus einem Massstabfaktor von  $\lambda = 35$  resultiert eine Bandbreite der aus dem Modell umgerechneten  $V_{E_{max}}$  von 1.0 bis 8.8 m/h. Der aus den Naturdaten ermittelte Wert von  $V_{E_{max}, Natur}$  (3.4 m/h) liegt innerhalb dieser Bandbreite.

#### 8.5.4. Seitenerosion im Februar und Mai 1999 an der Töss

Im Rahmen des Unterhalts- und Entwicklungskonzepts „ Töss im Leisental“ wurde 1998 durch Uferrückbau die eigendynamische Aufweitung Tössacher zwischen den Fluss-km 22.930 und 23.300 realisiert. Auf der linken Uferseite wurden die Ufersicherungen entfernt, damit sich die Töss hier eigendynamisch entwickeln und bis zu einer sogenannten Interventionslinie seitlich erodieren kann. Im Februar 1999 trat das erste Hochwasserereignis mit einer

Abflussspitze von  $Q_{max} = 110 \text{ m}^3/\text{s}$  (Daten aus Messstation Rämismühle, Anhang F) auf. Dadurch wurde das linke Ufer im unteren Bereich der Aufweitung um ca. 10 m erodiert. Im Mai 1999 folgte ein ähnliches Hochwasserereignis mit ca.  $145 \text{ m}^3/\text{s}$ . Dadurch wurde das Ufer diesmal an einer anderen Stelle im oberen Bereich der Aufweitung um ca. 8 m erodiert. Weitere morphologische Veränderungen haben bisher nicht stattgefunden (VAW 2007).

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Erosionsgeschwindigkeiten ermittelt, die während der Hochwasserereignisse von Februar und Mai 1999 an der Aufweitung Tössacher auftraten. Unter der Annahme einer möglichen Dauer des Erosionsereignisses von 7 resp. 5 Stunden (Anhang F) können mit Hilfe der Gleichung (8.1) maximale Erosionsgeschwindigkeiten von 1.4 resp. 1.6 m/h abgeschätzt werden (Tab. 8.7).

Für die betrachtete Flussstrecke an der Töss liefert die Gleichung (7.4) einen Wertbereich von  $E = 950\text{-}1250$ . Damit lässt sich die Tössstrecke mit den Versuchen aus der Serie 2 vergleichen, wobei ein Modellmassstabfaktor von  $\lambda = 30$  zu berücksichtigen ist.

Für  $\lambda = 30$  geht die Bandbreite der aus dem Modelldaten der Serie 2 umgerechneten  $V_{E_{max}}$  von 1 bis 8 m/h. Die in der Natur aufgetretenen maximalen Erosionsgeschwindigkeiten (1.4 resp. 1.6 m/h) finden sich innerhalb dieser Bandbreite.

Ereignis	$Q_{max}$ [m <sup>3</sup> /s]	$\Delta t_{max}$ [h]	$\Delta y_{max}$ [m]	$V_{E_{max}, Natur}$ [m/h]
Feb 99	110	7	10	1.43
Mai 99	145	5	8	1.60

Tab. 8.7: Ausgewählten Kenndaten der Aufweitung Tössacher und ermittelten maximalen Erosionsgeschwindigkeiten  $V_{E_{max}, Natur}$  (Gl. 8.1).

## 8.6. Zusammenfassung

Das vorgestellte Gedankenmodell zum Prozess der Seitenerosion liess sich auf der Basis der Analyse und Interpretation von Daten aus anderen Untersuchungen, bzw. aus Naturbeobachtungen bestätigen. Die unterschiedlichen Auswirkungen der primären und/oder sekundären Seitenerosion konnten sowohl in den Vorversuchen zu dieser Arbeit (ACKERMAN 2004, BRÄNDLI 2003) als auch in den Untersuchungen der TU München (AUFLEGER ET AL. 2005) beobachtet werden und stehen qualitativ und quantitativ im Einklang mit den Erkenntnissen aus dieser Arbeit.

Die Ansätze zur Abschätzung der zeitlichen Entwicklung der mittleren und maximalen Sohlenbreiten konnte mit den Daten aus den Vorversuchen erfolgreich getestet werden. Dabei zeigte sich, dass die betrachteten mittleren und maximalen Breiten ( $b_{mA}$  resp.  $b_{maxA}$ ) mit einer Genauigkeit von  $\pm 25\%$  resp.  $\pm 35\%$  reproduziert werden können. Allerdings konnten damit

nur die Ansätze für die Serie 1 überprüft werden. Für die Serie 2 konnten die entsprechenden Ansätze infolge Fehlens geeigneter Datensätze nicht verifiziert werden.

Schliesslich konnten mit Hilfe von gut dokumentierten Daten mehrerer Seitenerosionsereignisse aus verschiedenen Schweizer Flussabschnitten die Übertragbarkeit der Erosionsgeschwindigkeiten aus den Modellversuchen in der Natur erfolgreich bestätigt werden.



## 9 Folgerungen und Ausblick

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden wichtige Erkenntnisse über den Prozess der Seitenerosion gewonnen. Die morphologischen Prozesse, die sowohl das Einsetzen als auch die weitere Entwicklung der Seitenerosion massgeblich beeinflussen, wurden erkannt und beschrieben. Es wurde ein neues Verfahren („Edge Detection“) zur Erfassung der zeitlichen und räumlichen Entwicklung der Seitenerosion entwickelt, welches sich als wichtiges Werkzeug zur Analyse der Seitenerosion herausstellte. Auf der Basis dieses Verfahrens konnte ein Berechnungskonzept zur Abschätzung der sich infolge Seitenerosion einstellenden mittleren und maximalen Gewässerbreiten erarbeitet werden. Darüber hinaus konnte die Auftretenswahrscheinlichkeit maximaler Erosionsgeschwindigkeiten mit Hilfe Gammaverteilter Summenhäufigkeitskurven beschrieben werden.

In diesem Kapitel werden die wichtigsten Erkenntnisse aus dieser Arbeit zusammengefasst. Zusätzlich werden die notwendigen Hinweise gegeben, die bei der praktischen Anwendung der vorgeschlagenen Ansätze zu berücksichtigen sind. Den Abschluss bildet ein Ausblick auf noch offene sowie neue Fragen, die im Rahmen dieser Untersuchung aufgeworfen wurden.

### 9.1 Wichtigste Resultate zum Prozess der Seitenerosion

Im Rahmen dieser Arbeit wird ein Gedankenmodell zur Beschreibung des Prozesses der Seitenerosion in kiesführenden Flüssen entwickelt, wonach zwischen primärer und sekundärer Seitenerosion unterschieden wird.

#### *Primäre Seitenerosion*

Infolge primärer Seitenerosion findet relativ rasch eine Verbreiterung des Gerinnes statt, wobei das Gerinne einen gestreckten Verlauf und eine ebene Sohle beibehält. Dieser erste Uferangriff findet statt, sobald die auf die Böschungen wirkende Schubspannung grösser ist als die kritische Schubspannung für den Bewegungsbeginn der Körner an der Böschung. Die Gerinnebreite, die sich dadurch einstellt, kann mittels einer einfachen Betrachtung (Böschungsstabilitätsbetrachtung) bzw. mit dem Ansatz nach YALIN (1992) aus der Regime-Theorie zuverlässig abgeschätzt werden (s. auch Kap. 2.2.2, Gl. (2.4)):

$$b_{eq1} = 1.5 \cdot \frac{Q^{0.5}}{d_m^{0.25}} \quad (9.1)$$

Wie schnell sich die Regimebreite  $b_{eq1}$  infolge primärer Seitenerosion einstellt, hängt im Wesentlichen vom Verhältnis der Ausgangsbreite  $b_0$  zur Regimebreite  $b_{eq1}$ , vom Erosionswiderstand des Ufers und natürlich vom Auftreten der entsprechenden Abflüsse ab. In den Modell-

versuchen zu dieser Arbeit wurden Zeiträume von 1 bis max. 5 Stunden festgestellt. Unter Berücksichtigung typischer Massstabfaktoren von  $\lambda = 20-50$  bedeutet dies in der Natur eine Dauer der Abflussbelastung von 4 Stunden bis 1.5 Tagen.

### ***Sekundäre Seitenerosion***

Nach der primären Seitenerosion hat das Gerinne eine grössere Breite ( $b_{eq1} > b_0$ ), wodurch die Geschiebetransportkapazität abnimmt. Bei genügend grossem Geschiebeaufkommen sind deshalb Geschiebeablagerungen zu erwarten. Mit Hilfe eines der Kriterien zur Abgrenzung der Gerinnemorphologien (Kap. 2.2.4) kann beurteilt werden, ob sich bei den neuen Breitenverhältnissen im Gerinne infolge der Geschiebeablagerungen Bankstrukturen bilden werden. Ist dies nicht der Fall, findet die Auflandung der Sohle gleichmässig über die gesamte Sohlenbreite statt.

Wie schnell sich die morphologischen Strukturen bilden, hängt im Wesentlichen davon ab, wie gross das Geschiebeaufkommen im Gerinnesystem ist. Bei starkem Geschiebedefizit kann in der Natur die Bildung solcher Strukturen ziemlich lange dauern, weil erst im Hochwasserfall grössere Geschiebemengen umgelagert werden.

Der Prozess der sekundären Seitenerosion wird erst ausgelöst, wenn die sich bildenden Bankstrukturen so stark ausgeprägt sind, dass dadurch die Strömung an die Ufer abgedrängt wird und sich derer Belastung lokal oder über grössere Bereiche erhöht.

Die zeitliche und räumliche Entwicklung der sekundären Seitenerosion wird stark von der Form der auftretenden Bankstrukturen bzw. Verzweigungsmuster beeinflusst. Je ausgeprägter die verzweigten Strukturen sind, desto stärker wird die sekundäre Seitenerosion von den lokalen Prozessen am Ufer beeinflusst. Im Rahmen dieser Arbeit wurde der morphologische Parameter  $E$

$$E = \frac{Q \cdot J}{g^{0.5} \cdot d_m^{2.5}} \quad (9.2)$$

hergeleitet, mit welchem sich die Form der zu erwartenden Morphologien unterscheiden lässt (s. auch Kap.7.4.2, Gl. (7.8)). Bei Werten von  $E$  zwischen 95 und 170 ist das Auftreten von stark verzweigten Strukturen mit ausgeprägten Querströmungen zu erwarten. Bei Werten von  $E$  zwischen 950 und 1600 wird die Gerinnemorphologie eher durch flache, gestreckte Geschiebebänke und schwächere Querströmungen gekennzeichnet. Der Vergleich mit zwei Naturbeispielen zeigte, dass der Parameter  $E$  geeignet ist, die Unterscheidung hinsichtlich der vorzunehmen. Die Grenze zwischen den unterschiedlichen Form der Bankstrukturen konnte infolge der begrenzten Anzahl Versuche nicht beschrieben werden.

Die zeitliche Entwicklung der mittleren Sohlenbreite infolge sekundärer Seitenerosion lässt sich in Abhängigkeit der übergeordneten Parameter ( $Q, G_b, J, d_m$ ) bzw. in Abhängigkeit des dimensionslosen Parameters  $T$  beschreiben, in welchem auch der Einfluss des morphologischen Parameters  $E$  berücksichtigt ist (s. auch Kap.5.2.4, Gl. (5.4)):

$$T = t^* \cdot \left( \frac{Q}{Q_D} \cdot \frac{G_b}{\rho_s \cdot \sqrt{(s-1)g} \cdot d_m^{2.5}} \right)^{0.5} \cdot (J)^{0.5} = t^* \cdot \left( E \cdot \frac{G_b}{Q_D} \cdot \frac{1}{\rho_s \cdot \sqrt{(s-1)}} \right)^{0.5} \quad (9.3)$$

Der Einfluss der verschiedenen Bankstrukturen auf den Prozess der sekundären Seitenerosion ist so unterschiedlich, dass die Beschreibung der zeitlichen Entwicklung der mittleren Breite mit einer allgemeinen Formel auf der Basis der Daten aus dieser Arbeit nicht möglich ist. Es werden deshalb zwei Ansätze vorgeschlagen (s. auch Gl. (5.6) und Gl. (6.3)):

$$\frac{b_{mA}}{b_{eq1}} = e^{6.65 \cdot 10^{-7} \cdot T} \quad \text{für } E=95-170 \quad (9.4)$$

$$\frac{b_{mA}}{b_{eq1}} = 1.41 \cdot e^{3.52 \cdot 10^{-8} \cdot T} - 0.39 \cdot e^{-6.74 \cdot 10^{-7} \cdot T} \quad \text{für } E=950-1600 \quad (9.5)$$

Dementsprechend werden auch zur Beschreibung der maximalen Sohlenbreiten 2 Ansätze angegeben (s. auch Gl. (5.8) und Gl. (6.4)):

$$\frac{b_{\max A}}{b_{eq1}} = 1.1 \cdot e^{6.65 \cdot 10^{-7} \cdot T} \quad \text{für } E=95-170 \quad (9.6)$$

$$\frac{b_{\max A}}{b_{eq1}} = 1.48 \cdot e^{3.52 \cdot 10^{-8} \cdot T} - 0.42 \cdot e^{-6.74 \cdot 10^{-7} \cdot T} \quad \text{für } E=950-1600 \quad (9.7)$$

Die Gleichungen (9.4) und (9.6) wurden anhand von Modelldaten aus der Literatur getestet. Dabei zeigte sich, dass die gemessenen Breiten mit diesem Ansatz vernünftig reproduziert werden können. Die Abweichungen zwischen den gemessenen und berechneten Werten liegen innerhalb einer Bandbreite von  $\pm 25\%$  resp.  $35\%$ . Allerdings kann die zu erwartende maximale Sohlenbreite unter bestimmten Randbedingungen mit der Gleichung (9.6) etwas unterschätzt werden. Die Gleichungen (9.5) und (9.7) konnten infolge Fehlens geeigneter Datensätze nicht mit zusätzlichen Daten verifiziert werden.

### **Grenzbreite $b_{gr}$**

Nach dem in dieser Arbeit vorgeschlagenen Gedankenmodell wird der Prozess der sekundären Seitenerosion solange fortschreiten, bis das Gerinne seine Grenzbreite  $b_{gr}$  erreicht hat. In der Literatur finden sich mehrere Ansätze zur Abschätzung der Grenzbreite (Kap. 2.2.2). Für die Randbedingungen dieser Untersuchungen lieferten der Ansätze nach GRIFFITHS (1981) und MOSLEY (1983) plausible Werte.

Es ist zu bemerken, dass die meisten der existierenden Ansätze dimensionsbehaftet sind, so dass ihre Anwendung zur Berechnung von  $b_{gr}$  mit grossen Unsicherheiten verbunden ist (s. auch Anhang G).

### **Maximale Erosionsgeschwindigkeit des Ufers**

Mithilfe der Angaben über die bei einem gegebenen Abfluss zu erwartenden maximalen Erosionsgeschwindigkeiten kann in der Praxis beurteilt werden, welche Grössenordnungen die lokalen Erosionsprozesse aufweisen.

In Rahmen dieser Arbeit wurde festgestellt, dass die Werte von  $V_{E_{max}}$  immer zwischen 0.2 und 2.5 cm /min schwankten, unabhängig davon, wie die Ausgangsparameter ( $Q$ ,  $G_b$ ,  $J$ ,  $d_m$ ) variiert wurden. Unter Berücksichtigung typischer Massstabfaktoren zwischen 20 und 50 ergibt sich eine Bandbreite von  $V_{E_{max}}$  in der Natur zwischen 0.9 und 14 m/h. Anhand eines Vergleichs mit Naturdaten aus diversen Seitenerosionsereignissen konnte bewiesen werden, dass die Größenordnung von  $V_{E_{max}}$  im Modell und in der Natur übereinstimmt.

Decken sich die Randbedingungen in der Natur mit denen aus den Modellversuchen, kann davon ausgegangen werden, dass die zu erwartenden maximalen Erosionsgeschwindigkeiten dieselbe Größenordnung haben.

Die zeitliche Auftretenswahrscheinlichkeit solcher maximalen Erosionsgeschwindigkeiten kann mithilfe von Häufigkeitsverteilungskurven abgeschätzt werden. Hierbei wurde die wichtige Erkenntnis gewonnen, dass die Häufigkeitsverteilungskurve von  $V_{E_{max}}$  durch eine Gammaverteilfunktion angenähert werden kann. Somit kann mit Hilfe der entsprechenden Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion  $f(w_i)$  der Gammaverteilung die Häufigkeitsverteilungskurve von  $V_{E_{max}}$  erstellt werden. Allerdings wurde festgestellt, dass die Auftretenswahrscheinlichkeit eines bestimmten Werts der maximalen Erosionsgeschwindigkeit ebenfalls von der Form der verzweigten Strukturen beeinflusst ist. Deshalb wurden im Rahmen dieser Arbeit zwei Ansätze zur Ermittlung der Wahrscheinlichkeitsfunktionsdichte  $f(w)$  vorgeschlagen:

$$f(\omega_1) = 1.73 \cdot 10^6 \cdot \omega_1 \cdot e^{-\frac{\omega_1}{0.00076}} \quad \text{für } E=95-170 \quad (9.8)$$

$$\text{mit} \quad \omega_1 = \frac{V_{E_{max}}}{\sqrt{g \cdot d_m}} \cdot \left( \frac{Q \cdot \rho}{G_b} \right)^{0.5} \cdot J^{0.5} \quad (9.9)$$

$$f(\omega_2) = 1.83 \cdot 10^4 \cdot \omega_2^{1.6} \cdot e^{-\frac{\omega_2}{0.02}} \quad \text{für } E=950-1600 \quad (9.10)$$

$$\text{mit} \quad \omega_2 = \frac{V_{E_{max}}}{\sqrt{g \cdot d_m}} \cdot \left( \frac{Q \cdot \rho_s}{G_b} \right)^{1.75} \cdot J^{1.5} \quad (9.11)$$

### ***Richtung der Seitenerosion vor und nach Erreichen der Wand***

Der Prozess der Seitenerosion schreitet bei ungehinderter Entwicklung senkrecht zur Kanalachse fort. Erreicht das Gerinne durch Seitenerosion ein Hindernis (feste Berandung), so kann die weitere Entwicklung der Seitenerosion infolge der durch das Hindernis veränderten Strömungsverhältnisse auch flussaufwärts erfolgen. Beobachtet wurde dies jedoch nur für den Fall stark verzweigter Strukturen mit ausgeprägten Querströmungen ( $E = 95-170$ ). In diesem Fall ändert sich die Erosionsrichtung nicht nur lokal im unmittelbaren Bereich, wo das Hindernis erreicht wird, sondern auch an anderen Erosionsstellen, auch wenn bei diesen die feste Berandung noch nicht erreicht worden ist.

### ***Mittlere Sohlongefälle in der aufgeweiteten Flussstrecke***

Das Gerinne wird sich als dynamisches System den neuen Randbedingungen (Verbreiterung durch Seitenerosion) durch Veränderung der Sohlenlage bzw. durch Bildung eines steileren

Sohlengefällens anpassen. Im Rahmen dieser Untersuchung wurde festgestellt, dass infolge des aus den Ufern mobilisierten Materials die Geschiebeführung deutlich zunimmt. Somit kann das Gerinne das sich den neuen Randbedingungen anpassende Gleichgewichtsgefälle relativ rasch ausbilden.

Weiterhin wurde gezeigt, dass sich diese kontinuierliche Veränderung des Sohlengefällens mit den Transportansätzen von ZARN (1997) und MARTI (2006) mit einer Genauigkeit von  $\pm 30\%$  abschätzen lässt. Dabei liefert der Ansatz nach ZARN (1997) etwas bessere Resultate.

### ***Bildung einer Pflasterungsschicht***

Eine weitere wichtige Erkenntnis aus der vorliegenden Arbeit ist, dass die Bildung von Bankstrukturen, welche für das Einsetzen der sekundären Seitenerosion erforderlich sind, durch die Bildung einer Pflasterungsschicht im Uferbereich gehemmt oder sogar verhindert werden kann.

Durch die Bildung dieser Deckschicht wird der Sedimenttransport auf eine reduzierte Breite  $b_r$  konzentriert, welche für die Bildung morphologischer Strukturen massgebend ist. Dabei kann die reduzierte Breite  $b_r$  mithilfe der Gleichung

$$b_r = b \cdot \left( 1 - \frac{2 \cdot h_D}{h} + 2 \cdot \frac{R \cdot h_D}{h^2} \right) \quad (9.12)$$

abgeschätzt werden (s. auch Kap. 6.2.2, Gl. (6.1)).

Ist die reduzierte Breite relativ klein, dann können sich die für das Einsetzen der sekundären Erosion erforderlichen Bankstrukturen nicht oder nicht im erforderlichen Ausmass bilden. Mit Hilfe eines der üblichen Kriterien zur Abgrenzung der Gerinnemorphologie (Kap. 2.2.3) kann beurteilt werden, ob für diese reduzierte Breite neue Bankstrukturen auftreten werden oder nicht.

## **9.2 Hinweise für die praktische Anwendung der Resultate**

Mit Hilfe der vorgeschlagenen Ansätze zur Beschreibung der Seitenerosion kann bei der Projektierung einer eigendynamischen Aufweitung die zeitliche Entwicklung der mittleren und maximalen Sohlenbreiten abgeschätzt werden.

Diese Ansätze erlauben ebenfalls eine Beurteilung der Gefahren infolge Seitenerosion in natürlichen Strecken, bei welchen während eines Hochwasserereignisses ein vorhandener Uferschutz zerstört wird und anschliessend die Seitenerosion einsetzen kann.

Bei der praktischen Anwendung der vorgeschlagenen Ansätze sind folgende Aspekte zu berücksichtigen:

### ***Anwendbarkeit der neuen Ansätze***

Mit den Gleichungen (9.4) und (9.6) (für  $E = 95 - 170$ ) kann die Entwicklung der mittleren resp. maximalen Breite zwischen der Gleichgewichtsbreite infolge primärer Seitenerosion  $b_{eq1}$

und der Grenzbreite  $b_{gr}$  nicht vollständig (d.h. nicht bis zum Erreichen der Grenzbreite) beschrieben werden. Diese empirische Beziehungen gelten nur für Werte von  $T < 10^6$ , also für Werte von  $b_{mA}/b_{gr} < (0.7-0.8)$ . Die weitere Entwicklung der mittleren Breite bis zum Erreichen der Grenzbreite  $b_{gr}$  (für  $0.7-0.8 < b_{mA}/b_{gr} < 1$ ) kann damit nicht beschrieben werden (Abb. 5.12). Jedoch ist mit diesen Gleichungen ein Breitenbereich abgedeckt, der einer Verdoppelung von  $b_{eq1}$  entspricht. Weil in der Praxis die Flüsse nur in seltenen Fällen mehr Raum zur Verfügung bekommen werden, ist mit diesen Gleichungen jedoch die wichtigste Phase der Breitenentwicklung beschrieben.

Mit den Gleichungen (9.5) und (9.7) (für  $E = 950 - 1600$ ) lässt sich praktisch die gesamte Breitenentwicklung zwischen  $b_{eq1}$  und  $b_{gr}$  abschätzen (Abb. 6.21).

### **Definition von $Q$ , $J$ und $G_b$**

In der Praxis ist es häufig schwierig, die entscheidenden Werte für die Abflussmenge, das Sohlengefälle und die Geschiebeführung zu definieren, die das Einsetzen sowie die weitere Entwicklung der sekundären Seitenerosion beeinflussen.

Zum Einsetzen der sekundären Seitenerosion muss der Abfluss  $Q$  mindestens eine Grösse erreichen, bei der sich Geschiebebänke bilden können. Bei alluvialen Flachlandflüssen sind erfahrungsgemäss Hochwasserabflüsse mit einer Jährlichkeit von 2 bis 5 Jahren für die Bildung von Bankstrukturen massgebend. D.h., der Abfluss muss mindestens so gross sein ( $Q \geq HQ_{2.5}$ ), damit die sekundäre Seitenerosion ausgelöst wird.

Für den Parameter  $J$  ist das mittlere Sohlengefälle des Flussabschnitts im ursprünglichen Zustand, d.h. vor Einsetzen der Seitenerosion, zu berücksichtigen. Dieses mittlere Sohlengefälle ist für das Ausmass der übergeordneten Geschiebeführung im Flusssystem massgebend. Grundsätzlich ist aber eine lokale Veränderung der Längsneigung in den sich aufweitenden Flussstrecken zu erwarten. Im Extremfall kann das lokale Gefälle auch die Entwicklung der mittleren Breite beeinflussen. Daher wird empfohlen, eine Sensitivitätsanalyse durchzuführen, bei der Berechnungen mit den lokalen und übergeordneten Werten des Gefälles vorzunehmen sind.

Die grösste Unbekannte in der Praxis ist im Normalfall die Geschiebeführung  $G_b$ . In den eigenen Versuchen herrschten vorwiegend Gleichgewichtsbedingungen, so dass dieser Parameter der für den ausgewählten Abfluss entsprechenden Transportkapazität gegeben war. In Natur ist die Transportkapazität jedoch häufig nicht ausgelastet und oft herrscht eher ein Geschiebedefizit. In diesen Fällen wird empfohlen, die Berechnungen mit einem reduzierten Geschiebeeintrag (eine für den betrachteten Flussabschnitt plausible Reduktion der Transportkapazität) auch durchzuführen. Damit kann beurteilt werden, wie dadurch die Variation der Sohlenbreite beeinflusst wird.

### ***Instationäre Abflüsse***

Die Herleitung der neuen Ansätze basiert auf Modellversuchen, die für stationäre Abflüsse durchgeführt wurden. Der Einfluss von instationären Verhältnisse auf die Entwicklung der Seitenerosion wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht untersucht. Zur Abschätzung der zeitlichen Entwicklung der mittleren Breiten beim Durchgang eines Hochwassers wird folgende Prozedur vorgeschlagen:

Die Hochwasserganglinie soll zuerst in Zeitintervalle  $\Delta t_i$  mit einem konstanten Abfluss  $Q_i$  unterteilt werden. Dann kann mithilfe der Gleichungen (9.4) (für  $E = 95 - 170$ ) oder der Gleichung (9.6) (für  $E = 950 - 1600$ ) jeweils die Veränderung der Breite  $\Delta b_{mi}$  berechnet werden, die innerhalb dieser Zeitperiode  $\Delta t_i$  bei dem vorgegebenen Abfluss  $Q_i$  stattfinden wird. Aus der Summe aller berechneten  $\Delta b_{mi}$  resultiert schliesslich die totale Verbreiterung für die betrachtete Ganglinie.

Die vorgeschlagene Prozedur basiert auf eine Vermutung, welche - wenn auch plausible - im Rahmen dieser Arbeit nicht verifiziert wurde.

## **9.3 Ausblick**

Mit dem entwickelten Gedankenmodell zum Prozess der Seitenerosion können die morphologischen Prozesse beschrieben werden, die sowohl das Einsetzen als auch die weitere Entwicklung der primären und sekundären Seitenerosion massgeblich beeinflussen. Damit können auch die sich infolge Seitenerosion einstellende Sohlenbreite sowie die Grössenordnung der Erosionsgeschwindigkeit des Ufers abgeschätzt werden. Somit steht ein wichtiges Werkzeug zur Verfügung, um bei der Planung einer eigendynamischen Aufweitung sowie bei der Gefahrenbeurteilung beim Seitenerosionereignis die zeitliche und räumliche Entwicklung der mittleren und maximalen Breiten abzuschätzen.

Trotz der gewonnenen Erkenntnisse bestehen heute noch einige Wissenslücken, die abschliessend aufgelistet werden. Dabei sollen die aufgeworfenen Fragen die Richtung aufzeigen, in welche die zukünftigen Forschungsarbeiten zum Thema Seitenerosion in kiesführenden Flüssen gehen können.

### ***Weitere Verifizierung des Gedankenmodells zur Seitenerosion***

Das entwickelte Gedankenmodell zur Beschreibung des Prozesses der Seitenerosion basiert auf einer beschränkten Zahl von Modellversuchen. Obwohl das Gedankenmodell hinsichtlich mehrerer Aspekte mit weiteren Versuchs- und Naturdaten erfolgreich überprüft werden konnte, sind trotzdem weitere Untersuchungen zur Verifizierung des Gedankenmodells notwendig. Im diesem Zusammenhang wären weitere Versuche nötig, um den zeitlichen Übergang zwischen der primären und sekundären Seitenerosion besser beschreiben zu können. Hängt die Dauer dieses Übergangs nur von dem Zeitraum ab, in dem sich die zur Auslösung der sekun-



dären Seitenerosion nötigen Geschiebeebänke bilden oder spielen weitere Einflüsse eine wichtige Rolle?

Eine weitere wichtige Frage betrifft die genauere Beschreibung des Einflusses verzweigter Morphologien auf den Prozess der sekundären Seitenerosion, wozu im Rahmen dieser Arbeit der Parameter  $E$  definiert wurde. Hierbei wurden für den Parameter  $E$  zwei Wertbereiche zur Beschreibung der Bankformen bzw. deren Einfluss auf die Seitenerosion angegeben. Infolge der begrenzten Anzahl von Versuchen konnte aber die Grenze zwischen den unterschiedlichen Verhalten, die in den Versuchen der Serie 1 und 2 beobachtet wurde, nicht beschrieben werden. Dazu sind in erster Linie weitere Versuchsreihen nötig, bei denen andere Geschiebemischungen und Gefällebereiche berücksichtigt werden.

Zur Entwicklung dieses Gedankenmodells wurde von stationären Randbedingungen ausgegangen. Der Einfluss der zeitlichen Variation von Abfluss und Geschiebeeintrag wäre anhand weiterer Ganglinienversuche zu prüfen.

Darüber hinaus sind weitere Naturdaten zur Überprüfung der hergeleiteten Ansätze erforderlich. In diesem Zusammenhang lassen sich durch die Vermessung der Topographie vor und nach dem Ereignis wertvolle Daten zur Überprüfung der Berechnungsansätze gewinnen. Auch kann bei einem Hochwasserereignis mithilfe digitaler Fotos dokumentiert werden, wann und wie lange der Prozess der Seitenerosion an einer gewissen Stelle dauerte.

#### ***Programm „Edge Detection“ in der Natur***

Mit dem Programm „Edge Detection“ wurde ein wichtiges Werkzeug entwickelt, welches eine detaillierte Auswertung der Entwicklung der Seitenerosion sowie die Quantifizierung der Erosionsgeschwindigkeit des Ufers erlaubt.

Dieses Programm eignet sich, um sowohl in Labor als auch in der Natur mit relativ geringem Aufwand die Veränderung der Breite infolge Seitenerosion sowie die Erosionsgeschwindigkeit zu ermitteln. Gelingt es in der Natur, während eines Hochwasserereignisses den Prozess der Seitenerosion mithilfe digitaler Fotos zu dokumentieren, dann könnten die Fotos mit dem Programm relativ einfach ausgewertet und die gewünschten Messgrößen (Breite, Erosionsgeschwindigkeit) ermittelt werden.

#### ***Erweiterung des Gedankenmodells zur Seitenerosion***

Das präsentierte Gedankenmodell zum Prozess der Seitenerosion weist gegenüber der Natur verschiedene Vereinfachungen auf. So wurden bei der Modellierung der Seitenerosion beispielsweise weder Vegetation, noch Schwebstoffe und Kohäsion berücksichtigt und es wurde vom gleichen Material in Sohlen- und Uferbereich ausgegangen.

In welcher Form der Erosionswiderstand des Ufers und somit die Entwicklung der sekundärer Seitenerosion durch die Vegetation oder verschiedene geologische Schichtungen zusätzlich quantitativ beeinflusst wird, ist eine weitgehend offene Frage. Mithilfe weiterer Untersuchun-

gen, bei denen diese Faktoren berücksichtigt werden, könnte das aktuelle Gedankenmodell sowie die vorgeschlagenen Ansätze erweitert werden.

### ***Numerische Modellierung der Seitenerosion***

Die komplexen Zusammenhänge, die letztlich das Einsetzen und die weitere Entwicklung der Prozesse der Seitenerosion bestimmen, lassen sich mithilfe numerischer Simulationen mit deutlich geringerem Aufwand untersuchen. Daher wäre eine numerische Behandlung der Prozesse, welche sich bei der Seitenerosion eines Gerinnes ereignen und mit der Entstehung verzweigter Gerinne verbunden sind, sinnvoll.

Zu korrekter Wiedergabe dieser Prozesse muss allerdings ein numerisches Modell kalibriert und überprüft werden. In diesem Zusammenhang könnten die Messdaten aus der vorliegenden Arbeit als eine gute Grundlage dienen.



## REFERENZEN

- ACKERMAN S. (2004). Seitenerosion in verzweigten Flüssen II. Diplomarbeit, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich. Unveröffentlicht.
- ACKERS P., CHARLTON F.G. (1970). The Geometry of Small Meandering Streams. Proc. Inst. Of Civil Eng., Paper 7328 S.
- ANDERSON A.G. (1967). On the development of stream meanders. Proc. 12 th Congr. of IAHR, Fort Collins.
- ANDERSON A.G., PARKER G., WODD A. (1975). The Flow and Stability Characteristics of Alluvial River Channels. St. Anthony Falls Hydr. Lab. Rep. No.161.
- ASHMORE, P.E. (1982). Laboratory modelling of gravel braided stream morphology. Earth Surface Processes and Landforms, 7, 201-225.
- ASHMORE P.E. (1988). Bed load transport in braided gravel-bed stream models. Earth Surface Processes and Landforms, 13, 677-695.
- ASHMORE, P.E. (1991). How do gravel-bed rivers braid? Can. J. Earth Sci., 28, 326-341.
- ASHMORE P.E. (2001). Braiding phenomena: statics and kinetics. In: Gravel-Bed River V (Ed M.P. Mosley), pp. 95-120. New Zealand Hydrological Society, Wellington, New Zealand.
- ASHWORTH, P.J., FERGUSON, R.I., POWELL, M.D. (1992). Bedload transport and sorting in braided channels. In: Dynamics of Gravel-bed Rivers (Eds. P. Billi, R.D. Hey, C.R. Thorne and P. Tacconi), pp. 498-513. John Wiley & Sons Ltd.
- ASHWORTH, P.J. (1996). Mid-channel bar growth and its relationship to local flow strength and direction. Earth Surface Processes and Landforms, 21, 103-123.
- AUFLEGER M., HAFNER T., NIEDERMAYR A., SCHINDLER A., SCHMAUTZ M. (2005). Uferrückbau und eigendynamische Entwicklung von geschiebeführenden Flüssen - Ergebnisse von physikalischen und numerischen Modelluntersuchungen. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, Januar/Februar 2005.
- AUFLEGER M., NIEDERMAYR A. (2004). Large scale tests for gravel bed river widening. Second International Conference on Fluvial Hydraulics, River Flow 2004, Neapel.
- BAGNOLD R.A. (1980). An empirical correlation of bed load rates in natural rivers. Proceedings of the Royal Society of London, Series A, 372, 453-473.
- BARRY J.J., BUFFINGTON J.M., KING J.G. (2004). A general power equation for predicting bed load transport rates in gravel bed rivers. Water Resource Research, 40(W10401), 1-22.
- BASCHNAGEL M. (2007). Automatische Flusslaufbestimmung. Semesterarbeit, Institut für Bildverarbeitung, ETH Zürich. Unveröffentlicht.
- BERCHTOLD T. (2005). Übergeordnete Auswirkungen von Flussaufweitungen - Experimentelle Untersuchungen. Diplomarbeit WS04/05, Professur für Wasserbau, ETH, Zürich (unveröffentlicht).
- BERTOLDI W., TUBINO M. (2005). Bed and bank evolution of bifurcating channels. Water resources research, Vol. 41.

- BERTOLDI W., AMPLATZ T., MIORI S., ZANONI L., TUBINO M. (2006). Bed load fluctuations and channel processes in a braided network laboratory model. International Conference on Fluvial Hydraulics, River Flow 2006, Lisbon.
- BEZZOLA G.R. (2005). Vorlesungsmanuskript Flussbau. Fassung WS 2005/2006. eidgenössische Technische Hochschule Zürich, Professur für Wasserbau.
- BLANCKAERT K., GRAF W.H. (2001). Mean Flow and turbulence in open-channel bend. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 127, 10.
- BWG (2001). Raum den Fliessgewässern . Faltblatt, Bundesamt für Wasser und Geologie BWG, Biel.
- BRÄNDLI F. (2003). Seitenerosion in verzweigten Flüssen I. Diplomarbeit, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich. Unveröffentlicht.
- BRAY D.I. (1982). Regime equations for gravel-bed rivers. In: *Gravel-Bed Rivers* (Eds. R.D. Hey, J.C. Bathurst and C.R. Thorne), pp. 517-552. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, United Kingdom.
- BRICE J.C. (1982). Stream channel stability assessment. Report of the Federal Highway Administration. RD-82/021, Washington D.C.
- BRICE J.C. (1984). Planform properties of meandering rivers. In: *River meandering* (Ed C.M. Elliott), pp. 1-15. American Society of Civil Engineers.
- DA SILVA A.M.A.F. (1991). Alternate bars and related alluvial processes. MSc thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada.
- DA SILVA A.M.A.F., BAHAR S.M.H. (2003). Migration and expansion of meander loops: a simulation model. XXX IAHR Congress, Thessaloniki, Greece.
- DA SILVA A.M.A.F., YALIN M.S. (2006). On the bed deformation in meandering streams. International Conference on Fluvial Hydraulics, River Flow 2006, Lisbon.
- DESLOGES J.R., CHURCH M.A. (1989). Canadian landform examples - 13: Wandering gravel-bed rivers. *The Canadian Geographer*, 33(4), 360-364.
- DUAN J., WANG S.S.Y. (2002). The applications of the enhanced CCHE2D model to study the alluvial channel migration processes. *Journal of Hydraulic Research*, Vol. 36, No. 5
- DUAN J. (2005). Analytical Approach to calculate rate of bank erosion. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 131, No. 11.
- DÜRRE S., HUNZINGER L. (2008). Seitenerosion. Bei BEZZOLA G.R., HEGG C. (ED.) Ereignisanalyse Hochwasser 2005, Teil 2 – Analyse von Prozesse, Massnahmen und Gefährungsanalysen. Bundesamt für Umwelt BAFU, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL. Umweltwissen Nr. 0825.
- FAHNESTOCK R.K. (1963). Morphology and hydrology of a glacial stream - White River, Mount Rainer, Washington. U. S. Geological Survey Professional Paper, 422A.
- FEDERICI, B., PAOLA, C. (2003). Dynamics of channel bifurcations in noncohesive sediments. *Water Resource Research*, 39(6), 1162, doi:10.1029/2002WR001434.
- FREYTAG H, DUSSLER H.W. (1983). Gehilfenprüfung im Fotografen-Handwerk. Wilhelm Knapp Verlag, Düsseldorf.
- FRIEDKIN J.F. (1945). A Laboratory Study of the meandering of Alluvial Rivers. Us Waterways Experiment station, Vicksburg, Miss.

- FUJITA, Y., MURAMOTO, Y. (1982). Experimental study on stream channel processes in alluvial rivers. *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*, 32(Part 1, No 288), 49-97.
- FULLER I.C., LARGE A.R.G., MILAN D.J. (2003). Quantifying channel development and sediment transfer following chute cutoff in a wandering gravel-bed river. *Geomorphology*, 54, 307-323.
- GESSLER, J. (1965). Der Geschiebebetrieb bei Mischungen untersucht an natürlichen Abplästerungserscheinungen in Kanälen. *Mitteilung 69, Versuchsanstalt für Wasserbau und Erbau, ETH, Zürich*.
- GRIFFITHS G.A. (1981). Stable channel design in gravel-bed rivers. *Journal of Hydrology*, 52, 291-305.
- GÜNTER, A. (1971). Die kritische mittlere Sohlenschubspannung bei Geschiebemischungen unter Berücksichtigung der Deckschichtbildung und der turbulenzbedingten Sohlenschubspannungsschwankungen. *Mitteilung 3, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH, Zürich*.
- HABERSACK H.M. (2007). Hydraulische, flussmorphologische und ökologische Auswirkungen von Gewässeraufweitungen, *Mitteilung VAW 200: 119-130*.
- HAFNER T. (2007). Uferrückbau und eigendynamische Gewässerentwicklung, *Mitteilung 117, Versuchsanstalt für Wasserbau und Wasserwirtschaft der TU, München*.
- HART P. E., NILSSON N. J., RAPHAEL B. (1968). A Formal Basis for the Heuristic Determination of Minimum Cost Paths, *IEEE Transactions on Systems Science and Cybernetics SSC4 (2)*, pp. 100-107.
- HENDERSON, F.M. (1966). *Open channel flow*. MacMillan Publishing, New York, 522 pp.
- HICKIN E.J., NANSON G.C. (1975). The character of channel migration on the Beatton river, northeast British Columbia, Canada. *Geological Society of American bulletin*, vol. 86, p. 487-494.
- HOEY, T., SHUTHERLAND, A.J. (1991). Channel morphology and bed load pulses in braided rivers: a laboratory study. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, 447-462.
- HOOKE, J. M. (1980). Magnitude und Distribution of Rates of River Bank Erosion", *Earth Surf. Processes Landforms*.
- HUNZIKER R. (1995). Fraktionsweiser Geschiebetransport. *Mitteilung Nr. 138, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH-Zürich, Zürich*, pp. 209.
- HUNZIKER, R. P., JÄGGI, M. N. R. (2002). "Grain sorting processes. *Journal of Hydraulic Engineering* 128(12): 1060-1068.
- HUNZINGER L.M. (1998). Flussaufweitungen - Morphologie, Geschiebehaushalt und Grundsätze zur Bemessung. *Mitteilung Nr. 159, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH-Zürich, Zürich*, pp. 206.
- IKEDA, S., G. PARKER, SAWAI, K. (1981). Bend Theory of River Meanders, 1. Linear Development, *J. Fluid Mech.*, 112
- JÄGGI M. (1983). Alternierende Kiesbänke. *Mitteilung Nr. 62, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH-Zürich, Zürich*, pp. 286.
- KELLER E.A. (1972). Development of Alluvial stream Channels. *Bull. Geol. Soc. Of America*, Vol. 83, May 1972, pp. 1531-1536.

- KLEINHANS M., JAGERS B., MOSSELMAN E., SLOFF K. (2006). Effect of upstream meanders on bifurcation stability and sediment division in 1D, 2D and 3D models. International Conference on Fluvial Hydraulics, River Flow 2006, Lisbon.
- KNIGHTON A.D., NANSON G.C. (2002). In bank and overbank velocity conditions in an arid zone anastomosing river. *Hydrological Processes*, 16(9), 1771-1791.
- LANE E.W. (1955). Design of stable channels. *Trans. ASCE*, 120, 1234-1279.
- LEOPOLD L.B., WOLMAN M.G. (1957). River channel patterns: braided, meandering and straight. U. S. Geological Survey Professional Paper, 282-B, 85 pp.
- LIGON, F.K., DIETRICH, W.E., TRUSH, W.J. (1995). Downstream ecological effects of dams (a geomorphic perspective). *Bio Science*, 45(3), 183-192.
- LITTLE, W.C., MAYER, P.G. (1972). The role of sediment gradation on channel armouring. Report ERC-0672, Environmental Resources Center, Georgia Inst. Of Technology.
- MACHE, N. (2007). Seitenerosion bei eigendynamischen Aufweitungen. Diplomarbeit, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, (VAW), ETH Zürich, Zürich (unveröffentlicht).
- MARTI, C., BEZZOLA, G.R. (2003). Sohlenmorphologie in Flussaufweitungen. Turbulenzen in der Geomorphologie. Jahrestagung der SGMG 2003, Erstfeld.
- MARTI C. (2006). Morphologie von verzweigten Gerinnen – Ansätze zur Abfluss-, Geschiebetransport- und Kolkiefenberechnung. Mitteilung Nr. 199, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH-Zürich, Zürich, pp. 282.
- MARTI C., OPLATKA M. (in Vorb.). Festlegung des Raumbedarfs von Fließgewässern; Beispiele aus dem Kanton Zürich. Wasser, Energie, Luft.
- MARTIN H., POHL R. (2000). Technische Hydromechanik 4. Verlag für Bauwesen, Berlin.
- MÉTIVIER F., MEUNIER P. (2003). Input and output mass flux correlations in an experimental braided stream. Implications on the dynamics of bed load transport. *Journal of Hydrology*, 271, 22-38.
- MEYER-PETER, E., MÜLLER, R. (1948). Formulas for bed load transport. In 2<sup>nd</sup> Conference of the International Association for Hydraulic Research Stockholm: 39-64.
- MILLAR R.G. (2005). Theoretical regime equations for mobile gravel-bed rivers with stable banks. *Geomorphology*, 64, 207-220.
- MINOR, H.E., HAGER, W.H. (2004). (Editoren), Flussbau in der Schweiz; Entwicklung und Ausblick. Gesellschaft der Ingenieurbaukunst Band 6, Zürich, 139 pp.
- MOSLEY M.P. (1983). Response of braided rivers to changing discharge. *Journal of Hydrology*, 22(1), 18-67.
- NAGATA N., HOSODA T., MURAMOTO Y. (2000). Numerical analysis of river channel processes with bank erosion. *Journal of Hydraulic Engineering*, April 2000.
- NANSON G.C., HICKIN E.J. (1986). A statistical analysis of bank erosion and channel migration in western Canada. *Geological Society of American bulletin*, vol. 97, p. 497-504.
- NICHOLAS A.P. (2000). Modelling bedload yield in braided gravel bed rivers. *Geomorphology*, 36(2), 89-106.



- NUSSLE D., PUTZAR B., REQUENA P., MINOR H.-E. (2008). Auswirkungen von Flussaufweitungen auf die Sohlenentwicklung. Neue Anforderungen an dem Wasserbau. Internationales Symposium. Mitteilung Nr. 208, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH-Zürich, Zürich.
- ODGARD A.J. (1989). River-Meander Modell I: Development. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 115, 11.
- OSMAN A.M., THORNE C.R. (1988). Riverbank Stability Analysis. Part 1: Theory. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 114, No. 2, S. 134-173.
- PAOLA C. (1996). Incoherent structure: Turbulence as a metaphor for stream braiding. In: *Coherent Flow Structures in Open Channels* (Eds. P.J. Ashworth, S.J. Bennett, J.L. Best and S.J. McLelland), pp. 705-723. John Wiley & Sons Ltd.
- PARKER G. (1976). On the cause and characteristic scales of meandering and braiding rivers. *Journal of Fluid Mechanics*, 76(3), 457-480.
- PARKER G. (1979). Hydraulic geometry of active gravel rivers. *Journal of the Hydraulics Division*, 105(HY9), 1185-1201.
- PARKER, G., KLINGEMAN, P.C., MCLEAN, D.G. (1982). Bed load and size distribution in paved gravel-bed streams. *Journal of Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers*, 108:544-297
- PARKER, G. (1983): "Theory of Meander Bend Deformation", in *River Meandering: Proceedings of the Conference Rivers*, American Society of Civil Engineers, New York
- PHOTOMETRIX (2000). *iWitness* Technical Note 4-1, Photometrix Pty Ltd, Australia.
- PROMNY M., NUSLE D., FÄH R., PUTZAR B. (2008). Flussaufweitungen. Bei BEZZOLA G.R., HEGG C. (ED.) Ereignisanalyse Hochwasser 2005, Teil 2 – Analyse von Prozesse, Massnahmen und Gefährungsanalysen. Bundesamt für Umwelt BAFU, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL. Umweltwissen Nr. 0825.
- PYRCE R.S., ASHMORE P.E. (2003). Particle path length distribution in meandering gravel-bed streams: Results from physical models. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 951-966.
- REMONDINO F., FRASER C. (2006). Digital camera calibration methods: considerations and comparisons. V Symposium Image Engineering and Vision Metrology. IAPRS Volume XXXVI, Part 5, Dresden.
- REQUENA P., BEZZOLA G.R., MINOR H.-E. (2005). Aufweitungen in erodierenden Flüssen. *Wasser Energie Luft* (7/8): 183-189.
- REQUENA P., WEICHERT R.B., MINOR H.-E. (2006). Self Widening by Lateral Erosion in Gravel Bed Rivers. *International Conference on Fluvial Hydraulics, River Flow 2006*, Lisbon.
- REQUENA P., MINOR H.-E. (2008). Wirksamkeit von Flussaufweitungen – Neue Erkenntnisse. *Wasser Energie Luft* (11/12-2008).
- ROHDE S. (2005). Flussaufweitungen lohnen sich! Ergebnisse einer Erfolgskontrolle aus ökologischer Sicht, *Wasser Energie Luft* (3/4) 2005, S. 105-111.
- ROTH, M., ZARN, B. (1998). Eintiefung am Wildfluss Melezza. In: *Planung und Realisierung im Wasserbau. Berichte des Lehrstuhls und der Versuchsanstalt für Wasserbau und Wasserwirtschaft*, Nr. 82, Technischen Universität München, München.

- SAYNOR M.J., ERSKINE W.D. (2006). Spatial and temporal variations in bank erosion on sand-bed streams in the seasonally wet tropics of northern Australia. *Earth Surf. Processes and Landforms*, 31, p. 1080-1099
- SCHERLE J. (1999). Entwicklung naturnaher Gewässerstrukturen – Grundlagen, Leitbilder, Planung. Mitteilung Nr. 199 des Institutes für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe
- SCHMAUTZ M. (2003). Eigendynamische Aufweitung in einer geraden Gewässerstrecke, Mitteilung 96, Versuchsanstalt für Wasserbau und Wasserwirtschaft der TU, München.
- SCHMAUTZ M., AUFLEGER M. (2002). Gravel River Widening by Bank Erosion – Theory and Results of Physical and Numerical Modelling. International Conference on Fluvial Hydraulics, River Flow 2002, Louvain-la-Neuve, Belgium.
- SCHIELDS, A. (1936). Anwendung der Aenlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. Mitteilung Nr. 87, Versuchsanstalt für Wasser- und schiffbau, Berlin.
- SIMONS D.B., RICHARDSON E.V. (1971). Flow in alluvial sand channels. *River Mechanics* (Shen H.W., ed.), Vol. 1, Fort Collins.
- STEFANOVIC J.R., BRYAN R.B. (2007). Experimental study of rill bank collapse. *Earth Surf. Processes and Landforms*, 32, p. 180-196
- STEVENS M.A., SIMONS D.B. (1971). Stability Analysis for \$coarse Granular Material on slopes. *River Mechanics*, Shen H.W., ed. Fort Collins, Colorado, 17-1-17-27.
- STEVENS M.A., SIMONS D.B., LEWIS G.L. (1976). Safety factors for riprap protection. *Proc. ASCE, Journal of Hydr. Div.* 102(HY5), 637-655.
- STRICKLER, A. (1923). Beiträge zur Frage der Geschwindigkeitsformel und der Rauigkeitszahlen für Ströme, Kanäle und geschlossene Leitungen. Amt für Wasserwirtschaft, Eidgenössisches Department des Innern, Bern.
- SURIAN, N., RINALDI, M. (2003). Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology*, 50(4), 307-326.
- THOMPSON S.M. (1985). Transport of gravel by flows up to 500 m<sup>3</sup>/s, Ohau river, Otago, New Zealand. *Journal of Hydraulic Research*, 23(3), 285-303.
- THORNE C.R. (1982). Processes and Mechanisms of River Bank Erosion. In: Hey, R.D., Bathurst J.C, Thorne, C.R. *Gravel-bed Rivers*. John Wiley & sons Ltd.
- VAN DEN BERG J.H. (1995). Prediction of alluvial channel pattern of perennial rivers. *Geomorphology*, 12, 259-279.
- VAN GOOL L. (2002). Computer Vision and Visual Inspection, ESAT ETH, 2002 (Skript zur Vorlesung Computer Vision)
- VAO (2002). Modellversuch „Weiches Ufer“. Technische Berichte 351, 354, 359, 363 und 375. Versuchsanstalt für Wasserbau und Wasserwirtschaft der TU, München (unveröffentlicht).
- VAW (2004). Machbarkeitsstudie zur Renaturierung des Ticino und seiner Mündung. Bericht VAW 4186, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH, Zürich (unveröffentlicht).

- VAW (2007). Morphologische Entwicklungen in Flussaufweitungen. Bericht VAW 4234, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH, Zürich (unveröffentlicht).
- VAW (2008): Alpenrhein Internationale Strecke, Nachhaltiger Hochwasserschutz innerhalb der Dämme, Kapitel Strömung und Sedimenttransport, Bericht VAW 4262-3, Zürich (unveröffentlicht)
- VISCHER, D. (1986). Schweizerische Flusskorrekturen im 18. und 19. Jahrhundert. Mitteilung Nr. 84, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH-Zürich, Zürich.
- WERNER P.W. (1951). On the origin of river meanders. Transactions American Geophys. Union, Vol. 32.
- WOOLSEY S., WEBER C., GONSER T., HOEHN E., HOSTMANN M., JUNKER B., ROULIER C., SCHWEIZER S., TIEGS S., TOCKNER K. UND PETER A. (2005). Handbuch für die Erfolgskontrolle bei Fließgewässerrevitalisierungen. Publikation des Rhone-Thur Projektes. Eawag, WSL, LCH-EPFL, VAW-ETHZ. 112 pp.
- WOLMAN M.G, BRUSH L.M, (1961). Factors Controlling the Size and Shape of Streams Channels in Coarse Non-Cohesive Sands. US Geol. Survey Prof. Paper 282-6.
- WONG, M., PARKER, G. (2005). The bedload transport relation of Meyer-Peter and Müller over predicts by a factor of two. Journal of Hydraulic Engineering, resubmitted December 2005.
- WYRSCH F. (2007). Seitenerosionsereignisse beim Hochwasser 2005 – Auswertung von Naturdaten. Diplomarbeit, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich. Unveröffentlicht.
- YALIN M.S. (1977). Mechanics of sediment transport. 2<sup>nd</sup> ed., Pergamon Press, Oxford.
- YALIN M.S. (1992). River Mechanics. Pergamon Press, Oxford, 219 pp.
- YALIN M.S., DA SILVA A.M.A.F (2001). Fluvial Processes. IAHR Monograph. IAHR, Delft, The Netherlands, 197 pp.
- YEN C., LEE K.T. (1995). Bed topography and sediment sorting in channel bend with unsteady flow. Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 121, 8.
- ZARN B. (1992). Lokale Gerinneaufweitung – eine Massnahme zur Sohlenstabilisierung der Emme bei Utzenstorf. Mitteilung Nr. 118, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH-Zürich, Zürich, pp. 115.
- ZARN B. (1997). Einfluss der Flussbettbreite auf die Wechselwirkung zwischen Abfluss, Morphologie und Geschiebetransportkapazität. Mitteilung Nr. 154, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH-Zürich, Zürich, pp. 240.
- ZELLER J. (1967). Meandering Channels in Switzerland. Mitteilung Nr. 74, Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau, ETH-Zürich, Zürich.



# SYMBOLE

$A$	[m <sup>2</sup> ]	Einzugsgebietsfläche eines Flusses
$b$	[m]	Sohlenbreite bzw. Flussbettbreite
$b^*$	[m]	Wasserspiegelbreite, bei der $h > h_D$
$b'$	[m]	Reduzierte Breite in Gerinnemitte bei der Bildung einer Pflasterungsschicht in Gerinnemitte.
$b_0$	[m]	Sohlenbreite in der Initialphase bzw. zu Beginn der Seitenerosionsphase
$b_A$	[m]	Aufweitungsbreite
$b_{End}$	[m]	Endbreite, die sich in den Versuchen der TUM einstellte
$b_{eq1}$	[m]	Gleichgewichtsbreite infolge primärer Ufererosion
$b^*_{eq1}$	[m]	Gleichgewichtsbreite infolge primärer Ufererosion nach Schmutz (2003)
$b_{gr}$	[m]	Grenzbreite infolge sekundärer Ufererosion
$b_j$	[m]	Sohlenbreite in einem Querprofil
$b_K$	[m]	Kanalbreite
$b_m$	[m]	mittlere Sohlenbreite in der Seitenerosionsstrecke
$b_{max}$	[m]	maximale Sohlenbreite in der Seitenerosionsstrecke
$b_{mA}$	[m]	mittlere Sohlenbreite in der Aufweitungstrecke
$b_{maxA}$	[m]	maximale Sohlenbreite in der Aufweitungstrecke
$b_r$	[m]	reduzierte Gerinnebreite nach JÄGGI (1983)
$b_{wj}$	[m]	Wasserspiegelbreite in einem Querprofil
$b_w$	[m]	Wasserspiegelbreite des Ersatzgerinnes
$b_{w,gr}$	[m]	Wasserspiegelgrenzbreite infolge sekundärer Ufererosion
$b_{wm}$	[m]	Wasserspiegelbreite in der Seitenerosionsstrecke
$c$	[-]	Fliesswiderstandsbeiwert nach Chézy
$c_b$	[-]	Formwiderstandsanteil des Widerstandsbeiwertes
$c_f$	[-]	Kornwiderstandsanteil des Widerstandsbeiwertes
$d_m$	[m]	Massgebender Korndurchmesser nach Meyer-Peter und Müller ( $=\sum d_i \Delta p_i$ )
$d_{mD}$	[m]	Massgebender Korndurchmesser der Pflasterungsschicht
$d_{rSensor}$	[ $\mu$ m]	radialsymmetrische Verzeichnung des Sensors einer Fotokamera
$d_{rFotor}$	[ $\mu$ m]	radialsymmetrische Verzeichnung im Foto

$d_x$	[m]	Charakteristischer Korndurchmesser, x Gewichtsprozent der Körner sind feiner
$d_{50D}$	[m]	Charakteristischer Korndurchmesser der Deckschicht (D), 50 Gewichtsprozent der Körner sind feiner
$d_z$	[mm]	Höhendifferenz
$e$	[-]	universelle Erosionskonstant nach Parker (1983)
$E$	[-]	Morphologische Parameter zur Beschreibung der Art der verzweigten Morphologie
$f$	[mm]	Brennweite einer Fotokamera
$F_d$	[-]	Densimetrische Froude-Zahl
$Fr$	[-]	Froude-Zahl ( $=u/(gh)^{0.5}$ )
$g$	[m/s <sup>2</sup> ]	Erdbeschleunigung (9.81 m/ s <sup>2</sup> )
$g_b$	[kg/s/m]	spezifische Geschiebetransportrate
$G_{aus}$	[kg]	Geschiebeaustrag
$G_b$	[kg/s]	Geschiebeführung
$G_{b\ aus}$	[kg/s]	Geschiebeaustragsrate
$G_{b\ ein}$	[kg/s]	Geschiebeeintragsrate, Sedimentzugabe
$G_{b\ seit}$	[kg/s]	Geschiebeeintragsrate aus den erodierbaren Ufern
$G_{b\ total}$	[kg/s]	gesamte Geschiebeeintragsrate ( $G_{b\ ein} + G_{b\ seit}$ )
$G_{b\ TC}$	[kg/s]	Geschiebetransportkapazität
$G_{ein}$	[kg]	Geschiebeeintrag
$h$	[m]	Abflusstiefe
$h_D$	[m]	Grenzabflusstiefe beim Aufreißen der Pflasterungsschicht
$h_j$	[m]	mittlere Abflusstiefe in einem Querprofil
$h_m$	[m]	mittlere Abflusstiefe
$h_{max}$	[m]	maximale Abflusstiefe
$h_{mA}$	[m]	mittlere Abflusstiefe in der Aufweitungsstrecke
$h_{mK}$	[m]	mittlere Abflusstiefe in der Kanalstrecke
$h_{Ufer}$	[m]	Böschungstiefe nach HAFNER (2007)
$HQ_x$	[m <sup>3</sup> /s]	x-jährliches Hochwasser, welches durchschnittlich einmal alle x Jahre eintritt
$J$	[-]	mittleres Sohlengefälle
$J_0$	[-]	mittleres Sohlengefälle zum Beginn der Seitenerosionsphase
$J'$	[-]	reduziertes mittleres Sohlengefälle nach MARTI (2006)
$J_A$	[-]	mittleres Sohlengefälle in der Aufweitungsstrecke

---

$J_{End}$	[m]	Endgefälle, das sich in den Versuchen der TUM einstellte
$J_K$	[-]	mittleres Sohlgefälle in der Kanalstrecke
$J_t'$	[-]	massgebendes Transportgefälle nach MARTI (2006)
$k_i$	[-]	Parameter zur Bestimmung der radialsymmetrische Verzeichnung
$k_{Stw}$	[m <sup>1/3</sup> /s]	Wandrauigkeit nach Strickler
$L_A$	[m]	Länge der Aufweitungsstrecke in den Versuchen
$L_E$	[m]	Länge der Seitenerosionsstrecke in den Versuchen
$L_K$	[m]	Länge der Kanalstrecke in den Versuchen
$L_{Ü}$	[m]	Länge der Übergangsstrecke in den Versuchen
$m$	[-]	Anzahl von Teilgerinne
$M$	[-]	Parameter zur Beschreibung des Sohlenmaterials
$M_{bw}$	[-]	morph. Parameter zur Berechnung der mittleren Wasserspiegelbreite
$M_r$	[m/s]	Migrationsrate eines Mäanderbogens
$M_\alpha$	[-]	morphologischer Parameter zur Bestimmung des Gammaverteilparameters $\alpha$
$p_i$	[-]	Gewichtsanteil einer Kornfraktion $d_i$ bzw. einer Abflusstiefe $h_i$
$p_x$	[-]	Helligkeitsbeiwert eines Pixels (0:weiss; 1: schwarz)
$P_b$	[-]	Pendelband der Seitenerosion
$Q$	[m <sup>3</sup> /s]	Abfluss
$Q^*$	[m <sup>3</sup> /s]	dimensionsloser Abfluss
$Q_D$	[m <sup>3</sup> /s]	Grenzabfluss beim Aufreißen der Pflasterungsschicht
$Q_{max}$	[m <sup>3</sup> /s]	Abflussspitze während eines Hochwassers
$r$	[mm]	Sensorradius einer Fotokamera
$r_c$	[m]	Krümmungsradius eines Mäanderbogens
$R$	[m]	hydraulischer Radius
$Re^*$	[-]	Kornreynoldszahl ( $=u \cdot d_m / \nu$ )
$s$	[m]	relative Feststoffdichte ( $\rho_s / \rho_s$ )
$S$	[-]	Sinuosität des Hauptgerinnes nach Zarn (1997)
$t$	[s]	Zeit
$t^*$	[s]	dimensionslose Zeit
$t_i$	[s]	bestimmter Zeitpunkt
$T$	[-]	Dimensionsloser Parameter zur Beschreibung der Entwicklung der mittleren und maximalen Sohlenbreiten
$u$	[m/s]	mittlere Fliessgeschwindigkeit

$u_*$	[m/s]	Schubspannungsgeschwindigkeit ( $=(\rho ghJ)^{0.5}$ )
$u_b$	[m/s]	lokale Fließgeschwindigkeit an der Aussenseite eines Mäanderbogens
$V_E$	[m/s]	Erosionsgeschwindigkeit des Ufers
$V_{E\max}$	[m/s]	maximale Erosionsgeschwindigkeit des Ufers
$VL_{seit}$	[kg]	seitlicher Geschiebeeintrag (aus den erodierbaren Ufern)
$w$	[m]	Wasserspiegelkote
$x$	[m]	Koordinate in Längsrichtung
$X$	[-]	Verhältnis $b/d_m$
$y$	[m]	Koordinate in Querrichtung
$Y$	[-]	relative Flussbettbreite ( $=b/h$ )
$z$	[m]	Sohlenkote
$z_{mj}$	[m]	mittlere Sohlenlage in einem Querprofil
$Z$	[-]	relative Abflusstiefe ( $=h/d_m$ )
$\alpha$	[-]	Parameter zur Beschreibung einer Gammaverteilung
$\beta$	[-]	Parameter zur Beschreibung einer Gammaverteilung
$\Delta t$	[s]	Zeitintervall
$\Delta t_{\max}$	[s]	Dauer der Abflussspitze während eines Hochwassers
$\Delta_y$	[m]	Erosion der Uferlinie
$\Delta_{y\max}$	[m]	Maximale Erosion der Uferlinie
$\varepsilon$	[°]	Parameter zur Gewichtung der Kanten bei dem A* - Algorithmus
$\Phi_b$	[-]	dimensionslose Geschiebetransportrate
$\gamma$	[°]	Böschungneigung
$\Gamma(\alpha)$	[-]	Gammaverteilfunktion
$\lambda$	[-]	Modellmassstabfaktor
$\lambda_m$	[-]	Wellenlänge alternierender Strukturen bzw. eines mäandrierenden Gerinnes
$\mu'$	[-]	Verhältnis zwischen dem Erosionswiderstand der Böschung und der Sohle
$\nu$	[m <sup>2</sup> /s]	kinematische Viskosität
$\theta$	[-]	dimensionslose Schubspannung
$\theta'$	[-]	reduzierte dimensionslose Schubspannung
$\theta_B$	[-]	dimensionslose Schubspannung an der Böschung
$\theta_{cr}$	[-]	kritische dimensionslose Schubspannung beim Transportbeginn
$\theta_{crD}$	[-]	kritische dimensionslose Schubspannung beim Aufreißen der Deckschicht



---

$\theta_{c\gamma}$	[-]	kritische dimensionslose Schubspannung beim Transportbeginn an der Böschung
$\rho$	[kg/m <sup>3</sup> ]	Dichte des Wassers
$\rho_s$	[kg/m <sup>3</sup> ]	Feststoffdichte des Sohlenmaterials
$\rho_{sd}$	[kg/m <sup>3</sup> ]	Lagerungsdichte des Sohlenmaterials
$\sigma$	[-]	Mass für die Streuung einer Kornverteilung
$\tau_{Bmax}$	[-]	maximale Schubspannung an der Böschung
$\tau_{0max}$	[-]	maximale Schubspannung an der Sohle
$\omega_1$	[-]	dimensionslose maximale Erosionsgeschwindigkeit in der Versuchsserie 1
$\omega_2$	[-]	dimensionslose maximale Erosionsgeschwindigkeit in der Versuchsserie 2
$\Omega$	[-]	Strömungsbelastung nach Ashmore (2001)
$\psi$	[°]	innerer Reibungswinkel



# ANHANG

## A Modellähnlichkeit

Im hydraulischen Modell können infolge der kleineren Grössenverhältnisse Effekte auftreten, die in der Natur nicht vorhanden sind. Diese so genannten Massstabeffekte können die Resultate erheblich verfälschen, weshalb ihr Einfluss bei der Auswertung der Versuchsergebnisse immer zu überprüfen ist.

Bei kleinen Abflusstiefen kann der Einfluss der Wasserviskosität so gross sein, dass in diesem Fall die Resultate aus dem hydraulischen Modell nicht ohne weiteres auf die Natur übertragbar sind. Um den Einfluss der Viskosität ausschliessen zu können, müssen turbulente Abflussbedingungen über hydraulisch rauher Sohle gewährleistet werden. Diese Bedingungen sind bei Kornreynoldszahlen  $Re_*$  grösser als 40-50 gegeben (BEZZOLA 2005). Wie in Tab. 7.1 ersichtlich, liegt  $Re_*$  bei den Versuchsverhältnissen in dieser Arbeit über diesem Grenzbereich, so dass von hydraulischen rauen Verhältnisse ausgegangen werden kann. Der Einfluss der kinematischen Viskosität bleibt dementsprechend klein und kann vernachlässigt werden.

Ein weiterer zu berücksichtigender Modellmassstabeffekt ist die eventuelle Bildung von Sohlenformen (z.B. Riffeln), welche zu einem erhöhten Formverlust führen können. Diese können bei Modellen mit relativ feinem Geschiebe ( $d < 0.22$  mm) auftreten (ZARN 1992). Der Geschiebetransport kann durch derart kleine Kornfraktionen auch falsch modelliert werden, wenn die kritische dimensionslose Sohlenschubspannung nach SHIELDS (1936) nicht mehr konstant ist. Diese Effekte lassen sich aber vermeiden, wenn bei der Auswahl der Sedimentmischung eine geeignete Anpassung der Kornverteilungskurve vorgenommen wird. ZARN (1992) schlägt dafür ein Umrechnungsverfahren vor, welches im Rahmen dieser Arbeit bei der Erstellung der Kiesmischungen 1 und 2 (Kap. 3.4.1) berücksichtigt wurde. Damit konnte vermieden werden, dass unerwünschte Sohlenformen bei den durchgeführten Versuchen auftraten.

Möchte man die Resultate aus den Modellversuchen auf die Naturverhältnisse übertragen, müssen diese mithilfe eines so genannten Modellgesetzes umgerechnet werden. Welches Modellgesetz dafür verwendet wird, hängt vom untersuchten Prozess ab. Insgesamt kann ein Modell nie sämtliche Vorgänge eines Prototypen nachbilden, da physikalische Prozesse von einer Vielzahl von Stoffgrössen und Kräfte abhängig sind. Deshalb werden in einem Modell nur die wirkenden Kräfte nachgebildet, die den zu untersuchenden Prozess dominant beein-

flussen. Bezüglich der weiteren wirkenden Kräfte soll dann überprüft werden, ob ihr Einfluss gering bleibt (s. oben).

Bei Freispiegelströmungen sind die Trägheit und die Schwerkraft die dominierenden Kräfte. Aus dem Verhältnis dieser Kräfte ergibt sich die Froudezahl  $F_r$  (Gl. 2.6). Das hierbei betrachtete hydraulische Modell zur Seitenerosion wird somit mit dem Ähnlichkeitsgesetz nach Froude beschrieben. Dieses Modellgesetz besagt, dass die Froudezahl  $F_r$  der Strömung in Natur und im Modell gleich gross sein muss:

$$F_{r, Natur} = F_{r, Modell} \tag{A.1}$$

oder

$$\frac{V_{Natur}}{\sqrt{g_{Natur} L_{Natur}}} = \frac{V_{Modell}}{\sqrt{g_{Modell} L_{Modell}}} \tag{A.2}$$

Das Verhältnis von Längeneinheit in Natur zur Längeneinheit im Modell wird nach MARTIN & POHL (2000) als der Massstabfaktor  $\lambda$  definiert. Unter der Annahme, dass die Erdbeschleunigung im Modell und im Prototyp die gleiche ist, reduziert sich die Gleichung A.2 auf:

$$\frac{V_{Natur}}{V_{Modell}} = \sqrt{\lambda} \tag{A.3}$$

In ähnlicher Weise ergeben sich für die wichtigsten physikalischen Grössen folgende Umrechnungsfaktoren:

Längen [m]	1 : $\lambda$
Volumen [m <sup>3</sup> ]	1 : $\lambda^3$
Kraft [N]	1 : $\lambda^3$
Zeit [s]	1 : $\lambda^{1/2}$
Geschwindigkeit [m/s]	1 : $\lambda^{1/2}$
Abfluss [m <sup>3</sup> /s]	1 : $\lambda^{5/2}$
Geschiebetransport [kg/s]	1 : $\lambda^{5/2}$

Tab. A.1: Faktoren zur Umrechnung der wichtigsten physikalischen Grössen des hydraulischen Modells auf die Natur.

## B Web Kamera AXIS 206M

### B.1 Merkmalblatt



Abb. B.1: Bild einer Web Kamera AXIS 206M

Item	Specification
Supported Operating Systems	Windows (XP, 2000, NT4.0, ME, 98) Linux, Mac OSX.
Supported Web Browsers	For Windows - Internet Explorer 5.x or later, Mozilla 1.4* or later, Firefox 1.0* or later. For Linux - Mozilla 1.4* or later, Firefox 1.0* or later. For Mac OSX - Mozilla 1.4* or later, Netscape 7.1* or later, Firefox 1.0* or later. * = limited functionality
Networking (AXIS 206 & AXIS 206M)	Required protocols: Standard TCP/IP protocol suite. Supported protocols: 10baseT Ethernet, 100baseTX Fast Ethernet, TCP/IP, HTTP, FTP, DHCP, SMTP, NTP, ARP, BOOTP, DNS, UPnP. Connection via CAT-5 twisted pair cable.
Networking (AXIS 206W)	Required protocols: Standard TCP/IP protocol suite. Supported protocols: TCP/IP, HTTP, FTP, DHCP, SMTP, NTP, ARP, BOOTP, DNS, UPnP. Built-in 802.11b Wireless module. Range 150m (450 feet) with clear line of sight. See also the 802.11b radio specifications below.
Management	Remote configuration and status via web-based tools.
Compression	Motion-JPEG. Snapshot JPEG images available. User-controlled compression level.
Video Features (AXIS 206 & AXIS 206W)	Maximum frame rate: 30 fps. 300 Kpixel 1/4" progressive scan CMOS image sensor. Illumination: 4-10 000 Lux. Time stamp, text overlay, image rotation, color control.
Video Features (AXIS 206M)	Maximum frame rate: 12 fps (all resolutions). 1.3 Megapixel 1/2" progressive scan CMOS image sensor. Illumination: 10-10 000 Lux. Time stamp, text overlay, image rotation, color control.

Video Resolutions (AXIS 206 & AXIS 206W)	640x480, 640x360, 320x240, 160x120
Video Resolutions (AXIS 206M)	1280x1024, 1280x960, 1280x720, 640x480, 640x360, 320x240
Lens (AXIS 206/AXIS 206W)	Fixed focal length; 4mm. Fixed iris; F2.0.
Lens (AXIS 206M)	Fixed focal length; 10mm. Fixed iris; F2.8.
802.11b Radio specifications for wireless module (AXIS 206W)	Frequency band: 2.400-2.497 GHz (2.4 GHz ISM band) Number of selectable sub-channels: 14 Modulation: DSSS (Direct Sequence Spread Spectrum) DBPSK, DQPSK, CCK Supported data rates: 1.2, 5.5, and 11 Mbps Maximum receive level: -4dBm (with PER<8%) Output power: 15 dBm +/- 1 dBm Antennae: 2 ceramic antennae with internal diversity switching
<b>Item</b>	<b>Specification</b>
Approvals – EMC	EN 55022:1998+A1, Class B EN 61000-3-2:2000 EN 61000-3-3:1995+A1 EN 55024:1998+A1 EN 61000-6-1:2001 CISPR24:1997+A1
Compliance – EMC	FCC part 15, Subpart B, Class A FCC part 15, Subpart B, Class B demonstrated by compliance with EN 55022 (CISPR 22) VCCI:2003 C-Tick AS/NZS 3548
Approvals – Safety	EN 60950, UL (Power adapter only), CSA (Power adapter only)
Approvals – Radio (AXIS 206W)	US/CAN: FCC CFR47 Part 15.247, 15.205, 15.209/ Canada RSS-210 Pan Euro: EN300 328, EN301 489-17, EN60950 Japan: TELEC ARIB T-66, 33 Korea: MIC
Power	PS-H or PS-L power adapter, 5.0-5.5 VDC, min 500mA. Included.
Hardware & System	Motion JPEG compression chip 32-bit RISC CPU 16 MByte RAM 4 MByte FLASH Linux 2.4 kernel
Metrics (AXIS 206 & AXIS 206M)	Height: 88 mm (3.46") Width: 55 mm (2.17") Depth: 34 mm (1.34") Weight: 177g (0.39 lb) including stand
Metrics (AXIS 206W)	Height: 100mm (3.94") Width: 55 mm (2.17") Depth: 35 mm (1.38") Weight: 177g (0.39 lb) including stand
Security	Multi-user password protection. WPA-PSK (wireless security) – AXIS 206W only. WEP (wireless security) – AXIS 206W only.
Operating Conditions	Temperature: +5°C to +40°C (41°F to 104°F) Humidity: 20-80% RHG. For indoor use only.
Complimentary software	AXIS IP Utility 2.0 – for installation in Windows. (Included on product CD.) AXIS Camera Explorer – Viewing, management and recording software. (Included on product CD.) AXIS Media Control (AMC) – ActiveX component software required for Microsoft Internet Explorer – installed automatically on first use.

Abb. B.2: Merkmalblatt zur Web Kamera AXIS 206M

## B.2 Abbildungsfehler

Ist das Objektiv einer Kamera nur mit einer einfachen Linse ausgestattet, wie es bei der Kamera AXIS 206M der Fall ist, werden mehrere der folgenden Abbildungsfehler auftreten:

- Farbenfehler wie z. B. Farbbrennweitenfehler und Farbvergrößerungsfehler,
- monochromatische Fehler wie der Öffnungsfehler, Astigmatismus, Bildfeldwölbung, asymmetrische Distorsion oder Lichtfleck.

Eine detaillierte Definition der oben genannten Abbildungsfehler befindet sich in FREYTAG & DUSSLER (1983).

Diese Abbildungsfehler ergeben allein oder durch ihr Zusammenwirken eine unscharfe Zeichnung, die meist nach dem Bildrand hin immer auffälliger hervortritt. Je kleiner der ausgenutzte Bildwinkel und je kleiner die Blende ist, desto weniger treten sie in Erscheinung, auch wenn sie vorhanden sind. Diese Abbildungsfehler treten nicht infolge schlechter Qualität des Glases oder mangelhafter Herstellung der Linse auf. Sie entstehen auch bei einer aus bestem optischem Glas mit grösster Sorgfalt hergestellten einfachen Linse.

Im Fall der Kamera AXIS 206M war ein Schärfeabfall am Rand deutlich zu erkennen (Abb. F.2, oben). Ein weiterer Fehler, der bei den Aufnahmen mit der Webcam AXIS 206M auftrat, war der Randlichtabfall. Dieser führte zu einer stetigen Verdunkelung des Bildes zu den Bildecken hin (Abb. F.2, oben).

Das Auftreten solcher Abbildungsfehler beeinflusste die Auswertung der Fotos jedoch in keiner Weise. Trotz des im Abb. F.2 (oben) sichtbaren Licht- und Schärfeabfalls am Bildrand war die Qualität der Bilder ausreichend, um die erodierten Uferlinien auch in den Bildecken mit dem Programm *Edge Detection* deutlich zu erkennen (Abb. F.2, unten).

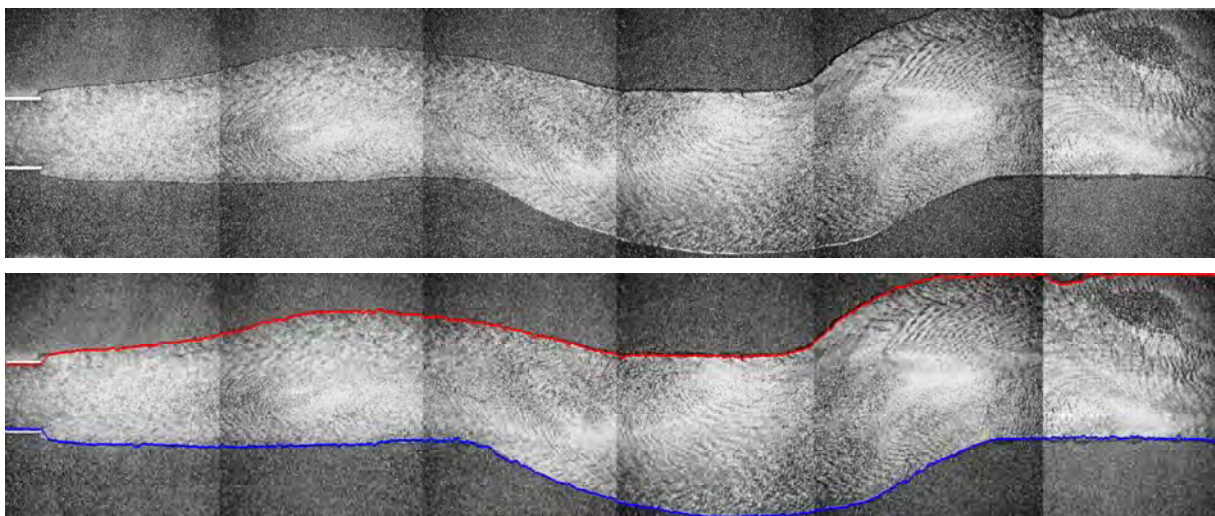


Abb. B.3: Bildaufnahme 03\_11\_0013 vor (oben) und nach (unten) der Auswertung mit dem Programm *Edge Detection*. Trotz des Licht- und Schärfeabfalls am Bildrand reichte die Qualität der Bilder aus, um die erodierten Uferlinien deutlich zu erkennen.





## C Symmetrische Verzeichnung am Bildrand

### C.1 Einleitung

Unter Verzeichnung versteht man, dass gerade Linien am Rande des Bildfeldes gekrümmt wiedergegeben werden (Abb. C.1). Fast alle Objektive weisen typische radialsymmetrische Verzeichnungen auf, die sehr unterschiedliche Grössenordnungen annehmen können. Besonders weisen Weitwinkelobjektive oftmals Verzeichnungen von mehreren 100  $\mu\text{m}$  am Bildrand auf. Eine Sonderstellung nehmen Fish-Eye Objektive mit ihren extremen Verzeichnungswerten am Bildrand ein. Da die radialsymmetrische Verzeichnung konstruktionsbedingt ist, kann in diesem Zusammenhang nicht von Objektivfehlern gesprochen werden.

Werden Fotoaufnahmen zu Messzwecken verwendet, kann die Korrektur der Randverzeichnung für die zu erreichende Genauigkeit entscheidend sein. Im Rahmen dieser Arbeit wurde deshalb untersucht, wie gross die Randverzeichnung bei der Aufnahmen mit der Kamera AXIS 206M war und ob überhaupt eine Korrektur der Bilder notwendig war.

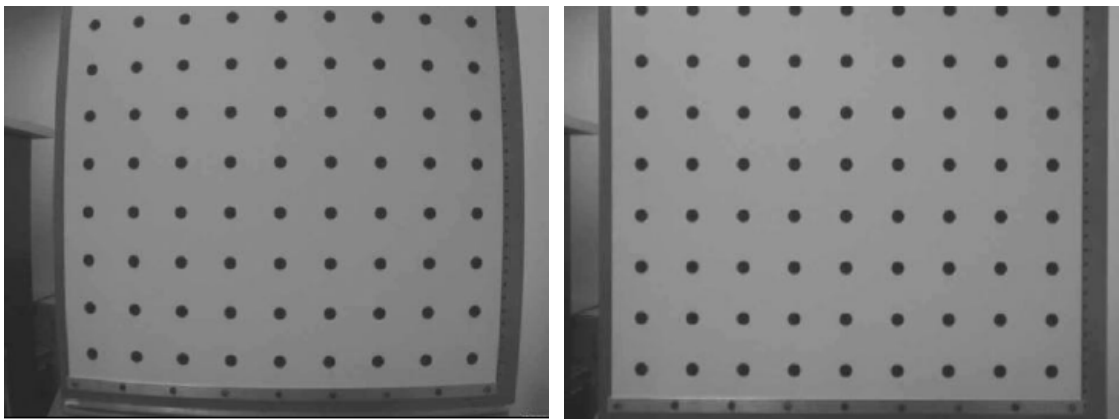


Abb. C.1: Fotoaufnahme bevor (links) und nachdem (rechts) die Verzeichnung (Krümmung gerader Linien) am Bildrand korrigiert wurde.

Die Randverzeichnung lässt sich mittels mathematischer Funktionen berechnen und korrigieren. Dafür wird ein mathematisches Modell der Kamera erstellt, welches kalibriert werden muss. Durch Kalibrierung des Kameramodells werden die charakteristischen Parameter des optischen Systems (Objektiv, Sensor, etc.) bestimmt, mit denen sich unter anderen die symmetrische radial Randverzeichnung korrigieren lässt. Werden solche Verzeichnungseinflüsse und weitere systematische Fehler korrigiert, lässt sich das fotografierte Objekt exakt und zuverlässig rekonstruieren (Abb. C.1).

### C.2 Kamerakalibrierung

Die Kalibrierung der Kamera wurde mithilfe der Software *iWitness* durchgeführt. Eine detaillierte Beschreibung des Programms befindet sich bei PHOTOMETRIX (2000).

Als Erstes wurden mehrere Bilder von einem Referenzkörper in verschiedenen Richtungen mit einer der Kameras AXIS 206M aufgenommen. Auf diesem Referenzkörper befanden sich mehreren Kodierungskarten, deren Code auf der Kombination von roten und grünen Punkten in verschiedener Art und Weise basieren (Abb. C.2).



Abb. C.2: Referenzkörper zur automatischen Kalibrierung einer Digitalkamera mit dem Programm *iWitness*.

Anschliessend wurden die aufgenommenen Bilder mit dem Programm *iWitness* ausgewertet. Dabei wurden die Kodierungskarten automatisch erkannt, so dass die 3D Koordinaten der gemessenen Punkte berechnet werden konnten. Diese Bildkoordinaten stellen die wichtigen Grundlagen für die Berechnung der verschiedenen Kameraparameter dar, welche auch vom Programm *iWitness* bestimmt werden (Abb. C.3). Unter anderen berechnet das Programm die Kalibrierungsparameter  $k_1$ ,  $k_2$  und  $k_3$ , mit denen sich die Verzerrung am Rand eines Bildes bestimmen lässt (Kap. C.3).

Im Fall der Kamera AXIS 206 M hatten die Parameter  $k_1$ ,  $k_2$  und  $k_3$  jeweils die Werte 0.00024263, 0.00014020 und -0.000011506 (Abb. C.3).

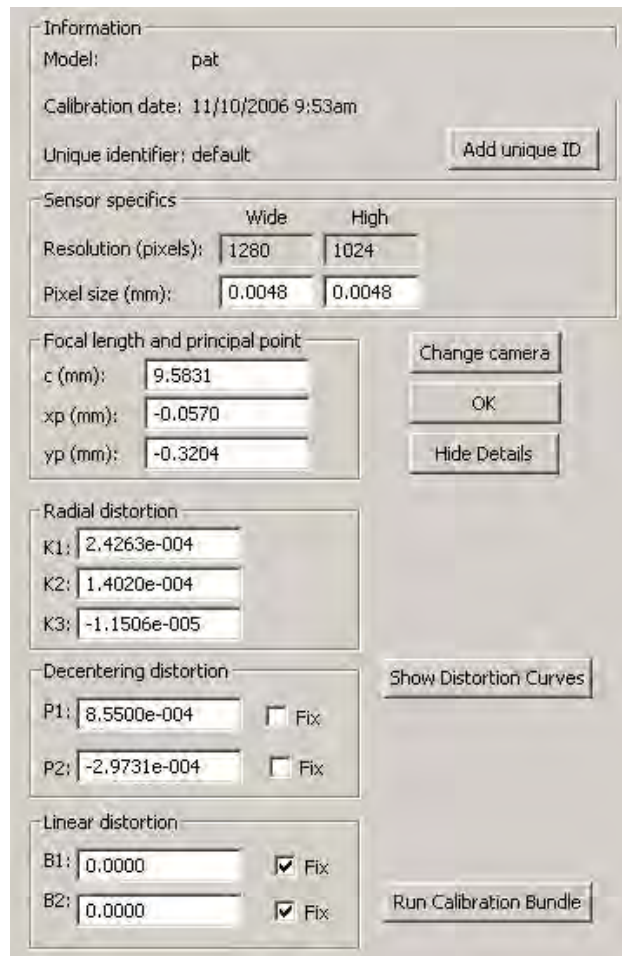


Abb. C.3: Graphische Interface des Programms iWitness zur Berechnung von charakteristischen Parameter des optischen Systems einer Digitalkamera.

### C.3 Berechnung der Randverzeichnung

Die für jedes Objektiv charakteristische Verzeichnung lässt sich als Funktion der Kalibrierungsparameter  $k_1$ ,  $k_2$  und  $k_3$  wie folgt beschreiben:

$$d_{rSensor} = k_1 \cdot r^3 + k_2 \cdot r^5 + k_3 \cdot r^7 \quad (C.1)$$

wobei

$d_{rSensor}$  : radialsymmetrische Verzeichnung eines Sensors[ $\mu\text{m}$ ]

$r$ : Sensorradius [mm], ( $r^2 = x^2 + y^2$ , wobei der Nullpunkt des Koordinatensystems das Zentrum des Sensors ist)

$k_i$ : Kalibrierungsparameter [-]

In Abb. C.4 sind beispielweise die Verzeichnungskurven von diversen Kameras Canon Power G1 mit unterschiedlichen Brennweiten  $f$  (7 bis 21 mm) zusammen dargestellt. Dabei wird die radialsymmetrische Verzeichnung  $d_{r, Sensor}$  in Abhängigkeit von dem radialen Abstand  $r$  zum Zentrum des Kamerasensors dargestellt. Aus der Abbildung ist ersichtlich, dass die Bild-

verzeichnung  $d_{r,Sensor}$  (positiv oder negativ) mit zunehmender Distanz zum Sensorzentrum grösser wird. Sie erreicht ihr Maximum am Rand des Sensors.

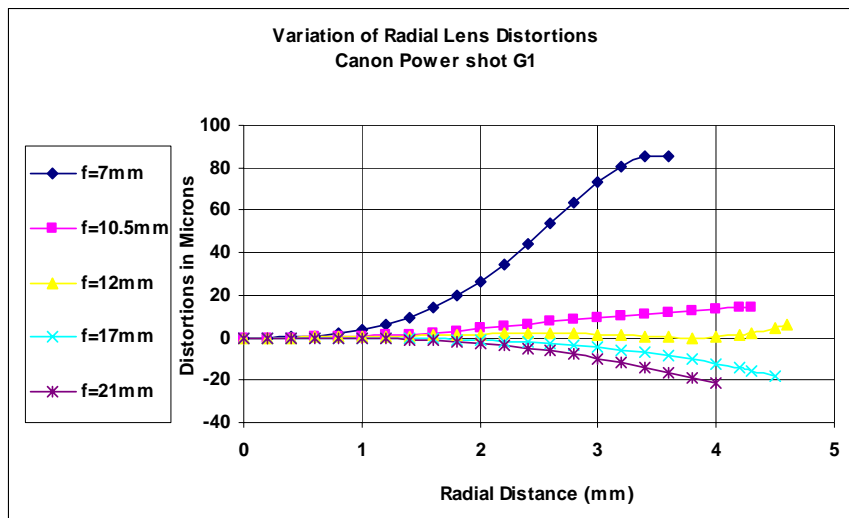


Abb. C.4: Berechnete Verzeichnungskurven für Kameras Canon Power G1 mit verschiedenen Brennweiten  $f$  (7 bis 21 mm) (Aus REMONDINO & FRASER 2006).

Unter Berücksichtigung der Parameter  $k_i$ , die bei der Kalibrierung der Kamera AXIS 206 M ermittelt wurden, ergibt sich für die radialsymmetrische Verzeichnungskurve dieser Kamera folgende Funktion:

$$d_{r,Sensor} = 0.00024263 \cdot r^3 + 0.0001402 \cdot r^5 - 0.000011506 \cdot r^7 \quad (C.2)$$

In Abb. C.5 ist diese Funktion graphisch dargestellt. Aus dieser Kurve kann nun herausgelesen werden, wie gross die maximale Verzeichnung der Kamera AXIS 206M ist.

Wie vorher erwähnt wird das Maximum der Verzeichnung am Sensorrand erreicht. Die Webcam AXIS 206M wurde mit einem Sensor 1/2'' hergestellt. Diese Bezeichnung für die Sensorgröße einer Kamera stammt noch aus den 50er Jahren. Sie bezeichnet die Länge der Diagonale (in Zoll) einer Bildaufnahmeröhre. Umgerechnet ergibt dies eine Sensorgröße von 6.4 mal 4.8 mm. Somit hat der maximale Sensorradius einen Wert von 4 mm. Aus der Graphik in Abb. C.4 kann dann die entsprechende maximale radiale Verzeichnung des Sensors herausgelesen werden. Diese entspricht dem kleinen Wert von -0.03  $\mu\text{m}$ .

Die Randverzeichnung im Foto  $d_{r,Foto}$  ist dann durch die Beziehung

$$d_{r,Foto} = d_{r,Sensor} \cdot f_{sc} \quad (C.3)$$

gegeben, wobei der Skalafaktor  $f_{sc}$  das Verhältnis der Brennweite  $f$  zu der Distanz  $D$  zwischen Kamera und Objekt bildet:

$$f_{sc} = \left( \frac{f}{D} \right)^{-1} \quad (C.4)$$

In der Versuchsanlage hingen die Kameras in einer Distanz  $D = 6$  m über die Laborrinne. Die Brennweite der Kameras wurde mit dem Kalibrierungsprogramm *iWitness* bestimmt. Daraus

stellt sich einen Wert von  $f = 9.58$  mm heraus. Gemäss der Gleichung (C.4) beträgt dann der Skalafaktor  $f_{sc}$  einen Wert von 626.

Bei einer radialen Verzeichnung des Sensors  $d_{r,Sensor}$  von  $-0.03 \mu\text{m}$  ergibt sich gemäss der Gl. (C.3) für  $f_{sc} = 626$  eine Randverzeichnung im Foto  $d_{r,Foto}$  von  $-0.019$  mm, was relativ gering ist.

Die maximale Länge eines Pixels bei einem Sensor von 6.4 mal 4.8 mm variiert zwischen 0.0047 und 0.05:

$$L_{Pixel,Foto,1} = \frac{6.4}{1280} = 0.005 \text{ [mm/pixel]} \quad (C.5)$$

$$L_{Pixel,Foto,2} = \frac{4.8}{1024} = 0.0047 \text{ [mm/pixel]} \quad (C.6)$$

Unter Berücksichtigung eines Skalafaktors von 626 lässt sich die Länge eines Pixels im Foto folgendermassen bestimmen:

$$L_{Pixel,Foto} = L_{Pixel,Sensor} \cdot f_{sc} = [0.0047 - 0.005] \cdot 626 = [2.94 - 3.13] \approx 3.05 \text{ [mm/pixel]} \quad (C.7)$$

Dies bedeutet, dass ein Pixel im Foto eine Länge von 3.05 mm beträgt.

Hinsichtlich der Grössenordnung der Randverzeichnung bedeutet es, dass die obigen berechneten Randverzeichnung des Fotos  $d_{r,Foto}$  mit einem Wert von  $-0.019$  mm deutlich kleiner ist als die Länge eines Pixels, so dass sie nicht erfassbar ist.

Zusammenfassend verursachen die im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Kameras AXIS 206M eine so minimale Verzeichnung am Bildrand, dass diese vernachlässigt werden kann.

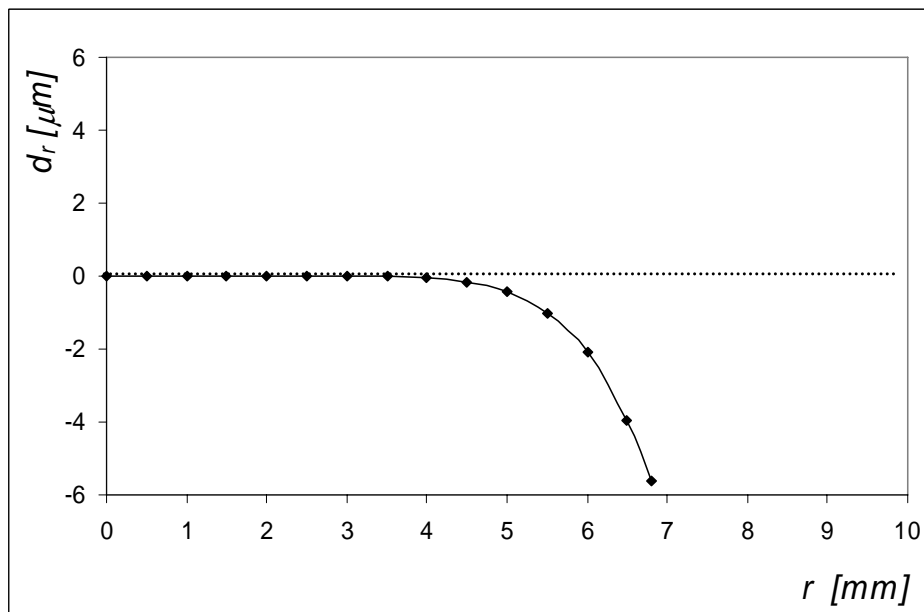


Abb. C.5: Für die Digitalkamera AXIS 206M ermittelte Verzeichnungskurve. Bei einem Sensorradius von 4 mm ergibt sich eine maximale Verzeichnung von  $-0.03 \mu\text{m}$ . Die von dieser Art von Kameras verursachte Verzeichnung ist so klein, dass sie vernachlässigt werden kann.



## D Stabilität einer Uferböschung

Die Beurteilung der Stabilität einer Uferböschung erfolgt durch den Vergleich der Strömungsbeanspruchung mit dem Erosionswiderstand von Körnern, die auf der zu betrachtenden Böschung liegen.

Die Ermittlung des Erosionswiderstands einer Uferböschung aus Lockermaterial basiert auf den am Einzelkorn wirkenden Kräften (Gewichts-, Auftriebs- und Strömungskraft), wobei das Korn nicht innerhalb der Sohle sondern in einer um den Winkel  $\gamma$  geneigten Fläche liegt. Unter Berücksichtigung aller dieser Grössen leiteten STEVENS & SIMONS (1971) und STEVENS ET AL. (1976) folgende Beziehung zur Beschreibung des Grenzwerts des Widerstands eines Korns in der Böschung her:

$$\theta_{c\gamma} = \theta_c \cos \gamma \left( 1 - \frac{\tan^2 \gamma}{\tan^2 \Psi} \right) \quad (D.1)$$

Darin bezeichnen:

- $\theta_{c\gamma}$  die dimensionslose kritische Schubspannung des Korns in der Böschung
- $\theta_c$  die dimensionslose kritische Schubspannung eines gleich grossen Korns in einer ebenen Sohle
- $\gamma$  die Böschungsneigung und
- $\psi$  den inneren Reibungswinkel

Für eine detaillierte Beschreibung dieser Gleichung D.1 sei an dieser Stelle auf BEZZOLA (2005) verwiesen.

Bezüglich der Strömungsbeanspruchung der Böschung ist nach LANE (1955) die Schubspannung im Bereich der Böschung annähernd proportional der lokalen Wassertiefe  $h$ , wobei die Schubspannung am Böschungsfuss gleich der mittleren Sohlenschubspannung  $\tau_0$  angenommen wird. Die Böschungsschubspannung erreicht ihr Maximum in einer Höhe von (0.2-0.3)  $h$  (Abb. 6.11). Dieses Maximum ist durch die Beziehung

$$\theta_B = 0.77 \frac{hJ}{(s-1)d_m} \quad (D.2)$$

gegeben.

Weist das Ufermaterial eine breite Kornverteilung auf, wird der Grobkornanteil selten abtransportiert, so dass sich zeitweise eine Abpflasterungsschicht am Böschungsfuss bildet. In diesem Fall soll bei der Berechnung von  $\theta_B$  der massgebende Korndurchmesser  $d_m$  der gröberen Deckschicht eingesetzt werden. Dieser entspricht in etwa dem  $d_{90}$  der ursprünglichen Kornzusammensetzung des Ufermaterials.

Sind die Strömungsbeanspruchung der Böschung  $\theta_{c\gamma}$  sowie der Uferwiderstand  $\theta_B$  bekannt, kann durch den Vergleich beider Grössen beurteilt werden, ob die Uferböschung stabil bleibt oder nicht.

Ist die Beanspruchung  $\theta c \gamma$  grösser als der Widerstand  $\theta_B$ , dann wird das Ufer soweit erodiert, bis die neu auf die Böschung wirkende Schubspannung der kritischen Schubspannung für den Bewegungsbeginn der Körner an der Böschung entspricht. Erst dann bleibt die Böschung stabil.



## E – Gamma-Funktion

Die Gamma-Funktion  $\Gamma(\alpha)$  ist eine mathematische komplexe Funktion, die wie folgt definiert ist:

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} x^{\alpha-1} \cdot e^{-x} dx \text{ für } x > 0 \text{ (Eulersches Integral zweiter Gattung)} \quad (E.1)$$

Die Gamma-Funktion ist eine häufig verwendete Funktion in der Statistik. Mithilfe der Gleichung E.1 lässt sich für ein beliebiges  $x$  die Gamma-Funktion berechnen. In Abb. E.1 ist die Gamma-Funktion  $\Gamma(\alpha)$  für Werte von  $\alpha$  zwischen 0.2 und 4 dargestellt.

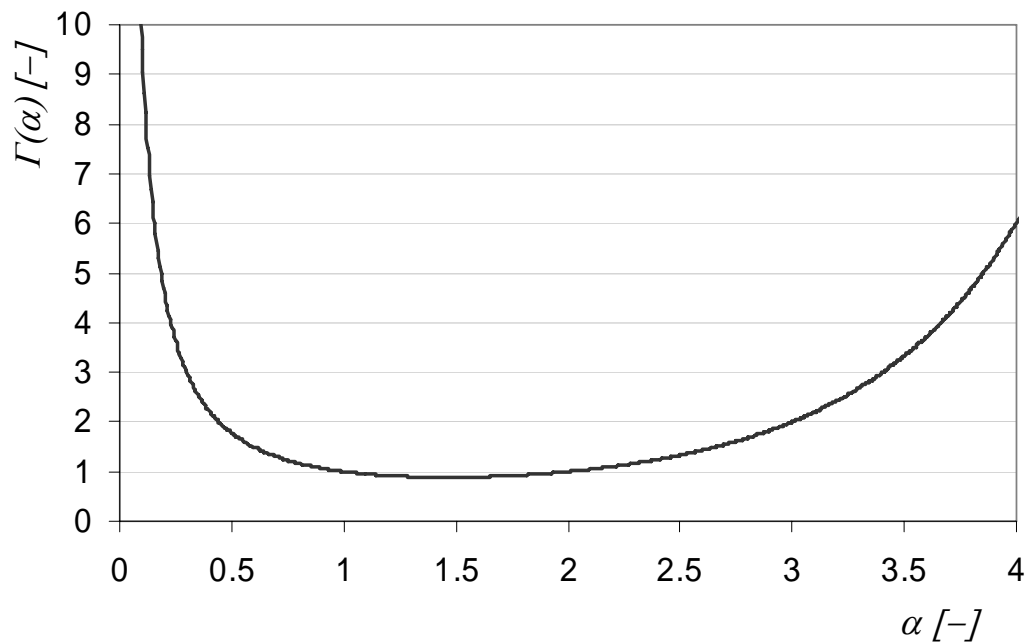


Abb. E.1: Gamma-Funktion  $\Gamma(\alpha)$  für Werte von  $\alpha$  zwischen 0.2 und 4.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden bei der Beschreibung der Häufigkeitsverteilung der maximalen Erosionsgeschwindigkeit für das Parameter  $\alpha$  Werte von 2.0 (Serie 1) resp. 2.6 (Serie 2) ermittelt. Für diese Fälle ergeben sich Werte der Gamma-Funktion  $\Gamma(\alpha)$  von 1 resp. 1.43, wie aus der Abb. E.1 herausgelesen werden kann.



## F – Hydrologische Daten

### F.1 Abflussganglinie vom August 2005 an der Muota

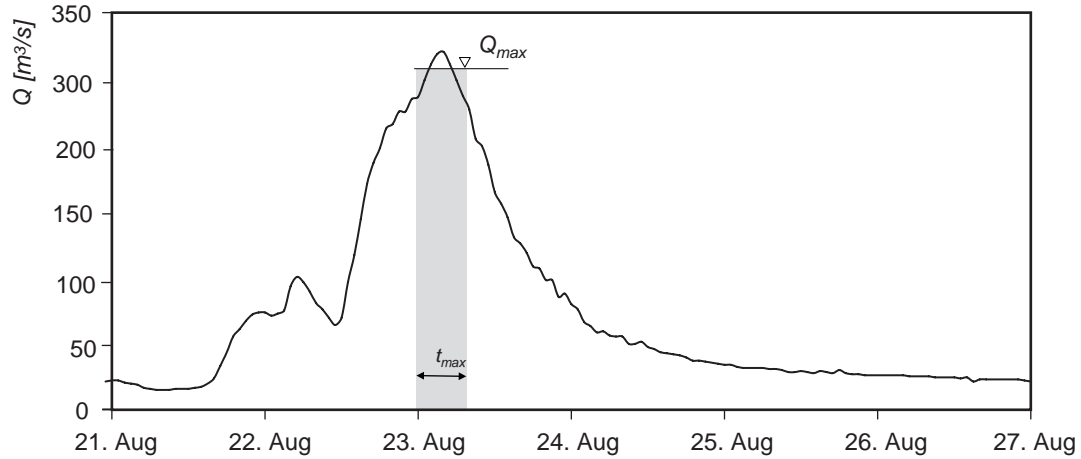


Abb. F.1: Abflussganglinie beim Hochwasserereignis vom August 2005 an der Muota bei Muotatal

### F.2 Abflussganglinie vom Mai 1999 an der Töss

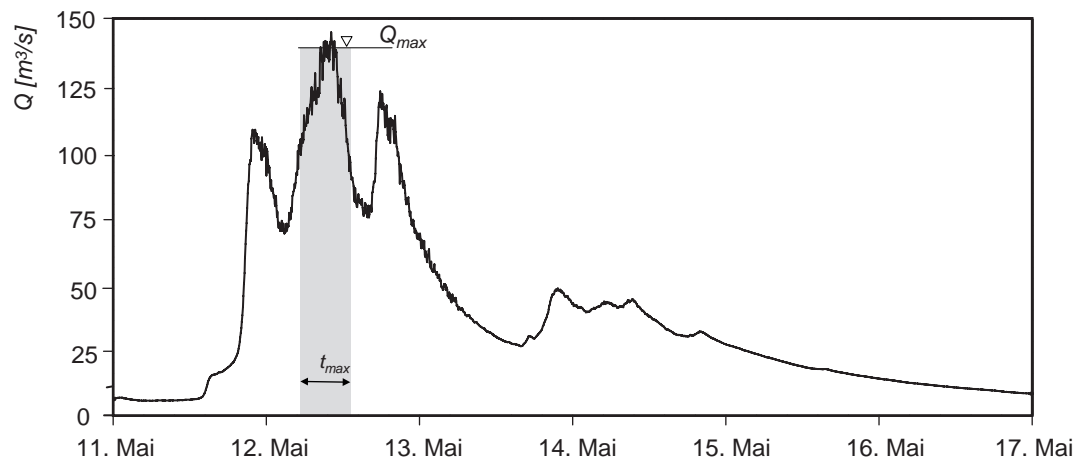


Abb. F.2: Abflussganglinie beim Hochwasserereignis vom Mai 1999 an der Töss, gemessen an der Messstation Rämismühle (Quelle: AWEL)



# Anhang G – Fallbeispiel: Emme Winterseyschache

## G.1 Ausgangslage

Mithilfe dieses Beispiels soll aufgezeigt werden, wie die im Rahmen dieser Arbeit entwickelten Ansätze in der Praxis anzuwenden sind. Das Rechenbeispiel wird für die eigendynamische Flussaufweitung der Emme oberhalb von Oberburg (Winterseyschache) durchgeführt.

### Aufweitungsprojekt

Die Aufweitung Winterseyschache wurde projiziert, um eine Sohlenstabilisierung der Emme oberhalb von Oberburg zu gewährleisten sowie, um eine ökologische Aufwertung zu erreichen. Bei dieser Aufweitung handelt es sich um eine eigendynamische Aufweitung. Im Winter 2001/2002 wurden die rechtsseitigen Längsverbauungen entfernt und die Strömung mittels temporärer Buhnen auf das rechte Ufer gelenkt. Der Verbreiterungsprozess sollte auf natürliche Art durch Seitenerosion erfolgen. Dem Fluss wurde die Möglichkeit gegeben, sich natürlich bis zu einer Interventionslinie entwickeln zu können (Abb. G.1). In Tabelle G.1 sind die wichtigsten Kenngrößen zu diesem Flussabschnitt zusammengestellt.

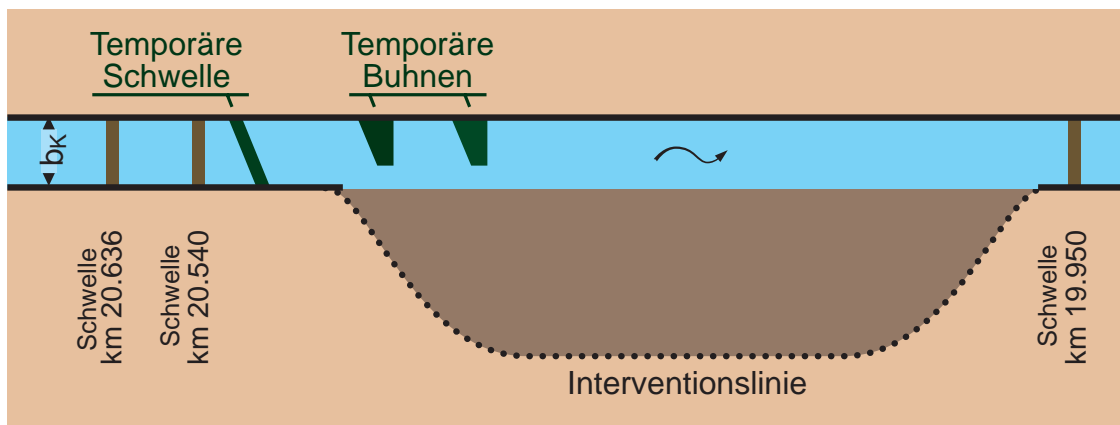


Abb. G.1: Schematische Darstellung der Aufweitung der Emme bei Winterseyschache (Fluss-km 19.95 bis 20.54). Die Emme kann sich bis zur definierten Interventionslinien durch Seitenerosion aufweiten.

Fluss- km	$b_k$ [m]	$J_m$ [-]	$HQ_2$ [m <sup>3</sup> /s]	$HQ_5$ [m <sup>3</sup> /s]	$d_m$ [m]	$d_{90}$ [m]
19.95-20.54	37	0.004	192	272	0.04	0.087

Tab. G.1: Angaben zur Kanalbreite  $b_k$ , Sohlengefälle  $J_m$ , Hochwasserabflüsse  $HQ_2$  und  $HQ_5$  und charakteristische Korndurchmesser  $d_m$  und  $d_{90}$ , massgebend für den Flussabschnitt der Emme im Bereich der Aufweitung Emme Winterseyschache.

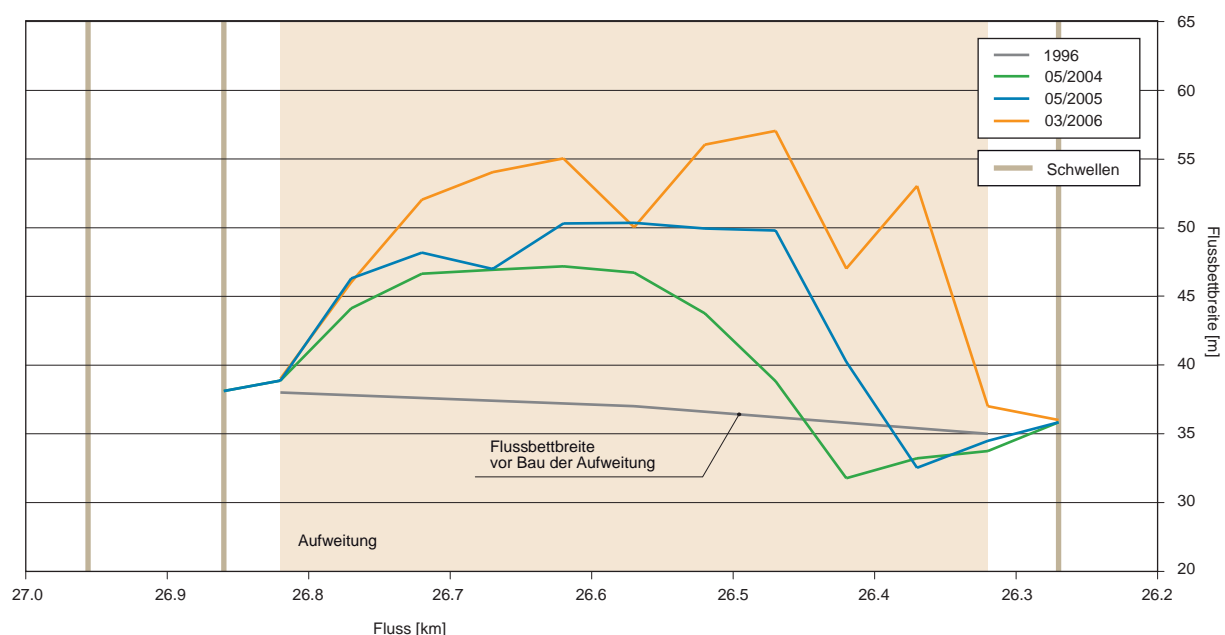
### ***Bisherige Entwicklung***

Die Realisierung der Aufweitung Winterseyschache hat sich seit dem Beginn der Initialphase positiv auf die morphologischen Entwicklungen in der untersuchten Flussstrecke ausgewirkt. Es konnte beobachtet werden, dass es bei jedem Hochwasser zu den gewünschten eigendynamischen Entwicklungen gekommen ist (VAW 2007).

In den Abbildungen G.2 und G.3 sind die Breiten- und Sohlenentwicklung bei der Aufweitung Emme Winterseyschache von 2002 bis 2006 dargestellt.

Die Grafik der Breitenentwicklung in Abbildung G2 zeigt deutlich, wie in diesem Zeitraum eine grosse Gerinneverbreiterung durch Seitenerosion stattgefunden hat. Die Flussbettbreite nahm an einigen Stellen bis auf 57 m zu. In diesem Zeitraum sind mehrere Hochwasserereignisse (etwa 6) zwischen 180 m<sup>3</sup>/s und 350 m<sup>3</sup>/s aufgetreten, die zu dieser Verbreiterung geführt haben.

Bezüglich der Sohlenentwicklung sind die Auswirkungen dieser eigendynamischen Aufweitung in Abb. G.3 gut zu erkennen. Seit ihrer Realisierung kam es zu einer kontinuierlichen Anhebung der Sohle in der Aufweitung. Nach der letzten Vermessung in 2006 lag die Sohle um ca. 0.5 m höher als vor Realisierung der Aufweitung. Nach dem Hochwasser von August 2005 haben sich auch die ersten Sohlenstrukturen gebildet (Abb. G.4).



**Abb. G.2:** *Breitenentwicklung der Emme nach der Realisierung der Aufweitung Winterseyschache im Jahr 2002. Der gesamte Bereich zwischen den eingezeichneten Schwellen steht der projektierten Aufweitung zur Verfügung (PROMNY ET AL. 2008).*

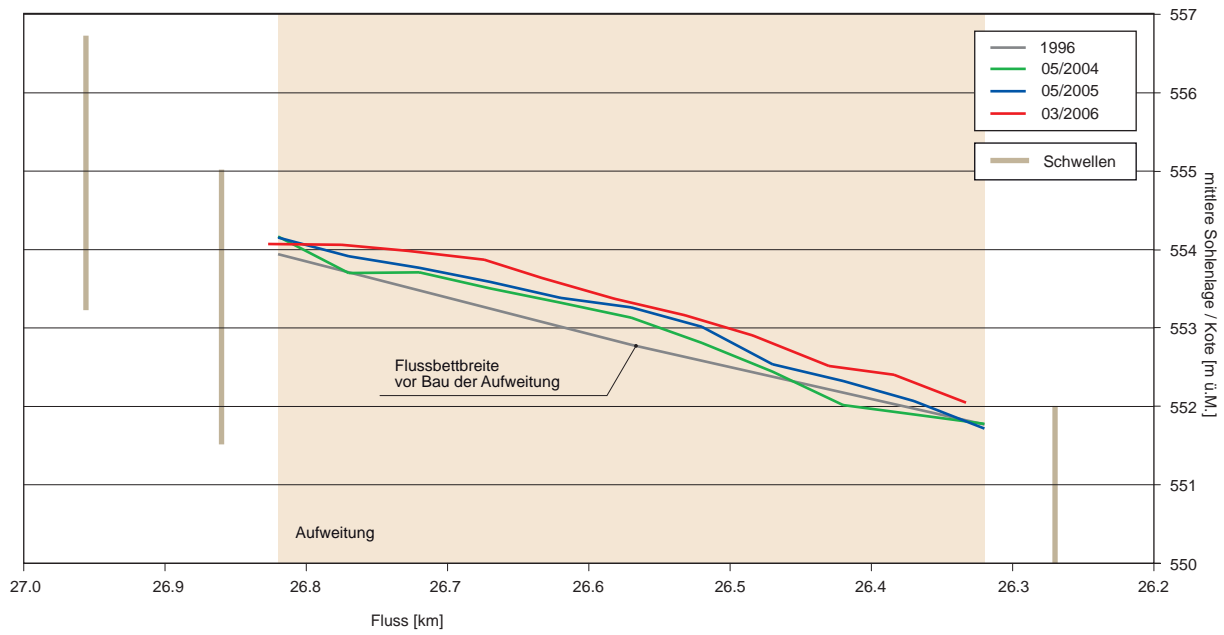


Abb. G.3: Sohlenentwicklung der Emme nach der Realisierung der Aufweitung Winterseyschache im Jahr 2002 (PROMNY ET AL. 2008).



Abb. G.4: Aufweitung Winterseyschache an der Emme. Das Foto wurde nach dem Hochwasser vom August 2005 aufgenommen.

## G.2 Primäre Seitenerosion

Gemäss dem im Rahmen dieser Arbeit präsentierten Gedankemodell findet infolge primärer Seitenerosion eine erste Verbreiterung des Gerinnes statt, wobei das Gerinne einen gestreckten Verlauf und eine ebene Sohle beibehält. Wie schnell sich die Regimebreite  $b_{eq1}$  infolge primärer Seitenerosion einstellt, hängt im Wesentlichen vom Verhältnis der Ausgangsbreite  $b_k$  zur Regimebreite  $b_{eq1}$ , vom Erosionswiderstand des Ufers und natürlich vom Auftreten der entsprechenden Abflüsse ab.

Die Regimebreite  $b_{eq1}$  lässt sich gemäss dieser Arbeit mit dem Ansatz nach YALIN (1992) (s. auch Gl. (2.4)) abschätzen. Für die Randbedingungen der betrachteten Flussstrecke (Tab. G.1) und unter Berücksichtigung von Abflüsse zwischen 180 und 350 m<sup>3</sup>/s schwankt die Bandbreite der mit der Gleichung (2.4) berechneten  $b_{eq1}$  von 45 bis 60 m (Tab. G.2). Diese Bandbreite entspricht der Grössenordnung der mittleren Sohlenbreiten, welche aus der Naturvermessungen ermittelt wurde (Kap. G.1 und Abb. G.2). Somit kann davon ausgegangen werden, dass die bisher an der Emme stattgefundenere Verbreiterung durch primäre Seitenerosion erfolgte.

$Q$ [m <sup>3</sup> /s]	$d_m$ [m]	$b_{eq1}$ [m]
180	0.04	45
350	0.04	60

Tab. G.2: Ausgewählte Kenndaten der Emme bei betrachteter Flussstrecke (Fluss-km 19.95 bis 20.5) und ermittelten Regimebreiten  $b_{eq1}$  infolge primärer Seitenerosion (Gl. 2.4).

## G.3 Breitenentwicklung durch sekundäre Seitenerosion

### *Beurteilung des „bankbildenden Potenzials“*

Mithilfe der im Rahmen dieser Arbeit gewonnenen Erkenntnisse wird versucht, eine Prognose über die weitere Entwicklung der mittleren Sohlenbreite bei der eigendynamischen Aufweitung Emme Winterseychache zu machen.

Zur Auslösung der sekundären Seitenerosion und der weiteren eigendynamischen Entwicklung sind laut den bisherigen Erkenntnissen morphologische Bankstrukturen notwendig. Gemäss den Ausführungen im Kap. G.1, haben sich bei der aktuellen Breitenverhältnisse (55-60 m) ersten Bankstrukturen an der Emme gebildet. Dies stimmt mit der nach dem Diagramm von DA SILVA zur erwartenden Morphologien gut überein. Abb. G.5 zeigt das Grenzkriterium von DA SILVA (1991) mit den für die Emme berechneten Verhältnissen von  $b/h$  und  $h/d_m$ . Die Berechnungen wurden für Flussbettbreiten von 37 m (ursprüngliche Breite), 45 m und 60 m (Regimebreite infolge primärer Seitenerosion) sowie für Abflussmenge von 180 und 350 m<sup>3</sup>/s durchgeführt (s. auch Tab. G.3). In der Abbildung ist ersichtlich, dass sich die Datenpunkte



für die aktuelle Aufweitung ( $b= 55\text{-}60\text{m}$ ) in einem Bereich befinden, wo sich morphologische Strukturen bilden können, was mit der Beobachtungen aus der Natur übereinstimmt.

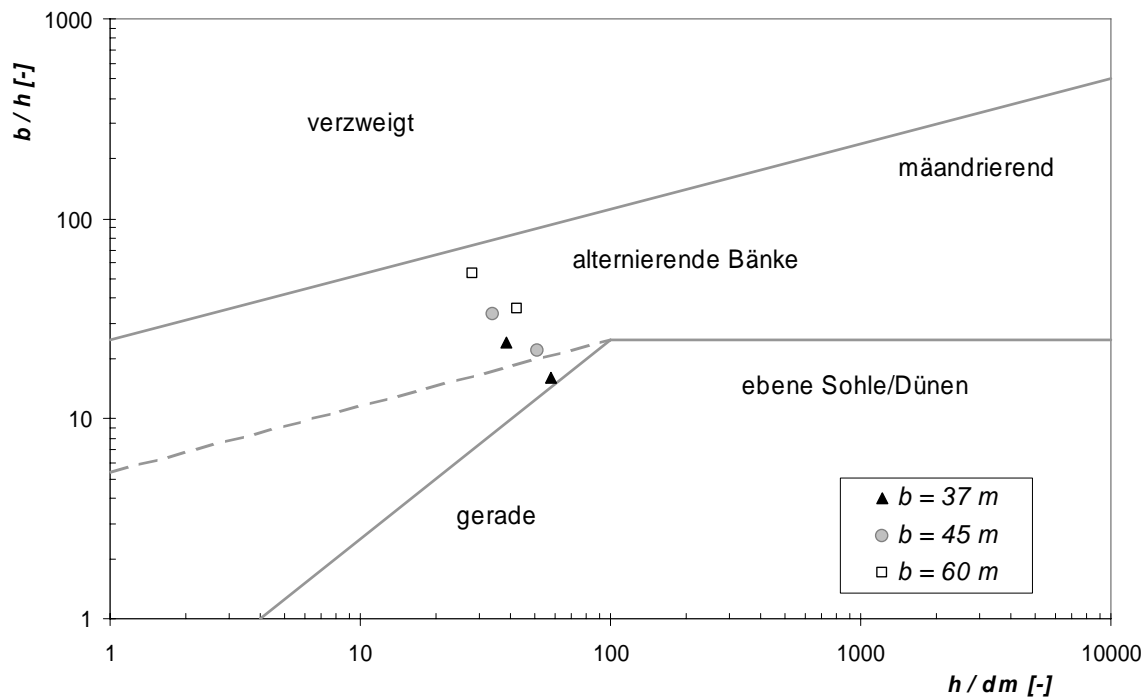


Abb. G.5: Kriterium zur Abgrenzung der Gerinnemorphologie nach DA SILVA (1991) mit Modifikation nach ZARN (1997) mit den Datenpunkten der betrachteten Flussstrecke an der Emme, wobei zwischen Flussbettbreiten von 37 m (Kanalbreite), 45 m und 60 m (Regimebreite infolge primärer Seitenerosion) unterschieden wurden.

$b$ [m]	$Q$ [m <sup>3</sup> /s]	$h$ [m]	$b/h$ [-]	$h/d_m$ [-]
<b>37</b>	180	1.54	24	39
<b>37</b>	350	2.31	16	58
<b>45</b>	180	1.35	33	34
<b>45</b>	350	2.04	22	51
<b>60</b>	180	1.13	53	28
<b>60</b>	350	1.70	35	43

Tab. G.3: Angaben zur berücksichtigten Sohlenbreiten und Abflussmenge bei der betrachteten Flussstrecke der Emme und ermittelten Abflusstiefen sowie Verhältnisse  $b/h$  und  $h/d_m$ .

### Abschätzung der Entwicklung der mittleren Flussbettbreite

Der Prozess der sekundären Seitenerosion wird erst ausgelöst, wenn die sich bildenden Bankstrukturen so stark ausgeprägt sind, dass dadurch die Strömung an die Ufer abgedrängt wird und sich derer Belastung lokal oder über grössere Bereiche erhöht. Die Dauer der Bildung

dieser morphologischen Strukturen hängt im Wesentlichen davon ab, wie gross das Geschiebeaufkommen im Gerinnesystem ist.

Die zeitliche Entwicklung der sekundären Seitenerosion kann mithilfe der im Rahmen dieser Arbeit hergeleiteten Ansätze quantitativ beschrieben werden. Die Resultate aus dieser Arbeit zeigten, dass die Entwicklung der mittleren Breite stark von der Form der auftretenden Bankstrukturen bzw. Verzweigungsmuster beeinflusst wird (Kap. 7.4). Mithilfe des morphologischen Parameters  $E$  (Gl. 7.8), kann beurteilt werden, welche Form der Bankstrukturen auftreten wird und somit welcher Ansatz zur Beschreibung der Entwicklung der mittleren Sohlenbreiten zu berücksichtigen ist.

Für die Randbedingungen der in diesem Fall betrachteten Flussstrecke (s. auch Tab. G.1) liegen die Werte von  $E$  zwischen 700 und 1400. Somit lässt sich die zeitliche Entwicklung der mittleren Breite mit folgender Gleichung abschätzen (s. auch Gl. 5.4 und 5.6):

$$\frac{b_{mA}}{b_{eq1}} = 1.41 \cdot e^{3.52 \cdot 10^{-8} \cdot T} - 0.39 \cdot e^{-6.74 \cdot 10^{-7} \cdot T} \quad (G.1)$$

$$\text{mit } T = t \cdot \left( \frac{g}{d_m} \right)^{0.5} \cdot \left( \frac{Q}{Q_D} \cdot \frac{G_b}{\rho_s \cdot \sqrt{(s-1)g} \cdot d_m^{2.5}} \right)^{0.5} \cdot (J)^{0.5} \quad (G.2)$$

In der Gleichung (G.2) sind bis auf den Grenzabfluss  $Q_d$  und die Geschiebeführung  $G_b$  alle Grössen bekannt.

Die Grenzabflusstiefe zum Aufreissen der Pflasterungsschicht  $h_D$  und somit der Grenzabfluss  $Q_D$  können gemäss Kap. 2.1.2 (Stabilität der Pflasterungsschicht) abgeschätzt werden. Im betrachteten Fall resultiert ein Grenzabfluss von  $Q_D = 44 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Die Geschiebeführung  $G_b$  ist im Normalfall die grösste Unbekannte in der Praxis. Die maximal mögliche Sedimentführung kann in der Regel mithilfe eines der vorhandenen Transportansätze abgeschätzt werden. In der Praxis entspricht die tatsächliche Sedimentführung häufig nicht der Transportkapazität, denn die Fliessgewässer befinden sich in der Regel nicht im Gleichgewicht. Deshalb wird bei der Auswahl von  $G_b$  empfohlen, eine Bandbreite an Geschiebeführung zu berücksichtigen. So kann beurteilt werden, wie die mittlere Breite durch die Variation von  $G_b$  beeinflusst wird.

In diesem Berechnungsbeispiel wurde bei der Betrachtung von  $G_b$  zwischen der maximal möglichen Sedimentführung (Transportkapazität  $G_{b,TC}$ ) und eine reduzierten Geschiebeführung (Reduktion auf 50 % der Transportkapazität,  $G_{b,50\%}$ ) unterschieden. Dabei wurde die maximale Sedimentführung  $G_{b,TC}$  mit dem Ansatz von HUNZIKER (1995) berechnet (s. auch Tab. G.4).

$Q$ [m <sup>3</sup> /s]	$G_b$ [Kg/s]	$G_{b,50\%}$ [Kg/s]
180	140	70
350	420	210

Tab. G.4: Bei den Berechnungen berücksichtigte Abflüsse und entsprechende maximale und reduzierte Geschiebeführungen. Die Berechnung der maximalen Sedimentführung erfolgte mit dem Ansatz von HUNZIKER (1995).

Die zeitliche Entwicklung der mittleren Sohlenbreiten wurde für die in Tab. G.4 angegebenen Abflussmengen und Geschiebeführungen mithilfe der Gleichungen (G.1) und (G.2) berechnet. In Abb. G.6 ist der Verlauf der berechneten relativen Sohlenbreite  $b_{mA}/b_{eq1}$  in Abhängigkeit der Zeit  $t$  dargestellt.

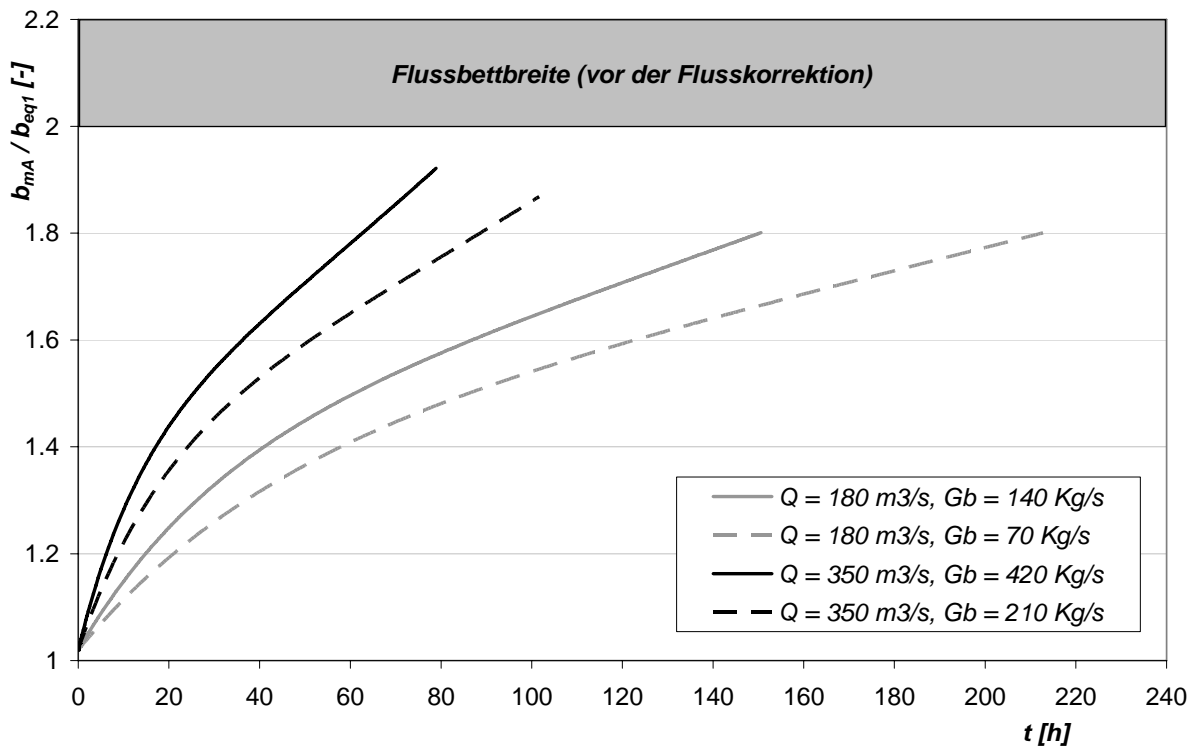


Abb. G.6: Prognostizierte zeitliche Entwicklung der mittleren Sohlenbreite infolge sekundärer Seitenerosion für das betrachtete Berechnungsbeispiel. Die Berechnung erfolgte mithilfe der Gleichungen (G.1) und (G.2) für verschiedene Abflussmengen und Geschiebeführungen. Grau eingezeichnet ist die Bandbreite der Flussbettbreite, welche die Emme vor ihrer Korrektur in der betrachteten Flussstrecke aufwies (s. auch Abb. G.7).

### Diskussion über die Grenzbreite

Nach dem in dieser Arbeit vorgeschlagenen Gedankenmodell wird der Prozess der sekundären Seitenerosion solange fortschreiten, bis der Fluss seine Grenzbreite  $b_{gr}$  erreicht hat. In der Literatur finden sich mehrere Ansätze zur Abschätzung der Grenzbreite (Kap. 2.2.2). Für die

Randbedingungen des betrachteten Flussabschnitts wurde die zu erwartende Grenzbreite mit verschiedenen Ansätzen berechnet (s. Tab. G.5).

$Q$ [m <sup>3</sup> /s]	$b_{gr}$ , Henderson (1966) [m]	$b_{gr}$ , Griffiths (1981) [m]	$b_{gr}$ , Mosley (1983) [m]	$b_{gr}$ , Ashmore (2001) [m]	$b_{gr}$ , Millar (2005) [m]
180	74	113	355	91	54
350	144	220	519	153	85

Tab. G.5: Mit verschiedenen Ansätzen berechnete Grenzbreite  $b_{gr}$  für Abflussmenge von 180 und 350 m<sup>3</sup>/s. Die Bandbreite der berechneten Werte ist relativ gross.

In der Tabelle G.5 ist ersichtlich, dass die Bandbreite der berechneten Grenzbreite relativ gross ist. Je nach Ansatz lässt sich z.B. für  $Q = 350$  m<sup>3</sup>/s eine Grenzbreite von 85 bis 500 m berechnet. Fast alle verwendete Ansätze sind dimensionsbehaftet (s. Kap. 2.2.2), deshalb ist ihre Anwendung mit grossen Unsicherheiten verbunden.

Für die Randbedingungen der vorliegenden Untersuchungen lieferten der Ansätze nach GRIFFITHS (1981) und MOSLEY (1983) plausible Werte (Kap. 5.2.4 und 6.3.3). Für das Beispiel an der Emme liefern diese Ansätze Werte von  $b_{gr}$  (Griffiths) = 113-220 resp.  $b_{gr}$  (Mosley) 355-519 m. Der Vergleich mit historischen Karten (vor der Korrektion der Emme), zeigt deutlich, dass diese Wertebereiche etwas zu hoch für die natürliche Breitenverhältnisse der Emme liegen. Aus den historischen Karten und alten Grundlagen lässt sich eine natürliche Gewässerbreite von ca. 100m (Bandbreite von 80 bis 120 m) bestimmen (OIK, 2002) (vgl. auch natürliche und Korrektionsbreite in Abb. G.7). Die mit den Ansätzen von HENDERSON (1961) und ASHMORE (2001) berechneten Wertebereiche entsprechen in diesem Fall besser der Gröszenordnung der Bandbreite von  $b_{gr}$  aus den historischen Karten (vgl. Tab. G.5).

Wie obige Diskussion gezeigt hat, liefern die betrachteten Ansätze zur Berechnung der zu erwarten Grenzbreite  $b_{gr}$  eine grosse Bandbreite an Werten. Weil die Anwendung solcher dimensionsbehafteten Ansätze mit grossen Unsicherheiten verbunden ist, soll bei der Beurteilung der zu erwartenden Grenzbreite weitere Informationen einbezogen werden. In diesem Zusammenhang stellen historische Karten oder Pläne der ursprünglichen Gewässerkorrektion eine wertvolle Informationsquelle dar.

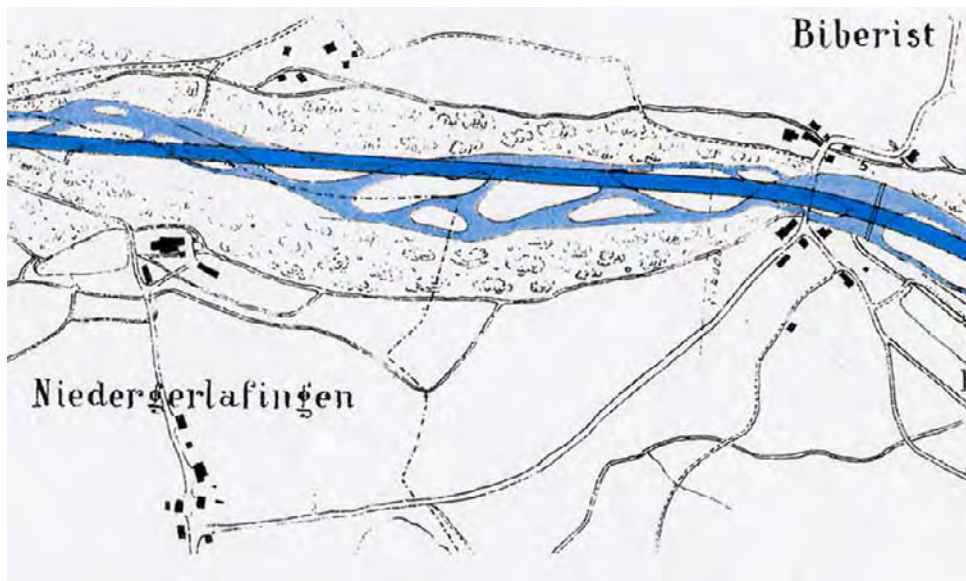


Abb. G.7: Historische Karteschnitt der Emme bei Niedergelafingen (Dufourkarte von 1868) und Verlauf der projektierten Flusskorrektion. Die ursprüngliche Gewässerbreite war an gewissen Stellen bis ca. 4 Mal so gross wie die Breite der später ausgeführten Flusskorrektion.

## G.4 Maximale Erosionsgeschwindigkeit des Ufers

Eine wichtige Grösse zur Beschreibung des Seitenerosionsprozesses ist die maximale Erosionsgeschwindigkeit des Ufers  $V_{Emax}$ . Damit lässt sich abschätzen, welche Grössenordnung die Intensität der *lokalen* Ufererosionen aufweist.

Gemäss den vorliegenden Untersuchungen lässt sich die maximale Erosionsgeschwindigkeit  $V_{Emax}$  mit Hilfe von Häufigkeitsverteilungen charakterisieren. Hierbei wurde die wichtige Erkenntnis gewonnen, dass die Häufigkeitsverteilungskurve von  $V_{Emax}$  durch eine Gammaverteilung angenähert werden kann. Allerdings wurde festgestellt, dass die Auftretenswahrscheinlichkeit eines bestimmten Werts der maximalen Erosionsgeschwindigkeit ebenfalls von der Form der verzweigten Strukturen (bzw. vom morphologischen Parameter  $E$ ) beeinflusst ist. Bei Werte von  $E$  von zwischen 700-1400 lässt sich die entsprechende Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion  $f(\omega_2)$  der Gammaverteilung wie folgt beschreiben (s. auch Gl. 6.6):

$$f(\omega_2) = 2.5 \cdot 10^6 \cdot \omega_2^{1.6} \cdot e^{-\frac{\omega_2}{0.003}} \quad (G.3)$$

$$\text{mit} \quad \omega_2 = \frac{V_{Emax}}{\sqrt{g \cdot d_m}} \cdot \left( \frac{Q \cdot \rho}{G_b} \right)^{1.5} \cdot J^{1.5} \quad (G.4)$$

Die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion  $f(\omega_2)$  (Gl. G.3) kann in Form von Summehäufigkeiten in Abhängigkeit der dimensionslosen Parameter  $\omega_2$  dargestellt werden (Abb. G.8).

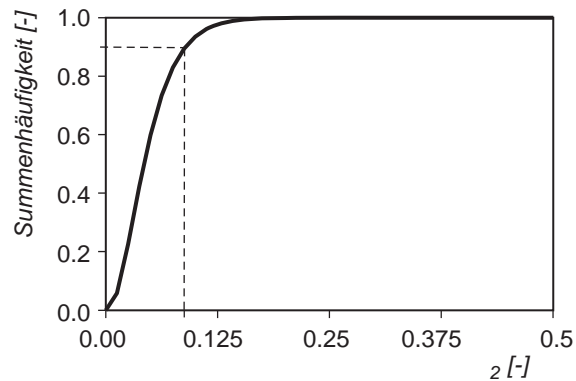


Abb. G.8: Für das betrachteten Berechnungsbeispiel massgebende Gammaverteilungskurve des Parameters  $\omega_2$ . Der entsprechende Wert von  $V_{E_{max}}$  kann mithilfe der Gleichung (G.4) rückgerechnet werden.

Mithilfe der Graphik in Abb. G.8 kann abgeschätzt werden, wie gross die maximale Erosionsgeschwindigkeit sein wird, welche mit einer Auftretenswahrscheinlichkeit von z.B. 90% zu erwarten ist. Aus der Graphik lässt sich für eine summierten Häufigkeit von 90% ein Wert von  $\omega_2 = 0.09$  herauslesen. Die entsprechende maximale Erosionsgeschwindigkeit  $V_{E_{max}}$  kann mithilfe der Gleichung (G.4) rückgerechnet werden. Beispielweise ergibt sich für eine Abfluss von  $Q = 350 \text{ m}^3/\text{s}$  einen Wert von 1.5 m/h.

## G.5 Abschliessende Bemerkung

An dieser Stelle ist wieder zu bemerken, dass die Resultate aus dieser Arbeit auf einem physikalischen Modell basieren, welches gegenüber der Natur verschiedenen Vereinfachungen aufweist (Kap. 3.7).

Im Rahmen dieser Untersuchungen wurde von bewuchsfreien Ufern ausgegangen und die Wirkung von kohäsiven Materialien (bindige Tonboden) wurde nicht berücksichtigt. Vegetation und kohäsiven Materialien können den Erosionswiderstand des Ufers erhöhen und somit zur Uferstabilisierung beitragen. Im Allgemeinen dürfte infolge beider Faktoren die Entwicklung der Seitenerosion in der Natur langsamer stattfinden als im Modell.

Wie im Kapitel 2.5 bereits erwähnt, beeinflussen das Ufermaterial sowie die Vegetation die Versagensmechanismen des Ufers und somit die weitere Entwicklung der Seitenerosion nachhaltig. Daher ist diese abschliessende Bemerkung wichtig.

# Gracias

Diese Doktorarbeit wäre ohne die Unterstützung einer Vielzahl von Personen nicht möglich gewesen. An dieser Stelle möchte ich allen diesen Personen *Gracias* (Danke) sagen.

*Gracias* an Herrn Prof. Dr. Hans-Erwin Minor für das mir entgegengebrachte Vertrauen sowie für seine wertvollen Vorschläge und die Übernahme des Referats dieser Arbeit. *Gracias* an Herrn Prof. Dr. Paolo Burlando sowie Prof. Dr. Markus Aufleger für die Übernahme der Koreferate. Dir, Markus, danke ich auch für die wertvollen Labordaten aus der Versuchsanstalt für Wasserbau der TU München.

Mein besonderes *Gracias* geht an Dr. Gian Reto Bezzola, der mir erst als direkter Betreuer an der VAW und später als Korreferent immer zur Seite stand und stets eine Lücke für eine Besprechung in seiner Agenda fand. *Muchas Gracias*, lieber Gian Reto, für deine ausgezeichnete Betreuung und die intensive Diskussionen der letzten Monate. Dem Bundesamt für Umwelt sei für die Finanzierung dieser Arbeit ebenso gedankt.

*Gracias* an Andreas Rohrer für die exzellente Gestaltung der Abbildungen dieses Berichtes sowie an Bernhard Etter für die aussagekräftigen Fotoaufnahmen. Genauso möchte ich mich bei den Mitarbeitern der Werkstatt, des Hallenteams sowie der Elektronikwerkstatt für die Unterstützung bei der Planung und Durchführung der hydraulischen Modellversuche bedanken. *Gracias*, insbesondere, an Roger Lörtscher, für seinen tollen Einsatz beim Modelleinbau. Weiterhin danke ich Susanne Ackermann und Marcel Baschnagel für ihre wesentlichen Beiträge zur Entwicklung des Programms Edge Detection. *Gracias* auch an Dr. Fabio Remondino aus dem Institut für Geodäsie und Fotogrammetrie für seine wichtige Unterstützung bei der Kalibrierung der digitalen Kameras.

Für die kollegiale Arbeitsatmosphäre sei allen Mitarbeitern der VAW gedankt.

Meinen Schwiegereltern, Ursula und Erich Müllers, danke ich für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

*Muchas gracias* a mis padres, Ignacio Requena und Rafaela Méndez, por todo su apoyo y confianza en los momentos mas difíciles del doctorado y especialmente, por encargarse de mi hijo Pablo, en las semanas de redacción final del manuscrito.

Mein wichtigstes *Gracias* geht an meine Familie. An meinen einjährigen Sohn Pablo, der in den letzten Monate häufig auf seine Mami verzichten musste und an meinen Mann, Ingo, der in der Endphase der Dissertation Vieles übernehmen musste. Dafür Ingo, *muchas Gracias*.





# Lebenslauf

## Persönliche Daten

Name: Patricia Requena Méndez

Geburtsdatum: 14. September 1977

Geburtsort: Granada, Spanien

Staatsangehörigkeit: spanisch

## Ausbildung

10/83 – 06/91 Besuch der Grundschule Sagrada Familia in Granada

10/91 – 06/95 Besuch des Gymnasiums Generalife in Granada und Erlangung des Abiturs  
“Ciencias Puras” (Wissenschaft)

10/95 – 07/01 Studium des Bauingenieurwesens an der Technischen Universität Granada mit  
Abschluss als Diplom-Ingenieurin

10/98 – 07/99 Auslandsstudium an der RWTH Aachen im Rahmen des ERASMUS-  
Programms

10/00 – 07/01 Auslandsstudium an der TU München

seit 03/05 Doktorat am Departement für Bau, Umwelt und Geomatik der ETH Zürich

## Berufliche Tätigkeit

10/01- 12/01 Mitarbeiterin am Planungsbüro J. Voss (Büro für Landschafts-, Stadt- und  
Freiraumplanung).

Seit 01/02 Wissenschaftliche Mitarbeiterin an der Versuchsanstalt für Wasserbau,  
Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.

