

Quantifizierung der Konnektivität von Sedimentkaskaden in alpinen Geosystemen

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades
an der Mathematisch-Geographischen Fakultät
der Katholischen Universität Eichstätt-Ingolstadt

vorgelegt von
Dipl. Geograph Markus Thiel

Eichstätt 2013

Eingereicht am: 15.02.2013

Datum der mündlichen Prüfung: 28.05.2013

Referent: Prof. Dr. Michael Becht

Koreferent: Prof. Dr. Bernd Cyffka

Inhaltsverzeichnis

1. Danksagung	1
2. Einleitung	3
3. Konnektivität	5
3.1. Begriffsklärung und Forschungsstand	5
3.2. Forschungsbedarf Konnektivität von Sedimentkaskaden	11
3.3. Systemtheoretische Einordnung	12
4. Fragestellung und Hypothesen	15
4.1. Eingrenzung	15
4.1.1. Systembetrachtung	15
4.1.2. Raum- und Zeitskala	16
4.1.3. Sedimentskala	19
4.1.4. Betrachtete Prozesse	19
4.1.4.1. Prozessgefüge im Hochgebirge	19
4.1.4.2. Hangaquatische und fluviale Prozesse	20
4.1.4.3. Hangmuren	21
4.1.4.4. Steinschlag	22
4.1.5. Frequenz-Magnitude-Beziehungen	23
4.2. Ziele und Hypothesen	24
5. Untersuchungsgebiete und ihre naturräumliche Ausstattung	25
5.1. Auswahl der Untersuchungsgebiete	25
5.2. Horlachtal	27
5.3. Lahnenwiesgraben	29
5.4. Reintal	30
5.5. Relevante Systemeigenschaften der Untersuchungsgebiete	31
5.5.1. Geologie und Geomorphologie	31
5.5.1.1. Bedeutsamkeit	31
5.5.1.2. Horlach- und Zwieselbachtal	33
5.5.1.3. Lahnenwiesgraben	35
5.5.1.4. Reintal	36
5.5.2. Vegetation	38
5.5.2.1. Bedeutsamkeit	38
5.5.2.2. Horlach- und Zwieselbachtal	40
5.5.2.3. Lahnenwiesgraben	40

5.5.2.4.	Reintal	40
5.5.3.	Klima und Hydrologie	41
5.5.3.1.	Bedeutsamkeit	41
5.5.3.2.	Horlach- und Zwieselbachtal	41
5.5.3.3.	Lahnenwiesgraben und Reintal	42
5.5.4.	Boden und anthropogene Nutzung	43
6.	Datenlage und Datenerhebung	45
6.1.	Digitales Geländemodell (DGM)	45
6.2.	Luftbilder	45
6.3.	Landnutzungskartierung	46
7.	Ergebnisse	47
7.1.	Modellierung	47
7.1.1.	Verwendete Software	47
7.1.2.	Graphentheoretische Konzeption	48
7.1.3.	Methodik	51
7.1.4.	Hangaquatische und fluviale Abtragsprozesse (SCA)	52
7.1.4.1.	Methodik	52
7.1.4.1.1.	Modellierung des Gerinnes	53
7.1.4.1.2.	Modellierung des SCA	55
7.1.4.2.	Zwieselbachtal	57
7.1.4.3.	Lahnenwiesgraben	59
7.1.4.4.	Reintal	62
7.1.5.	Hangmuren	64
7.1.5.1.	Methodik	64
7.1.5.1.1.	Modellierung der Disposition	65
7.1.5.1.2.	Modellierung des Prozessraumes	68
7.1.5.2.	Zwieselbachtal	69
7.1.5.2.1.	Disposition	69
7.1.5.2.2.	Kalibrierung	70
7.1.5.2.3.	Validierung	70
7.1.5.3.	Lahnenwiesgraben	72
7.1.5.3.1.	Disposition	72
7.1.5.3.2.	Kalibrierung	72
7.1.5.3.3.	Validierung	73
7.1.5.4.	Reintal	74
7.1.5.4.1.	Disposition	74
7.1.5.4.2.	Kalibrierung	75
7.1.5.4.3.	Validierung	75
7.1.6.	Steinschlag	76
7.1.6.1.	Methodik	76
7.1.6.1.1.	Modellierung der Disposition	76
7.1.6.1.2.	Modellierung des Prozessraumes	77

7.1.6.2.	Zwieselbachtal	80
7.1.6.2.1.	Disposition	80
7.1.6.2.2.	Kalibrierung	82
7.1.6.2.3.	Validierung	83
7.1.6.3.	Lahnenwiesgraben	84
7.1.6.3.1.	Disposition	84
7.1.6.3.2.	Kalibrierung	84
7.1.6.3.3.	Validierung	88
7.1.6.4.	Reintal	88
7.1.6.4.1.	Disposition	88
7.1.6.4.2.	Kalibrierung	88
7.1.6.4.3.	Validierung	90
7.1.7.	Konnektivitätsmodellierung	92
7.1.7.1.	Workflow zur Abbildung der Sedimentkaskade	92
7.1.7.2.	Implementierung des Workflows	92
7.1.7.2.1.	Modul SediCon_SCA	93
7.1.7.2.2.	Modul SediCon_DF	94
7.1.7.2.3.	Modul SediCon_RF	94
7.1.7.2.4.	Modul GridTotalisator	95
7.1.7.3.	Methodik	95
7.1.7.4.	Validierung	95
7.2.	Automatisierte Aktualgeomorphologische Prozesskarte (aGMK)	98
7.2.1.	Zwieselbachtal	98
7.2.2.	Horlachtal	101
7.2.3.	Lahnenwiesgraben	106
7.2.4.	Reintal	110
7.2.5.	Fazit	113
7.3.	Konnektivitätsmodellierung	115
7.3.1.	Konzeption	115
7.3.2.	Modellierung des Kopplung	115
7.3.2.1.	Berechnung	115
7.3.2.2.	Ergebnisse und Diskussion	117
7.3.3.	Modellierung der Konnektivität	129
7.3.3.1.	Berechnung	129
7.3.3.2.	Ergebnisse und Diskussion	130
8.	Diskussion und Vergleich	139
8.1.	Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse	139
8.2.	Quantifizierung der Konnektivität nach BORSELLI ET AL. (2008)	141
9.	Ausblick	148
10.	Zusammenfassung	149

Anhang	169
A. Parameterschätzungen der Hangmur-Dispositionsmodelle	169
B. Modellergebnisse der Kopplung K_i	171

Abbildungsverzeichnis

2.1. Sedimentkaskaden an steilen Hängen	4
3.1. Longitudinale Kopplung entlang des Gerinnes	7
3.2. Kopplungszustände auf Schwemmfächern bzw. Schutthalden	10
4.1. Modell der Sedimentkaskaden in alpinen Geosystemen	17
4.2. Raum-Zeit-Skale der Landschaftsentstehung und -formen	18
5.1. Übersichtskarte der Untersuchungsgebiete	26
5.2. Übersichtskarte des Horlachtales	27
5.3. Übersichtskarte des Zwieselbachtals	28
5.4. Übersichtskarte des Lahnenwiesgrabens	29
5.5. Übersichtskarte des Reintales	30
5.6. Hypsographische Kurve der Untersuchungsgebiete	32
5.7. Klinographische Kurve der Untersuchungsgebiete	33
5.8. Geologische Karte des Zwieselbachtals	34
5.9. Geologische Karte des Lahnenwiesgrabens	36
5.10. Vegetation der Untersuchungsgebiete Zwieselbachtal (ZBT), Lahnenwiesgraben (LWG) und Reintal (RT)	39
5.11. Monatsmittel (1991-2007) von Niederschlag und Temperatur an der Station Horlachalm (HA, 1910 m ü.NN)	42
5.12. Monatsmittel (1961-1990) von Niederschlag und Temperatur an den Stationen Garmisch-Partenkirchen (GAP, 719 m ü.NN) und Zugspitze (ZS, 2964 m ü.NN)	43
7.1. Graphentheoretisches Modell, konkret dargestellt an einem Hang im Zwieselbachtal	49
7.2. Graphentheoretisches Modell, abstrahiert mit Interfaces, d.h. Prozessraumüberlappungen. Weitere Erläuterungen im Text	50
7.3. Workflow zur Modellierung des fluvialen Abtrags. Die Felder stellen Rasterdatensätze dar, die Beschriftungen der Pfeile benennen dazu verwendete SAGA-Module.	52
7.4. Kalibrierung und Validierung der Gerinnemodellierung an ausgewählten Testgebieten der einzelnen Untersuchungsgebiete.	56
7.5. Vorgehensweise zur Optimierung der Parameter zur Ableitung des sedimentliefernden Einzugsgebietes (SCA)	57
7.6. Error of Omission und Error of Commission für unterschiedliche CIT-Index-Grenzwerte im Zwieselbachtal	58

7.7. Längsprofil des Zwieselbaches mit kartierten Sedimentquellen und -speichern (Erläuterungen im Text).	60
7.8. Error of Omission und Error of Commission für unterschiedliche CIT-Index-Grenzwerte im Lahnenwiesgraben	61
7.9. Error of Omission und Error of Commission für unterschiedliche MFD-Grenzwerte im Reintal	63
7.10. Dispositionskonzept nach ZIMMERMANN ET AL. (1997)	66
7.11. Hangmurmodell im Zwieselbachtal - Kalibrierung und Validierung	71
7.12. Murmodellierung mit DGM SEDAG und DGM SediCouple	73
7.13. Hangmurmodell im Lahnenwiesgraben - Kalibrierung und Validierung	74
7.14. Hangmurmodell im Reintal - Kalibrierung und Validierung	76
7.15. Prozessraumabdeckung (RFA) je nach Anzahl Iterationen pro Anrisszelle	79
7.16. Kalibrierung der Hangneigung für die Ausweisung der Steinschlag-Disposition im Zwieselbachtal.	80
7.17. Steinschlagmodell im Zwieselbachtal - Kalibrierung und Validierung	82
7.18. Kalibrierung der Hangneigung für die Ausweisung der Steinschlag-Disposition im Lahnenwiesgraben.	85
7.19. Steinschlagmodell im Lahnenwiesgraben - Kalibrierung und Validierung	87
7.20. Kalibrierung der Hangneigung für die Ausweisung der Steinschlag-Disposition im Reintal.	89
7.21. Steinschlagmodell im Reintal - Kalibrierung und Validierung	91
7.22. Workflow zur Modellierung der Kopplung. Die Felder stellen Rasterdatensätze dar (ggf. mit abgebildeter Kopplungsbeziehung), die Beschriftungen der Pfeile benennen zur Generierung verwendete SAGA-Module.	93
7.23. Validierung des Kopplungsmodells anhand kartierter Kopplungszustände	96
7.24. Aktualgeomorphologische Karte Zwieselbachtal	100
7.25. Aktualgeomorphologische Karte Horlachtal	103
7.26. Geomorphologische Karte Horlachtal - Kartiert	104
7.27. Vergleich aGMK Horlachtal mit Kartierung - Details	105
7.28. Aktualgeomorphologische Karte Lahnenwiesgraben	107
7.29. Vergleich DGM Sedicouple (A1) und DGM SEDAG (A2).	109
7.30. Vergleich von Mur- (A) und Steinschlagdisposition (B) für DGM Sedicouple (-1) und DGM SEDAG (-2).	111
7.31. Aktualgeomorphologische Karte Reintal	112
7.32. Lage der EZG-Exits im Zwieselbachtal	118
7.33. Lage der EZG-Exits im Lahnenwiesgraben	119
7.34. Lage der EZG-Exits im Reintal	120
7.35. Kopplung ausgewählter EZG im Zwieselbachtal	121
7.36. Kopplung K_p und gekoppelte Fläche AK_p in den Untersuchungsgebieten, differenziert nach Punkttyp und Untersuchungsgebiet	122
7.37. Kopplung K_p und Einzugsgebiet (EZG)-Fläche $A_{p,EZG}$ in den Untersuchungsgebieten, differenziert nach Punkttyp und Untersuchungsgebiet	125
7.38. Gekoppelte Fläche AK_p und EZG-Fläche $A_{p,EZG}$ in den Untersuchungsgebieten, differenziert nach Punkttyp und Untersuchungsgebiet	126

7.39. Kopplung K_p und Hangneigung der hydrologischen EZG in den Untersuchungsgebieten, differenziert nach Punkttyp und Untersuchungsgebiet	127
7.40. Gekoppelte Fläche AK_p und Hangneigung der hydrologischen EZG in den Untersuchungsgebieten, differenziert nach Punkttyp und Untersuchungsgebiet . .	128
7.41. Kopplung K_i an das Gerinnenetz im Zwieselbachtal	135
7.42. Kopplung K_i an das Gerinnenetz im Horlachtal	136
7.43. Kopplung K_i an das Gerinnenetz im Reintal	137
7.44. Kopplung K_i an das Gerinnenetz im Lahnenwiesgraben	138
8.1. Definition von Upslope Component und Downslope Component des Index of connectivity (IC)	141
8.2. IC-Modellierung im Lahnenwiesgraben nach BORSELLI ET AL. (2008)	144
8.3. IC-Modellierung im Reintal nach BORSELLI ET AL. (2008)	145
8.4. Details der IC- und Konnektivitäts-Modellierung in Lahnenwiesgraben und Reintal	147

Tabellenverzeichnis

4.1. Unterscheidungskriterien bei Sturzprozessen (nach HEINIMANN ET AL. 1998)	23
5.1. Zusammenfassung der naturräumlichen Ausstattung der Untersuchungsgebiete	25
5.2. Petrographie und Hangneigungen der Felsbereiche	31
5.3. Flächenanteile der kartierten Vegetationsklassen nach Untersuchungsgebiet . .	38
6.1. Vorliegende Landnutzungskartierungsdaten	46
7.1. Verwendete SAGA-Module zur Prozessmodellierung	48
7.2. Tabelle mit Grenzwerten der Hangneigung ($^{\circ}$), der Geschwindigkeit (m/s) und Zonierungswerten	69
7.3. Parameter zur Modellierung von Hangmuren im Zwieselbachtal	70
7.4. Parameter zur Modellierung von Hangmuren im Lahnenwiesgraben	73
7.5. Parameter zur Modellierung von Hangmuren im Reintal	75
7.6. Kontingenztabelle für Dispositionsmodellierung von Steinschlagerosionsgebieten im ZBT bei 38° Hangneigungsgrenzwert mit Angabe der Rasterzellen und bezüglich der Kartierung normalisiert.	81
7.7. Kontingenztabelle für Dispositionsmodellierung von Steinschlagerosionsgebieten im ZBT bei 47° Hangneigungsgrenzwert mit Angabe der Rasterzellen und bezüglich der Kartierung normalisiert.	81
7.8. Gleitreibungskoeffizient μ für unterschiedliche Vegetationsarten im ZBT	83
7.9. Kontingenztabelle für Dispositionsmodellierung von Steinschlagerosionsgebieten im LWG bei 52° Hangneigungsgrenzwert mit Angabe der Rasterzellen und bezüglich der Kartierung normalisiert.	85
7.10. Kontingenztabelle für Dispositionsmodellierung von Steinschlagerosionsgebieten im LWG bei 50° Hangneigungsgrenzwert mit Angabe der Rasterzellen und bezüglich der Kartierung normalisiert.	86
7.11. Gleitreibungskoeffizient μ für unterschiedliche Vegetationsklassen und Lithologien im LWG	86
7.12. Kontingenztabelle für Dispositionsmodellierung von Steinschlagerosionsgebieten im RT bei 40° Hangneigungsgrenzwert mit Angabe der Rasterzellen und bezüglich der Kartierung normalisiert.	89
7.13. Kontingenztabelle für Dispositionsmodellierung von Steinschlagerosionsgebieten im RT bei 40° Hangneigungsgrenzwert, durch Steinschlagkartierung modifiziert, mit Angabe der Rasterzellen und bezüglich der Kartierung normalisiert.	90
7.14. Flächen der Prozessraumzonen in den Untersuchungsgebieten Zwieselbachtal (ZBT), Horlachtal (HT), Lahnenwiesgraben (LWG) und Reintal (RT)	99

7.15. Vergleich Flächenanteile der Prozessraumzonen mit WICHMANN (2006)	109
7.16. K_g - Flächen und Kopplungswerte	131
A.1. Erklärende Variablen und Schätzwerte der Dispositionsmodellierung der Hang- muren in den Untersuchungsgebieten	169
B.1. Modellergebnisse der Kopplung K_i im ZBT	172
B.2. Modellergebnisse der Kopplung K_i im LWG	173
B.3. Modellergebnisse der Kopplung K_i im RT	174

Abkürzungsverzeichnis

aGMK	Aktual-Geomorphologische Karte
AIC	Akaike Informations Kriterium
BEV	Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Österreich
CIT	Channel Initiation Threshold
DF	Debris flow
DFE	Debris flow erosion
DGM	Digitales Geländemodell
DHM	Digitales Höhenmodell
DWD	Deutscher Wetterdienst
EZG	Einzugsgebiet
FIC	Field index of connectivity
FT	Finstertal
GMK	Geomorphologische Karte
GPU	Geomorphic Process Unit
GT	Grastal
HT	Horlachtal
HGK	Hang-Gerinne-Kopplung
IC	Index of connectivity
K_g	Konnektivität an Gerinne g
K_p	Kopplung an Punkt p
LT	Larstigtal
LVG	Bayerisches Landesamt für Vermessung und Geoinformation
LWG	Lahnenwiesgraben
MFD	Multiple Flow Direction
RF	Rock fall
RI	Roughness Index
RT	Reintal
SCA	Sediment Contributing Area
SDR	Sediment delivery ratio
SSY	Specific sediment yield
ZBT	Zwieselbachtal

1. Danksagung

No man is an island, entire of itself; every man is a piece of the continent, a part of the main[..].
(DONNE 1839)

Die vorliegende Arbeit ist erst durch das Zusammenwirken und die Unterstützung vieler Personen ermöglicht worden. Dafür möchte ich mich an dieser Stelle bedanken und einzelne aufgrund ihrer herausragenden Beteiligung nennen.

An erster Stelle steht hier mein Doktorvater, Herr Prof. Dr. Michael Becht. Er hat bereits 1998 meine Diplomarbeit an der LMU München betreut, und durch ihn bin ich erst auf das DFG-Projekt „SediCouple“ aufmerksam geworden, auf dessen Grundlage diese Arbeit entstanden ist und dessen Mittragsteller er war. Ich danke ihm für sein Vertrauen in mich, seine Begleitung und konstruktive Kritik in allen Phasen dieser Arbeit. Während meiner Zeit in Eichstätt hat er mir alle Freiheiten gewährt, die ich für meine Forschung gebraucht habe, hat es jedoch auch nicht versäumt, mich an passender Stelle vor Herausforderungen zu stellen, an denen ich wachsen konnte.

In den drei Jahren, die ich durch das „SediCouple“-Projekt als Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Lehrstuhl für Physische Geographie der KU Eichstätt-Ingolstadt verbrachte, habe ich viele Kollegen kennen- und wertschätzen gelernt. Dr. habil Martin Trappe hat mir von Anfang an durch seine Freundlichkeit und Hilfsbereitschaft den Einstieg in die Forschungsarbeit erleichtert.

In den Jahren 2008 und 2009 wurden im Zwieselbachtal zwei Projektseminare abgehalten, bei denen zahlreiche Daten, unter anderem eine Konnektivitätskartierung, erhoben wurden. Hiermit sei den Teilnehmern, vor allem Martin Kuba, für ihre wertvolle Hilfe gedankt.

Einen ganz wesentlichen Anteil am Gelingen dieser Arbeit haben meine Eichstätter Kollegen und Freunde, nämlich Christian Breitung, Peter Fischer, Thomas Fischer und Katharina Gegg. Unvergessen ist die Gastfreundschaft von Christian Breitung und Peter Fischer, die mir immer wieder Unterkunft gewährt haben, und das nicht nur wenn in Eichstätt keine Herberge mehr frei war. Außerdem verdanke ich ihnen allen nicht nur das angenehme Arbeitsklima, welches mich während der Jahre immer wieder aufgebaut und motiviert hat, sondern auch viele gute Diskussionen und Gespräche auf Tagungen, Exkursionen und bei alltäglichen Gelegenheiten. In diesem Zusammenhang möchte ich mich auch ganz besonders bei Katharina Gegg für ihre stete Hilfsbereitschaft, auch bei mathematischen Problemen, die exzellenten Vegetationskartierungen im Zwieselbachtal und Larstigtal und natürlich die Erstellung der Murdispositionsmodelle für die Untersuchungsgebiete bedanken.

Eine große Bereicherung und Hilfe war auch Dr. Florian Haas. Er war stets offen und bereit, mir bei Fragen zu den Untersuchungsgebieten und den verwendeten Modellen zu helfen. Ihm gebührt nicht nur für seine konstruktive und freundschaftliche Kritik Dank, mit der er immer wieder meine Modelle auf den Boden des Geländebefundes zurück brachte, sondern auch für sein ansteckendes Engagement und die Begeisterung für die Geographie.

Mein besonderer Dank geht an meinen Betreuer und Freund Dr. Tobias Heckmann. Er war Hauptantragsteller des DFG-Projektes „SediCouple“, somit verdanke ich ihm das spannende Thema der vorliegenden Arbeit. Ich danke ihm für die Bereitschaft zum intensiven Gedanken- und Erfahrungsaustausch, der mir nicht nur den Einstieg in das Thema erleichterte, sondern auch die Entwicklung der Fragestellung über die vergangenen Jahre vorantrieb. Er war stets ermutigend und nahm sich auch dann Zeit, wenn diese knapp war. Ich bin dankbar für die Freundschaft, die sich in den Jahren der Zusammenarbeit entwickeln konnte.

Schlussendlich möchte und muss ich meine Familie erwähnen. Ich danke vor allem meiner Frau Birke für die Geduld und Energie, mit der sie mich während der gesamten Zeit unterstützt und damit diese Arbeit erst ermöglicht hat. Ohne sie hätte ich es nicht geschafft. Und ich danke meinen Kindern, Noah und Elisa, dass sie Verständnis hatten, wenn ich mal nicht Fußball oder Barbie spielen konnte. Und dass sie manchmal dennoch darauf bestanden.

2. Einleitung

„Der Mensch will immer, dass alles anders wird, und gleichzeitig will er, dass alles beim alten bleibt.“
(COELHO 2003)

Die Erde ist ein dynamisches System und beständigem Wandel unterworfen. Diese Dynamik zeigt sich auf allen zeitlichen und räumlichen Skalen. In der heutigen Zeit liegt ein besonderes Augenmerk sowohl der Wissenschaft als auch der Öffentlichkeit auf dem Klimawandel. Dieser ist im Wesentlichen nicht neu (z.B. FLOHN 1958), allerdings erfordert die Möglichkeit der anthropogenen Einflussnahme auf das Klima besondere Aufmerksamkeit, v.a. da diese Einflussnahme höchstwahrscheinlich mit einer Beschleunigung des Klimawandels einhergeht.

Geomorphologische Systeme reagieren auf externe Einflüsse (*environmental change*) und somit auch auf klimatische Veränderungen (GOUDIE 2010). Das Konzept der „Sensitivität“ (BRUNSDEN & THORNES 1979) unterscheidet dabei zwischen robusten und sensitiven Systemen (HARVEY 2001). Sensitive Systeme sind anpassungsfähig und reagieren schnell auf Störungen bzw. externe Impulse. Diese Impulse (z.B. Extremereignisse, erhöhter Niederschlag oder verstärkte Verwitterung) werden in Form von veränderten Energie- oder Materialflüssen (z.B. erhöhter Abfluss, verstärkte Murgangaktivität) ohne wesentliche Stockungen bzw. Speicherung durch das System durchgereicht, wobei es zu Anpassungen von Form und Prozess kommt. Es treten sowohl transiente als auch charakteristische Formen auf (*sensu* BRUNSDEN & THORNES 1979). In robusten Systemen ist diese Durchlässigkeit nicht gegeben, es kommt zur (Zwischen-) Speicherung von Energie und Material und dadurch zu verzögerter Systemanpassung und regionaler Erhöhung von internen Energiegradienten, die sich bei der nächsten Störung entladen können (HARVEY 2002, FRYIRS ET AL. 2007a). Sie sind somit träge und erholen sich nur langsam, als Folge weisen sie verstärkt transiente Formen auf.

Ein rascher und kompetenter Energie- bzw. Materialdurchsatz erfordert somit eine gut gekoppelte Sedimentkaskade, um die unterschiedlichen Teilbereiche des geomorphologischen Systems (Subsysteme) miteinander zu verbinden. Die Kopplung von Systemkomponenten wird, wenn das Gesamtsystem betrachtet wird, *Konnektivität* genannt (FAULKNER 2008). Sie ist folglich eine wesentliche Systemeigenschaft, die sich auf die Sensitivität auswirkt (HARVEY 2001, FULLER & MARDEN 2008). Sedimentspeicher hingegen wirken meist als Puffer oder Barrieren zwischen Subsystemen und reduzieren bzw. unterbrechen somit die Kopplung der Sedimentkaskade (FRYIRS ET AL. 2007a).

Bislang wurden zwar Untersuchungen zur Kopplung von einzelnen Subsystemen durchgeführt (Hang-Gerinne-Kopplung, Kopplung von Gerinneabschnitten), jedoch wurde nach Kenntnis des Autors bis zur vorliegenden Arbeit, mit Ausnahme einer aktuellen Publikation von HECKMANN & SCHWANGHART (2012), noch keine mehrstufige Sedimentkaskade mit mehr

als zwei beteiligten Prozessarten quantitativ auf ihre Kopplung hin untersucht. Es gibt zwar Ansätze, über die Verschneidung von *Geomorphic Process Units (GPUs)* quantitative Schätzwerte des Sedimenttransports zu erhalten (z.B. BARTSCH ET AL. 2009), allerdings wurden dabei die Prozessräume durch Klassifikation von Fernerkundungs- und Reliefdaten abgeleitet. Ein Differenzierung nach Prozessintensität im Überschneidungsbereich ist hierbei kaum möglich.

Die vorliegende Arbeit hat das Ziel, durch Modellierung von beteiligten Prozessen und Ableitung von Prozessraumzonen und Prozessintensitätsverteilungen, Sedimentkaskaden (vgl. Abb. 2.1) in alpinen Geosystemen so abzubilden, dass dabei die Kopplung der einzelnen Prozesse untereinander quantitativ schätzbar wird. Daraus soll ein flächenbezogener Konnektivitätsindex abgeleitet werden, welcher den momentanen Kopplungsgrad für ein gegebenes Einzugsgebiet repräsentiert. Schlussendlich soll dieser Konnektivitätsindex beim Systemvergleich unterschiedlich großer und individuell konfigurierter Einzugsgebiete helfen und zu neuen Erkenntnissen hinsichtlich der potentiellen Transportkapazität von Sedimentkaskaden verhelfen.

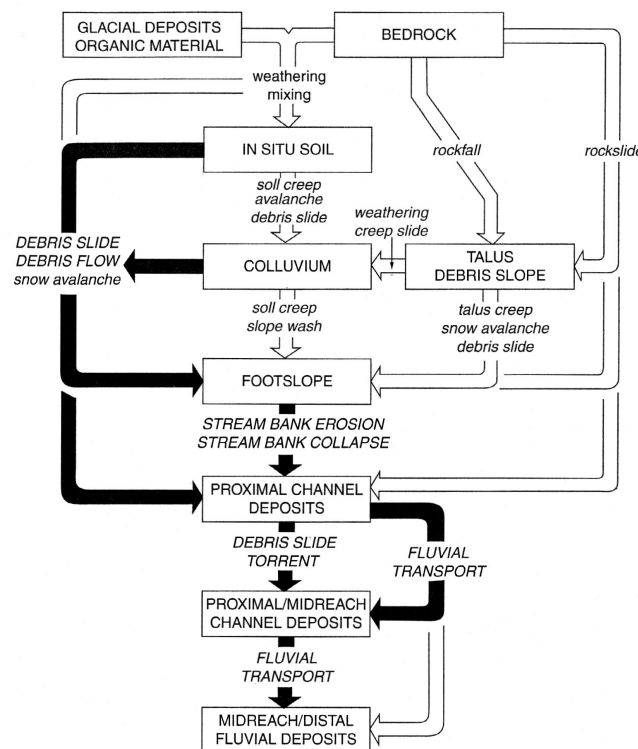


Abbildung 2.1.: Sedimentkaskaden an steilen Hängen

Aktualistische Darstellung beteiligter Prozesse und Formen. Rückkoppelungen zwischen Form und Prozess sind unberücksichtigt. (Quelle: CHURCH 2010)

3. Konnektivität

„Perhaps the most basic of all qualitative system properties is the connective structure of the system. On intuitive grounds it seems evident that without a connective structure, there would be no system at all, since the very essence of the systems concept relates to notions of 'something' being related, that is, connected to 'something' else.“
(CASTI 1979, S.35)

3.1. Begriffsklärung und Forschungsstand

Konnektivität ist ein Begriff, der in unterschiedlichen Disziplinen auf recht unterschiedliche Weise verstanden und gebraucht wird. Die Informatik versteht im Allgemeinen unter Konnektivität die Qualität von Verbindungen zwischen Computern und Computernetzwerken. Die Medizin betrachtet in der Hirnforschung z.B. die funktionelle bzw. strukturelle Konnektivität von unterschiedlichen Gehirnregionen. Hinzu kommt, dass der Begriff auch innerhalb der einzelnen Disziplinen oft nicht einheitlich gebraucht wird (MICHAELIDES & CHAPPELL 2009, WAINWRIGHT ET AL. 2011). Es ist somit notwendig, zumindest auf das in den Geowissenschaften vorhandene Bedeutungsspektrum einzugehen.

Landschaftskonnektivität

In den Geowissenschaften wurde der Begriff Konnektivität als erstes im Fachgebiet der Ökologie, genauer der Landschaftsökologie verwendet, und zwar durch MERRIAM (1984) unter der Bezeichnung „*landscape connectivity*“ (vgl. MCDONNELL & PICKETT 1988, TISCHENDORF & FAHRIG 2000b, PRINGLE 2003). Das Konzept der Landschaftskonnektivität betont den Einfluss der räumlichen Anordnung (Topologie) von Landschaftsstrukturen (Habitaten) auf die räumliche Mobilität und Ausbreitungsmöglichkeit von Spezies (TISCHENDORF & FAHRIG 2000b). Ressourcen in einer Landschaft sind in der Regel räumlich verteilt. TAYLOR ET AL. (1993) weisen darauf hin, dass für Organismen die Erreichbarkeit dieser Ressourcen nicht allein von der räumlichen Distanz zu ihnen abhängt, sondern von einem weiteren Faktor, den sie *Landschaftskonnektivität* („*landscape connectivity*“) nennen: „*Landscape connectivity is the degree to which the landscape facilitates or impedes movement among resource patches.*“ (TAYLOR ET AL. 1993, S.571). Die Landschaftskonnektivität ist somit eine Art Widerstands- bzw. Durchlässigkeitsmaß für die Bewegung entlang von Routen. Dieses Maß kann für jede Spezies über die Wahrscheinlichkeit geschätzt werden, mit welcher die Ressourcen bzw. Landschaftseinheiten erreicht werden können („*Landscape connectivity can be measured for a given organism using the probability of movement between all points or resource patches in a landscape.*“ (TAYLOR

ET AL. 1993, S.572)). Die Kopplung von Landschaftseinheiten kann jedoch auch durch andere Landschaftseinheiten unterbrochen werden, diese fungieren dann als Barrieren und es kommt zur Dis-Konnektivität (*dis-connectivity*) (MCDONNELL & PICKETT 1988).

Der Begriff „Landschaftskonnektivität“ (*landscape connectivity*) wird nicht nur in der Landschaftsökologie verwendet, sondern auch in Hydrologie und Geomorphologie. Auch dort wird damit die Kopplung von Landschaftseinheiten (z.B. Hang, Gerinne, Tal) beschrieben, allerdings nicht im Hinblick auf biologische (Agenten), sondern auf physikalische Prozesse (BRACKEN & CROKE 2007).

Eine Übersicht über eine Auswahl von Quantifizierungsmethoden der Landschaftskonnektivität geben CALABRESE & FAGAN (2004).

Hydrologische Konnektivität

In der Hydrologie ist die Verwendung des Konnektivitätsbegriffes nicht ganz so einheitlich wie in der Ökologie (BRACKEN & CROKE 2007, ALI & ROY 2009). MICHAELIDES & CHAPPELL (2009) weisen darauf hin, dass manche Autoren Konnektivität als Prozess (z.B. STIEGLITZ ET AL. 2003) bzw. prozessbezogen (z.B. HOOKE 2003) verstehen, während andere damit räumliche Muster und Strukturen beschreiben (z.B. WESTERN ET AL. 2001, KNUDBY & CARRERA 2005). So betrachten z.B. HERRON & WILSON (2001) den *Oberflächenabfluss* und definieren Konnektivität im Hinblick auf den Transportprozess als die Effizienz, mit welcher der Abfluss von Quellgebieten zum Gerinne fließt und dieses passiert („[...] the efficiency with which runoff moves from source areas to streams and then through the stream network [...]“ (HERRON & WILSON 2001, S.341, *vide* MICHAELIDES & CHAPPELL 2009)).

In Bezug auf die Wasserwegigkeit des Untergrundes wird mit Konnektivität die Qualität der räumliche Verbindung von Poren- bzw. Klufträumen bezeichnet, es steht somit die räumliche Topologie bzw. Struktur von bestimmten hydrologischen Parametern im Vordergrund (z.B. KNUDBY & CARRERA 2005, NIELD 2008). Betrachtet man z.B. die hydraulische Durchlässigkeit (k_f), dann kann man aufgrund der natürlichen Heterogenität des Bodens Bereiche höherer Durchlässigkeiten von denen mit geringerer Durchlässigkeit unterscheiden. Bei ausgeprägter Konnektivität dieser Bereiche entstehen Zonen bzw. Pfade erhöhter Durchlässigkeit. Dabei zeigt sich, dass aufgrund dieser Konnektivität von durchlässigeren und somit wasserwegigeren Bereichen des Untergrundes bei der Transmissivität, welche die integrierte Durchlässigkeit des Untergrundes bei definierter Mächtigkeit darstellt (HÖLTING 1992), Skaleneffekte auftreten (SÁNCHEZ-VILA ET AL. 1996). Das bedeutet, dass die Transmissivität bzw. die hydraulische Durchlässigkeit einer Fläche höher ist als der durchschnittliche Wert ihrer Teilflächen. Die Konnektivität ist hier somit eine Größe, welche zum nichtlinearen Verhalten eines betrachteten Bodensystems beiträgt.

Für biotische Kopplung gelten natürlich andere Kriterien, da Organismen sich meist aktiv fortbewegen können, was unbelebtem Sediment natürlich nicht möglich ist. Daher soll auf diesen Aspekt im Rahmen der Arbeit nicht weiter eingegangen werden.

PRINGLE (2001) definiert hydrologische Konnektivität v.a. unter ökologischen und prozessorientierten Gesichtspunkten als den Transfer von Materie, Energie und Organismen mittels Wasser innerhalb oder zwischen den Komponenten des Wasserkreislaufs („[...]water mediated transfer of matter, energy, or organisms within or between elements of the hydrologic cycle“ (PRINGLE 2001, S.981)). Wasser wird somit als Transportmedium aufgefasst, wobei hier die klare Unterscheidung zwischen hydrologischer und Sediment-Konnektivität verschwimmt. Die-

ser Transfer hat nach WARD (1989) drei räumliche Dimensionen der Kopplung, nämlich:

- longitudinal,
- lateral und
- vertikal.

Longitudinale Kopplung besteht zwischen unterschiedlichen Gerinneabschnitten und beschreibt, wie gut oder schlecht z.B. Sediment entlang des Gerinnes transportiert werden kann. Die longitudinale Konnektivität (Gesamtheit der Kopplung) eines Gerinnes ist also umso besser, je ausgeprägter und vollständiger die longitudinale Kopplung ist. Diese wiederum steigt prinzipiell mit zunehmender Gerinneneigung, größerer Abflussmenge und -geschwindigkeit, und somit stärkerer Schleppspannung. Allerdings spielt auch hier die Geometrie des Gerinnes eine bedeutende Rolle, da diese wiederum die lokalen Abflussgeschwindigkeiten (Stromstrich) beeinflusst. Die Kopplung von seitlichen Sedimentdepots im Uferbereich (*bars*) und solchen im Gerinnebett (*bed*) ist dann gegeben, wenn Material innerhalb der betrachteten Zeitskala von einem Ort zum anderen transportiert werden kann, es also nicht zu einer (relativ) langfristigen Ablagerung kommt (HOOKE 2003). Abb. 3.1 veranschaulicht dies.

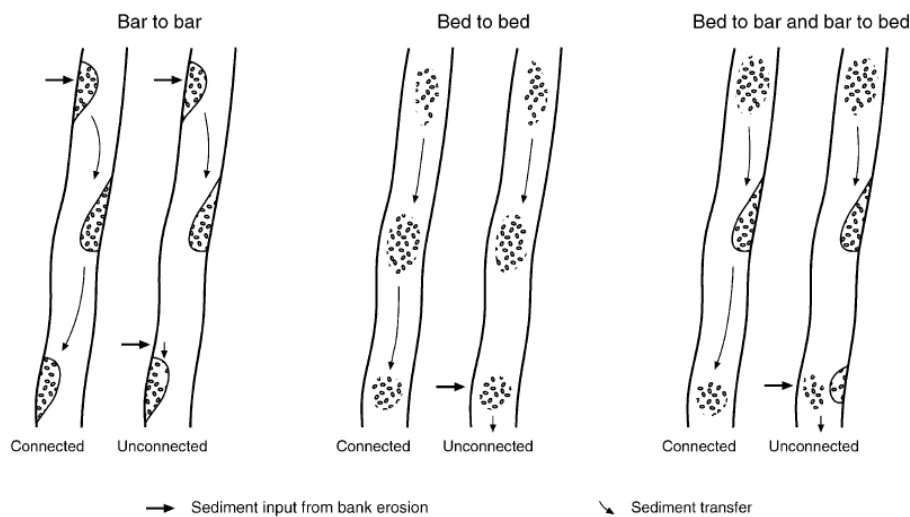


Abbildung 3.1.: Longitudinale Kopplung entlang des Gerinnes
Longitudinale Kopplung von Sand-/Kiesbänken („Bar to bar“), Gerinneabschnitten („Bed to bed“) und
Mischformen („Bed to bar and bar to bed“) (HOOKE 2003, S.82)

Durch seitliche Ufererosion (Hangunterschneidung) können Sedimentkörper im Gerinne aufgebaut werden, welche u.U. nicht mit oberstromig liegenden Sedimentkörpern gekoppelt sind („Unconnected“). Ein derartiger Sedimenteintrag ist jedoch eher als *laterale Kopplung* (z.B. Hang-Gerinne-Kopplung) zu klassifizieren. Dabei kommt es zum Eintrag von Material, Energie oder Organismen aus dem Uferbereich des Gerinnes. Dies kann z.B. durch direkte Erosion des

Ufers geschehen oder durch Massenverlagerungsprozesse (z.B. Muren, Steinschlag, Rutschungen).

Vertikale Kopplung beschreibt die Anbindung des Gerinnes an den Untergrund, im hydrologischen Sinne also an den gesättigten und ungesättigten Bereich. Diese ist im Lockergestein hauptsächlich abhängig von der Bodenart und der Verdichtung des Gerinnebetts, da dadurch die Wasserwegigkeit des Untergrundes grundsätzlich bestimmt wird. Im Festgestein sind sowohl tektonische (Störungen) als auch lithologische (Gesteinschemismus bzw. Löslichkeit) Gegebenheiten wesentlich. Bei effluenten Zuständen kommt es zum Wassereintrag aus dem Untergrund in das Gerinne, bei influenten Zuständen hingegen zum Wasseraustrag in den Untergrund hinein. Im Zwieselbachtal (s. Kap. 5.2) sind beide Situationen zu beobachten, da in Bereichen mit stark blockigem Material der Zwieselbach mit seiner Transportfracht komplett im Untergrund „verschwindet“ und in feinkörnigerem Material wieder zutage tritt.

Ein Ansatz zur Quantifizierung der hydrologischen Konnektivität unter Berücksichtigung des Sedimenttransportes als Folge von Oberflächenabfluss findet sich bei BRACKEN & CROKE (2007).

Sediment-Konnektivität

Eine der ersten Arbeiten, die sich mit Sedimentkonnektivität auseinander setzt, stammt von CAINE & SWANSON (1989). Sie untersuchten die Kopplung von Hang und Gerinne (*hillslope-channel coupling*) in zwei kleinen Einzugsgebieten (ca. 0,1 km²) in den USA. Dabei wurde der Sedimenttransport auf dem Hang (als Erosion) und der Sedimenteintrag vom Hang ins Gerinne über zahlreiche Sedimentwannen gemessen. Der Materialtransport im Gerinne wurde aus Messungen von Abfluss, Geschiebetrieb, Schwebstoff- und Lösungsfracht rekonstruiert. Sie erhielten dadurch jeweils Sediment-Delivery-Ratios (SDR, vgl. Kap. 4.1.4.2) für das Hangsystem, das Gerinne und das Gesamtsystem Hang-Gerinne. Dadurch konnten sie zeigen, dass die Gebiete z.B. bei der Gesamt-SDR um fast 2 Magnituden differierten (wenn Lösungsfracht außer Acht blieb), da sowohl die Kopplung innerhalb Hang und Gerinne als auch der Übergang vom Hang zum Gerinne unterschiedlich ausgeprägt waren.

Grundsätzlich betrachtet der Ansatz der Hang-Gerinne-Kopplung genau die eine Schnittstelle zwischen den beiden Subsystemen Hang und Gerinne. Bei CAINE & SWANSON (1989) wird diese Methode erweitert durch zusätzliche Berücksichtigung der subsysteminternen Kopplungen am Hang (Kopplung von Hangabschnitten zum Hangende) und im Gerinne (Kopplung von Gerinneabschnitten zum Gerinneauslass). Die betrachtete räumliche Skale ist noch relativ klein (Hangskale).

Dieses Konzept wurde wesentlich von HARVEY (2001) weiterentwickelt. Er versteht *interne Konnektivität* als Systemeigenschaft, welche die Verbindung zwischen Systemkomponenten beschreibt (HARVEY 2001, S.226) und verwendet den Begriff Kopplung („coupling“), um die Verbindung zwischen einzelnen Landschaftseinheiten, hier Hang und Gerinne, zu beschreiben (s.u., vgl. auch FAULKNER 2008). In o.g. Arbeit von 2001 untersucht er die Auswirkungen von unterschiedlich intensiv ausgeprägten Hang-Gerinne-Kopplungen in den Howgill Fells (England) auf die Sensitivität (s. BRUNSDEN & THORNES 1979) des Einzugsgebietes. Dabei kommt er zu dem Ergebnis, dass die Hänge dieses Gebietes im späten Holozän (ca. 10.Jhdt.) durch Sedimentüberfrachtung des Gerinnes aufgrund von Abholzung weitgehend von diesem durch Terrassenbildung entkoppelt wurden. Rezent wird mehrmals im Jahr Sediment aus bestehen-

den Sedimentdepots am Hang durch Rutschungen, fluviale Spülprozesse und gerinneinduzierte rückschreitende Gullyerosion in das Gerinne eingetragen. Tendenziell findet jedoch eine Stabilisierung sowohl der Hangerosion als auch der Gerinnekodynamik statt.

Die (Hang-Gerinne-)Kopplung wird hier qualitativ über Zeitreihen von Photographien, Vermessungsdaten, Kartierungen und Datierungen (Lichenometrie, Radiokarbon) erfasst, eine Quantifizierung der Kopplung oder gar der Konnektivität findet noch nicht statt.

Später erweitert HARVEY (2002) die Betrachtung von Kopplungsmechanismen auf unterschiedliche Raum- und Zeitskalen unter Anwendung des *Time, Space, and Causality*-Konzeptes von SCHUMM & LICHTY (1965). Räumlich unterscheidet er zwischen lokaler und zonal-regionaler Skale, während die Zeitskala von Einzelereignissen mit häufiger Rekurrenz bzw. Frequenz (z.B. mehrmals pro Jahr) über die sog. „recovery time“ bis zur „propagation time“ reicht. Unter „recovery time“ versteht HARVEY (2002) den Zeitraum, den ein System zur Verarbeitung von Kopplungsveränderungen benötigt. Die „propagation time“ hingegen bezeichnet den Zeitraum, in dem sich nichtverarbeitete Kopplungsveränderungen durch ein System hindurch arbeiten. Die lokale Skale umfasst laterale (hanginterne Kopplung, Hang-Gerinne-Kopplung, Gerinneeinmündungs-Kopplung) und longitudinale Kopplung des Gerinnes. Die zonale Skale bezeichnet die Kopplung großräumiger Formen, wie z.B. Schwemmfächer-Fluss-Kopplung, während die regionale Skale sich auf größere Einzugsgebiete bezieht.

Neu ist Harveys Unterscheidung bei der Kopplungsrichtung. *Systemabwärts* gerichtete Kopplung bezeichnet den Durchgang von Sediment durch das System, während z.B. Erosionsbasisveränderungen systemaufwärts verarbeitet werden. Die abwärtige Kopplung operiert meist im Rahmen von kürzeren Zeitskalen (Einzelereignissen bzw. „recovery time“) und bewirkt bei gut gekoppelten Systemen relativ synchrone und gleichmäßige Anpassung des Systems an Impulse. Schlecht gekoppelte Systemen reagieren räumlich inhomogener, es kommt zur Ausbildung von Regionen unterschiedlicher Stabilität und Prozessdominanz. *Systemaufwärts* gerichtete Kopplung hingegen findet i.d.R. in längeren Zeitskalen statt („propagation time“) und führt deshalb kaum zu räumlich homogenen Reaktionen und Prozessdomänen (HARVEY 2002).

Diese Unterscheidung greift er in einer neueren Arbeit (HARVEY 2012) wieder auf und klassifiziert unterschiedliche Kopplungszustände auf Schwemmfächern bzw. Schutthalden (Abb. 3.2). Diese spielen in vielen Einzugsgebieten eine wesentliche Rolle für die Sedimentkaskade, da sie i.d.R. zwischen zwei Subsystemen (z.B. Sedimentquellgebiet im Fels und Gerinne) liegen und somit die (Grobsediment-)Kopplung dieser Subsysteme herstellen oder unterbrechen können. HARVEY (2012) unterscheidet hier danach, ob die Kopplung eines Schwemmfächers bzw. einer Schutthalde von „unten“ an das Gerinne oder von „oben“ an das sedimentliefernde Einzugsgebiet (Sedimentquelle) besteht. In beiden Fällen spricht er von Teilkopplung („partial coupling“). Finden beide Kopplungen statt, spricht er von Vollkopplung („total coupling“). In letzterem Fall findet somit Sedimenttransport vom Sedimentquellgebiet bis zum Gerinne statt, wobei auf Schwemmkegel bzw. Schutthalde sowohl Sedimenteintrag als auch -erosion in unterschiedlichem Maße und veränderlicher räumlicher Lage stattfinden (HARVEY 2012).

Weitere Beispiele für die Untersuchung v.a. der Hang-Gerinne-Kopplung sind SCHUERCH ET AL. (2006), FORT ET AL. (2010), FULLER & MARDEN (2011).

SCHUERCH ET AL. (2006) quantifizieren den Sedimenteintrag von ufernahen Hangrutschungen in ein Gerinne, unterscheiden implizit jedoch nur zwischen Kopplung und Nichtkopplung. FORT ET AL. (2010) erstellen eine Gefahren- und Gefährdungsanalyse eines gut gekoppelten

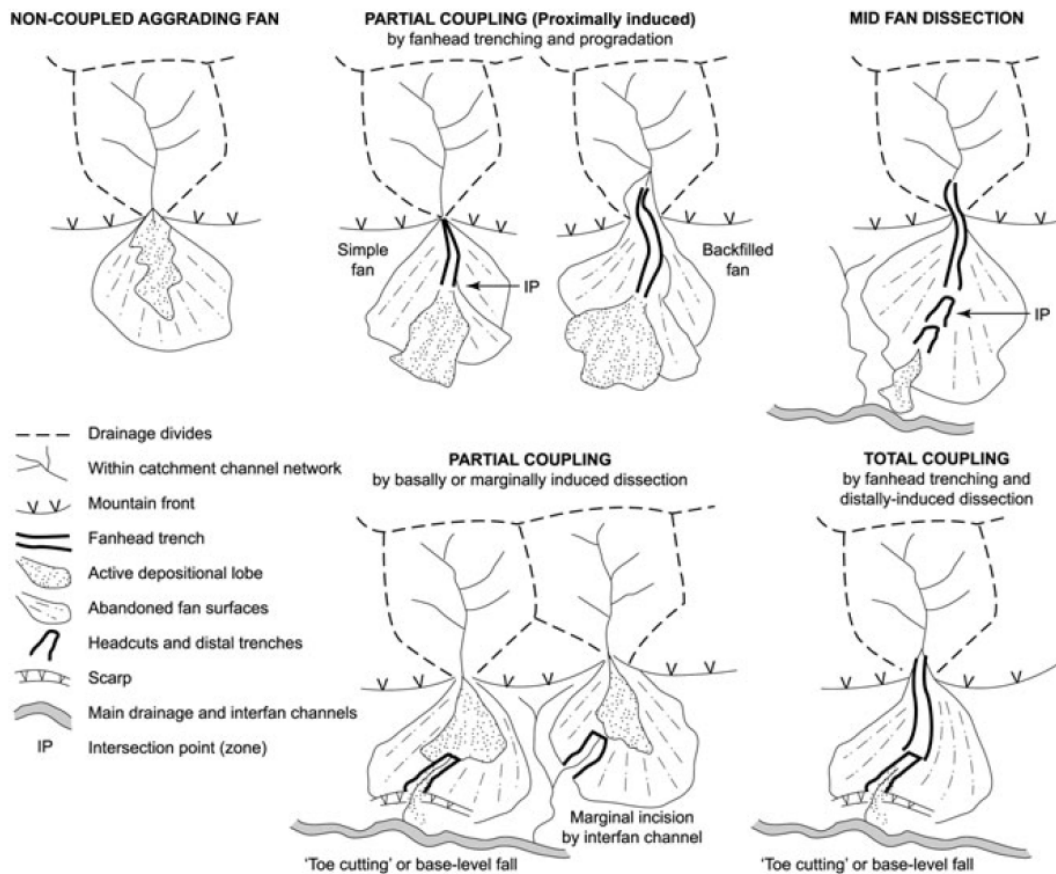


Abbildung 3.2.: Kopplungszustände auf Schwemmfächern bzw. Schutthalden
Kopplung durch hang- oder talseitige Einschneidung in den Sedimentkörper (HARVEY 2012, S.69)

Hang-Gerinnesystems im Himalaya in Nepal, genauer im Kali Gendaki-Tal. Dabei erreichen die häufigen Bergstürze und Hangmurgänge aus den Hangbereichen aufgrund der topographischen Gegebenheiten (das Kali-Gendaki-Tal repräsentiert mit bis über 6000m Reliefenergie die tiefste Schlucht der Welt) meist das Gerinne und führen zu Aufstauung und Zerstörung der Verkehrswege. Die Hang-Gerinne-Kopplung stellt in dieser Untersuchung durch die Überfrachtung des Gerinnes mit Sediment eine wesentliche Teilursache der Gesamtgefährdung dar.

In diesem Zusammenhang besonders hervorzuheben ist die Arbeit von O. Korup, der sich in zahlreichen Arbeiten mit Hangrutschungen unterschiedlicher Magnitude und ihrem Beitrag zur Hang-Gerinne-Kopplung beschäftigt hat (KORUP 2002, 2004, 2005a,b, KORUP ET AL. 2006, 2010).

FAULKNER (2008) unterscheidet explizit zwischen der Systemeigenschaft *Konnektivität* und der *Kopplung*, womit sie die Beziehung zwischen Subsystemen meint. Implizit findet sich die Auffassung von Konnektivität als Systemeigenschaft z.B. schon bei FRANKLIN (1993). In der Landschaftsökologie differenzieren BAUDRY & MERRIAM (1988) zwischen funktionaler Konnektivität („connectivity“) und strukturellem Verbindungsgrad („connectedness“). Dabei bezieht

sich „funktionale Konnektivität“ auf die Prozesse, welche die Landschaftseinheiten verbinden bzw. den Einfluss der Landschaftsstrukturen und -elemente auf die Mobilität von Organismen (BAGUETTE & VAN DYCK 2007), während der „strukturelle Verbindungsgrad“ sich auf die Topologie der Landschaftseinheiten bezieht und somit weitgehend dem „Kopplungs“-Begriff *sensu* FAULKNER (2008) entspricht. Die Unterscheidung zwischen struktureller und funktionaler Konnektivität wird von WAINWRIGHT ET AL. (2011) noch weiter ausgearbeitet und entwickelt. Sie schlagen vor, dass mit dieser Unterscheidung die unterschiedlichen Ansätze zur Untersuchung und Interpretation von Konnektivität in Ökologie, Hydrologie und Geomorphologie aufeinander abgestimmt werden können.

Auch BRIERLEY ET AL. (2006) unterscheiden im Rückgriff auf WARD (1989) zwischen lateraler, longitudinaler und vertikaler Kopplung (s.o.). Dabei steht **laterale** Kopplung für Hang-Gerinne- und Aue-Gerinne-Kopplung, die durch Pufferzonen (*buffer*) wie z.B. Auen und Schwemmfächer unterbrochen bzw. behindert werden kann. **Longitudinale** Kopplung hingegen bezeichnet die Kopplung entlang des Gerinnes, also die Verbindung von oberstromigen mit unterstromigen Bereichen bzw. tributären Gerinneabschnitten mit dem übergeordneten Gerinne. Diese Kopplung kann durch sog. Barrieren (*barriers*, z.B. Felsriegel, *sediment slugs*) unterbrochen bzw. behindert werden. Unter **vertikaler** Kopplung hingegen verstehen sie die Austauschmöglichkeit zwischen Oberfläche und Untergrund. Hier kann eine Behinderung der Kopplung durch Überdeckung (*blankets*) stattfinden (FRYIRS ET AL. 2007a). So kann z.B. eine aufliegende Feinsedimentschicht (Schluff/Ton) die Infiltration von Wasser in den Untergrund verhindern. Ebenso verhindert eine Gerinnebettarmierung die Aufnahmen von Sediment durch das Gerinne (ebd.).

3.2. Forschungsbedarf Konnektivität von Sedimentkaskaden

Es existieren somit zahlreiche Arbeiten, die sich mit Konnektivität in unterschiedlichen Kontexten auf unterschiedlichen Raum- und Zeitskalen auseinandersetzen. Im Hinblick auf die Sediment-Konnektivität werden zumeist Kopplungen von maximal zwei Subsystemen untersucht, die in der Regel nur qualitativ, bestenfalls semiquantitativ (HOOKE 2003) analysiert werden. CLAESSENS ET AL. (2006, 2007) modellieren die Überlappung von Hangrutschungen mit einem Gerinnenetz und leitet daraus, quasi binär, Kopplung bzw. Nichtkopplung ab. Eine Differenzierung in unterschiedliche Kopplungsgrade findet auch hier in der Regel nicht statt.

Zu den wenigen Arbeiten zur numerischen Quantifizierung von Sedimentkonnektivität gehört BORSELLI ET AL. (2008). Hier wird ein Ansatz zur Quantifizierung der Konnektivität über einen Konnektivitätsindex (*Index of connectivity, IC*) präsentiert. Dieser *IC* ermittelt auf Basis von Digitalen Geländemodellen für jede Rasterzelle sowohl das Potenzial zur Sedimentanlieferung aus dem hydrologischen Einzugsgebiet dieser Zelle, als auch die Wahrscheinlichkeit des Weitertransportes dieses Sediments zur Senke (Näheres dazu in Kap. 8.2). Dieses Verfahren ist implizit auf hydrologische Prozesse beschränkt, es werden somit z.B. keine gravitativen (Steinschlag) bzw. semigravitativen (Murgang) Massenverlagerungsprozesse berücksichtigt. Eine Anpassung des Borselli-Ansatzes für fluviale und hangaquatische sowie murgangbezogene Erosion in alpinen EZG erfolgt durch CAVALLI ET AL. (2012). VIGIAK ET AL. (2012) verwenden u.a. den Borselli-Ansatz zur Regionalisierung der Specific sediment yield (SSY).

Für Fragestellungen wie die Erstellung von Sedimentbudgets (z.B. TRIMBLE 1983) oder die Analyse der Sensitivität von Einzugsgebieten (z.B. BRUNSDEN & THORNES 1979) sind quantitative Angaben über die sedimentologische Kopplung bzw. Konnektivität ausgesprochen wichtig.

Sedimentbudgets sind stoffliche Massenbilanzen von Räumen, für deren Bestimmung Sedimentquellen, Sedimentsenken und Transportwege für einen bestimmten Zeitraum ermittelt werden (SLAYMAKER 2003, S.71). Der Transport von Sediment verläuft jedoch zumeist weder direkt, d.h. ohne Zwischenspeicherung, noch kontinuierlich, d.h. mit konstanter Masse pro Zeit. Deshalb bezeichnet FERGUSON (1981) ihn auch als „jerky conveyor belt“. Die Kopplung von Quelle und Senke ist somit sowohl räumlich als auch zeitlich variabel und daher für Sedimentbudgets ein wesentlicher Einflussfaktor (z.B. CAINE & SWANSON 1989, HARVEY 2001, 2002, HOOKE 2003, BRIERLEY ET AL. 2006, FAULKNER 2008).

Das Konzept der Sensitivität betrachtet nach BRUNSDEN & THORNES (1979) sowohl die Neigung bzw. Anfälligkeit eines Systems zu Veränderungen, als auch die Kapazität eines Systems, Impulse bzw. Veränderungen zu absorbieren oder zu verarbeiten. Eine hohe Sensitivität bedeutet, dass das System schnell reagieren und sich anpassen kann. Impulse werden somit schnell und effektiv gefiltert, d.h. nicht an das folgende System weiter gegeben. Durch diese Anpassung bzw. Verarbeitung werden durch die beteiligten Prozesse charakteristische Formen geschaffen. Die „Relaxationszeit“ bezeichnet dabei den zur Herausbildung einer derartigen Form notwendigen Zeitraum. Derartige Formen weisen wiederum eine charakteristische Lebensdauer auf, während der sie Bestand haben können. Kommt es zu einem neuen Impuls während der Relaxationszeit, entstehen sich überlagernde Formen unterschiedlichen Alters und unterschiedlicher Genese (BRUNSDEN & THORNES 1979, BRUNSDEN 2001, THOMAS 2001).

Bei geringer Sensitivität reagiert das System träge, Impulse führen aufgrund geringer Pfordichten im System nur langsam zu Formveränderungen. Charakteristische Formen können nur bei sehr langen Wirkzeiträumen entstehen. Kommt es zu überlagernden Formen, sind diese beständiger als in einem Gebiet hoher Sensitivität (BRUNSDEN & THORNES 1979).

Die Kopplung zwischen Prozessräumen ist nun genau derjenige Faktor, welcher die Transportfähigkeit bzw. Sedimentdurchlässigkeit eines Systems und damit die Sensitivität entscheidend beeinflusst.

Es ist also offensichtlich, dass hinsichtlich einer differenzierten Quantifizierung der Kopplung von Subsystemen in Sedimentkaskaden erheblicher Forschungsbedarf besteht. Hinzu kommt, dass fast keine Arbeiten mit mehrstufigen Sedimentkaskaden, an denen mehr als zwei Subsysteme beteiligt sind, existieren. Eine Ausnahme bildet hier eine neue Publikation von HECKMANN & SCHWANGHART (2012).

3.3. Systemtheoretische Einordnung

Viele Ansätze verstehen Konnektivität implizit oder explizit als Systemeigenschaft (s.o., z.B. BAUDRY & MERRIAM 1988, TISCHENDORF & FAHRIG 2000a, HARVEY 2001, FAULKNER 2008). Es ist somit nötig, auch auf den Systembegriff und damit verknüpfte *Systemtheorien* einzugehen.

Der Begriff *System* kommt ursprünglich aus dem Griechischen (*systema*) und bezeichnet das

„Ganze“, „Zusammengestellte“, „Zusammengesetzte“ (vgl. KRIEGER 1996, S.12). Die schriftlich belegte Verwendung des Begriffes reicht relativ weit zurück, man findet ihn vermutlich zuerst bei HIPPOKRATES, aber u.a. auch bei DEMOKRIT, PLATON und ARISTOTELES (VON DER STEIN 1968, RITTER ET AL. 1998). Bereits zu dieser Zeit wurden mit „System“ sowohl natürliche als auch künstliche, d.h. anthropogene Gebilde bezeichnet (RITSCHL 1906), wobei ein derartiges Gebilde „irgendein Ganzes ausmacht und dessen einzelne Teile in ihrer Verknüpfung irgendeine Ordnung aufweisen“ (VON DER STEIN 1968, S.5). Zur begriffsgeschichtlichen Vertiefung sei hier auf die weiterführende Literatur bei RITSCHL (1906), VON DER STEIN (1968), RITTER ET AL. (1998) verwiesen.

Auch heutzutage versteht man im Allgemeinen unter einem System eine Gruppe von Elementen, die bestimmte Eigenschaften besitzen und wiederum andere Elemente beinhalten können, die miteinander in derartigen Beziehungen stehen, dass sie etwas Zusammenhängendes bzw. Ganzes bilden, das sich gegen die Umwelt abgrenzen läßt (vgl. CHORLEY & KENNEDY 1971, KRIEGER 1996, EGNER 2010).

Die Anwendung dieses Systembegriffes auf die reale Umwelt soll letztendlich zu einem besseren Verständnis derselben führen. Das reine Zerlegen der Wirklichkeit in einzelne Komponenten (Analyse) wird erweitert durch die Berücksichtigung der Beziehungen und Verflechtungen dieser Komponenten miteinander und daraus resultierenden Rückkopplungen. Durch diese vernetzten Rückkopplungen zwischen den Elementen eines Systems weicht das rein lineare Kausalitätsdenken einem linear-zirkulären Kausalitätsdenken, bei dem Auswirkungen auf die Ursache rückwirken können. Dies entspricht dem u.a. von AHNERT (1996) und LESER (2009) in der Geomorphologie vertretenen Systembegriff.

Die Biologen LUDWIG VON BERTALANFFY und PAUL ALFRED WEISS sowie der Kybernetiker NORBERT WIENER entwickelten um diesen Systembegriff eine **Allgemeine Systemtheorie** (DRACK & APFALTER 2006, EGNER 2010). Darin erfolgt die Abgrenzung des Systems gegen seine Umwelt durch den Menschen, v.a. indem das Verbindende und Einheit verleihende betont wird. Dadurch ist jedes System etwas Subjektives und Konstruiertes (INKPEN 2005, EGNER 2010, HUGGETT 2010). Je vollständiger allerdings das so definierte (bzw. konstruierte) System der Wirklichkeit entspricht und sie abbildet, desto hilfreicher ist es zur Erklärung von Ursachen und Zusammenhängen.

Eine derartige Systemtheorie wird auch „Systemtheorie 1. Ordnung“ genannt, weil es dort um ein Objekt geht, welches von einem „Beobachter“ untersucht wird. Später kam es zu der Entwicklung von sog. „Systemtheorien 2. Ordnung“, bei denen das beobachtete System nicht mehr nur aus dem Objekt besteht, sondern auch aus dem Beobachter selbst. Es wird folglich auch der Beobachtungsprozess betrachtet, und die Systemtheorien 2. Ordnung werden letztendlich zu Erkenntnistheorien. Zu ihren Pionieren und Vertretern gehören nach EGNER (2010) u.a. die Biologen HUMBERTO MATURANA und FRANCISCO VARELA, der Kybernetiker HEINZ VON FOERSTER, der Physikochemiker und Nobelpreisträger ILJA PRIGOGINE und der Soziologe NIKLAS LUHMANN.

Aufgrund der Vielzahl an beteiligten Disziplinen und Denkrichtungen existiert kein einheitlicher, disziplinübergreifender Systembegriff, vielmehr gibt es in den unterschiedlichen Wissenschaften jeweils eigene Ansätze. In der Geomorphologie wurde das Systemkonzept vor allem von STRAHLER (1950a,b), HACK (1960) und CHORLEY (1972) übernommen (MALANSON 2008, VON ELVERFELDT 2010). Eine umfassende Gesamtkonzeption für die Geomorphologie

erfolgte in dem Lehrbuch „Physical Geography - A Systems Approach“ von CHORLEY & KENNEDY (1971).

- Morphologische Systeme
- Kaskadensysteme
- Prozess-Response-Systeme
- Kontrollsysteme

Die Komplexität der Systeme nimmt dabei von den morphologischen zu den Kontrollsystemen hin zu.

Als morphologisches System gelten geomorphologische Formen wie z.B. ein Hangsystem. Dieses weist bestimmte Parameter (Elemente) wie Länge, Hangneigung, Korngrößenverteilung, Bodenfeuchtigkeit etc. auf. Diese Parameter wiederum sind miteinander durch Rückkopplungsbeziehungen verknüpft (CHORLEY & KENNEDY 1971). So beeinflusst z.B. die Korngrößenverteilung des Substrates die maximal mögliche Hangneigung bei gegebener Bodenfeuchte.

Ein Kaskadensystem stellt eine Reihe von Subsystemen (Elementen) dar, wobei der Materialausfluss (*Output*) eines Subsystems den Materialzufluss (*Input*) eines anderen Subsystems darstellt. Kaskadensysteme vollbringen somit eine Transportleistung von Material und Energie (ebd.). Deshalb stellen sie Transportsysteme dar.

Aus der Verbindung von mindestens einem morphologischen System und einem Kaskadensystem ergeben sich Prozess-Response-Systeme, bei denen positive und negative Rückkopplungsbeziehungen zwischen den Subsystemen (Elementen) zu einer Wechselwirkung zwischen Form und Prozess führen (ebd.).

Bei Kontrollsystemen kommt zu einem Prozess-Response-System das menschliche Eingreifen in die Systembeziehungen zwischen Prozess und Form (Elemente) über Regelgrößen hinzu (ebd.).

Da es in der vorliegenden Arbeit um Fragestellungen des Sedimenttransportes geht, eignet sich der Systemtyp Sedimentkaskade am besten als Ausgangsmodell und wird im Laufe der Untersuchungen als Grundlage dienen.

4. Fragestellung und Hypothesen

„There are two possible outcomes: if the result confirms the hypothesis, then you've made a measurement. If the result is contrary to the hypothesis, then you've made a discovery.“
(ENRICO FERMI)

4.1. Eingrenzung

Modelle sind Abstraktionen der Wirklichkeit (vgl. Kap. 7.1). Die zugrunde liegende Abstraktion wiederum muss von bestimmten Annahmen und Voraussetzungen ausgehen, von deren Gültigkeit die Qualität des Modells entscheidend abhängt (MULLIGAN & WAINWRIGHT 2004). Deshalb soll im Folgenden auf diese Grundannahmen und ihren Kontext eingegangen werden.

4.1.1. Systembetrachtung

Um ein geomorphologisches System betrachten zu können, muss man es zuerst abgrenzen (vgl. 3.3). In geomorphologischen Systemen funktionieren alle Prozesse unter dem Einfluss der Schwerkraft, die als „nach unten“ zum Erdmittelpunkt gerichtete Kraft die Voraussetzung für Transport und Ablagerung ist (vgl. RAPP 1960). Selbst strömende Prozesse (äolisch, fluvial) folgen zumindest letztendlich dieser Hauptrichtung. Zudem finden in alpinen Geosystemen Massenverlagerungsprozesse wie Steinschlag, Murgang, fluviale Spülprozesse und linienhafte Erosion unter unterschiedlich starkem Einfluss und Einwirkung von Wasser statt. Auf die Bedeutsamkeit von Starkniederschlägen sogar für Steinschlagereignisse haben KRAUTBLATTER & DIKAU (2007) und KRAUTBLATTER & MOSER (2009) hingewiesen.

Daher wird als Kriterium für die Systemabgrenzung das oberflächliche hydrologische Einzugsgebiet herangezogen, welches durch die topographische Wasserscheide definiert wird (WILHELM 1993). Das reale, d.h. unterirdische Einzugsgebiet kann zwar, v.a. in Karstgebieten wie im Reintal (vgl. Kap. 5.4), ganz erheblich vom oberflächlichen Einzugsgebiet abweichen, dieses ist aber in der geomorphologischen Literatur als mögliche Systemeinheit weitgehend etabliert (z.B. LEOPOLD ET AL. 1964, HOWARD 1965, CHORLEY & KENNEDY 1971, BULL 1991, MULLIGAN 2004, DIKAU 2005, BRACKEN & CROKE 2007).

Hinzu kommt, dass die gesamte Modellierung der Prozesse von einem quasi undurchlässigen DGM ausgeht, bei dem vertikale Stoffströme (Versickerung etc.) ignoriert werden. Daher soll diese Annahme auch hier gelten.

Als Elemente des Systems Einzugsgebiet gelten hier diejenigen Formen, welche Stoffströme aufweisen. Dazu gehören die *Subsysteme* Felswand, (Schutt-)Hang und Talboden bzw. Gerinne.

Die Beziehungen zwischen diesen Elementen/Subsystemen werden durch die topologische Nähe und die hypsometrische Lage zueinander im Hinblick auf die Richtung des Sedimenttransportes bedingt und durch geomorphologische *Prozesse* (u.a. Steinschlag, Murgang, fluvialer Abtrag) realisiert (vgl. Abb. 4.1). Diese Prozesse transportieren das Sediment von einem Subsystem in ein anderes. Über *Regulatoren* entscheidet sich, ob Sediment (weiter-)transportiert oder abgelagert wird. Zu den Regulatoren zählen Faktoren wie Hangneigung, Bodenfeuchtigkeit, Infiltrationskapazität und Vegetationsbedeckung (vgl. CHORLEY & KENNEDY 1971), welche letztendlich die Reichweite von Prozessen bzw. Prozessereignissen bestimmen. Abgelagertes Material wiederum bildet *Sedimentspeicher*, die in unterschiedlichen Zeitskalen (je nach prozess- und ortstypischen Rekurrenzintervallen) durch unterschiedliche Prozesse re-mobilisiert werden können (z.B. MORCHE ET AL. 2007, HECKMANN ET AL. 2008). Das Gesamtsystem stellt ein *offenes System* dar, d.h. es findet ein Energie- und Masseaustausch mit seiner Umwelt statt. Dies äußert sich konkret an einem Zufluss (*Input*) von Energie (z.B. Niederschlag: Impakt- und potenzielle Energie, Tektonik: potenzielle Energie) und Materie (Wasser durch meteorologische Prozesse, Verwitterungsmaterial (je nachdem, wie tief der Untergrund zum System gehört)), und schlussendlich auch einen Abfluss (*Output*) von Energie (Reduktion der potenziellen Energie des Wassers, Dissipation gerichteter Energie (Lageenergie) über Reibung in ungerichtete Energie (Wärme)) und Materie (Wasser, Lösungs- und Sedimentfracht). Der Systemzufluss stammt dabei aus dem Abfluss weiterer Systeme (meteorologisch, geologisch), während der Systemabfluss wiederum den Zufluss für nachgelagerte Systeme (z.B. Gebirgsvorland, Schwemmfächer des Vorfluters) bildet. Somit kann auch das Gesamtsystem in ein größeres System eingeordnet werden (CHORLEY & KENNEDY 1971).

4.1.2. Raum- und Zeitskale

Landschaften werden durch Prozesse gebildet und überformt, die grundlegenden physikalischen Gesetzen folgen und somit prinzipiell unabhängig von Ort und Zeit stattfinden. Diese Prozesse haben jedoch unterschiedlich ausgedehnte Raumwirkungen (z.B. Steinschlag vs. Bergsturz) und laufen in unterschiedlich langen Zeiträumen ab (z.B. Steinschlag vs. Solifluktion). Des Weiteren benötigt jeder Prozess für ihn eigene Rahmen- und Ablauf- bzw. Auslösungsbedingungen, die variable räumliche Ausprägungen haben (z.B. Hangneigung) und zumeist zeitlichen Schwankungen unterliegen (z.B. Temperatur, Feuchtigkeit) und Auswirkungen auf die Prozessintensität haben. Dabei treten Prozesse geringer Intensität meist häufiger auf als Prozesse größerer Intensität (Frequenz-Magnitude-Beziehung, vgl. WOLMAN & MILLER 1960). Die Magnitude des Prozesses wird jedoch nicht nur durch externe Faktoren bedingt, sondern auch durch die Nähe des momentanen Systemzustandes zu internen Schwellenwerten (*'thresholds'*, vgl. SCHUMM 1979). Diese Nähe wiederum wird durch die Vorgeschichte des Systems bedingt (z.B. Murgangdisposition, vgl. Abb. 7.10). Die landschaftsformenden Prozesse treten somit sowohl räumlich als auch zeitlich variabel auf, verfügen über räumlich und zeitlich variable Wirkungskraft und formen unterschiedlich große Landschaftselemente in unterschiedlich langen Wirkzeiträumen. Dabei benötigen räumlich größere Landschaftsformen i.d.R. länger zur Entstehung und bleiben zumeist auch länger erhalten als kleine. Allerdings können manche Prozesse bereits in relativ kurzer Zeit große geomorphologische Arbeit verrichten (z.B. Murgänge, Steinschlag/Fels- und Bergsturz, Lawinen, Erdbeben, Turbidity Currents; vgl. Abb. 4.2).

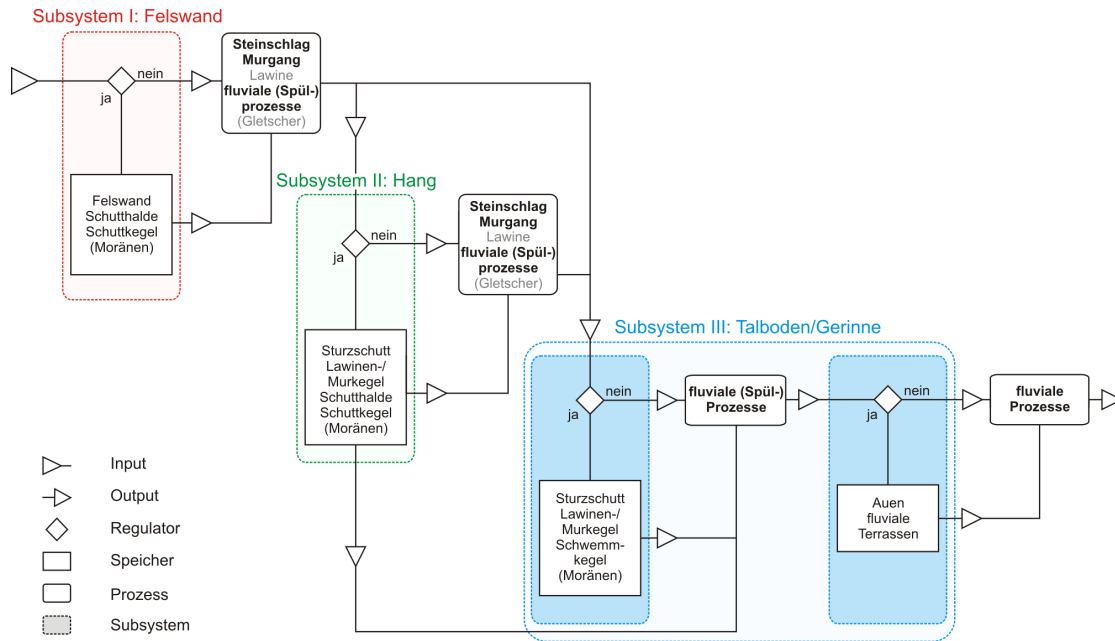


Abbildung 4.1.: Modell der Sedimentkaskaden in alpinen Geosystemen

Darstellung der am alpinen Geosystem beteiligten Subsysteme (I-III). Fett hervorgehobene Prozesse werden in der vorliegenden Arbeit modelliert. Weitere Erläuterungen im Text. (Nach CHORLEY & KENNEDY 1971, SCHROTT ET AL. 2002, übersetzt und leicht verändert)

Da die Formen wiederum durch die Prozesse umgestaltet und im Laufe der Zeit in ihrer räumlichen Ausdehnung verändert werden (Prozess-Response-System, vgl. CHORLEY & KENNEDY 1971), spielt die Vergangenheit eine Rolle, da unterschiedliche Impulse (bzw. Störungen) von jedem System unterschiedlich verarbeitet werden. Während ein Impuls verarbeitet wird, befindet sich das System in einem *transienten* Zustand. Nicht immer kann der Impuls vollkommen aufgearbeitet werden, bevor der nächste Impuls auftritt. Somit kann ein System sich sehr lange im Zustand der *Transienz* befinden, während es unterschiedlich alte und intensive Impulse gleichzeitig aufarbeitet. Die Fähigkeit des Systems, derartige Impulse zu verarbeiten, nennt man *Sensitivität* (BRUNSDEN & THORNES 1979). Hinzu kommt, dass ein gestörtes System nicht notwendigerweise in den ursprünglichen Ausgangszustand zurückkehrt. Falls dies nicht der Fall ist, weist das System ein „Gedächtnis“ auf und zeigt Formen aus unterschiedlichen Zeiten von unterschiedlichen Impulsen, die unterschiedlich gut aufgearbeitet wurden. DIKAU (2006) bezeichnet derartige mehrphasig und polygenetisch entstandenen Formgesellschaften im Rückgriff auf CHORLEY ET AL. (1985) als *Palimpsest*.

Es spielt somit eine wesentliche Rolle für die Untersuchung von Geosystemen, welche Raum- und Zeitskale man dafür auswählt. Dies gilt umso mehr, als dass SCHUMM & LICHTY (1965) festgestellt haben, dass auch die Frage nach Ursache und Wirkung von Raum- und Zeitskale abhängig ist, da je nach betrachteter Skale manche beteiligten Variablen als unabhängig bzw. irrelevant gelten. Betrachtet man z.B. den Abfluss eines Gebirghanges, dann sind Faktoren wie Geologie oder Klima zwar als externe Faktoren relevant, aber sie sind vom momentanen Abfluss-

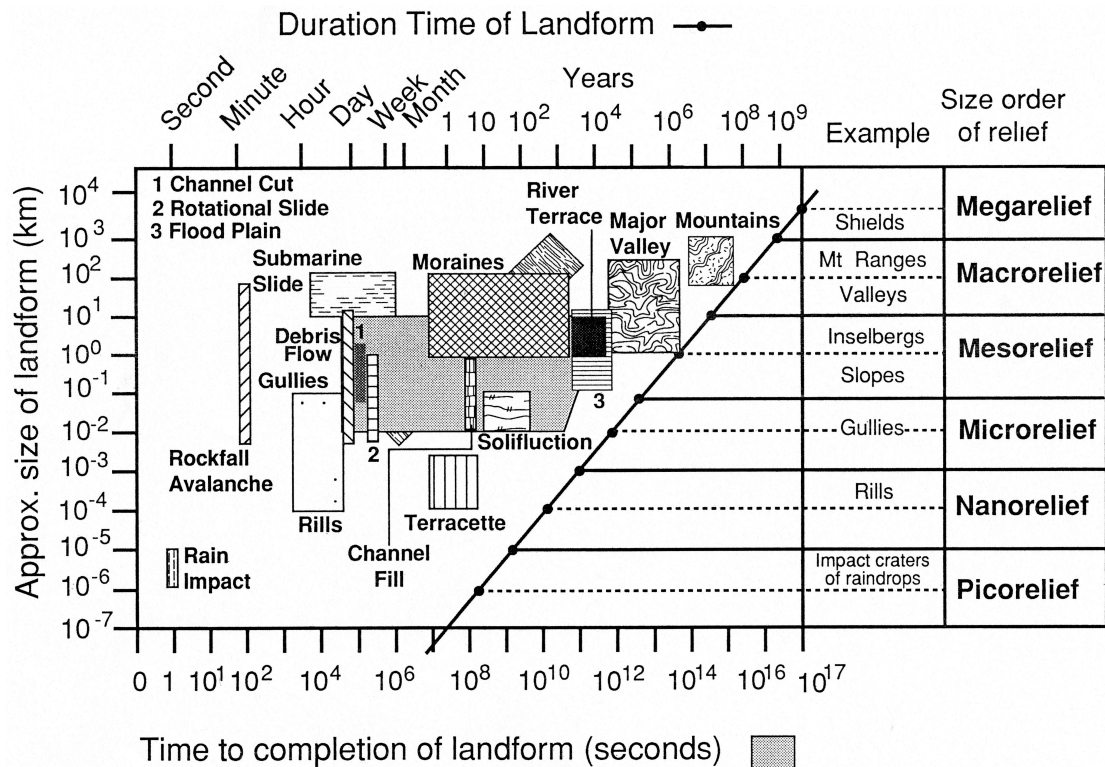


Abbildung 4.2.: Raum-Zeit-Skale der Landschaftsentstehung und -formen
 Darstellung des Zusammenhangs von Raum- und Zeitskala bei der Entstehung und Beständigkeit von
 Landschaftsformen (BRUNSDEN 1996, S.285).

geschehen am Hang unabhängig. Das Paläorelief, aus dem sich der aktuelle Hang entwickelt hat, wäre gänzlich irrelevant hinsichtlich des rezenten Abflussgeschehens.

Für die Modellierung eines Prozess-Response-Systems ist es erforderlich, die Rückkopplung des Prozesses auf die Form während der Modellierung fortzuschreiben, indem das zugrunde liegende Geländemodell für die Berechnung des nächsten Modellablaufs aktualisiert wird. Eine derartige Vorgehensweise wird bei *Landscape Evolution Models* wie z.B. CAESAR angewandt (vgl. COULTHARD 2001). Eine derartige Funktionalität ist in den dieser Arbeit zugrunde liegenden Modellen nicht implementiert (wäre jedoch grundsätzlich möglich) und würde die Rechenzeit deutlich erhöhen. Deshalb soll in der vorliegenden Arbeit das **aktuell** stattfindende Prozessgeschehen in Einzugsgebieten auf seine Konnektivität hin untersucht werden. Hinsichtlich der Zeitskala muss diese daher so gewählt werden, dass alle beteiligten Prozesse (vgl. Kap. 4.1.4) stattfinden können. Ausschlaggebend sind hierbei Murgänge, die im Gegensatz zu Steinschlag und fluvialem Abtrag eher episodisch auftreten. Daher wird eine **Zeitskala** von $1 \cdot 10^1 - 1 \cdot 10^2$ a gewählt.

Die Raumskala wird durch die Größe der Einzugsgebiete bestimmt, da hier nicht nur einzelne Felder oder Hangabschnitte, sondern ganze Einzugsgebiete untersucht werden sollen. Die primären Untersuchungsgebiete weisen Flächen von $15,0 \text{ km}^2$ (Zwieselbachtal) bis $17,3 \text{ km}^2$ (Rein-

tal) auf. Das gesamte Horlachtal hat eine Ausdehnung von $49,1 \text{ km}^2$. Somit liegt die **Raumskale** in der Größenordnung von $1 \cdot 10^1 - 1 \cdot 10^2 \text{ km}$.

4.1.3. Sedimentskale

Mit Sedimentskale ist in diesem Zusammenhang der betrachtete Korngrößenbereich gemeint. Speicher verändern im Laufe der Zeit die Korngröße des in ihnen vorhandenen Sedimentes, da diese durch die im alpinen Raum herrschenden Verwitterungsprozesse allmählich reduziert wird. Betrachtet man Lösungsfracht, entspricht die sedimentologische Konnektivität eines Einzugsgebietes im Wesentlichen der hydrologischen Konnektivität. Hierbei sind chemische Prozesse (Lösung, Ausfällung, Hydrolyse, Reduktions- und Oxidationsprozesse) zu berücksichtigen, da diese die Konzentration der Lösungsfracht bestimmen. Feinsediment spielt allerdings in alpinen Gebieten auch eine wesentliche Rolle hinsichtlich des Stofftransports, z.B. im Hinblick auf Nähr- und Schadstoffe (BURT & ALLISON 2010), aber auch über den Einfluss des Feinsediments auf Massenverlagerungsprozesse wie Muren oder Hangrutschungen. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit soll jedoch die Konnektivität von Grobsediment im Vordergrund stehen, da dieses den wesentlichen Teil gravitativer Massenbewegungen ausmacht, die wiederum zur Gefährdung alpiner Täler beitragen, sei es durch den Primärprozess (Steinschlag, Murgang) selbst, oder auch durch sekundäre Wirkungen (Aufstau von Gerinnen, etc.). Folglich muss derjenige Korngrößenbereich definiert werden, welcher der Untersuchung zugrunde liegt. Es sei angemerkt, dass fast keine Arbeit über Sedimentkonnektivität (Stand 2013) die betrachtete Korngröße explizit definiert (vgl. HARVEY 2001, 2002). Eine Ausnahme ist die Arbeit von FULLER & MARDEN (2011).

Die DIN 4022 T1 (DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG 1987) unterscheiden zwischen Grobkorn ($> 0,063 \text{ mm}$, d.h. Sand, Kies, Steine und Blöcke) und Feinkorn ($< 0,063 \text{ mm}$, d.h. Schluff und Ton). Im Rahmen dieser Arbeit wird für die Betrachtung der sedimentologischen Kopplung bzw. Konnektivität auf diese Unterteilung zurückgegriffen und als „Grobsediment“ das Grobkorn betrachtet. Nach HARVEY (2001) übt gerade das Grobsediment in steilen Einzugsgebieten einen wesentlichen Einfluss auf die Gerinnemorphologie aus, welche wiederum über lokale Gerinneneigungswerte wesentlichen Einfluss auf die longitudinale Kopplung und somit auf die Einzugsgebietskonnektivität hat.

Diese Festlegung der Korngröße ist jedoch nicht im Sinne einer strengen Abgrenzung zu verstehen, sondern als Orientierung für konzeptionelle Überlegungen, da bei der Sedimentfracht der untersuchten Prozessen natürlich auch Feinkornanteile enthalten sind. Bei Muren ist außerdem gerade der Feinkornanteil des Murgangmaterials für Prozessentstehung und -ablauf unerlässlich.

4.1.4. Betrachtete Prozesse

4.1.4.1. Prozessgefüge im Hochgebirge

Der Hochgebirgsraum ist geprägt von einem Prozessgefüge, welches bedingt wird durch Tektonik, Geologie und Lithologie. Das auf dieser Grundlage und den klimatischen Rahmenbedingungen resultierende Relief führt wiederum mit den hydrologischen und pedologischen Gegebenheiten zu typischen Konfigurationen von Vegetation, Prozess und Form (RATHJENS 1982).

Dieser gesamte Komplex ist durch Rückkopplungswirkungen miteinander kausal verwoben und verändert sich im Laufe der Zeit. Die meisten geomorphologischen Arbeiten im Hochgebirgsraum befassen sich mit nur einem Prozess (HAAS ET AL. 2011), in den zu betrachtenden Untersuchungsgebieten (Kap. 5) sind hinsichtlich des Grobsedimenttransportes (Kap. 4.1.3) jedoch mehrere Prozesse geomorphologisch wirksam:

- Steinschlag (BECHT 1995, SCHROTT ET AL. 2002, BECHT ET AL. 2005, WICHMANN 2006, WICHMANN & BECHT 2006)
- Hang- und Talmuren (BECHT 1995, SCHROTT ET AL. 2002, BECHT ET AL. 2005, WICHMANN 2006)
- Grundlawinen (BECHT 1995, SCHROTT ET AL. 2002, HECKMANN 2006)
- Rutschungen (BECHT 1995, BECHT ET AL. 2005)
- fluviale Hangprozesse und Sedimenttransport (BECHT 1995, HAAS 2008, HECKMANN ET AL. 2008, MORCHE 2008, HAAS ET AL. 2011)

Die Komplexität von Systemen steigt beträchtlich mit zunehmender Anzahl an beteiligten Komponenten (MULLIGAN & WAINWRIGHT 2004). Um somit das Modell überschaubar zu halten, wurden im Rahmen dieser Arbeit nur die Prozesse berücksichtigt, die geomorphologisch am wirksamsten sind (vgl. RAPP 1960, BECHT 1995) und in den Untersuchungsgebieten bestimmbar waren. Ausgehend vom Zwieselbachtal, welches das Kernuntersuchungsgebiet darstellt, sind dies die Prozesse Steinschlag, Hangmuren, sowie fluviale Hangprozesse und fluvialer Sedimenttransport. Die Modellierung in den Nebenuntersuchungsgebieten Reintal und Lahnenwiesgraben wird an diese Auswahl angepasst.

Unberücksichtigt bleiben somit Rutschungen, für deren Vorkommen es im Zwieselbachtal zum Untersuchungszeitpunkt keine Anhaltspunkte gab, während sie im Lahnenwiesgraben vereinzelt auftreten. Grundlawinen wurden ebenfalls nicht modelliert, da für das Zwieselbachtal keine Daten für die Anrisskartierung bzw. -modellierung vorlagen. Dazu wären Informationen über tatsächlich vorhandene Lawinenanrisse nötig gewesen, die im Feld i.d.R. nur unter erheblichem Risiko zu gewinnen sind. Alternativ verwendbare (Winter-)Luftbilder lagen ebenfalls nicht vor (vgl. HECKMANN 2006). Ebenso unberücksichtigt bleiben Talmuren, da die für die Modellierung von Talmuren nötigen Anriss- bzw. Erosionsbereiche i.d.R. nicht mit Geländedaten validerbar sind.

Somit gehen die folgenden Prozesse in die Modellierung ein: Hangaquatische und fluviale Prozesse, Hangmuren und Steinschlag.

4.1.4.2. Hangaquatische und fluviale Prozesse

Abtragsprozesse werden im deutschsprachigen Raum nach ihrer Raumwirkung in flächen- und linienhaften Abtrag unterteilt (AHNERT 1996, HAAS 2008). Im fluvialen bzw. aquatischen Kontext wird der flächenhafte Abtrag unter dem Begriff „Spüldenudation“ (s. AHNERT 1996) zusammengefasst. Der linienhafte Abtrag wird hingegen als fluviale Erosion bezeichnet. HAAS

(2008) verwendet in Anlehnung an FIEBIGER (1999) für fluviale Denudation den Begriff „hangaquatischer Abtrag“ und für linearen Abtrag den Begriff „fluviale Erosion“. In der vorliegenden Arbeit wird diese Terminologie beibehalten.

Hangaquatische Prozesse führen dem Gerinnenetz Sediment zu, welches dann, zumindest bei ausreichend langer Zeitskala, im Gerinne als Lösungs-, Schweb- und Geröllfracht weiter transportiert und letztendlich aus dem Einzugsgebiet in den Vorfluter ausgetragen wird. Durch fluviale Erosion kann die Gerinnefracht durch das Gerinne selbst vergrößert, oder durch Ablagerung reduziert werden.

Das aus einem Einzugsgebiet fluvial ausgetragene Sediment (Sedimentspende bzw. „*sediment yield*“) stammt jedoch nicht grundsätzlich von der gesamten Einzugsgebietsfläche ($\hat{=}$ SSY, „*specific sediment yield*“), sondern zumeist nur von einem Teil des Einzugsgebietes. Ein gewisser Anteil des erodierten Materials wird somit in Sedimentspeichern zwischengelagert (WALLING 1983). Das Verhältnis zwischen ausgetragenen und erodiertem Sediment (jeweils in Masse pro Fläche und Zeit) wird als „*Sediment delivery ratio*“ (SDR) bezeichnet (vgl. WALLING 1983, DE VENTE ET AL. 2007).

Die Arbeiten von WALLING (1983), CHURCH & SLAYMAKER (1989) und DE VENTE ET AL. (2007) haben gezeigt, dass die Specific sediment yield (SSY) bzw. Sediment delivery ratio (SDR) eines Einzugsgebietes keine einfache Funktion der Einzugsgebietsfläche sind. Bei zunehmender Einzugsgebietsgröße können zahlreichere und vielfältigere Erosionsprozesse wirksam werden, was in einer positiven Korrelation zwischen Sedimentspende und Fläche resultieren würde. Allerdings bietet eine zunehmende Einzugsgebietsgröße auch mehr Raum für Sedimentspeicher, vor allem da tendenziell mit zunehmender Einzugsgebietsgröße die durchschnittliche Hangneigung abnimmt. Aus diesem Zusammenhang würde eine negative Korrelation zwischen Einzugsgebietsgröße und Sedimentspende resultieren. Hinzu kommt, dass sowohl räumliche Faktoren wie Topologie, lithologisch-tektonische Konfiguration als auch zeitliche Faktoren wie Impulsvergangenheit und Relaxationszeit einen wesentlichen Einfluss auf den momentanen Sedimentaustrag ausüben (DE VENTE ET AL. 2007, FRYIRS ET AL. 2007b).

Deshalb ist es für eine Schätzung der fluvialen bzw. hangaquatischen Erosionsleistung in einem Einzugsgebiet wichtig, die sedimentliefernde Fläche für dieses Einzugsgebiet ($\hat{=}$ SCA, „*sediment contributing area*“) zu bestimmen, da nur dieses hinsichtlich des fluvialen und hangaquatischen Prozessgefüges für den Sedimentaustrag eines EZG relevant ist (vgl. HAAS ET AL. 2011). Die SCA ist definiert als diejenige Fläche, welche hinsichtlich Sedimentaufnahme und -transport sowohl in der Lage ist, derartig wirksamen Oberflächenabfluss zu generieren und zu erhalten, als auch diesbezüglich mit dem Gerinnenetz durch ausreichende Nähe und Hangneigung gekoppelt ist (vgl. HAAS ET AL. 2011, S.152).

4.1.4.3. Hangmuren

Nach den ersten Pionierarbeiten über Muren von FRECH (1898) und STINY (1910) erfuhr die Murforschung in den 1980er Jahren v.a. durch Arbeiten von TAKAHASHI (1981), INNES (1983), COSTA (1984) und IVERSON & DENLINGER (1987) einen neuen Aufschwung. Weitere wesentliche Forschungsimpulse kamen in den 1990ern aus der Schweiz. Dort wurden, v.a. nach den Starkregenereignissen mit darauf folgenden Murgängen im Sommer 1987, grundlegende Arbeiten über Muren verfasst (VAW 1992, RICKENMANN & ZIMMERMANN 1993).

Ein Murgang ist

„eine sehr schnelle bis extrem schnelle, reißende Bewegung (quasiviskoses Fließen) einer breiartigen Suspension aus Wasser, Erde, grobem und feinem Schutt bis zur Blockformgröße und Baumstämmen in Wildbächen oder alten Murfurchen im Hang mit mehr oder weniger steilem Gefälle.“ (BUNZA ET AL. 1976, S.61)

Der Begriff „Murgang“ bezeichnet demnach den Prozess, durch den Murmaterial bewegt wird. Dieses Murmaterial bezeichnet man auch als „Mure“, wobei der Begriff auch für den Bachlauf oder die Hangfurche gebraucht wird, die durch einen Murgang im Gelände geschaffen wird (STINY 1910).

Viele der früheren und auch aktuellen Arbeiten über Muren beschäftig(t)en sich hauptsächlich mit Talmuren, d.h. mit Murgängen, die in Wildbachsystemen abgehen. Aufgrund ihrer Reichweite, Zerstörungskraft und relativen Nähe zum Menschen sind sie natürlich von unmittelbarer Relevanz als Hangmuren, dennoch bescheinigen RAPP (1960), BECHT (1995), RIEGER (1999), BEYLICH & KNEISEL (2009) und andere auch Hangmuren eine beträchtliche Sedimentverlagerungskapazität.

Zur Differenzierung von Murgängen anhand des Anrisstyps unterscheidet ZIMMERMANN (1990) zwischen Anrissen im Hang (Hangmuren, *slope type starting zone*) und solchen im Gerinne (Talmuren, *valley type starting zone*). Die Hangmuren werden wiederum unterteilt in zwei Typen:

- Typ 1: Anrisszone liegt in steilem, meist unkonsolidierten Lockermaterial. Durch rück-schreitende Erosion können die Anrissrinnen vergrößert werden.
- Typ 2: Anrisszone liegt im Kontaktbereich zwischen Fels und Hangschutt. Der Abfluß wird im Fels konzentriert und fließt von dort in die Murrinne.

Bei den Muren im Zwieselbachtal, Larstigtal und Reintal handelt es sich hauptsächlich um Hangmuren Typ 2. Im Lahnenwiesgraben kommen häufig Hangmuren des Typs 1 vor.

4.1.4.4. Steinschlag

Steinschlag gehört mit Blockschlag, Felssturz und Bergsturz zu den Sturzbewegungen (BUNZA ET AL. 1976), und als solche zu den gravitativen Massenselbstbewegungen. Von Rutschungen und Fließbewegungen werden Sturzprozesse durch ihre deutlich höhere Prozessgeschwindigkeit abgegrenzt (ABELE 1974).

Zur Unterscheidung der Sturzprozesse von einander werden v.a. die bewegte Masse, die Ablagerungsfläche und der Bewegungsmechanismus herangezogen (ABELE 1974, BUNZA ET AL. 1976, HEINIMANN ET AL. 1998) (vgl. Tab. 4.1).

Der Bewegungsmechanismus von Bergstürzen ist dominiert von einer ausgeprägten Wechselwirkung zwischen den einzelnen Sturzkomponenten (Sturzstrom, vgl. HEINIMANN ET AL. 1998), die zu aussergewöhnlich hohen Reichweiten führen können (ABELE 1974), und unterscheidet sich damit deutlich von den anderen genannten Sturzprozessen, bei denen die einzelnen Komponenten sich im freien Fall, durch Springen, Rollen und/oder Gleiten voran bewegen. Die

Tabelle 4.1.: Unterscheidungskriterien bei Sturzprozessen (nach HEINIMANN ET AL. 1998)

	Bewegte Masse	Sturzprozess	Geschwindigkeit
Steinschlag	Einzelkomp., <2m	freier Fall, Springen, Rollen, Gleiten	5 - 30 m/s
Blockschlag	Einzelkomp., >2m	freier Fall, Springen, Rollen, Gleiten	5 - 30 m/s
Felssturz	100 - 100.000 m ³	freier Fall, Springen, Rollen, Gleiten	10 - 40 m/s
Bergsturz	>1 Mio m ³	Sturzstrom	> 40 m/s

von WICHMANN (2006) entwickelten Modelle sind daher für Bergstürze nicht ausgelegt, somit werden im Rahmen dieser Arbeit nur Steinschlag, Blockschlag und Felssturz (vgl. Tab. 4.1) modelliert. Zur rein sprachlichen Vereinfachung werden diese drei Prozesse im Folgenden unter „Steinschlag“ subsumiert.

4.1.5. Frequenz-Magnitude-Beziehungen

Grundsätzlich werden Steinschlag und fluvialer Abtrag in den Untersuchungsgebieten als kontinuierliche Prozesse angenommen (vgl. BECHT ET AL. 2005), während Murgänge mit einem Rekurrenzintervall von i.d.R. mehreren Jahren (vgl. INNES 1985, BECHT 1995, VAN STEIJN 1996, HELSEN ET AL. 2002; KOCH (2006) nennt für das Reintal 14,8 Jahre) einen episodisch wirksamen Prozess darstellen, der dazu noch meist mehrere Ereignisse benötigt, um sein Ablagerungsgebiet, den Murkegel, zu formen. Da es in der vorliegenden Arbeit jedoch um die potenzielle Kopplung bzw. Konnektivität der Prozesse geht, können diese trotz der unterschiedlichen Rekurrenz aufeinander bezogen werden, weil angenommen wird, dass in der betrachteten Zeitskala (Kap. 4.1.2) der gesamte modellierte Prozessraum durch den jeweiligen Prozess abgedeckt wird. Bei Murkegeln ist kaum vorhersagbar, wo ein Murgangereignis zur Ablagerung kommt. Daher wird hier der gesamte modellierte Ablagerungsbereich als potenziell gekoppelte Einheit betrachtet.

Das relative Verhältnis der einzelnen Prozessraten untereinander wird dabei nicht näher berücksichtigt, da hierzu eigene Daten fehlen. BECHT ET AL. (2005) kamen für eine Schutthalde im Reintal zu dem Ergebnis, dass die jährliche Erosionsleistung eines einzelnen Murganges im Jahr 2003 die durchschnittliche Sedimentspende der fluvialen Prozesse um den Faktor 320 und die des Steinschlags um den Faktor 200 (jeweils für diese Halde gemessen) überschreitet.

Die unterschiedlichen Frequenz-Magnitude-Beziehungen der einzelnen Prozesse in verschiedenen Untersuchungsgebieten müssen somit nicht quantifiziert und relativiert werden, da es hier um die Quantifizierung des Potenzials von Kopplung bzw. Konnektivität der Prozesse geht, die nach o.g. Annahmen in der betrachteten Zeitskala (Kap. 4.1.2) im gesamten modellierten Prozessraum wirksam sein können.

4.2. Ziele und Hypothesen

Aus dem festgestellten Forschungsbedarf (Kap. 3.2) leiten sich folgende Ziele ab, welche die Ausgangsfragen für die Motivation dieser Arbeit darstellen:

Ziele

1. Quantifizierung des Potenzials von grobsedimentbezogenen Kopplungsbeziehungen zwischen Subsystemen (z.B. Hang-Gerinne) bzw. Sedimenttransport-Prozessen
2. Erweiterung der Betrachtung dieser Kopplungsbeziehungen auf mehr als zwei Subsysteme bzw. Sedimenttransport-Prozesse
3. Identifizierung der durch Sedimentkopplung an einen beliebigen Punkt angeschlossenen Sedimentquellgebiete
4. Entwicklung von Kopplungs-Indizes, um den Vergleich von unterschiedlichen Untersuchungsgebieten zu ermöglichen

Somit gilt es, die in alpinen Geosystemen aus mehreren Prozessen bestehende Sedimentkaskade modellhaft in konkreten Untersuchungsgebieten so abzubilden, dass die Kopplung der Prozesse untereinander quantifizierbar wird. Aus dieser quantifizierten Kopplung sollen Konnektivitätsindizes abgeleitet werden, welche charakteristische Aussagen über die jeweils konkreten Untersuchungsgebiete liefern.

Ausgehend von diesen Zielen und den zu erwartenden quantitativen Ergebnissen werden folgende Hypothesen aufgestellt:

Hypothesen

1. Die Kopplung bzw. Konnektivität eines Einzugsgebietes nimmt mit zunehmender Einzugsgebietsgröße ab.
Ausgangspunkt für diese Hypothese ist die Beobachtung von WALLING (1983), dass die Sedimentspende mit zunehmender EZG-Größe abnimmt, da mit zunehmender Fläche vermehrt Sedimentspeicherflächen wirksam werden. Einen für kleinere EZG ($< 3 \cdot 10^4 \text{ km}^2$) umgekehrten Trend haben CHURCH & SLAYMAKER (1989) im British Columbia beobachtet und mit Remobilisierung von quartär abgelagertem Material begründet.
2. Sowohl gekoppelte Fläche als auch die Kopplungsintensität dieser Fläche nehmen mit zunehmender mittlerer Hangneigung des untersuchten hydrologischen EZG zu.
Diese Hypothese basiert auf der Überlegung, dass die Hangneigung derjenige Reliefparameter ist, welcher die auf alle Massenselbstbewegungen wirkende Schwerkraft am direktesten in Prozessparameter wie Reichweite und Prozessraumzonierung umsetzt.
3. Die Konnektivität ist des Weiteren abhängig von der räumlichen Konfiguration der Formen in den Untersuchungsgebieten und den Formen selbst. Somit ist ein Unterschied zwischen den zentralalpinen und kalkalpinen Einzugsgebieten zu erwarten, beispielsweise aufgrund der durch unterschiedliche Lithologie und Niederschlagsverteilung bedingten Formendifferenz.

5. Untersuchungsgebiete und ihre naturräumliche Ausstattung

5.1. Auswahl der Untersuchungsgebiete

Für die Entwicklung und Anwendung des Konnektivitätsmodells wurden drei Untersuchungsgebiete herangezogen: das Horlachtal in den Stubaiern (Zentralalpen, Österreich) mit dem darin befindliche Zwieselbachtal, welches ebenfalls untersucht wurde, das Reintal im Wettersteingebirge und der Lahnenwiesgraben im Ammergebirge (beide Nördliche Kalkalpen, Deutschland) (s. Abb. 5.1). Die Untersuchungsgebiete Zwieselbachtal, Lahnenwiesgraben und Reintal sind ungefähr gleich groß (Tab. 5.1), unterscheiden sich jedoch deutlich in ihrer naturräumlichen Konfiguration (z.B. Niederschlag, Lithologie, Höhenstufe, Überformungsgeschichte). Aus diesen Konfigurationen ergeben sich von einander abweichende Tal- und Hangformen sowie Prozessintensitäten, die wiederum die naturräumliche Konfiguration beeinflussen. Jedes Untersuchungsgebiet stellt somit ein eigenes Prozess-Response-System dar (vgl. CHORLEY & KENNEDY 1971). Folglich ist zu erwarten, dass sich Unterschiede hinsichtlich der Konfiguration der Sedimentkaskaden ergeben und somit auch systemspezifische Kopplungsbeziehungen und Konnektivitäten.

Die Auswahl der Untersuchungsgebiete erfolgte aufgrund der bereits vorhandenen Datenlage, da sie bereits Gegenstand ausführlicher und intensiver Untersuchungen waren. Nähere Ausführungen hierzu erfolgen in den jeweiligen Kapiteln zu den Gebieten. Des Weiteren sind sie aufgrund ihrer ähnlichen Größe gut vergleichbar. Das Horlachtal hingegen eignet sich als Versuchsgebiet für die Regionalisierung („Upscaling“) der Prozess- und Kopplungsmodelle aus dem Zwieselbachtal. Eine kurze Übersicht über die naturräumliche Ausstattung der Untersuchungsgebiete gibt Tabelle 5.1.

Tabelle 5.1.: Zusammenfassung der naturräumlichen Ausstattung der Untersuchungsgebiete

	Horlachtal	Zwieselbachtal	Lahnenwiesgraben	Reintal
Fläche [km^2] ¹⁾	49,8	14,9	16,6	16,8
Min. Höhe [m ü. NN] ¹⁾	1538	2013	702	1052
Max. Höhe [m ü. NN] ¹⁾	3285	3179	1985	2744
Reliefenergie [m] ¹⁾	1747	1166	1283	1692
Mittlere Hangneigung [°] ¹⁾	32,8	32,2	29,5	41,9
Niederschlag [mm/a]		765 ²⁾	≈ 1600-2000 ³⁾	≈ 2000 ³⁾
Waldgrenze		≈ 2000 ⁴⁾	≈ 1850 ¹⁾	≈ 1790 ¹⁾
Höhenstufen	montan bis nival ⁴⁾	subalpin bis nival	montan bis alpin ⁵⁾	montan bis subnival ⁵⁾

¹⁾ Jeweils aus dem DGM5 (LVG, BEV) des tatsächlich untersuchten Einzugsgebietes abgeleitet.

²⁾ Quelle: Messungen der TIWAG (1991-2007) an der Station Horlachalm (1910 m ü. NN)

³⁾ Quelle: BAUMGARTNER ET AL. (1983)

⁴⁾ Quelle: BECHT (1995)

⁵⁾ Quelle: KOCH (2006)

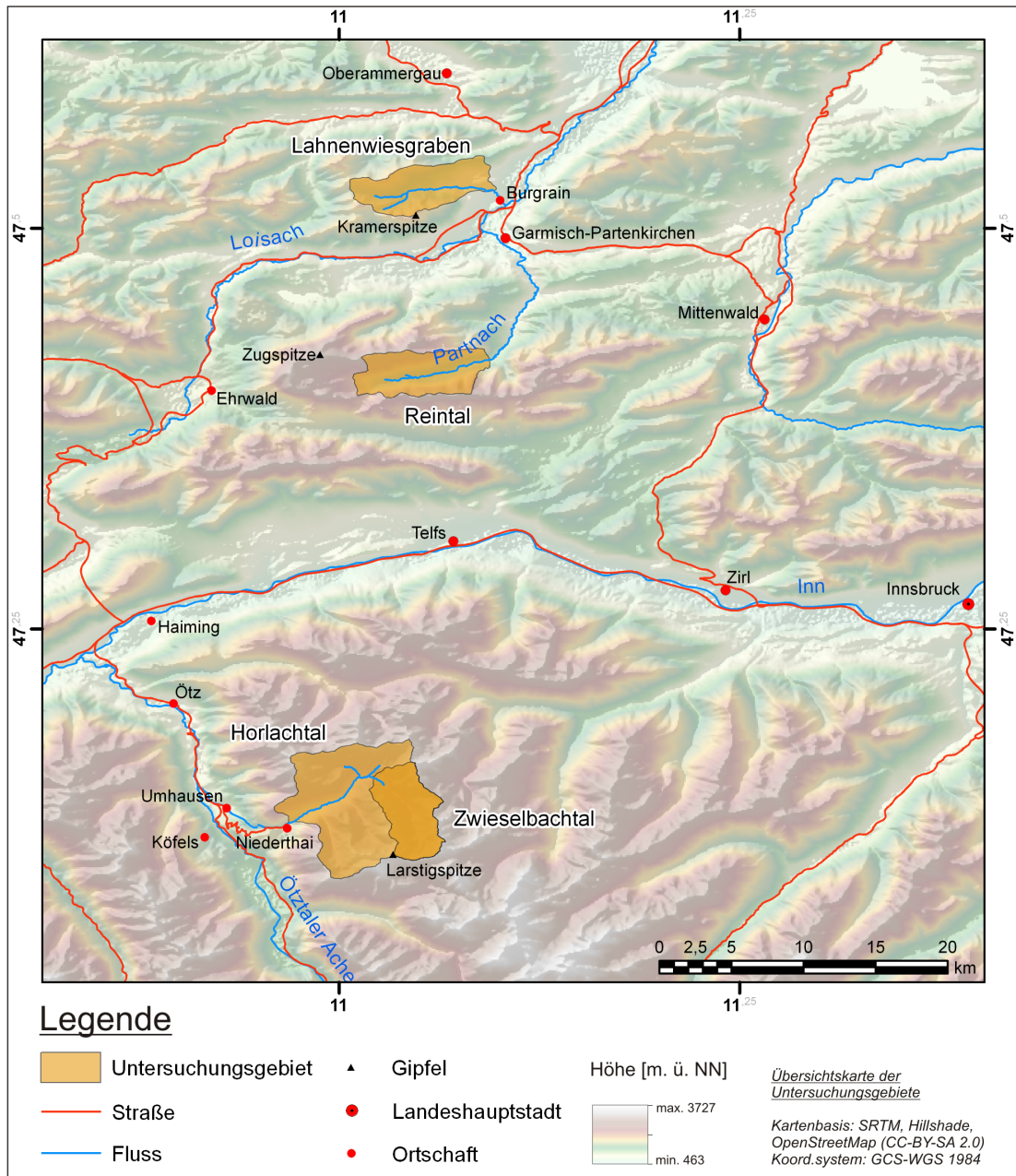


Abbildung 5.1.: Übersichtskarte der Untersuchungsgebiete
Darstellung der drei Untersuchungsgebiete Lahnenwiesgraben, Reintal und Horlachtal (mit Zwieselbachtal).

5.2. Horlachtal

Das Horlachtal (HT) ist ein orographisch rechts gelegenes Seitental des Ötztales. Regional wird es den Stubaier Alpen zugeordnet. Es gliedert sich weiter in die Nebentäler Zwieselbachtal (ZBT), Finstertal (FT), Larstigtal (LT) und Grastal (GT) (Abb. 5.2).

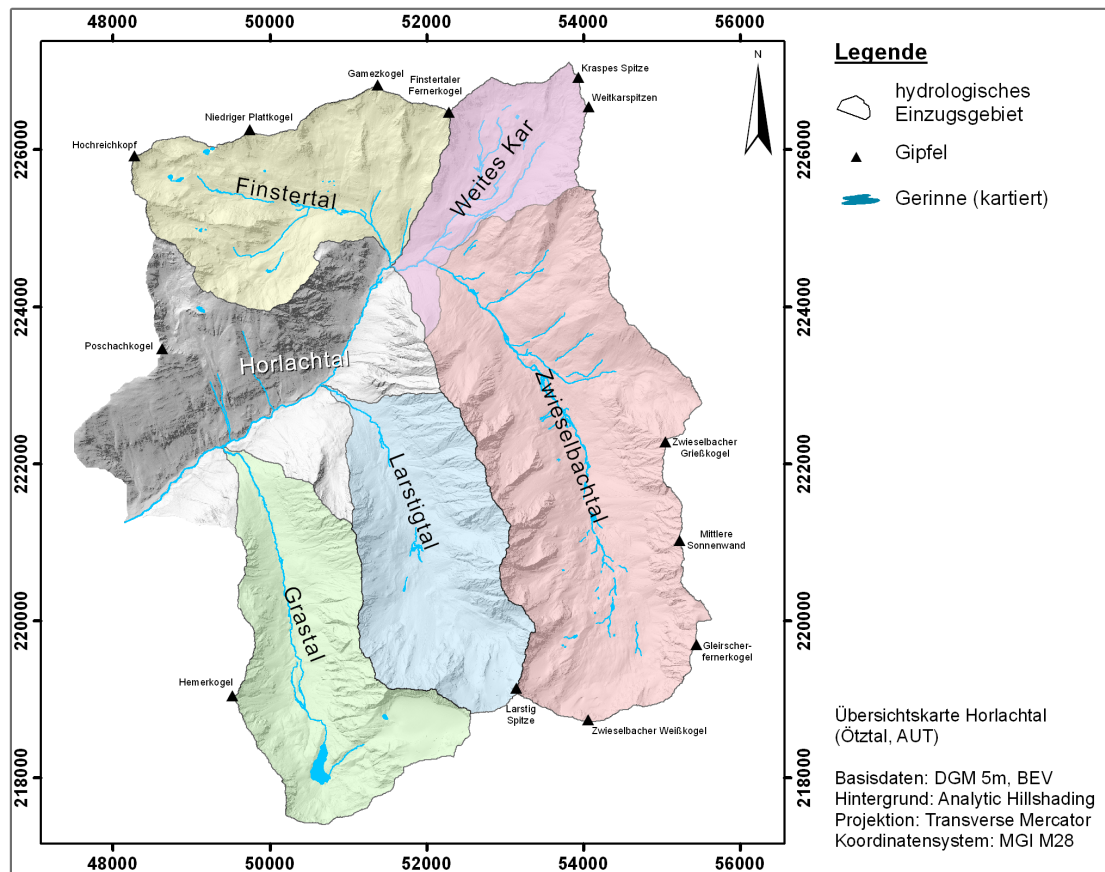


Abbildung 5.2.: Übersichtskarte des Horlachtals

Die Nebentäler wurden nach dem hydrologischen Einzugsgebiet zugeordnet und farblich markiert. Das Zwieselbachtal wurde hier ohne das Einzugsgebiet „Weites Kar“ untersucht. Datengrundlage: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Österreich

Als Hauptuntersuchungsgebiet für die Modellierung der Konnektivität wurde das Zwieselbachtal (ohne „Weites Kar“, vgl. Abb. 5.3) aufgrund seiner mit den anderen Untersuchungsgebieten vergleichbaren Einzugsgebietsgröße gewählt (Tab. 5.1). Zur Validierung der Modellergebnisse wurde auf das Larstigtal zurückgegriffen, da dort bereits intensive geomorphologische Untersuchungen durchgeführt wurden. Zu den grundlegenden Arbeiten über Geologie und Geomorphologie des Horlachtals bzw. seiner Nebentäler zählen unbestritten Heubergers „Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain- und Ötztal“ aus dem Jahre 1966 (HEUBERGER 1966) und Hammers „Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal“ aus dem Jahre 1929 (HAMMER 1929). Erste neuere Ar-

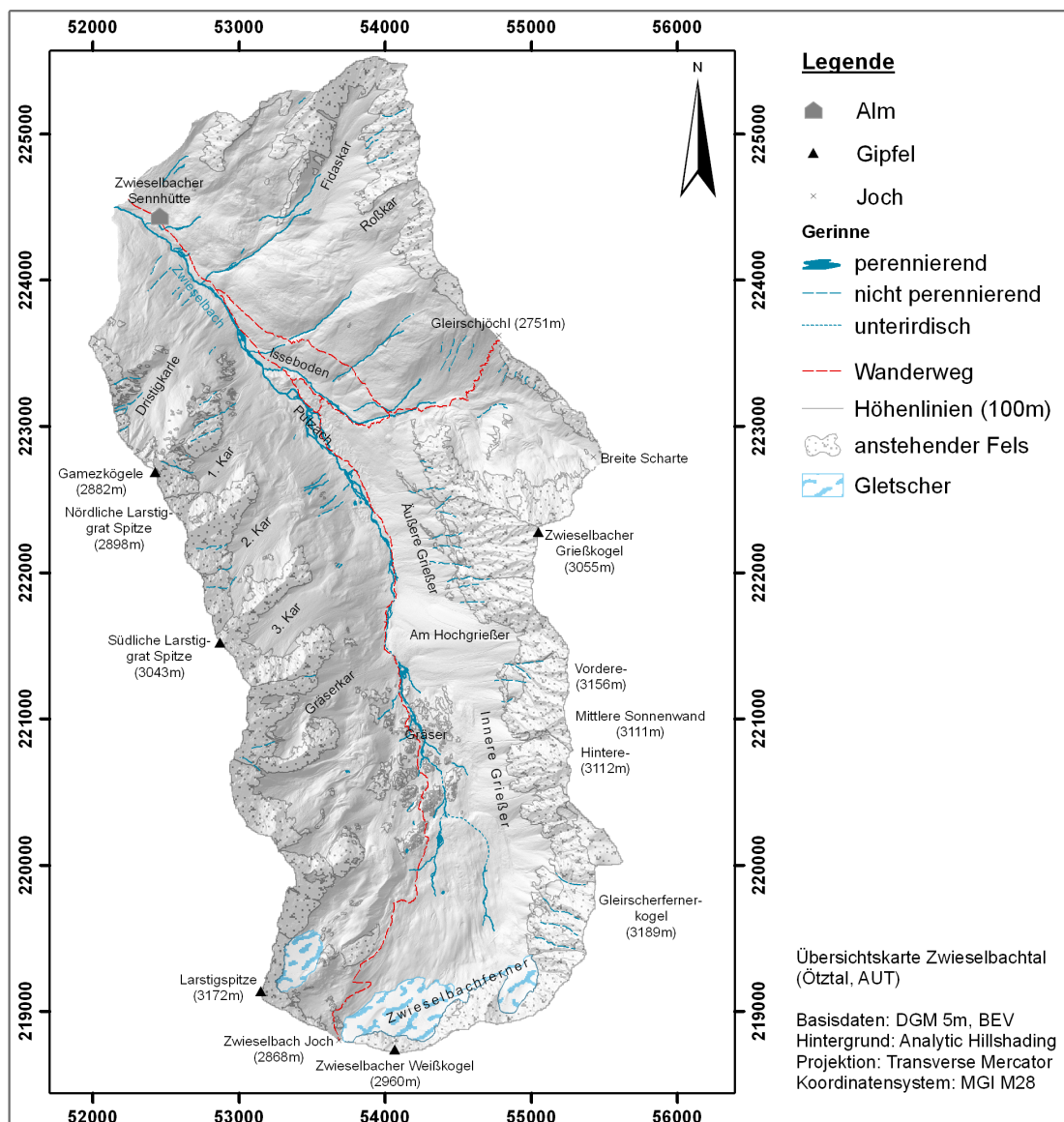


Abbildung 5.3.: Übersichtskarte des Zwiesselbachtals

Datengrundlage: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Österreich; HAMMER (1929), HEUBERGER (1966), ÖK50 146 Ötz.

beiten zum Sedimenthaushalt wurden im Horlachtal von BECHT (1995) durchgeführt. Es folgten Arbeiten über die Entstehung von Hangmuren (BECHT & RIEGER 1997, RIEGER 1999, HAGG & BECHT 2000) und zur holozänen fluvialen Dynamik (GEITNER 1999). Aktuelle Messungen der Steinschlagaktivität mittels TLS (Terrestrial Laserscanning) sind in Arbeit (HAAS ET AL. 2009).

5.3. Lahnenwiesgraben

Der Lahnenwiesgraben (LWG) liegt westlich und oberhalb der Ortschaft Burgrain, die sich wiederum 3km nördlich von Garmisch-Partenkirchen im Loisachtal befindet (vgl. Abb. 5.1). Er gehört zum Ammergebirge, einer Teilregion der Nördlichen Kalkalpen. Höchste Erhebung im Untersuchungsgebiet ist die Kramerspitze mit 1985 m ü. NN (vgl. Abb. 5.4).

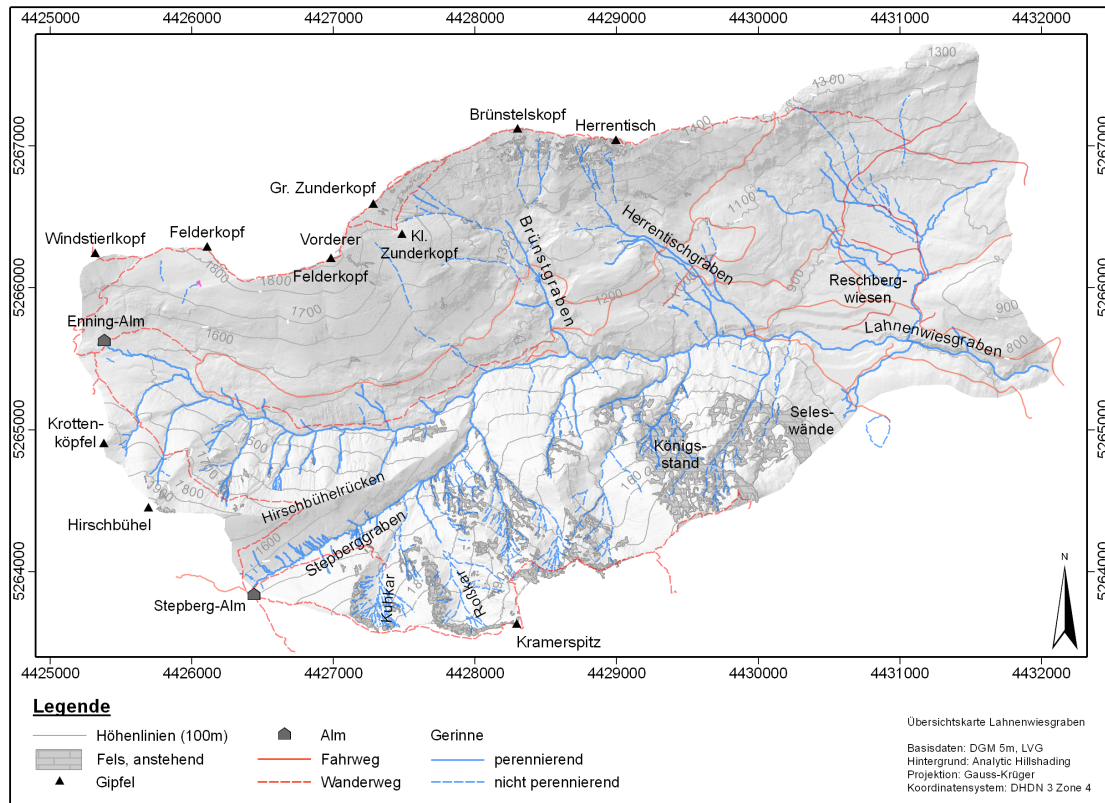


Abbildung 5.4.: Übersichtskarte des Lahnenwiesgrabens

Datengrundlage: Bayerisches Landesamt für Vermessung und Geoinformation; HECKMANN & BECHT (2006), WICHMANN (2006).

Der Lahnenwiesgraben war eines der Hauptuntersuchungsgebiete des von der DFG geförderten Bündelprojektes SEDAG (Sedimentkaskaden in alpinen Geosystemen). Deshalb liegen bereits mehrere neuere Arbeiten über die naturräumliche Ausstattung vor. Hervorzuheben ist KELLER (2009), der sich v.a. mit geologischen und geotechnischen Aspekten des Lahnenwiesgrabens beschäftigte. KOCH (2006) führte bodenkundliche und dendrochronologische Kartierungen in Lahnenwiesgraben und Reintal durch. Von HAAS (2008) wurde der fluviale Hangabtrag quantifiziert und regionalisiert, MORCHE (2008) beschäftigte sich mit fluvialem Austrag aus den Einzugsgebieten und ausgewählten Teilregionen darin. HECKMANN (2006) untersuchte den Sedimenttransport durch Grundlawinen und WICHMANN (2006) entwickelte für den Lahnenwiesgraben GIS-Modelle für Sturzprozesse und Muren. Aus diesem Grund sei an dieser Stelle

grundsätzlich auf die genannten Arbeiten verwiesen, im Folgenden sollen nur kurz grundlegende und für die Fragestellung wesentliche und relevante Aspekte hervorgehoben werden.

5.4. Reintal

Das Reintal war wie der Lahnenwiesgraben Untersuchungsgebiet des von der DFG geförderte Bündelprojektes SEDAG. Die Arbeiten von HAAS (2008), HECKMANN (2006), KELLER (2009), KOCH (2006) und MORCHE (2008) behandeln auch dieses Gebiet (vgl. 5.3). Zu erwähnen ist noch die aus den Arbeiten des SEDAG-Projektes entstandene Dokumentation des geomorphologischen Lehrpfades im Reintal von GÖTZ & SCHROTT (2010). Als Untersuchungsgebiet wird lediglich der mittlere Teil des Reintals zwischen Zugspitzplatt im Westen und Bockhütte im Osten betrachtet. Der Grat von den Höllentalspitzen bis zum Hohen Gaifkopf begrenzt das Reintal im Norden, der Grat vom Hohen Kamm bis zum Hinterreintalschrofen im Süden (Abb. 5.5). Das Reintal wird von der Partnach durchflossen, die am Partnachursprung zu Tage tritt.

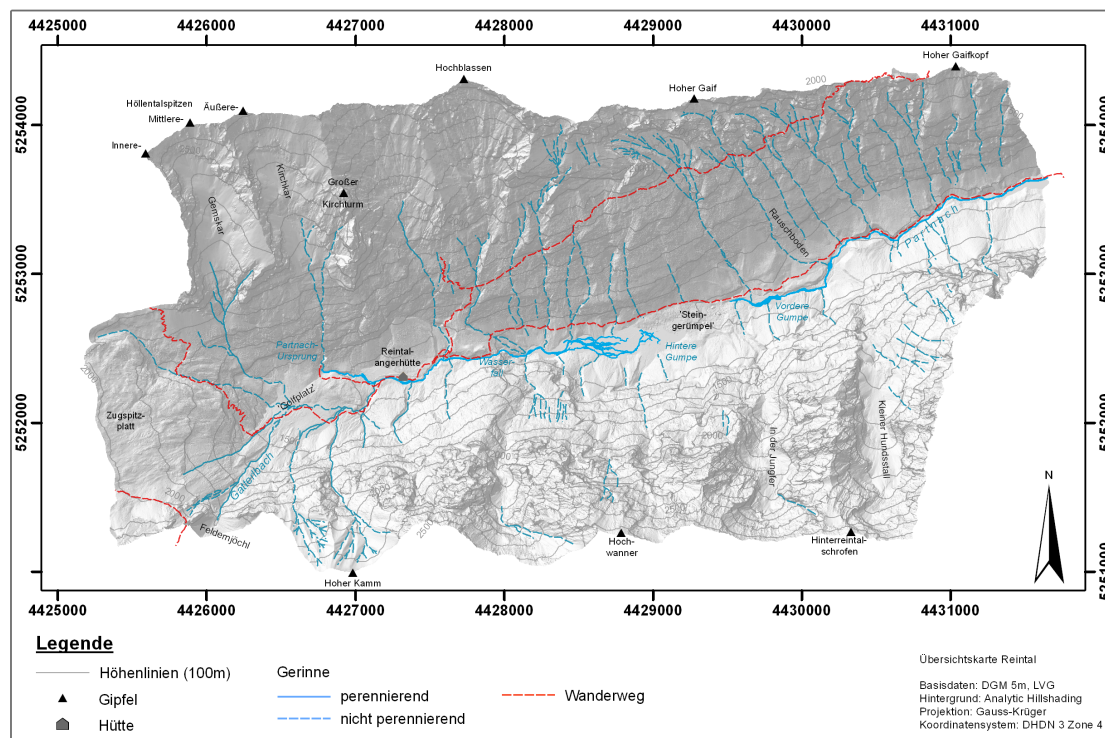


Abbildung 5.5.: Übersichtskarte des Reintales

Datengrundlage: Bayerisches Landesamt für Vermessung und Geoinformation; HECKMANN & BECHT (2006), KOCH (2006), WICHMANN (2006)

Auch hier sei auf die beim Lahnenwiesgraben genannten Arbeiten zur weiterführenden Vertiefung verwiesen.

5.5. Relevante Systemeigenschaften der Untersuchungsgebiete

5.5.1. Geologie und Geomorphologie

5.5.1.1. Bedeutsamkeit

Die ausgewählten Untersuchungsgebiete weisen unterschiedliche tektonische Strukturen und petrographische Eigenschaften auf. Diese wiederum bedingen, je nach klimatischen Gegebenheiten, die Ausweisung von geomorphologisch härteren (widerstandsfähigeren) und weicheren (leichter erodierbaren) Bereichen. Dadurch üben sowohl Tektonik als auch Petrographie einen ganz entscheidenden Einfluss auf die Formen aus, die unter bestimmten klimatischen Bedingungen entstehen können. Die Formen wiederum beeinflussen mit den klimatischen Gegebenheiten die Art und Wirksamkeit geomorphologischer Prozesse (Prozess-Response-System *sensu* CHORLEY 1972).

Die Kopplung von Formen durch Prozesse wird natürlich ganz erheblich durch die Art der Formen und die Art und Wirksamkeit der Prozesse selbst bedingt. Daher wird im Folgenden auf die Geomorphologie und die tektonisch-petrographischen Gegebenheiten in den Untersuchungsgebieten eingegangen.

Tabelle 5.2.: Petrographie und Hangneigungen der Felsbereiche

		Fläche Fels ¹⁾		Hangneigung ²⁾
		[m ²]	Anteil	[°]
ZBT	Feinkörniger Biotitschiefer	1.084.250	25,3%	48,1
	Biotitplagioklasgneis	928.575	21,7%	45,6
	Cordieritführender Migmatit	888.250	20,7%	47,6
	Cordieritführender Biotitgranit	478.400	11,2%	46,3
	Quarzite wechsellagernd mit Biotitschiefer	405.725	9,5%	48,0
	Biotitplagioklasgneis mit Feldspatknotenbildung	139.450	3,3%	51,9
	Glimmerschiefer, granat- und staurolithführend	137.625	3,2%	45,4
	Amphibolite und Hornblendeschiefer	121.400	2,8%	45,8
	Quartäre Sedimente	60.200	1,4%	34,3
	Aplit und Pegmatit	21.650	0,5%	40,8
	Glimmerschiefer mit Feldspatknotenbildung	18.825	0,4%	45,2
	Moränen der Seitentalgletscher	825	0,0%	39,4
		FELS gesamt	4.285.180	100,0%
LWG	Hauptdolomit	688.225	95,0%	52,0
	Plattenkalk	19.800	2,7%	47,2
	Hangschutt, Verwitterungsdecke, Vegetationsdecke	15.800	2,2%	44,1
	Kössener Schichten	475	0,1%	52,3
		FELS gesamt	724.300	100,0%
RT	Wettersteinkalk	9.075.430	100%	50,9
		FELS gesamt (s.o.)	9.075.430	100%

¹⁾ Die Felsflächen wurden jeweils aus der Vegetationskartierung entnommen.

²⁾ Die Hangneigungen wurden jeweils aus einem DGM 5m nach ZEVENBERGEN & THORNE (1987) abgeleitet und arithmetisch gemittelt.

Die vorliegende Arbeit stützt sich in ihren Methoden ganz erheblich auf Digitale Geländemodelle, also das Relief. Diese sind letztendlich eine aus verorteten Höhenangaben abgeleitete

Abfolge von Hangneigungen und Hangwölbungen. Tab. 5.5.1.1 gibt einen Überblick über durchschnittlichen Hangneigungen in Abhängigkeit von der anstehenden Petrographie.

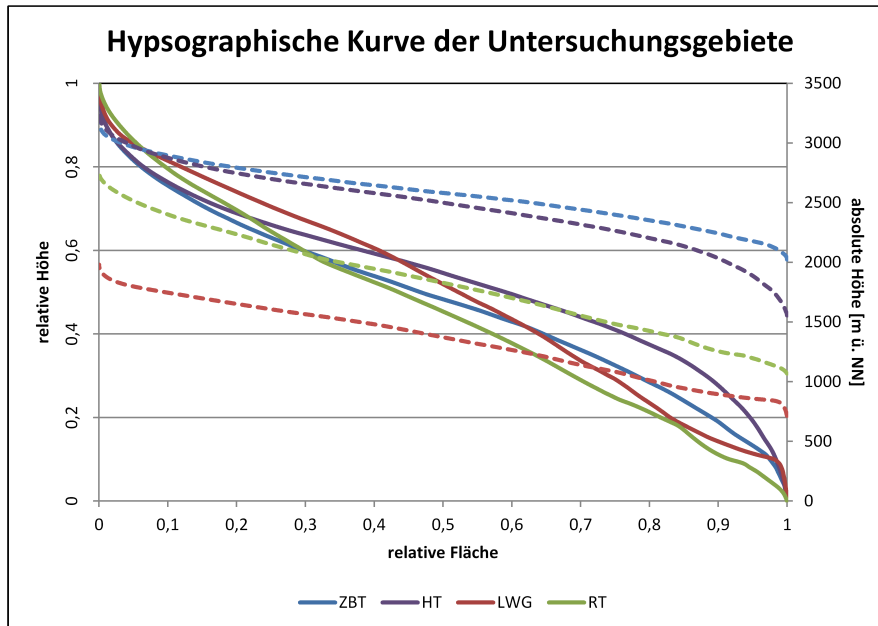


Abbildung 5.6.: Hypsographische Kurve der Untersuchungsgebiete
Durchgezogene Linie: relative Höhe; gestrichelte Linie: absolute Höhe. Datenbasis: DGM5 (LVG, BEV).

Die hypsographische Kurve (Abb. 5.6) ist eine Summenkurve der relativen Flächenanteile unterschiedlicher Höhenlagen. Je flacher eine Kurve verläuft, desto größer ist der Flächenanteil des betreffenden Höhenabschnittes. So liegt der LWG absolut gesehen niedriger als die anderen Untersuchungsgebiete, die ausgeglichene Kurve weist dabei auf ein fluvial dominiertes Einzugsgebiet (Kerbtal) ohne stark ausgeprägte Flachbereiche oder Gefällsstufen hin. Die leichte Verflachung der Kurve bei ca. 15 % mit starkem Abfall deutet auf die Verebnung bei den Reschbergwiesen und die folgende Eintiefung des Lahnenwiesgrabens hin. Bei HT und ZBT spiegeln die relativ flachen Kurven im mittleren relativen Höhenbereich (0,3 bis 0,7) den Trogtalcharakter mit Trogschultern und Hängetälern wieder. Das RT hingegen zeigt ein uneinheitliches Bild mit einem großen Anteil niedriger relativer Höhen, was ebenfalls auf den der Trogtalform entsprechend verbreiterten Talboden und die nur gering ansteigende Tiefenlinie des Haupttales zurückzuführen ist. Des Weiteren pausen sich auch hier hochgelegene Hängetäler durch eine verflachende Kurve durch, jedoch nur leicht.

Die klinographische Kurve (Abb. 5.7) ist ebenfalls eine Summenkurve und stellt die relativen Flächenanteile unterschiedlicher Hangneigungen dar. Dabei wird ersichtlich, dass das RT insgesamt deutlich mehr steile Hangneigungen aufweist als die anderen Untersuchungsgebiete, von denen der LWG mit dem geringsten Anteil auffällt. Dabei zeichnet sich im LWG die Verebnung bei den Reschbergwiesen auch hier durch einen relativ großen Anteil geringer Hangneigungen leicht durch. Horlachtal (HT) und ZBT ähneln einander sehr und nehmen zwischen LWG und RT eine Mittelstellung ohne Auffälligkeiten ein.

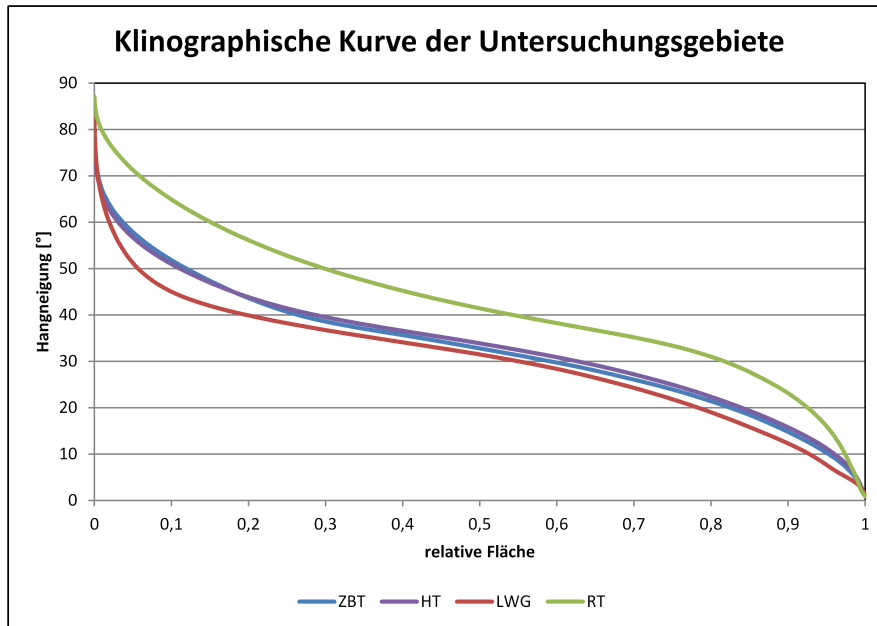


Abbildung 5.7.: Klinographische Kurve der Untersuchungsgebiete
Datenbasis: DGM5 (LVG, BEV), Hangneigung nach ZEVENBERGEN & THORNE (1987).

5.5.1.2. Horlach- und Zwieselbachtal

Das Horlachtal als Seitental des Ötztals liegt tektonisch im Oberostalpin und ist der Ötztal-Stubai-Masse und damit dem Altkristallin zuzuordnen (BÖGEL & SCHMIDT 1976). Tektonisch „herrscht ein Großfaltenbau mit ungefähr EW-streichenden horizontalen Faltenachsen vor“ (PURTSCHELLER 1978, S.2). Während diese tektonische Anlage im ebenfalls ungefähr EW-streichenden Talverlauf des Horlachteales sichtbar wird, folgt die ungefähre Nord-Süd-Ausrichtung von Zwieselbach-, Larstig- und Grastal einer senkrecht auf diesen Faltenachsen stehenden Hauptfugenschar (PURTSCHELLER 1978). Auf die Bedeutung der tektonischen Vorzeichnung für die Erosion und somit die Talbildung wird von SCHEIDEGGER & HANTKE (1996) hingewiesen.

Für die vorliegende Arbeit wurde nur eine geologische Karte des Zwieselbachtals angefertigt (Abb. 5.8). Nach HAMMER (1929) stehen im Horlachtal ausschließlich kristalline Gesteinsarten an. Die am häufigsten vorkommenden Gesteine sind feinkörniger Biotitschiefer und Biotitplagioklasgneis (Tab. 5.5.1.1), die aufgrund des hohen Glimmeranteils sehr verwitterungsanfällig sind (TOLLMANN 1977). Ebenfalls weit verbreitet ist Cordierit-führender Migmatit, der auch als „Winnebachgranit“ bekannt ist (HAMMER 1929, TOLLMANN 1977).

Das anstehende Gestein wird in weiten Bereichen von quartären Sedimenten überlagert, da das Horlachtal im Pleistozän glazial stark überprägt wurde. Der glaziale Formenschatz umfasst neben der ausgeprägten Trogtalform des Horlachteales und seiner Nebentäler u.a. Moränen, Kare, Blockgletscher und Rundhöcker. Sowohl Larstig- als auch Grastal sind als Hängetäler ausgebildet. Zusätzlich befinden sich im Zwieselbachtal zahlreiche Hängetäler am ostexponierten

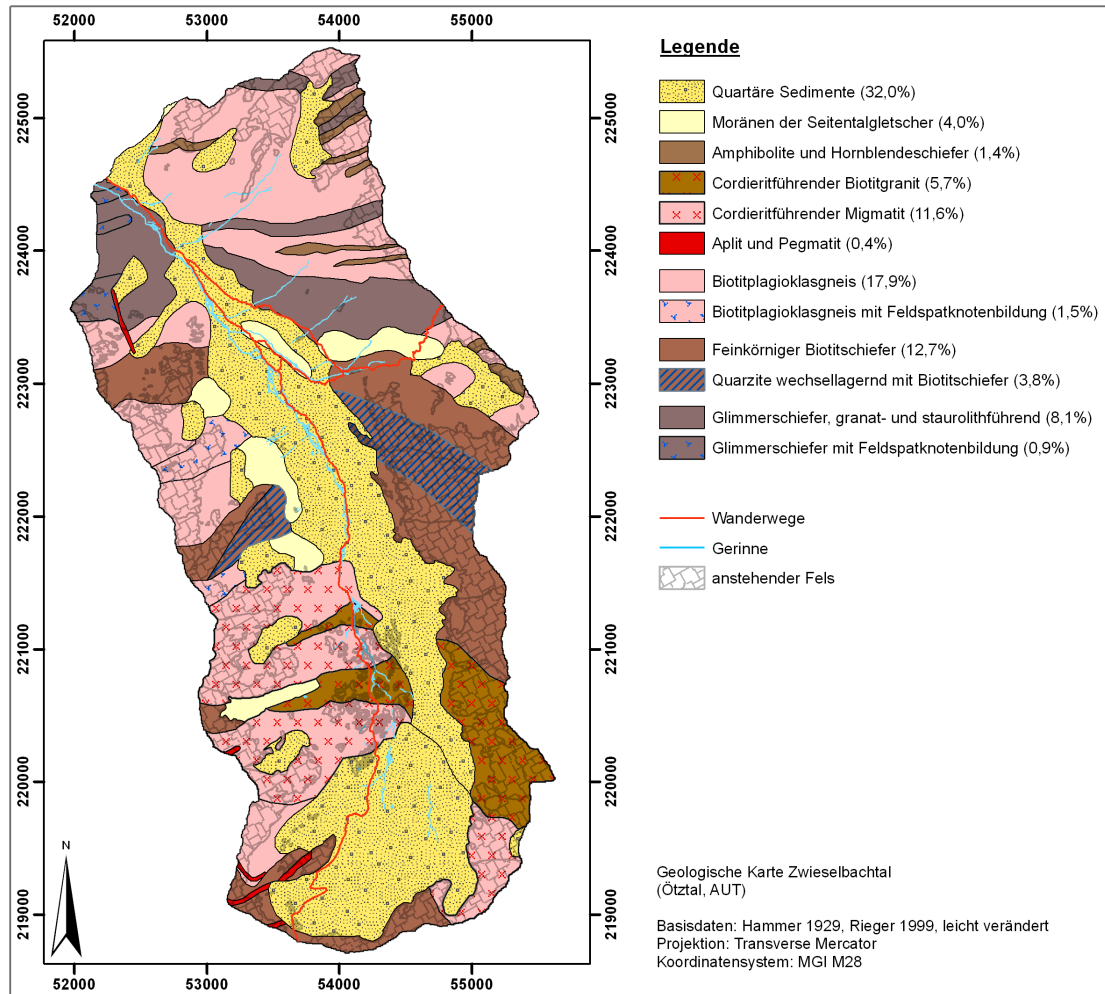


Abbildung 5.8.: Geologische Karte des Zwiesselbachtales

Die Werte in Klammern entsprechen den Flächenanteilen bezogen auf die Einzugsgebietsgröße. Grundlage: Hammer 1929, Rieger 1999, leicht verändert.

Westhang. Während der pleistozänen Eiszeiten gehörte das Ötztal zum Eisstromnetz des Inn-
gletschers. HEUBERGER (1974) gibt als maximale Eisstromhöhe an der Ötztalmündung mindestens
2500 m ü. NN an. Zumindest am größten nachweisbaren Gletscherstand des Horlachgletschers,
den HEUBERGER (1966) als zeitgleich mit dem Steinachvorstoß des Ötztalgletschers datiert, wa-
ren vermutlich alle Gletscher der Seitentäler mit dem des Horlachteales verbunden (HEUBERGER
1966). Rezent weisen nur Zwiesselbach-, Larstig- und Grastal Gletscherflächen auf, die jedoch
mit 3,0 % nur einen geringen Flächenanteil des Horlachteales einnehmen (vgl. Tab. 5.5.2.1).

Weite Teile der Talflanken sind mit grobem Hangschutt ausgekleidet. Die Tiefenlinie der Sei-
tentäler, v.a. im Zwiesselbachtal und im Larstigtal, ist immer wieder von holozänen Endmoränen
überlagert. Besonders signifikant treten hier die Egesenmoränen im Larstigtal und im Zwi-
esselbachtal hervor (HEUBERGER 1966). Von den neuzeitlichen Gletscherschwankungen sind es

v.a. die 1850er Moränen, die relativ deutliche Wälle hinterlassen. Diese Formen führen immer wieder zu Aufstau des Gerinnes und Ausbildung von Flachstellen. Des Weiteren wurden die Talflanken der Nord-Süd verlaufenden Nebentäler expositionsbedingt unterschiedlich geformt. So führte nach HEUBERGER (1966) auf der westexponierten Ostflanke dieser Täler eine intensive Hanggletscherbildung dazu, dass deutlich zergliederte Felsbereiche auftreten, wodurch es nachfolgend zu verstärkter Schuttproduktion und Schuttkegelbildung kommt. Die Hanggletscherbildung wiederum ist darauf zurück zu führen, dass in den Tälern die Grate der ostexponierten Westhänge die der gegenüberliegenden Talseite um bis zu 200-300 m überragen und sich Hanggletscher bei sinkender Schneegrenze länger halten können. Im Zwieselbachtal hingegen bildeten sich auch am ostexponierten Westhang ausgeprägte Seitengletscher, die deutlich eingetieft Kare und Hängetäler formten. Dies ist nach BECHT (1995) sowohl darauf zurückzuführen, dass sich bei vorherrschend westlichen Winden auf der Lee-Seite mehr Schnee durch Verdriftung ansammeln kann, als auch auf reduzierte Schneeschmelze, da an Osthängen die Sonneneinstrahlung vornehmlich Vormittags wirkt, wenn der Frostinhalt der Schneedecke aufgrund nächtlicher Ausstrahlung noch groß und der Schnee somit nicht schmelzbereit ist (vgl. BECHT 1995, S.26).

Die rezente Morphodynamik wird v.a. durch Murgänge, Lawinen, Steinschlag und fluviale und hangaquatische Spülprozesse geprägt, wobei in der subalpinen und alpinen Höhenstufe Murgänge und Lawinen dominieren, während die subnivale und nivale Höhenstufe im Wesentlichen von Sturzprozessen überformt wird (BECHT 1995).

5.5.1.3. Lahnenwiesgraben

Der Lahnenwiesgraben ist ein Kerbtal, das morphologisch einer O-W streichenden tektonischen Mulde der Lechtaldecke folgt, deren Muldenachse leicht nach Osten hin geneigt ist. Diese Mulde wird im Norden durch die Kieneck-Notkarspitz-Gipfelschuppe (Hauptdolomit) und im Süden durch die Kramer-Ofenberg-Masse (Hauptdolomit) begrenzt (KUHNER 1967).

Der Hauptgipfelbildner ist triassischer Hauptdolomit mit ca. 33% Flächenanteil. Aufgrund seiner starken Zerklüftung bildet er ausgeprägte Schuttkegel und -flächen (KUHNER 1967). Weitere wichtige Gesteine sind der gebankte Plattenkalk (28%) und die in Muldenlage vorkommenden, mergelig-kalkigen Kössener Schichten (10%) (beide ebenfalls triassisch, vgl. Abb. 5.9). Jurassische Gesteine sind kaum verbreitet (ca. 3,5 %), man findet sie v.a. im Bereich der Enningmulde am Nordhang des Hirschbühlrückens. Quartäre Sedimente nehmen ca. 25% der Einzugsgebietsfläche des Lahnenwiesgrabens ein, wobei davon Hangschutt und Verwitterungsdecken mit ca. 16% Einzugsgebietsfläche den größten Anteil ausmachen.

Im Lahnenwiesgraben finden sich würmzeitliche Fernmoränensedimente (kalkalpines Material und kristalline Geschiebe) von der Enning-Alm bis zu den Reschbergwiesen (KUHNER 1967). Er war somit Teil des Eisstromnetzes des Isar-Loisachgletschers mit den beiden Transfluenzpasssen Steppberg- und Enningsattel (KLEBELSBERG 1913 *fide* HAAS 2008). Würmzeitliches Lokalmoränenmaterial findet sich v.a. an den nordexponierten Hängen der Kramer-Ofenberg-Masse in den Karen (Kuhkar, Rosskar). Die Verebnung im Bereich der Reschbergwiesen entstand durch die Aufstauung des Lahnenwiesgrabens durch den Loisachgletscher mit daraus resultierender Sedimentablagerung.

Weiterführende und weit ausführlichere Angaben zu den lithologisch-geotechnischen Eigen-

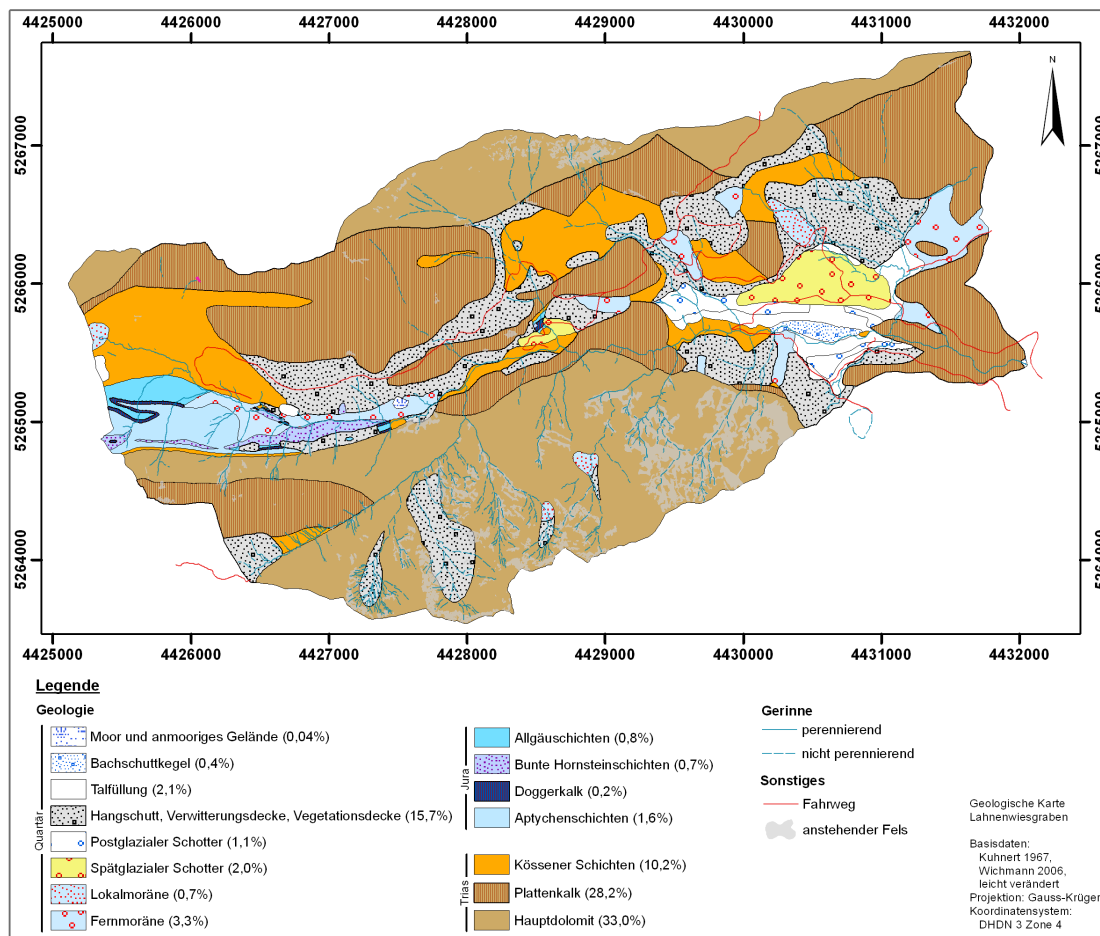


Abbildung 5.9.: Geologische Karte des Lahnenwiesgrabens
Die Werte in Klammern entsprechen den Flächenanteilen bezogen auf die Einzugsgebietsgröße. Grundlage:
KUHNER (1967), WICHMANN (2006), leicht verändert.

schaften der Gesteine finden sich bei KELLER (2009).

5.5.1.4. Reintal

Das Reintal ist tektonisch der Lechtaldecke zuzuordnen. Die Ausrichtung des Tales folgt einer E-W-streichenden Mulde, die nach Osten hin abtaucht. Im Querschnitt bildet das Reintal ein klassisches Trogtal mit einer sehr steilen Flanke im Süden und einer weniger steilen im Norden. Dabei folgen die Talflanken weitgehend dem Schichteinfällen der Muldenschlenkel. Lithologisch ist das Reintal fast komplett aus triassischem Wettersteinkalk aufgebaut, der Mächtigkeiten von 600 m bis 800 m aufweist (MILLER 1962). KUHNER (1967) bescheinigt dem Gestein hohe Reinheit und somit gute Löslichkeit. Es gilt als geomorphologisch hart und ist somit ein Hauptwandbildner in den nördlichen Alpen (KUHNER 1967). Aufgrund der weitgehenden lithologischen Homogenität wird hier auf die Darstellung einer geologischen Karte verzichtet.

Durch die pleistozänen Vergletscherungen erhielt das Reintal seine Trogtalform. Auffällige Zeugen der glazialen Formung sind die quer zur Talrichtung (N-S) angelegten Kare, die als Hängetäler ausgebildet sind (z.B. Gemskar, Kirchkar, In der Jungfer, Kleiner Hundsstall, vgl. Abb. 5.5), und zahlreiche Moränenwälle im Bereich der Tallinie. Weitere Ausführungen hierzu finden sich bei HIRTLREITER (1992).

Das Reintal weist mit 1692 m (Tab. 5.1) eine aussergewöhnlich hohe Reliefenergie auf. Somit ist es nicht verwunderlich, dass gravitative Massenbewegungen die rezente Formung dominieren. Zu den beteiligten geomorphologischen Prozessen zählen Steinschlag, Murgänge, Lawinen und fluviale und hangaquatische Abtragsprozesse (SCHROTT ET AL. 2003, BECHT ET AL. 2005, HECKMANN 2006, KRAUTBLATTER & DIKAU 2007, HAAS 2008, KRAUTBLATTER ET AL. 2012). Die Talflanken werden von ausgeprägten Schutthalden und -kegeln ausgekleidet, die aus Sturzschuttmaterial und Schwemmfächern sowie Mur- und Lawinenablagerungen bestehen (SCHROTT ET AL. 2002).

Feststoffmessungen von SCHMIDT & MORCHE (2006) haben ergeben, dass im Reintal der Hauptanteil des Sedimentaustrags in gelöster Form stattfindet, und Geschiebetransport nur eine sehr untergeordnete Rolle spielt. Dies entspricht aufgrund der vorherrschenden Geologie den Erwartungen.

Die Partnach wurde in der Vergangenheit entlang ihres Verlaufs durch mehrere Felsstürze abriegelt. Die dadurch entstandenen Dämme unterbrechen die longitudinale Grobsediment-Konnektivität (vgl. SCHMIDT & MORCHE 2006), es kommt zu Sedimentakkumulation und Aufstau des Gerinnes. So entstand vor ca. 200 Jahren die Vordere (Blaue) Gumpe (MORCHE ET AL. 2007), und vor ca. 500 Jahren durch den Bergsturz „Steingerümpel“ die Hintere Gumpe (GÖTZ & SCHROTT 2010). Aufgrund eines lang andauernden Regenereignisses, das bis zu 230 mm/d Niederschlag brachte, wurde am 22. August 2005 der die Vordere (Blaue) Gumpe aufstauende Damm durchbrochen (MORCHE ET AL. 2007). In der Folge kam es zu extremen Sedimentverlagerungen unterhalb der Blauen Gumpe, die selbst während des Ereignisses fast vollständig aufsedimentiert wurde. Des Weiteren wurde ein direkt an die Gumpe anschließender großer Hangschuttkegel angeschnitten und dadurch $\approx 38.000 m^3$ Material mobilisiert (ebd.). Aufgrund der großen Sedimentmengen, die sich somit seit diesem Ereignis im Gerinnenetz unterhalb der Blauen Gumpe befinden, ist in Zukunft sowohl mit verstärktem longitudinalen Sedimenttransport entlang der Partnach, als auch erhöhtem Feststoffaustrag aus dem Reintal zu rechnen (ebd.).

5.5.2. Vegetation

5.5.2.1. Bedeutsamkeit

Vegetation spielt eine wesentliche Rolle für die Sediment-Konnektivität von alpinen Geosystemen. Sie erhöht durch das Wurzelwerk im Allgemeinen den Zusammenhalt des Regoliths bzw. Oberbodens und verstärkt somit den Widerstand gegen Abtrag und Mobilisierung. Ebenso wird die Infiltrationsfähigkeit erhöht und dadurch der Oberflächenabfluss reduziert (WILHELM 1993). Je nach Art des Bewuchses kann die Oberflächenrauigkeit (im Hinblick auf Prozessreichweite und -ausbreitung) gegenüber vegetationslosen Schuttflächen erhöht (z.B. Krummholz, Sträucher, Wald), aber auch reduziert werden (z.B. Grasmatten nach Bodenbildung im Gegensatz zu Grobschutthalde ohne Bodenbildung). Diese Rauigkeit wiederum beeinflusst den Reibungsbeiwert μ , welcher in die Reichweitenberechnung von Massenbewegungsprozessen (WICHMANN 2006) einfließt. Zusätzlich beeinflusst die Vegetation die Wasser- und Sediment-Speicherkapazität der Vegetationsflächen (vgl. PUIGDEFABREGAS ET AL. 1999, PUIGDEFABREGAS 2005).

Tabelle 5.3.: Flächenanteile der kartierten Vegetationsklassen nach Untersuchungsgebiet

	HT	ZBT	LWG	RT
Gletscher	3,0%	2,5%	0,0%	0,0%
Fels	25,8%	28,7%	4,4%	52,7%
Lockermaterial	22,9%	39,7%	2,1%	9,3%
Pioniervegetation	13,7%	6,1%	2,6%	6,6%
Gras	12,5%	13,9%	13,3%	4,3%
Zwergstrauch	11,0%	8,9%	4,9%	0,5%
Krummholz	1,4%	0,2%	13,6%	15,0%
lichter Wald	2,7%	0,0%	0,0% ¹⁾	0,0% ¹⁾
geschlossener Wald	6,9%	0,0%	59,1%	11,6%
SUMME	100%	100%	100%	100%

¹⁾ Null-Wert aufgrund von Abrundung.

Somit wirkt z.B. eine Bedeckung mit Wald oder Krummholz aufgrund der Reduzierung von Oberflächenabfluss und der Erhöhung der Oberflächenrauigkeit und damit des Reibungsbeiwertes hemmend auf den Sedimentfluss. Des Weiteren wird die hydrologische und sedimentologische Speicherfähigkeit erhöht. Wald wirkt dadurch als Puffer (*buffer sensu* FRYIRS ET AL. 2007b) bzw. Speicher und entkoppelt somit tendenziell die höher gelegenen von den tiefer gelegenen Bereichen (vgl. BORSELLI ET AL. 2008).

Die Vegetationsart (z.B. Wald, Krummholz, Pioniervegetation, etc.) wird von mehreren naturräumlichen Faktoren bestimmt (z.B. Höhenlage, Exposition, Hangneigung, (lokal-)klimatische Gegebenheiten, Ausgangsgestein, Bodenbildung), die gerade im Hochgebirgsraum variabel sind und sich räumlich auf vielfältige Art überlappen können. Dadurch kann bei unterschiedlichen Untersuchungsgebieten die Zusammensetzung und räumliche Verteilung der

Vegetationsbedeckung stark differieren, was somit die Übertragbarkeit von Modellergebnissen auf andere Räume und somit das Upscaling stark einschränkt (vgl. BORSELLI ET AL. 2008).

Die Vegetationsbedeckung der Untersuchungsgebiete ist in Abb. 5.10 dargestellt, eine Zusammenstellung der Flächenanteile der Vegetationsklassen gibt Tab. 5.5.2.1. Eine Übersicht über die den Vegetationskarten zugrundeliegenden Daten und selbst durchgeführte Kartierungen gibt Kap. 6.3.

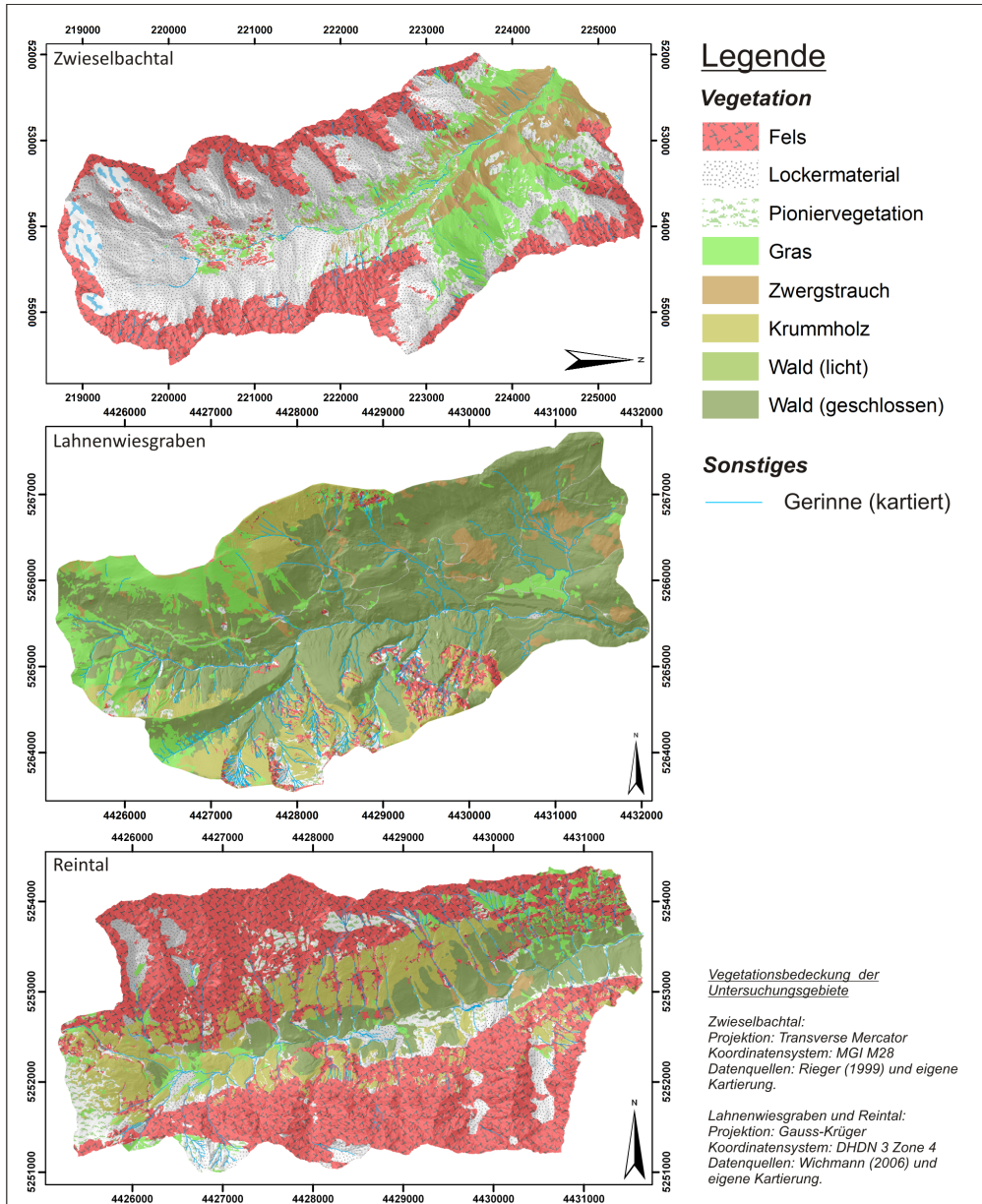


Abbildung 5.10.: Vegetation der Untersuchungsgebiete ZBT, LWG und RT Datengrundlage basierend auf den angegebenen Quellen und eigenen Kartierungen am Luftbild.

5.5.2.2. Horlach- und Zwieselbachtal

Aufgrund der Höhenlage des Horlachtals nimmt geschlossener Wald dort nur sehr geringe Flächen ein (6,9%, vgl. Tab. 5.5.2.1). Die Waldgrenze liegt bei ca. 2000 m (BECHT 1995) und damit unterhalb des ZBT, welches somit keine Waldflächen aufweist. Der Waldbestand besteht in den höheren Lagen vorwiegend aus Lärchen und Zirben, in niedrigeren Lagen finden sich Lärchen- und Fichtenbestände (vgl. BECHT 1995). Horlachtal und v.a. Zwieselbachtal (Abb. 5.10) zeigen auffällig große Flächenanteile von Lockermaterial (22,9 % im HT, 39,7 % im ZBT), welche zum einen aufgrund der Höhe keine Vegetationsbedeckung aufweisen, zum anderen jedoch auch auf die relative Trockenheit des Untersuchungsgebietes zurückzuführen sind. Ebenfalls höhenbedingt ist der Gletscheranteil von 3,0% im HT und 2,5 % im ZBT. Weitere Gletscher(rest)flächen liegen im Larstig- und im Grastal.

Zwergstrauch- und Krummholzbestände weisen im ZBT mit zusammen 9,1 % der Fläche nur eine geringe Verbreitung auf und befinden sich v.a. am Taleingang. Der Großteil der vegetationsbedeckten Fläche wird hingegen von alpinen Rasen (Gras) und Pioniervegetation mit zusammen 26,2 % (HT) bzw. 20 % (ZBT) eingenommen. Somit präsentieren sich Horlach- und Zwieselbachtal als hochgelegene Täler mit insgesamt geringer und weitgehend niedrigstehender Vegetationsbedeckung.

5.5.2.3. Lahnenwiesgraben

Im Lahnenwiesgraben dominieren Waldflächen mit 59,1 % der EZG-Fläche, die fast vollständig unter der Waldgrenze von ca. 1850 m ü. NN (Tab. 5.1) liegt. Krummholz und Zwergstrauch nehmen zusammen 18,5 % der Fläche ein, alpine Rasen (Gras) sind mit 13,3 % vertreten. Die für die Kartierung ausgewiesenen Fels- und Lockermaterialflächen sind mit insgesamt 6,3 % ausgesprochen gering. Der hohe Vegetationsanteil spiegelt die relativ geringe Höhenstufe des LWG wider (Tab. 5.1).

Der Lahnenwiesgraben stellt sich somit als ein dicht bewachsenes und vor allem bewaldetes Einzugsgebiet mit nur geringen vegetationslosen Flächen dar.

5.5.2.4. Reintal

Im Reintal nehmen Felsflächen mit 52,8 % über die Hälfte der Einzugsgebietsfläche ein, Lockermaterialflächen sind mit 9,3 % vertreten. Dieser Betrag ist relativ niedrig, wenn man die weite Verbreitung von Schutthalden und -kegeln (Kap. 5.5.1.4) beachtet. Diese Schuttflächen sind jedoch zu großen Teilen mit Vegetation bedeckt, da sie keine großen Höhen erreichen.

Die geringe Vegetationsbedeckung von 38 % der Fläche (inkl. Pioniervegetation) ist sowohl auf die tektonisch und glazial übersteilten Talflanken mit folglich steilen Hangneigungen zurückzuführen (Kap. 5.5.1.4), als auch auf die vom Reintal insgesamt erreichte Höhenstufe, die bis in den subnivalen Bereich reicht. Größere Flächenanteile nehmen Krummhölzer und Zwergsträucher mit zusammen 15,5 % ein. Waldflächen befinden sich auf 11,5 % der Fläche und kommen bis zur Waldgrenze von 1790 m ü. NN vor (Tab. 5.1). Alpine Rasen (Gras) und Pioniervegetation bedecken 10,9 % der Gebietsfläche.

Im Reintal konzentriert sich die Vegetation im Wesentlichen auf den Talboden und die unteren Hangbereiche, während die hochgelegene Flanken fast vollständig vegetationsfrei sind.

5.5.3. Klima und Hydrologie

5.5.3.1. Bedeutsamkeit

Die in der vorliegenden Arbeit berücksichtigten geomorphologischen Prozesse werden von klimatischen und hydrologischen Gegebenheiten beeinflusst (RATHJENS 1982, HAAS 2008). Die Untersuchungsgebiete unterscheiden sich hierin z.T. deutlich von einander. Der Niederschlag zum Beispiel liefert den wesentlichen Anteil des zum fluvialen und hangaquatischen Abtrag notwendigen Wassers. Darüber hinaus ist die Niederschlagsmenge und -intensität höchst bedeutsam für die Auslösung von Murgängen (Kap. 4.1.4.3). Die Abschätzung von Rekurrenzenintervallen oder Magnituden der betrachteten Prozesse aufgrund klimatischer Gegebenheiten ist zwar nicht Thema dieser Arbeit, da diese Unterschiede allerdings für die Erklärung und Differenzierung der zu ermittelnden Kopplungsindizes relevant sein können, soll hier kurz darauf eingegangen werden. Zu beachten ist jedoch, dass die Aussagekraft von Mittelwerten bei geomorphologischen Prozessen relativ gering ist (AHNERT 1996), da sowohl Prozessauslösung als auch -intensität zumeist von zeitlich und räumlich höher aufgelösten Impulsen gesteuert werden, welche aus Mittelwerten nicht zu erkennen sind (BECHT 1995). Hinzu kommt, dass von Klimastationen gewonnene Messwerte von den lokalklimatischen Gegebenheiten in umliegenden Gebirgsräumen bisweilen stark abweichen können (vgl. RATHJENS 1982, ZIMMERMANN ET AL. 1997, RIEGER 1999). Die Schwierigkeiten bei der Messung des Niederschlags in alpinen Einzugsgebieten werden bei BECHT & WETZEL (1994) erläutert.

5.5.3.2. Horlach- und Zwieselbachtal

Nach BAUMGARTNER ET AL. (1983) ist das Horlachtal klimatologisch den niederschlagsarmen Zentralalpen zuzuordnen. Im Horlachtal standen Niederschlags- und Temperaturmessungen zur Verfügung, welche die TIWAG an der Horlachalm von 1991-2007 erhoben hat (Abb. 5.11). Die durchschnittliche Jahressumme des Niederschlags beträgt 765 mm (Tab. 5.1), die durchschnittliche Temperatur 3,1°C.

Zum Vergleich wurden aus FLIRI (1975) die durchschnittlichen Jahressummen der Station Umhausen (1036 m ü. NN), welche sich in räumlicher Nähe befindet (Abb. 5.1), und der Station Kühtai (1970 m ü. NN), die nördlich des Horlachtals auf einer ähnlichen Höhe liegt, herangezogen. Die Summenwerte der internationalen Normalperiode (1931-1960) von 931 mm/a (Kühtai) und 687 mm/a (Umhausen) bestätigen grundsätzlich den im Horlachtal gemessenen Wert. Die Zunahme der Niederschläge mit der Höhe ist orographisch bedingt (RATHJENS 1982). Hinsichtlich der Jahresmitteltemperatur nennt FLIRI (1975) für die Station Umhausen 7,1°C für die Normalperiode. Dieser Wert entspricht bei einem Höhengradienten von 0,5°C/100m (RATHJENS 1982) der aufgrund der Höhendifferenz von 874 m zur Station Horlachalm zu erwartenden Temperaturzunahme.

In den Sommermonaten Juli und August sind die größten Niederschlagswerte zu verzeichnen, was v.a. auf den Einfluss von Sommergewittern und damit einhergehenden konvektiven Starkniederschlägen zurückzuführen ist (vgl. FLIRI 1975).

Das Abflussregime des Horlachbaches weist ein Maximum im Juli auf (BECHT 1995). Aufgrund der insgesamt hohen Lage tritt die Schneeschmelze im Horlachtal erst verhältnismäßig spät ein und wird zusätzlich von sommerlichen Niederschlägen überlagert. Der glaziale Einfluss

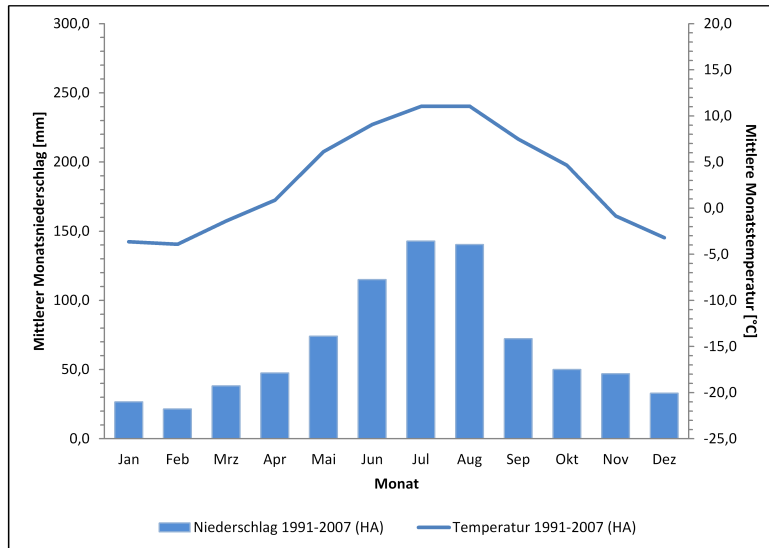


Abbildung 5.11.: Monatsmittel (1991-2007) von Niederschlag und Temperatur an der Station Horlachalm (HA, 1910 m ü.NN)
 Datengrundlage: Messreihe der TIWAG.

von Zwieselbach- und Larstigferner ist aufgrund der jeweils geringen Flächenanteile nicht bedeutsam. Daher ist der Horlachbach dem einfachen nivalen Typ zuzuordnen (ebd.). Im gesamten Horlachtal treten immer wieder Bereiche mit grobblockigem (Bergsturz-)Material im Talgrund auf, an denen die Gerinne (z.B. Zwieselbach, Larstighbach) versickern, wodurch die Gerinne hinsichtlich des Grobsedimenttransports weitgehend entkoppelt werden.

5.5.3.3. Lahnenwiesgraben und Reintal

Für den LWG und das RT wurden Klimadaten des Deutschen Wetterdienstes (DWD) aus dem Zeitraum 1961-1990 herangezogen. Der durchschnittliche Jahresniederschlag beträgt für die Station Garmisch-Partenkirchen 1363 mm und für die Station Zugspitze 2003 mm. Während an der Zugspitze bis auf die Herbstmonate September und Oktober ganzjährig ungefähr gleich viel Niederschlag fällt, zeigen die Monatsmittel der Station Garmisch-Partenkirchen ein deutliches Niederschlagsmaximum im Sommer (Juni bis August). Der geringere herbstliche Niederschlag bei der Zugspitze ist nach HAAS (2008) vermutlich auf ausbleibende konvektive Niederschläge zurückzuführen.

Für die Niederschläge im Reintal und im Lahnenwiesgraben ist zu vermuten, dass sie sowohl hinsichtlich des Verlaufs (Höhe der Monatsmittel), als auch der Gesamtmenge zwischen den Werten der Stationen Garmisch-Partenkirchen und Zugspitze liegen. Es ist zu beachten, dass v.a. die Station Zugspitze aufgrund ihrer exponierten Lage und großen Höhe für das Reintal oder den Lahnenwiesgraben nicht repräsentativ ist (vgl. bzgl. Höllental BECHT 1995, S.21). Im Lahnenwiesgraben nennt FELDNER (1978 *vide* HAAS 2008) nach einjähriger Messung an der Stepbergalm Niederschläge von 1967 mm. Die mittlere Jahrestemperatur gibt er mit ca. 2°C auf

1600 m Höhe an (ebd.). Die Jahresmitteltemperatur im Reintal beträgt 4°C (KNOCH 1952 *vide* HAAS 2008).

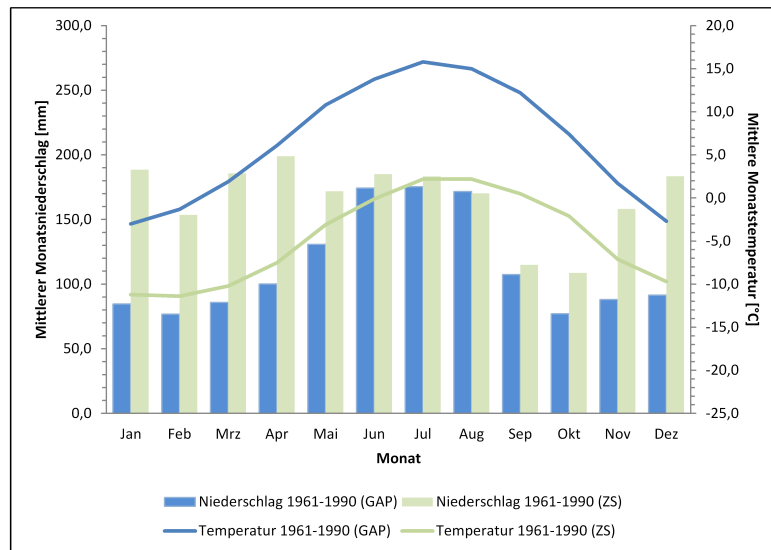


Abbildung 5.12.: Monatsmittel (1961-1990) von Niederschlag und Temperatur an den Stationen Garmisch-Partenkirchen (GAP, 719 m ü.NN) und Zugspitze (ZS, 2964 m ü.NN)

Datengrundlage: Deutscher Wetterdienst (www.dwd.de).

Das Abflussregime des LWG ordnet HAAS (2008) dem nivo-pluvialen Typ mit je einem Abflussmaximum zur Schneeschmelze (April) und während der sommerlichen Niederschläge (Juli-August) zu. Aufgrund des verkarstungsfähigen Gesteins in beiden Untersuchungsgebieten (Kap. 5.5.1.3, 5.5.1.4) treten auch in beiden Gebieten Gerinne mit lediglich episodischem Oberflächenabfluss auf. Die Partnach tritt am Partnachursprung zutage, durch den das Zugspitzplatt unterhalb der Zugspitze entwässert wird, wodurch das hydrologische Einzugsgebiet um rund 11 km² vergrößert wird (SCHMIDT & MORCHE 2006). Der Lahnenwiesgraben zeigt beträchtlichen Feststoffaustrag, während bei der Partnach Lösungsfracht dominiert (SCHMIDT & MORCHE 2006). Wie im Horlachtal (s.o.) verläuft auch die Partnach stellenweise aufgrund des grobblockigen Oberflächensubstrates im Untergrund (z.B. am „Steingerümpel“). Diese Griesstrecken wirken, wie auch Karstsysteme, grundsätzlich als hydrologische Speicher und somit ausgleichend auf den Abflussgang (BECHT 1995).

5.5.4. Boden und anthropogene Nutzung

Durch anthropogene **Nutzung** und Eingriffe kann die Kopplung von Formen unterbrochen (z.B. durch Staudämme) oder auch verstärkt werden (z.B. Straßen, vgl. TAKKEN & CROKE 2004, EASTAUGH ET AL. 2008). Die in der vorliegenden Arbeit berücksichtigten Prozesse und die sie abbildenden Modelle stützen sich jedoch hauptsächlich auf das Relief der Untersuchungsgebiete. Reliefwirksame Eingriffe durch die menschliche Nutzung sind in Geländemodellen ohnehin

bereits erfasst (z.B. Forstwege im Lahnenwiesgraben, Aufstau des Zwieselbaches), auch gehen anthropogene Veränderungen in der Vegetationsbedeckung durch die meistens recht aktuellen Vegetationskartierungen in die Modellierung ein und werden daher hier nicht gesondert aufgeführt.

Insgesamt stellt der Lahnenwiesgraben das Gebiet mit der intensivsten Nutzung dar (Forstwirtschaft im Allgemeinen sowie Beweidung bei Enningalm und Stepbergalm), während es im Reintal und im Horlachtal lediglich zu extensiver Weidenutzung kommt (vgl. BECHT 1995, HAAS 2008).

Auf die **Bodeneigenschaften** der Untersuchungsgebiete soll hier nur grob eingegangen werden, da diese nicht direkt in die verwendeten Modelle der untersuchten Prozesse eingehen. Für LWG und RT sei hier auf die Arbeit von KOCH (2006) verwiesen.

Im Lahnenwiesgraben dominieren nach Auswertungen von HECKMANN (2006) zu etwa gleichen Teilen Rohböden und Rendzinen (jeweils ca. 40% der Fläche), in geringem Maße findet man Braunerden (7%), Kolluvien (5%) und Residuallehme. Auf vernässten Flächen befinden sich Gleye und Pseudogleye (6%). Im Reintal kommen aufgrund der weiten Fels- und Lockermaterialverbreitung nur wenige Bodenstandorte vor, hier handelt es sich bis auf vereinzelte Rendzinen fast vollständig um Rohböden, die an Waldstandorten eine Humusauflage aufweisen können (HECKMANN 2006). Für das Horlachtal nennt BECHT (1995) Braunerden, Semipodsole, alpine Podsole und Rohböden.

6. Datenlage und Datenerhebung

6.1. Digitales Geländemodell (DGM)

Für das Horlachtal wurde ein hochgenaues Digitales Geländemodell (DGM)1 aus einer LIDAR-Befliegung (ALS, Airborne Laserscanning) des Jahres 2006 im Rasterformat mit einer Rasterweite von 1 m und einer Höhengenaugigkeit σ von $\pm 0,15$ m vom *Österreichischen Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV)* durch die *TIWAG-Tiroler Wasserkraft AG* bereit gestellt.

Für das Reintal und den Lahnenwiesgraben wurden vom *Bayerischen Landesamt für Vermessung und Geoinformation (LVG)* Geländemodelle des Formats DGM1 erworben. Dabei handelt es sich ebenfalls um gerasterte Modelle aus LIDAR-Befliegungen (ALS) mit einer Rasterweite von 1 m und einer Höhengenaugigkeit σ besser als $\pm 0,2$ m. Die Lagegenauigkeit liegt bei ca. $\pm 0,5$ m (Quelle: Produktinformation LVG, 2012).

Die Geländemodelle wurden für die Modellierungen mit dem SAGA-Modul *Resampling* mittels *Inverse Distance Interpolation* aus drei Gründen auf eine Rasterweite von 5 m herunter gerechnet:

1. WICHMANN ET AL. (2008) konnten zeigen, dass aktuelle Murgangmodelle bei höheren DGM-Auflösungen aufgrund des deutlich detaillierteren Reliefs Schwierigkeiten bei der Modellierung realistischer Prozessrouten haben, da aktuelle Routing-Algorithmen die lokale Mächtigkeit des Murprozesses nicht berücksichtigen können. Dies führt dazu, dass niedrige Schwellen im Relief den Prozess stoppen können, obwohl der Murgang in Wirklichkeit diese Schwelle überlaufen würde. Somit liefern Auflösungen zwischen 5 m und 25 m bessere Prozessraumabbildungen als höher aufgelöste.
2. Die Rechenzeit für eine gegebene Fläche ist bei einer Rasterweite von 5 m bis zu 25-mal kürzer als mit einer Auflösung von 1 m. Dies fällt v.a. bei der Steinschlagmodellierung ins Gewicht.
3. Der Speicherbedarf des DGM1 ist ebenfalls 25-mal höher als beim DGM5. Dadurch kommt es bei SAGA (zumindest bis zur neuesten, hier verwendeten Version 2.0.5) zu vermehrten Abstürzen bei der Modellierung.

Für die Ableitung des Gerinnenetzes und die Anwendung der Prozessmodelle ist es hilfreich, ein DGM ohne Senken zu verwenden (vgl. CONRAD 2006). Deshalb wurden mit dem SAGA-Modul *Fill Sinks* nach der von PLANCHON & DARBOUX (2001) entwickelten Methode Senken im DGM mit Flächen aufgefüllt, die eine Hangneigung von $0,01^\circ$ aufweisen.

6.2. Luftbilder

Für das Horlachtal liegt je ein Satz Luftbilder mit Aufnahmen aus den Jahren 2003 und 2006

mit einer Bodenauflösung von 25 cm vor, die der Projektgruppe SediCouple freundlicherweise ebenfalls von der *TIWAG* zur Verfügung gestellt wurden.

Für das Reintal und den Lahnenwiesgraben wurden vom *Bayerischen Landesamt für Vermessung und Geoinformation* Digitale Orthophotos in Echtfarben mit einer Bodenauflösung von 20 cm (DOP 20) erworben. Orthophotos sind bereits georeferenziert und entzerrt. Die Aufnahmen des Reintales stammen vom 01.09.2009, die des Lahnenwiesgrabens vom 08.09.2009. Aus dem SEDAG-Projekt liegen zusätzlich für den Lahnenwiesgraben je ein Satz Luftbilder aus den Jahren 1999 und 2004, für das Reintal aus den Jahren 2004 und 2006 vor.

6.3. Landnutzungskartierung

Für alle drei Untersuchungsgebiete liegen die digitalen Daten über Landnutzungskartierungen vor, die für folgende Publikationen verwendet wurden:

Zwieselbachtal & Larstigtal	BECHT (1995), RIEGER (1999)
Lahnenwiesgraben	WICHMANN (2006), HAAS (2008)
Reintal	WICHMANN (2006), HAAS (2008)

Tabelle 6.1.: Vorliegende Landnutzungskartierungsdaten

Die in dieser Arbeit verwendeten DHM-Daten weisen jedoch aufgrund des deutlichen technischen Fortschritts im Bereich LiDAR in den letzten Jahren eine deutlich höhere Auflösung und bessere Qualität auf. Dadurch kommt es zu leichten Unstimmigkeiten hinsichtlich Lage und Geometrie von Objekten. Aus diesem Grund wurden zusätzliche Kartierungen auf der Basis aktueller Luftbilder durchgeführt und im Gelände kontrolliert.

Für das Zwieselbachtal wurde die Landnutzung komplett neu kartiert. Im Larstigtal, Lahnenwiesgraben und Reintal wurden Felsbereiche, Sturzhalden, Muren (Anriss, Erosions-, Transport- und Akkumulationsräume) und Gerinne (perennierend und episodisch) aktualisiert.

7. Ergebnisse

7.1. Modellierung

Von der Strenge der Wissenschaft

... In jenem Reich erlangte die Kunst der Kartographie eine solche Vollkommenheit, dass die Karte einer einzigen Provinz den Raum einer Stadt einnahm und die Karte des Reichs den einer Provinz. Mit der Zeit befriedigten diese maßlosen Karten nicht länger, und die Kollegs der Kartographen erstellten eine Karte des Reichs, die die Größe des Reichs besaß und sich mit ihm in jedem Punkt deckte. Die nachfolgenden Geschlechter, die dem Studium der Kartographie nicht mehr so ergeben waren, waren der Ansicht, diese ausgedehnte Karte sei unnütz, und überließen sie, nicht ohne Verstoß gegen die Pietät, den Unbilden der Sonne und der Winter. In den Wüsten des Westens überdauern zerstückelte Ruinen der Karte, behaust von Tieren und von Bettlern; im ganzen Land gibt es keine anderen Überreste der geographischen Lehrwissenschaft. (BORGES 1982)

Modelle sind vereinfachte Abbilder der Realität (STACHOWIAK 1973, HEINIMANN ET AL. 1998, MULLIGAN & WAINWRIGHT 2004). Welche Kriterien für Modelle gültig sind und sein können, hängt meist von wissenschaftstheoretischen Grundannahmen der definierenden Person ab. Aus pragmatistischer Sicht ist ein Modell dann gültig, wenn es die definierten Anforderungen erfüllt und für den beabsichtigten Gebrauch tauglich ist (RYKIEL 1996). Ein Modell ist somit immer auch eine subjektive Konstruktion, da seine Gültigkeit von dem Definierenden abhängig ist. Grundsätzlich sind alle Modelle fehlerbehaftet. Ein Modell, welches die Realität vollständig wiedergeben würde, wäre absurd (BORGES 1982).

7.1.1. Verwendete Software

Für die Modellierungen wurde das Open-Source GIS SAGA (CONRAD 2006) verwendet. Es liegt im Quellcode vor (FOSS Free Open Source Software) und ist damit methodisch transparent. SCHMIDT & DIKAU (1999) haben bereits darauf hingewiesen, dass bei der Ableitung geomorphometrischer Parameter die geschlossene Struktur von kommerziellen Softwarepaketen (z.B. ArcGIS) für die Entwicklung neuer Algorithmen und Standardisierung der Ableitungsmethoden eher hinderlich ist. Hinzu kommt, dass SAGA bereits über ein breites Methodenspektrum bei der Analyse und Verarbeitung von Rasterdaten verfügt. So lässt sich z.B. bei

der Ableitung des hydrologischen Einzugsgebietes der Ausbreitungsalgorithmus explizit festlegen (Single Flow Direction (D8), D_{∞} , Multiple Flow Direction nach div. Methoden), während ArcGIS (Version 9.3) implizit mit D8 rechnet und durch zusätzliche Tools wie z.B. TauDEM (<http://hydrology.usu.edu/taudem>) erweitert werden muss.

SAGA ist unter der URL www.saga-gis.org erreichbar (Stand 2013), dort ist auch ein Downloadlink über *sourceforge.net* vorhanden. Es läuft unter Windows (32/64-bit) und Linux und verarbeitet gängige Raster- und Vektorformate. Die Bedienung kann über eine grafische Benutzeroberfläche (GUI) oder kommandobasiert (CLI) und somit skriptbar erfolgen. Zahlreiche Funktionalitäten werden mit Hilfe dynamisch ladbarer Module (DLL, dynamic link libraries) realisiert. Über eine API (Application Programming Interface) lässt sich SAGA bequem durch eigene Module erweitern, die Implementierung erfolgt in C/C++.

SAGA ist grundsätzlich unter der GNU General Public License (GPL, www.gnu.org/licenses/) lizenziert, welche die Verwendung, Veränderung und Verbreitung der veränderten Software regelt. Unter GPL veränderte Software (z.B. Module) muss weiterhin unter GPL lizenziert bleiben, somit muss z.B. der Quellcode offen gelegt werden. Bei SAGA fällt jedoch die API unter die Lesser General Public License (LGPL), deshalb ist hier die Entwicklung und Veröffentlichung von Modulen ohne Offenlegung des Quellcodes erlaubt. Dies hat den Vorteil, dass SAGA auch für kommerzielle Unternehmen für die Entwicklung von eigenen Softwarelösungen attraktiv ist.

Die im Rahmen dieser Arbeit verwendeten und erstellten Module zur Prozessmodellierung sind in Tabelle 7.1 aufgeführt.

Tabelle 7.1.: Verwendete SAGA-Module zur Prozessmodellierung

Name	Zweck	Autor	Erläuterung
DF_DispoChannel	Modellierung SCA	Wichmann	Kap. 7.1.4
DF_HazardZone	Modellierung Murgang	Wichmann	Kap. 7.1.5
Rock HazardZone	Modellierung Steinschlag	Wichmann	Kap. 7.1.6
SediCon_DF	Modifiziertes DF_HazardZone	Thiel	Kap. 7.1.7
SediCon_RF	Modifiziertes Rock HazardZone	Thiel	Kap. 7.1.7
SediCon_SCA	Ermittlung gekoppeltes SCA	Thiel	Kap. 7.1.7
Grid Totalisator	Aufsummierung von Rasterwerten (Z)	Thiel	Kap. 7.1.7

Für die Digitalisierung der Daten im Feld wurde ArcPad der Firma ESRI verwendet. Die Digitalisierung am Luftbild, Nachbearbeitung der Daten sowie die Aufbereitung zur kartographischen Darstellung erfolgte mit ArcGIS 9.3.

7.1.2. Graphentheoretische Konzeption

Betrachtet man einen konkreten Hang in einem alpinen Einzugsgebiet (Abb. 7.1), so sind es bestimmte Prozesse, welche die Grenzen der einzelnen Subsysteme (Wand, Hang, Talboden) überschreiten und Material von einem Subsystem in ein anderes transportieren. Eine räumliche Verlagerung von Sediment erfordert räumlich wirksame Prozesse, die Material von einem Ort (Quellgebiet) zu einem anderen transportieren (Ablagerungsgebiet). Liegen Quell- und Ab-

lagerungsgebiet in unterschiedlichen Subsystemen, so findet Sedimenttransport in Form einer Sedimentkaskade statt (s. Abb. 4.1).

Wird ein Teil der Felswand durch Verwitterungsprozesse aus dem Felsgefüge gelöst und somit mobil, kann dieses Felsfragment bei ausreichender Wandneigung durch die Wirkung der gravitativen Kräfte in Form eines Steinschlages (RF, *rock fall*) auf den darunter liegenden Schutthang fallen (s. Abb. 7.1). Befindet sich dieses nun zum Sediment gewordene Felsfragment im Erosionsbereich einer Hangmure (DF, *debris flow*), kann das Grobsediment beim nächsten Murgang weiter hangabwärts in das Subsystem Talboden transportiert werden. Befindet es sich nun im Einzugsbereich fluvialer und/oder hangaquatischer Spülprozesse (SCA, *sediment contributing area*) oder schon bereits im Gerinne, wird das Grobsediment bei ausreichender Transportkompetenz des Gerinnes letztendlich durch später folgenden fluvialen Transport aus dem Einzugsgebiet ausgetragen. Anstatt durch einen Murgang kann Steinschlagmaterial auch direkt durch fluviale Spülprozesse weiter transportiert werden, wenn das Steinschlagablagerungsgebiet im Einzugsbereich der fluvialen Prozesse liegt.

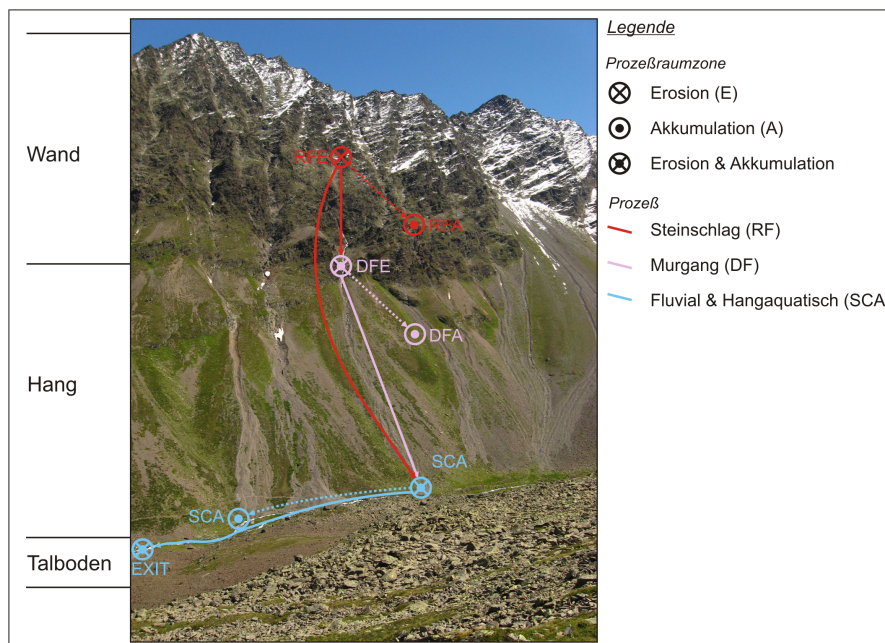


Abbildung 7.1.: Graphentheoretisches Modell, konkret dargestellt an einem Hang im Zwiesselbachtal

Der Sedimenttransport entlang eines Sedimentkaskadensystems kann also durch Erosions- bzw. Ablagerungsbereiche mit Transportwegen dazwischen beschrieben werden. Sediment (Gesteinsfragmente) wird von einem Ort zu einem anderen durch einen oder mehrere beteiligte Prozesse im Laufe eines oder mehrerer Ereignisse transportiert. Abstrahiert dargestellt ergibt sich ein Transportnetz mit (Erosions- bzw. Ablagerungs-)Orten und Transportrouten (s. Abb. 7.2). Dies entspricht dem mathematischen Modell von Transportnetzen, dem Graph. Die dazugehörige Theorie, die Graphentheorie, definiert die Orte als „Knoten“ und die Transportrouten

als „Kanten“. Der einfachste Graph ist ein *ungerichteter Graph*, d.h. der Kante zwischen zwei Knoten ist keine spezielle Transportrichtung zugewiesen. Eine Definition lautet:

„Ein ungerichteter Graph $G = (V, E)$ besteht aus einer Knotenmenge V und einer Kantenmenge E , wobei jeder Kante $e \in E$ von G zwei (nicht notwendig verschiedene) Knoten aus V zugeordnet sind.“ (TITTMANN 2003, S.12)

Da das System der Sedimentkaskade im vorliegenden Fall eine grundsätzliche Transportrichtung entlang der Schwerkraft aufweist, sind die Transportrouten nicht ungerichtet, sondern gerichtet. Das korrekte Modell einer Sedimentkaskade, die ausschließlich gravitativ getriebene Transportprozesse beinhaltet, ist somit ein *gerichteter Graph*. Eine gerichtete Kante wird als „Bogen“ bezeichnet. Die Definition lautet:

„Ein gerichteter Graph $G = (V, E)$ besteht aus einer Knotenmenge V und einer Bogenmenge E , sodass jedem Bogen (jeder gerichteten Kante) $e = (u, v)$ eindeutig ein geordnetes Paar (u, v) von Knoten aus V zugeordnet ist.“ (TITTMANN 2003, S 126)

Dabei bezeichnet u den Anfangsknoten und v den Endknoten eines Bogens $e = (u, v)$ (TITTMANN 2003).

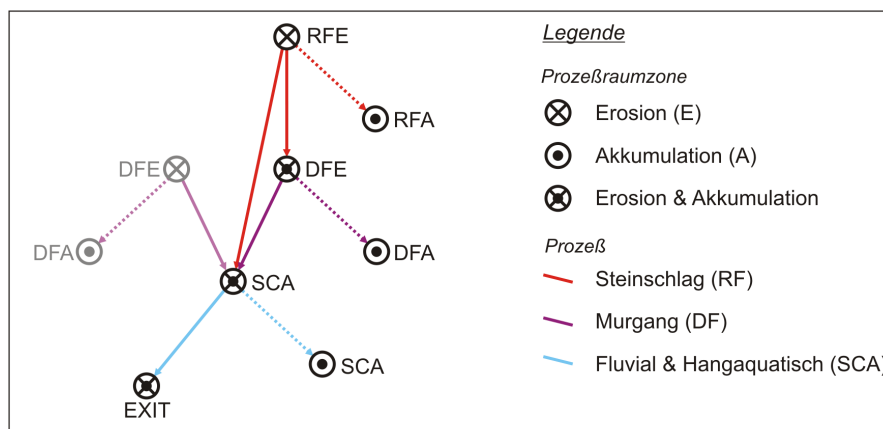


Abbildung 7.2.: Graphentheoretisches Modell, abstrahiert mit Interfaces, d.h. Prozessraumüberlappungen. Weitere Erläuterungen im Text

Betrachtet man nun den Weg eines Sedimentfragments entlang des Graphen, welcher die Sedimentkaskade abbilden soll (Abb. 7.2), so lassen sich zwei Arten von Wegen erkennen:

1. Prozesswege
2. Schnittstellen

Die Prozesswege werden von den jeweiligen Prozessen generiert, die Schnittstellen hingegen sind nicht streng räumlich als Transport zu verstehen, sondern stellen abstrahiert den Übergang

von einem Prozess zu einem anderen dar. Räumlich betrachtet entsteht eine Schnittstelle durch die Überlappung von Prozessraumzonen der beteiligten Prozesse in der Art, dass sich der Ablagerungsraum des ersten Prozesses mit dem Erosionsraum des folgenden Prozesses zumindest teilweise deckt. Graphentheoretisch lassen sich diese Schnittstellen jedoch als eigene Routen darstellen, da sie Teil des gesamten Transportnetzes und für die Weiterleitung von Sediment wesentlich sind.

Die Kanten bzw. Bögen eines Graphen können gewichtet oder mit Attributen versehen werden, welche z.B. die Transportkapazität der jeweiligen Kante bezeichnen. Im Falle einer Sedimentkaskade wird die Transportkapazität eines Prozessweges durch Frequenz und Magnitude des entsprechenden Prozesses bestimmt (WOLMAN & MILLER 1960). Die Transportkapazität einer Schnittstelle hingegen wird durch den Kopplungsgrad der beteiligten Prozesse definiert.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit steht die Kopplung der Prozesse bzw. die Konnektivität eines Systems als Summe der Kopplungsgrade im Vordergrund. Quantitative Messungen von Frequenz und Magnitude erfordern langjährige Messreihen und sind hinsichtlich ihrer Lokalität nicht ohne Weiteres auf größere Skalen oder andere Gebiete übertragbar. Auf Frequenz und Magnitude der Prozesse wird daher nicht quantitativ eingegangen, statt dessen sei hier exemplarisch für die zahlreiche Literatur auf RAPP (1960), STRUNK (1991), BECHT (1995), JAKOB & FRIELE (2010), STOFFEL (2010), PROCTER ET AL. (2011) verwiesen.

7.1.3. Methodik

Die Modellierung der einzelnen Prozesse erfordert prinzipiell die sorgfältige Kalibrierung der Parameter an repräsentativen Testflächen und die Validierung der Ergebnisse an zusätzlichen Flächen, da auch physikalisch basierte Modelle in der Regel nicht die gesamte Physik in ihrer Komplexität erfassen (MULLIGAN & WAINWRIGHT 2004). Diese Methodik wurde grundsätzlich für jedes Untersuchungsgebiet angewandt, was im Lahnenwiesgraben und im Reintal dadurch erleichtert wurde, dass diese Gebiete bereits für die Entwicklung der verwendeten Modelle intensiv untersucht wurden (vgl. WICHMANN 2006, HAAS 2008, HECKMANN 2006) und somit Daten über verwendete Parameter zur Kalibrierung und Validierung verfügbar waren. Auf eine eigene Anpassung der Parameter konnte jedoch nicht immer verzichtet werden, da inzwischen deutlich bessere Modellierungsgrundlagen in Form von LiDAR-DGM (vgl. Kap. 6.1) zur Verfügung standen. Hinsichtlich der Anforderungen an die Modelle unterscheidet sich diese Arbeit jedoch kaum von den vorhergehenden: Es geht um die möglichst wirklichkeitsnahe Abbildung der Erosions-, Transport- und Ablagerungsräume für die betrachteten Prozesse (ebd., vgl. auch ENGELEN & VENNEKER 1988). Zusätzlich soll hier auch die Überlappung der Prozessräume bestimmt und quantifiziert werden (vgl. das Konzept der Geomorphic Process Units bei BARTSCH ET AL. (2002, 2008, 2009)). Es geht somit nicht primär um die Ausweisung von Gefahrenzonen, Risikoabschätzung, etc., wenn auch inhaltliche Überschneidungen bestehen.

Es gibt unterschiedliche Kriterien für die Kalibrierung von Modellen (vgl. MEISSL 1998):

- „Fußabdruck-Kriterium“
- Ähnlichkeitskriterium
- Reichweitenkriterium

Nach dem „Fußabdruck-Kriterium“ werden die Modellparameter soweit verändert, bis die Modellbahnen den realen Sturzbahnen entsprechen, beim „Ähnlichkeitskriterium“ sollten sie realen Sturzbahnen möglichst ähnlich sein. Das „Reichweitenkriterium“ fordert eine möglichst gute Übereinstimmung der realen Prozessreichweiten (SPANG & SÖNSER 1995).

Die Validierung von Modellierungsergebnissen sollte an Testgebieten erfolgen, die den Kalibrierungsgebieten ähnlich sind, da Modelle streng genommen nur auf ähnliche Fälle übertragbar sind (MEISSL 1998). Da in der vorliegenden Arbeit die Betonung der Untersuchung auf der Kopplung von Sedimenttransportprozessen liegt, wird hier v.a. das Reichweitenkriterium für die Kalibrierung zum Tragen kommen. An zweiter Priorität wird eine ähnliche Abbildung der Prozessräume angestrebt. Da es hier nicht um das bloße Nachbilden von im Gelände angetroffenen Prozessen geht, sondern auch potentielle Prozessbahnen eine wesentliche Rolle spielen, tritt das „Fußabdrucks-Kriterium“ gegenüber den zuvor genannten Kriterien in den Hintergrund.

7.1.4. Hangaquatische und fluviale Abtragsprozesse (SCA)

7.1.4.1. Methodik

Für die Modellierung des fluvialen Abtrags (vgl. Kap. 4.1.4.2) wurde im Wesentlichen auf den bei HAAS (2008) und HAAS ET AL. (2011) beschriebenen Ansatz zurückgegriffen. Der Ablauf ist schematisch in Abb. 7.3 dargestellt.

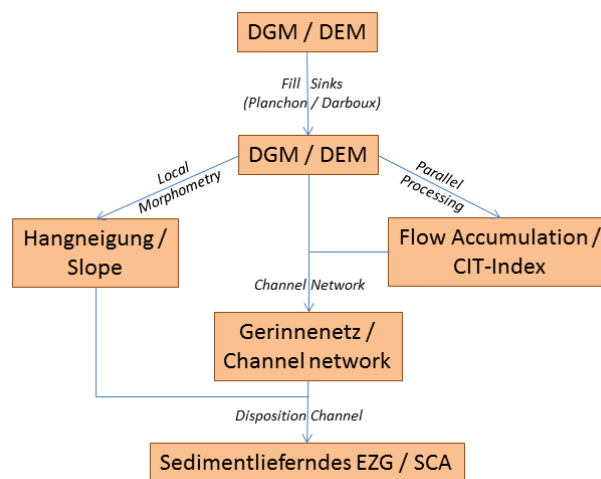


Abbildung 7.3.: Workflow zur Modellierung des fluvialen Abtrags. Die Felder stellen Rasterdatensätze dar, die Beschriftungen der Pfeile benennen dazu verwendete SAGA-Module.

Mit „Fill Sinks“ wurden jegliche Senken im DGM aufgefüllt (vgl. Kap. 6.1). Durch „Local Morphometry“ wurde u.a. die Hangneigung (Slope) nach ZEVENBERGEN & THORNE (1987) abgeleitet. Die hydrologische Einzugsgebietsfläche jeder Zelle (catchment Area) wurde mit dem Modul „Parallel Processing“ mittels des Multiple Flow Direction-Ansatzes nach FREEMAN (1991) berechnet. Dabei wurde von linearem Abfluss ab einer *Catchment Area* von 1000

Zellen ausgegangen und ein *Convergence*-Factor von 1.1 verwendet.

7.1.4.1.1. Modellierung des Gerinnes Für die Gerinnemodellierung wurde mit Hilfe des SAGA Moduls „Channel Network“ das Gerinnenetz abgeleitet. Dazu sind mindestens zwei Eingangsdatensätze nötig - das DGM für die Geländeinformation und ein sogenanntes „Initiation Grid“, aus dem die „Channel Heads“, d.h. die Gerinnequellen bzw. Gerinneentstehungspunkte abgeleitet werden. Das „Initiation Grid“ kann über einen einfachen Flow-Accumulation-Algorithmus erstellt werden, z.B. den Multiple Flow Direction (MFD), der im Modul FlowAcc implementiert ist und bei dem für jede Zelle das hydrologische Einzugsgebiet ermittelt wird. Alternativ kann auch der Channel Initiation Threshold (CIT)-Index (s. MONTGOMERY & DIETRICH 1989, MONTGOMERY & FOUFOULA-GEORGIU 1993, WICHMANN 2006) herangezogen werden, der wie folgt berechnet wird:

$$CIT = A_s(\tan\beta)^2 \quad (7.1)$$

Dabei gilt: A_s = spezifische Einzugsgebietsgröße, entspricht EZG-Fläche pro Abflussbreite [m^2m^{-1}]; β = Hangneigung [$^\circ$].

Der CIT-Index wird somit bei zunehmender A_s und zunehmendem β größer. Im Zuge der Gerinnemodellierung wird ein Grenzwert („Threshold“) festgelegt, ab dem Quellbildung und damit Gerinnebeginn angenommen wird. Wird der Grenzwert erhöht, reduziert sich dadurch die Anzahl der ausgewiesenen Gerinneentstehungspunkte. Dem MFD-Ansatz liegt die Annahme zugrunde, dass durch ein größeres hydrologisches EZG ausreichend Abfluss für die Quellbildung generiert werden kann. Der MFD-Wert nimmt hangabwärts stetig zu. Das MFD-Raster kann Werte zwischen 1 (d.h. eine Zelle; hier besteht das hydrologische Einzugsgebiet dieser Zelle nur aus sich selbst, wie z.B. bei Wasserscheiden) und der EZG-Größe (am hydrologischen Auslass des EZG) betragen. Der CIT-Index hingegen ermittelt das Verhältnis von Abfluss (hydrologisches EZG) und durchflossener Hangbreite. Dieses Verhältnis ergibt zusammen mit der lokalen Hangneigung ein Maß für die lokale Erosivität des Abflusses (WICHMANN 2006). Die somit abgeleiteten Werte zeigen ihr Maximum in Rinnen, wo das hydrologische Einzugsgebiet groß und die Abflussbreite schmal ist. Des Weiteren werden steilere Gefälle zusätzlich hervorgehoben. Die möglichen Rasterwerte sind je nach Untersuchungsgebiet unterschiedlich und können mehrere Größenordnungen überspannen.

Zusätzlich kann man im verwendeten Modell die Mindestlänge eines Gerinneabschnitts definieren, welche zur Ausweisung eines neuen Gerinnearmes als notwendig erachtet wird. Für die Ermittlung des optimalen Gerinnenetzmodells wurden in den Untersuchungsgebieten die Modellierungen sowohl mit je einem CIT- als auch einem MFD-Initiation Grid durchgeführt.

Beide Methoden (CIT-Index und MFD) sind prinzipiell rein topographische Indizes, d.h. sie ermitteln Kennwerte anhand eines DGM, wenngleich das DGM natürlich ein Produkt der wirklichen Prozesse ist. Bei gegebenem DGM jedoch ist die Gerinneentstehung auch von anderen Faktoren abhängig, wie z.B. Substratbeschaffenheit (hydraulisch stark oder schwach durchlässig) oder jährliche Niederschlagsmenge und -verteilung. Diese Faktoren wiederum sind nicht nur regional, sondern gerade im Hochgebirge auch lokal stark variabel. Deshalb lassen sich für diese Indizes keine allgemein gültigen Grenzwerte für Gerinneentstehung angeben, sondern es ist stets eine relative Kalibrierung anhand von Geländebefunden bzw. Kartierungen notwendig

(MONTGOMERY & FOUFOULA-GEORGIU 1993). Erfolgt die Kalibrierung, wie in der vorliegenden Arbeit, auf Einzugsgebietsskala, werden kleinräumigere Ungleichheiten innerhalb des EZG durch das Modell nicht erfasst. Dadurch kann es lokal zu im Vergleich zur Kartierung übermäßiger oder ungenügender Ausweisung von Gerinneentstehungspunkten kommen.

Als Gerinne wurden diejenigen Strukturen betrachtet, die perennierend oder episodisch bzw. periodisch Wasser führend und im Luftbild als linienhafte Elemente erkennbar sind. Grundsätzlich wurden dabei, auch mit Rücksicht auf die DGM-Auflösung von 5m, mit der die Modelle gerechnet wurden, eine Mindestgerinnelänge von 25m angenommen, ab der Gerinne als solche erfasst werden.

WICHMANN (2006) schlägt für verkarstete Gebiete eine Korrektur des abgeleiteten Gerinnenetzes mit Hilfe der Horizontalwölbung (*Plan Curvature*) des Reliefs vor. Durch diese Korrektur sollen diejenigen Gerinneabschnitte entfernt werden, die eine nur sehr gering konkave Horizontalwölbung aufweisen, da diese eine geringe bzw. nicht vorhandene Eintiefung indiziert und somit auf unterirdischen Abfluss hinweist. Im LWG und im RT kam daher diese Korrektur zur Anwendung, um zu prüfen, ob die Modellergebnisse dadurch verbessert werden konnten (s. Kap. 7.1.4.3 und 7.1.4.4).

Kalibrierung des Gerinnenetzwerks

Das Modell „Channel Networks“ wird über drei Faktoren gesteuert: Die Auswahl eines geeigneten „Initiation Grids“, welches wiederum durch unterschiedliche Parameter beeinflusst werden kann, und die Parameter „Threshold“ und „Length“. Als Grundlage für die Kalibrierung wurde für jedes Tal eine Karte verwendet, welche anhand der vorliegenden Luftbilder und mit Hilfe von Feldkartierungen angefertigt wurde. Die Luftbildvorlage des Horlachtals weist eine Bodenauflösung von 20 cm auf. Somit sind linienhafte Elemente ab einer Breite von ca. 0,2 m und einer Länge von ca. 1 m gut erkennbar.

Um über den Parameter „Threshold“ die Modellierung optimal zu kalibrieren, wurde das Gerinnenetz mit mehreren Threshold-Werten modelliert, und zwar jeweils mit CIT oder MFD als „Initiation Grid“. Für jeden Schwellenwert wurde anhand des kartierten Gerinnes bestimmt, wie viele Zellen durch das Modell korrekt klassifiziert wurden (positive und negative Treffer, also An- und Abwesenheit des Gerinnes abgebildet), wie viele Zellen zu viel (*Error of Commission*) und wie viele zu wenig (*Error of Omission*) ausgewiesen wurden (vgl. z.B. Abb. 7.6). Im nächsten Schritt wurden die Funktionen für die Beziehung Threshold vs. *Error of Commission* und Threshold vs. *Error of Omission* ermittelt. Für eine erste Schätzung des optimalen Thresholds wurde angenommen, dass als „optimal“ erst einmal derjenige Wert gilt, welcher den besten Kompromiss zwischen *Error of Commission* und *Error of Omission* bietet, also am besten zwischen beiden Fehlern vermittelt. Dieser Kompromisswert befindet sich am Schnittpunkt der beiden, auf prozentuale Modell- bzw. Kartierungsanteile normalisierten Funktionen. Dabei wurde stets geprüft, ob die Verwendung des CIT- oder des MFD-Grids den besseren Kompromisswert mit einer folglich höheren prozentualen Korrektheit erbrachte. Unter gewissen Umständen musste jedoch von diesem Kompromisswert abgewichen werden (s.u.). Die Graphen für die Ermittlung der Kompromisswerte der jeweils verwendeten Methode sind für die einzelnen Untersuchungsgebiete in Abb. 7.6, 7.8 und 7.9 dargestellt in den entsprechenden Kapiteln (Kap. 7.1.4.2, 7.1.4.3 und 7.1.4.4) dargestellt.

Validierung des Gerinnenetzwerks

Die Übereinstimmung des Modells mit dem gesamten EZG wurde bereits durch die Kalibrierungsmethode (s.o.) grob quantifiziert. Zur genaueren Validierung der Modellergebnisse wird zusätzlich in jedem EZG das Modellergebnis mit dem aus den Luftbildern kartierten Gerinnenetz an ausgewählten Regionen überprüft (Abb. 7.4).

7.1.4.1.2. Modellierung des SCA Auf Basis des so erstellten Gerinnenetzes kann das Sediment Contributing Area (SCA) berechnet werden (HAAS 2008). Hierzu wurde das SAGA-Modul „DF Dispo Channel“ (WICHMANN 2006) verwendet, welches über drei Parameter das SCA für einen vorher definierten Einzugsgebietsauslass regelbasiert bestimmt. Als zu diesem EZG-Auslass sedimentliefernd wird diejenige Fläche definiert, die welche durch folgende drei Parameter bestimmt wird:

1. Gerinneneigungsgrenzwert: Das Gerinne muss mindestens diese Längsneigung aufweisen.
2. Hangneigungsgrenzwert: Die Umgebung der zuvor ausgewiesenen Gerinneabschnitte muss mindestens mit diesem Wert zum Gerinne einfallen.
3. Maximalgerinneabstand: Die Umgebung der zuvor ausgewiesenen Gerinneabschnitte darf diesen Entfernungswert zum Gerinne nicht überschreiten.

Kalibrierung des SCA

Für die Kalibrierung des SCA sind Geschiebeaustragsmessungen notwendig. Aus dem SEDAG-Projekt (BECHT ET AL. 2005) lagen für den Lahnenwiesgraben Messergebnisse von 17 Sedimentfallen vor (vgl. HAAS 2008, HAAS ET AL. 2011). Für das Horlachtal konnten die Standorte und Messergebnisse von acht Sedimentfallen (BECHT 1995) in das aktuelle Höhenmodell übertragen und somit in die Kalibrierung einbezogen werden.

Um aus der Vielzahl der möglichen Parameterkombinationen diejenige zu bestimmen, welche optimal mit den Messungen korreliert, ohne dabei auf meist nur schlecht übertragbare Literaturwerte oder vage Annahmen zurückgreifen zu müssen, wurde in der Arbeitsgruppe SEDICUPLE ein Testmodul für SAGA entwickelt. Dieses Modul kann für unterschiedliche Modellkonfigurationen (Parameterkombinationen innerhalb bestimmter Ober- und Untergrenzen) die Korrelation mit an Kontrollpunkten (d.h. Sedimentfallen) gemessenem Sedimentaustrag ermitteln (Abb. 7.5). Bei der Anwendung auf die vorhandenen Daten der Sedimentmessungen im Lahnenwiesgraben und im Horlachtal stellte sich heraus, dass der Maximalgerinneabstand keine bedeutende Rolle spielt. Wesentliche Faktoren für hohe Korrelationen zwischen Modell und Geschiebeaustragsmessungen sind hingegen die Mindestgerinneneigung und der Hangneigungsgrenzwert. Die Mindestgerinneneigung sollte dabei $> 0^\circ$ und $< 8^\circ$ betragen, und der Hangneigungsgrenzwert zwischen 30° und 35° liegen.

Validierung des SCA

Grundsätzlich kann ein Modell zur Ermittlung der geschiebeliefernden Fläche ohne Geländebefunde, d.h. Sedimentaustragsmessungen, nicht validiert werden. Glücklicherweise konnte im Rahmen dieser Arbeit auf Geländebefunde im ZBT, RT und LWG zurückgegriffen werden.

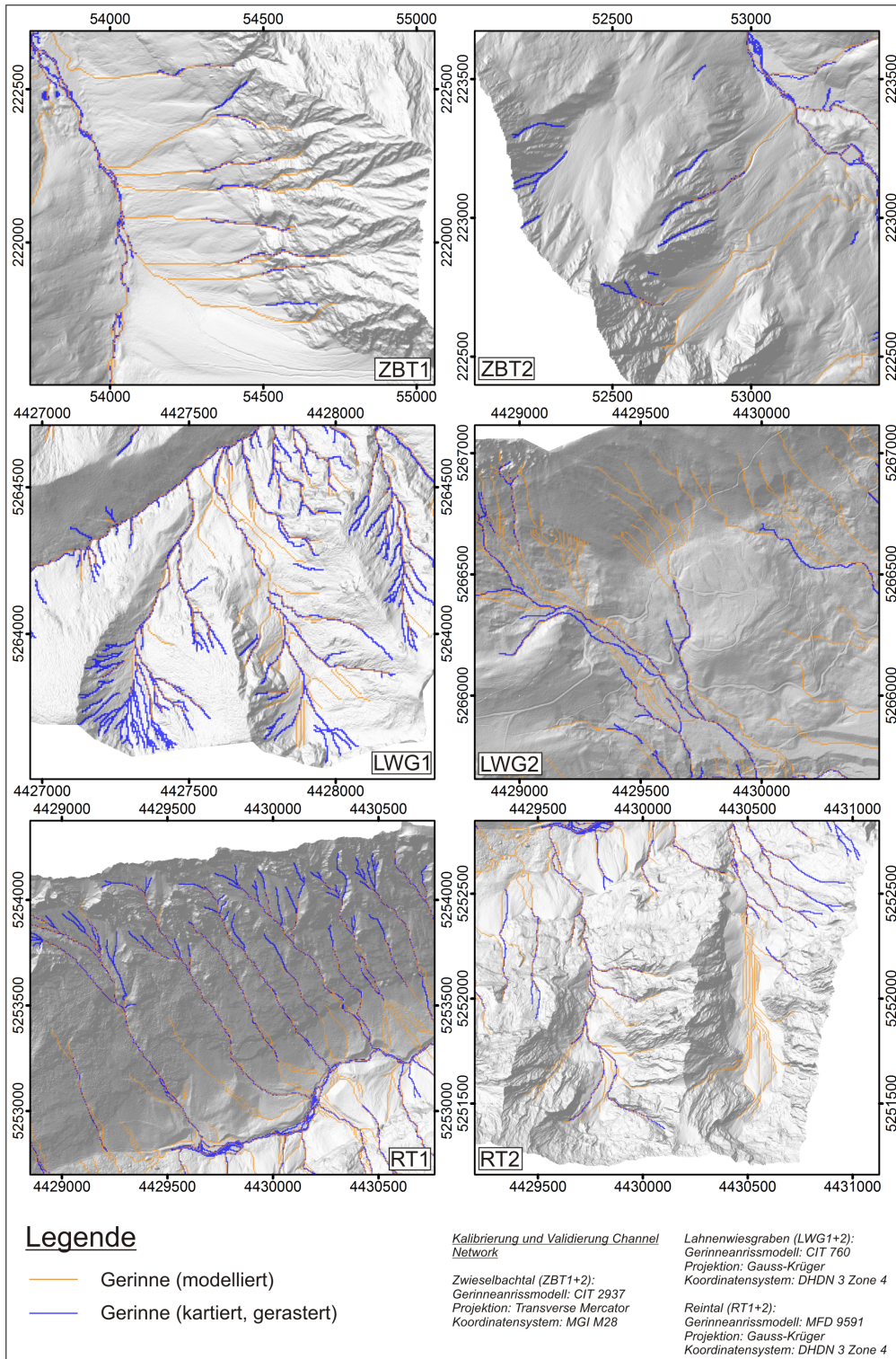


Abbildung 7.4.: Kalibrierung und Validierung der Gerinnemodellierung an ausgewählten Testgebieten der einzelnen Untersuchungsgebiete.

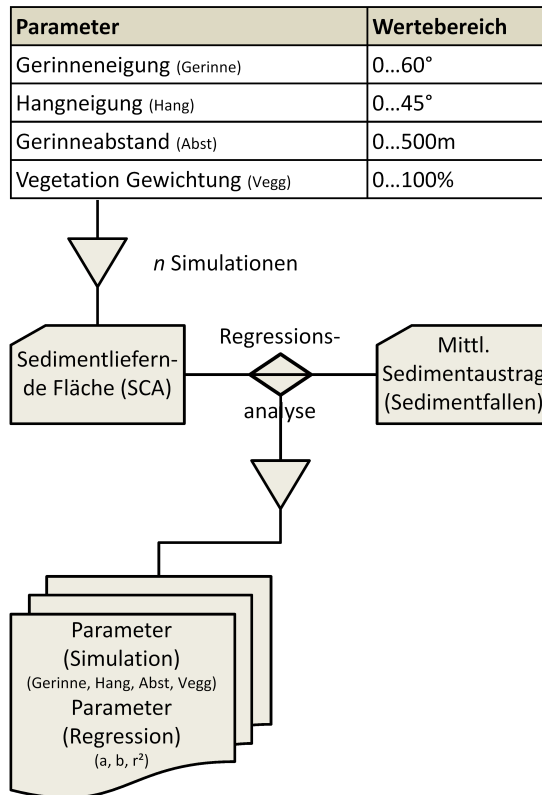


Abbildung 7.5.: Vorgehensweise zur Optimierung der Parameter zur Ableitung des sedimentliefernden Einzugsgebietes (SCA)

Für jeden Parameter ist der Wertebereich angegeben, der für die Optimierung berücksichtigt wurde.

HAAS ET AL. (2011) konnten zeigen, daß das im LWG kalibrierte SCA-Modell gut im RT validiert werden kann, wobei lediglich der Gerinneneigungsgrenzwert im RT aufgrund der dort vom LWG abweichenden lithologischen Gegebenheiten angepasst werden musste. Das ZBT unterscheidet sich von LWG und RT aufgrund seiner zentralalpiner Lage neben der Lithologie auch in klimatisch-hydrologischer Hinsicht. Dennoch wird davon ausgegangen, dass das SCA-Modell auch ohne Geländebefunde ausreichend zutreffende Modellergebnisse liefern kann. Bei der zur Kalibrierung des SCA durchgeführten Arbeiten zur Optimierung der Parameterkombinationen (s.o.) wurde dieser Eindruck anhand der aus BECHT (1995) vorhandenen Sedimentaustragsmessungen bestätigt.

7.1.4.2. Zwieselbachtal

Gerinnenmodell

Die im ZBT erfassten Gerinne sind mindestens 25m lang, somit wurde der Parameter „Length“ stets so gewählt, dass er, je nach Auflösung, dieser Länge entsprach. Bei einer Rastergröße von 5x5m wurde z.B. „Length = 5“ gesetzt.

Der Vergleich von CIT und MFD (Kap. 7.1.4.1.1) ergab, dass die Verwendung von CIT als „Initiation Grid“ leicht bessere Ergebnisse brachte. Als CIT-Index-Wert für den Gerinneanriss (*Channel head initiation*) wurde bei einer Wertespanne des CIT-Rasters von $5,4 \cdot 10^{-7}$ bis $2,3 \cdot 10^5$ ein optimaler Grenzwert von 2937 ermittelt (s. Abb. 7.6). Dieser hat den Nachteil, dass im 1. Kar kein Gerinne abgebildet wird (ZBT2 in Abb. 7.4). Dieses würde erst unterhalb eines CIT von 2133 erfolgen, was jedoch in anderen Talbereichen zu überschüssig modellierten Gerinnen führt. Im Allgemeinen zeigt das mit einem CIT von 2937 modellierte Gerinnenetz allerdings eine gute Abbildung des kartierten Gerinnenetzes, sowohl hinsichtlich der Lage als auch des Gerinneentstehungspunktes (ZBT2 in Abb. 7.4). Bei ZBT1 (Abb. 7.4) ist erkennbar, dass die modellierten Gerinneentstehungspunkte zum Teil deutlich oberhalb der kartierten Gerinneanrisse liegen. Da der CIT-Index ausschließlich die Topologie des Geländes betrachtet, müssen die Gründe für diese Abweichung woanders liegen. Die oberen Felsregionen im ZBT sind stark zergliedert, und immer wieder sind Lockermaterialbereiche zu finden. Dadurch ist die eindeutige Ausweisung von Gerinnen nicht möglich, es kann somit nur von episodischer Wasserführung ausgegangen werden. Des Weiteren kann oberflächliche Versickerung des Abflusses in grobkörnigem Substrat durch das Modell nicht erfasst werden, da dieser Parameter in die Modellierung nicht eingeht. Somit wurde der anfänglich ermittelte CIT-Index-Grenzwert von 2937 beibehalten.

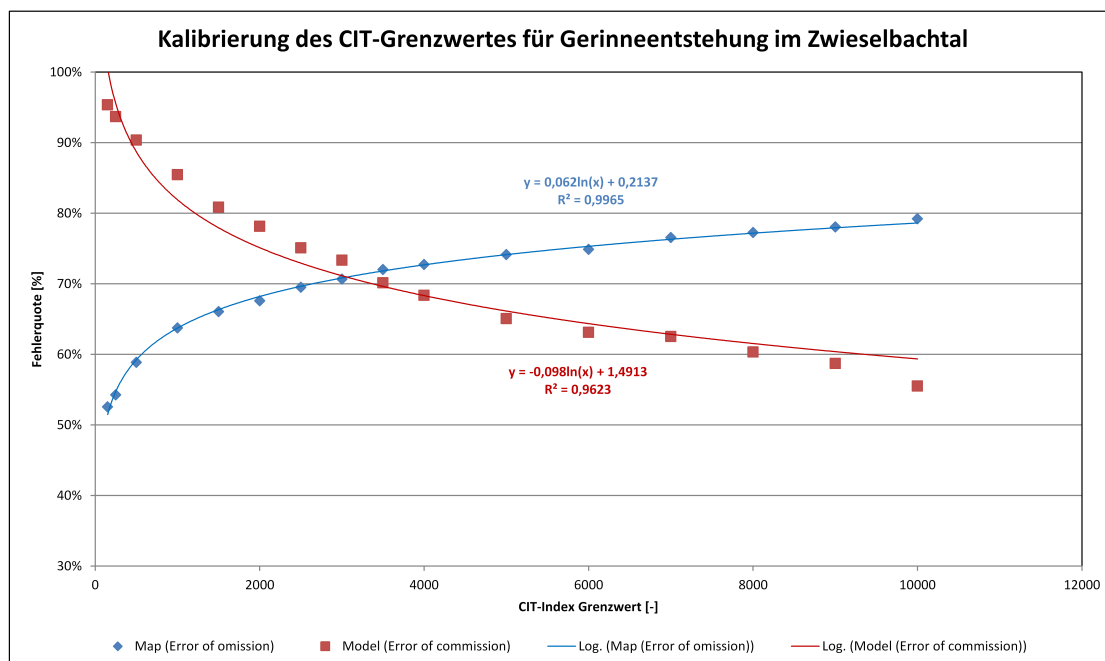


Abbildung 7.6.: Error of Omission und Error of Commission für unterschiedliche CIT-Index-Grenzwerte im Zwieselbachtal
Je ein Punktepaar steht für eine Modellierung mit entsprechendem Grenzwert.

SCA-Modell

Um für das SCA den Gerinneneigungsgrenzwert im Zwieselbachtal zu ermitteln, wurde auf

die im Rahmen eines Projektseminars und mittels eigener Datenerhebung erstellte Konnektivitätskartierung des unteren Abschnittes des Zwieselbaches zurück gegriffen (vgl. Abb. 7.7). Dieses Längsprofil zeigt für den angegebenen Gerinneabschnitt kartierte Sedimentquellen und -speicher. Als Sedimentquellen wurden seitlich einmündende Gerinne, seitlich angeschnittene Schutthalden (zumeist Murablagerungen) und Uferanschnitte erfasst. Zu den Sedimentspeichern wurden Schotterbänke aus Kies und Geröllen, bisweilen mit Sandablagerungen, sowie Terrassen gezählt.

Das dadurch ermittelte Längsprofil dieses Gerinneabschnittes zeigt ausgeprägte Flachbereiche des Zwieselbaches oberhalb der Egesen-Endmoräne und des künstlichen Dammes. In diesem Bereich sind keine aktiven Sedimentquellen, vielmehr kommt es zur Ablagerung und Bildung von Sedimentspeichern. Es zeigte sich, dass ein Grenzwert von $3,8^\circ$ diese Flachstellen am Besten reproduziert. Dieser Betrag befindet sich in guter Übereinstimmung mit CHURCH (2010), der von einem Grenzwert von 4° für fluvialen Transport von Geröllfracht ausgeht, sowie mit WICHMANN (2006) und HAAS (2008) bzw. HAAS ET AL. (2011), die einen Grenzwert von $3,5^\circ$ verwenden.

Als Hangneigungsgrenzwert wird von WICHMANN (2006) und HAAS (2008) im LWG 20° gesetzt. Die Optimierung der Parameterkombinationen (s.o.) ergab einen statistisch optimalen Hangneigungsgrenzwert von 32° , bei dem die Korrelation zwischen abgeleitetem SCA und im LWG gemessenem Sedimentaustrag am ausgeprägtesten war. Somit wurde für das ZBT ein leicht reduzierter Hangneigungsgrenzwert von 30° verwendet, da hier der Determinationskoeffizient der Regressionsanalyse noch ausreichend gut war.

Die Regressionsanalyse der Parameterkombination ergab des Weiteren, dass der Maximalgerinneabstand bestenfalls eine untergeordnete Rolle spielt. Daher wurde dieser Wert generell für alle Untersuchungsgebiete auf 100 m gesetzt. Dieser Wert ist, verglichen mit den von WICHMANN (2006) und HAAS (2008) verwendeten 250 m, vergleichsweise gering. Dennoch werden auch damit gute Determinationskoeffizienten erreicht. Hinzu kommt, dass das Substrat im ZBT tendenziell grobkörniger ist als im LWG (vgl. THIEL 1998, KOCH 2006), wodurch der Oberflächenabfluss und damit die Reichweite von hangaquatischen Spülprozessen reduziert wird.

7.1.4.3. Lahnenwiesgraben

Gerinnemodell

Im LWG ist aufgrund der Lithologie, der höheren Niederschläge, aber auch der geringeren Höhe und der daraus resultierend ausgeprägteren Bodenbildung das Gerinnenetz deutlich dichter als im Horlachtal oder auch im Reintal. Über das in Kap. 7.1.4.1.1 beschriebenen Verfahren wurde aus einem Wertebereich des CIT-Rasters von $3,3 \cdot 10^{-7}$ bis $1,3 \cdot 10^7$ als optimaler Grenzwert für den Lahnenwiesgraben ein CIT-Index von 760 bestimmt (s. Abb. 7.8). Dieser erwies sich jedoch im Kuhkar als unzureichend, da dort aufgrund des im Kar kleinräumig gegliederten Relief mit folglich geringen hydrologischen Einzugsgebietsflächen nur geringe CIT-Werte ausgewiesen wurden. Um das Modell an die kartierten und auch bei HAAS (2008) beschriebenen Gegebenheiten anzupassen, musste also der Grenzwert herunter gesetzt werden, damit das Modellergebnis das Ähnlichkeitskriterium erfüllt. Schließlich wurde ein CIT-Wert von 485 ermittelt, der zwar nicht das optimale Verhältnis von Error of Commission/Error of Omission aufwies, jedoch die Situation in den Karen gut widerspiegelte (LWG1 in Abb. 7.4). Dieser Wert

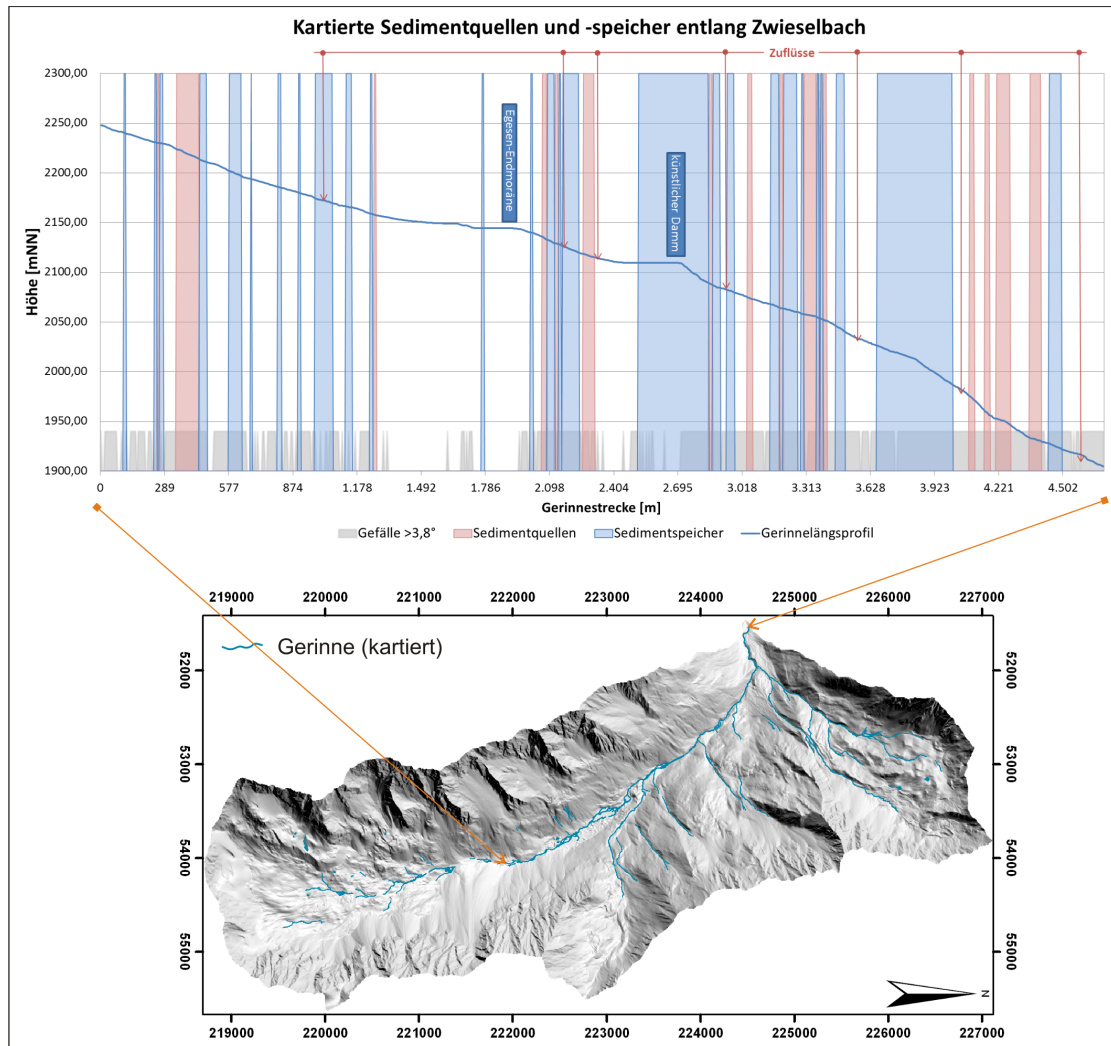


Abbildung 7.7.: Längsprofil des Zwieselbaches mit kartierten Sedimentquellen und -speichern (Erläuterungen im Text).

ist deutlich höher als der CIT-Index von 100, der bei HAAS (2008) Verwendung findet. Allerdings wurde in der vorliegenden Arbeit ein höher auflösendes DGM verwendet (vgl. Kap. 6.1), welches aufgrund der präziseren Abbildung des Reliefs (vgl. Kap. 7.2.3) zu geringeren Durchflussbreiten und somit generell höheren CIT-Werten im CIT-Raster führt.

Die Anwendung der Horizontalwölbungskorrektur erbrachte zwar eine Ausdünnung des zu dicht modellierten Gerinnenetzes mit parallelen Gerinnelinien z.B. nördlich der Enningalm, allerdings wurde dadurch auch z.B. im Kuhkar das Gerinnenetz auf das Maß von CIT 760 reduziert. Insgesamt entstand so ein z.T. stark fragmentiertes Gerinnenetz, da einzelne Abschnitte aufgrund schwach eingetiefter Strecken unterbrochen wurden und so gesamte Gerinnezweige abgeschnitten wurden. Deshalb wurde auf die Korrektur des Modells durch die Horizontalwöl-

bung verzichtet.

Grundsätzlich zeigt das CIT 485-Modell eine gute Übereinstimmung mit dem kartierten Gerinnenetz, v.a. hinsichtlich der Gerinnedichte und des Gerinneverlaufs (LWG1 in Abb. 7.4). Allerdings kommt es in einzelnen Bereichen auch zu einer im Vergleich zur Kartierung übermäßigen Ausweisung von Gerinneentstehungspunkten (LWG2 in Abb. 7.4), während in anderen Bereichen vergleichsweise wenige Gerinne modelliert werden (LWG1 in Abb. 7.4 - Kuhkar). Somit zeigt sich, dass ein Grenzwert für die Modellierung eines größeren Untersuchungsgebietes nur bedingt geeignet ist. Die übermäßige Ausweisung wird zumindest dadurch erklärt, dass die primär luftbildgestützte Kartierung des Gerinnes im LWG aufgrund der Waldbedeckung nicht alle Gerinne erfassen kann. Des Weiteren sind im Luftbild im entsprechenden Bereich (LWG2, Abb. 7.4) zwar linienhafte Elemente erkennbar, diese können jedoch nicht eindeutig als, wenigstens periodisch, wasserführend interpretiert werden.

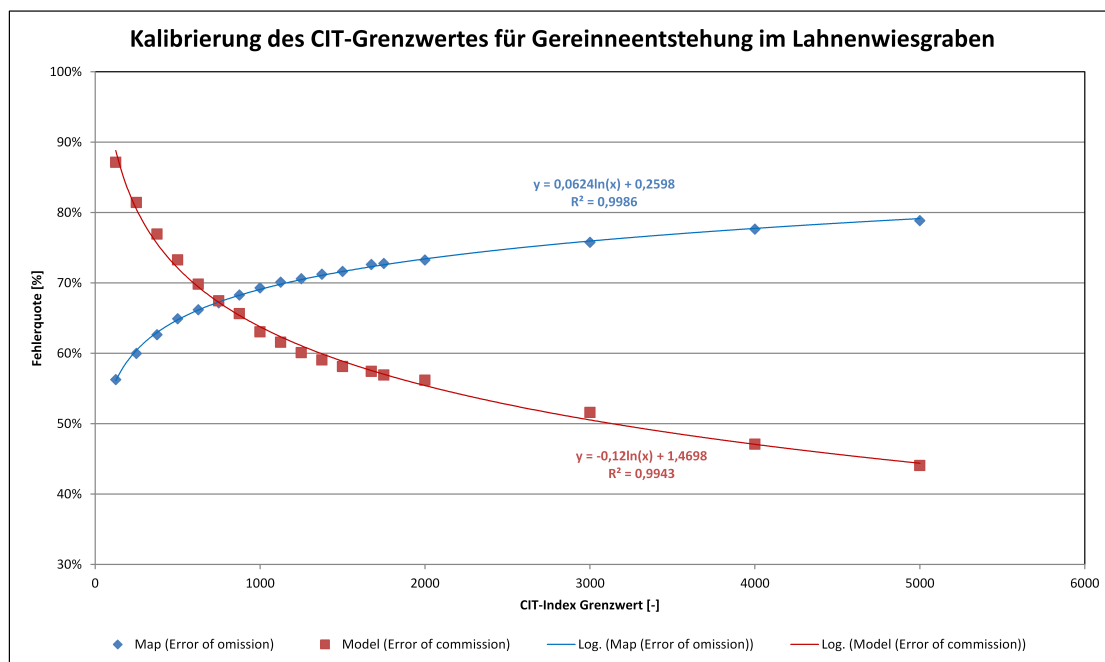


Abbildung 7.8.: Error of Omission und Error of Commission für unterschiedliche CIT-Index-Grenzwerte im Lahnenwiesgraben

Je ein Punktepaar steht für eine Modellierung mit entsprechendem Grenzwert.

SCA-Modell

Im LWG wurde der Gerinneneigungsgrenzwert von $3,5^\circ$ aus WICHMANN (2006) und HAAS (2008) bzw. HAAS ET AL. (2011) übernommen. Flachstrecken und Verbreiterungen des Flussbettes werden dadurch gut erfasst. Die Verbreiterungen behindern den lateralen Sedimentzufluss zum Gerinne und wirken somit als Pufferzonen (*buffer sensu* FRYIRS ET AL. 2007a). Als Mindesthangneigung wurde, analog zum ZBT (vgl. Kap. 7.1.4.2), ein Wert von 30° angesetzt. Um die SCA-Modellierung im LWG mit dem ZBT und dem RT vergleichbar zu halten, wurde auch hier ein Maximalgerinneabstand von 100 m verwendet. Eine direkte Übernahme der Werte von

WICHMANN (2006) oder HAAS (2008) konnte ohnehin nicht erfolgen, da diese Arbeiten mit einem anderen Höhenmodell gearbeitet haben, das aus digitalisierten Isohypsen abgeleitet wurde (s.a. Kap. 6.1).

7.1.4.4. Reintal

Gerinnemodell

Zur Ausweisung des Gerinnenetzes im Reintal erwies sich der MFD-Ansatz als hilfreicher, was für das Reintal auch von HAAS (2008) bestätigt wird. Eine Korrektur mittels der *Plan Curvature* (Horizontalwölbung), um parallel fließende Gerinne auf einfallenden Schichtflächen zu vermeiden, war nicht notwendig, da sich diese parallelen Fließformen aufgrund der hohen räumlichen Auflösung des DGM nur in relativ flachen Bereichen zeigten, wo sie aufgrund des Reliefs tatsächlich möglich sind (z.B. Gemskar, Kirchkar, Kleiner Hundsstall). In diesen Bereichen tritt laut Kartierung jedoch aufgrund des zumeist groben Substrats höchstens episodischer Oberflächenabfluss auf.

Wie in den anderen Untersuchungsgebieten wurden auch hier mittels der „Error of Omission vs. Error of Commission“-Methode jeweils der optimale Grenzwert für den CIT-Index und das MFD-Raster ermittelt. Die Fehlerquote bei Verwendung des MFD-Rasters war 10% geringer als bei dem CIT-Index. In Abb. 7.9 sind die Ergebnisse der Gerinnemodellierung mit dem MFD-Grid dargestellt, und zwar sowohl die ermittelten Punkte als auch die entsprechende Funktion. Als optimaler Grenzwert wurde der Schnittpunkt beider Funktionen angenommen, der hier bei $MFD = 9591$ liegt. Dieser Wert entspricht der hier zur Gerinneentstehung notwendigen EZG-Größe in m^2 . Die Wertespanne reicht von $25m^2$ (eine Zelle) bis $16.834.659m^2$ (gesamtes Untersuchungsgebiet).

Das MFD 9591-Gerinnemodell bildet das kartierte Gerinne insgesamt gut ab (RT1 in Abb. 7.4). In einzelnen Bereichen kommt es jedoch auch hier zu einer im Vergleich zur Kartierung übermäßigen Ausweisung von Gerinneentstehungspunkten (Kleiner Hundsstall in RT2 in Abb. 7.4). Die Ausbildung der parallelen Abflusslinien ist auf die geringe Horizontalwölbung des südlichen, höher gelegenen Karabschnittes zurückzuführen. Die Grobkörnigkeit des Substrates kann das Modell weder in den Karen noch auf den Schutthalden berücksichtigen (RT1 und RT2 in Abb. 7.4). Somit ist laut Modell die Gerinneentstehung im *Kleinen Hundsstall* zwar topologisch möglich, gemäß der Kartierung entsteht Oberflächenabfluss aufgrund des stark durchlässigen Substrates dort in der Regel erst am Karausgang.

Der Ausschnitt in RT1 (Abb. 7.4) zeigt allerdings, dass es auch vom Modell nicht erfasste Gerinnebereiche gibt. Dies verdeutlicht, dass die Gerinnemodellierung letztendlich einen Kompromiss zwischen Fehlansweisung (RT2) und fehlender (RT1) Ausweisung von Gerinneabschnitten darstellt. Mit MFD 9591 werden ca. 40% des Gerinnes als korrekt modelliert ausgewiesen (s. Abb. 7.9). Da die Kalibrieremethode nur pixelgenaue Überlappungen erfasst, ist dieser Prozentsatz als Mindestwert zu verstehen. So folgt die Kartierung nach Luftbild nicht immer der exakten Tiefenlinie des DGM, auch ist die Kartierung im steilen Relief aufgrund der starken Abschattungen im RT erschwert.

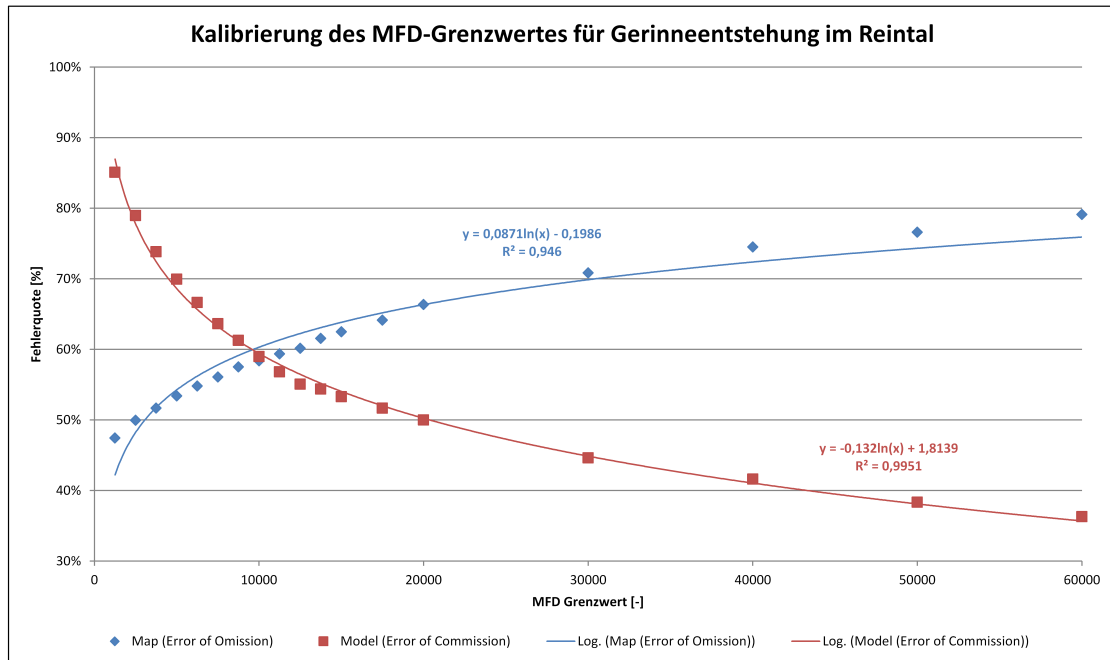


Abbildung 7.9.: Error of Omission und Error of Commission für unterschiedliche MFD-Grenzwerte im Reintal
 Je ein Punktepaar steht für eine Modellierung mit entsprechendem Grenzwert.

SCA-Modell

Auch im RT erfolgte eine grundsätzliche Orientierung an den von HAAS (2008) verwendeten Werten und den Ergebnissen der Regressionsanalyse der Parameterkombinationen (s.o.). Hinsichtlich des Gerinneneigungsgrenzwertes sollte das resultierende Modell folgende Begebenheiten abbilden:

1. Grundsätzlich höhere Entkopplung des Sedimenttransportes im Vergleich zum Lahnenwiesgraben aufgrund der Verkarstung des Untergrundes und der hohen Infiltrationskapazität des vergleichsweise größeren Schutts (vgl. HAAS 2008).
2. Grundsätzliche Abbildung der Partnach als ein Gewässer, welches Geschiebetrieb leisten kann (vgl. v.a. im Hinblick auf die seit 2005 beobachteten Sedimentumlagerungen MORCHE ET AL. 2007).
3. Grundsätzliche Abbildung der Hanggerinne, die v.a. nach Starkniederschlägen Wasser und somit Sediment führen können (pers. Kommunikation D. Morche, 18.03.2011).
4. Longitudinale Entkopplung des Gerinnes entlang von Griesstrecken („Golfplatz“, Hintere Gumpe, Vordere (Blaue) Gumpe).

Der wesentliche Faktor bei der Modellierung des SCA, v.a. bei Fragen der Systemkonnektivität und im Hinblick auf die o.g. Anforderungen, ist der Gerinneneigungsgrenzwert. Um die

Unterschiede zum Lahnenwiesgraben zum Ausdruck zu bringen, die vor allem im gröberen Substrat im RT begründet liegen, sollte der Gerinneneigungsgrenzwert höher sein als dort (3,5°). Ein Wert von 15°, wie bei HAAS (2008) (mit anderem DGM als Grundlage) verwendet, führte jedoch dazu, dass die Partnach als Gerinne gar nicht abgebildet wurde. Zusätzlich endeten damit fast alle Hanggerinne auf den Schutthalde, was den aktuellen Beobachtungen (vgl. Punkt 3) widerspricht. Ein Grenzwert von 5° hingegen ist in allen o.g. Punkten erfolgreich und kam daher zur Anwendung.

Die maximale Gerinneentfernung wurde, wie bei ZBT und LWG, auf 100m festgelegt. Der Hangneigungsgrenzwert wurde ebenfalls, in Anlehnung an die Ergebnisse der Regressionsanalyse der Parameterkombinationen (s.o.), auf 30° gesetzt.

Das RT ist ein stark verkarstetes Gebiet (vgl. Kap. 5.5.1.4). Der Sedimentgehalt von Karstquellen ist i.d.R. sehr gering. Grobkörniges Sediment, welches im unterirdischen Karstsystem entsteht bzw. transportiert wird, wird aufgrund der speziellen Transportbedingungen in Höhlengewässern im Allgemeinen nach kürzesten Fließstrecken zerkleinert. BÖGLI (1978) gibt als Halbierungsstrecke für den Korndurchmesser einen Orientierungswert von unter 100m an. Somit kann davon ausgegangen werden, dass unterirdische Karstgewässer für die Grobsedimentkonnektivität, welche Lösungs- und Suspensionsfracht explizit nicht beinhaltet, keine Rolle spielen.

7.1.5. Hangmuren

7.1.5.1. Methodik

Das Prozessgebiet von Muren kann in vier räumliche Abschnitte, also *Prozessraumzonen*, unterteilt werden (nach RIEGER 1999):

- hydrologisches Einzugsgebiet
- Erosionsbereich
- Transportbereich
- Akkumulationsbereich

Das **hydrologische Einzugsgebiet** von Hangmuren (vgl. Kap. 4.1.4.3) liegt i.d.R. im Felsbereich, bisweilen aber auch im Lockermaterial, so dass hier bereits Erosion stattfinden kann. Je größer das Einzugsgebiet ist, desto mehr Abfluss wird bei gleichmäßig verteiltem Niederschlag generiert. Bei ausreichend vorhandener Sedimentmenge kommt es somit häufiger zu Murgängen. Des Weiteren beeinflusst die Größe des Einzugsgebietes im Allgemeinen die Bereitstellung von Lockermaterial, als Verwitterungsprodukt oder Altschutt (*sensu* GAMMA 2000), welches durch Starkniederschläge mobilisiert werden kann (vgl. RIEGER 1999).

Der **Erosionsbereich** ist meist als eine bis zu mehreren Metern tiefe Hangfurche ausgebildet. Der **Transportbereich** ist geprägt von randlichen Wällen, sogenannten *Levéés*. Durch laterale Entwässerung des Murmaterials bleiben diese *Levéés* entlang der Murbahn stehen, während sich die Mure im Gerinnebett kaum bzw. gar nicht eintieft. Im **Akkumulationsbereich** kommt es meist zu einer ruckartigen Ablagerung der Murfront, da durch weitere laterale Entwässerung die

Viskosität des Murmaterials über die Fließfähigkeit hinaus erhöht wird. Eine Sortierung ist gewöhnlich nicht erkennbar, oft sind grobe Steine in einer feinkörnigen Matrix eingebettet. An der Oberfläche ist diese Matrix meist durch spätere Regenfälle ausgewaschen. Die Oberflächenform ist im Bereich des Murkopfes oft deutlich konvex. Das Mesorelief des durch mehrere Murschübe gebildeten Murkegels ist typischerweise gewellt und durch zahlreiche Levées mit Murköpfen bzw. -zungen gekennzeichnet. (vgl. COSTA 1984, VAW 1992, BECHT 1995, RIEGER 1999).

Für die Modellierung der Hangmuren kommen zwei Modelle zum Einsatz,

- ein Dispositionsmodell zur Ermittlung der potenziellen Muranrisszonen, und
- ein Prozessmodell zur Modellierung der Prozessausbreitung, -reichweiten und -zonen.

7.1.5.1.1. Modellierung der Disposition Die Disposition „bezeichnet eine Bereitschaft oder eine Anfälligkeit eines Gebietes zur Bildung und Auslösung von Prozessen[...]“ (ZIMMERMANN ET AL. 1997, S. 31). Dabei muss zwischen Grunddisposition und variabler Disposition unterschieden werden (vgl. Abb. 7.10). Die **Grunddisposition** bezeichnet die grundsätzliche Neigung eines Gebietes aufgrund von weitgehend statischen Parametern (Hangneigung, geotechnische Gegebenheiten (vgl. THIEL 1998), Geologie, grundsätzliche Materialverfügbarkeit, etc.). Sie „bestimmt das räumliche Auftreten von Murgängen (wo?) und deren Magnitude (wie gross[sic!])?“ (ZIMMERMANN ET AL. 1997, S. 32). Die **variable Disposition** hingegen bezeichnet variable Parameter, allem voran die hydrologische und meteorologische Vorgeschichte (Witterung, Sättigungsgrad des Bodens, etc.), aber auch die momentane Materialverfügbarkeit. Sie wirkt sich v.a. auf „das zeitliche Auftreten von Murgängen (wann?, wie häufig?), aber auch die Magnitude von Ereignissen [...]“ aus (ibid.). Diese beiden Dispositionen ergeben zusammen die Gesamtdisposition. Damit es jedoch zu einem Murgang kommt, braucht es ein **auslösendes Ereignis**, bei dem die Systembelastung, hier i.d.R. durch Niederschläge, auf eine ausreichend hohe Gesamtdisposition trifft. Abb. 7.10 veranschaulicht, dass zwar unterschiedlich starke Systembelastungen zur Prozessauslösung führen können, es zumindest in Material limitierten Gebieten keinen stets gültigen Belastungsschwellenwert (*threshold*) gibt, der zwingend zur Auslösung führt. Der Prozess Murgang verhält sich somit nicht-linear.

Diese Nicht-Linearität von Murgängen wiederum bewirkt, dass die Prozessauslösung immer mit einer gewissen Unschärfe betrachtet werden muss und man somit bestenfalls stochastische Schätzungen über Frequenz und Magnitude von Murgängen anstellen kann, die zumeist nur aus geochronologischen und historischen Daten abgeleitet werden können. Allerdings kann die Grunddisposition als weitgehend statische, d.h. langfristig stabile Größe, die wiederum die mögliche räumliche Verteilung von Muren darstellt, durch die Analyse von relevanten Standortfaktoren einigermaßen verlässlich ermittelt werden. Daher wird in der vorliegenden Arbeit nur die Grunddisposition in die Analysen und Modelle eingehen.

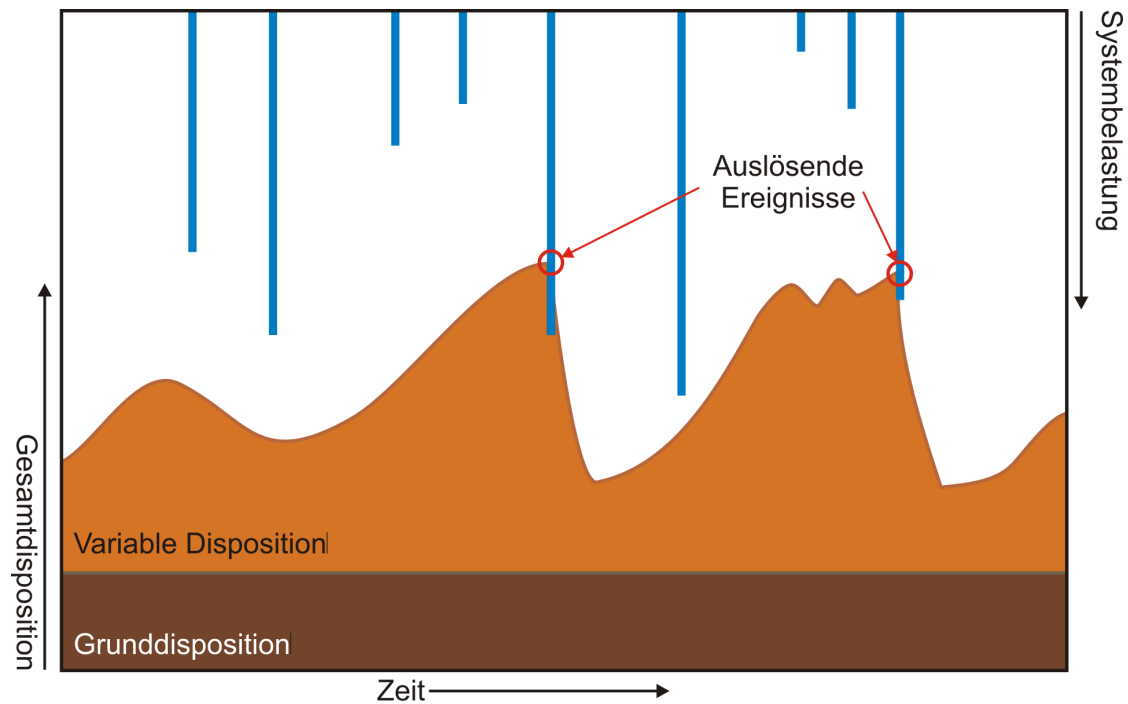


Abbildung 7.10.: Dispositionskonzept nach ZIMMERMANN ET AL. (1997)
Darstellung des Zusammenspiels von Grunddisposition, variabler Disposition und Systembelastung.

Für die Modellierung der Grunddisposition nennen HECKMANN (2006) und WICHMANN (2006) unterschiedliche Methoden:

- Regelbasierte Verfahren (vgl. ZIMMERMANN ET AL. 1997)
- Physikalische Verfahren
- Statistische Verfahren
 - Parameter- und Klassengewichtung durch bivariate Methoden (vgl. RIEGER 1999)
 - Logistische Regression (vgl. MARK & ELLEN 1995 *fide* WICHMANN (2006))
 - Certainty-Factor Methode (vgl. HECKMANN 2006, WICHMANN 2006)

Regelbasierte Modelle haben den Nachteil, dass ihre Qualität sehr stark von meist subjektivem Wissen und Erfahrung des Experten, der die Regeln bestimmt, abhängt. Physikalische Modelle hingegen sind zwar theoretisch aufgrund der Allgemeingültigkeit von physikalischen Gesetzmäßigkeiten sehr gut auf andere Gebiete übertragbar, allerdings ist die Erhebung der benötigten Variablen zumeist schwierig und aufwendig, und bisweilen gar nicht möglich. Hinzu kommt, dass physikalische Gesetzmäßigkeiten oft unter idealisierten und vereinfachten Umständen (Experiment, Labor) abgeleitet werden, während die Wirklichkeit, mit der sich die Geowissenschaften befassen, meist ausgesprochen komplex und nicht-linear ist. Statistische Verfahren

hingegen integrieren gerade diese Unschärfen und Unwägbarkeiten in Wahrscheinlichkeitsfunktionen (GEGG 2010). Hinzu kommt, dass sie i.d.R. gut nachvollziehbar sind.

Die hier verwendete Methode ist die *logistische Regression*, da sich diese Modelle bislang in unterschiedlichen Anwendungsbereichen der physischen Geographie bewährt haben (ATKINSON ET AL. 1998, MILLER & FRANKLIN 2002, BEGUERIA & LORENTE 2003, AYALEW & YAMAGISHI 2005, BRENNING 2005, LUOTO & HJORT 2005, CHANG ET AL. 2007 *fide* GEGG 2010). Sie wurde im Rahmen einer Diplomarbeit in der Projektgruppe von Gegg auf Zwieselbach- und Larstigtal angewandt (GEGG 2010). Die *Logistische Regression* ist ein verallgemeinerndes lineares Modell, mit dem man den Einfluss mehrerer erklärender Variablen auf eine binäre Zielvariable feststellen kann. Eine Zielvariable ist dann binär, wenn sie nur zwei Zustände (z.B. ja/nein, 0/1) einnehmen kann. Dies ist hier der Fall: Eine Rasterzelle ist entweder eine Muranrisszelle oder nicht. Die logistische Regression ermittelt dabei die Wahrscheinlichkeit des Zustandes, d.h. es ergibt sich ein Wahrscheinlichkeitswert zwischen 0 und 1 für das Vorhandensein eines Muranrisses (Disposition). Dieser aus den Spuren vergangener Murereignisse abgeleitete Wahrscheinlichkeitswert ermöglicht somit unter der Voraussetzung gleicher Bedingungen die Ausweisung von möglichen zukünftigen Muranrissen.

Als erklärende Variablen sind sowohl diskrete als auch kontinuierliche Daten zulässig, eine bisweilen recht subjektive Klassenbildung wie bei der Certainty-Factor Methode ist somit nicht erforderlich (GEGG 2010). Die Auswahl dieser Variablen wird anhand von fachlichen Überlegungen getroffen. Ziel ist, ein möglichst einfaches Modell mit einer möglichst geringen Variablenanzahl zu erhalten, da dadurch der Schätzfehler, der durch die Schätzung der (die Variablen begleitenden) Parameter entsteht, möglichst gering gehalten werden kann. Um somit unterschiedliche Modelle mit unterschiedlicher Variablenauswahl miteinander vergleichen zu können, um ggf. unnötige Variablen ausschließen zu können, wird das *Akaike Informations Kriterium* (AIC) (AKAIKE 1973 *fide* GEGG 2010) verwendet. Das Akaike Informations Kriterium (AIC) ist eine „Maßzahl für die 'Distanz' zwischen einem unbekanntem (wahren) Mechanismus, der die beobachteten Daten erzeugt haben könnte, und einem den Daten angepassten Modell“ (SACHS & HEDDERICH 2009, S. 575) und hat sich in der Praxis bewährt (*ibid.*).

Für die Kalibrierung und Validierung der Modelle sollten die Stichproben für Anrisspixel und Nichtanrisspixel ungefähr gleich groß sein. Diese Voraussetzung ist flächenmäßig bei den Muren in den Untersuchungsgebieten nicht erfüllt. Hinzu kommt, dass zur Vermeidung von räumlichen Autokorrelationen pro kartiertem Anriss nur ein Pixel des Anrissbereiches als Anrisspixel für das Modell verwendet wurde. GEGG (2010) nennt Verhältnisse (Anriss:Nichtanriss) von 1:10.000 (Zwieselbachtal) und 1:5.000 (Larstigtal). Bei derartigen Verhältnissen ist es unmöglich, mit einem 1:1 Sample (Anriss:Nichtanriss) alle Geofaktoren und -kombination zu erfassen. Daher werden geschichtete Stichproben verwendet, d.h. von den Nichtanrisspixeln wird eine bestimmte Menge zufällig ausgewählt und somit das Anriss:Nichtanriss-Verhältnis reduziert. Die Validierung erfolgt zum einen qualitativ, durch den visuellen Vergleich von Modell und Karte, und zum anderen quantitativ durch Erfolgs- und Vorhersagekurven (CHUNG & FABRI 2003). Die Ausweisung der geschätzten Anrisspixel geschieht schlussendlich durch die Festlegung eines Dispositionsgrenzwertes, oberhalb dessen eine Zelle als potentieller Anriss klassifiziert wird.

Die Modellierung erfolgt im Statistikpaket R (R DEVELOPMENT CORE TEAM 2010), die Datenaufbereitung dazu in SAGA (CONRAD 2006). Eine umfangreichere und weiterführende Darlegung der Methode und Anwendung findet sich bei GEGG (2010).

7.1.5.1.2. Modellierung des Prozessraumes Die Prozessmodellierung erfolgte mit dem SAGA-Modul SediCon_DF, welches hinsichtlich der Prozessraummodellierung vollständig auf dem Modul DFHazardZone von WICHMANN (2006) aufsetzt. Ausgehend von den einzelnen durch das Dispositionsmodell ausgewiesenen Anrissbereichen wurde auch hier durch die Höhendaten des DHM über das random walk-Verfahren der Prozessweg berechnet. Bis zum Erreichen eines zu definierenden Grenzgefälles wird der Murpfad nach der *single flow direction*-Methode ermittelt. Hierbei wird als Nachfolger der gerade prozessierten Rasterzelle stets die Zelle mit dem steilsten Gefälle ausgewählt. Der Grenzgefällewert markiert den Übergang vom Erosions- bzw. Transportbereich zum Ablagerungsbereich, also dem Murkegel. Zur Modellierung der seitliche Ausbreitung des Prozesspfades auf dem Murkegel wird der mdf-Ansatz nach GAMMA (2000) implementiert. Nach diesem Ansatz wird jede niedriger gelegene Zelle als potenzielle Nachfolgerzelle berücksichtigt. Diese Zellen werden nach Hangneigung und durch einen „Ausbreitungskoeffizienten“ sowie einen „Persistenzfaktor“ gewichtet. Der „Persistenzfaktor“ ermöglicht, die bereits eingeschlagene Richtung über eine Höhergewichtung der entsprechenden Nachfolgerzelle zu berücksichtigen (Markov'sche Kette). Mit dem „Ausbreitungskoeffizient“ wird die Freiheit des Modells beschrieben, vom steilsten Gefälle seitlich abzuweichen (vgl. GAMMA 2000, WICHMANN 2006).

Durch ein wiederholtes Ausführen der *random walks* (= Monte Carlo Simulation) ergeben sich ab dem Grenzgefälle unterschiedliche Prozesspfade mit abweichendem Verlauf, so dass es bei korrekter Einstellung der Parameter und ausreichend hoher Anzahl von Prozessdurchläufen (Iterationen) letztendlich zu einer Abdeckung des gesamten potenziellen Prozessraumes (Murkegel) durch das Modell kommen kann. In den vorliegenden Hangmur-Modellierungen wurden stets 2000 Iterationen pro Anrisszelle durchgeführt.

Die **Prozessreichweite** wird durch ein 2-Parameter Reibungsmodell ermittelt. Der Parameter M/D ist ein Maß für die innere Reibung und bezeichnet das Verhältnis von Masse zu Hemmung (mass-to-drag ratio). Mit Hemmung ist hier der vom Bodenmaterial aufgebrachte Scherwiderstand (= Scherfestigkeit) gemeint (vgl. GAMMA 2000, HECKMANN 2006). Dieser Scherwiderstand ist abhängig von den Materialparametern Kohäsion und innerem Reibungswinkel sowie der Normalspannung (Auflast pro Fläche) (HARTGE & HORN 1991, PRINZ 1991). Der Reibungsparameter μ hingegen beschreibt die Gleitreibung zwischen bewegter Masse und Auflage bzw. Untergrund (vgl. WICHMANN 2006). Über die Hangneigung und die beiden Reibungsparameter kann somit für jedes Hangsegment die Geschwindigkeit der bewegten Masse berechnet werden, was wiederum in der Prozessraumzonierung von Bedeutung ist.

Für die **Kalibrierung** der Modellparameter werden die kartierten Murprozessräume als Referenz verwendet. In der Modellierung werden die Muranrisse aus der Dispositionsmodellierung übernommen.

Ausgehend von Parametereinstellungen, welche die Murgänge im Untersuchungsgebiet grob wiedergeben, werden zuerst über den Gleitreibungsbeiwert μ die Auslaufdistancen der Muren kalibriert. Der M/D -Parameter wird dabei in Anlehnung an WICHMANN (2006), ZIMMERMANN ET AL. (1997) und GAMMA (2000) für den gesamten Pfad konstant auf 75m gesetzt. Der Hangneigungsgrenzwert, unterhalb dessen der Murgang sich seitlich ausbreiten kann, wird als nächstes bestimmt, so dass der Beginn der Ausbreitung mit den kartierten Murkegelanfängen übereinstimmt.

Ausbreitungskoeffizient und Persistenzfaktor werden zuletzt angepasst, damit durch das Mo-

dell die kartierten Murkegel möglichst vollständig abgedeckt werden können. Da sich nun die Prozesswege im Vergleich zur anfänglichen Reichweitenkalibrierung verändert haben, werden die Reichweiten und mit ihnen der Gleitreibungsbeiwert μ erneut überprüft.

Da die bisher aufgeführte Modellierungsmethode lediglich auf dem momentanen Gelände-modell basiert und dieses nicht ändert, repräsentieren die Murkegel den Bereich der potentiellen Abdeckung durch den Prozess Murgang. Um eine Abdeckung des Murkegels durch den Murgang im Laufe der Zeit abzubilden, müsste zusätzlich mit Auflandung modelliert werden. Dies ist jedoch sehr aufwändig und würde den gesamten Modellierungsworkflow deutlich verlangsamen. Daher wird darauf verzichtet, da über die oben genannten Parameter die seitliche Ausbreitung auch recht gut modelliert werden kann. Kleinere Formen werden von dem auf 5m Auflösung herunter gerechneten DGM ohnehin nicht ausreichend genau dargestellt und würden gegebenenfalls überflossen werden.

Um die Kopplung von geomorphologischen Prozessen untersuchen zu können, ist es unumgänglich, dass die einzelnen Prozessräume hinsichtlich ihrer Erosions-, Transport- und Akkumulationstätigkeit (vgl. ENGELEN 2004) hin unterschieden werden können. Zur Ausweisung der **Prozessraumzonen** wurde die Methode von WICHMANN (2006) angewandt, bei der über eine einfache Regeltabelle jedes Pixel in Abhängigkeit von Hangneigung und Fließgeschwindigkeit einer Zone zugeordnet wird.

In Tabelle 7.2 ist die im Allgemeinen verwendete Regeltabelle aufgeführt. Negative Werte entsprechen Erosion, positive Werte stehen für Ablagerung, und 0 entspricht der Übergangszone „Transport“.

Tabelle 7.2.: Tabelle mit Grenzwerten der Hangneigung ($^{\circ}$), der Geschwindigkeit (m/s) und Zonierungswerten

	0 - 3 m/s	3 - 5 m/s	5 - 10 m/s	10 - 15 m/s	>15 m/s
0 - 5 $^{\circ}$	2	2	1	1	0
5 - 10 $^{\circ}$	2	1	1	0	-1
10 - 15 $^{\circ}$	1	1	0	-1	-1
15 - 20 $^{\circ}$	1	0	-1	-1	-2
> 20 $^{\circ}$	0	-1	-1	-2	-2

Die **Validierung** der Modellergebnisse erfolgt qualitativ durch den Vergleich von Modell und Karte.

7.1.5.2. Zwieselbachtal

7.1.5.2.1. Disposition Für die Dispositionsmodellierung der Hangmuranrisse wurde im Zwieselbachtal die Variablenauswahl des bei GEGG (2010) für das Larstigtal erstellten Modells verwendet. Die ursprünglich durch das Dispositionsmodell im ZBT ermittelte Variablenauswahl führte zu einer zu hohen Fehlklassifikation von Gerinnepixeln als Anrisspixel. Hinzu kam, dass die Dispositionsverteilung nicht sehr akzentuiert war. Deshalb wurde, in Anlehnung an das Larstigtal (LT)-Modell bei GEGG (2010), als erklärende Variable ein auf die Felsregion beschränktes CIT-Grid (CITFELS) verwendet sowie die Profil-Curvature ignoriert. Die genauen

Daten des verwendeten Modells mit den verwendeten Geofaktoren sind in Tab. A.1 aufgeführt. Der Dispositionsgrenzwert, das ist die Grenzwahrscheinlichkeit, oberhalb derer die Zellen als Muranrisse klassifiziert werden, wird bei 0.6 festgelegt und erzielt eine gute Repräsentation der tatsächlichen Muranrisse (vgl. Abb. 7.11).

7.1.5.2.2. Kalibrierung Für die Kalibrierung des Hangmurmmodells im Zwieselbachtal wurden zwei Testgebiete mit klar abgrenzbaren Muren ausgewählt (Abb. 7.11). Gebiet Z1 zeigt Muren, die vom Bereich des 1. Kares zum Isseboden abgehen (vgl. Abb. 5.3) und an den Zwieselbach gekoppelt sind. Das Gebiet Z2 liegt auf dem Äußeren Grießer. Die Murablagerungen dort werden aktuell vom Zwieselbach angeschnitten, die rezenten Murablagerungen zeigen Reichweiten bis zum Gerinne bzw. bis kurz vor das Gerinne. Gebiet Z2 ist somit hervorragend geeignet, um die Reichweite exakt einzustellen.

Das optimale Modell wurden mit den in Tab. 7.3 aufgeführten Parametern ermittelt. Für das Reibungsmodell wurde ein statischer Reibungsbeiwert μ verwendet. Dies führte hier zu besseren Ergebnissen, als das bei WICHMANN (2006) vorgestellte Verfahren, über die FlowAccumulation ein dynamisches μ -Grid zu erstellen.

Tabelle 7.3.: Parameter zur Modellierung von Hangmuren im Zwieselbachtal

Random Walk				Reibungsmodell	
Grenzgefälle	Ausbreitungsexp.	Persistenzfakt.	Iterationen	M/D	μ
33°	1,25	1	2000	75	0,35

Reichweiten und seitliche Ausbreitung werden in den Modellen grundsätzlich gut abgebildet (Abb. 7.11, Z1 und Z2). Vereinzelt kommt es zu einer leichten Überschätzung der Reichweiten (Z2). Da jedoch das Modell auch potentielle Murgänge abbilden soll, sind die so ermittelten Reichweiten immer noch plausibel.

Für die Modellierung der Prozessraumzonen Erosion-Transport-Akkumulation (vgl. ENGELEN & VENNEKER 1988) wurde der von WICHMANN (2006) verwendete Regelsatz leicht angepasst. Auch hier zeigt sich eine grundsätzlich gute Übereinstimmung von Modell und Karte, auch wenn es, wie bei der Reichweiten- und Ausbreitungsmodellierung, zu Über- und Unterschätzung der Prozessräume kommen kann (Z2).

7.1.5.2.3. Validierung Zur Validierung des Hangmurmmodells wurden die im Zwieselbachtal verwendeten Parameter im Larstigtal angewendet. Dies betrifft sowohl das Dispositionsmodell (s. Kap. 7.1.5.2.1, vgl. GEGG 2010) als auch die Prozessmodellierung (vgl. Tab. 7.3). Die Ergebnisse sind in zwei Detailkarten (L1 und L2) in Abb. 7.11 dargestellt.

Die Reichweiten werden im Allgemeinen gut wiedergegeben, auch die seitliche Ausbreitung wird meistens gut abgebildet. Allerdings kommt es hierbei zu Abweichungen, da mit der Kartierung der rezente Prozessraum erfasst wurde (weiße bis graue Halden), während die älteren Ablagerungen (grüne Halden) oft nicht eindeutig abgrenzbar waren. Die Modellierung hingegen kann theoretisch die gesamte Halde überstreichen (*random walk*), v.a. bei geringer auflösenden

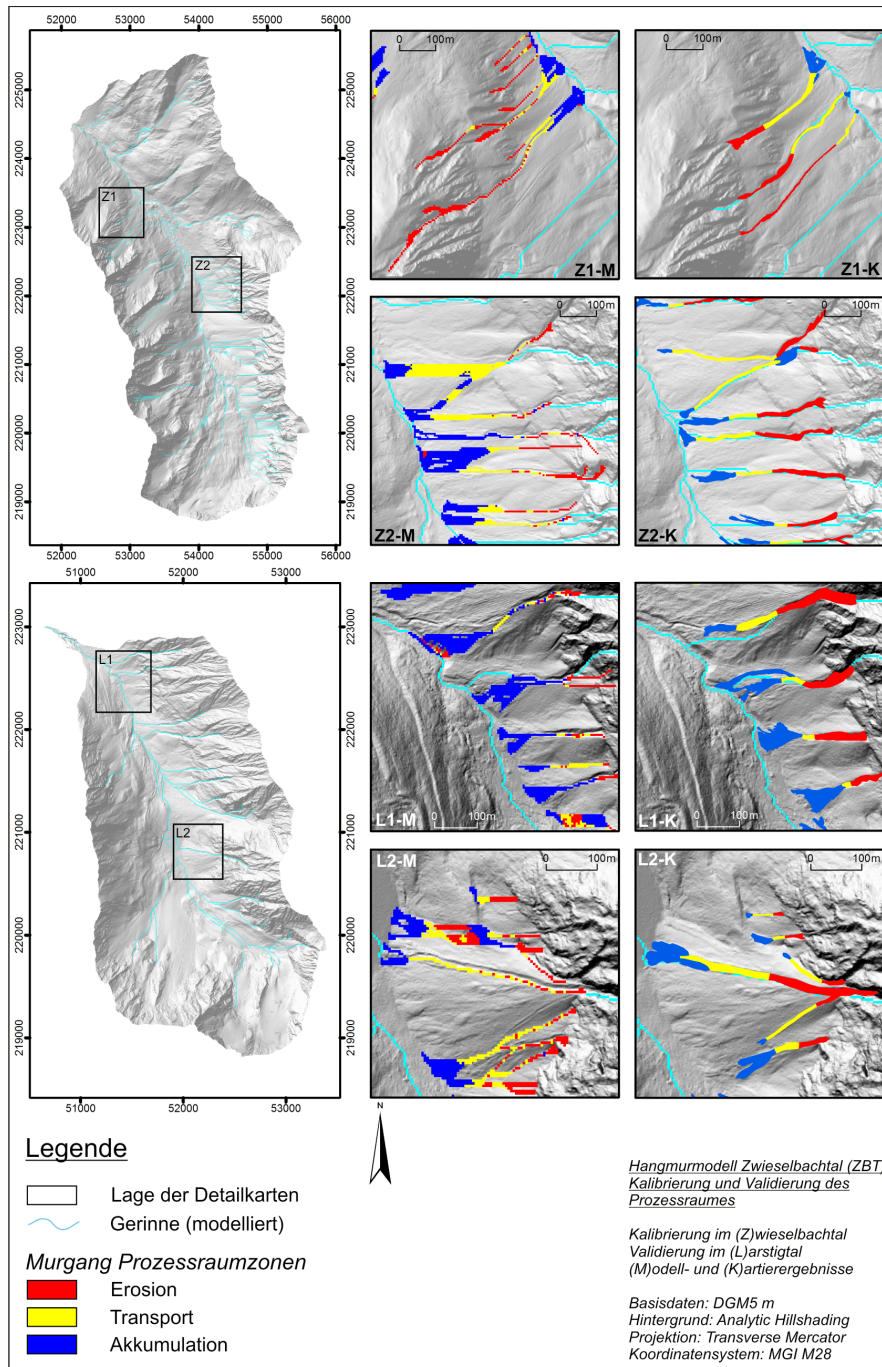


Abbildung 7.11.: Hangmurmurmodell im Zwieselbachal - Kalibrierung und Validierung
 Darstellung der zwei Kalibrierungsgebiete im Zwieselbachal (Z1, Z2) und der zwei Validierungsgebiete im Larstigtal (L1, L2) mit modellierten (M) und kartierten (K) Prozessraumzonen.

Geländemodellen, da durch ein Resampling von 1x1m auf 5x5m vorgegebene Unebenheiten geglättet werden können (WICHMANN ET AL. 2008).

7.1.5.3. Lahnenwiesgraben

7.1.5.3.1. Disposition Die Dispositionsmodellierung im LWG erfolgte mit den in Tab. A.1 genannten Daten. Es zeigte sich, dass ein höherer Dispositionsgrenzwert von 0,8 nicht ausreichte, um die kartierten Muranrisse einigermaßen repräsentativ zu erfassen. So wurden z.B. im Kuhkar bei diesem Grenzwert kaum Muranrisse ausgewiesen. Daher wurde der Wert auf 0,5 herunter gesetzt, d.h. ab einer Disposition $\geq 0,5$ wurde ein potentieller Muranriss angenommen, was auch insgesamt zu einer guten Abbildung der tatsächlichen Muranrisse führte (vgl. Abb. 7.13).

7.1.5.3.2. Kalibrierung Ebenso wie bei der Modellierung des hangaquatischen und fluvialen Abtrags (vgl. Kap 7.1.4.3) wurde grundsätzlich versucht, die Parameter aus der Literatur (s. WICHMANN 2006) zu übernehmen. Allerdings waren auch hier aufgrund der unterschiedlichen Datengrundlage (DGM; vgl. Kap. 6.1) Anpassungen notwendig. Zur Verdeutlichung des gravierenden Einflusses des DGM wurde auf dem hier verwendeten LiDAR-DGM und dem bei WICHMANN (2006) verwendeten DGM mit jeweils den gleichen Parametern aus WICHMANN (2006) das Murmodell DF HAZARD ZONATION gerechnet. Die Ergebnisse sind, exemplarisch für zwei Regionen, in Abb. 7.12 dargestellt.

Das auf dem SEDAG-DGM gerechnete Murmodell zeigt relativ große zusammenhängende Erosionsflächen. Zurückzuführen ist dies natürlich v.a. darauf, daß im SEDAG-Modell auch die mittels der CF-Methode erstellte Murdisposition deutlich flächiger ausfällt als die hier verwendete (vgl. Abb. 7.30). Aber auch die Transport- und Akkumulationsflächen sind vergleichsweise großflächig ausgewiesen. Das in der vorliegenden Arbeit verwendete SediCouple-DGM weist trotz gleicher räumlicher Auflösung von 5 m ein deutlich kleinräumiger gegliedertes Relief mit folglich detaillierter modellierten Prozessräumen auf.

Für die Kalibrierung wurde v.a. das Kuhkar herangezogen (K1 in Abb. 7.13). Die Reichweite des Murmodells wurde so eingestellt, dass die Karschwelle nicht überschritten wird, da durch die Auswertung multitemporaler Luftbilder WICHMANN (2006) v.a. für das Roßkar belegen konnte, dass diese Schwelle auch bei Extremereignissen nur sehr selten überschritten wird. Detailkarte K2 in Abb. 7.13 zeigt einen Bereich, der auf den ersten Blick als nicht besonders gut modelliert erscheint. Im LWG ist jedoch zum einen die Kartierung von Muren aufgrund des weitflächigen Waldbewuchses schwierig, und zum anderen zeigt die Modellierung aufgrund des zumeist grabenartig vertieften Gerinnenetzes einen fast fließenden Übergang von Hang- zu Talmure. Die Prozessraumzonierung zeigt somit im Modell eine Wechselhaftigkeit in der Abflussrinne, die in der Kartierung natürlich nicht nachvollzogen werden kann, da sich auch in der Realität die Prozessräume je nach Ereignisvergangenheit stark überlappen können. Wenn man somit von der Prozessraumzonierung absieht, gibt das Detail K2 dennoch die kartierte Wirklichkeit verhältnismäßig gut wieder.

Die für das Murmodell im LWG verwendeten Parameter sind in Tab. 7.4 aufgeführt.

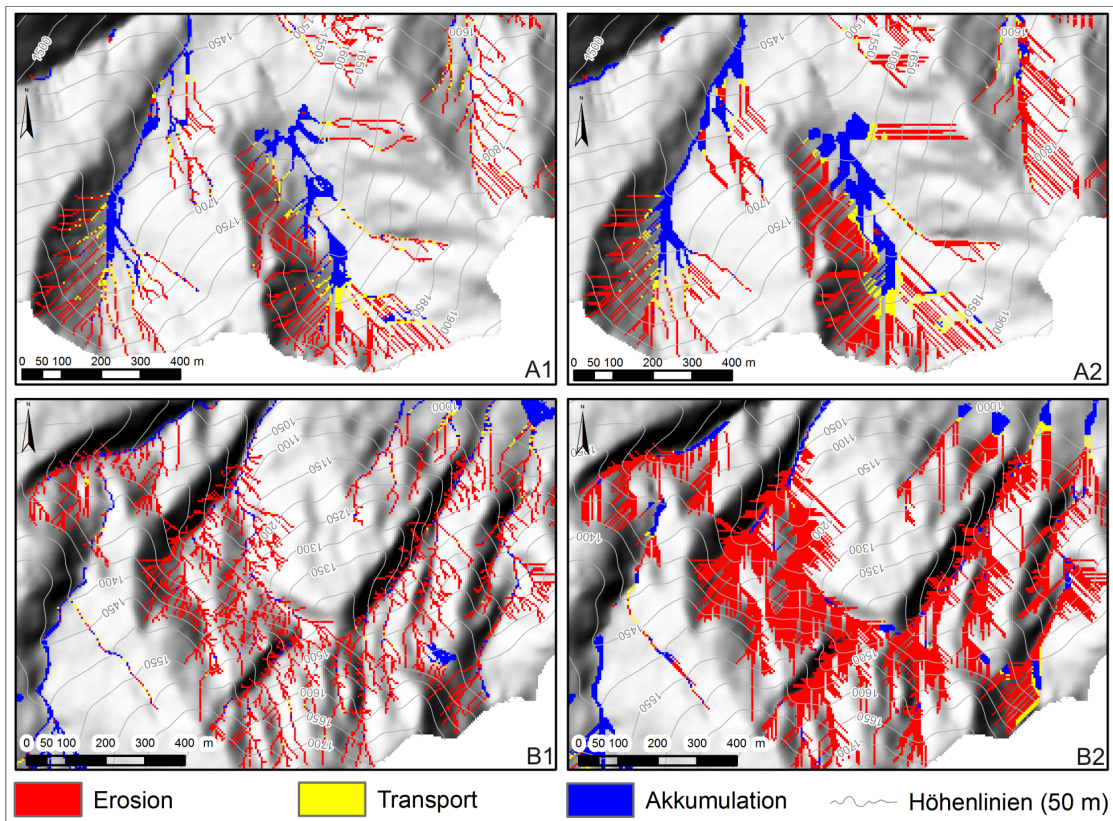


Abbildung 7.12.: Murmodellierung mit DGM SEDAG und DGM SediCouple
 A = Bereich Kuhkar/Rosskar, B = Bereich Königsstand, jeweils auf SediCouple-DGM (1) und SEDAG-DGM (2).

Tabelle 7.4.: Parameter zur Modellierung von Hangmuren im Lahnenwiesgraben

Grenzgefälle	Random Walk			Reibungsmodell	
	Ausbreitungsexp.	Persistenzfakt.	Iterationen	M/D	μ
33°	2	1,5	2000	75	0,325

7.1.5.3.3. Validierung Für die Validierung des vor allem am Kuhkar kalibrierten Modells wurde das Roßkar herangezogen (V1 in Abb. 7.13). Es zeigt eine insgesamt gute Übereinstimmung hinsichtlich der Reichweiten bei leichter Überschätzung der seitlichen Ausdehnung v.a. der Ablagerungsbereiche. Dies ist jedoch aufgrund des Potentialcharakters des Modells akzeptabel.

Das Detail V2 ist ein Ausschnitt aus dem Gebiet Königsstand (vgl. Abb. 5.4). Dieser Bereich ist in der Anrisszone ausgesprochen steil und im Akkumulationsbereich mit Wald bestanden, daher ist dort die Kartierung ebenfalls erschwert. Aufgrund der im DGM erkennbaren Halden am Wandfuß sind die Murablagerungsbereiche im Modell jedoch plausibel.

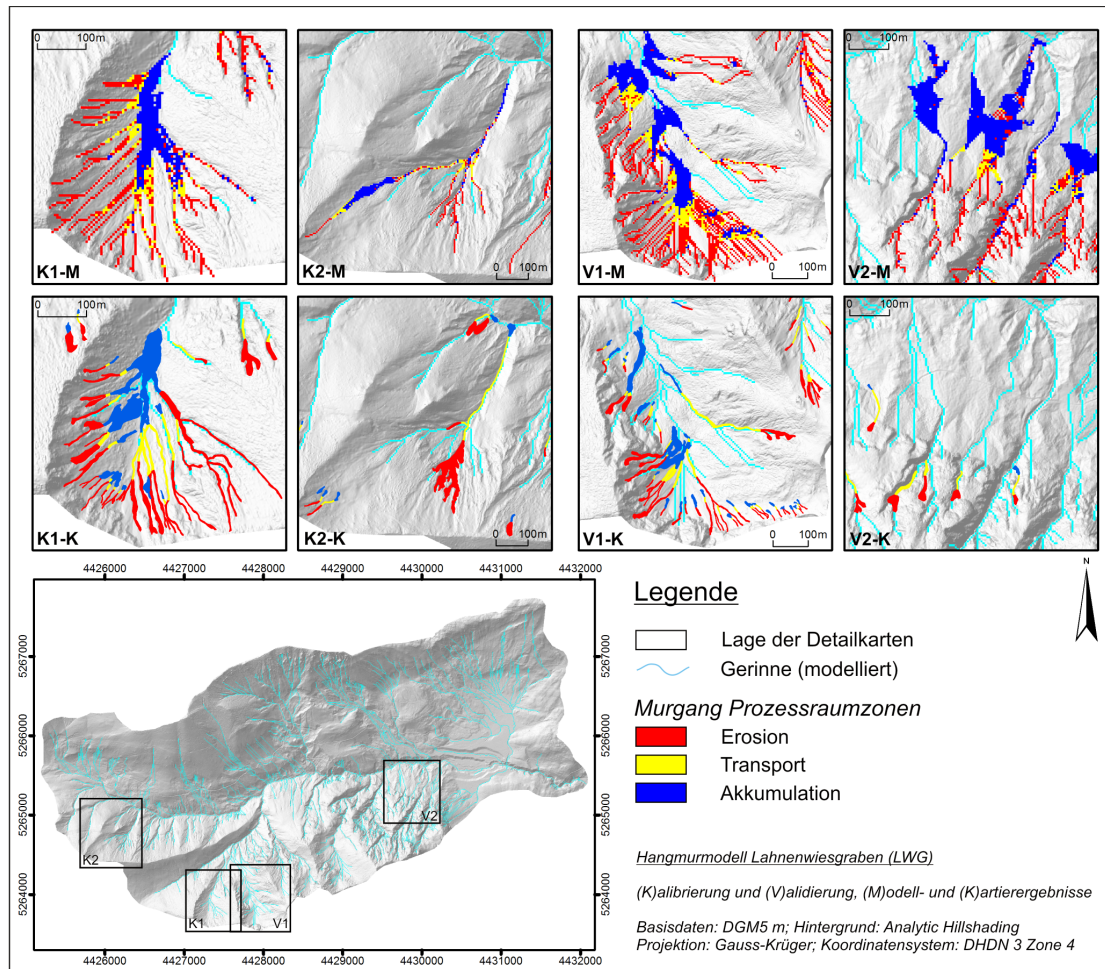


Abbildung 7.13.: Hangmurmodell im Lahnenwiesgraben - Kalibrierung und Validierung
Darstellung der zwei Kalibrierungsgebiete (Z1, Z2) und der zwei Validierungsgebiete (L1, L2) mit modellierten (M) und kartierten (K) Prozessraumzonen.

7.1.5.4. Reintal

7.1.5.4.1. Disposition Auch im Reintal zeigt sich, dass ein Dispositionsgrenzwert von 0,5 gut brauchbare Ergebnisse liefert. Entlang des Talverlaufes entsprechen Anzahl und räumliche Verteilung der Muren weitgehend der Kartierung (vgl. Abb. 7.14). Lediglich im Gemskar und Kirchkar kommt es zu deutlichen Abweichungen. Im Gemskar werden vom Dispositionsmodell kaum Muranrisse ausgewiesen, obwohl im Luftbild zahlreiche kleine Muren erkennbar sind (Abb. 7.14, Detail 2). Im Kirchkar zeigt das Modell gar keine Muren. Dafür werden in den orographisch rechts gelegenen Karen „In der Jungfer“ und „Kleiner Hundstall“ deutlich mehr Anrisse modelliert als kartiert. Die Anrisspunkte des Dispositionsmodells liegen fast durchweg im Fels, während die Kartierung die Muren meist erst im Übergangsbereich Fels-Schutthalde erfasst.

7.1.5.4.2. Kalibrierung Die Kalibrierung und Validierung des Murmodells im Reintal orientiert sich ebenfalls grundsätzlich an vorhandenen Arbeiten von BECHT ET AL. (2005) und WICHMANN (2006), da diese, neben der auch im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführten Luftbildkartierung, auch über viele Felddaten verfügen. Dennoch müssen, wie im LWG (vgl. Kap. 7.1.5.3), die Parameter angepasst werden, v.a. aufgrund des neueren DGM. Hinzu kommt, dass die bei BECHT ET AL. (2005) angegebenen Parameter nur für einen Ausschnitt des Reintales eingestellt wurden, während hier das gesamte Gebiet abgebildet werden soll.

Die Prozessraummodellierung im Reintal baut damit grundsätzlich auf den Parametern auf, die von BECHT ET AL. (2005) verwendet wurden. Diese sind in Tabelle 7.5 aufgeführt. Einziger Unterschied ist, dass die Funktion zur Ableitung des Reibungsbeiwertes μ aus der FLOWACCUMULATION so verändert wurde, dass μ geringfügig geringer ist, wodurch die Prozessreichweite leicht erhöht wird.

Tabelle 7.5.: Parameter zur Modellierung von Hangmuren im Reintal

Random Walk				Reibungsmodell	
Grenzgef.	Ausbreit.exp.	Persist.fakt.	Iterat.	M/D	μ
35°	2	1,5	2000	75	$\mu = 0,12 \cdot a[\text{km}^2]^{-0,25}$

Bei der Kalibrierung im Reintal liegt das Augenmerk vor allem auf der korrekten Abbildung von bekannten Kopplungszuständen. Abbildung 7.14, Detail K1 zeigt oben mittig die recht große Mure, welche seit dem Hochwasser im August 2005 starke fluviale Unterschneidung des Akkumulationsbereiches und deutliche Sediment-Kopplung an die Partnach aufweist (vgl. SCHROTT ET AL. 2006, MORCHE ET AL. 2007, HECKMANN ET AL. 2008). Diese Mure war des weiteren das Untersuchungsobjekt bei BECHT ET AL. (2005) und HECKMANN ET AL. (2008).

Aus K1 (Abb. 7.14) wird also deutlich, dass im Modell die Kopplung an das Gerinne erreicht wird. Dabei zeigen auch die östlich liegenden Muren, welche in den Griesbereich der ehemaligen Blauen Gumpe auslaufen, dass die Reichweiten keineswegs überschätzt, sondern i.d.R. korrekt abgebildet werden. Die seitliche Ausdehnung des Prozessraumes ist im Modell geringer als in der Karte, da auch im DGM mit 5m Auflösung die von den Muren geschaffenen Tiefenrinnen eine weitere Ausbreitung behindern.

Detail K2 zeigt das Gemskar. Auch wenn sich aufgrund der geringen Anzahl der durch das Dispositionsmodell ausgewiesenen Muranrisszellen Modell und Karte deutlich voneinander unterscheiden, gibt das Modell dennoch den korrekten (Ent-)Kopplungszustand dieses Teilgebietes wieder. Der Auslauf der modellierten Mure endet im Bereich einer Verflachung, welche diesen Bereich mit größter Wahrscheinlichkeit sedimentologisch vom darunter liegenden Abschnitt entkoppelt.

7.1.5.4.3. Validierung Die zur Validierung des Hangmurmodells herangezogenen Detailbereiche sind in Abb.7.14 (V1 und V2) dargestellt. Die Prozessreichweiten werden auch hier weitgehend gut abgebildet (v.a. V1), obwohl es bisweilen zu sowohl Unter- als auch Überschätzungen kommen kann (V2). Das gleiche gilt für die seitliche Ausdehnung des Prozessraumes

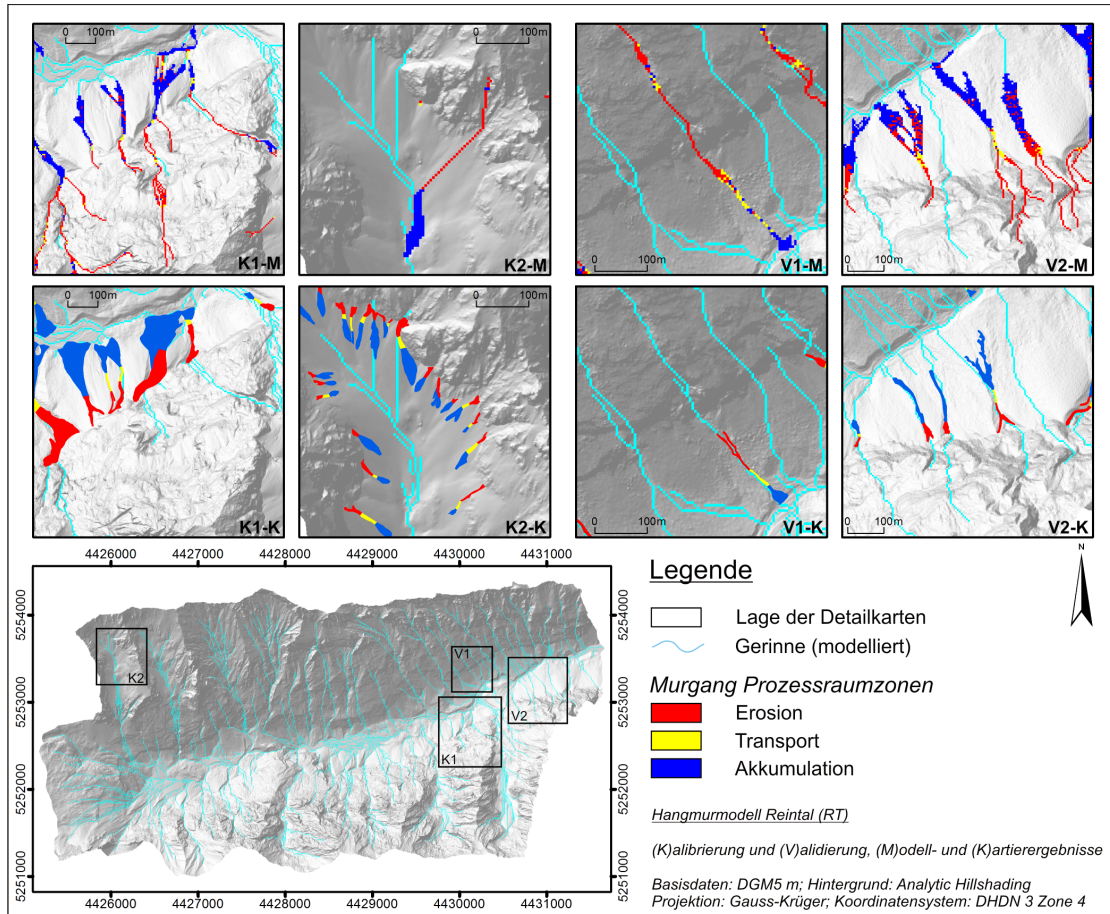


Abbildung 7.14.: Hangmurmodell im Reintal - Kalibrierung und Validierung
Darstellung der zwei Kalibrierungsgebiete (K1, K2) und der zwei Validierungsgebiete (V1, V2) mit modellierten (-M) und kartierten (-K) Prozessraumzonen.

(V2). Die Prozessraumzonierung wird grundsätzlich ebenfalls gut abgebildet, obwohl durch die hoch im Felsbereich liegenden Muranrisse im Modell zum Teil sehr hohe Murgeschwindigkeiten erreicht werden können, was sich auch in der bisweilen recht uneindeutigen Zonierung niederschlägt.

7.1.6. Steinschlag

7.1.6.1. Methodik

7.1.6.1.1. Modellierung der Disposition Aufgrund des wesentlichen Einflusses der Hangneigung auf die Steinschlagdisposition und hinsichtlich der Zielsetzung, auf der regionalen Skala ein Verfahren anzuwenden, das mit möglichst wenig Kartierungsaufwand realisierbar ist, wurde zur Ausweisung der potentiellen Steinschlaganrissbereiche aus dem DHM ein einfacher Hangneigungsgrenzwert bestimmt (vgl. DORREN & SEIJMONSBERGEN 2003, WICHMANN 2006).

Jede Rasterzelle, deren Gefälle zur steilsten Nachbarzelle diesen Hangneigungsgrenzwert überschreitet, wird dabei als potentielle Quellzelle für Steinschlag ausgewiesen. In der Theorie entspricht dieser Grenzwert dem natürlichen Reibungswinkel des Lockermaterials - auf steileren Flächen kann sich kein Lockermaterial ablagern sondern wird oder bleibt mobil. Da Sturzhalden und andere Akkumulationsformen geringer geneigt sind, werden überwiegend steile Felsbereiche erfasst.

In der Literatur variiert dieser Hangneigungsgrenzwert von 30° (GRUNDER 1984, TOPPE 1987) über 40° (DORREN & SEIJMONSBERGEN 2003) bis 60° (VAN DIJKE & VAN WESTEN 1990 *fide* WICHMANN 2006).

Kalibrierung der Disposition

Um den optimalen Hangneigungsgrenzwert zu bestimmen, wird für eine erste Orientierung analog zur Gerinnemodellierung (Kap. 7.1.4.1.1) verfahren. Es werden folglich mehrere Modelle mit unterschiedlichen Grenzwerten erstellt und anschließend mit kartierten Felsbereichen verglichen. Für jeden Grenzwert werden die Auslassungsfehler (Error of Omission) und Fehlklassifikationen (Error of Commission) ermittelt. Als Auslassungsfehler gilt hierbei der vom Modell fälschlicherweise nicht ausgewiesene Flächenanteil (bezogen auf die kartierte Abbruchfläche). Eine Fehlklassifikation liegt vor, wenn das Modell Flächen als Steinschlagquellgebiet ausweist, diese jedoch nicht als Felsflächen kartiert wurden (bezogen auf die insgesamt von Modell ausgewiesene Abbruchfläche). Für beide Fehlerklassen wird die Funktion zwischen Fehlerquote und Hangneigungsgrenzwert bestimmt. Als optimaler Grenzwert gilt der Kompromisswert zwischen Auslassung und Fehlklassifikation, welcher sich am Schnittpunkt beider Funktionen befindet.

Ausgehend von diesem Optimalwert müssen ggf. Anpassungen des Grenzwertes vorgenommen werden, um lokale Gegebenheiten abbilden zu können.

Validierung der Disposition

Auch hier gilt, dass durch die Kalibrierungsmethode die Übereinstimmung zwischen Modell und Kartierung bereits grob quantifiziert wird (vgl. Kap. 7.1.4.1.1). Zur genaueren Darstellung der Modellgüte wird zu dem jeweils verwendeten Hangneigungsgrenzwert eine Kontingenztabelle zur Übereinstimmung von Modell und Karte erstellt. Mittels einer Kontingenztabelle kann man aus zwei dichotomen Merkmalen (z.B. ja/nein) den Phi-Koeffizienten ϕ bestimmen, mit welchem die Stärke des Zusammenhangs dieser Merkmale ausgedrückt wird. Er kann Werte zwischen [-1,+1] annehmen WICHMANN (vgl. 2006). In der Anwendung auf die vorliegende Problematik zeigt somit der ϕ -Koeffizient den Zusammenhang zwischen Hangneigung (Modellierung) und Steinschlagdisposition (kartierte Abbruchflächen).

7.1.6.1.2. Modellierung des Prozessraumes Für die Modellierung des Prozessraums wurde das SAGA-Modul SediCon_RF verwendet, welches bis auf zusätzliche Funktionen zur Ermittlung des Kopplungsgrades mit anderen Prozessräumen vollständig die Modellfunktionalität des von WICHMANN (2006) entwickelten Moduls RockHazardZonation integriert. Weiterführende Angaben zur Funktionsweise dieses Moduls finden sich auch dort.

Ausgehend von den Anrisszellen wird durch die Höhendaten des DGM über den *mfd*-Ansatz nach GAMMA (2000) der Prozessweg berechnet. Dabei wird die seitliche Ausbreitung, wie bei der Prozessraummodellierung der Hangmuren (Kap. 7.1.5.1.2), mittels wiederholter Durchführung von *random walks* (*Monte-Carlo-Simulation*) bestimmt, während die Prozessreichweite

bzw. Prozessraumzonierung über ein physikalisches Reibungsmodell ermittelt wird. Die Notwendigkeit zur wiederholten Simulation der seitlichen Ausbreitung ist dadurch gegeben, dass die genaue Sturzbahn eines Steinschlages nicht präzise vorhergesagt werden kann (PFEIFFER & BOWEN 1989 *fide* WICHMANN & BECHT 2006). Somit können nur stochastische Aussagen über den möglichen Ablagerungsraum eines Einzelereignisses getroffen werden, was eine ausreichend hohen Anzahl von Iterationen erfordert (WICHMANN 2006).

Das Reibungsmodell beginnt einen Simulationslauf mit freiem Fall, bis die Hangneigung in Fallrichtung einen bestimmten Grenzwert unterschreitet und es zum Aufprall kommt. Die Energie der Bewegung wird dadurch um 75% reduziert, und der weitere Prozessablauf wird als Gleitbewegung simuliert, bis die Bewegungsgeschwindigkeit auf null absinkt (vgl. SCHEIDEGGER 1975, WICHMANN 2006). Für die Gleitbewegung wird ein fester Gleitreibungsbeiwert verwendet. Optional kann auch ein zusätzliches Datenlayer mit der räumlichen Verteilung des Gleitreibungsbeiwertes μ , welches über die neu erstellte Oberflächenbedeckungskartierung (durch Luftbildauswertung und Feldkartierung) abgeleitet wird, eingesetzt werden.

Um möglichst den gesamten Prozessraum einer Anrisszelle abbilden zu können, muss diese Simulation für jede Quellzelle mehrfach wiederholt werden (*Monte-Carlo-Simulation*). Zur Ermittlung der erforderlichen Anzahl von Iteration wurde in einem Testgebiet (ZBT, Exit01; vgl. Kap. 7.3.2) die Steinschlagmodellierung bei ansonsten gleich bleibenden Parametern mit Iterationen zwischen 10 und 20.000 gerechnet. Für jeden Modelldurchlauf wurden die Fläche der resultierenden Steinschlagablagerung ermittelt. Pro Iterationsklasse wurden zehn Modellierungen durchgeführt und anschließend der Mittelwert der resultierenden Fläche gebildet. Bei der Klasse „20.000 Iterationen“ wurden nur zwei Modellierungen durchgeführt, da ein derartiger Modelldurchlauf bereits 12 Stunden in Anspruch nahm (Dual-Core CPU mit 2,5 GHz). Die Ergebnisse sind in Abb. 7.15 dargestellt.

Die grafische Darstellung der Modellierungsergebnisse zeigt, dass mit zunehmender Iterationszahl die Prozessraumabdeckung zuerst rasch und dann immer langsamer zunimmt. Ab ca. 2.000 Iterationen ist die mit einer Iterationssteigerung gewonnene Abdeckung nur sehr gering. Um ein ausgewogenes Verhältnis zwischen Zeitaufwand und Prozessraumabdeckung zu erhalten, wurden die Steinschlagmodellierungen daher mit 2.000 Iterationen pro Abbruchzelle durchgeführt.

Für die **Kalibrierung** ermöglicht das SAGA-Modul *RockHazardZonation* die Variierung von Prozessweg und -reichweite bzw. -ausbreitung durch die Berücksichtigung diverser Parameter. Durch den Sturzgrenzwert wird bestimmt, ab welchem Gefälle der freie Fall in eine Gleitbewegung übergeht. Der Persistenzfaktor beeinflusst hierbei die Möglichkeit des Modells, ein seitliches Verspringen nach dem Aufprall zu simulieren. Werte >1 reduzieren die Bereitschaft des Modells zur seitlichen Ausdehnung. Da diese jedoch gewollt ist und bereits über den Ausbreitungskoeffizienten reguliert wird, bleibt für die folgende Modellierung der Persistenzfaktor auf 1. Wie beim Murmodell, welches ebenfalls einen *Random Walk*-Ansatz implementiert hat (Kap. 7.1.5.1.2), wird über einen Hangneigungsgrenzwert bestimmt, ab welcher Hangneigung es zur seitlichen Ausbreitung des Gleitvorgangs kommen kann, während der Ausbreitungskoeffizient das mögliche Maß dieser Ausbreitung festlegt. Da Steinschlag i.d.R. schon beim ersten Aufprall, nach der Phase des freien Falls, seitlich verspringen kann, wird beim Hangneigungsgrenzwert der gleiche Betrag verwendet, der auch als Mindesthangneigungsgrenzwert für Freien

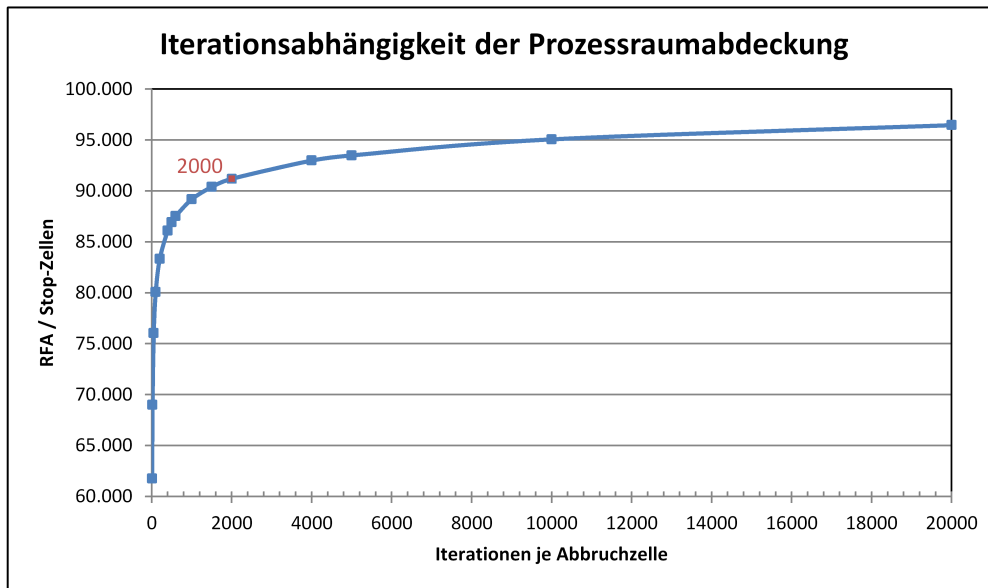


Abbildung 7.15.: Prozessraumabdeckung (RFA) je nach Anzahl Iterationen pro Anrisszelle. Modellierung erfolgte im ZBT mit dem EZG von Exit01 (vgl. Kap. 7.3.2). Farbliche Hervorhebung des in dieser Arbeit verwendeten Iterationswertes.

Fall angenommen wird, nämlich 65° .

Der Ausbreitungskoeffizient hat eine zusätzliche Wirkung auf die Reichweite des Prozesses, da das Modell bei einem hohen Ausbreitungskoeffizienten Trajektorien auswählen kann, die ein deutlich geringeres Profilgefälle aufweisen als der Weg des steilsten Gefälles („*steepest descent*“). Dadurch werden mit steigendem Koeffizienten die Reichweiten reduziert. GAMMA (2000) empfiehlt für derartige Prozessmodelle einen Wert zwischen 1,5 und 2,0. Bei geringeren Werten (ab 1.1) wird der Prozessraum quasi gestreckt, wodurch selbst bei hohen Reibungsbeiwerten meist zu große Reichweiten erzielt werden. WICHMANN (2006) verwendet einen Wert von 2.

Qualitative Vergleiche mit kartierten Hängen ergaben, dass folgende Werte im Allgemeinen eine ausreichende Abbildung des Prozessraumes ergeben:

- Hangneigungsgrenzwert: 65°
- Ausbreitungskoeffizient: 2
- Persistenzfaktor: 1
- Sturzgrenzwert (Freier Fall - Gleiten): 65°
- Energiereduktion bei Aufprall: 75%

Alle weiteren für das Modell benötigten Parameter müssen je nach Untersuchungsgebiet kalibriert und validiert werden. Im Folgenden wird neben der Dispositionsmodellierung nur auf

den Akkumulationsbereich des Steinschlages eingegangen, nicht aber auf den Transportweg, da dieser hinsichtlich des Sedimentkaskadenmodells nicht relevant ist.

7.1.6.2. Zwieselbachtal

7.1.6.2.1. Disposition Die orientierende Kalibrierung des Hangneigungsgrenzwertes ergibt im ZBT ein Optimum bei 38° (Abb. 7.16). Die Fehlerquote von *Error of Omission* und *Error of Commission* ist mit 17% bzw. 19% sehr gering. Im Zwieselbachtal kommen jedoch Moränenwälle vor, die aufgrund der Substratbeschaffenheit (weitgestufte Kornverteilung, hohe Verdichtung) ausgesprochen steile Hangneigungen aufweisen, und zwar bis zu 47°. Diese Moränen generieren bei Anwendung des 38°-Abbruchgebietes erhebliche Steinschlagprozessflächen. Daher wurde für die Ausweisung der Steinschlagquellgebiete die Mindesthangneigung auf 47° festgelegt, damit diese Moränenhänge nicht als Steinschlagquellgebiete klassifiziert werden. Dadurch verschlechtert sich der *Error of Omission* auf ca. 54% bei gleichzeitiger Verbesserung des *Error of Commission* auf ca. 4°.

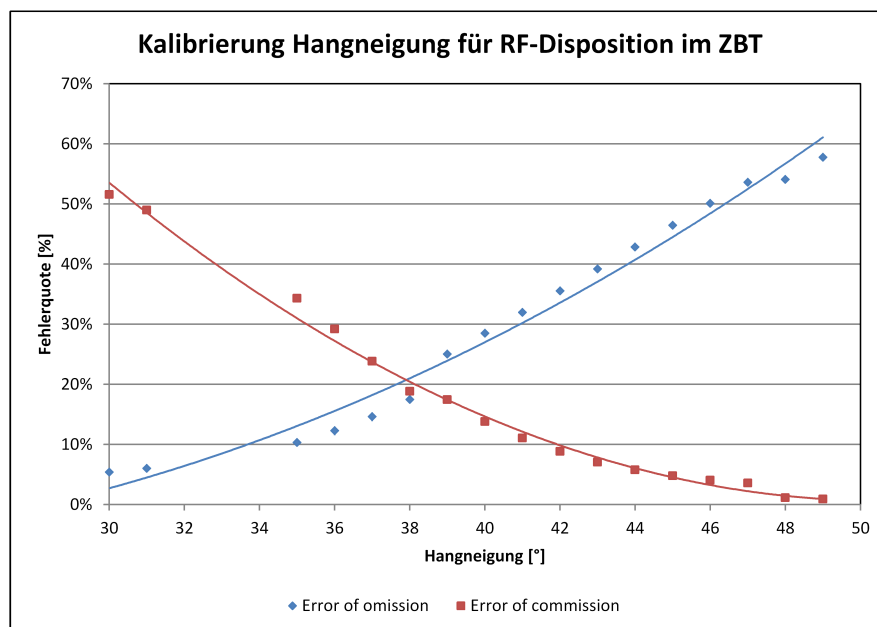


Abbildung 7.16.: Kalibrierung der Hangneigung für die Ausweisung der Steinschlag-Disposition im Zwieselbachtal.

Je ein Punktepaar repräsentiert eine Dispositionsgebietsausweisung mit entsprechendem Hangneigungsgrenzwert als Minimalwert.

Bei dem Grenzwert von 38° werden 83% der kartierten Abbruchgebiete und 92% der kartierten Nicht-Abbruchgebiete vom Modell korrekt ausgewiesen. Der ϕ -Koeffizient der Kontingenztafel beträgt 0,743 (Tab.7.6). Durch das 47°-Modell (Tab.7.7) werden nur noch 46% der kartierten Abbruchgebiete und 99% der kartierten Nicht-Abbruchgebiete korrekt erfasst. Der ϕ -Koeffizient beträgt 0,602. Damit liegt er über dem Wert bei WICHMANN (2006), der allerdings den LWG untersucht hat.

Tabelle 7.6.: Kontingenztabelle für Dispositionsmodellierung von Steinschlagerosionsgebieten im ZBT bei 38° Hangneigungsgrenzwert mit Angabe der Rasterzellen und bezüglich der Kartierung normalisiert.

Modell	Karte		SUMME
	Abbruchgebiet	Nicht-Abbruchgebiet	
Abbruchgebiet	148281	34374	182655
Nicht-Abbruchgebiet	31440	403043	434483
SUMME	179721	437417	617138
Abbruchgebiet	0,83	0,08	0,90
Nicht-Abbruchgebiet	0,17	0,92	1,10
SUMME	1	1	2

Die Anhebung des Hangneigungsgrenzwertes führt zwar statistisch gesehen zu einer Verschlechterung des Modellergebnisses, jedoch muss dies hier in Kauf genommen werden, um grundlegende Fehlklassifikationen, d.h. Ausweisung von Moränenwällen als Steinschlagerosionsgebiet, auszuschließen. Grundsätzlich ist es zwar möglich, dass sich auch dort Steinschläge lösen können, allerdings erscheint dies im ZBT aufgrund des sehr kompakten und weitgestuften Materials unwahrscheinlich.

Tabelle 7.7.: Kontingenztabelle für Dispositionsmodellierung von Steinschlagerosionsgebieten im ZBT bei 47° Hangneigungsgrenzwert mit Angabe der Rasterzellen und bezüglich der Kartierung normalisiert.

Modell	Karte		SUMME
	Abbruchgebiet	Nicht-Abbruchgebiet	
Abbruchgebiet	96380	3574	99954
Nicht-Abbruchgebiet	111387	535369	646756
SUMME	207767	538943	746710
Abbruchgebiet	0,46	0,01	0,47
Nicht-Abbruchgebiet	0,54	0,99	1,53
SUMME	1	1	2

7.1.6.2.2. Kalibrierung Zur Kalibrierung des Steinschlagmodells wurden im Zwieselbachtal zwei Bereiche (K1 und K2) ausgewählt, deren Lage aus Abb. 7.17 ersichtlich ist. Zur Auswahl kamen Bereiche, in denen die Sturzhalden im Luftbild gut erkennbar sind (hoch gelegen und relativ jung) und die auch aktive Halden aufweisen (weiße Halden). Des Weiteren sollten orographisch linke und rechte Halden erfasst werden.

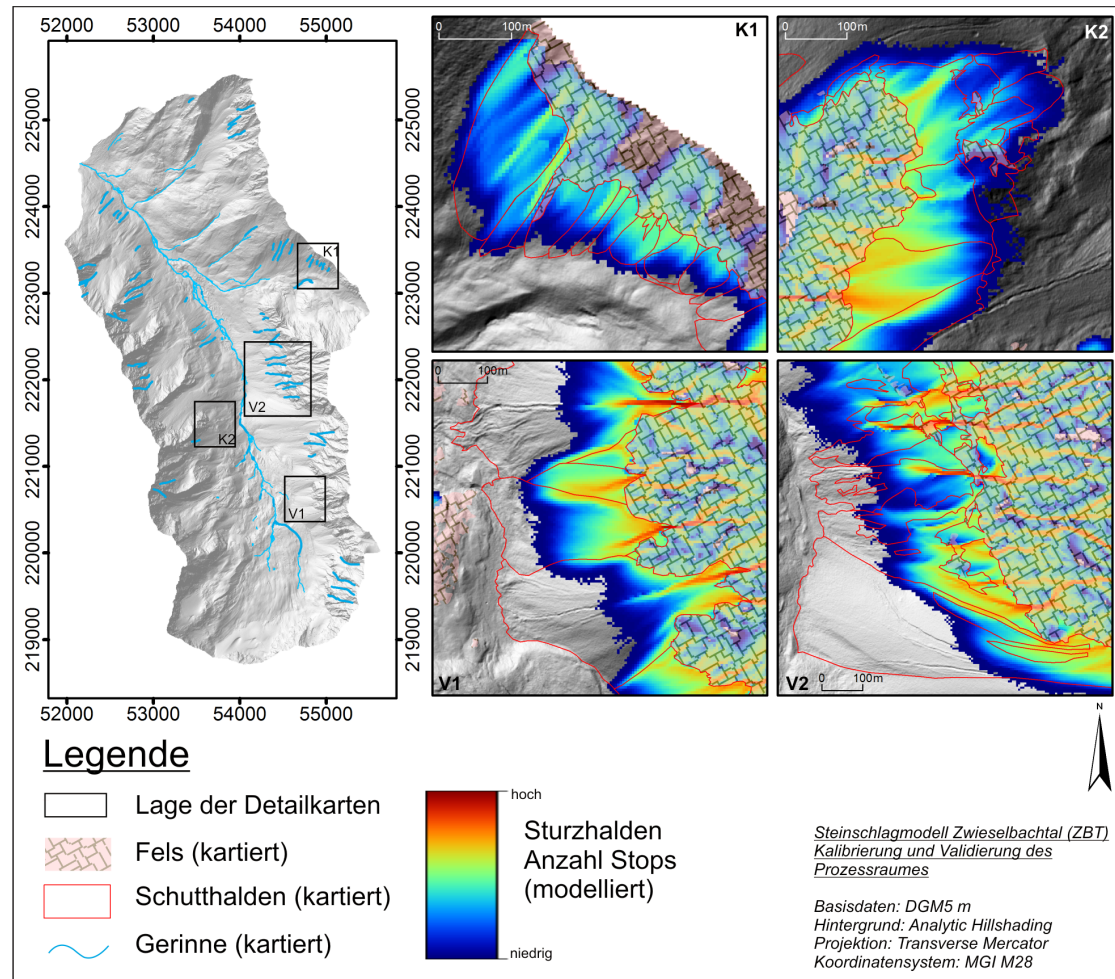


Abbildung 7.17.: Steinschlagmodell im Zwieselbachtal - Kalibrierung und Validierung
Darstellung der zwei Kalibrierungsgebiete (K1, K2) und der zwei Validierungsgebiete (V1, V2) mit modellierten und kartierten Steinschlagablagerungszonen.

In den Bereichen wurden Schutthalden kartiert, um Maximalreichweiten und -ausdehnungen zu ermitteln. Dabei kann im Luftbild nicht immer zwischen Murkegeln und Sturzhalden unterschieden werden, v.a. da sich beide Prozesse häufig überlappen. Allerdings ist es bei einzelnen Bereichen möglich, die Hangneigung und longitudinale Wölbung als Unterscheidungsmerkmal heranzuziehen. So sind Murkegel häufig konvex, während Sturzkegel eher zu gestrecktem bis leicht konkavem Längsprofil neigen (FISCHER 1965). Die Hangneigung von Sturzkegeln ist v.a.

durch den materialbedingten natürlichen Böschungswinkel bestimmt. FISCHER (1965) nennt für Sturzkegel bzw. -halden Neigungswerte von mindestens 25°, HARTGE & HORN (1991) führen Böschungswinkel für kohäsionsloses Material von 25° bis 36° bzw. 45° bei kantigen Körnungen an.

Murkegel hingegen sind aufgrund der Beteiligung von Wasser am Prozess- bzw. Ablagerungsablauf, welches die innere Reibung und damit den natürlichen Böschungswinkel herabsetzt, deutlich geringer geneigt. FISCHER (1965) nennt Neigungswinkel von durchschnittlich 7,5°, wobei allerdings nicht klar zwischen Tal- und Hangmuren unterschieden wird. Die Hangneigung von durch Murgänge und Lawinen überprägten Sturzkegeln, wie sie im ZBT häufig anzutreffen sind, gibt er mit 20-28° an.

Tabelle 7.8.: Gleitreibungskoeffizient μ für unterschiedliche Vegetationsarten im ZBT

Vegetationsart	μ
Gletscher	0,1
Fels	0,81
Lockermaterial	0,81
Pioniervegetation	0,7
Gras (Decke)	0,6
Zwergstrauch	0,65
Krummholz	0,9
Wald (licht)	0,65
Wald (geschlossen)	1,4

Das Steinschlagmodell wurde mit den eingangs erwähnten Parameterwerten gerechnet (Kap. 7.1.6.1.2). Für den Gleitreibungskoeffizienten μ wurde aus der Vegetationskartierung nach den in Tab. 7.8 angegebenen kalibrierten Werten ein Gleitreibungsraster erstellt.

Das erste Kalibrierungsgebiet K1 (Abb. 7.17) befindet sich im orographisch rechts gelegenen Seitental bei der „Breiten Scharte“ (vgl. Abb. 5.3). Der modellierte Steinschlagablagerungsraum (Sturzhalden) entspricht sehr gut dem Verlauf der kartierten Schutthalden, welche aufgrund der Hangneigungen von > 25° klar dem gravitativen Prozessregime zuzuordnen sind. Nur wenige Bereiche weisen abweichende Reichweiten auf. Das im Haupttal gelegene Kalibrierungsgebiet K2 (Abb. 7.17) zeigt ähnlich gute Übereinstimmung zwischen Modell und Kartierung. Aufgrund der hohen Reliefenergie des Felswandbereichs werden in manchen Abschnitten größere Reichweiten erreicht, so im vergleichsweise flachen nordöstlichen Auslauf der Sturzhalden, wo sich ein relativ flacher Seitenmoränenbereich des ehemaligen Zwieselbachgletschers befindet.

7.1.6.2.3. Validierung Die Validierungsgebiete V1 und V2 (Abb. 7.17) liegen beide am orographisch rechts gelegenen Hang des ZBT. Dieser ist geprägt von Schutthängen, welche stark durch Murgänge überformt wurden. Laut Kartierung reichen die Schutthalden meist bis zur Tiefenlinie des jeweiligen Talabschnittes, welche von den modellierten Sturzhalden i.d.R. nicht erreicht wird. Bei V1 wird deutlich, dass die Schuttkegel im Norden und im Süden des Kartenausschnitts jeweils von Murgängen beeinflusst sind. Beide Halden werden auch erwartungsgemäß

nach unten hin flacher, was die relativ kurze Reichweite zum Teil erklärt. Hinzu kommt, dass in beiden Fällen der Übergangsbereich zwischen Halde und Fels relativ hoch liegt, wodurch große Fallhöhen mit resultierenden schnellen Prozessgeschwindigkeiten kaum auftreten. Der Ausschnitt V2 zeigt im Süden einen großen Sturz- bzw. Murkegel. Auch dort springt die Grenze Schutthalde-Felsbereich deutlich zurück, worauf auch hier die geringen Reichweiten zurückzuführen sind, da das Modell sich natürlich auf das rezente Relief stützen muss. Im Norden des Details kommt es zu scheinbaren Überreichweiten der Modellierung, allerdings sind dort keine Schutthalden vorhanden, die kartiert werden können, sondern lediglich vereinzelt vegetationsfreie Bereiche. Aufgrund der im Gelände beobachteten Morphologie des Hanges sind die modellierten Reichweiten jedoch durchaus plausibel.

Die Modellierung der Sturzhalden läßt aufgrund der Darstellung der unterschiedlichen Häufigkeit der Stops Rückschlüsse auf Prozessintensitäten zu. Auf allen vier Detailkarten der Abb. 7.17 kann man erkennen, dass der Steinschlagprozess bestimmte Bahnen auf der Halde präferiert. Meistens handelt es sich dabei um Murrinnen, welche auch bei einer DGM-Rasterauflösung von 5x5m abgebildet werden.

Insgesamt werden im ZBT die Prozessräume Erosion und Akkumulation vom Modell gut erfasst.

7.1.6.3. Lahnenwiesgraben

7.1.6.3.1. Disposition Grundsätzlich wird auch hier versucht, die Einstellungen und Parameter aus HAAS (2008) und WICHMANN (2006) zu übernehmen. Allerdings steht in der vorliegenden Arbeit ein qualitativ hochwertigeres DGM zur Verfügung (vgl. Kap. 6.1, s. Abb. 7.30), wodurch Anpassungen notwendig werden.

Für die Modellierung der Steinschlagdisposition verwendet WICHMANN (2006) einen Hangneigungsgrenzwert von 40° zur Abgrenzung von Fels und somit Steinschlagerosionsgebieten. Der Vergleich zwischen Modell (mit aktuellem DGM) und Kartierung (auf Basis neuerer Luftbilder von 2009) bei unterschiedlichen Grenzwerten erbrachte in der Fehlerermittlung mittels *Error of Omission* und *Error of Commission* einen statistischen Optimalwert von 52°.

Die Validierung durch Kontingenztabellen und Ableitung der ϕ -Werte (vgl. Tab. 7.9 und 7.10) ergab jedoch im Vergleich zu 52° mit $\phi = 0,469$ für 50° einen geringfügig besseren Werte von $\phi = 0,473$. Dieser Wert ist deutlich niedriger als im ZBT (vgl. Kap. 7.1.6.2.1), liegt aber noch im Bereich des bei WICHMANN (2006) akzeptierten Wert von 0,49. Daher wird die Steinschlagdisposition mit einem Hangneigungsgrenzwert von 50° gerechnet (vgl. Tab. 7.10 und 7.10).

7.1.6.3.2. Kalibrierung Die Kalibrierung und Validierung der Reichweiten und Ausdehnung des Prozessraumes erfolgte im Wesentlichen mittels der von WICHMANN (2006) erstellten Kartierung der Steinschlagreichweiten und -ablagerungen, die nur in wenigen Bereichen mit Hilfe des aktuellen Luftbildes aktualisiert wurde. Für die Einstellung des Modells konnten grundsätzlich die Werte von WICHMANN (2006) (s. Kap. 7.1.6.1.2) übernommen werden, lediglich der Persistenzfaktor wurde geringfügig auf 1,5 erhöht, um die Prozessreichweiten etwas zu verlängern. Abbildung 7.19 zeigt Kartierung und Modellierungsergebnis.

Anhand der neueren Luftbilder (vgl. Kap. 6.2) wurde eine geringfügig aktualisierte Vegetationskarte erstellt. Für die Erstellung des Rasterdatensatzes mit dem Gleitreibungsbeiwert wurden

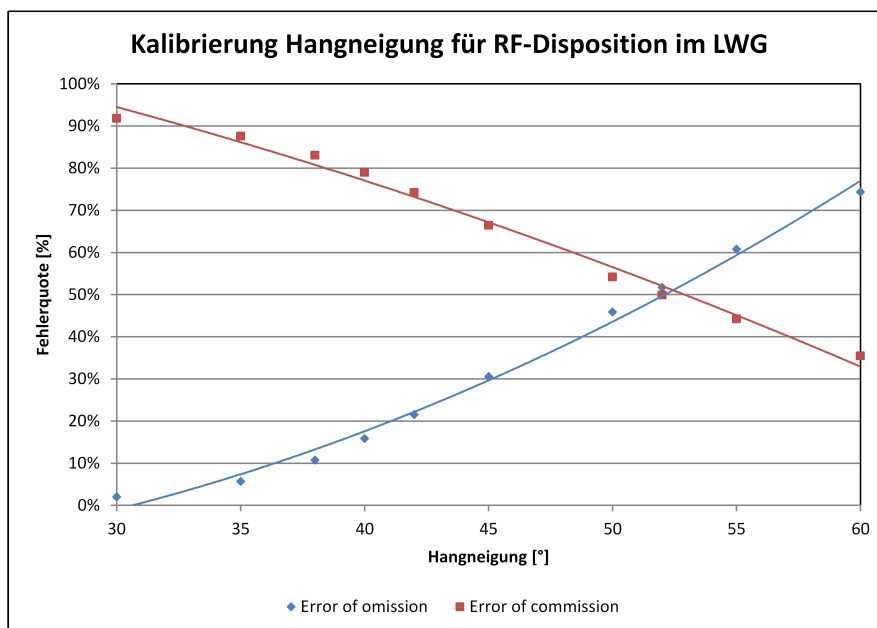


Abbildung 7.18.: Kalibrierung der Hangneigung für die Ausweisung der Steinschlag-Disposition im Lahnenwiesgraben.

Je ein Punktepaar repräsentiert eine Dispositionsgebietsausweisung mit entsprechendem Hangneigungsgrenzwert als Minimalwert.

Tabelle 7.9.: Kontingenztabelle für Dispositionsmodellierung von Steinschlagerosionsgebieten im LWG bei 52° Hangneigungsgrenzwert mit Angabe der Rasterzellen und bezüglich der Kartierung normalisiert.

Modell	Karte		SUMME
	Abbruchgebiet	Nicht-Abbruchgebiet	
Abbruchgebiet	14015	13940	27955
Nicht-Abbruchgebiet	15019	621065	636084
SUMME	29034	635005	664039
Abbruchgebiet	0,48	0,02	0,50
Nicht-Abbruchgebiet	0,52	0,98	1,50
SUMME	1	1	2

in Anlehnung an WICHMANN (2006) primär nach Vegetationsklasse unterschiedliche Gleitreibungsbeiwerte kalibriert. Für die Klassen Fels, Lockermaterial und Pioniervegetation wurde diese Klassifikation jedoch anhand der Lithologie modifiziert. Das resultierende Raster wurde mit den in Tab. 7.11 aufgeführten Werten erzeugt.

Da der Prozess Steinschlag im Lahnenwiesgraben nicht so flächendeckend wie in den anderen Untersuchungsgebieten auftritt, mussten für die Kalibrierung naheliegenderweise Bereiche

Tabelle 7.10.: Kontingenztabelle für Dispositionsmodellierung von Steinschlagerosionsgebieten im LWG bei 50° Hangneigungsgrenzwert mit Angabe der Rasterzellen und bezüglich der Kartierung normalisiert.

Modell	Karte		SUMME
	Abbruchgebiet	Nicht-Abbruchgebiet	
Abbruchgebiet	15720	18564	34284
Nicht-Abbruchgebiet	13314	616441	629755
SUMME	29034	635005	664039
Abbruchgebiet	0,54	0,03	0,57
Nicht-Abbruchgebiet	0,46	0,97	1,43
SUMME	1	1	2

Tabelle 7.11.: Gleitreibungskoeffizient μ für unterschiedliche Vegetationsklassen und Lithologien im LWG

Vegetationsklasse	μ	Lithologie
Fels	0,8	Mergel: 0,45
Lockermaterial	0,8	Fluvial/glazial: 0,45; Hangschutt: 0,7
Pioniervegetation	0,7	Fluvial/glazial: 0,45
Gras (Decke)	0,6	-
Zwergstrauch	0,65	-
Krummholz	0,9	-
Wald (licht)	0,65	-
Wald (geschlossen)	1,4	-

ausgewählt werden, die eine vergleichsweise intensive Steinschlagaktivität aufweisen. Hinzu kommt die starke Vegetationsbedeckung des LWG, die für weite Teile des Untersuchungsgebietes die Luftbildkartierung von Ablagerungsbereichen unmöglich macht. Somit fiel die Wahl auf das Roßkar und einen Hangbereich zwischen Roßkar und Königsstand (Detail K1 und K2 in Abb. 7.19).

Das Kalibrierungsgebiet K1 zeigt an der Karwand insgesamt eine gute Abbildung der kartierten Schutthalden. Es kommt nur zu geringfügigen Überreichweiten des Prozessmodells. Tendenziell schätzt das Modell die Reichweite sogar eher geringer ein als die Kartierung dokumentiert.

Detail K2 hingegen zeigt deutlichere Überschätzungen der Reichweite an. Die Vegetationskartierung weist in diesen Bereichen v.a. Krummholz und geschlossenen Wald, bisweilen auch Pioniervegetation und Grasbewuchs aus. WICHMANN (2006) kommt mit seiner Modellierung in diesem Bereich zu ähnlichen Reichweiten und hat bereits auf die Schwierigkeiten hingewiesen, dort verlässliche Steinschlagreichweiten zu kartieren. Hinzu kommt, dass die Bewuchsdichte der Vegetationsklassen räumlich variieren kann, die Ausweisung eines Reibungsbeiwertes somit nicht alle kleinräumigen Unterschiede erfassen kann. Insgesamt sind im Bereich K2 die

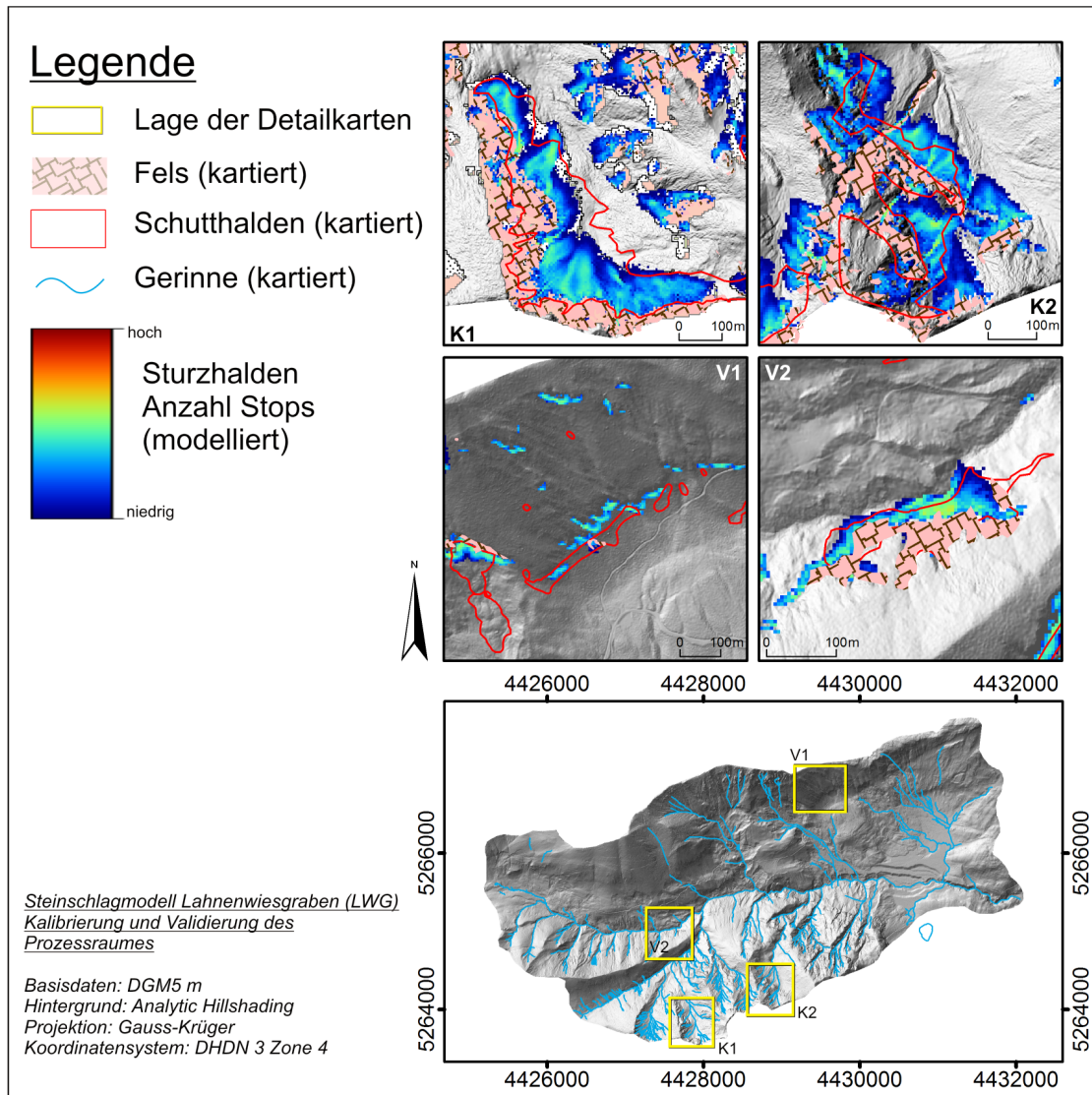


Abbildung 7.19.: Steinschlagmodell im Lahnenwiesgraben - Kalibrierung und Validierung
 Darstellung der zwei Kalibrierungsgebiete (K1, K2) und der zwei Validierungsgebiete (V1, V2) mit modellierten
 und kartierten Steinschlagablagerungszonen. Kartierte Schutthalden nach WICHMANN (2006).

Sturzeschwindigkeiten recht hoch, allerdings immer noch vergleichbar mit denen im Bereich K1. Ebenso sind die Hangneigungen unterhalb der Felsbereiche bei beiden Detailausschnitten ähnlich. Somit ist naheliegend, dass bei K2 die Abweichung der Modellergebnisse von der Kartierung am ehesten auf kleinräumig differenzierten und tendenziell dichteren Bewuchs zurückzuführen ist, welcher in der Vegetationskartierung nicht abgebildet werden kann und somit einen zu geringen Reibungsbeiwert im Modell zur Folge hat.

7.1.6.3.3. Validierung Das Validierungsgebiet V1 (Abb. 7.19) zeigt einen Talabschnitt mit ausgesprochen wenig Steinschlagerosionsflächen. Die kartierten maximalen Auslauflächen werden niemals überschritten, es kommt folglich zu keinen Überreichweiten. Bei V2 hingegen gibt es Bereiche, in denen diese Überreichweiten dennoch auftreten. Die Übertretungen der kartierten Maximalreichweiten sind jedoch nicht groß, da sie in der Tiefenlinie ohnehin enden.

Insgesamt präsentiert sich der LWG als ein Untersuchungsgebiet, in dem die exakte Modellierung der Steinschlagprozesse nicht leicht fällt. Dies ist v.a. auf die ausgeprägte Vegetationsbedeckung zurück zu führen, was sowohl die Kartierung als auch die Kalibrierung des Gleitreibungsbeiwertes erschwert. Hinzu kommen Unterschiede hinsichtlich der Petrographie, die sich in der Realität auf Steinschlagintensitäten und -reichweiten auswirken. So verwittert der Hauptdolomit, in dem die meisten Steinschlaganrissgebiete liegen (vgl. Abb. 5.9), in gröberes Schuttmaterial mit folglich größerem inneren Reibungswinkel der Schutthalden als z.B. der Plattenkalk (KELLER 2009). Daher sind im Hauptdolomit auch aufgrund der tendenziell steileren Schutthalden größere Reichweiten des Steinschlags zu erwarten als im Plattenkalk. Die Hangneigung der Schutthalden wird vom DGM noch erfasst, die unterschiedliche Korngröße mit folglich unterschiedlicher Sturzenergie des Verwitterungsschutts jedoch nicht. Eine gewisse Unschärfe der Modellierung ist somit die Folge und kann nicht vermieden werden.

7.1.6.4. Reintal

7.1.6.4.1. Disposition Im RT wurden von BECHT ET AL. (2005) für eine Schutthalde unterhalb der „Vorderen Blauen Gumpen“ Steinschlagmodellierungen erfolgreich durchgeführt. Für die Ausweisung der Steinschlagabbruchgebiete wurde ein Hangneigungsgrenzwert von 40° verwendet. Dieser Wert wird von der Grenzwertermittlungsmethode mittels *Error of Omission / Error of Commission* als Optimalwert bestätigt (Abb. 7.20). Die Kontingenztabelle für 40° ergibt einen ϕ -Koeffizienten von 0,56 (Tab. 7.12).

Allerdings weist das Reintal im tieferen Bereich der orographisch linken Talflanke Felsflächen auf, die zwar ausreichend steil sind für die Klassifikation als Steinschlaganrissgebiet, jedoch einen derart dichten Bewuchs aufweisen, dass diese Flächen explizit nicht als Steinschlaganrissbereiche kategorisiert werden sollen. Deshalb müssen diese Bereiche aus der Kartierung mit dem per Hangneigungsgrenzwert erstellten Modell verschnitten werden, indem die Schnittmenge der Felsflächen aus Modell und Kartierung bestimmt und im Weiteren als Steinschlaganrissfläche verwendet wird. Die Kontingenztabelle für die somit erfolgte Dispositionsmodellierung ist in Tab. 7.13 aufgeführt. Der ϕ -Koeffizient für dieses Modell beträgt 0,79.

Die Modellgüte wird somit deutlich erhöht. Die Übereinstimmung der Nicht-Abbruchgebiete zwischen Modell und Kartierung liegt nach der Modifikation bei 100%. Bei den Abbruchgebieten bildet das modifizierte Modell (Tab. 7.13) immerhin 78% der kartierten Abbruchgebiete korrekt ab. Da eine auf Luftbildinterpretation gestützte Kartierung der Felsbereiche räumlich nicht so differenziert ausfallen kann wie eine Modellierung mit 5m Rasterauflösung, liegt die tatsächliche Übereinstimmung vermutlich noch höher.

7.1.6.4.2. Kalibrierung Das RT ist ein typisches glazial geformtes Trogtal, geprägt von steilen Felswänden und ausgeprägten Schutthalden am Wandfuß. Zur Kalibrierung wurden zwei Gebiete gewählt (K1 und K2 in Abb. 7.21), bei denen die Schutthalden gut zu kartieren waren.

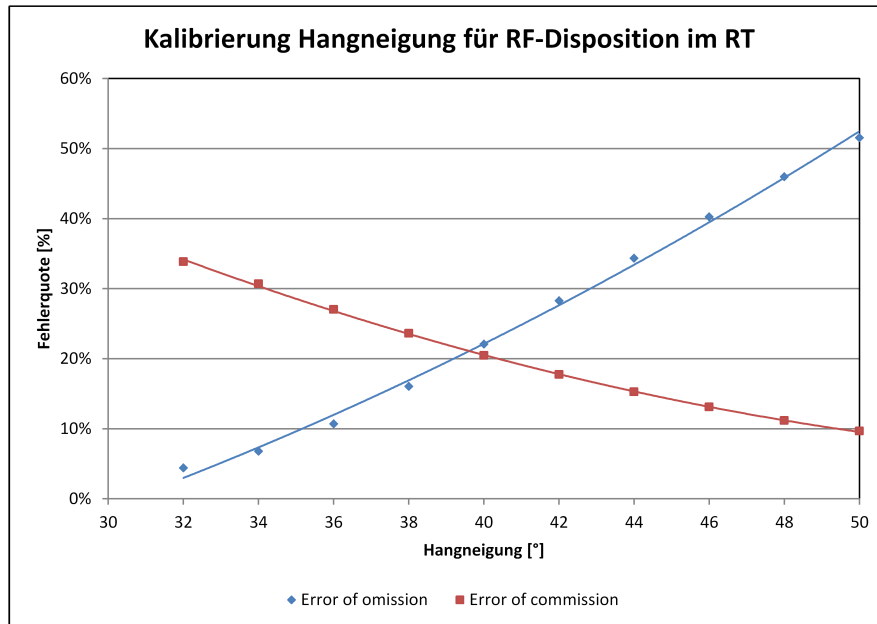


Abbildung 7.20.: Kalibrierung der Hangneigung für die Ausweisung der Steinschlag-Disposition im Reintal.

Je ein Punktepaar repräsentiert eine Dispositionsgebietsausweisung mit entsprechendem Hangneigungsgrenzwert als Minimalwert.

Tabelle 7.12.: Kontingenztabelle für Dispositionsmodellierung von Steinschlagerosionsgebieten im RT bei 40° Hangneigungsgrenzwert mit Angabe der Rasterzellen und bezüglich der Kartierung normalisiert.

Modell	Karte		SUMME
	Abbruchgebiet	Nicht-Abbruchgebiet	
Abbruchgebiet	276778	71115	347893
Nicht-Abbruchgebiet	78436	247058	325494
SUMME	355214	318173	673387
Abbruchgebiet	0,78	0,22	1,00
Nicht-Abbruchgebiet	0,22	0,78	1,00
SUMME	1	1	2

In beiden Bereichen zeigt sich eine allgemein gute Übereinstimmung hinsichtlich der Reichweiten. Bisweilen werden diese Reichweiten jedoch an anderen Hangabschnitten erreicht als in der Kartierung.

Bei K2 ist dies auf die in BECHT ET AL. (2005) erwähnten Veränderungen zurückzuführen: Am 14.06.2003 führten Starkniederschläge (20 mm in 15 min) zur Auslösung mehrere Murgänge. Dadurch wurde ein tiefer Einschnitt direkt am Übergang Fels-Halde erodiert, welcher nun

Tabelle 7.13.: Kontingenztabelle für Dispositionsmodellierung von Steinschlagerosionsgebieten im RT bei 40° Hangneigungsgrenzwert, durch Steinschlagkartierung modifiziert, mit Angabe der Rasterzellen und bezüglich der Kartierung normalisiert.

Modell	Karte		SUMME
	Abbruchgebiet	Nicht-Abbruchgebiet	
Abbruchgebiet	276778	0	276778
Nicht-Abbruchgebiet	78436	318173	396609
SUMME	355214	318173	673387
Abbruchgebiet	0,78	0,00	0,78
Nicht-Abbruchgebiet	0,22	1,00	1,22
SUMME	1	1	2

alle modellierten Steinschlagereignisse von der in Falllinie liegenden Halde nach Osten ablenkt.

K1 zeigt den Bereich der „Hinteren Gumpel“, welche durch Bergstürze (500 BP bis rezent) entstand, die das „Steingerümpel“ aufgebaut haben (HECKMANN ET AL. 2012). Die rezente Sturzhalde (rechter kartierter Bereich) wird sowohl hinsichtlich Reichweite als auch Prozessraumweite gut abgebildet. Der Haldenbereich westlich davon zeigt eine Steinschlaghalde, welche zwar im Modell komplett überstrichen wird, die Kartierung jedoch nur geringe Steinschlagreichweiten anzeigt. Im Luftbild ist hier relativ dichter Bewuchs (geschlossener Wald, vgl. Abb. 5.10) erkennbar. Somit handelt es sich tatsächlich um eine rezent eher inaktive Halde, obwohl die modellierten Reichweiten durchaus potenziell möglich sind.

7.1.6.4.3. Validierung Auch bei V1 zeigt das Luftbild ebenfalls dichten Waldbestand, was die Kartierung erschwert. Somit sind hier die kartierten Reichweiten als Mindestangaben zu verstehen. Folglich sind die Überreichweiten des Modells zwar etwas zu deutlich ausgeprägt, aber dennoch akzeptabel. Das Validierungsgebiet V2 hingegen zeigt deutliche Unterreichweiten der modellierten Steinschläge. Die Kartierung erfasst fast den gesamten Karbereich, lediglich einzelne Felsbereiche sind ausgenommen. Die modellierten Reichweiten hingegen erreichen die Tiefenlinie des Kares durchweg nicht. Dieser Fall verdeutlicht die Bedeutung der Wandhöhe und damit der Länge des freien Falls für die Reichweitenmodellierung. Es kommt somit zur Unterschätzung bei niedrigeren Wänden. Dies wird auch aus K1 und V1 ersichtlich. Dort treten Überreichweiten auf, da auch das Quellgebiet bedeutende Wandhöhen aufweist.

Insgesamt kann das Steinschlag-Modell auch im RT die kartierten Prozessräume weitgehend gut abbilden. Wie in den anderen Untersuchungsgebieten auch, gibt es allerdings Bereiche, in denen das Modell entweder zu große oder zu geringe Reichweiten ausweist. Bisweilen lässt sich das zwar mit einer unvollkommenen Kartierung und dem Potenzial-Aspekt des Modells relativieren, jedoch muss im Auge behalten werden, dass das Modell, wie jedes andere Modell auch, eine gewisse Unschärfe im Bezug zur beobachteten Realität aufweist. Mit den verwendeten Parametern kann diese Unschärfe zwar minimiert werden, aber aufheben lässt sie sich nicht.

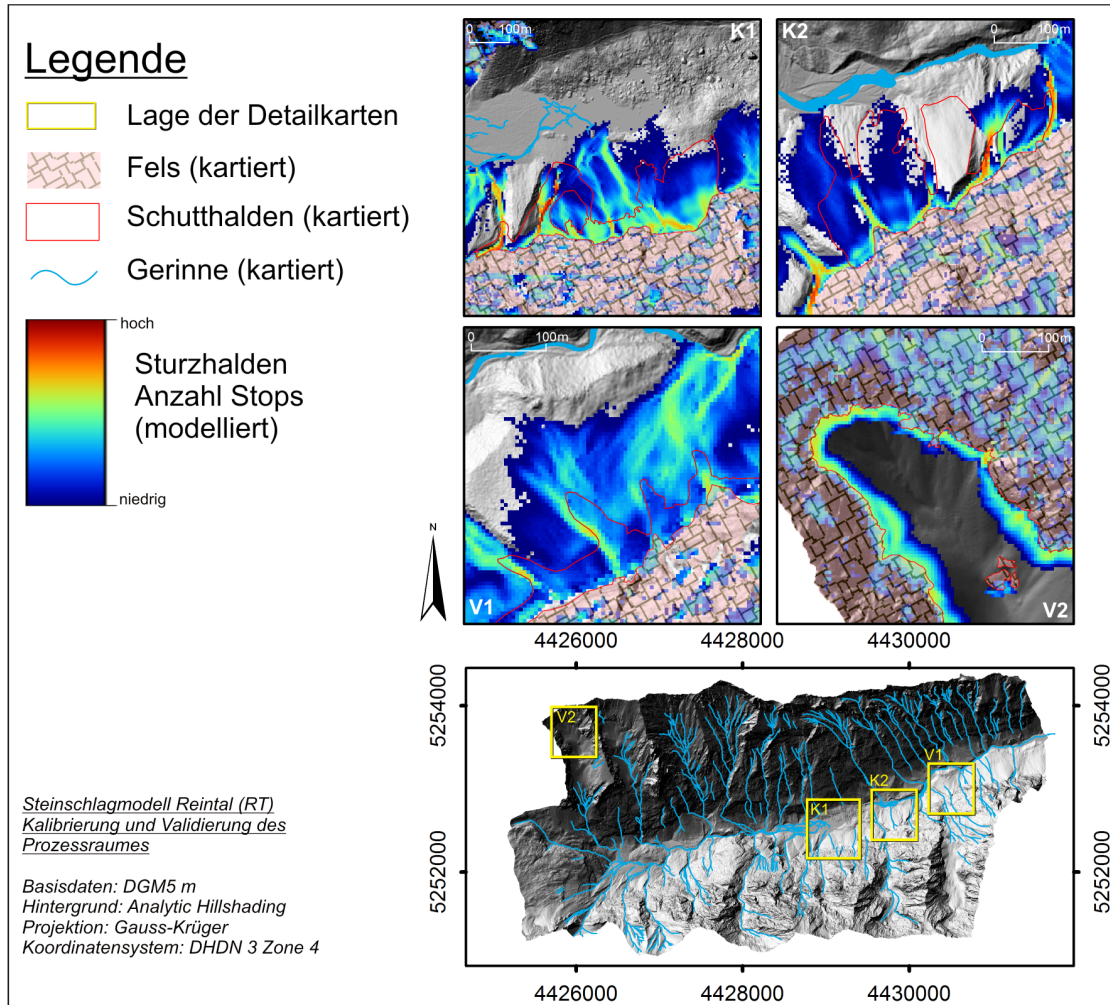


Abbildung 7.21.: Steinschlagmodell im Reintal - Kalibrierung und Validierung
 Darstellung der zwei Kalibrierungsgebiete (K1, K2) und der zwei Validierungsgebiete (V1, V2) mit modellierten und kartierten Steinschlagablagerungszonen.

7.1.7. Konnektivitätsmodellierung

7.1.7.1. Workflow zur Abbildung der Sedimentkaskade

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist die modellhafte Abbildung des Systems Sedimentkaskade. Eine Kaskade ist ein System, bei dem der Output eines Subsystem den Input eines anderen Subsystems bildet (s. Kap. 3.3). Sediment wird in der Regel der Schwerkraft folgend von oben nach unten weiter transportiert. Daher wäre es naheliegend, die Modellierung ebenfalls „von oben nach unten“ vorzunehmen, d.h. ausgehend vom Steinschlag den Murgang und danach den fluvialen und hangaquatischen Abtrag zu modellieren. Problematisch ist bereits jetzt schon die nachgeordnete Position des hangaquatischen Abtrags, da dieser häufig oberhalb des Murgang-erosionsbereiches einsetzt, wodurch die klare Richtung „von oben nach unten“ nicht mehr so ohne Weiteres gegeben ist. Tatsächlich wird jedoch aus folgenden Gründen der umgekehrte Weg eingeschlagen.

Die verwendeten SAGA-Module für Steinschlag (SediCon_RF) und Hangmuren (SediCon_DF) folgen beide dem Random Walk- und Monte Carlo-Ansatz. Daher sind zwar Prozessintensitäten, Durchgangshäufigkeiten und Prozessräume im Allgemeinen schätzbar, allerdings kann bei vorliegender Implementierung der Module nach Abschluss der Modellierung nicht mehr festgestellt werden, woher die Prozessdurchläufe erfolgt sind. Um feststellen zu können, welche Erosionsrasterzelle an die eines anderen Prozesses gekoppelt ist, muss diese Abfrage während des Modellierdurchlaufs erfolgen. Deshalb erfolgt die Modellierung der Sedimentkaskade „von unten her“ (Abb. 7.22). Zuerst wird das an den EZG-Auslass (Exit) gekoppelte Gerinne ermittelt (Channel → Exit). Aus dem gekoppelten Gerinne wird der fluviale Abtrag SCA abgeleitet (SCA → Exit), dann die Kopplung von Hangmuren mit der eben generierten SCA (DF → SCA), und zuletzt die direkte Kopplung zwischen Steinschlag und SCA (RF → SCA) bzw. die Kopplung von Steinschlag und SCA über die Hangmuren (RF → DF → SCA).

Für die Realisierung dieses Workflows sind somit insgesamt vier Module notwendig:

- SediCon_SCA (Kopplung EZG-Auslass („Exit“) - fluviales System)
- DF-Disposition Channel von WICHMANN (2006) zur Berechnung des SCA-Modells
- SediCon_DF (Kopplung Hangmuren - fluviales System)
- SediCon_RF (Kopplung von Steinschlag an Hangmuren und fluviales System)

Jedes dieser Module erfasst eine der zur Abbildung der Sedimentkaskade notwendigen Schnittstellen zwischen den beteiligten Prozessraumzonen (vgl. Kap. 7.1.2).

7.1.7.2. Implementierung des Workflows

Wie bereits im Kap. 7.1.1 erwähnt, basieren die beiden Module SediCon_RF und SediCon_DF hinsichtlich der Prozessmodellierung vollständig auf den von WICHMANN (2006) entwickelten Modulen für Steinschlag- und Murgangmodellierung. Um jedoch die Kopplung der modellierten Prozesse an bereits vorhandene Prozessräume erfassen zu können, musste in jedem der ursprünglichen Module diese Funktionalität zusätzlich implementiert werden. Eine detaillierte

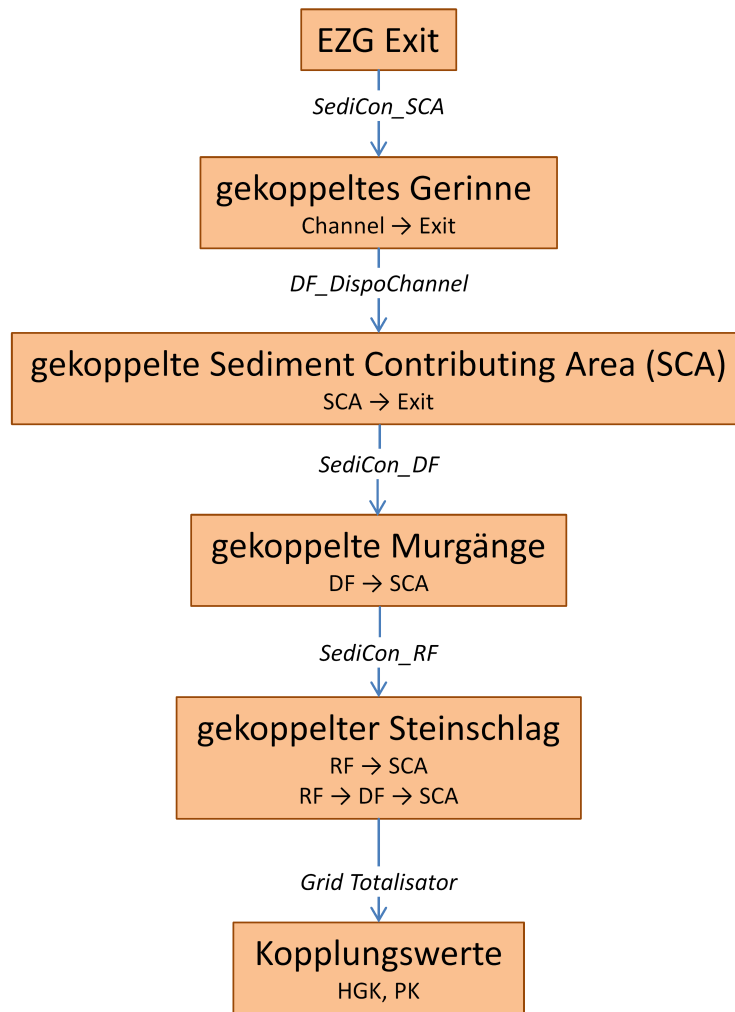


Abbildung 7.22.: Workflow zur Modellierung der Kopplung. Die Felder stellen Rasterdatensätze dar (ggf. mit abgebildeter Kopplungsbeziehung), die Beschriftungen der Pfeile benennen zur Generierung verwendete SAGA-Module.

Darlegung dieser Implementierung sowie der zusätzlich erforderlichen Module ist im Folgenden aufgeführt.

7.1.7.2.1. Modul SediCon_SCA Das Modul SediCon_SCA wurde komplett neu programmiert. Ausgehend von einem bereits modellierten Gerinne berechnet es für eine frei definierbare Zelle auf diesem Gerinne (EZG Exit-Grid), welcher Abschnitt des Gerinnes (Channel-Network-Grid) mit dieser Auslass-Zelle gekoppelt ist. Als bestimmende Variable hierfür wird ein Gerinneneigungsgrenzwert angegeben, den das Gerinne nicht unterschreiten darf. Die Gerinneneigung wird dazu aus einem Slope-Grid ausgelesen, welches nach ZEVENBERGEN & THORNE (1987) generiert wird.

Das Ergebnis wird in ein neues Grid geschrieben, welches folglich nur den mit EXIT gekoppelten Gerinneabschnitt enthält. Dieser Abschnitt ist oft vergleichsweise klein, da auch in alpinen Gerinnen immer wieder Flachstellen in den Gerinneverlauf eingeschaltet sind, wodurch es zur longitudinalen Entkopplung oberhalb liegender Gerinneabschnitte kommt.

7.1.7.2.2. Modul SediCon_DF Die Modellierung eines Murgangs erfolgt durch wiederholtes Auslösen eines Random Walks mit definierter Oberflächenreibung und einem bestimmten Ausbreitungskoeffizienten. Dadurch entstehen sich überlappende Einzelläufe (Random walks), die zusammen den Prozessraum eines Murgangs mit Prozessraumzonen ergeben. Ein Murgang wird somit „en bloc“ als Ganzes modelliert, was generell mit dem tatsächlichen Prozessablauf übereinstimmt. Eine Unterscheidung oder gar Ausweisung von sequentiellen Murschüben, wie sie in der Natur auftreten, wird dabei nicht getroffen.

Der Kopplungsgrad eines Murgangs an den Erosionsbereich eines anderen Prozesses wird hier als die prozentuale Überlappung des Ablagerungsbereiches mit den Erosionsbereichen von anderen Prozessen (i.d.R. SCA) definiert. Das Modul SediCon_DF wurde zu diesem Zweck so programmiert, dass jeder Murgang, der aus einer Anrisszelle heraus modelliert wird, in ein temporäres Grid geschrieben wird. In einem zweiten Arbeitsschritt wird die Gesamtfläche des Ablagerungsbereiches sowie die Fläche der Überlappung desselben mit Erosionsbereichen anderer Prozesse (hier: SediCon_SCA-Grid) bestimmt. Das Resultat ist dimensionslos und entspricht dem prozentualen Anteil der Überlappung an der Gesamtfläche [0..1]. Dabei bedeutet 0, dass dieser Murgang keine weitere Kopplung erfährt, während 1 für eine vollständige Kopplung des gesamten Ablagerungsbereiches steht (Formel 7.2).

$$C_{DF \rightarrow SCA} = \frac{A_{DFA} \cap A_{SCA}}{A_{DFA}} \quad (7.2)$$

Dabei gilt: C = Konnektivität [-]; A_{DFA} = Fläche des Murablagerungsbereiches [m^2]; A_{SCA} = Fläche des SCA [m^2]; die Schnittmenge entsteht durch räumliche Überlappung.

Der Ergebniswert $C_{DF \rightarrow SCA}$ wird in einem dritten Schritt in die Anrisszelle des Murganges geschrieben. Bei mehreren Iterationen werden die Ergebniswerte aufsummiert und durch die Anzahl der Iterationen geteilt.

7.1.7.2.3. Modul SediCon_RF Für das Steinschlagmodell SediCon_RF wurde die erweiterte Funktionalität erreicht, indem das Modul nach jeder Iteration eines *random walks* prüft, ob die Ablagerungszelle im SCA-Raster bzw. im DF-Raster auf eine entsprechend codierte Rasterzelle trifft. Im SCA-Raster sind z.B. alle gekoppelten SCA-Bereiche konstant mit 1 codiert, d.h. es wird davon ausgegangen, dass diese Zelle vollständig mit dem EZG-Auslass (EXIT) gekoppelt ist. Im DF-Raster hingegen weisen die Erosionsbereiche nach flächenbezogener Überlappung des Ablagerungsbereiches mit dem SCA Werte von [0..1] auf (vgl. Kap. 7.1.7.2.2).

Das SediCon_RF-Modul ermittelt beide Kopplungen (RF \rightarrow SCA und RF \rightarrow DF \rightarrow SCA) gesondert, d.h. es kann nach Kopplungspfad unterschieden werden. Die Berechnung des Kopplungsgrades erfolgt für beide Pfade jedoch gleich, und zwar nach den Formeln 7.3 für den Pfad RF - SCA und 7.4 für den Pfad RF - DF.

$$C_{RF \rightarrow SCA} = \frac{\sum(RFA \cap SCA) \cdot C_{SCA}}{n} \quad (7.3)$$

$$C_{RF \rightarrow DF \rightarrow SCA} = \frac{\sum(RFA \cap DF) \cdot C_{DF \rightarrow SCA}}{n} \quad (7.4)$$

Es gilt: C = Konnektivität [-]; n = Anzahl der modellierten Iterationen pro Zelle. Mit $C_{DF \rightarrow SCA}$ wird die Kopplung $DF \rightarrow SCA$ in das $C_{RF \rightarrow DF \rightarrow SCA}$ -Modell integriert.

7.1.7.2.4. Modul GridTotalisator Der GridTotalisator ist ein Werkzeug, mit dessen Hilfe man die Summe aller Zellenwerte eines Rasters ermitteln kann. Dieser kommt zur Anwendung, um einen Gesamtbetrag der Kopplungswerte aus den durch die SediCon-Module erstellten Rastern zu erhalten. Diese Summenwerte kann man z.B. zur EZG-Fläche ins Verhältnis setzen. Dadurch erhält man normalisierte und somit vergleichbare Kopplungsgrade für einzelne EZG-Exits.

7.1.7.3. Methodik

Durch die vorhergehenden Ausführungen zur Kalibrierung und Validierung der einzelnen Prozessmodelle wurde verdeutlicht, dass diese Modelle die jeweiligen Prozesse in den Untersuchungsgebieten ausreichend gut wiedergeben, um als Grundlage für die Konnektivitätsmodellierung zu dienen. Eine weitere Kalibrierung der Kopplung dieser Prozesse ist somit nicht notwendig, da ja primär die räumliche Überlappung der bereits geprüften Prozessräume unter Berücksichtigung der modellierten Prozessintensitäten quantifiziert werden soll. Dennoch muss überprüft werden, ob das Modell tatsächlich in der Lage ist, die im Gelände und am Luftbild verifizierte Kopplung von Prozessräumen abzubilden.

7.1.7.4. Validierung

Zur Validierung des Konnektivitätsmodelles werden im Folgenden einzelne Bereiche aus den Untersuchungsgebieten herausgegriffen, in denen die Kopplung klar ersichtlich ist. Allerdings kann hier nur eine qualitative Überprüfung mit binärem Ergebnis (Kopplung ja oder nein) erfolgen. Quantitative Überprüfungen bei gegebener räumlicher Auflösung würden grundsätzlich sehr aufwändige und lang andauernde Sedimentmessungen erfordern, was den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde. Bei geringerer räumlicher Auflösung können Kopplungszustände aus Sedimentarchiven abgeleitet werden. Eine quantitative Überprüfung anhand anderer Konnektivitätsmodelle ist beim derzeitigen Forschungsstand nicht möglich, da es bislang keine Vergleichsmaße gibt. Eine eingeschränkte Ausnahme ist BORSELLI ET AL. (2008), hier erfolgt der Vergleich mit Diskussion der Ergebnisse in Kap. 8.2.

Zur Validierung werden zwei Bereiche im ZBT herangezogen, deren Konnektivität im Gelände vergleichsweise gut festgestellt werden konnte (Abb. 7.23). Die Lage der Punkte kann Abb. 7.32 entnommen werden. Diese Bereiche werden jeweils durch einen im Geländemodell festgelegten Punkt auf dem Gerinnenetz gekennzeichnet. Das Konnektivitätsmodell ermittelt nun alle durch die modellierten Prozesse an diesen Punkt gekoppelten Flächen. In Kap. 7.3.2 wird diese Methode weitergehend erläutert, da mit ihr ein Kopplungsmaß erarbeitet wird.

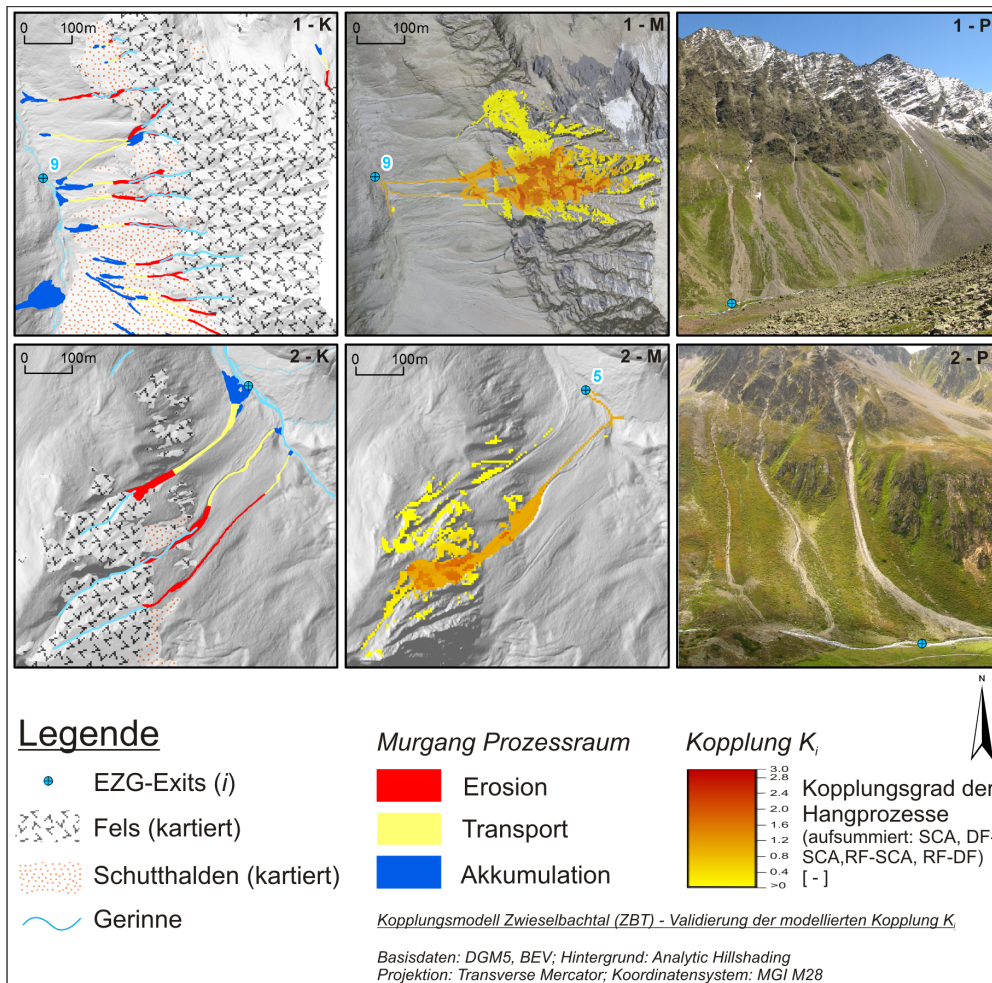


Abbildung 7.23.: Validierung des Kopplungsmodells anhand kartierter Kopplungszustände
 Darstellung der zwei Validierungsgebiete (1, 2) mit kartierter (-K), modellierter (-M) und photographierter (-P)
 Kopplung. Das Modell zeigt an die entsprechenden EZG-Exit-Punkte (vgl. Abb. 7.32, Kap. 7.3.2) gekoppelte
 Erosionsgebiete (K_i , berechnet nach Formel 7.8). Datengrundlage: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen,
 Österreich.

Validierungsgebiet 1 mit Kopplungspunkt 9 liegt im Talverlauf mittig an einem etwas steiler geneigten Gerinneabschnitt, der kleinräumig verzweigt ist. Auf Foto 1-P (Abb. 7.23) ist zu erkennen, dass (entlang des Gerinnes) direkt oberhalb des Punktes drei Muren an das Gerinne anschließen und somit gekoppelt sind. Dahinter verbreitert sich die Talsohle, wodurch die oberliegenden Muren entkoppelt werden (buffers *sensu* FRYIRS ET AL. 2007a). Die Abbildung durch das Modell gelingt sehr gut. Ausgehend von einem recht kurzen, für Sedimenttransport kompetent ausgewiesenen Gerinneabschnitt werden beide knapp oberhalb des Punktes in den Gerinnebereich einmündenden Murgänge als gekoppelt erkannt. Zu beachten ist hierbei, dass das Konnektivitätsmodell keine Ablagerungsräume ausweist, sondern nur Erosionsbereiche der Prozesse betrachtet. Die Kopplung der beiden Murgangbereiche erfolgt zum einen durch das

SCA (Kopplungswert = 1), jedoch sind im oberen Hangbereich auch die Murgangerosionszellen in der Hanggerinnelinie zu erkennen (Kopplungswert > 1). Auffällig ist, dass der gekoppelte Felsbereich deutlich größer ist als eine bloße SCA-Modellierung vermuten ließe. Der nördlichste Felsbereich wird durch eine Mure, die auch in der Kartierung (1-K) erfasst ist, an den Betrachtungspunkt (Nr. 9) gekoppelt.

Das Validierungsgebiet 2 (Kopplungspunkt 5) liegt nahe des Talausgangs unterhalb der Egesenmoräne. Es liegt oberhalb einer gut an das Gerinne gekoppelten Mure. An dieser ist jedoch das Gerinne so schwach geneigt, dass dort keine longitudinale Kopplung zustande kommt.

Auch hier ist der gekoppelte Gerinneabschnitt relativ kurz. An diesen Abschnitt sind über SCA und Murgänge die mittlere und die talauswärts gelegene Mure gekoppelt (s. 2-K und 2-P, Abb. 7.23). Die Kopplung der taleinwärts gelegenen Mure an das Gerinne wird für diesen Punkt nicht erfasst, da hier ein flacherer Gerinneabschnitt diesen Bereich von Punkt 5 entkoppelt. Die Kopplung der Felsbereiche beschränkt sich auf steilere Abschnitte der Felswände. Die gemäß Kartierung und Geländebefund festgestellten Kopplungszustände werden somit vom Modell auch hier gut wiedergegeben.

7.2. Automatisierte Aktualgeomorphologische Prozesskarte (aGMK)

Die Erfassung von geomorphologischen Landschaftseinheiten durch Kartierung im Feld bzw. mittels Interpretation von Fernerkundungsdaten ist nicht nur sehr zeitaufwändig, sondern auch sehr der Subjektivität des durchführenden Experten unterworfen (VAN ASSELEN & SEIJMONS-BERGEN 2006). Hinzu kommt, dass durch eine Kartierung in der Regel nur die Prozessräume erfasst werden können, jedoch nicht die Trajektorien von einzelnen Ereignissen, die Prozessintensitäten oder gar potenzielle Prozessräume. Dies ist allerdings für den hier verwendeten Ansatz zur Quantifizierung der Konnektivität notwendig. Daher wurden für die in dieser Arbeit betrachteten Prozesse Steinschlag, Murgang und fluvialen Abtrag mit den in Kap. 7.1 genannten Einstellungen aktualgeomorphologische Karten (vgl. LESER 2009) erstellt, die im Folgenden (Kap. 7.2.1, 7.2.3, 7.2.4) dargestellt sind. Diese Karten zeigen ausschließlich Modellierungsergebnisse, die allerdings im Feld und am Luftbild kalibriert bzw. validiert wurden (vgl. Kap. 7.1). Die jeweiligen Prozessraumzonen sind überlappt dargestellt, die Legende ist in Anlehnung an KIENHOLZ & KRUMMENACHER (1995) gestaltet. Die Darstellungshierarchie entspricht weitgehend der Reihenfolge in der Legende, d.h. „Fluvialer Prozessraum“ wird über „Murgang“ dargestellt, zuunterst liegt „Gravitativer Prozessraum“. Dadurch kommt es natürlich zur gegenseitigen Überdeckung von Prozessräumen in der Karte. Deshalb sind die modellierten Flächenanteile, bezogen auf die Gesamtfläche des jeweiligen Einzugsgebietes, gesondert tabellarisch aufgeführt (Tab. 7.14). Die Gesamtfläche der einzelnen Prozessstypen wird nicht durch einfache Aufsummierung der Teilflächen ermittelt, da es auch dort (v.a. beim Steinschlag) zu Überlagerungen kommen kann, sondern durch räumliche Verschneidung der Rasterdaten im GIS mit anschließender Flächenberechnung bestimmt.

Zusätzlich zu den modellierten Prozessräumen sind Flachbereiche ausgewiesen. Der Hangneigungsgrenzwert, unterhalb dessen ein Bereich als „flach“ gilt, entspricht dem Mindestgefälle des Gerinnes für die Modellierung hangaquatischer und fluvialer Prozesse (SCA, vgl. Kap. 7.1.4) des jeweiligen Untersuchungsgebietes.

7.2.1. Zwieselbachtal

Die Aktual-Geomorphologische Karte (aGMK) des Zwieselbachtals (Abb. 7.24) zeigt klar die räumliche Anordnung der Prozessraumzonen. Die steilen oberen Felsregionen sind überwiegend Steinschlagerosionsgebiet, darunter schließen sich die Steinschlaghalden an, welche häufig die Seitenmoränenablagerungen überformen, die das Zwieselbachtal auskleiden. Die Steinschlagreichweiten erreichen dabei nur ganz selten die Tiefenlinie des Tales. Am ostexponierten Westhang des Zwieselbachtals reicht die Steinschlagakkumulation meist nur bis zu den relativ flachen Bereichen in den Seitenkaren bzw. an den vortretenden Spornen dazwischen bis zu der trogschulterartigen Verflachung (Seitenmoräne?) auf halber Hanghöhe. Am westexponierten Osthang im Bereich Äußere und Innere Grießer (vgl. Abb. 5.3) erreicht die Steinschlagakkumulation den Schutthaldenfuß zumeist nicht, dies geschieht lediglich im Bereich des Talschlusses und im Seitental bei der Breiten Scharte.

Auffällig ist die recht häufige Einschaltung von Akkumulationsgebieten in den Steinschlagerosionsbereich (Fels) im gesamten Einzugsgebiet. Dies verdeutlicht die Bedeutung von sekun-

Tabelle 7.14.: Flächen der Prozessraumzonen in den Untersuchungsgebieten Zwieselbachtal (ZBT), Horlachtal (HT), Lahnenwiesgraben (LWG) und Reintal (RT)

	ZBT	HT	LWG	RT
Gesamtfläche EZG	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%
Flachstellen	1,2%	1,0%	1,7%	1,4%
Gerinne	1,6%	1,6%	4,2%	3,9%
Sedimentlief. EZG (SCA)	4,6%	5,7%	15,3%	16,8%
Fluvial Gesamt	5,0%	6,1%	16,0%	17,7%
Murgang Erosion (DFE)	1,5%	2,2%	2,4%	1,7%
Murgang Transport (DFT)	1,3%	0,8%	0,4%	0,2%
Murgang Akkumulation (DFA)	1,9%	1,2%	1,5%	1,4%
Murgang Gesamt (DFG)	4,7%	4,2%	4,3%	3,3%
Steinschlag Erosion (RFE)	14,3%	13,8%	5,2%	41,1%
<i>davon sek. Steinschlag $((RFE+RFA)-RFG)/RFE$</i>	<i>15,3%</i>	<i>5,2%</i>	<i>13,9%</i>	<i>48,1%</i>
Steinschlag Akkumulation (RFA)	28,8%	31,3%	9,6%	41,6%
Steinschlag Gesamt (RFG)	40,9%	42,9%	14,1%	63,0%
Gesamtprozessfläche	44,6%	46,2%	25,1%	71,9%

Gesamtflächen wurden jeweils nach Überlappung der Prozessräume ermittelt.

därem Steinschlag (KRAUTBLATTER & DIKAU 2007, KRAUTBLATTER & MOSER 2009) im Zwieselbachtal. Insgesamt ist der Prozessraum Steinschlag flächenmäßig im Zwieselbachtal dominierend und nimmt 40,9% der Einzugsgebietsfläche ein. Davon sind 15,3% Überlappungszonen von Steinschlagerosion und -akkumulation und somit Quellgebiete von sekundärem Steinschlag (s. Tab. 7.14).

Die Murgänge haben durchweg höhere Reichweiten als der Steinschlag, sie erreichen oft die Tiefenlinie und damit das Gerinne (Äußere Grieser, Isseboden). Der Verlauf der Muren folgt vorrangig den Hanggerinnen. Vermutlich entstehen die Muren dort, wo der Auslass eines hydrologischen Einzugsgebietes im Fels auf den Schuttkegel austritt. Durch das an diesen Stellen größere Wasserangebot ist die Grunddisposition für Murauslösung bei ansonsten gleichbleibender Substratzusammensetzung und Hangneigung im Vergleich zu anderen Hangbereichen deutlich erhöht. Folglich entspricht ein Zusammentreffen von Gerinne und Murgangverlauf den Erwartungen. Flächenmäßig nimmt der Prozessraum Murgang im Zwieselbachtal 4,7% der Einzugsgebietsfläche ein (s. Tab. 7.14).

Das Gerinne wird unabhängig von der Substratbeschaffenheit modelliert, d.h. unterirdisch verlaufende Teilstrecken in grobblockigem bzw. sehr durchlässigem Material (z.B. Am Hochgrieser und im Gletschervorfeld, vgl. Abb. 7.24) werden durch das Modell nicht berücksichtigt. Das Sediment liefernde Einzugsgebiet (SCA) zeigt hangaquatischen Abtrag vor allem in den Felsbereichen bzw. Steinschlagerosionsgebieten, aber auch in den oberen Abschnitten der Schutthalden bzw. Murerosionsbereichen, da dort die erforderliche Hangneigung für den seit-

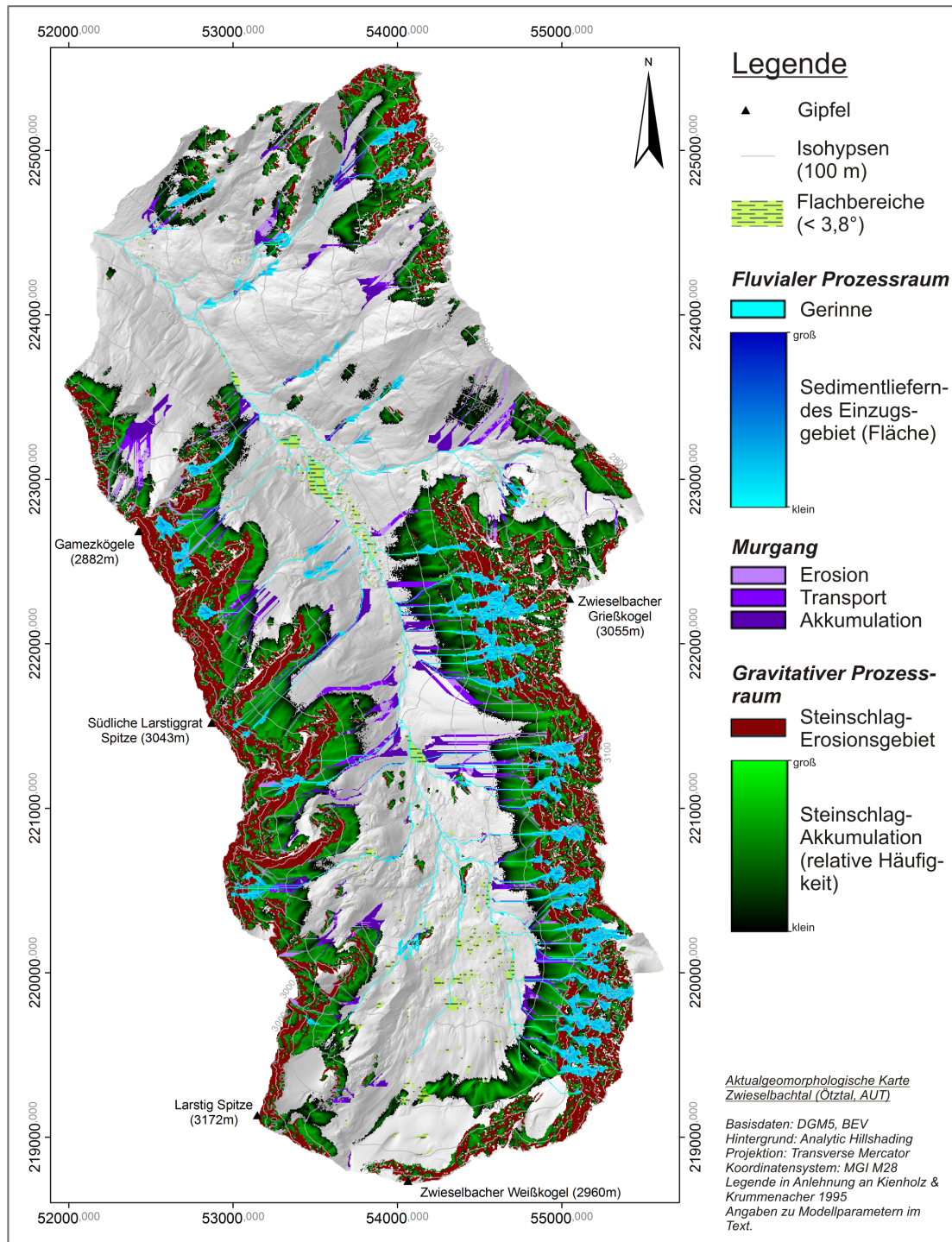


Abbildung 7.24.: Aktualgeomorphologische Karte Zwieselbachtal

Die Modellierung der Prozessräume erfolgte mit den im Kap. 7.1 für das Zwieselbachtal angegebenen Parametern. Datengrundlage: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Österreich.

lichen Eintrag ins Gerinne besteht. Murakkumulationsbereiche werden vom SCA nur in sehr geringem Maße erfasst, und dies auch nur dort, wo vom Modell ausgewiesene Hanggerinne die Murkegel durchschneiden. Im Gelände sind diese Hanggerinne oft nicht sichtbar, da das grobe Material der Murkegel keinen oberflächlichen Abfluss ermöglicht, sie treten höchstens am Übergang zum Talboden wieder zutage. Ansonsten liegt die Hangneigung von Murkegeln unter dem Hangneigungsgrenzwert von 30° und wird somit nicht als SCA ausgewiesen. Flächenmäßig erfasst der fluviale Prozessraum im Zwieselbachtal 5,0% der Einzugsgebietsfläche (s. Tab. 7.14).

Es werden mehrere Verflachungsbereiche entlang des Hauptgerinnes ausgewiesen. Nördlich des „Isseboden“ befindet sich ein kleiner, anthropogener Stausee, durch dessen Rückstau es zu Sedimentation und Verflachung des Gerinnes kommt. Weiter taleinwärts bzw. südlich befinden sich Flachbereiche in der „Putzach“, die durch Aufstauung des Gerinnes an der Egesenmoräne (HEUBERGER 1966) zwischen „Putzach“ und „Isseboden“ verursacht sind. Oberhalb des Schuttkegels „Am Hochgrießer“ ist eine weitere Verflachung, deren Genese nach HEUBERGER (1966) auf eine larstigeitliche Seitenmoräne zurückzuführen ist. Allerdings ist dieser Moränenzug im Gelände nicht eindeutig nachvollziehbar, nach Meinung des Autors kann ebenso ein Bergsturz aus dem „Hochgrießer“ oder auch aus dem „Gräserkar“ diese Vollform gebildet und dadurch den Aufstau des Zwieselbaches und somit die dortige Verflachung verursacht haben. Noch weiter taleinwärts verbreitert und damit verflacht sich der Talboden generell, somit werden zahlreiche kleinere Flachbereiche oberhalb eines neuzeitlichen Moränenzuges (HEUBERGER 1966) im proglazialen Bereich des Zwieselbachferners ausgewiesen. Diese Flachbereiche sind ursächlich für longitudinale Entkopplungen des Sedimenttransportes entlang des Zwieselbaches. Durch Aufstau des Gerinnes und folgende Sedimentation kommt es i.A. zu einer Art Auenbildung und somit zusätzlich zur seitlicher Pufferung des Gerinnes (FRYIRS ET AL. 2007a). Die Flachstellen nehmen 1,2 % der Gesamtfläche des Zwieselbachtals ein (s. Tab. 7.14).

7.2.2. Horlachtal

Die aGMK des Horlachtals wurde mit den gleichen Einstellungen modelliert wie für das Zwieselbachtal (vgl. Kap. 7.2.1). Für die Modellierung der Murdisposition (s. Kap. 7.1.5.1.1) wurde die für Zwieselbach-, Finster- und Larstigtal erstellte Vegetationskarte durch die Kartierung von RIEGER (1999) für die Bereiche Horlachtal und Grastal erweitert und kleinräumig korrigiert. Das Modell ist in Abb. 7.25, die im Feld und aus dem Luftbild kartierten Prozessraumzonen in Abb. 7.26 dargestellt.

Der Vergleich der Modellergebnisse mit den im Feld und aus dem Luftbild kartierten Prozessraumzonen zeigt, dass die Verteilung der modellierten Prozessraumzonen den kartierten Prozessbereichen entspricht (Abb. 7.27, M1 und K1). Die Fels- und Schuttbereiche sowie die Prozessräume von Muren werden vom Modell gut abgebildet. Das Modell zeigt zusätzlich Stein Schlagablagerungen im Fels an, die bei der Kartierung jedoch nicht erfasst wurden, da diese Differenzierung bei Luftbildern nur schwer möglich ist. Das Gerinnenetz wird ebenfalls gut dargestellt. Die räumliche Verteilung der SCA ist plausibel und folgt v.a. steilen Seitenhängen des Gerinnenetzes.

Der Kartenausschnitt am Poschachkogel (Talausgang Horlachtal, Abb. 7.27, M2 und K2) zeigt einen Bereich, in dem Modell und Karte weniger gut übereinstimmen. Das Modell weist deutlich

zahlreichere Hanggerinne, größere Steinschlagablagerungsflächen und mehrere Hangmuren aus, die aus der Kartierung nicht hervor gehen. Ursächlich hierfür ist die im unteren Horlachtal noch ausgeprägte Vegetationsbedeckung. Der Hang südwestlich des Poschachkogels ist laut Luftbild geprägt von Krummholz- bzw. Baumbewuchs, der nach oben hin in Pioniervegetation übergeht. Diese Vegetation dämpft sowohl Gerinnebildung als auch Sedimenttransport durch hangaquatische Spülprozesse, auch wenn diese aufgrund der Hangneigung im Geländemodell möglich sind. Des Weiteren sind vegetationslose Bereiche erkennbar, die jedoch nicht als Schutthalde ausgeprägt sind.

Hinsichtlich der Murgänge zeigt das Modell in Zwieselbachtal, Larstigtal und am südexponierten Nordhang des Finstertals recht ordentliche Ergebnisse. Im restlichen Finstertal sowie im Horlach- und Grastal hingegen werden immer wieder Bereiche durch das Murdispositionsmodell ausgewiesen, die laut Kartierung deutlich weniger bzw. keine Murgänge aufweisen (z.B. nördliche Hänge im Grastal, ostexponierter Westhang nördlich des Poschachkogels, beide Hänge des Horlachtals). Die Ursache hierfür liegt in den relativ großen Hangneigungen dieser Bereiche, die jedoch nicht Fels, sondern Pioniervegetation oder Lockermaterialbedeckung aufweisen. Aus den Schätzwerten für das Larstig- bzw. Zwieselbachtal, die auch hier verwendet wurden (s. Tab. A.1) ist ersichtlich, dass somit höhere Dispositionswerte ausgewiesen werden, als dies bei anstehendem Fels der Fall wäre. Da es in der vorliegenden Arbeit jedoch um die Modellierung der potenziellen Kopplung von Sedimentkaskaden geht, ist eine leichte Überschätzung der Muranrisse im Sinne eines Murpotenzials akzeptabel.

Insgesamt zeigt sich im gesamten Horlachtal mit einem Flächenanteil des Prozessraumes Murgang von 4,2% ein ähnliches Bild wie im Zwieselbachtal (4,7%), die Prozessraumzonierung unterscheidet sich jedoch. Im Horlachtal ist der Anteil der Murgangerosionsbereiche mit 2,2% der Gesamtfläche des Tales deutlich höher als im Zwieselbachtal (1,5%), und zwar zu Lasten der im Vergleich geringeren Transport- und Akkumulationsbereiche (s. Tab. 7.14). Dies ist vermutlich auf Bereiche im Grastal (nördlicher Talabschnitt, beide Hänge) zurückzuführen, bei denen ebenfalls steile Abschnitte mit Lockermaterial oder Pioniervegetation bedeckt sind, wodurch verstärkt in relativ steilem Gelände Muren durch die Dispositionsmodellierung ausgewiesen werden, welche dann aufgrund des starken Gefälles ausgeprägte Erosionsflächen ausbilden. Auch im Haupttal des HT zeigen sich langgestreckten Hangabschnitte mit relativ gleich bleibend starker Hangneigung und folglich großen Murgangerosionsbereichen. Insgesamt ist das Gefälle im HT mit durchschnittlich $32,8^\circ$ etwas höher als im ZBT mit $32,2^\circ$. Da die Prozessraumzonierung von Murgängen auf Prozessgeschwindigkeit und Hangneigung basiert (Tab. 7.2), und erstere ebenfalls stark von der Hangneigung abhängt, ist dieser geringe Unterschied dennoch bedeutsam. Hinzu kommt, dass durch das Murdispositionsmodell im HT 10380, und im ZBT 1886 Zellen als potenzielle Muranrisse ausgewiesen werden. Somit ergibt sich für das gesamte HT mit einer Fläche von $49,8 \text{ km}^2$ eine deutlich höhere Murdichte von rund 208 Muren pro km^2 , als im $14,9 \text{ km}^2$ großen ZBT mit rund 127 Muren pro km^2 . Folglich werden die o.g. Verhältnisse aus den anderen Einzugsgebieten im Vergleich zum ZBT verstärkt gewichtet.

Da sowohl im ZBT als auch im HT das Murmodell mit einem konstanten Gleitreibungsbeiwert μ gerechnet wurde (Kap. 7.1.5.2), wird die Vegetationsbedeckung lediglich bei der Murdispositionsmodellierung (Kap. 7.1.5.1.1) berücksichtigt. Die Unterschiede bei der Vegetationsbedeckung (Tab. 5.5.2.1) können somit nicht zur Erklärung von Prozessverlauf und Prozessraumzonierung im Modell herangezogen werden, auch wenn sie in der Realität durchaus relevant sind.

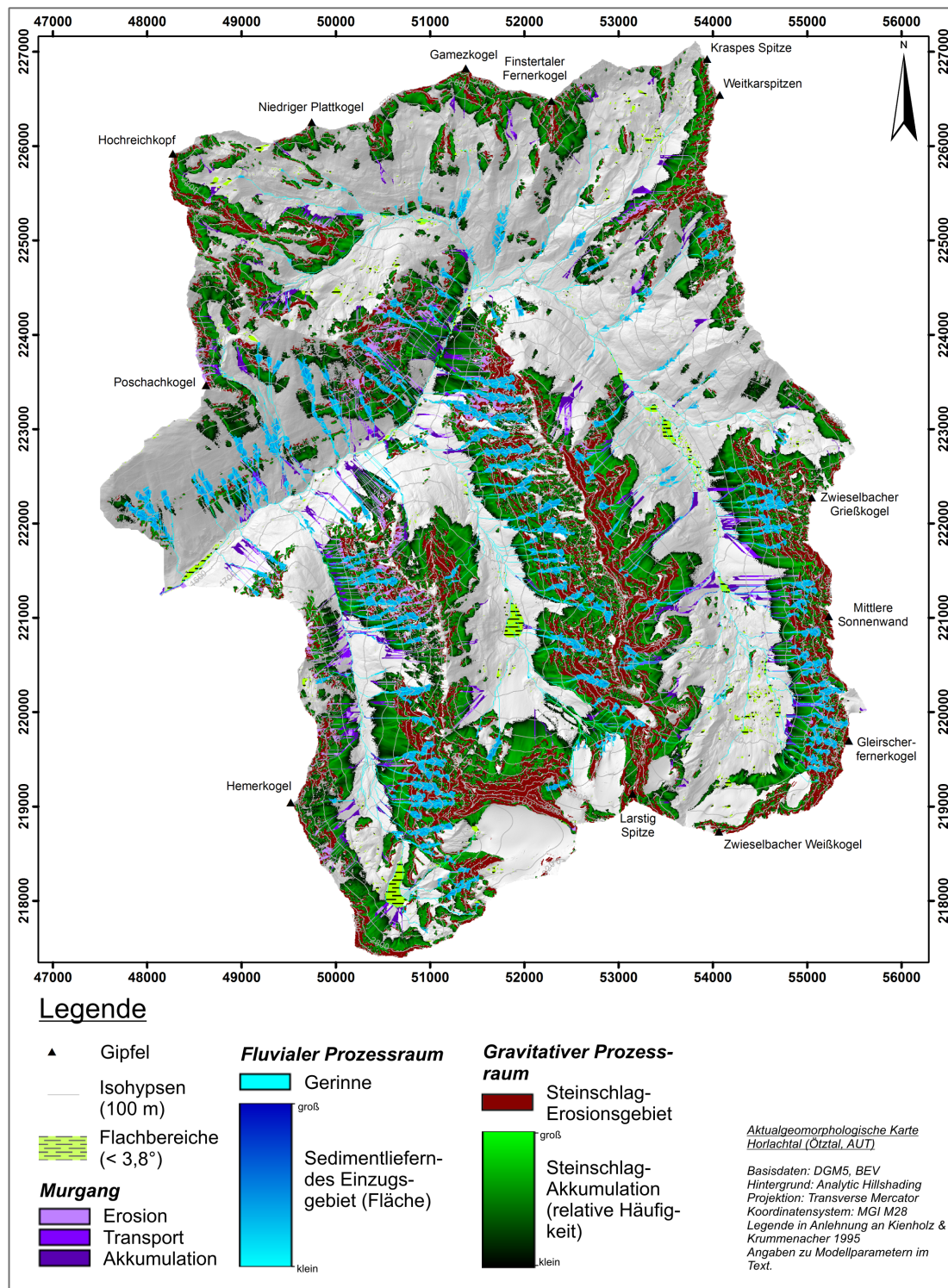


Abbildung 7.25.: Aktualgeomorphologische Karte Horlachtal
Die Modellierung der Prozessräume erfolgte mit den im Kap. 7.1 für das Zwieselbachtal angegebenen Parametern.
Datengrundlage: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Österreich.

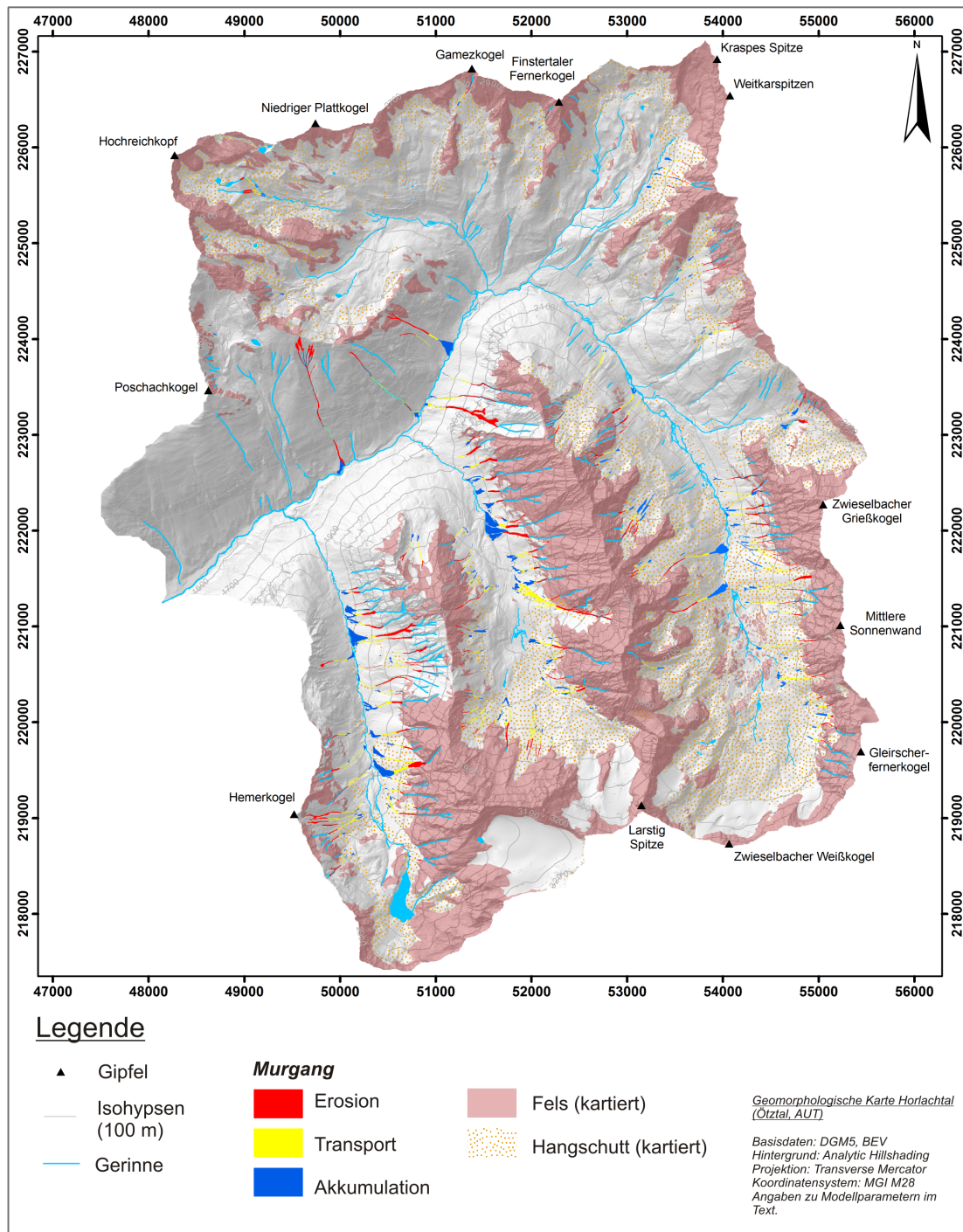


Abbildung 7.26.: Geomorphologische Karte Horlachtal - Kartiert
 Die Kartierung erfolgte auf Grundlage von Feldbegehungen und Luftbildern.
 Datengrundlage: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Österreich.

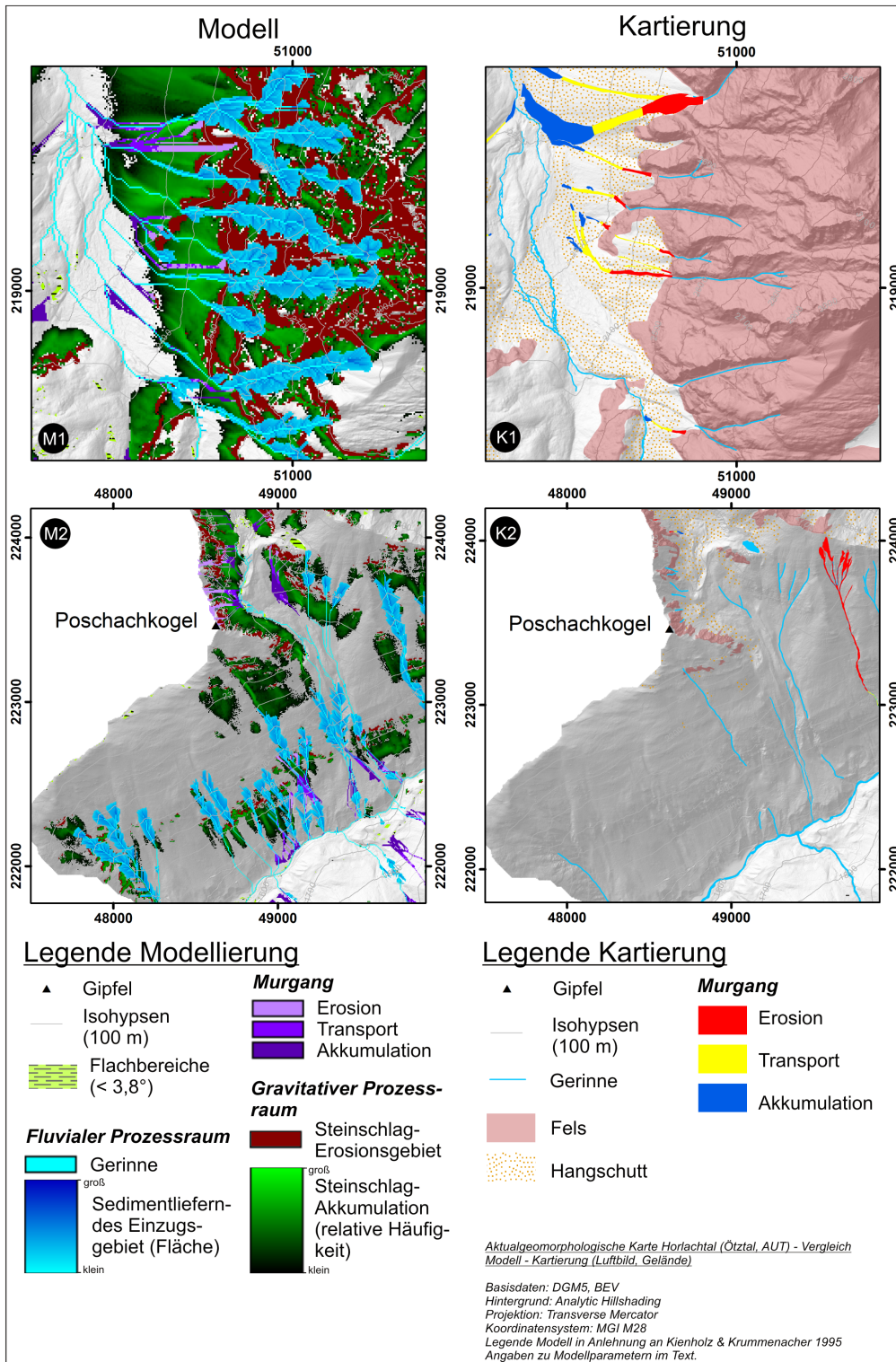


Abbildung 7.27.: Vergleich aGMK Horlachtal mit Kartierung - Details
Die Kartierung erfolgte auf Grundlage von Feldbegehungen und Luftbildern.
Datengrundlage: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Österreich.

Fluviale Prozesse treten im gesamten Horlachtal mit 6,1% Flächenanteil etwas weiter verbreitet auf als im Zwieselbachtal (5,0%) allein. Der Gerinneanteil ist dabei in beiden Einzugsgebieten gleich, somit entsteht der Unterschied durch den höheren Flächenanteil des Sedimentliefernden Einzugsgebietes (SCA). Dieses konzentriert sich im Zwieselbachtal im nordöstlichen Bereich (Fidaskar bis Breite Scharte) auf ein paar wenige Hanggerinne, während es in Bereichen mit kleinräumig zergliedertem Relief in Felsbereichen deutlich größere Flächen erfasst (westexponierter Osthang). Auch im Gras- und im Larstigtal zeigen die westexponierten Osthänge deutlich mehr SCA als die eher langgestreckten ostexponierten Westhänge. Die Osthänge weisen eine variabelere Horizontalwölbung mit folglich häufiger auftretenden konvergierenden Hangformen auf, welche zur Ausweisung von Gerinneentstehungspunkten notwendig sind (Kap. 7.1.4.1). Da die SCA wesentlich an das Vorhandensein von Gerinne gebunden ist, erklärt dies somit die asymmetrische Verteilung der SCA in den genannten drei Teilgebieten. Die klimographischen Kurven von ZBT und HT (Abb. 5.7) zeigen ausserdem, dass das HT einen ca. 5% höheren Anteil an Hangneigungen $> 30^\circ$ ($\hat{=}$ Hangneigungsgrenzwert SCA) aufweist. Somit geht auch hier der unterschiedliche Flächenanteil der SCA auf die tendenziell höheren Hangneigungswerte im gesamten HT zurück.

7.2.3. Lahnenwiesgraben

Die aktualgeomorphologische Karte des Lahnenwiesgrabens (Abb. 7.28) zeigt eine geringere Prozessraumdichte als im Zwieselbachtal. Es fällt auf, dass die unterschiedlichen Prozesse deutlich überlappen und sich auf bestimmte Bereiche des Einzugsgebietes konzentrieren.

Steinschlag ist natürlich an das Vorhandensein von freien und steilen Felswänden gebunden. Somit findet man diesen Prozess vor allem am nordexponierten Südhang (vom Kuhkar bis zu den Seleswänden) und am südexponierten Nordhang im Bereich Brünstelskopf und Herrentisch (s. Abb. 5.4). Ansonsten befinden sich über das gesamte Einzugsgebiet verteilt kleine Steinschlaganrissbereiche, zumeist an Felswänden, die auch in tieferen Lagen und vor allem unter Wald vorkommen. Die Steinschlagreichweiten sind dort aufgrund geringerer Sturzhöhen und Vegetationsbedeckung relativ gering, größere Reichweiten werden in den höheren Lagen erreicht, wo die Sturzhöhen größer sind und bremsende Vegetationsbedeckung zumeist fehlt (z.B. Kuhkar, Rosskar, Seleswände). Insgesamt hat der Prozessraum Steinschlag im Lahnenwiesgraben einen vergleichsweise geringen Flächenanteil von 14,1%. Der Anteil von sekundären Steinschlagsflächen, d.h. Überlappung von Steinschlagquellgebieten mit Steinschlagakkumulationsbereichen, beträgt 13,9%, und ist somit mit dem Wert im Zwieselbachtal vergleichbar (s. Tab. 7.14).

Das Auftreten von Murgängen ist im Lahnenwiesgraben nicht so ausgeprägt an klar abgrenzbare Felseinzugsgebietsauslässe gekoppelt wie im Zwieselbachtal (vgl. Kap. 7.2.1), da die Felsbereiche im Lahnenwiesgraben deutlich weniger Fläche einnehmen und kleinräumiger zergliedert sind. Somit kommt es zur Abbildung von kleineren und zahlreicheren Murgängen. Ebenso wie im Zwieselbachtal weisen sie deutlich größere Reichweiten als der Steinschlag auf, erreichen allerdings, bis auf wenige Ausnahmen bei ohnehin gerinnenah ausgewiesenen Muranrissen, den Lahnenwiesgraben nicht. Ähnlich wie in Zwieselbachtal und Reintal beträgt der Flächenanteil der Murprozesse 4,3% (s. Tab. 7.14).

Bei WICHMANN (2006) wurde eine während seiner Arbeiten im LWG abgegangene Mure kartiert und zur Kalibrierung verwendet. Dieser Murgang wurde am Herrentischgraben aus-

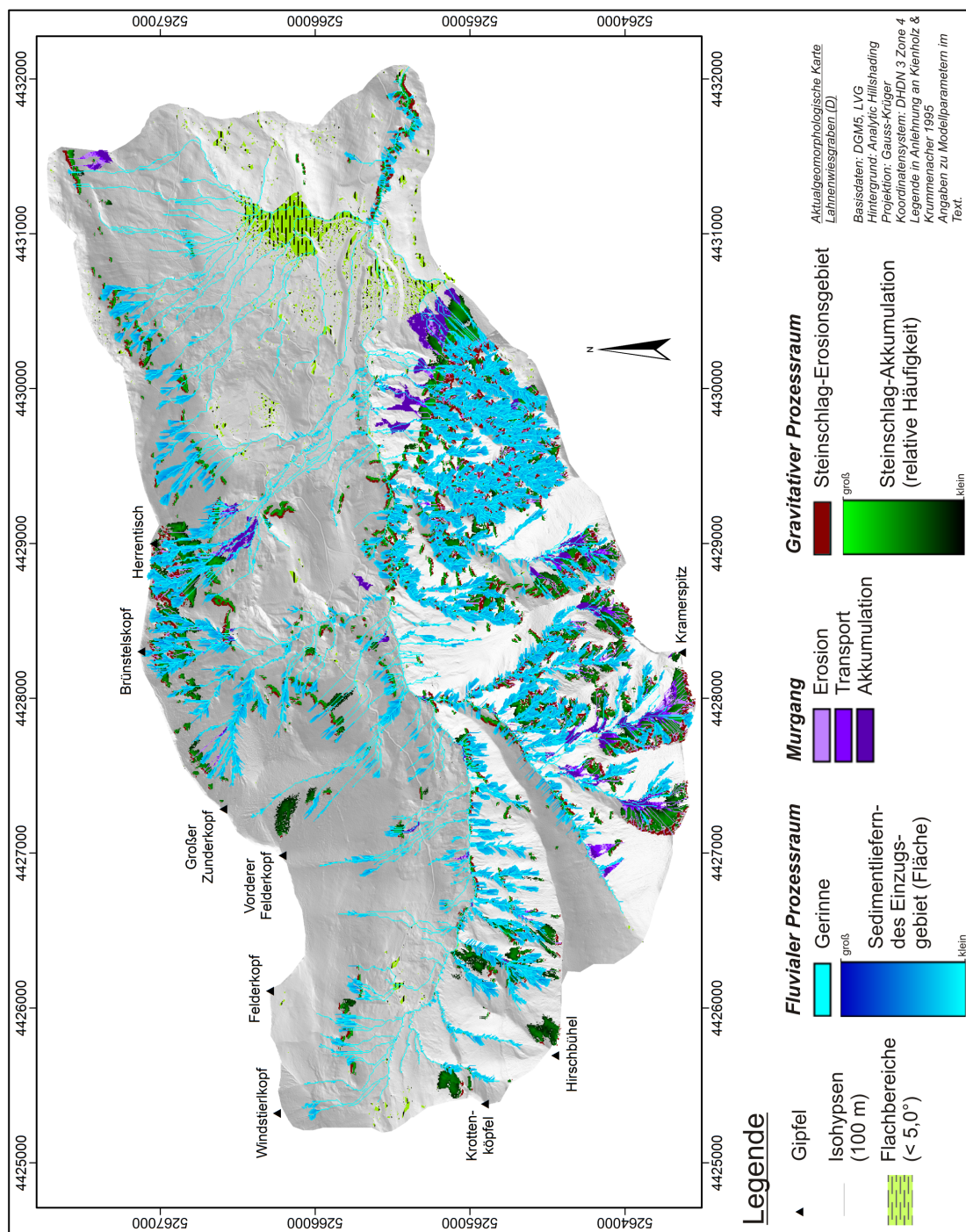


Abbildung 7.28.: Aktualgeomorphologische Karte Lahnenwiesgraben

Die Modellierung der Prozessräume erfolgte mit den im Kap. 7.1 für den Lahnenwiesgraben angegebenen Parametern. Datengrundlage: Bayerisches Landesamt für Vermessung und Geoinformation.

gelöst und erreichte eine Prozessreichweite bis zum Lahnenwiesgraben. In der vorliegenden Modellierung bleibt dieser Murgang jedoch an einer Verflachung bei dem Zusammenlauf der Hanggerinne südlich des Herrentisches aufgrund des dort geringen Gefälles stehen. Es kommt hier somit zu einer Unterschätzung der Prozessreichweite.

Das Geländemodell von WICHMANN (2006) weist zwar ähnliche Hangneigungen auf, allerdings wurde dort mit einem Gleitreibungsbeiwert μ gerechnet, welcher sich für jede Rasterzelle aus der lokalen Einzugsgebietsgröße a nach Formel 7.5 berechnete, während in der vorliegenden Arbeit mit einem konstanten μ von 0,325 modelliert wurde (Tab. 7.4).

$$\mu = 0,2 \cdot a^{-0,1} \quad (7.5)$$

Hierbei ist a die lokale Einzugsgebietsfläche in km^2 . Die Werte wurden auf $\mu \geq 0,15$ begrenzt (WICHMANN 2006).

Die somit berechneten Gleitreibungsbeiwerte sind v.a. in den konkaven Tiefenlinien am Hang und im Tal geringer als 0,325. Deshalb kann die bei WICHMANN (2006) modellierte Mure vom Herrentischgraben die Flachstelle überwinden und den Lahnenwiesgraben erreichen. Bei Kuhkar und Roßkar hingegen (Abb. 7.13) sind die Unterschiede hinsichtlich des μ am Karausgang geringer, daher stimmt die Modellierung dort besser mit den Ergebnissen von WICHMANN (2006) überein.

Die fluviale Dynamik ist im Lahnenwiesgraben flächenbezogen der dominierende Prozess und hält einen Flächenanteil von 16,0%. Das Gerinnenetz ist verhältnismäßig dicht ausgeprägt (4,2%, s. Tab. 7.14). Das Sediment liefernde Einzugsgebiet (SCA) ist vor allem in den Bereichen des Hauptdolomit (Abb. 5.9) am Nordkamm und südlich des Lahnenwiesgrabens deutlich ausgeprägt, da es dort v.a. geologisch bedingt zu einer stärkeren Zergliederung der Hangbereiche und somit kleinräumig zu größeren Hangneigungen kommt.

Entlang des Gerinnes gibt es kaum ausgeprägte Flachbereiche, lediglich die „Reschberg-Wiesen“ werden als größere zusammenhängende Verflachung ausgewiesen. Kleinere Bereiche finden sich nahe der Enning-Alm und vereinzelt an den Hängen. Dennoch wird das Gerinne immer wieder von kleinen Verflachungsbereichen sedimentologisch entkoppelt, v.a. unterhalb des Zuflusses vom Brünstlegraben.

Insgesamt zeigt sich im Lahnenwiesgraben, dass bestimmte Bereiche des Einzugsgebietes bezüglich der betrachteten Prozesse von starker Morphodynamik geprägt sind (z.B. Herrentischgraben), in denen alle drei modellierten Prozessgruppen aktiv sind, während andere Bereiche hinsichtlich dieser betrachteten Prozesse als weitgehend passiv gelten müssen. Diese „passiven“ Flächen befinden sich zumeist im Plattenkalk (vgl. Kap. 5.5.1.3).

Für den Lahnenwiesgraben hat WICHMANN (2006) eine Karte mit Geomorphic Process Units (GPU) erstellt und daraus auf das Einzugsgebiet bezogene Flächenanteile abgeleitet. Diese sind in Tab. 7.15 aufgeführt.

Die auffälligen Abweichungen (höhere Gesamtprozessfläche, große Abweichungen vor allem bei den GPUs DFE und RFE) können mit zwei Umständen erklärt werden. Zum einen ist vor allem der höhere Anteil an Steinschlagerosionsflächen bei WICHMANN (2006) auf das DGM zurückzuführen. Bei WICHMANN (2006) wurde ein DGM verwendet, welches aus digitalisierten 20m - Isohypsen der Topographischen Gebirgsauswertung 1:10000 abgeleitet worden war. Für die vorliegende Arbeit lag ein 1m-DHM aus ALS/LiDAR-Daten vor, welches durch Resampling

Tabelle 7.15.: Vergleich Flächenanteile der Prozessraumzonen mit WICHMANN (2006)

	LWG	LWG (Wichmann)
Murgang Erosion (DFE)	2,4%	23,9%
Murgang Transport (DFT)	0,4%	1,2%
Murgang Akkumulation (DFA)	1,5%	6,4%
Steinschlag Erosion (RFE)	5,2%	13,9%
Steinschlag Akkumulation (RFA)	9,6%	10,4%
Gesamtprozessfläche	25,1%	40,0%

auf die in allen Gebieten und Modellen verwendete Rasterweite von 5m gebracht wurde (vgl. Kap. 6.1). Das SediCouple-DGM weist somit eine deutlich höhere Auflösung des Reliefs auf, während das SEDAG-DGM wesentlich stärker geglättet ist (Abb. 7.29).

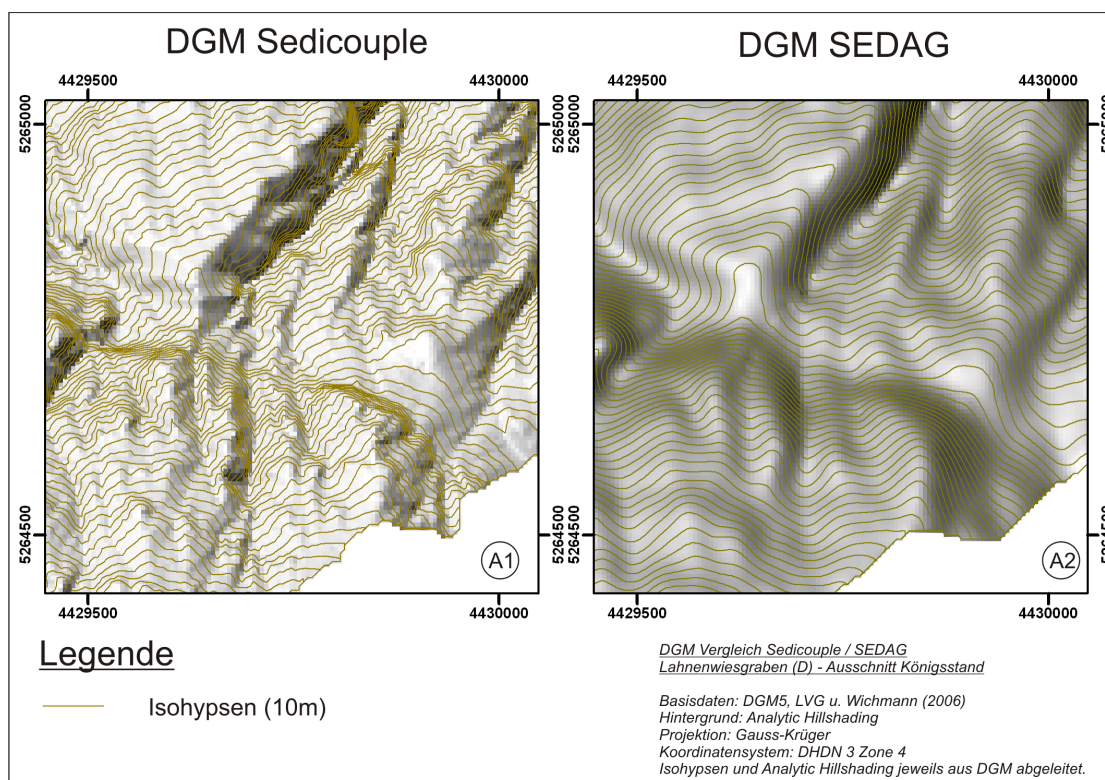


Abbildung 7.29.: Vergleich DGM Sedicouple (A1) und DGM SEDAG (A2). DGM Sedicouple ist das in dieser Arbeit verwendete Höhenmodell des Lahnenwiesgrabens, DGM SEDAG wurde von WICHMANN (2006) verwendet. Datengrundlage: Bayerisches Landesamt für Vermessung und Geoinformation; WICHMANN (2006).

Durch die höhere Auflösung des SediCouple-DGMs werden Reliefunterschiede kleinräumi-

ger differenziert. Somit kommt es beim SEDAG-DGM zu deutlich aggregierten Steinschlagerosionsflächen. Zum anderen geht der Unterschied bei den Steinschlagerosionsflächen auf den unterschiedlichen Hangneigungsgrenzwert zur Ausweisung der Steinschlagerosionsflächen zurück. WICHMANN (2006) verwendet einen Grenzwert von 40° , während hier ein Grenzwert von 50° zur Anwendung kam, da dieser Wert den maximalen Phi-Koeffizienten ergab (0,473). Abb. 7.30 verdeutlicht die Unterschiede exemplarisch (Teilbilder B1 und B2). Da eine höhere räumliche Auflösung bei DGMs auch zu größeren Hangneigungen führt, weil z.B. Simse und Klippen deutlicher akzentuiert werden können, sind die unterschiedlichen Hangneigungsgrenzwerte indirekt ebenfalls auf die verwendeten DGMs zurückzuführen.

Der Grund für die Unterschiede in der Murmodellierung ist zusätzlich in den unterschiedlichen Dispositionsmodellierungsmethoden zu suchen. In der vorliegenden Arbeit wurden die Murgangdisposition mit Hilfe eines logistischen Regressionsverfahrens (LR) geschätzt (s. Kap. 7.1.5.1.1), während bei WICHMANN (2006) die Certainty-Factor-Methode (CF) angewandt wurde. Die bei Anwendung eines Schwellenwertes auf die Dispositionskarte ausgegebenen Startzellen liegen bei der LR-Dispositionskarte eher vereinzelt; die von WICHMANN (2006) verwendete Dispositionskarte weist eher Flächen von Anrisszellen aus, woraus der größere Flächenanteil vor allem im Erosionsbereich resultiert (vgl. Abb.7.30, A1 und A2).

7.2.4. Reintal

Bei der aktualgeomorphologischen Karte des Reintals fällt als erstes die starke räumliche Ausdehnung der Prozesse auf, die mit 71,9% der Gesamtfläche (vgl. Tab. 7.14) einen sehr großen Teil des Einzugsgebietes überdecken. Den größten Anteil daran haben Steinschlagprozesse, welche im Modell 63,0% der Einzugsgebietsfläche einnehmen.

Murgänge spielen im Vergleich zu Steinschlag sowie fluvialen und hangaquatischen Prozessen flächenmäßig eine untergeordnete Rolle. Sie nehmen im Reintal einen Flächenanteil von 3,3% ein, was somit unter den Flächenanteilen des Lahnenwiesgrabens und Zwieselbachtals liegt (vgl. Tab. 7.14). Die insgesamt geringen Flächenanteile von Murgangprozessen in allen drei Untersuchungsgebieten ist umso erstaunlicher, da die geomorphologische Wirksamkeit von Murgängen in zahlreichen Arbeiten nachgewiesen wird (z.B. RAPP 1960, BECHT 1995, VAW 1992, BERGER ET AL. 2011).

Die modellierten Murgänge treten auf dem nordexponierten Südhang des Reintales zahlreicher auf als auf dem südexponierten Nordhang, da am Südhang durch das Dispositionsmodell zahlreichere Muranrisse modelliert wurden. Ursächlich hierfür sind v.a. die auf dem Südhang ausgeprägteren Gefällsstufen, wodurch größere Flächen als Bereiche hoher Vertikalneigung ausgewiesen werden. Diese Vertikalneigung wiederum erhöht als einziger Faktor die Murdisposition im Reintal (s. Tab. A.1 im Anhang).

Die modellierte Reichweite der Murgänge variiert im Vergleich zum Steinschlag, die Murgänge bleiben mehrfach auf den Schutthalden stehen. Lediglich im Kar „Kleiner Hundstall“ (s. Abb. 5.5), am mittleren bis unteren Nordhang und vereinzelt am Südhang erreichen die Murgänge höhere Reichweiten.

Fluviale und hangaquatische Prozesse wurden auf 17,7% der Einzugsgebietsfläche modelliert, was im Vergleich zum Lahnenwiesgraben und vor allem zum Zwieselbachtal recht viel ist. Da das Reintal jedoch ein Karstgebiet ist (vgl. Kap. 5.4), erscheint dieser Wert generell zu hoch,

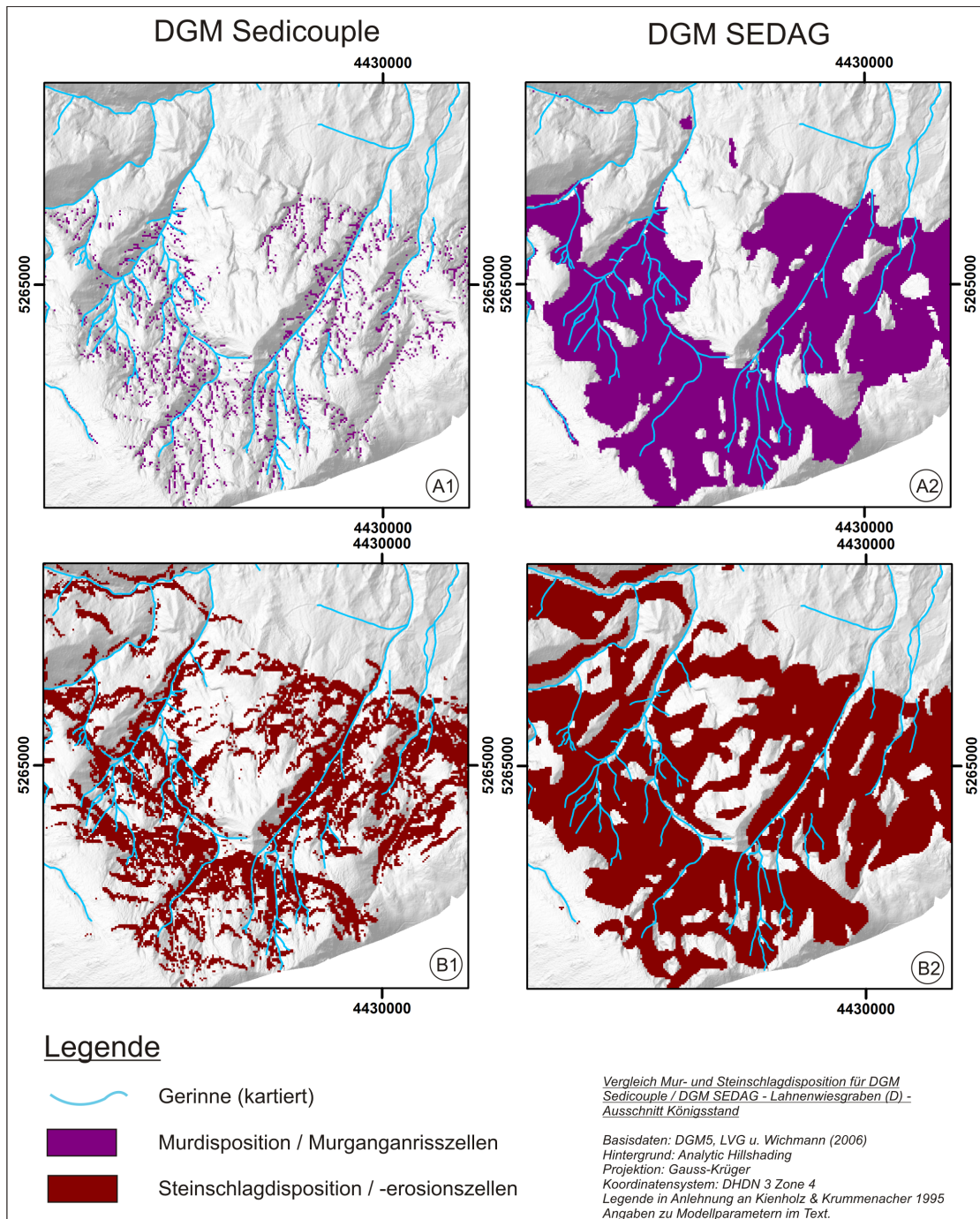


Abbildung 7.30.: Vergleich von Mur- (A) und Steinschlagdisposition (B) für DGM Sedicouple (-1) und DGM SEDAG (-2).

DGM Sedicouple ist das in dieser Arbeit verwendete Höhenmodell des Lahnenwiesgrabens, DGM SEDAG wurde von WICHMANN (2006) verwendet. Datengrundlage: Bayerisches Landesamt für Vermessung und Geoinformation; WICHMANN (2006).

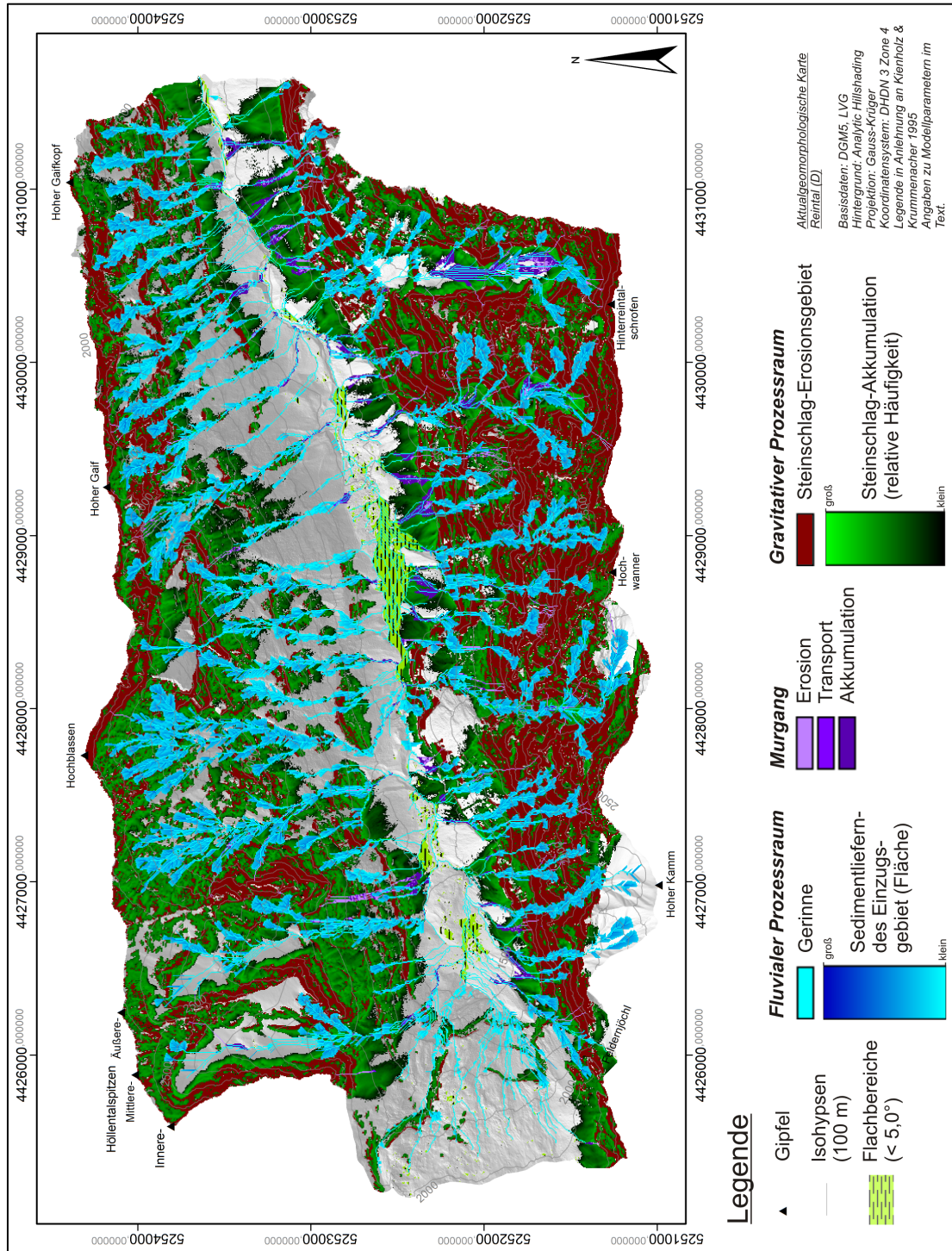


Abbildung 7.31.: Aktualgeomorphologische Karte Reintal
 Die Modellierung der Prozessräume erfolgte mit den im Kap. 7.1 für das Reintal angegebenen Parametern.
 Datengrundlage: Bayerisches Landesamt für Vermessung und Geoinformation

da hier verstärkt unterirdischer oder zumindest lediglich episodischer Abfluss zu erwarten ist. Wie bereits im Kapitel 7.1.4.4 bei der Modellierung erörtert, mussten bei der Parameterfestlegung des Modells Kompromisse eingegangen werden, um unterschiedlichen Anforderungen und Geländebefunden zu genügen.

Das Gefälle der Partnach wird, ähnlich dem Zwieselbach, von mehreren Flachbereichen unterbrochen: am „Golfplatz“, oberhalb der Reintalangerhütte, bei der „Hinteren Gumpe“ zwischen Wasserfall und „Steingerümpel“, und im Bereich der „Vorderen Gumpe“. Kleinere Verflachungen treten unterhalb der „Vorderen Gumpe“ bis zum Einzugsgebietsausgang auf. Im Hangbereich sind keine Verflachungen zu finden. Diese Flachbereiche führen auch hier zu longitudinaler Entkopplung durch Unterbrechung des Sedimenttransports in den Gerinnen und durch die akkumulationsbedingte Verbreiterung des Talbodens zu seitlicher Pufferung des Gerinnes in Bezug auf Sedimenteintrag vom Hang (vgl. Kap. 7.2.1). Der Flächenanteil der Verflachungsbereiche beträgt 1,4% (vgl. Tab. 7.14).

7.2.5. Fazit

Insgesamt führte die Zusammenstellung der Prozessmodelle zu einer aGMK in allen Untersuchungsgebieten zu guten Ergebnissen. Die bei den jeweiligen Prozessmodellen besprochenen Einschränkungen und Abweichungen im Vergleich zu kartierten Prozessräumen (Kap. 7.1) gelten hier, in der Synopsis der untersuchten Prozesse, natürlich auch.

Die Modellierung des fluvialen Prozessraums berücksichtigt z.B. nicht die Beschaffenheit des Oberflächensubstrats. Unterirdisch unter Grobblockmaterial verlaufende Gerinneabschnitte, wie sie im Zwieselbachtal (BECHT 1995) oder Reintal vorkommen, werden somit nicht als solche erfasst, sondern unter Annahme einer durchweg undurchlässigen Oberfläche modelliert. Die Modellierung der Gerinneentstehung über MFD oder CIT hingegen berücksichtigt die grundsätzliche Durchlässigkeit der Oberfläche schon, da erst ab einem kalibrierten Schwellenwert Oberflächenabfluss angenommen wird.

Das Auftreten von Murgängen im Modell ist zwingend an die Ausweisung von Muranrissen in der Dispositionsmodellierung gebunden. Die Disposition entspricht dabei nicht einfach dem Status quo eines Untersuchungsgebietes, sondern weist auch potenzielle Anrisse aus, an denen gegenwärtig noch keine Murgänge zu verzeichnen sind. Problematischer ist es, wenn das Modell versäumt, im Gelände identifizierte Murgänge abzubilden. Dies kann zwar grundsätzlich darauf hinweisen, dass sich die Systemkonfiguration eines Talabschnittes inzwischen geändert hat (vgl. HECKMANN ET AL. 2008), was jedoch im Laufe der Zeit durch ein Aktivitätsmonitoring des betreffenden Bereiches überprüft werden müsste. Im Rahmen dieser Arbeit muss jedoch davon ausgegangen werden, dass diese fehlenden Klassifikationen als Modellierungsfehler verbucht werden müssen. Hinsichtlich der verhältnismäßig geringen Prozessflächenanteile von Murgängen ist anzumerken, dass sich das Modell ausschließlich auf das vorhandene DGM bezieht und es im Zuge der Modellierung nicht verändert bzw. aktualisiert. Somit ist der modellierte Prozessraum i.d.R. kleiner als der im Gelände tatsächlich erkennbare. Dieser entsteht unter beständiger Veränderung des Reliefs vor allem im Bereich der Murkegel, da jede Murgangakkumulation zu einer Erhöhung des Reliefs auf dem Murkegel führt, wodurch nachfolgende Murgänge abgelenkt werden und somit größere Flächen überstreichen können.

Ein Vergleich der Prozessraumflächen der untersuchten EZG zeigt z.T. deutliche Unterschiede

der Untersuchungsgebiete (Tab. 7.14). Es zeigt sich, dass das Upscaling des im ca. 16 km^2 großen ZBT kalibrierten Modells auf das übergeordnete, ca. 50 km^2 große HT zu guten Ergebnissen geführt hat. Ein wesentlicher Faktor hierfür ist natürlich, dass das ZBT ein Subsystem des HT ist, und sich daher beide EZG hinsichtlich der naturräumlichen Ausstattung sehr ähnlich sind. Dies zeigt sich u.a. durch grundsätzlich ähnliche Flächenanteile der Prozessraumzonen.

Der deutlich ausgeprägtere Flächenanteil des fluvialen und hangaquatischen Prozesskomplexes in den EZG der nördlichen Kalkalpen geht vermutlich auf das ebenfalls größere Niederschlagsangebot in diesen EZG zurück. Die Gerinne im RT sind aufgrund des dort dominierenden Karstes zwar z.T. nur episodisch wasserführend, dennoch ist auch dort der Flächenanteil des potenziell aktiven Gerinnennetzes erheblich größer als in den beiden zentralalpinen EZG.

Das RT weist aufgrund der Verkarstung, aber v.a. aufgrund der höchsten Hangneigungen von allen EZG (Abb. 5.7) den größten Fels-Flächenanteil auf (Tab. 5.5.2.1). Demzufolge ist der Prozessraum Steinschlag im RT flächenmäßig dominierend. Deutlich weniger Steinschlagfläche findet man im LWG, und zwar aus dem gleichen Grund - die Felsfläche ist dort ebenfalls die geringste (Tab. 5.5.2.1) von allen EZG.

Ein wesentlicher Vorteil einer prozessmodellgenerierten Geomorphologische Karte (GMK) ist, dass die Prozessmodellierung Rückschlüsse auf räumliche Überdeckung der Prozesse zulässt. Somit kann z.B. der Anteil von sekundärem Steinschlag (MATZNETTER 1956 *vide* KRAUTBLATTER & MOSER 2009) an der gesamten Steinschlagerosion abgeschätzt werden, indem der Flächenanteil von Steinschlagablagerung im Steinschlagerosionsgebiet ermittelt wird. Dieser ist nach der vorliegenden Prozessmodellierung im RT mit 48,1% von allen EZG am höchsten. Den niedrigsten Anteil weist das HT mit 5,2% auf (Tab. 7.14). Da sich sekundärer Steinschlag aus in Speichern abgelagertem primären Steinschlag speist, muss somit im RT die Speicherkapazität in der Felswand größer sein als im HT.

Zu beachten ist, dass die hier ermittelten und dargestellten Prozessräume aufgrund der eingangs getroffenen Einschränkung, Frequenz und Magnitude der betrachteten Prozesse nicht zu berücksichtigen (Kap. 4.1.5), keine zuverlässigen Rückschlüsse auf tatsächlich transportierte Sedimentmengen zulassen.

7.3. Konnektivitätsmodellierung

7.3.1. Konzeption

Nach erfolgter Kalibrierung und Validierung der Prozessmodelle kann nun mit den entwickelten Modulen zur Modellierung der Kopplung dieser Prozesse (Ziel 2, Kap. 4.2) die Modellierung der Sedimentkaskade in den Untersuchungsgebieten durchgeführt werden (Kap. 7.1.7).

Grundsätzlich wird bewusst zwischen „Kopplung“ und „Konnektivität“ unterschieden. In Anlehnung an FAULKNER (2008) wird „Kopplung“ als die Beziehung zwischen einzelnen Prozessraumzonen bzw. Formen (z.B. „source to sink“, „channel-hillslope-coupling“) verstanden, während „Konnektivität“ als Systemeigenschaft verstanden wird, welche das Integral der Kopplungszustände beschreibt, also die auf ein Einzugsgebiet bezogene Summe dieser Kopplungsbeziehungen (s.a. HECKMANN & SCHWANGHART 2012). Die Betrachtungsskala für „Kopplung“ ist dabei im Allgemeinen kleiner als für „Konnektivität“ (FAULKNER 2008).

In einem ersten Schritt soll die **Kopplung** des potenziell Sediment liefernden Einzugsgebietes an beliebige Punkte (d.h. Orte bzw. Rasterzellen) ermittelt werden. Dazu wird für einen Punkt das durch die untersuchten Prozesse angeschlossene Sedimentquellgebiet modelliert, sowie die potenzielle Kopplungsbeziehung zu diesem Gebiet quantifiziert (Ziele 1 und 3, Kap. 4.2). Es handelt sich somit um die Modellierung der Beziehung „source to sink“, d.h. für eine angenommene Senke (engl. *sink*, entspricht hier dem gewählten Punkt) wird die Sedimentquelle (engl. *source*, entspricht hier den gekoppelten Erosionsgebieten des jeweils betrachteten Prozesses) ermittelt. Des Weiteren wird diese Kopplungsbeziehung gemäß den Ausführungen in Kap. 7.1.7.2 quantifiziert.

In einem zweiten Schritt wird zur Ermittlung der **Konnektivität** die Modellierung der Kopplung jeweils auf die gesamten Untersuchungsgebiete ausgedehnt, um den Vergleich und die Typisierung der Kopplungsbeziehungen in diesen Gebieten zu ermöglichen (Ziel 4, Kap. 4.2). Hierzu wird die potenzielle Kopplung aller Erosionsflächen der untersuchten Prozesse an das Gerinnetz ermittelt. Aus den resultierenden Daten kann ein Index der Systemeigenschaft Konnektivität erstellt werden.

7.3.2. Modellierung des Kopplung

Für die Bestimmung des potenziellen Sedimentquellgebietes eines frei wählbaren Punktes (d.h. eine beliebige Rasterzelle im DGM) in einem EZG wird durch die Modellierung der untersuchten Prozesse ermittelt, welche Flächen wie intensiv in der Lage sind, Grobsediment an diesen gewählten Punkt zu liefern. Hierzu wird für den gewählten Punkt der in Abb. 7.22 dargestellte Workflow zur Modellierung der Kopplung durchgeführt. Dabei wird die Kopplung durch jeden der untersuchten Prozesse modelliert. Gleichzeitig werden dadurch natürlich auch indirekt diejenigen Flächen ermittelt, welche nicht an den gewählten Punkt gekoppelt sind. Zu beachten ist, dass die Kopplungsintensität lediglich die potenzielle Kopplung zwischen den modellierten Prozessen betrachtet, jedoch keine Aussagen über die Prozessintensität selbst trifft (Kap. 7.1.2).

7.3.2.1. Berechnung

Die Untersuchung der Kopplung erfordert für jeden untersuchten Punkt einen gesamten Mo-

dellierungsdurchgang aller beteiligten Prozesse. Um mit dieser Methode gesicherte statistische Aussagen über die gesamte Fläche eines Untersuchungsgebietes zu erhalten, müssten zahlreiche zufällig verteilte Punkte ausgewählt und modelliert werden. Dazu ist dieses Modell aufgrund des bei der momentanen Implementierung hohen Aufwandes nicht geeignet. Deshalb wurden in jedem Untersuchungsgebiet manuell jeweils 30 Punkte ausgewählt, für die die Kopplung ermittelt wurde.

Die **gekoppelte Fläche** eines Punktes p (AK_p) wird durch Vereinigung der modellierten Erosions-Prozessräume ermittelt (Formel 7.6).

$$AK_p = A_{p,SCA} \cup A_{p,DFE} \cup A_{p,RFE} \quad (7.6)$$

Dabei gilt das gesamte gekoppelte Gerinne sowie das dazu modellierte SCA als Erosionsbereich, während bei Murgängen und Steinschlag lediglich die gekoppelten Erosionsbereiche (DFE und RFE) berücksichtigt wurden. Dadurch ergibt sich eine Erweiterung des für die Modellierung des hangaquatischen und fluvialen Abtrags verwendeten SCA um die beiden Prozesse DF und RF.

Zur besseren Vergleichbarkeit dieser gekoppelten Flächen AK_p werden sie jeweils zur Fläche des hydrologischen EZG des gewählten Punktes ($A_{p,EZG}$) ins Verhältnis gesetzt, wodurch sich der gekoppelte Flächenanteil $AK_{p,EZG}$ (Formel 7.7) ergibt.

$$AK_{p,EZG} = \frac{AK_p}{A_{p,EZG}} \quad (7.7)$$

Das Kopplungsmodell ermittelt neben den gekoppelten Prozessraumflächen für jeden untersuchten Prozess das relative Kopplungspotenzial der Erosionsbereiche an einen definierten Punkt (vgl. Kap. 7.1.2). Die **Kopplung** K_i einer an diesen Punkt p im Untersuchungsgebiet gekoppelten Rasterzelle i erhält man aus der Summe der Kopplungspotenziale der untersuchten Prozesse (Formel 7.8).

$$K_i = SCA_i + (DF_i \rightarrow SCA_i) + ((RF_i \rightarrow DF_i) + (RF_i \rightarrow SCA_i)) \quad (7.8)$$

SCA_i wird dabei auf 1 ($\hat{=}$ 100 % Kopplung) gesetzt, die anderen Werte werden wie in Kap. 7.1 beschrieben ermittelt. $DF_i \rightarrow SCA_i$ ist die Summe der mit dem SediCon_DF-Modell ermittelten Kopplungswerte der jeweiligen Muranrisse an die SCA. Die möglichen Werte liegen zwischen 0 und 1 ($\hat{=}$ 0-100 % Kopplung). Beim Steinschlag wird ebenfalls ein Kopplungswert an weiterführende Prozessräume (Debris flow (DF) und SCA) ermittelt, allerdings differenziert das SediCon_RF-Modell nach Kopplung mit Murerosionsbereichen ($RF_i \rightarrow DF_i$) und mit SCA ($RF_i \rightarrow SCA_i$). Die Summe dieser beiden (Teil-)Kopplungswerte kann ebenfalls zwischen 0 und 1 ($\hat{=}$ 0-100 % Kopplung) betragen.

Das Resultat K_i kann somit Werte zwischen 0 und 3 annehmen. Der Wert 0 entspricht „ungekoppelt“, bei einem Wert > 0 ist die entsprechende Zelle an den Auslasspunkt gekoppelt. Der Wert 3 kommt theoretisch dort vor, wo die Zelle i durch alle drei untersuchten Prozesse vollständig an den Auslasspunkt gekoppelt ist.

Dies ist dann der Fall, wenn

1. diese Zelle i durch die SCA erfasst wird,

2. diese Zelle im Erosionsbereich einer vollständig gekoppelten Mure liegt, ihr Ablagerungsgebiet sich somit vollständig mit dem Gerinne bzw. der SCA deckt, und
3. diese Zelle Steinschlagquellgebiet ist und jeder modellierte Prozessweg des Steinschlages aus dieser Zelle in SCA oder in einem vollständig mit dem Gerinne bzw. der SCA gekoppelten Murgangerosionsbereich endet.

Grundsätzlich wäre bei dieser Berechnung eine Gewichtung der Prozesse notwendig, da diese in unterschiedlichem Maße zu der Sedimenttransportleistung der Sedimentkaskaden beitragen (vgl. JÄCKLI 1957, RAPP 1960, BECHT 1995, BEYLICH 2000a,b). Diese Gewichtung wäre für jedes Untersuchungsgebiet gesondert zu ermitteln, allerdings müsste aufgrund der hohen räumlichen Variabilität der diese Gewichtung beeinflussenden Faktoren (Hangneigung, Exposition, Niederschlag, Vegetationsbedeckung, Geologie, etc.) auch innerhalb der Untersuchungsgebiete differenziert werden. Wegen des damit verbundenen hohen Modellierungs- und Datenerhebungsaufwandes wurde im Rahmen dieser Arbeit zugunsten einer mehr konzeptionellen Ausrichtung darauf verzichtet. Für weiter vertiefende Untersuchungen wäre diese Differenzierung jedoch wahrscheinlich vorteilhaft.

Die gesamte Kopplung K_p eines Punktes p berechnet sich aus der Summe der Kopplung K_i jeder gekoppelte Rasterzelle i (Formel 7.9).

$$K_p = \sum_{i=1}^n K_i \quad (7.9)$$

Der resultierende Betrag der K_p lässt sich ohne Angabe der gekoppelten Fläche nicht mehr auf einen prozentualen Kopplungsgrad zurückführen, allerdings sind dennoch Rückschlüsse auf die Intensität der Kopplungsbeziehungen zwischen gekoppelter Fläche K_p und betrachtetem Punkt p möglich.

7.3.2.2. Ergebnisse und Diskussion

Für die Berechnung der K_p wurden, wie in Kap. 7.1.7 erläutert, in jedem Untersuchungsgebiet Punkte festgelegt, für die das hydrologische Einzugsgebiet ermittelt sowie die K_i der betrachteten Prozesse modelliert wurde. Diese Punkte stellen für ihr jeweiliges hydrologisches Einzugsgebiet den Einzugsgebietsauslass (EZG-Exit) dar. Insgesamt wurden für drei Untersuchungsgebiete (ZBT, LWG, RT) jeweils 30 Punkte ausgewählt, die stets auf dem modellierten Gerinnenetz (Kap. 7.1.4.1.1) platziert wurden. Dabei wurde bei den Punkten unterschieden, ob sie im Tal-Gerinne oder auf Hang-Gerinnen liegen. Bei der Auswahl der Punkte wurde darauf geachtet, dass unterschiedliche Teilbereiche der Täler erfasst wurden (z.B. Kare, Hauptverzweigungen, verschiedene EZG-Größen bzw. Höhenlagen), um eine möglichst vielfältige Datenbasis zu schaffen. Als Tal-Gerinne gilt hier das Hauptgerinne in der Tiefenlinie entlang des Tales und entlang größerer Nebentäler, Hang-Gerinne sind alle seitlich einmündenden Gerinneabschnitte. Die Hang-Gerinne weisen in der Regel eine Gerinneneigung auf, die größer ist als die Hangneigung der tributären Hänge zum Hanggerinne. Im Gegensatz dazu ist bei Tal-Gerinnen die Gerinneneigung im Vergleich zur Hangneigung wesentlich geringer (vgl. LOUIS 1967).

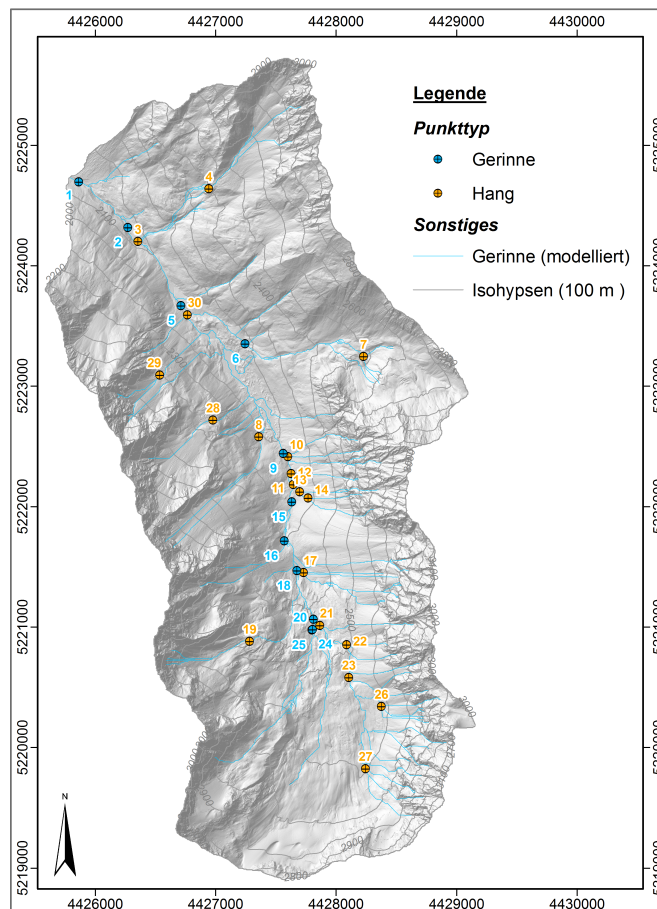


Abbildung 7.32.: Lage der EZG-Exits im Zwieselbachtal
 Die dargestellten Punkte stellen die Auslasspunkte (EZG-Exits) p der auf Kopplung (K_p) untersuchten Einzugsgebiete im Zwieselbachtal dar.

Die Lage der Punkte, für welche jeweils die K_p ermittelt wurde, sind in Abb. 7.32 (ZBT), Abb. 7.33 (LWG) und Abb. 7.34 (RT) dargestellt. Eine detaillierte tabellarische Übersicht der Ergebnisse zu den untersuchten Punkte befindet sich im Anhang (Kap. B).

Detaillierte Darstellung

Zur Veranschaulichung der Modellierung wurden aus dem ZBT exemplarisch zwei Tal- und zwei Hang-Gerinne-Punkte ausgewählt, um die modellierten Kopplungsflächen und -intensitäten (Kopplungsgrad) darzustellen (Abb. 7.35). Die gelb bis rot gefärbten Flächen stehen dabei für mit dem Punkt gekoppelten Erosionsflächen, d.h. Steinschlagerosions-, Murgangerosions- und SCA-Bereiche. Nicht dargestellt sind reine Transport- oder Ablagerungsflächen, sowie Kopplungsbeziehungen von Punkten, welche mit dem jeweils betrachteten Punkt nicht gekoppelt sind. Zusätzlich ist jeweils das hydrologische EZG der Punkte sowie das modellierte Gerinnenetz aufgeführt. Für jeden Punkt wurde eine komplette Modellierung des Workflows durchgeführt (vgl. Abb. 7.22). Das modellierte Gerinne ist zur Orientierung dargestellt, je nach Abbildung wird

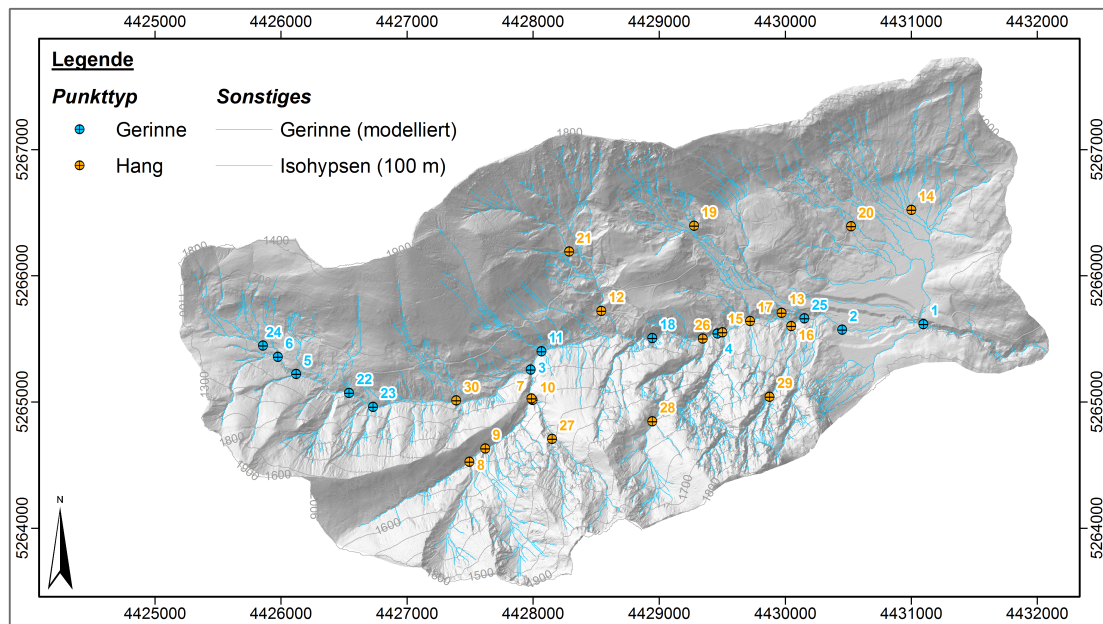


Abbildung 7.33.: Lage der EZG-Exits im Lahnenwiesgraben
 Die dargestellten Punkte stellen die Auslasspunkte (EZG-Exits) p der auf Kopplung (K_p) untersuchten Einzugsgebiete im Lahnenwiesgraben dar.

es nur von den modellierten Kopplungsflächen überlagert. Durch die longitudinale Entkopplung des Gerinnes gilt das dargestellte Gerinne somit nicht automatisch als gekoppelt, sondern nur das in entsprechender Farbe dargestellte SCA.

Die ausgewählten Tal-Gerinne-Punkte (#5 und #9 in Abb. 7.35, vgl. Kap. 7.1.7.4) zeigen, dass nur ein sehr kleiner Anteil der hydrologischen Einzugsgebietsfläche an den EZG-Auslass-Punkt gekoppelt ist. Ursächlich hierfür ist vor allem, dass Flachstellen im Gerinne, deren Gerinne-neigungswerte unter dem im Modell angenommenen Mindestgefälle liegen (s. Flachbereiche in Abb. 7.24, 7.28 und 7.31), zu einer longitudinalen Entkopplung führen (vgl. CHURCH 2010). Liegt eine derartige Flachstelle kurz oberhalb des untersuchten Punktes, gilt das gesamte oberstromige Gerinnenetz ab dieser Flachstelle als ungekoppelt. Somit kann aus diesem oberstromigen Gerinneabschnitt kein Grobsediment an den Punkt transportiert werden, selbst wenn dieser Abschnitt gut an seine tributären Hangbereiche gekoppelt ist (HGK).

Bei den Hang-Gerinne-Punkten (#13 und #26 in Abb. 7.35) ist der Anteil der gekoppelten Fläche am hydrologischen EZG bedeutend größer, da hier die im Tal-Gerinne auftretenden Flachstellen weitgehend fehlen. Ebenso ist bei Hang-EZG der Flächenanteil von steilen Felsbereichen, die zumeist Steinschlagerosionsgebiete darstellen, deutlich ausgeprägter.

Bemerkenswert ist, dass in jedem der dargestellten Modelle (v.a. bei #9 und #26, Abb. 7.35) das Sedimenteinzugsgebiet der Punkte z.T. beträchtlich über die Wasserscheiden des jeweiligen hydrologischen Einzugsgebietes hinausragen kann. Im Modell wird dies durch den Random Walk (vgl. Kap 7.1) ermöglicht, wodurch die Prozessmodellierung von Steinschlag und Murgang(-ablagerung) nicht streng dem steilsten Gefälle folgen muss, sondern auch seitliches

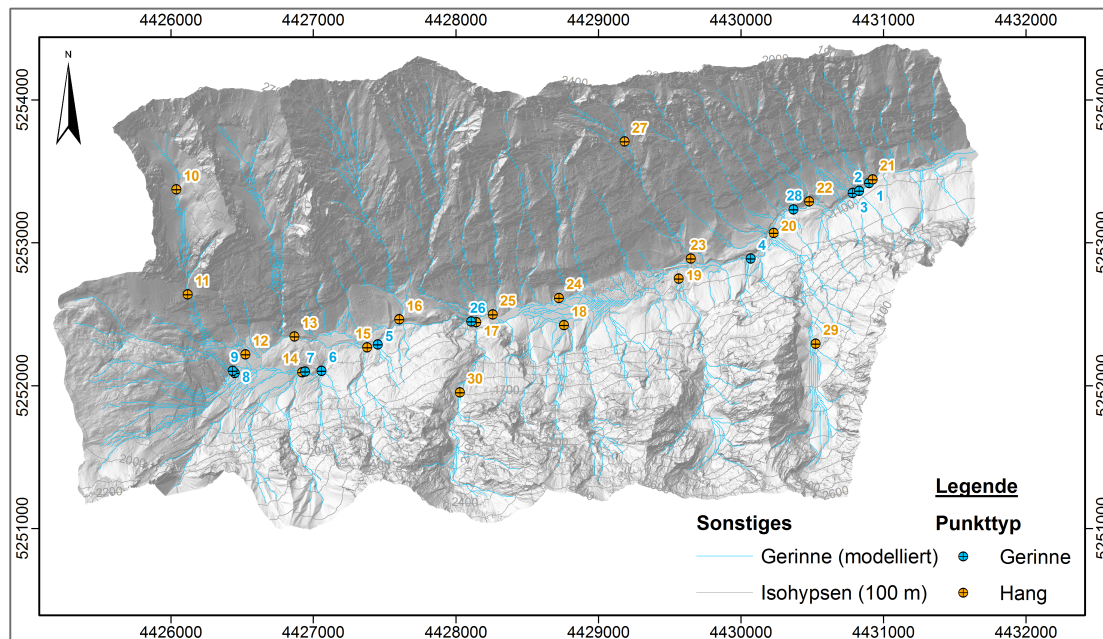


Abbildung 7.34.: Lage der EZG-Exits im Reintal

Die dargestellten Punkte stellen die Auslasspunkte (EZG-Exits) p der auf Kopplung (K_p) untersuchten Einzugsgebiete im Reintal dar.

Verspringen bzw. Überwinden von niedrigen Hindernissen bzw. Wasserscheiden modelliert werden kann. So ist z.B. bei Punkt #26 der Bereich östlich des Punktes und nördlich des hydrologischen EZG über einen Murgang an den Punkt gekoppelt, dessen Ablagerungsbereich noch den Exit-Punkt erreicht. Der Kopplungsgrad ist jedoch ausgesprochen gering.

Dieses Modellergebnis ist plausibel, da bei der theoretischen Konzeption und auch bei der tatsächlich durchgeführten Modellierung eines hydrologischen Einzugsgebietes das Wasser stets hangabwärts fließt und es somit zu scharfen Wasserscheiden bzw. EZG-Grenzen kommt. Dies wird von dem hier zur Ausweisung des Einzugsgebietes verwendeten D8-Algorithmus umgesetzt (SAGA-Modul Watershed Basins, CONRAD 2006), da dieser nur einen Nachfolger kennt, welcher stets dem steilsten Gefälle folgt. Massenbewegungen weisen jedoch Trägheitseffekte auf, die ihnen erlauben, auch hangaufwärts oder zumindest nicht dem steilsten Gefälle folgend zu verlaufen (vgl. HECKMANN & SCHWANGHART 2012). Die verwendeten Modelle können zur Zeit zwar noch keine hangaufwärtsgerichteten Bewegungen simulieren, eine Abweichung vom steilsten Gefälle ist jedoch durch die Implementierung des *random-walk*-Ansatzes möglich und ist v.a. bei flachen und horizontal gestreckten Hangformen wahrscheinlich.

Auffällig ist ebenfalls, dass der Kopplungsgrad zwar grundsätzlich jeden Wert zwischen 0 und 3 annehmen kann, in den dargestellten Modellen jedoch deutliche Wertestufen von jeweils „1“ ergeben, was durch sichtbare Farbabstufungen zu erkennen ist. Dies ist v.a. auf die SCA-Flächen zurückzuführen, deren Kopplungsgrad stets mit „1“ als vollständig gekoppelt angenommen wurde (vgl. Kap. 7.1.4). Somit weisen diese Flächen meist einen um „1“ höheren Kopplungsgrad auf als die umliegenden Bereiche der gekoppelten Fläche.

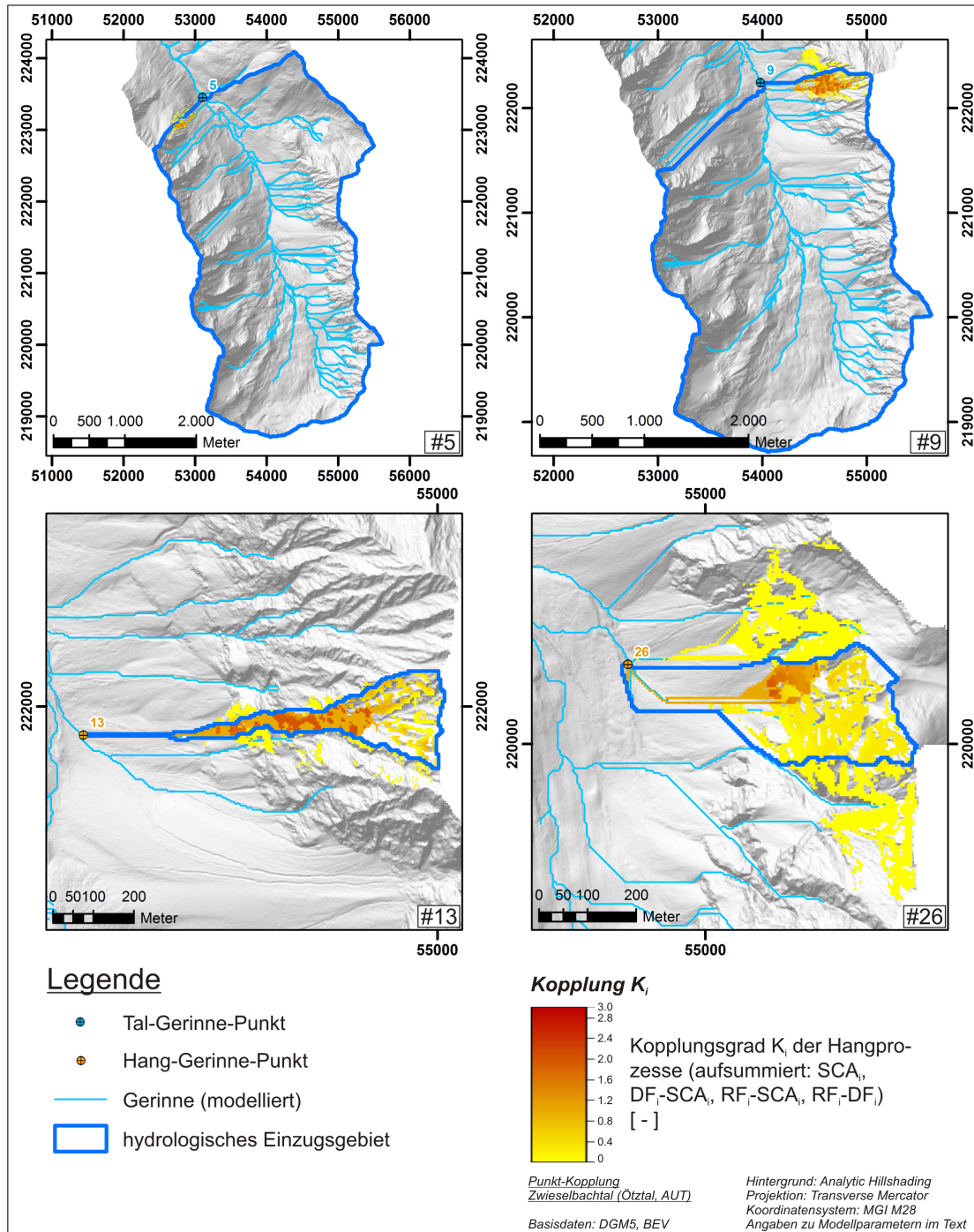


Abbildung 7.35.: Kopplung ausgewählter EZG im Zwieselbachal
Darstellung von vier Punkten p im Zwieselbachal mit gekoppelter Fläche AK_p , sowie Kopplung K_i für jede jeweils gekoppelte Rasterzelle. Datengrundlage: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Österreich.

Eine Identifizierung der durch Sedimentkopplung an einen beliebigen Punkt angeschlossenen Sedimentquellgebiete (Ziel 3, Kap. 4.2) ist somit mit vorliegendem Modellierungskonzept grundsätzlich möglich.

Zusammenhang Kopplung K_p mit der gekoppelten Fläche AK_p

Der Einfluss der gekoppelten Fläche AK_p auf die Kopplung K_p wird bei einer log-log-Darstellung von Kopplung K_p und gekoppelter Fläche AK_p deutlich (Abb. 7.36). Die Beziehung zwischen beiden Faktoren beschreibt Formel 7.10.

$$K_p = \alpha AK_p^\beta \quad (7.10)$$

AK_p bezeichnet die Fläche der gekoppelten und somit Sediment liefernden Bereiche. Die Parameter α und β werden empirisch aus der Regressionsgerade der bestimmten Punkte abgeleitet.

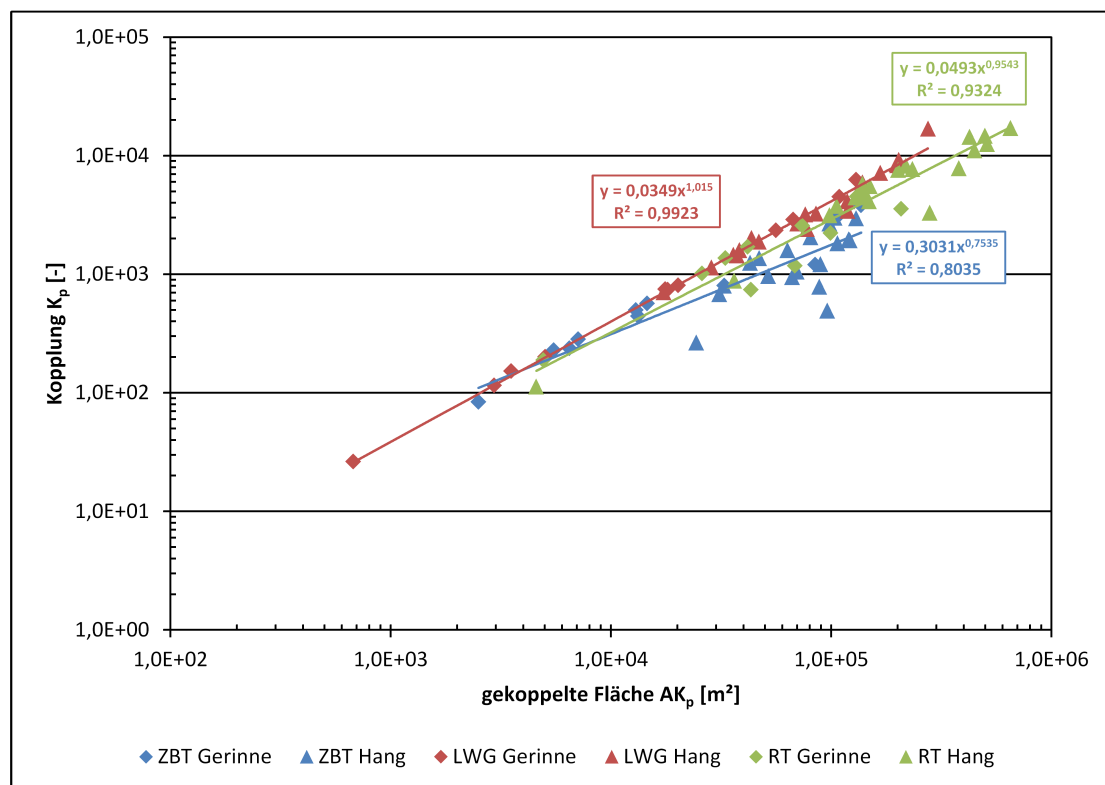


Abbildung 7.36.: Kopplung K_p und gekoppelte Fläche AK_p in den Untersuchungsgebieten, differenziert nach Punkttyp und Untersuchungsgebiet

Die K_p wurde nach Formel 7.9 ermittelt, die AK_p nach Formel 7.6. Die eingefärbten Regressionsgeraden beziehen sich jeweils auf alle Punkte p des entsprechenden Untersuchungsgebietes.

Es zeigt sich in allen drei untersuchten Gebieten ein starker Zusammenhang zwischen der Summe der Kopplung K_p und der gekoppelten Fläche AK_p . Dieser Zusammenhang liegt grundsätzlich auf der Hand, da anzunehmen ist, dass eine größere gekoppelte Fläche auch zu einer

größeren absoluten Summe der Kopplungsbeziehungen führt. Dennoch zeigen sich hier interessante Details.

So ist kein großer Unterschied zwischen Tal-Gerinne-Punkten und Hang-Gerinne-Punkten zu erkennen, außer dass die Hang-Gerinne-Punkte bei allen Untersuchungsgebieten eine leicht stärkere Streuung aufweisen als die entsprechenden Tal-Gerinne-Punkte. Besonders deutlich wird dies im ZBT. Die Hang-Gerinne-Punkte weisen jedoch tendenziell die größere Kopplung auf als die Tal-Gerinne-Punkte. Dies ist vor allem auf die am Hang größere Hangneigung zurückzuführen.

Ein weiteres Detail ist die unterschiedliche Steigung der Regressionsgeraden in der doppelt logarithmischen Darstellung. Die Steigung der Regressionsgeraden (β) zeigt, wie empfindlich die zu erklärende Variable (Y-Achse, hier K_p) auf Änderungen der erklärenden Variable (X-Achse, hier AK_p) reagiert. Im LWG ist die Steigung am stärksten ausgeprägt, im ZBT am geringsten. Das RT nimmt eine Mittelstellung ein, ähnelt dabei jedoch dem LWG mehr als dem ZBT. Somit nimmt die Kopplung K_p im ZBT nicht so stark mit zunehmender gekoppelte Fläche AK_p zu, wie im RT oder gar im LWG. Bei gleicher gekoppelter Fläche ist diese im ZBT somit tendenziell geringer gekoppelt als im RT oder LWG. Das Bestimmtheitsmaß R^2 ist mit 0,9923 im LWG ebenfalls am stärksten ausgeprägt, gefolgt vom RT mit 0,9324 und dem ZBT mit 0,8035.

Im ZBT ist sowohl die relativ starke Streuung als auch die geringere Zunahme der Kopplung mit der gekoppelten Fläche auf die dort recht ausgeprägte Zergliederung des Reliefs zurückzuführen. Das ZBT weist zahlreiche kleinere Hängetäler (v.a. am ostexponierten Westhang) auf, welche nicht gut mit dem Hauptgerinne gekoppelt sind. Diese Hängetäler weichen vom Zwieselbach aus betrachtet zurück, sind also weiter vom Gerinne entfernt als die Hangabschnitte am westexponierten Osthang. Des Weiteren nimmt das Gefälle am Übergang von Hängetal zum Haupttal zum Teil aufgrund der dort befindlichen Seitenmoräne des Zwieselbachferners und bisweilen wohl auch Endmoränen der Hängetalgletscher deutlich ab. Somit kommt es dort häufiger zu einer Entkopplung der Hanggerinne.

Im LWG ist die Kopplung generell größer, auch der Zusammenhang zwischen Kopplung und gekoppelter Fläche ist ausgeprägter. Dies lässt sich vermutlich auf die hier dominierenden fluvialen Abtragsprozessen zurückführen. Verwitterungsschutt sammelt sich hier kaum auf Schutthalden an, sondern lagert sich primär in den fluvial geprägten Rensen ab, die wiederum gut vom SCA erfasst werden. Auch gibt es hier, bis auf Kuh- und Roßkar, keine größeren entkoppelten Teilbereiche.

Das RT weist zwar auch von der Partnach entkoppelte Kare auf, allerdings ist dort die räumliche Gliederung des Reliefs nicht ganz so inhomogen wie im ZBT. Auch handelt es sich beim RT immer noch um ein Trogtal mit ausgeprägten Hangneigungen. Daher nimmt die Kopplung K_p der untersuchten Punkte im RT eine Mittelstellung zwischen LWG und RT ein, und zwar sowohl hinsichtlich der Kopplung, als auch der Stärke des Zusammenhangs zwischen K_p und AK_p .

Zusammenhang gekoppelte Fläche AK_p mit der Einzugsgebietsfläche $A_{p,EZG}$

WALLING (1983) dokumentierte den Zusammenhang von SDR und Einzugsgebietsgröße, dass nämlich die SDR mit zunehmender Größe des EZG aufgrund dadurch zunehmender Speicherflächen abnimmt. Etwas später wurde dieser Zusammenhang von CHURCH & SLAYMAKER (1989) jedoch kritisch relativiert, da in British Columbia beobachtet wurde, dass bei den dort untersuchten EZG der SSY mit zunehmender EZG-Größe zuerst zunimmt, und erst ab EZG-

Größen von ca. 10.000 km^2 abnimmt (dabei wird angenommen, dass sich der SSY ähnlich wie die SDR in Bezug auf die EZG-Größe verhält (DE VENTE ET AL. 2007)). Dies wurde damit erklärt, dass die kleineren Gebiete immer noch die Sedimentlast aus der letzten quartären Vereisung bewältigen, während in den größeren Gebieten eher fluviale Prozesse und Spüldenudation dominiert. DE VENTE ET AL. (2007) wiederum nahmen diese beiden und weitere Beobachtungen auf und konnten zeigen, dass der Zusammenhang zwischen SDR bzw. SSY und EZG-Größe zwar existiert, aber sowohl regional als auch mit beobachteter Skale schwankt. In diesem Zusammenhang wiesen PARSONS ET AL. (2006) darauf hin, dass bei zunehmender EZG-Größe alleine schon aufgrund der dadurch zunehmenden Distanz zum EZG-Auslass, welche erodiertes Sediment zurücklegen muss, eine Abnahme der SDR begründet sei.

Da die Kopplungsbeziehungen innerhalb einer Sedimentkaskade wesentlichen Einfluss auf den Sedimentaustrag haben (z.B. CAINE & SWANSON 1989, HARVEY 2001, HOOKE 2003, BRIERLEY ET AL. 2006, FAULKNER 2008), wäre es zu erwarten, dass auch bei der in der vorliegenden Arbeit bestimmten Kopplung ein Zusammenhang der Kopplungssumme bzw. der gekoppelten Fläche mit der Einzugsgebietsfläche besteht. Diese Erwartung liegt der eingangs formulierten Hypothese 2 zugrunde (Kap. 4.2), die hiermit überprüft werden soll. Zu bemerken ist noch, dass o.g. Beobachtungen sich nicht wie die vorliegende Arbeit auf Grobsediment beschränken, sondern v.a. Suspensionsfracht betrachten.

Abb. 7.37 zeigt, dass kein genereller Trend im Zusammenhang zwischen K_p und Größe des hydrologischen Einzugsgebietes des Punktes p besteht. Die Werte streuen sehr stark, und lediglich im LWG zeigt sich ein ausgeprägt abnehmender Trend. Das Bestimmtheitsmaß R^2 ist jedoch auch beim LWG mit 0,228 recht gering.

Beim Zusammenhang zwischen gekoppelter Fläche (AK_p) und EZG-Größe (Abb. 7.38) ist ein generell negativer Zusammenhang erkennbar. Es kommt jedoch ebenfalls zu einer starken Streuung der Werte mit geringen Bestimmtheitsmaßen, weswegen die folgenden Aussagen vorsichtig betrachtet werden müssen.

Auch hier zeigt sich nur im LWG ein deutlich abnehmender Trend. Das Bestimmtheitsmaß R^2 ist wieder mit 0,2491 gering. Die anderen beiden Untersuchungsgebiete zeigen bei ebenfalls negativen Trends wesentlich geringere Bestimmtheitsmaße. Die generelle Abnahme der gekoppelten Fläche AK_p mit zunehmender EZG-Fläche passt grundsätzlich zu dem bei MILLIMAN & SYVITSKI (1992) festgestellten Zusammenhang zwischen SSY und Einzugsgebietsgröße in alpinen Einzugsgebieten (1000-3000 m ü.NN) (s.a. DE VENTE ET AL. 2007). Für den fluvial dominierten LWG kann somit unter Vorbehalt die Kopplung bzw. gekoppelte Fläche als Erklärung für den Zusammenhang zwischen SSY und EZG-Fläche in Betracht gezogen werden. Ist die Kopplung zwischen Sedimentquelle und EZG-Auslass gering ausgeprägt, wird anfallendes Lockermaterial nicht aus dem EZG heraus transportiert. Ist die gekoppelte Fläche klein, ist folglich das potenzielle Sedimentliefergebiet ebenfalls klein. Somit ist anzunehmen, dass die mit zunehmender EZG-Fläche abnehmende Kopplung bzw. gekoppelte Fläche bewirkt, dass auch die jährliche spezifische Sedimentlieferung (SSY) bei zunehmender EZG-Größe abnimmt.

Im Rückblick auf CHURCH & SLAYMAKER (1989) könnte spekuliert werden, dass im LWG der negative Trend deshalb am ausgeprägtesten ist, da dort seit der lokalen Vergletscherung am meisten Zeit vergangen ist, was sich auch im dort ausgeprägten fluvialen Abtragsregime ausdrückt. Im RT und im ZBT hingegen liegt die lokale Vergletscherung noch nicht so lange zurück (die Lokalgletscher sind in beiden Gebieten noch vorhanden, wenn auch im Abnehmen begrif-

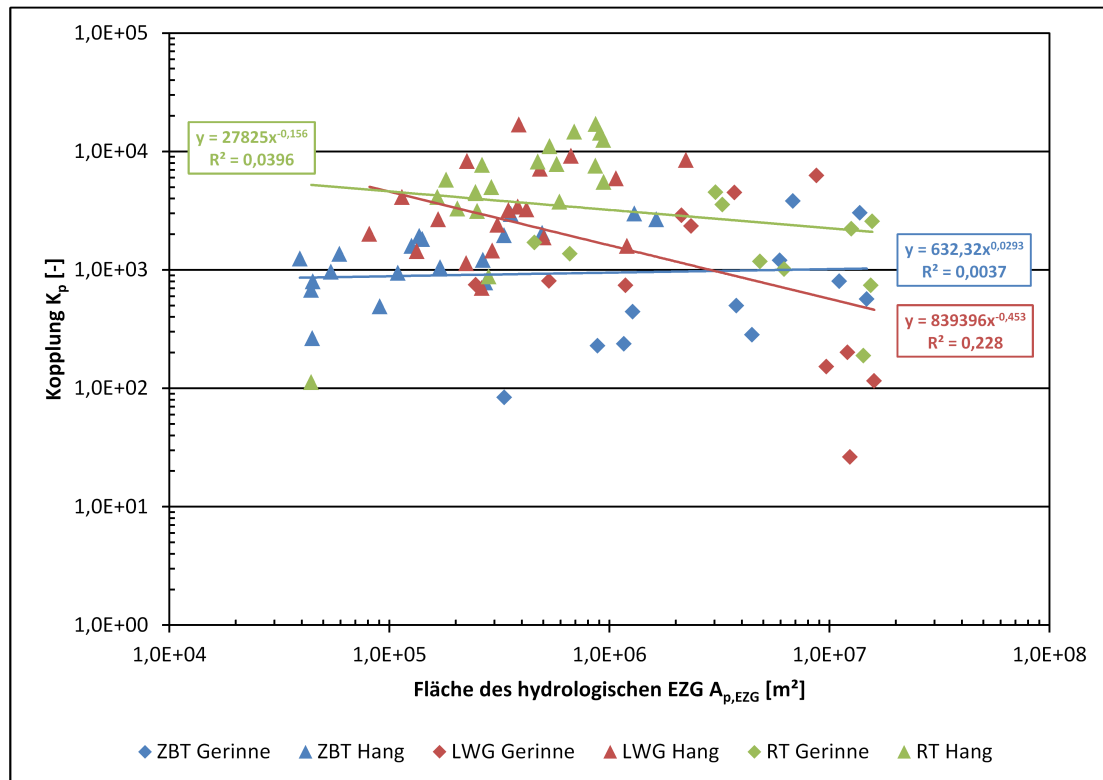


Abbildung 7.37.: Kopplung K_p und EZG-Fläche $A_{p,EZG}$ in den Untersuchungsgebieten, differenziert nach Punkttyp und Untersuchungsgebiet
 Die K_p wurde nach Formel 7.9 ermittelt, die $A_{p,EZG}$ entspricht dem hydrologischen EZG und wurde aus dem DGM abgeleitet. Die eingefärbten Regressionsgeraden beziehen sich jeweils auf alle Punkte p des entsprechenden Untersuchungsgebietes.

fen). Nach CHURCH & SLAYMAKER (1989) weisen Einzugsgebiete mit ausgeprägten quartären Sedimentdepots einen positiven Trend zwischen SSY und EZG-Größe auf. Somit werden im RT und im ZBT der negative Trend stärker von der quartären Vergangenheit mit deutlich zahl- und umfangreicheren Schuttdepots überlagert, der Betrag des Trends somit gemindert. Diese Minderung ist im ZBT am stärksten, das Gefälle der Regressionsgerade somit am geringsten. Zu erwähnen ist jedoch, dass CHURCH & SLAYMAKER (1989) Einzugsgebiete mit deutlich größerer räumlicher Skale betrachten.

Zusammenfassend zeigt sich somit in den drei betrachteten Untersuchungsgebieten eine Abnahme der gekoppelten Fläche AK_p mit zunehmender Einzugsgebietsgröße, wenn auch die Werte zumeist stark streuen. Ebenso verhält es sich mit der Kopplung K_p . Lediglich im ZBT zeigt sich ein uneinheitliches Bild. Hypothese 1 (Kap. 4.2) kann somit unter Vorbehalt aufgrund der geringen Bestimmtheitsmaße der abgeleiteten Regressionsgeraden für das RT und den LWG bestätigt werden. Das deutlich nichtlineare Verhalten von Kopplung und gekoppelter Fläche im ZBT ist vermutlich auf die dort stark zergliederte und uneinheitliche Topographie zurückzuführen. Zur Erhärtung dieser Schlussfolgerungen wäre jedoch grundsätzlich eine weitere Vergröße-

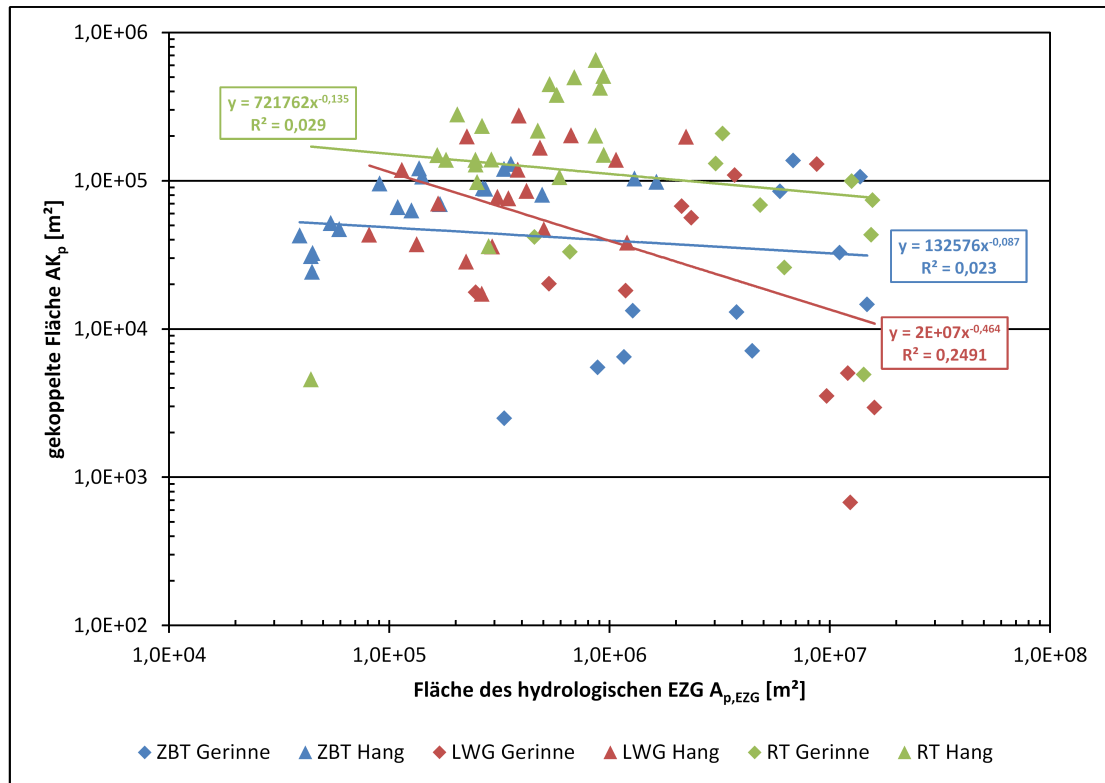


Abbildung 7.38.: Gekoppelte Fläche AK_p und EZG-Fläche $A_{p,EZG}$ in den Untersuchungsgebieten, differenziert nach Punkttyp und Untersuchungsgebiet
 Die AK_p wurde nach Formel 7.6 ermittelt, die $A_{p,EZG}$ entspricht dem hydrologischen EZG und wurde aus dem DGM abgeleitet. Die eingefärbten Regressionsgeraden beziehen sich jeweils auf alle Punkte p des entsprechenden Untersuchungsgebietes.

zung der Datengrundlage durch weitere Untersuchungsgebiete wünschenswert.

Zusammenhang Kopplung K_p bzw. gekoppelte Fläche AK_p mit der mittleren Hangneigung des hydrologischen EZG

Nach Hypothese 2 (Kap. 4.2) sollte mit zunehmender mittlerer Hangneigung des hydrologischen EZG eines Punktes P sowohl Kopplung K_p als auch gekoppelte Fläche AK_p zunehmen, da anzunehmen ist, dass die Hangneigung einen starken Einfluss auf die Kopplung ausübt.

Die beiden Abbildungen 7.39 und 7.40 zeigen, dass sowohl für den LWG als auch das RT durchaus der erwartete Zusammenhang besteht, obwohl auch hier die Werte deutlich streuen. Das Bestimmtheitsmaß liegt zwischen 0,3211 und 0,3884 und ist somit höher als bei dem festgestellten Zusammenhang Kopplung K_p bzw. gekoppelte Fläche AK_p mit der Einzugsgebietsfläche $A_{p,EZG}$ für den LWG (s.o.).

Das ZBT zeigt hingegen weder bei der Kopplung K_p noch bei der gekoppelten Fläche AK_p einen ausgeprägten Zusammenhang mit der Hangneigung des hydrologischen EZG. Die Werte streuen jeweils sehr stark, auch zeigt die Regressionsgerade keine wesentliche Steigung. Die-

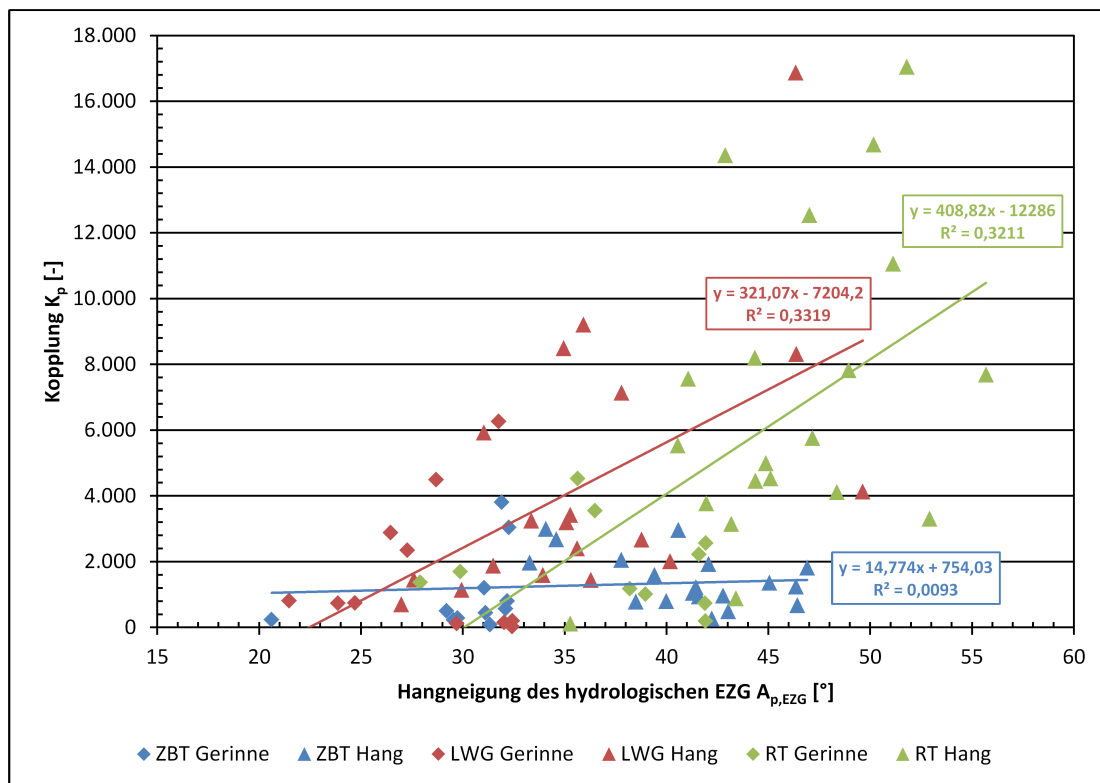


Abbildung 7.39.: Kopplung K_p und Hangneigung der hydrologischen EZG in den Untersuchungsgebieten, differenziert nach Punkttyp und Untersuchungsgebiet
 Die K_p wurde nach Formel 7.9 ermittelt, die Hangneigung entspricht dem arithmetischen Mittel der Hangneigungen im hydrologischen EZG und wurde aus dem DGM abgeleitet. Die eingefärbten Regressionsgeraden beziehen sich jeweils auf alle Punkte p des entsprechenden Untersuchungsgebietes.

se erneute Sonderstellung des ZBT ist vermutlich auf den gleichen Sachverhalt wie bei dem Zusammenhang K_p vs. AK_p zurückzuführen - die ausgeprägte Zergliederung und Heterogenität des Untersuchungsgebietes. Aufgrund der am ostexponierten Westhang häufig auftretenden Hängetäler mit abschließender Verflachung (durch Seitenmoräne Zwieselbachferner bzw. lokale Endmoräne des jeweiligen Kargletschers) ist der Westhang meist vom Zwieselbach entkoppelt. Somit sind dort befindliche, steile EZG auch relativ klein mit folglich geringer gekoppelter Fläche bzw. Kopplung.

Das RT weist zwar auch aufgrund der seitlichen Kare Hängetäler auf, allerdings ist hier die Entkopplung von der Partnach aufgrund der insgesamt höheren Hangneigung und des höheren Niederschlags nicht so ausgeprägt. Tatsächlich zeigen Abbildungen 7.39 und 7.40 aufgrund der jeweils größten Steigung der Regressionsgerade des RT, dass hier die Kopplung bzw. gekoppelte Fläche am stärksten von der Hangneigung gesteuert wird.

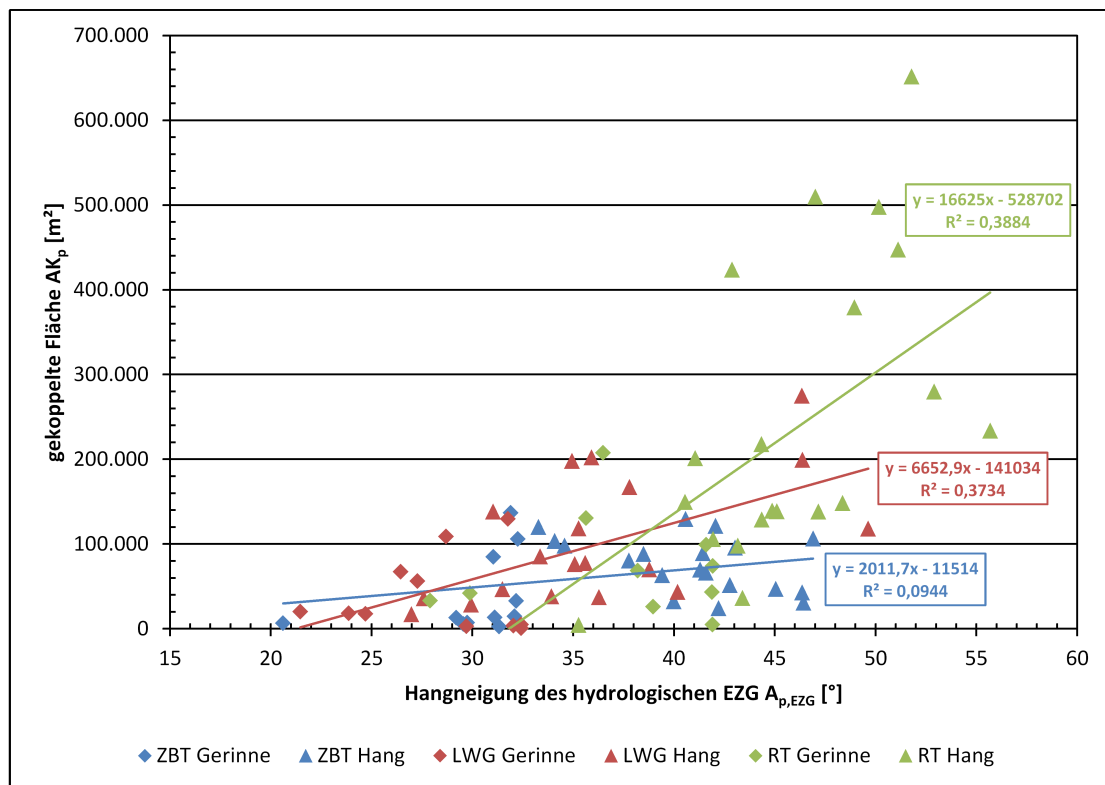


Abbildung 7.40.: Gekoppelte Fläche AK_p und Hangneigung der hydrologischen EZG in den Untersuchungsgebieten, differenziert nach Punktyp und Untersuchungsgebiet
 Die AK_p wurde nach Formel 7.6 ermittelt, die Hangneigung entspricht dem arithmetischen Mittel der Hangneigungen im hydrologischen EZG und wurde aus dem DGM abgeleitet. Die eingefärbten Regressionsgeraden beziehen sich jeweils auf alle Punkte p des entsprechenden Untersuchungsgebietes.

7.3.3. Modellierung der Konnektivität

Im vorangegangenen Kapitel (Kap. 7.3.2) wurden einzelne, auf dem modellierten Gerinnenetz befindliche Punkte p definiert, für welche sowohl das durch die untersuchten geomorphologischen Prozesse erschlossene Sedimentquellgebiet ermittelt wurde (AK_p), als auch die Intensität der Kopplung dieses Gebietes an den Punkt (K_p). Diese Modellierung hat gezeigt, dass die longitudinale Kopplung entlang des Gerinnenetzes immer wieder von Flachstellen unterbrochen wird, so dass einzelne Punkte auf dem Talgerinne stets nur aus relativ kleinen Teilen ihres Einzugsgebietes Sediment geliefert bekommen können.

Um jedoch die Kopplungsbeziehungen größerer Einzugsgebiete charakterisieren zu können (Ziel 3, Kap. 4.2), was letztlich zur Untersuchung von Hypothese 3 (Kap. 4.2) notwendig ist, muss versucht werden, im gesamten EZG die Kopplung zu erfassen. Nur wenn dies gelingt, kann man von Konnektivität *sensu* FAULKNER (2008) sprechen (Kap. 3.1). Mit dem bereits vorgestellten Ansatz wird jeweils die Kopplung an einen einzelnen Punkt ($\hat{=}$ Rasterzelle) ermittelt. Dieser Ansatz ist jedoch aufgrund des hohen Rechen- und Arbeitsaufwandes nicht geeignet, um Einzugsgebiete wie die vorliegenden Täler mit ca. 15 km^2 Fläche zu untersuchen

Trifft man allerdings die Annahme, dass das gesamte Gerinne longitudinal gekoppelt sei, dann ist es dadurch zumindest möglich, mit einem Modelldurchlauf die Kopplung des gesamten Sedimentquellgebietes eines Tales an sein Gerinnenetz zu modellieren und somit das Kopplungsmodell zu einem Konnektivitätsmodell zu erweitern. Diese Annahme entspricht zwar streng genommen nicht der Realität, wie die bisherige Modellierung gezeigt hat, lässt aber zumindest flächendeckend Rückschlüsse über die Kopplung zwischen Hangerosionsbereichen und Gerinne zu (vgl. HECKMANN & SCHWANGHART 2012). Hinzu kommt, dass die longitudinale Entkopplung des Gerinnenetzes ohnehin stark von der betrachteten Zeitskala abhängt (PARSONS ET AL. 2006).

Die somit zu ermittelnde Kopplung K_g des Hanges an das Gerinne g eines EZG untersucht die Sedimentkaskade aus der Perspektive der Erosionsbereiche. Sie stellt für die im Modell untersuchten Prozesse dar, wie gut die Erosionsbereiche (Rasterzellen) eines hydrologischen EZG an das Gerinne (Rasterzellen) gekoppelt sind. Dies entspricht im Prinzip der Modellierung einer Hang-Gerinne-Kopplung (vgl. CAINE & SWANSON 1989, HARVEY 2001). Allerdings wird im vorliegenden Ansatz nicht beachtet, ob und wie gut diese Gerinnezelle selbst mit anderen Gerinneabschnitten oder dem Einzugsgebietsauslass verbunden ist. Die K_g ist somit „quellgebietsorientiert“, d.h. sie sagt etwas über Erosions- bzw. Sedimentquellgebiete aus, trifft jedoch keine Aussage über tatsächlich mit einem Zielpunkt (z.B. EZG-Auslass) gekoppelte Bereiche (vgl. K_p , Kap. 7.3.2).

7.3.3.1. Berechnung

Zur Quantifizierung der Kopplung K_g zwischen Hang und Gerinne muss ermittelt werden, welche Bereiche durch welche Prozesse an das Gerinne gekoppelt sind, ungeachtet der Kopplung des Gerinnes selbst an den Einzugsgebietsauslass. Zur Berechnung wird somit zuerst bestimmt, wie groß die Ausbreitung des Sediment liefernden Einzugsgebietes (SCA) ist. Dabei wurde der Gerinneneigungsgrenzwert auf 0° gesetzt (vgl. Kap. 7.1.4). Danach erfolgt die Modellierung der Murgänge (DF) und des Steinschlags (RF). Die Kopplung wird bei allen drei Modellen in Be-

zug auf das modellierte Gerinnenetz ermittelt. Als Gerinnenetz werden dabei sowohl modellierte Talgerinne als auch modellierte Hanggerinne betrachtet. Es wird somit anstatt eines einzelnen Punktes (EZG-Auslass) das gesamte Gerinnenetz als Ziel bzw. „Ende“ der modellierten Sedimentkaskade betrachtet.

Die an das Gerinnenetz g gekoppelte Fläche (AK_g) wird analog zur AK_p (Formel 7.6) durch Vereinigung der modellierten Erosions-Prozessräume ermittelt (Formel 7.11).

$$AK_g = A_{g,SCA} \cup A_{g,DFE} \cup A_{g,RFE} \quad (7.11)$$

Dabei gilt die ganze modellierte SCA als Erosionsbereich, während bei Murgängen und Stein-schlag lediglich die gekoppelten Erosionsbereiche (DFE und RFE) berücksichtigt wurden. Im Unterschied zur AK_p (Kap. 7.3.2) geht bei der AK_g jedoch die Fläche des Gerinnes (Channel) nicht in die Berechnung ein und wird aus der SCA, wo vorhanden, entfernt, da das Gerinne das Zielgebiet darstellt, auf welches die Kopplung der Sedimentkaskade bezogen wird. Durch diesen Bezug auf das Gerinne ergeben sich weitaus größere gekoppelte Prozessräume als bei der AK_p .

Die Kopplung K_g an das Gerinne errechnet sich durch Aufsummieren der Kopplungswerte K_i aller gekoppelter Rasterzellen. Diese entspricht der Summe aller Kopplungspotenziale der berücksichtigten Prozesse. Die Berechnung erfolgt nach Formel 7.8. Die K_g berechnet sich somit wie folgt:

$$K_g = \sum_{i=1}^n K_i \notin Gerinne \quad (7.12)$$

Die EZG-flächenspezifische $K_{g,EZG}$ berechnet sich nach der Formel:

$$K_{g,EZG} = \frac{K_g}{A_{EZG}} \quad (7.13)$$

Die Fläche A_{EZG} entspricht der gesamten EZG-Fläche des jeweiligen Untersuchungsgebietes. Der daraus resultierende Wert ergibt somit einen einzugsgebietspezifischen Kopplungswert. Die Untersuchungsgebiete haben zwar mit Ausnahme des HT ungefähr die gleiche Größe, dennoch lässt dieser Index eine genauere und von der Einzugsgebietsgröße unabhängige Aussage zu.

Die Modelle mit der räumlichen Verteilung der K_i sind in Abb. 7.41, Abb. 7.42, Abb. 7.44 und Abb. 7.43 dargestellt. Die Ergebnisse (Flächen und Kopplungswerte) sind in Tab. 7.16 zusammengefasst.

7.3.3.2. Ergebnisse und Diskussion

Numerische Auswertung

Das Reintal weist mit 39,0% der Einzugsgebietsfläche den höchsten Anteil von durch die untersuchten Prozesse an das Gerinne gekoppelten Hangbereichen auf, das Zwieselbachtal mit 10,8% den geringsten. Im Horlachtal liegt der Flächenanteil mit 11,4% nur geringfügig höher, gefolgt vom Lahnenwiesgraben mit 15,1%.

Das RT hat von den untersuchten Gebieten auch den höchsten Felsflächenanteil (Tab. 5.5.2.1). Dies ist auf das stark geneigte Relief (Abb. 5.7) und die lithologisch-, hypsometrisch und hangneigungsbedingt geringe Vegetationsbedeckung zurückzuführen (Abb. 5.6, 5.10). Somit sind auch hier die modellierten Steinschlagprozessraumflächen an größten (Tab. 7.14). Da im Modell auch der fluviale und hangaquatische Prozessraum im RT recht extensiv ausgewiesen wurde, ist der hohe Flächenanteil AK_g im RT auf das Zusammenspiel beider Faktoren zurückzuführen. Dies belegt der mit 46,7% ausgesprochen hohe Anteil der Kopplung RF → SCA im RT.

Tabelle 7.16.: K_g - Flächen und Kopplungswerte

	Zwieselbachtal		Horlachtal		Lahnenwiesgraben		Reintal	
EZG-Fläche [km^2]	14,925	100%	49,882	100%	16,600	100%	16,835	100%
Gekoppelte Fläche AK_g ¹⁾	1,615	10,8%	5,682	11,4%	2,512	15,1%	6,572	39,0%
Gerinnelänge [km] ²⁾	47,6		155,8		138,585		130,8	
Gerinnedichte [km/km^2]	3,19		3,12		8,34		7,77	
Kopplung K_g ³⁾	34.967	100%	154.041	100%	107.496	100%	204.121	100%
SCA	20.057	57,4%	89.657	58,2%	78.758	73,3%	92.841	45,5%
DF → SCA	1.409	4,0%	10.046	6,5%	9.036	8,4%	4.493	2,2%
RF → DF/SCA	13.501	38,6%	54.339	35,3% ⁴⁾	19.702	18,3%	106.787	52,3%
RF → DF	2.033	5,8%	6.997	4,5%	7.837	7,3%	11.501	5,6%
RF → SCA	11.468	32,8%	47.341	30,7%	11.865	11,0%	95.287	46,7%
Spezifische Kopplung $K_{g,EZG}$ ⁵⁾	0,06		0,08		0,16		0,30	
Kopplungsintensität K_g/AK_g	0,54		0,68		1,07		0,78	

¹⁾ Bezogen auf EZG-Fläche.

²⁾ Aus dem modellierten Gerinnenetz abgeleitet.

³⁾ Berechnet nach Formel 7.12. Nachfolgend erfolgt je Einrückung eine Differenzierung nach Schnittstellen (Kap. 7.1.2).

⁴⁾ Summendifferenz aufgrund von Rundungseffekten.

⁵⁾ Berechnet nach Formel 7.13.

Den größten Kopplungsanteil an diesen gekoppelten Bereichen haben im Zwieselbachtal, Horlachtal und Lahnenwiesgraben fluviale und hangaquatische Prozesse (SCA) mit 57,4%, 58,2% bzw. 73,3%. Im Reintal hingegen dominieren Steinschlagprozesse mit 52,3%. Am geringsten ist in allen Einzugsgebieten der Kopplungsanteil der Murgänge (DF → SCA). Bei genauerer Aufschlüsselung der Kopplungsbeziehungen der Steinschlagprozesse in RF → DF und RF → SCA zeigt die Kopplung RF → DF ebenfalls niedrige Werte. Zur Berechnung dieser Werte (Formel 7.4) werden zwei Kopplungsmechanismen berücksichtigt, nämlich RF-DF und DF-SCA. Diese durchweg niedrigen Kopplungswerte legen die Vermutung nahe, dass die Kopplungsintensität von Subsystemen mit zunehmender Anzahl von beteiligten Schnittstellen bzw. Prozessen abnimmt. Für eine statistisch ausreichend abgesicherte Klärung dieser Frage wären jedoch zusätzliche Untersuchungen an weiteren Untersuchungsgebieten notwendig, welche im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt werden konnten.

Die spezifische Kopplung $K_{g,EZG}$ (Formel 7.13) ist im Reintal mit einem Wert von 0,30 am höchsten. Im Zwieselbachtal und im Horlachtal ist sie mit 0,06 bzw. 0,08 ähnlich gering ausgeprägt, während der Lahnenwiesgraben mit 0,16 dazwischen liegt (Tab. 7.16). Als Ursache für die vergleichsweise hohe $K_{g,EZG}$ im RT könnte man, wie bei den Flächenanteilen der AK_g , das im RT stark geneigte Relief anführen (s.o.). Ein klarer Zusammenhang zwischen durchschnittlicher Hangneigung eines EZG und $K_{g,EZG}$ ist aus den vorliegenden Daten nicht eindeutig abzuleiten, wird jedoch, gerade für das RT, von den Ergebnissen des Kopplungsmodells (Abb. 7.39 und 7.40) gestützt.

Die Kopplungsintensität als Quotient aus Kopplungssumme K_g und gekoppelter Fläche AK_g ist im LWG mit 1,07 deutlich größer als in den anderen Tälern. Im Zwieselbachtal ist sie mit 0,54 am niedrigsten (Tab. 7.16). Dies zeigt, dass im LWG die untersuchten Prozesse zwar nur auf einem verhältnismäßig kleinen Flächenanteil auftreten, dann jedoch am intensivsten gekoppelt sind. Dies lässt sich vermutlich auf das Zusammenspiel von relativ starker Vegetationsbedeckung und den hier dominierenden fluvialen Abtragsprozessen zurückführen. Außer in den Karen sammelt sich Verwitterungsschutt hier kaum auf Schutthalden, sondern lagert sich primär in den fluvial geprägten Runsen ab. Diese Topographie spiegelt sich auch im DGM wieder, wodurch es bei der Prozessmodellierung zu der ausgeprägten Konzentration der Prozessraumzonen kommt.

Räumliche Auswertung

Die Karten der Hang-Gerinne-Kopplung zeigen für jedes Untersuchungsgebiet die räumliche Verteilung der aufsummierten Kopplungswerte der Modellierung (Abb. 7.41, 7.42, 7.44 und 7.43). Dabei ist zu beachten, dass hier ausschließlich gekoppelte Erosionsbereiche ausgewiesen wurden. Reine Transport- und Ablagerungsflächen gelten somit als ungekoppelt ($K_i = 0$) und werden nicht explizit dargestellt. Somit liegen auf den Karten bisweilen „ungekoppelte Bereiche“ zwischen Steinschlag- oder Murgangerosionsflächen und Hanggerinne (z.B. östlich der Larstigspitze, Abb. 7.41). Diese Bereiche werden möglicherweise von den untersuchten Prozessen zwar als Transport- oder Ablagerungsraum erfasst, stellen jedoch keine Erosionsflächen dar und sind folglich nicht an das Gerinne gekoppelt.

Insgesamt zeigt sich in allen vier Tälern, dass die gekoppelte Fläche kleiner ist, als der gesamte Prozessraum, wie er in den jeweiligen aGMKs dargestellt ist. Es sind zumeist große Bereiche der Steinschlaghalden ungekoppelt. Dies entspricht den Erwartungen, da die Sedimentspeicherefunktion von Schutthalden bekannt ist (z.B. OTTO ET AL. 2009, HARVEY 2010, BEYLICH 2011, HARVEY 2012). Allerdings sind auch Felsbereiche ungekoppelt, die zum Steinschlagerosionsbereich gehören, wenn der Anschluss an die SCA oder an gekoppelte Murgangerosionsbereiche fehlt. So sind zum Beispiel im Zwieselbachtal das Dristigkarle, die westliche Rückwand des 2. Kares, weite Strecken beim Zwieselbachferner im Talschluss, die Schutthalde „Am Hochgrießer“ sowie das Seitental der „Breiten Scharte“ bis zum Roßkar weitgehend ungekoppelt (Abb. 7.41).

Im Horlachtal sind es vor allem fast das gesamte Finstertal, das „Weite Kar“, und jeweils Bereiche im Südosten von Gras- und Larstigtal, die verstärkt ungekoppelte Felsbereiche aufweisen (Abb. 7.42). Ebenso ist auffällig, dass in Gras-, Larstig- und Zwieselbachtal jeweils die ostexponierten Westhänge geringere Kopplungen aufweisen. Im Zwieselbachtal ist dies auf die bereits erwähnte Zergliederung des Westhanges durch von der Tallinie zurückweichende Hängetäler und die damit einhergehende Verflachung am Übergang zum Haupttal aufgrund der Seitenmoränenablagerungen des Zwieselbachferners bzw. Endmoränenwällen der Hängetalgletscher zurückzuführen (vgl. Kap. 7.3.2.2). Im Larstig- und im Grastal hat schon die aGMK (Abb. 7.25) gezeigt, dass die Westhänge häufiger Gerinne aufweisen, was hier zu einer ausgeprägteren Kopplung der Erosionsbereiche der Hänge führt.

Im Reintal zeigt sich das gleiche Muster von weitgehend ungekoppelten Halden, allerdings sind dort weitaus mehr Hangflächen an das Gerinnenetz gekoppelt als in den anderen Tälern. Ungekoppelte Felsbereiche finden sich südlich der „Inneren Höllentalspitze“ im „Gemskar“ so-

wie vereinzelt im „Kleinen Hundstall“ (Abb. 7.43).

Im Lahnenwiesgraben hingegen decken sich die gekoppelten Flächen (Abb. 7.44) weitgehend mit den modellierten Prozessräumen (Abb. 7.28). Dies ist darauf zurück zu führen, dass zum einen im Lahnenwiesgraben sich die Prozesse räumlich stärker überlappen als in den anderen Tälern, und zum anderen das Gerinnenetz verhältnismäßig dicht ist (Abb. 7.44). Die intensivste Kopplung weist der Bereich Königsstand und Seleswände auf. Die Kopplungsintensitäten sind vornehmlich in den Bereichen hoch, wo SCA ausgewiesen wurde. Dies verdeutlicht die Bedeutung fluvialer und hangaquatischer Prozesse für die Hang-Gerinne-Kopplung.

Die im Kuhkar und im Roßkar dargestellte Kopplung bezieht sich hier, so wie die anderen Kopplungsflächen auch, auf das modellierte Gerinnenetz. Somit zeigt sich hier eine potenzielle Kopplung der Steinschlag- und Murprozesse an das Gerinnenetz, die jedoch aufgrund longitudinaler Entkopplung nicht zu einem Sedimenttransport bis in den Lahnenwiesgraben führt. Dies wird belegt durch die Modellierung der gekoppelten Fläche AK_p an gerinneabwärts gelegenen Punkten (z.B. Punkte #3 und #7, Abb. 7.33), deren gekoppelte Fläche aufgrund von zu flachen Gerinneabschnitten die Kare jeweils nicht erfasst.

Durch die Entkopplung von Teilbereichen eines Einzugsgebietes (im Rahmen der betrachteten Zeitskala, vgl. Kap. 4.1.2) kommt es somit spätestens dort zur Ablagerung von Material, wo diese Entkopplung stattfindet. Durch Extremereignisse oder veränderte Kopplungsbeziehungen (z.B. durch Veränderungen im Relief), die ausserhalb der betrachteten Zeitskala stattfinden können, kann dieses Material temporär oder auch permanent die entkoppelnden Bereiche überwinden und zu erheblichen Transportraten führen (vgl. SCHROTT ET AL. 2006, HECKMANN ET AL. 2008). Dieses stoßartige, diskontinuierliche Verhalten der Sedimentkaskade bezeichnet FERGUSON (1981) treffend als „jerky conveyor belt“. Durch die Kombination von Kopplungsmodell (Kap. 7.3.2) und dem vorliegenden Konnektivitätsmodell ist es somit möglich, für die betrachteten Prozesse die ungefähre Lage einer potenziellen Entkopplung von Teilen des Untersuchungsgebietes zu lokalisieren.

Es zeigt sich durch die obigen Ausführungen, dass durch die Modellierung der Kopplung K_g von Erosionsbereichen an das Gerinnenetz deutliche Unterschiede bei den Untersuchungsgebieten auftreten. Da die K_g alle Kopplungswerte der an das Gerinne gekoppelten Rasterzellen eines Untersuchungsgebietes integriert (Formel 7.12), kann damit die Konnektivität *sensu* FAULKNER (2008) eines Einzugsgebietes beschrieben werden (Ziel 4, Kap. 4.2).

Eine Differenzierung der Untersuchungsgebiete anhand der Konnektivität K_g ist ebenfalls möglich (vgl. Tab. 7.16). Im fluvial geprägten Kerbtal des Lahnenwiesgrabens dominiert die Kopplung an das Gerinne durch fluviale und hangaquatische Abtragsprozesse (SCA). Aufgrund der starken Vegetationsbedeckung und Bodenbildung ist die gekoppelte Fläche im LWG zwar nicht besonders groß, jedoch ist die Kopplungsintensität dieser Teilflächen ausgesprochen hoch. Im stark übersteilten Reintal hingegen tragen die Steinschlagprozesse am deutlichsten zur Gesamtkopplung bei, dicht gefolgt von fluvialen und hangaquatischen Abtragsprozessen (SCA). Aufgrund des starken Gefälles und der, auch höhenbedingt, geringen Vegetationsbedeckung ist der Anteil der gekoppelten Fläche an der EZG-Fläche im RT am größten, die Kopplungsintensität der gekoppelten Fläche ist hoch. Das Zwieselbachtal fällt durch den geringsten gekoppelten Flächenanteil auf, auch die spezifische Kopplung ist von allen Untersuchungsgebieten am niedrigsten. Das ZBT weist somit von allen Untersuchungsgebieten die schlechteste Kopplung auf. Es ist aufgrund der zahlreichen Hängetäler auch das Untersuchungsgebiet mit der uneinheit-

lichsten Gliederung des Reliefs. Im Horlachtal sind sowohl der gekoppelte Flächenanteil als auch die spezifische Kopplung nur geringfügig höher. Diese Ähnlichkeit zwischen ZBT und HT entspricht den Erwartungen, da das ZBT ein Teileinzugsgebiet im HT darstellt.

Die räumliche Konfiguration der Untersuchungsgebiete schlägt sich somit in den Kopplungsbeziehungen nieder, was Hypothese 3 (Kap. 4.2) bestätigt.

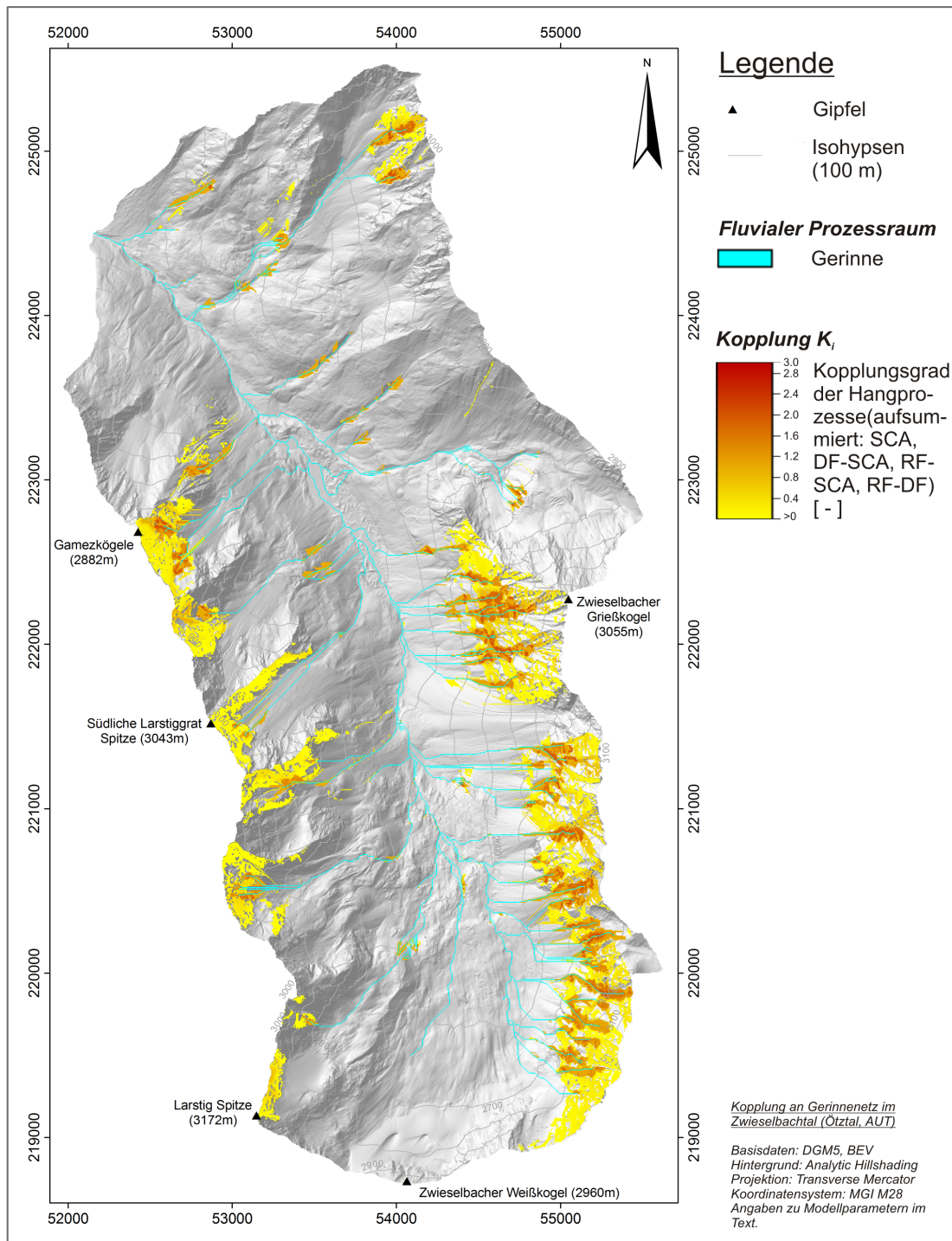


Abbildung 7.41.: Kopplung K_i an das Gerinnenetz im Zwiesselbachtal
 Darstellung der Hang-Gerinne-Kopplung im Zwiesselbachtal. Nicht eingefärbte Flächen weisen keine Kopplung an das Gerinne auf ($K_i = 0$). Datengrundlage: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Österreich.

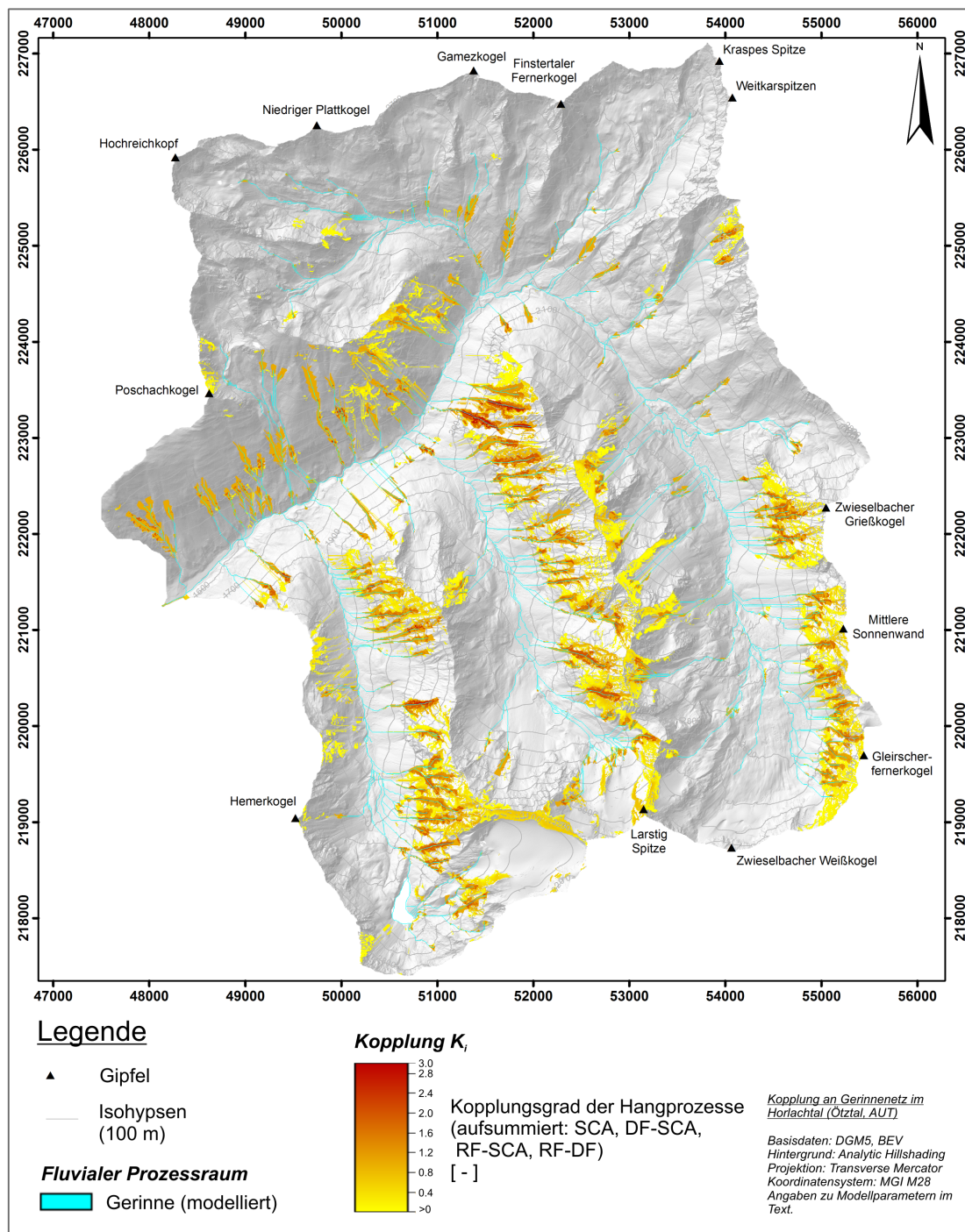


Abbildung 7.42.: Kopplung K_i an das Gerinnenetz im Horlachtal
 Darstellung der Hang-Gerinne-Kopplung im Horlachtal. Nicht eingefärbte Flächen weisen keine Kopplung an das Gerinne auf ($K_i = 0$). Datengrundlage: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Österreich.

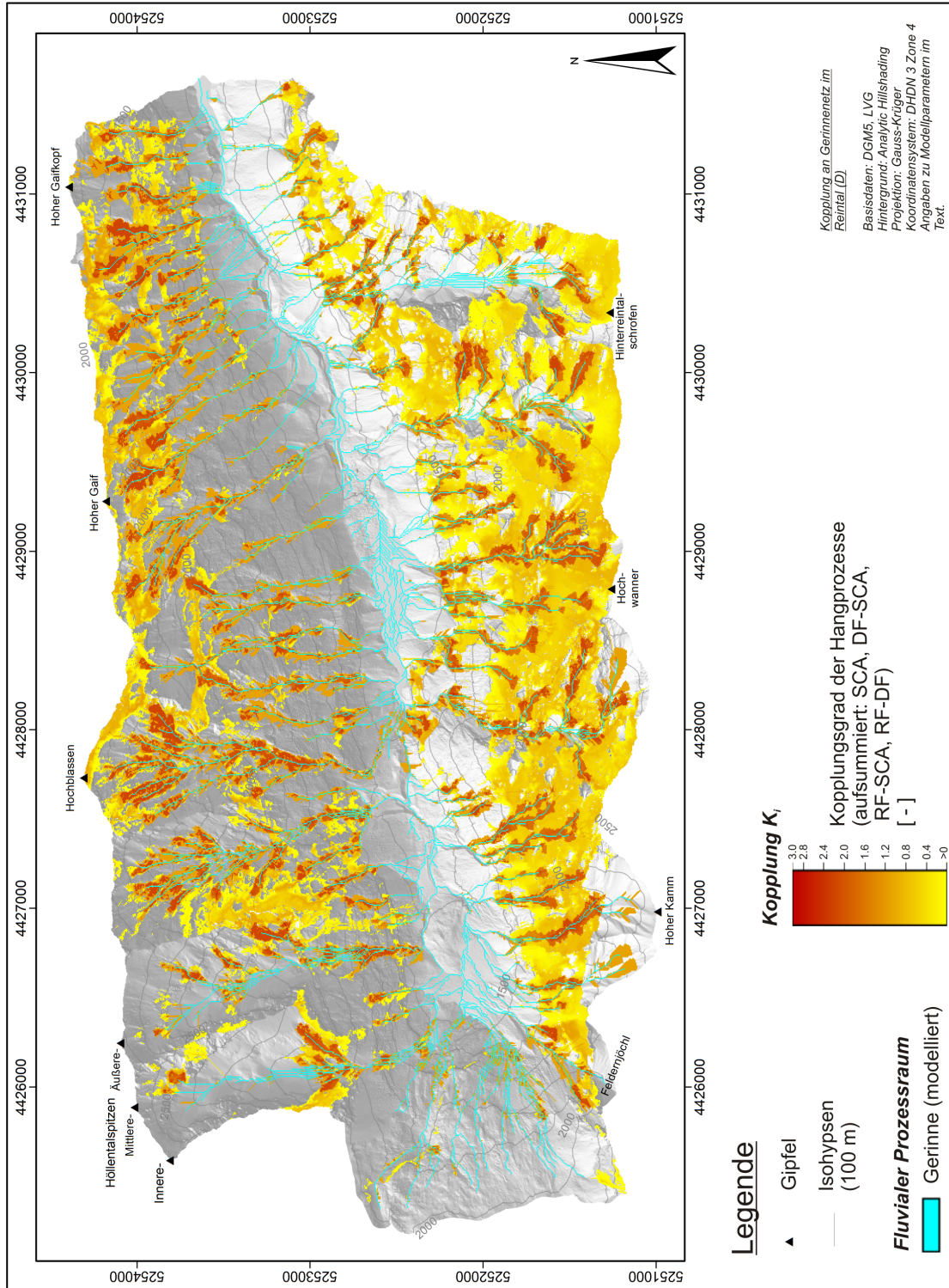


Abbildung 7.43.: Kopplung K_i an das Gerinnenetz im Reintal
 Darstellung der Hang-Gerinne-Kopplung im Reintal. Nicht eingefärbte Flächen weisen keine Kopplung an das Gerinne auf ($K_i = 0$). Datengrundlage: Bayerisches Landesamt für Vermessung und Geoinformation.

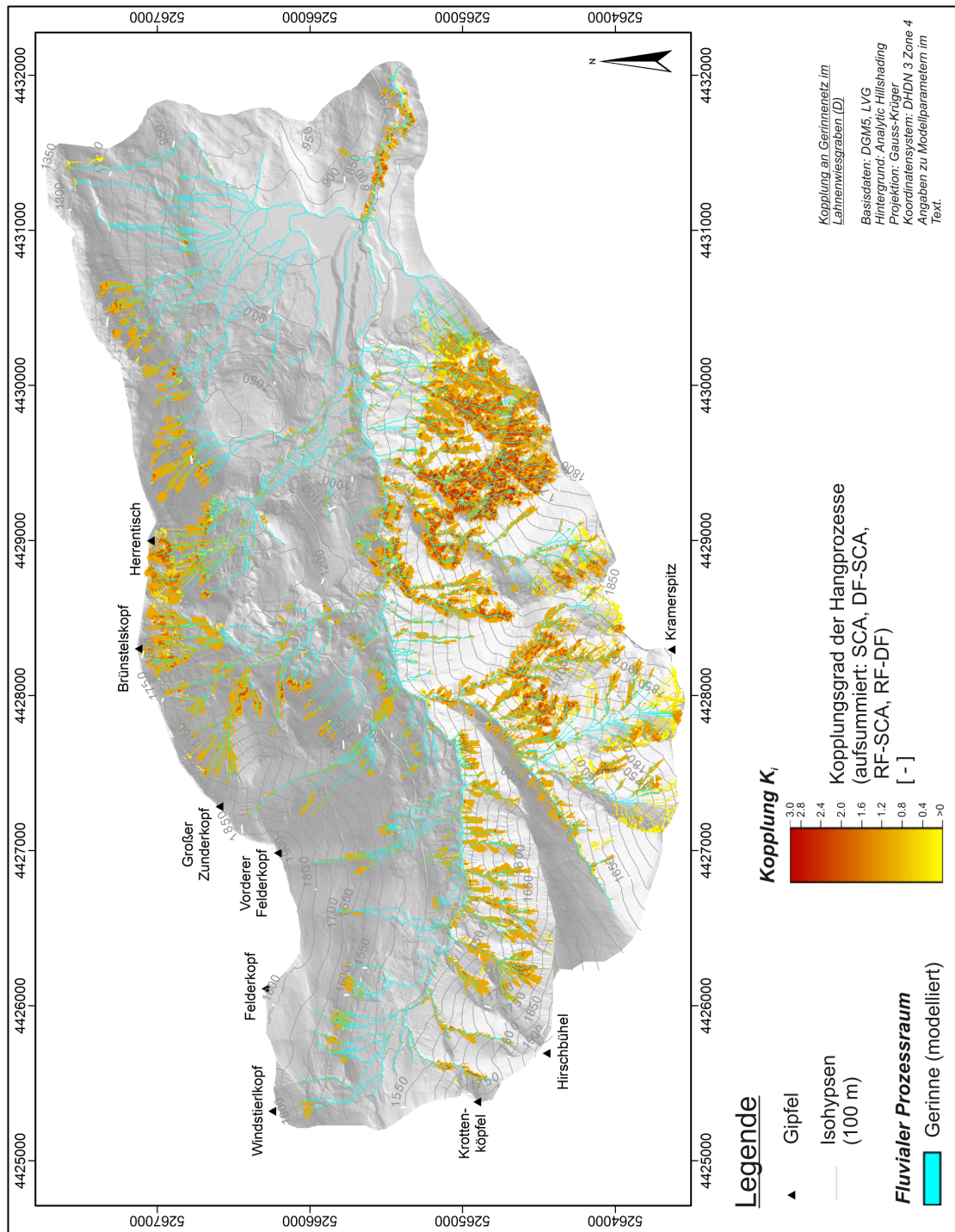


Abbildung 7.44.: Kopplung K_i an das Gerinnenetz im Lahenwiesgraben
Darstellung der Hang-Gerinne-Kopplung im Lahenwiesgraben. Nicht eingefärbte Flächen weisen keine Kopplung an das Gerinne auf ($K_i = 0$). Datengrundlage: Bayerisches Landesamt für Vermessung und Geoinformation.

8. Diskussion und Vergleich

8.1. Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse

Die im Rahmen dieser Arbeit gesteckten Ziele (Kap. 4.2) wurden zwar erreicht, wodurch die Überprüfung der Hypothesen (ebd.) ermöglicht wurde. Dennoch waren grundsätzliche Einschränkungen notwendig. Eine grundlegende Einschränkung stellt die Auswahl der berücksichtigten Prozesse dar. Da diese nicht auf allen Flächen auftreten, kommt es somit zwangsläufig zu ungekoppelten Bereichen, die jedoch in Wirklichkeit mittels anderer Prozesse (z.B. Rutschungsprozesse, Lawinen, Talmuren) durchaus mit dem Gerinne oder dem Einzugsgebietsauslass gekoppelt sein können.

Die Erstellung einer Aktual-Geomorphologische Karte (aGMK) anhand von kalibrierten und validierten Prozessmodellen konnte für die Untersuchungsgebiete ebenso erfolgreich durchgeführt werden wie das Upscaling der Modelle vom ZBT auf das HT. Einschränkend muss bemerkt werden, dass das ZBT ein Teil des HT ist. Beide Gebiete unterscheiden sich somit hinsichtlich lithologischer und klimatischer Gegebenheiten sowie quartärer Überprägung nur wenig. Der Transfer von Modellen in gänzlich unterschiedliche Untersuchungsgebiete ist weiterhin ohne Neukalibrierung nicht möglich. Dies zeigen auch die notwendigen Anpassungen der Modellparameter, welche bei den anderen Untersuchungsgebieten notwendig waren.

Durch die Verwendung von Prozessmodellen ließen sich Überlappungen von Prozessraumzonen wie z.B. Akkumulation und Erosion ermitteln, was durch bloße Kartierung von Oberflächenformen nicht ganz so einfach und effizient bewerkstelligt werden kann. Dadurch wird die Quantifizierung der Kopplungsbeziehung dieser Prozesse grundsätzlich möglich. Durch die Implementierung einer entsprechenden Funktionalität in die bestehenden Prozessmodelle konnte somit der an einen zu definierenden Punkt gekoppelte Bereich ermittelt und hinsichtlich seiner Kopplung an diesen Punkt quantifiziert werden (K_p). Des Weiteren wurde diese Methode so abgewandelt, dass damit die Konnektivität eines Einzugsgebietes bestimmt werden kann, in dem die Kopplung der Erosionsbereiche an das Gerinnenetz (Hang-Gerinne-Kopplung, HGK) modelliert und aufsummiert wird (K_g). Dazu wurde das gesamte Gerinnenetz des jeweiligen Untersuchungsgebietes als gekoppelt angenommen, so dass keine longitudinalen Entkopplungen auftreten.

Die Modellierung der Kopplung K_p ergibt zum einen, dass die durch die untersuchten Prozesse an einen Punkt auf dem Gerinne gekoppelte Fläche meist deutlich kleiner ist, als das hydrologische EZG dieses Punktes. Dies ist vor allem auf die longitudinale Entkopplung des Gerinnes bei Flachstellen zurückzuführen. Es zeigt sich aber auch, dass diese gekoppelte Fläche häufig die Grenzen des hydrologischen Einzugsgebietes überschreitet, da die modellierten Prozesse Steinschlag und Murgang aufgrund von Trägheitseffekten sowohl in Wirklichkeit als auch im Modell diese Einzugsgebietsgrenzen überschreiten können. Somit ist das hydrologische Einzugsgebiet als Bezugsgröße für die Untersuchungen nur bedingt geeignet.

Die Analyse der modellierten 30 Punkte pro Untersuchungsgebiet (ZBT, LWG und RT) ergab, dass für die Kopplung K_p und die Größe des hydrologischen Einzugsgebietes kein genereller Zusammenhang festgestellt werden kann. Lediglich der fluvial geprägte Lahnenwiesgraben zeigt, bei relativ geringem Bestimmtheitsmaß, eine abnehmende Kopplung K_p mit zunehmender Einzugsgebietsfläche. Der Anteil der gekoppelten Fläche AK_p hingegen nimmt bei allen Untersuchungsgebieten mit zunehmender EZG-Größe ab, allerdings streuen auch hier die Werte recht stark. Den stärksten Zusammenhang zeigt wieder der LWG. Somit kann für fluvial geprägte Einzugsgebiete ein generell negativer Zusammenhang zwischen Kopplung K_p bzw. gekoppelter Fläche AK_p und EZG-Fläche angenommen werden. Das stark zergliederte ZBT hingegen zeigt diesbezüglich ein deutlich nichtlineares Verhalten.

Die durchschnittliche Hangneigung der Einzugsgebiete hat auf die Kopplung K_p und gekoppelte Fläche AK_p im ZBT keinen erkennbaren Einfluss, vermutlich aufgrund der starken Zergliederung des Reliefs. Im LWG und im RT hingegen nehmen Kopplung und gekoppelte Fläche mit zunehmender Hangneigung des Einzugsgebietes zu.

Durch die Modellierung der Konnektivität K_g lassen sich die gekoppelten Flächen ermitteln sowie die Kopplungsbeziehungen innerhalb von Untersuchungsgebieten auf grundsätzliche Muster untersuchen, obwohl die zugrunde liegende Annahme eines komplett gekoppelten Gerinnenetzes nicht der Wirklichkeit entspricht. Dadurch werden implizit auch diejenigen Flächen ausgewiesen, die nicht durch die berücksichtigten Prozesse an das Gerinne gekoppelt sind. Es ist weiterhin möglich, die Anteile der einzelnen beteiligten Prozesse an der Gesamtkopplung zu bestimmen, wodurch z.B. dominante Prozesse identifiziert werden können. Des Weiteren lassen sich die Untersuchungsgebiete nach Kopplungsintensität und spezifischer Kopplung unterscheiden. Erstere bezeichnet die Kopplungssumme pro gekoppelter Fläche, während bei der spezifischen Kopplung die Kopplungssumme auf die gesamte Einzugsgebietsfläche bezogen wird.

So weist z.B. der Lahnenwiesgraben zwar eine relativ geringe gekoppelte Fläche auf, auch die spezifische Kopplung ist verhältnismäßig klein, die Kopplungsintensität ist jedoch von allen Untersuchungsgebieten am höchsten. Das Reintal hingegen weist die größte gekoppelte Fläche auf, was v.a. auf den dort dominanten Steinschlag zurückzuführen ist, der gut an das ebenfalls stark ausgeprägte SCA gekoppelt ist. Im Zwieselbachtal ist die gekoppelte Fläche am kleinsten, ebenso die spezifische Kopplung und die Kopplungsintensität.

Somit ergibt sich, hinsichtlich der untersuchten Prozesse und unter Berücksichtigung der geringen Anzahl an Untersuchungsgebieten, eine räumlich stark begrenzte und intensive Kopplung K_g in Kerbtälern (LWG), während vorwiegend glazial überprägte Trogtäler wie ZBT und RT insgesamt größere, aber weniger intensiv an das Gerinne gekoppelte Hangflächen aufweisen.

Die dem in dieser Arbeit verwendeten Konnektivitäts-Modell zugrunde liegende graphentheoretischen Konzeption ist zwar grundsätzlich von der Qualität der verwendeten Prozessmodelle unabhängig, die Güte konkreter Ergebnisse wird jedoch ganz erheblich von der Qualität dieser Prozessmodelle und ihrer Kalibrierung beeinflusst. Hier zeigen sich auch Schwächen der vorliegenden Modellierung. Jedes Modell ist auch immer eine Vereinfachung der Wirklichkeit. Somit kommt es zwangsläufig zu einer Vergrößerung der Resultate. Die damit einhergehenden Kompromisse bei der Abbildung kartierter Geländebefunde durch Prozessmodelle mussten bei jedem der vorliegenden Untersuchungsgebiete eingegangen werden. Es wurde versucht, diese Kompromisse weitgehend zu minimieren, dies konnte jedoch nicht immer gelingen.

8.2. Quantifizierung der Konnektivität nach BORSELLI ET AL. (2008)

BORSELLI ET AL. (2008) präsentieren einen Ansatz zur numerischen Bestimmung eines Konnektivitäts-Indexes (Index of connectivity (IC)). Konnektivität verstehen sie hier als ein Durchlässigkeits-Maß für Sediment von der Quelle zur Senke („...the easier it is for the flux [to] reach the sink, the better connected the source and the sink area are“ (BORSELLI ET AL. 2008, S.269)). Der IC beschreibt die potenzielle Kopplung durch eine Zelle hindurch, er betrachtet keine Einzelereignisse oder Prozessraten. Die Modellierung des IC beschränkt sich implizit auf fluviale Prozesse, es werden somit keine Prozessmodelle für Massenselbstbewegungen bzw. Murgänge integriert. Vielmehr liegt der Schwerpunkt auf Bodenerosion und hangaquatischem Sedimenttransport.

BORSELLI ET AL. (2008) gehen von der Überlegung aus, dass für jeden Punkt eines gegebenen EZG die Wahrscheinlichkeit zur erfolgreichen Weiterleitung von Sediment sowohl vom hydrologischen EZG eben dieses Punktes als auch der Entfernung dieses Punktes von einer definierten Sedimentsenke (z.B. EZG-Auslass, Gerinne, endorheisches Becken) abhängig ist. Hinzu kommen Gewichtungsfaktoren wie Landnutzung und Hangneigung. Diese Gewichtung repräsentiert die Impedanz bzw. den Widerstand der Geländeoberfläche gegen Sedimentflux. Als Datengrundlage benötigt ihr Modell ein DGM sowie Flächendaten über die Landnutzung bzw. Vegetation.

Zur Ermittlung des IC (Formel 8.1) wird für jede Zelle eines gegebenen EZG eine Upslope-Component (= Oberhang, Formel 8.2) und eine Downslope-Component (= Unterhang, Formel 8.5) bestimmt (vgl. Abb. 8.1).

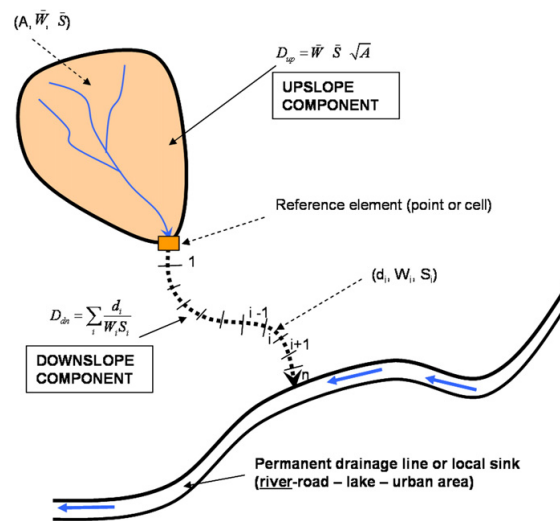


Abbildung 8.1.: Definition von Upslope Component und Downslope Component des IC
Quelle: BORSELLI ET AL. (2008).

$$IC = \log_{10} \left(\frac{D_{up}}{D_{dn}} \right) \quad (8.1)$$

Die Upslope-Component (D_{up}) ist ein Flächenwert, wobei die Fläche dem hydrologischen EZG der betrachteten Zelle entspricht. Sie ist ein Ausdruck des Potenzials dieser Fläche, Sediment an die betrachtete Zelle zu liefern, und wird nach Formel 8.2 berechnet.

$$D_{up} = \overline{WS} \sqrt{A} \quad (8.2)$$

Dabei entspricht \overline{W} dem Durchschnittswert eines über die Upslope-Fläche integrierten dimensionslosen Gewichtungsfaktors, welcher abfluss- und sedimenttransportrelevante Oberflächenbeschaffenheiten berücksichtigen soll (s.u.). \overline{S} ist der durchschnittliche Hangneigungsgradient der Upslope-Fläche. In Anlehnung an CAVALLI ET AL. (2012) wurde die Hangneigung auf mindestens 0,005 m/m angehoben, damit Formel 8.5 berechenbar bleibt. Als Maximalwert wurde 1 m/m angesetzt, um eine Übergewichtung besonders steiler Hänge zu verhindern. A steht für das hydrologische EZG der Zelle (Oberhang, Upslope). BORSELLI ET AL. (2008) berechneten A mittels eines D8-Algorithmus. In der vorliegenden Arbeit wurde in Anlehnung an CAVALLI ET AL. (2012) ein MFD-Algorithmus verwendet (nach QUINN ET AL. 1991).

BORSELLI ET AL. (2008) verwenden in ihrer Arbeit als Gewichtungsfaktor \overline{W} den C-Faktor der USLE-RUSLE (WISCHMEIER & SMITH 1978, RENARD ET AL. 1997). Dieser berücksichtigt im Wesentlichen die Vegetationsbedeckung sowie die Landnutzung. Da in hochalpinen EZG zumeist keine nennenswerte Landnutzung bzw. Landwirtschaft stattfindet und auch große Flächen weitgehend vegetationslos sind, empfehlen CAVALLI ET AL. (2012) anstatt des C-Faktors einen Rauigkeits-Index (RI, Roughness index). Zur Berechnung wird die „Residual topography“ eines DGM ermittelt, indem vom originalen DGM ein geglättetes DGM subtrahiert wird. Zur Glättung wird für jede DGM-Zelle der Mittelwert eines 5x5 Zellen großen „moving windows“, dessen Mittelpunkt die betreffende Zelle darstellt, gebildet. Aus dem resultierenden „Residual topography“-Raster wird wiederum nach Formel 8.3 für jede Zelle die Standardabweichung der „Residual topography“, bezogen auf ein ebenfalls 5x5 Zellen großes „moving window“, ermittelt. x_i steht hierbei für den jeweiligen Wert einer Zelle im „Residual topography“-Raster, x_m für den Mittelwert des 5x5 Zellen großen „moving windows“, dessen Mittelpunkt die betreffende Zelle darstellt (vgl. CAVALLI ET AL. 2008).

$$RI = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{25} (x_i - x_m)^2}{25}} \quad (8.3)$$

Die Umsetzung bzw. Normalisierung der „Residual topography“ in den Gewichtungsfaktor W erfolgt nach Formel 8.4. Dabei stellt RI_{MAX} den maximalen RI -Wert des Untersuchungsgebietes dar. Um Null-Werte zu vermeiden und die Berechenbarkeit von Formel 8.5 zu gewährleisten, wurde W auf mindestens 0,001 gesetzt (CAVALLI ET AL. 2012).

$$W = 1 - \left(\frac{RI}{RI_{MAX}} \right) \quad (8.4)$$

Die Downslope-Component (D_{dn}) ist ein Linienwert und beschreibt die Wahrscheinlichkeit, mit der Sediment von der betrachteten Zelle aus bis zur Senke transportiert werden kann. Sie

wird nach Formel 8.5 berechnet. Dabei wird für die gesamte Strecke von der Zelle aus bis zur Senke der Abstand der jeweiligen Wegstrecke zur Senke d_i mit einem Gewichtungsfaktor W_i (wie bei D_{up}) und der Hangneigung S_i der Zelle i verrechnet und aufsummiert.

$$D_{dn} = \sum_i \frac{d_i}{W_i S_i} \quad (8.5)$$

Zur Validierung ihres Modells verwenden sie Feldbeobachtungen von Testgebieten, in denen Sedimenttransport aufgetreten ist. Diese Beobachtungen werden über ein Scoringsystem zu einem Field index of connectivity (FIC) quantifiziert und dann mit dem IC korreliert. Die Feldbeobachtungen erfassen z.B. die EZG-Fläche, das Vorhandensein von Sedimentablagerungen im EZG und die Art der Vegetationsbedeckung.

Um das Borselli-Modell mit den Kopplungsmaßen der vorliegenden Arbeit vergleichen zu können, wurde es auf zwei EZG angewendet, nämlich im Lahnenwiesgraben (Abb. 8.2) und im Reintal (Abb. 8.3). Für die Modellierung wurden die im Anhang A von BORSELLI ET AL. (2008) aufgeführten Rechenschritte mit ArcGIS 9.3 nachvollzogen. Zusätzlich wurden die bei CAVALLI ET AL. (2012) genannten Modifikationen für alpine EZG bezüglich Hangneigung S , hydrologischem EZG A und Gewichtungsfaktor W (s.o.) übernommen. Datengrundlage war jeweils das Digitale Höhenmodell (DHM) mit 1m Auflösung, um die bestmögliche Abbildung der Morphologie der Untersuchungsgebiete zu erhalten (vgl. CAVALLI ET AL. 2012). Als primäre Sedimentsenke wurde in beiden Gebieten der EZG-Auslass angenommen. BORSELLI ET AL. (2008) definieren z.B. als Senke Straßen- und Siedlungsbereiche, die im Modell maskiert werden). Die Modellierung des IC berücksichtigt die Gerinne eines EZG automatisch als Senke über die Maskierung von Gerinnebereichen mit einer Flowaccumulation > 1000 (BORSELLI ET AL. 2008, Appendix A, Step 3d). Dadurch wird vom Borselli-Modell ein eigenes Gerinnenetz erzeugt und die Gerinnefläche auf 0 gesetzt. In der darauf folgenden Flowaccumulation werden die Gerinneflächen somit nicht mit akkumuliert, erhalten jedoch einen Pauschalwert von 1. Die Flowaccumulation erfolgt hier mit dem D8-Algorithmus. Der resultierende IC ist ein dimensionsloser Schätzwert für die potenzielle Kopplung zwischen Hang und Gerinne bzw. Senke. Er ist kein Wahrscheinlichkeitswert, da er nicht normalisiert werden kann (ebd.). Die Werte variieren zwischen -5,6 und +2,2 im Lahnenwiesgraben und -10,7 und +2,3 im Reintal, bei BORSELLI ET AL. (2008) liegt der IC zwischen -9,6 und +3,7. Somit lassen die Modelle nur Rückschlüsse über die räumliche Verteilung von relativen Kopplungsintensitäten zu.

Das IC-Modell des Lahnenwiesgrabens (Abb. 8.2) zeigt mehrere Bereiche mit geringem IC. Dies sind v.a. der Flachbereich am Talanfang (Reschbergwiesen), aber auch relativ flache Geländestufen am Herrentischgraben und Brünstgraben sowie die flachen Almen bei Enning-Alm und am Felderkopf. Hohe IC-Werte finden sich grundsätzlich in den Tiefenlinien der Hang- und des Talgerinnes. Die Hänge weisen grundsätzlich eine Zunahme des IC vom Grat zur Tiefenlinie auf. Deutlich ausgeprägte Regionen mit hohen IC-Werten befinden sich am Königsstand und den Seleswänden, aber auch am nordexponierten Südhang des Hirschbühelrücken und am östlichen Teil des südexponierten Nordhangs des Lahnenwiesgrabens oberhalb der Reschbergwiesen.

Im RT zeigt das Modell (Abb. 8.3) geringe IC im Bereich der Tiefenlinie (v.a. „Golfplatz“ und „Steingerümpel“), vereinzelt in flacheren Karbereichen (Gemskar, Kleiner Hundsstall) und am Hang zum Zugspitzplatt. Wie im LWG nimmt der IC generell vom Grat zur Tiefenlinie der

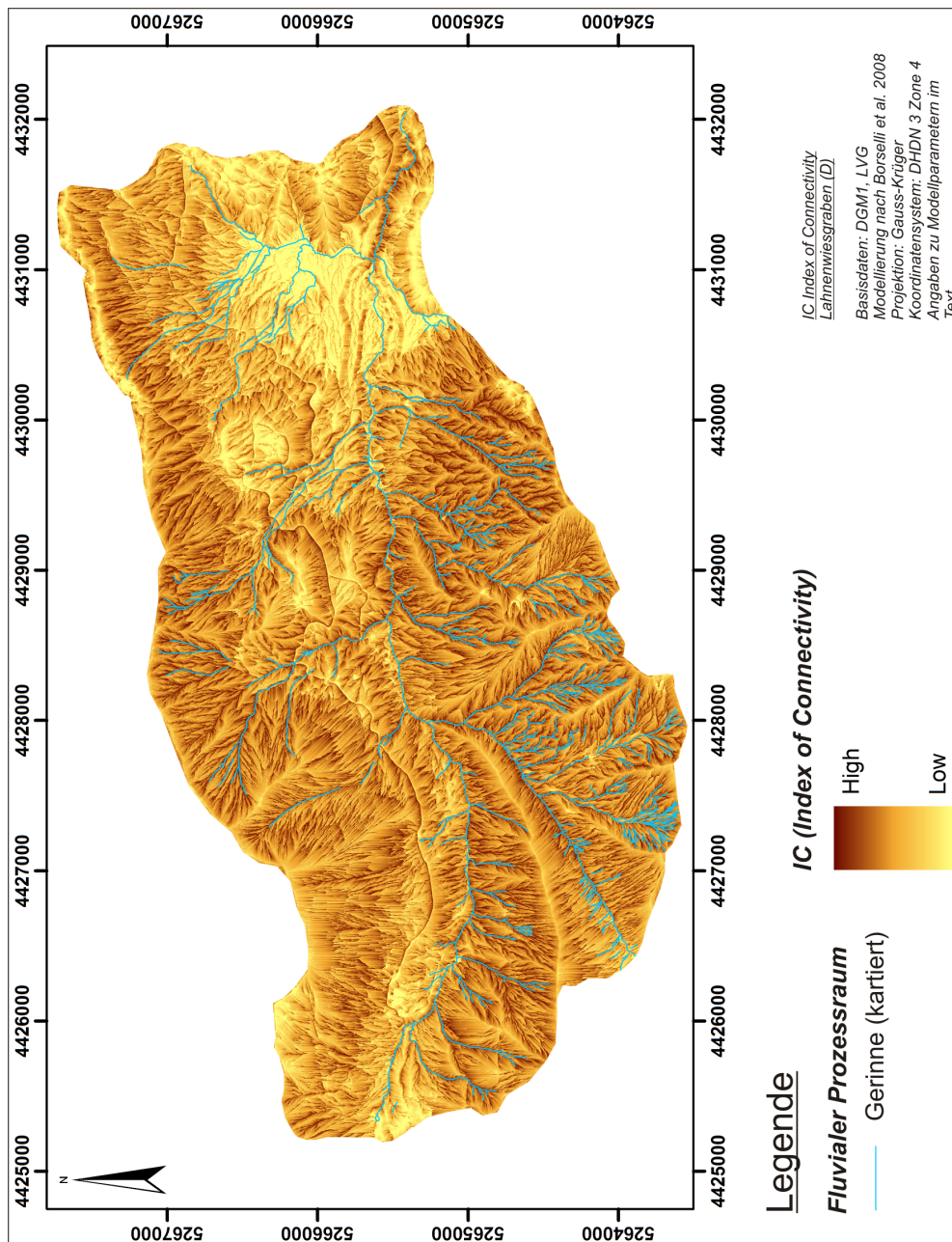


Abbildung 8.2.: IC-Modellierung im Lahnenwiesgraben nach BORSELLI ET AL. (2008)
 Berechnung des IC mit dem EZG-Auslass als Senke. Farbliche Darstellung in Anlehnung an Abb. 7.44. Das kartierte Gerinne ist zur Veranschaulichung und Orientierung dargestellt.
 Datengrundlage: Bayerisches Landesamt für Vermessung und Geoinformation.

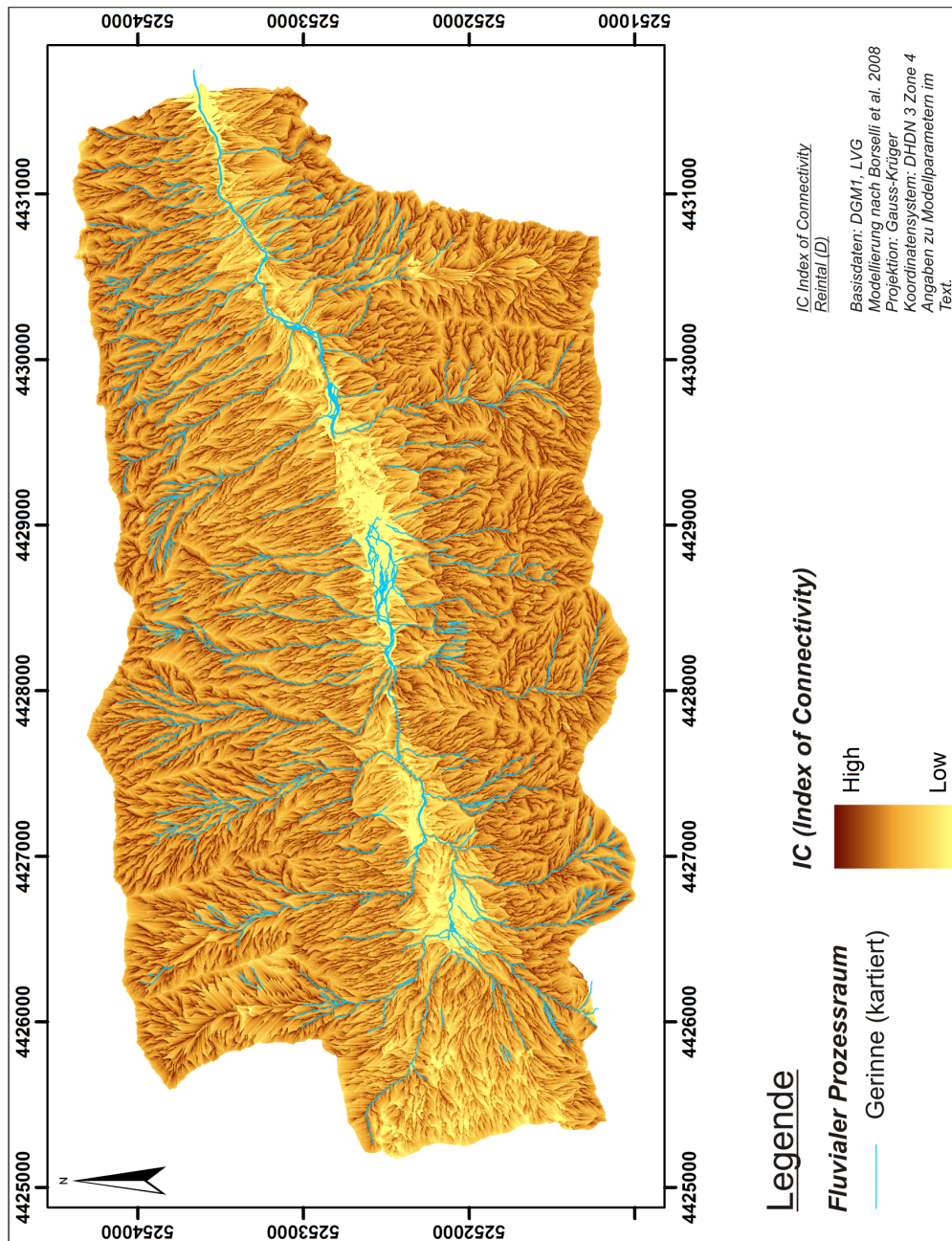


Abbildung 8.3.: IC-Modellierung im Reintal nach BORSELLI ET AL. (2008)
 Berechnung des IC mit dem EZG-Auslass als Senke. Farbliche Darstellung in Anlehnung an Abb. 7.43. Das kartierte Gerinne ist zur Veranschaulichung und Orientierung dargestellt.
 Datengrundlage: Bayerisches Landesamt für Vermessung und Geoinformation.

Hanggerinne zu. Diese Zunahme setzt sich jedoch nicht zum Talgerinne fort, da dieses aufgrund der Trogtalform einen breiteren Talboden aufweist und die IC-Werte somit zum Talgerinne hin abnehmen. Dies setzt bereits im Bereich der Schutthalden ein. Regionen mit ausgeprägt hohem IC lassen sich im RT nicht ausmachen.

Vergleich IC mit dem Konnektivitätsmodell

Ein Vergleich von IC mit dem Konnektivitätsmodell (Kap. 7.3.3) ist grundsätzlich möglich, da beide Modelle für jede Zelle des Untersuchungsgebietes einen dimensionslosen Kopplungsgrad ausweisen, der eine Kopplungswahrscheinlichkeit ausdrückt. Die Abbildung der Konnektivität zeigt jedoch sowohl im LWG als auch im RT einen deutlich größeren Flächenanteil ohne Kopplung (Darstellung ohne farbliche Kodierung).

Abb. 8.4 zeigt jeweils für das IC- (1) und das Konnektivitäts-Modell (2) einen detaillierteren Geländeausschnitt aus LWG (L) und RT (R). Das Beispiel aus dem LWG zeigt, dass im Wesentlichen die durch die Konnektivitäts-Modellierung ermittelten Bereiche mit intensiver Kopplung (L2) auch im IC-Modell (L1) erkennbar sind. In reduziertem Maß trifft dies auch für das Beispiel aus dem RT zu, allerdings weist das Konnektivitäts-Modell (R2) ausgedehnte Bereiche als ungekoppelt aus, welche im IC-Modell (R1) zwar zumeist als gering, bisweilen jedoch auch als stark gekoppelt ausgewiesen werden. Das Fehlen von ungekoppelten Bereichen bei Borselli liegt zum einen daran, dass die Modellierung des IC prinzipiell Nullwerte ausschließt. Zum anderen werden mit diesem Modell implizit fluviale Prozesse abgebildet. Diese treten zumindest zu einem gewissen Grad auf der gesamten Oberfläche eines Einzugsgebietes auf, die von Niederschlägen erreicht werden kann. Somit wird verständlich, dass die Modellierung des IC ein flächendeckendes Ergebnis liefert. Das Konnektivitäts-Modell hingegen ist auf Prozesse beschränkt, die Grobsediment transportieren, folglich wird auch der fluviale bzw. hangaquatische Prozessraum diesbezüglich eingeschränkt.

Der Vorteil der IC-Modellierung nach BORSELLI ET AL. (2008) liegt darin, dass sie kontinuierliche Daten für ein EZG liefert. Ein weiterer Vorteil ist, dass der Ansatz verhältnismäßig leicht nachzuvollziehen ist und als Eingangsdaten lediglich ein Geländemodell sowie eine Landnutzungs- bzw. Vegetationskartierung benötigt wird. Dies macht es problemlos auf weitere Untersuchungsgebiete anwendbar (z.B. LÓPEZ-VICENTE ET AL. 2011, CAVALLI ET AL. 2012).

Für eine Analyse der Grobsedimentkonnektivität und damit der Reliefformung hingegen ist dieser Ansatz nicht geeignet, da er die für Grobsedimenttransport relevanten Prozesse nicht ausreichend berücksichtigt.

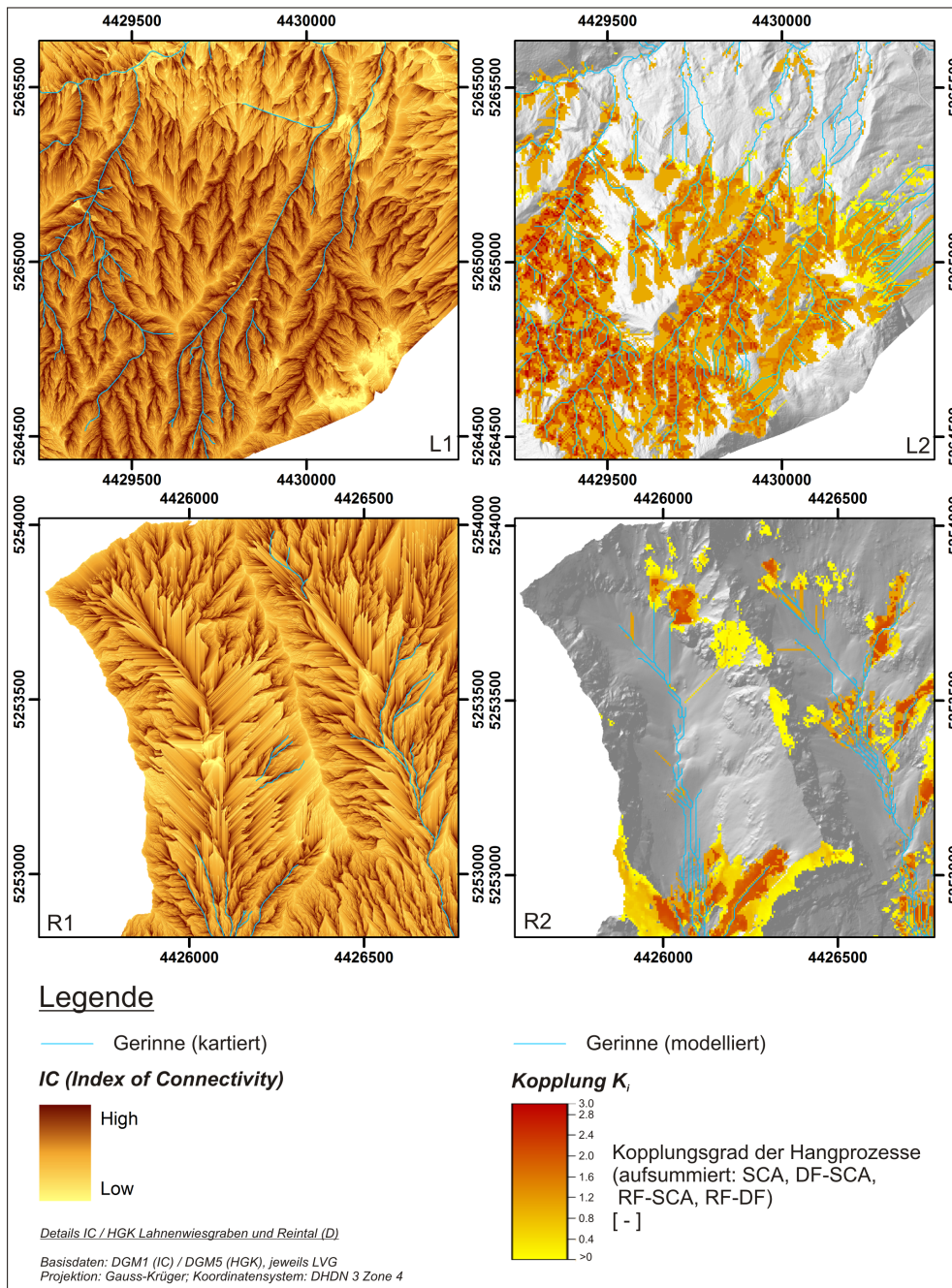


Abbildung 8.4.: Details der IC- und Konnektivitäts-Modellierung in Lahnenwiesgraben und Reintal

Darstellung von detaillierten Geländeausschnitten im Lahnenwiesgraben (L) und Reintal (R) mit IC- (1) und Konnektivitäts-Modell (2). Datengrundlage: Bayerisches Landesamt für Vermessung und Geoinformation.

9. Ausblick

Die in der vorliegenden Arbeit dargestellten Methoden und Ergebnisse zeigen die Möglichkeit der Quantifizierung von potenzieller Kopplung und Konnektivität unter den genannten Annahmen auf. Zur Vertiefung der Analysen und Erweiterung der Möglichkeiten ergeben sich folgende zukünftige Forschungsaufgaben:

- Erweiterung des Kopplungsmodells um bislang nicht erfasste Prozesse, die an der Sedimentkaskade beteiligt sind (z.B. Rutschungsprozesse, Lawinen, Talmuren)
- Erweiterung des Kopplungsmodells um eine Gewichtung der Kopplungsanteile der untersuchten Prozesse an der Gesamtkopplung eines Punktes oder Gebietes
- Verknüpfung des Kopplungsmodells mit quantitativen Daten über Magnitude und Rekurrenzintervalle der betrachteten Prozesse
- Optimierung der Prozessmodelle, um räumliche Inhomogenitäten innerhalb der Untersuchungsgebiete besser zu erfassen
- Anwendung von Kopplungs- und Konnektivitätsmodell auf weitere Untersuchungsgebiete zur Verbreiterung der Datenbasis
- Optimierung des Konnektivitätsmodells zur zusätzlichen Berücksichtigung der longitudinalen Gerinnekopplung

Zum letzten Punkt gibt es bereits eine interessante Weiterentwicklung des graphentheoretischen Ansatzes durch HECKMANN & SCHWANGHART (2012), durch die es möglich ist, mit einem Modelldurchgang die Kopplung der untersuchten Prozesse an jeden Punkt des Untersuchungsgebietes zu bestimmen, also nicht nur an einen vorher definierten Punkt oder das Gerinnenetz. Dabei werden nicht nur für einzelne Prozesse Quell-, Transport- und Ablagerungsgebiete ausgewiesen, sondern für die gesamte modellierte Sedimentkaskade. Zusätzlich können die Sedimentpfade je nach Zusammensetzung der daran beteiligten Prozessen zusammengefasst und quantifiziert werden, wobei die Ausweisung eines Konnektivitätsindex dabei noch nicht erfolgt (HECKMANN & SCHWANGHART 2012).

10. Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit fand im Rahmen des DFG-Forschungsprojektes *Konnektivitätsanalyse des geomorphologischen Prozessgefüges in zentralalpinen Geosystemen (SediCouple)* von Dr. Tobias Heckmann und Prof. Dr. Michael Becht statt. Sie hatte das Ziel, durch Modellierung von beteiligten Prozessen und Ableitung von Prozessraumzonen und Prozessintensitätsverteilungen, Sedimentkaskaden (vgl. Abb. 2.1) in alpinen Geosystemen so abzubilden, dass dabei die Kopplung der einzelnen Prozesse untereinander quantitativ schätzbar wird. Daraus sollte ein flächenbezogener Konnektivitätsindex abgeleitet werden, welcher den momentanen Kopplungsgrad für ein gegebenes Einzugsgebiet repräsentiert. Schlussendlich sollte dieser Konnektivitätsindex beim Systemvergleich unterschiedlich großer und individuell konfigurierter Einzugsgebiete helfen und zu neuen Erkenntnissen hinsichtlich der potenziellen Transportkapazität von Sedimentkaskaden verhelfen.

Um diese Ziele zu erreichen, wurden mit Hilfe von numerischen GIS-Modellen, die im Feld kalibriert und validiert wurden, die Kopplung zwischen den Prozessräumen wesentlicher am Sedimenttransport beteiligter geomorphologischer Prozesse (Steinschlag, Murgang, hangaquatische und fluviale Prozesse) untersucht. Diese Untersuchungen ermöglichten die Generierung folgender Daten:

- Erstellung von aktual-Geomorphologischen Karten (aGMK) der Untersuchungsgebiete anhand von kalibrierten und validierten Prozessmodellen
- Upscaling der Modelle vom ZBT ($\approx 15\text{km}^2$) auf das HT ($\approx 50\text{km}^2$)
- Ermittlung der an einen zu definierenden Punkt gekoppelten Bereiche (AK_p)
- Quantifizierung dieser Kopplung (K_p)
- Bestimmung der Konnektivität eines Einzugsgebietes (K_g)
- Ermittlung der an ein Gerinnenetz gekoppelten Bereiche (AK_g)

Anhand der so gewonnen Daten konnten für die Untersuchungsgebiete folgende Erkenntnisse gewonnen werden:

- Aufgrund longitudinaler Entkopplung des Gerinnenetzes sind die durch die untersuchten Prozesse an einen Punkt auf dem Gerinne gekoppelten Flächen meist deutlich kleiner als das hydrologische EZG dieses Punktes.
- Die gekoppelte Fläche kann die Grenzen des hydrologischen Einzugsgebietes aufgrund von Trägheitseffekten der modellierten Prozesse überschreiten.

- Es konnte kein genereller Zusammenhang zwischen Kopplung K_p und Größe des hydrologischen Einzugsgebietes festgestellt werden. Lediglich der fluvial geprägte Lahnenwiesgraben zeigt, bei relativ geringem Bestimmtheitsmaß, eine abnehmende Kopplung K_p mit zunehmender Einzugsgebietsfläche.
- Die gekoppelte Fläche AK_p hingegen nimmt bei allen Untersuchungsgebieten mit zunehmender EZG-Größe ab, mit ausgeprägtestem Zusammenhang im Lahnenwiesgraben.
- Somit könnte für fluvial geprägte, alpine Einzugsgebiete ein generell negativer Zusammenhang zwischen Kopplung K_p bzw. gekoppelter Fläche AK_p und EZG-Fläche vermutet werden, was jedoch an weiteren Untersuchungen erhärtet werden müsste.
- Anhand der Konnektivität K_g lassen sich für die Untersuchungsgebiete grundsätzliche Muster erkennen und die Anteile der einzelnen beteiligten Prozesse an der Gesamtkopplung bestimmen, wodurch z.B. dominante Prozesse identifiziert werden können. Des Weiteren lassen sich die Untersuchungsgebiete nach Kopplungsintensität und spezifischer Kopplung unterscheiden.
- Daraus ergibt sich, hinsichtlich der untersuchten Prozesse und unter Berücksichtigung der geringen Anzahl an Untersuchungsgebieten, eine räumlich stark begrenzte und intensive Kopplung K_g in Kerbtälern (LWG), während vorwiegend glazial überprägte Trogtäler wie ZBT und RT insgesamt größere, aber aufgrund der ausgeprägteren Zergliederung des Reliefs weniger intensiv an das Gerinne gekoppelte Hangflächen aufweisen.
- Die dem Konnektivitäts-Modell zugrunde liegende graphentheoretischen Konzeption ist zwar grundsätzlich von der Qualität der verwendeten Prozessmodelle unabhängig, die Güte konkreter Ergebnisse wird jedoch ganz erheblich von der Qualität dieser Prozessmodelle und ihrer Kalibrierung beeinflusst. Hier zeigen sich Verbesserungsmöglichkeiten bei der vorliegenden Modellierung.

Literaturverzeichnis

- ABELE, G. (1974): *Bergstürze in den Alpen - ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen*, Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, Bd. 25. München
- AHNERT, F. (1996): *Einführung in die Geomorphologie: 23 Tabellen*. UTB für Wissenschaft Große Reihe. Stuttgart: Ulmer
- AKAIKE, H. (1973): *Information Theory and an Extension of the Maximum Likelihood Principle*. In: PETROV, B. N. & F. CSÁDKI (Hg.) *Proceedings of the 2nd International Symposium on Information Theory*. Akadémiai Kiadó, S. 267–281
- ALI, G. A. & A. G. ROY (2009): *Revisiting Hydrologic Sampling Strategies for an Accurate Assessment of Hydrologic Connectivity in Humid Temperate Systems*. In: *Geography Compass* **3**(1): S. 350–374
- ATKINSON, P., H. JISKOOT, R. MASSARI & T. MURRAY (1998): *Generalized linear modelling in geomorphology*. In: *Earth Surface Processes and Landforms* **23**: S. 1185–1195
- AYALEW, L. & H. YAMAGISHI (2005): *The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda-Yahiko Mountains, Central Japan*. In: *Geomorphology* **65**(1-2): S. 15–31
- BAGUETTE, M. & H. VAN DYCK (2007): *Landscape connectivity and animal behavior: functional grain as a key determinant for dispersal*. In: *Landscape Ecology* **22**: S. 1117–1129
- BARTSCH, A., M. GUDE & S. D. GURNEY (2008): *A geomatics-based approach for the derivation of the spatial distribution of sediment transport processes in periglacial mountain environments*. In: *Earth Surface Processes and Landforms* **33**: S. 2255–2265
- BARTSCH, A., M. GUDE & S. D. GURNEY (2009): *Quantifying sediment transport processes in periglacial mountain environments at a catchment scale using geomorphic process units*. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* **91 A**(1): S. 1–9
- BARTSCH, A., M. GUDE, C. JONASSON & D. SCHERER (2002): *Identification of Geomorphic Process Units in Karkevagge, Northern Sweden, by Remote Sensing and Digital Terrain Analysis*. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* **84**(3/4): S. 171–178
- BAUDRY, J. & H. G. MERRIAM (1988): *Connectivity and connectedness: Functional versus structural patterns in landscapes*. In: SCHREIBER, K.-F. (Hg.) *Connectivity in landscape ecology, Münstersche Geographische Arbeiten*, Bd. 29. Paderborn: Schöningh, S. 23–28

- BAUMGARTNER, A., E. REICHEL & G. WEBER (1983): *Der Wasserhaushalt der Alpen*. München
- BECHT, M. (1995): *Untersuchungen zur aktuellen Reliefentwicklung in alpinen Einzugsgebieten*. In: Münchener Geographische Abhandlungen
- BECHT, M., F. HAAS, T. HECKMANN & V. WICHMANN (2005): *Investigating sediment cascades using field measurements and spatial modelling*. In: WALLING, D. E. & A. J. HOROWITZ (Hg.) *Sediment Budgets 1*, Bd. 291. IAHS Press, S. 206–213
- BECHT, M. & D. RIEGER (1997): *Debris flows on alpine slopes (eastern Alps)*. In: *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 3(1): S. 33–41
- BECHT, M. & K.-F. WETZEL (1994): *Abfluss- und Niederschlagsmessung eines Wildbachsystems*. In: BARSCH, D., R. MÄUSBACHER, K.-H. PÖRTGE & K.-H. SCHMIDT (Hg.) *Messungen in fluvialen Systemen*. Berlin and New York: Springer-Verlag
- BEGUERIA, S. & A. LORENTE (2003): *Landslide hazard mapping by multivariate statistics: comparison of methods and case study in the Spanish Pyrenees*. In: *Debrisfall Assessment in Mountain Catchments for Local End-Users*. S. 1–20
- BERGER, C., B. W. MCARDELL & F. SCHLUNEGGER (2011): *Sediment transfer patterns at the Illgraben catchment, Switzerland: Implications for the time scales of debris flow activities*. In: *Geomorphology* 125: S. 421–432
- BEYLICH, A. (2000a): *Geomorphology, Sediment Budget, and Relief Development in Austdalur, Austfirðir, East Iceland*. In: *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 32(4): S. 466–477
- BEYLICH, A. (2000b): *Untersuchungen zum gravitativen und fluvialen Stofftransfer in einem subarktisch-ozeanisch geprägten permafrostfreien Periglazialgebiet mit pleistozäner Vergletscherung (Austdalur, Ost-Island)*. In: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl.-Bd. (121)*: S. 1–22
- BEYLICH, A. A. (2011): *Mass Transfers and Sedimentary Budgets in Geomorphologic Drainage Basin Studies*. In: EL-AMIN, M. (Hg.) *Advanced Topics in Mass Transfer*. InTech, S. 399–422
- BEYLICH, A. A. & C. KNEISEL (2009): *Sediment Budget and Relief Development in Hrafnadalur, Subarctic Oceanic Eastern Iceland*. In: *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 41(1): S. 3–17
- BÖGEL, H. & K. SCHMIDT (1976): *Kleine Geologie der Ostalpen*. Thun
- BÖGLI, A. (1978): *Karsthydrographie und physische Speläologie*. Berlin: Springer
- BORGES, J. L. (1982): *Borges und ich, Gesammelte Werke in neun Bänden*, Bd. 6. Carl Hanser
- BORSELLI, L., P. CASSI & D. TORRI (2008): *Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment*. In: *Catena* 75: S. 268–277

- BRACKEN, L. J. & J. CROKE (2007): *The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems*. In: *Hydrological Processes* **21**: S. 1749–1763
- BRENNING, A. (2005): *Climatic and geomorphological controls of rock glaciers in the Andes of Central Chile: Combining statistical modelling and field mapping*. Dissertation, Humboldt-Universität, Berlin
- BRIERLEY, G., K. FRYIRS & V. JAIN (2006): *Landscape connectivity: the geographic basis of geomorphic applications*. In: *Area* **38**(2): S. 165–174
- BRUNSDEN, D. (1996): *Geomorphological events and landform change: The Centenary Lecture to the Department of Geography, University of Heidelberg*. In: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* **40**(3): S. 273–288
- BRUNSDEN, D. (2001): *A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology*. In: *Catena* **42**: S. 99–123
- BRUNSDEN, D. & J. B. THORNES (1979): *Landscape Sensitivity and Change*. In: *Transactions of the Institute of British Geographers* **4**(4): S. 463–484
- BULL, W. B. (1991): *Geomorphic Responses to Climatic Change*. Oxford University Press Inc
- BUNZA, G., J. KARL & J. MANGELSDORF (1976): *Geologisch-morphologische Grundlagen der Wildbachkunde*. In: *Schriftenreihe der Bayerischen Landesstelle für Gewässerkunde* (11)
- BURT, T. P. & R. J. ALLISON (2010): *Sediment Cascades in the Environment: An Integrated Approach*. In: BURT, T. P. & R. J. ALLISON (Hg.) *Sediment Cascades*. Hoboken and N.J.: Wiley-Blackwell, S. 1–15
- CAINE, N. & F. J. SWANSON (1989): *Geomorphic coupling of hillslope and channel systems in two small mountain basins*. In: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* **33**(2): S. 189–203
- CALABRESE, J. M. & W. F. FAGAN (2004): *A comparison-shopper's guide to connectivity metrics*. In: *Frontiers in Ecology and the Environment* **2**(10): S. 529–536
- CASTI, J. L. (1979): *Connectivity, complexity, and catastrophe in large-scale systems, International series on applied systems analysis.*, Bd. 7. Chichester: Wiley
- CAVALLI, M., P. TAROLLI, L. MARCHI & G. DALLA FONTANA (2008): *The effectiveness of airborne LiDAR data in the recognition of channel-bed morphology*. In: *Catena* **73**: S. 249–260
- CAVALLI, M., S. TREVISANI, F. COMITI & L. MARCHI (2012): *Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments*. In: *Geomorphology*. [dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.007](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.007)
- CHANG, K.-T., S.-H. CHIANG & M.-L. HSU (2007): *Modeling typhoon- and earthquake-induced landslides in a mountainous watershed using logistic regression*. In: *Geomorphology* **89**(3-4): S. 335–347

- CHORLEY, R. J. (1972): *Geomorphology and general systems theory*. In: DAVIES, W. K. D. (Hg.) *Conceptual Revolution in Geography*. London: University of London Press, S. 282–300
- CHORLEY, R. J. & B. A. KENNEDY (1971): *Physical geography: A systems approach*. London: Prentice-Hall
- CHORLEY, R. J., S. A. SCHUMM & D. E. SUGDEN (1985): *Geomorphology*. London and New York: Methuen
- CHUNG, C.-J. F. & A. G. FABBRI (2003): *Validation of Spatial Prediction Models for Landslide Hazard Mapping*. In: *Natural Hazards* **30**: S. 451–472
- CHURCH, M. (2010): *Mountains and Montane Channels*. In: BURT, T. P. & R. J. ALLISON (Hg.) *Sediment Cascades*. Hoboken and N.J.: Wiley-Blackwell, S. 17–53
- CHURCH, M. & O. SLAYMAKER (1989): *Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia*. In: *Nature* **337**: S. 452–454
- CLAESSENS, L., A. KNAPEN, M. KITUTU, J. POESEN & J. DECKERS (2007): *Modelling landslide hazard, soil redistribution and sediment yield of landslides on the Ugandan footslopes of Mount Elgon*. In: *Geomorphology* **90**(1-2): S. 23–35
- CLAESSENS, L., D. LOWE, B. HAYWARD, B. SCHAAP, J. SCHOORL & A. VELDKAMP (2006): *Reconstructing high-magnitude/low-frequency landslide events based on soil redistribution modelling and a Late-Holocene sediment record from New Zealand*. In: *Geomorphology* **74**(1-4): S. 29–49
- COELHO, P. (2003): *Der Dämon und Fräulein Prym: Roman*. Zürich: Diogenes
- CONRAD, O. (2006): *SAGA - Entwurf, Funktionsumfang und Anwendung eines Systems für Automatisierte Geowissenschaftliche Analysen*. Dissertation, Georg-August-Universität, Göttingen
- COSTA, J. E. (1984): *Physical Geomorphology of Debris Flows*. In: COSTA, J. E. & P. J. FLEISHER (Hg.) *Development and Application of Geomorphology*. Berlin: Springer, S. 268–317
- COULTHARD, T. J. (2001): *Landscape evolution models: a software review*. In: *Hydrological Processes* **15**: S. 165–173
- DE VENDE, J., J. POESEN, M. ARABKHEDRI & G. VERSTRAETEN (2007): *The sediment delivery problem revisited*. In: *Progress in Physical Geography* **31**(2): S. 155–178
- DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG (1987): *DIN 4022 Teil 1 - Benennen und Beschreiben von Boden und Fels*
- DIKAU, R. (2005): *Geomorphologische Perspektiven integrativer Forschungsansätze in Physischer Geographie und Humangeographie*. In: MÜLLER-MAHN, D. & U. WARDENGA (Hg.) *Möglichkeiten und Grenzen integrativer Forschungsansätze in Physischer Geographie und Humangeographie, forum ifl*, Bd. 2. Leibniz-Institut für Länderkunde, S. 91–108

- DIKAU, R. (2006): *Oberflächenprozesse - ein altes oder ein neues Thema?* In: *Geographica Helvetica* **61**(3): S. 170–180
- DONNE, J. (1839): *Meditation XVII*. In: ALFORD, H. (Hg.) *The Works of John Dunne, D.D., Dean of Saint Paul's, 1621-1631. With a memoir of his life by Henry Alford, M.A.*, Bd. 3. London: John W. Parker, S. 574–575
- DORREN, L. K. A. & A. C. SEIJMONSBERGEN (2003): *Comparison of three GIS-based models for predicting rockfall runout zones at a regional scale*. In: *Geomorphology* **56**(1-2): S. 49–64
- DRACK, M. & W. APFALTER (2006): *Is Paul Weiss and Ludwig von Bertalanffy's System Thinking still valid today?* In: ALLEN, J., D. ING, C. L. KOEHLIN, A. K. LASZLO, G. METCALF, C. S. P. WILBY & J. WILBY (Hg.) *Proceedings of the 50th Annual Meeting of the ISSS*. S. 1–10
- EASTAUGH, C. S., P. K. RUSTOMJI & P. B. HAIRSINE (2008): *Quantifying the altered hydrologic connectivity of forest roads resulting from decommissioning and relocation*. In: *Hydrological Processes* **22**: S. 2438–2448
- EGNER, H. (2010): *Theoretische Geographie*. Darmstadt: WBG, [Abt. Verl.], 1 Aufl.
- ENGELEN, G. (2004): *Models in Policy Formulation and Assessment: The WadBOS Decision-support System*. In: WAINWRIGHT, J. & M. MULLIGAN (Hg.) *Environmental modelling*. Chichester and West Sussex and England: Wiley, S. 257–271
- ENGELEN, G. B. & R. G. W. VENNEKER (1988): *ETA (Erosion Transport Accumulation) systems, their classification, mapping and management*. In: BORDAS, M. P. & D. E. WALLING (Hg.) *Sediment budgets, IAHS Publication*, Bd. 174. IAHS Pr., S. 397–412
- FAULKNER, H. (2008): *Connectivity as a crucial determinant of badland morphology and evolution*. In: *Geomorphology* **100**: S. 91–103
- FELDNER, R. (1978): *Waldgesellschaften, Wald- und Forstgeschichte und Schlussfolgerungen für die waldbauliche Planung im Naturschutzgebiet Ammergauer Berge*. Dissertation, Universität für Bodenkultur Wien, Wien
- FERGUSON, R. I. (1981): *Channel forms and channel changes*. In: LEWIN, J. (Hg.) *British Rivers*. London: HarperCollins Publishers, S. 90–125
- FIEBIGER, G. (1999): *Geomorphologische Prozesse in Wildbacheinzugsgebieten im Überblick*. In: *Relief Boden Paläoklima* **14**: S. 67–75
- FISCHER, K. (1965): *Murkegel, Schwemmkegel und Kegelsimse in den Alpentälern (unter besonderer Berücksichtigung des Vinschgaus)*. In: *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft München*
- FLIRI, F. (1975): *Das Klima der Alpen im Raume von Tirol*. Innsbruck

- FLOHN, H. (1958): *Bemerkungen zum Problem der globalen Klimaschwankungen*. In: Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie Serie B **9**(1): S. 1–13
- FORT, M., E. COSSART & G. ARNAUD-FASSETTA (2010): *Hillslope-channel coupling in the Nepal Himalayas and threat to man-made structures: The middle Kali Gandaki valley*. In: *Geomorphology* **124**: S. 178–199
- FRANKLIN, J. F. (1993): *Preserving Biodiversity: Species, Ecosystems, or Landscapes?* In: *Ecological Applications* **3**(2): S. 202
- FRECH, F. (1898): *Über Muren*. In: *Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins* **29**
- FREEMAN, T. G. (1991): *Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid*. In: *Computers & Geosciences* **17**(3): S. 413–422
- FRYIRS, K. A., G. J. BRIERLEY, N. J. PRESTON & M. KASAI (2007a): *Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades*. In: *Catena* **70**: S. 49–67
- FRYIRS, K. A., G. J. BRIERLEY, N. J. PRESTON & J. SPENCER (2007b): *Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia*. In: *Geomorphology* **84**: S. 297–316
- FULLER, I. C. & M. MARDEN (2008): *Connectivity in steep-land environments: gully-fan coupling in the Tarnedale system, Waipaoa catchment, New Zealand*. In: SCHMIDT, J., T. COCHRANE, C. PHILLIPS, S. ELLIOTT, T. DAVIES & L. BASHER (Hg.) *Sediment dynamics in changing environments, IAHS Publication*, Bd. 325. IAHS Press, S. 275–282
- FULLER, I. C. & M. MARDEN (2011): *Slope-channel coupling in steep-land terrain: A field-based conceptual model from the Tarnedale gully and fan, Waipaoa catchment, New Zealand*. In: *Geomorphology* **128**: S. 105–115
- GAMMA, P. (2000): *dfwalk - Ein Murgang-Simulationsprogramm zur Gefahrenzonierung*. Dissertation, Universität Bern, Bern
- GEGG, K. (2010): *Erstellung und Validierung eines statistischen Dispositionsmodells für Hangmuren in zwei zentral-alpinen Einzugsgebieten*. Diplomarbeit, Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt
- GEITNER, C. (1999): *Sedimentologische und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an fluvialen Sedimenten in den Hochlagen des Horlachtales (Stubai Alpen / Tirol): Ein Beitrag zur zeitlichen Differenzierung der fluvialen Dynamik im Holozän*, *Münchener Geographische Abhandlungen, Reihe B*, Bd. B 31. München: GEOBUCH-Verlag
- GÖTZ, J. & L. SCHROTT (Hg.) (2010): *Das Reintal - Geomorphologischer Lehrpfad am Fuße der Zugspitze: Eine Wanderung durch Raum und Zeit mit einem Einblick in moderne geowissenschaftliche Arbeitsweisen*. Pfeil, F

- GOUDIE, A. S. (2010): *Geomorphological hazards and global climate change*. In: ALCÁNTARA-AYALA, I. & A. GOUDIE (Hg.) *Geomorphological Hazards and Disaster Prevention*. Cambridge University Press, S. 245–255
- GRUNDER, M. (1984): *Ein Beitrag zur Beurteilung von Naturgefahren im Hinblick auf die Erstellung von mittelmaßstäbigen Gefahrenhinweiskarten: (mit Beispielen aus d. Berner Oberland u. d. Landschaft Davos)*, *Geographica Bernensia / G*, Bd. 23. Bern: Geograph. Inst.
- HAAS, F. (2008): *Fluviale Hangprozesse in Alpinen Einzugsgebieten der Nördlichen Kalkalpen - Quantifizierung und Modellierungsansätze*, *Eichstätter Geographische Arbeiten*, Bd. 17. München and Wien: Profil-Verl.
- HAAS, F., T. HECKMANN, T. KLEIN & M. BECHT (2009): *Rockfall Measurements in Alpine Catchments (Germany, Austria, Italy) by Terrestrial Laserscanning – First Results*. In: *Geophysical Research Abstracts* **11**
- HAAS, F., T. HECKMANN, V. WICHMANN & M. BECHT (2011): *Quantification and Modeling of Fluvial Bedload Discharge from Hillslope Channels in two Alpine Catchments (Bavarian Alps, Germany)*. In: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl.-Bd.* **55**(3): S. 147–168
- HACK, J. T. (1960): *Interpretation of erosional topography in humid temperate regions*. In: *American Journal of Science* **258-A**: S. 80–97
- HAGG, W. & M. BECHT (2000): *Einflüsse von Niederschlag und Substrat auf die Auslösung von Hangmuren in Beispielgebieten der Ostalpen*. In: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl.-Bd.* (123): S. 79–92
- HAMMER, W. (1929): *Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal. 1:75.000. Mit Erläuterungen*. Wien
- HARTGE, K. H. & R. HORN (1991): *Einführung in die Bodenphysik*. Stuttgart: Enke, 2 Aufl.
- HARVEY, A. (2001): *Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Hogwill Fells, northwest England*. In: *Catena* **42**: S. 225–250
- HARVEY, A. M. (2002): *Effective timescales of coupling within fluvial systems*. In: *Geomorphology* **44**: S. 175–201
- HARVEY, A. M. (2010): *Local Buffers to the Sediment Cascade: Debris Cones and Alluvial Fans*. In: BURT, T. P. & R. J. ALLISON (Hg.) *Sediment Cascades*. Hoboken and N.J.: Wiley-Blackwell, S. 153–180
- HARVEY, A. M. (2012): *The coupling status of alluvial fans and debris cones: a review and synthesis*. In: *Earth Surface Processes and Landforms* **37**(1): S. 64–76
- HECKMANN, T. (2006): *Untersuchungen zum Sedimenttransport durch Grundlawinen in zwei Einzugsgebieten der Nördlichen Kalkalpen: Quantifizierung, Analyse und Ansätze zur Modellierung der geomorphologischen Aktivität*, *Eichstätter Geographische Arbeiten*, Bd. 14. München: Profil

- HECKMANN, T. & M. BECHT (2006): *Statistical disposition modelling of mass movements using SAGA modules*. In: BÖHNER, J., K. R. MCCLOY & J. STROBL (Hg.) *SAGA - Analysis and Modelling Applications, Göttinger Geographische Abhandlungen*, Bd. 115. Stuttgart: Erich Goltze GmbH & Co. KG, S. 61–73
- HECKMANN, T., M. BIMBÖSE, M. KRAUTBLATTER, F. HAAS, M. BECHT & D. MORCHE (2012): *From geotechnical analysis to quantification and modelling using LiDAR data: a study on rockfall in the Reintal catchment, Bavarian Alps, Germany*. In: *Earth Surface Processes and Landforms* **37**(1): S. 119–133
- HECKMANN, T., F. HAAS, V. WICHMANN & D. MORCHE (2008): *Sediment budget and morphodynamics of an alpine talus cone on different timescales*. In: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* **52**(Suppl. 1): S. 103–121
- HECKMANN, T. & W. SCHWANGHART (2012): *Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment — Exploring sediment cascades using graph theory*. In: *Geomorphology* **182**(89-103)
- HEINIMANN, H. R., K. HOLLENSTEIN, H. KIENHOLZ, B. KRUMMENACHER & P. MANI (1998): *Methoden zur Analyse und Bewertung von Naturgefahren: Eine risikoorientierte Betrachtungsweise*. Bern
- HELSEN, M., P. KOOP & H. VAN STEIJN (2002): *Magnitude-frequency relationship for debris flows on the fan of the Chalance Torrent, Valgaudemar (French Alps)*. In: *Earth Surface Processes and Landforms* **27**: S. 1299–1307
- HERRON, N. & C. WILSON (2001): *A water balance approach to assessing the hydrologic buffering potential of an alluvial fan*. In: *Water Resources Research* **37**(2): S. 341–351
- HEUBERGER, H. (1966): *Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain- und Ötztal, Wissenschaftliche Alpenvereinshefte*, Bd. 20. Innsbruck: Universitätsverlag Wagner
- HEUBERGER, H. (1974): *Alpine Quaternary glaciation*. In: IVES, J. D. & R. G. BARRY (Hg.) *Arctic and Alpine Environments*. London: Methuen, S. 319–338
- HIRTLREITER, G. (1992): *Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung, Münchener Geographische Abhandlungen, Reihe B*, Bd. 15. München: GEOBUCH-Verlag
- HÖLTING, B. (1992): *Hydrogeologie: Einführung in die allgemeine und angewandte Hydrogeologie*. Stuttgart: Enke, 4., überarb. Aufl.
- HOOKE, J. (2003): *Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology*. In: *Geomorphology* **56**(1-2): S. 79–94
- HOWARD, A. D. (1965): *Geomorphological systems - equilibrium and dynamics*. In: *American Journal of Science* **263**: S. 302–312

- HUGGETT, R. J. (2010): *Physical geography: The key concepts*. Routledge key guides. London: Routledge, 1. publ. Aufl.
- INKPEN, R. (2005): *Science, philosophy, and physical geography*. London and New York and NY: Routledge
- INNES, J. L. (1983): *Debris flows*. In: *Progress in Physical Geography* **7**: S. 469–501
- INNES, J. L. (1985): *Magnitude-Frequency Relations of Debris Flows in Northwest Europe*. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* **67**(1-2): S. 23–32
- IVERSON, R. M. & R. P. DENLINGER (1987): *The physics of debris flows - a conceptual assessment*. In: *IAHS Publications* **165**: S. 155–165
- JÄCKLI, H. (1957): *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebirges: Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften, Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, Bd. 36*
- JAKOB, M. & P. FRIELE (2010): *Frequency and magnitude of debris flows on Cheekye River, British Columbia*. In: *Geomorphology* **114**: S. 382–395
- KELLER, D. (2009): *Analyse und Modellierung gravitativer Massenbewegungen in alpinen Sedimentkaskaden unter besonderer Berücksichtigung von Kriech- und Gleitbewegungen im Lockergestein (Lahnenwiesgraben, Garmisch-Partenkirchen)*. Dissertation, Friedrich-Alexander-Universität, Erlangen
- KIENHOLZ, H. & B. KRUMMENACHER (1995): *Symbolbaukasten zur Kartierung der Phänomene: Empfehlungen*. Bern
- KLEBELSBERG, R. V. (1913): *Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande: III. Der Ammergau und seine glaziales Einzugsgebiet. IV. Die Voralpen zwischen Loisach und Isar*. In: *Zeitschrift für Gletscherkunde* **8**: S. 226–262
- KNOCH, K. (1952): *Klima-Atlas von Bayern*. Bad Kissingen: Deutscher Wetterdienst
- KNUDBY, C. & J. CARRERA (2005): *On the relationship between indicators of geostatistical, flow and transport connectivity*. In: *Advances in Water Resources* **28**: S. 405–421
- KOCH, F. (2006): *Zur raum-zeitlichen Variabilität von Massenbewegungen und pedologische Kartierungen in alpinen Einzugsgebieten: Dendrogeomorphologische Fallstudien und Erläuterungen zu den Bodenkarten Lahnenwiesgraben und Reintal (Bayerische Alpen)*. Dissertation, Universität Regensburg, Regensburg
- KORUP, O. (2002): *Recent research on landslide dams - a literature review with special attention to New Zealand*. In: *Progress in Physical Geography* **26**: S. 206–235
- KORUP, O. (2004): *Landslide-induced river channel avulsions in mountain catchments of southwest New Zealand*. In: *Geomorphology* **63**: S. 57–80

- KORUP, O. (2005a): *Geomorphic imprint of landslides on alpine river systems, southwest New Zealand*. In: *Earth Surface Processes and Landforms* **30**: S. 783–800
- KORUP, O. (2005b): *Large landslides and their effect on sediment flux in South Westland, New Zealand*. In: *Earth Surface Processes and Landforms* **30**: S. 305–323
- KORUP, O., A. L. DENSMORE & F. SCHLUNEGGER (2010): *The role of landslides in mountain range evolution*. In: *Geomorphology* **120**: S. 77–90
- KORUP, O., A. L. STROM & J. T. WEIDINGER (2006): *Fluvial response to large rock-slope failures: Examples from the Himalayas, the Tien Shan, and the Southern Alps in New Zealand*. In: *Geomorphology* **78**: S. 3–21
- KRAUTBLATTER, M. & R. DIKAU (2007): *Towards a uniform concept for the comparison and extrapolation of rockwall retreat and rockfall supply*. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* **89**(1): S. 21–40
- KRAUTBLATTER, M. & M. MOSER (2009): *A nonlinear model coupling rockfall and rainfall intensity based on a four year measurement in a high Alpine rock wall (Reintal, German Alps)*. In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* **9**: S. 1425–1432
- KRAUTBLATTER, M., M. MOSER, L. SCHROTT, J. WOLF & D. MORCHE (2012): *Significance of rockfall magnitude and carbonate dissolution for rock slope erosion and geomorphic work on Alpine limestone cliffs (Reintal, German Alps): Sedimentary fluxes and budgets in natural and anthropogenically modified landscapes – Effects of climate change and land-use change on geomorphic processes*. In: *Geomorphology* **167–168**(0): S. 21–34
- KRIEGER, D. J. (1996): *Einführung in die allgemeine Systemtheorie*. München: W. Fink
- KUHNERT, C. (1967): *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000 Blatt Nr. 8432 Oberammergau*. München
- LEOPOLD, L. B., M. G. WOLMAN & J. P. MILLER (1964): *Fluvial processes in geomorphology*. Series of books in geology. San Francisco: Freeman
- LESER, H. (2009): *Geomorphologie*. Braunschweig: Westermann, neubearb., [9. Aufl.]. Aufl.
- LÓPEZ-VICENTE, M., J. POESEN, A. NAVAS & L. GASPAS (2011): *Predicting runoff and sediment connectivity and soil erosion by water for different land use scenarios in the Spanish Pre-Pyrenees*. In: *Catena* **102**: S. 62–73
- LOUIS, H. (1967): *Allgemeine Geomorphologie*. Berlin: de Gruyter, 3 Aufl.
- LUOTO, M. & J. HJORT (2005): *Evaluation of current statistical approaches for predictive geomorphological mapping*. In: *Geomorphology* **67**: S. 299–315
- MALANSON, G. P. (2008): *Ecosystems*. In: AGNEW, J. A. & D. N. LIVINGSTONE (Hg.) *The SAGE handbook of geographical thought*. London: SAGE, S. 452–464

- MARK, R. K. & S. D. ELLEN (1995): *Statistical and Simulation Models for Mapping Debris-Flow Hazard*. In: CARRARA, A. & F. GUZZETTI (Hg.) *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*. Kluwer Academic Publishers, S. 93–106
- MATZNETTER, K. (1956): *Der Vorgang der Massenbewegungen an Beispielen des Klostertales in Vorarlberg*, *Geographischer Jahresbericht aus Österreich*, Bd. 25. Wien
- MCDONNELL, M. J. & S. T. A. PICKETT (1988): *Connectivity and the theory of landscape ecology*. In: SCHREIBER, K.-F. (Hg.) *Connectivity in landscape ecology*, *Münstersche Geographische Arbeiten*, Bd. 29. Paderborn: Schöningh, S. 17–21
- MEISSL, G. (1998): *Modellierung der Reichweite von Felsstürzen: Fallbeispiele zur GIS-gestützten Gefahrenbeurteilung aus dem Bayerischen und Tiroler Alpenraum ; mit 24 Tab*, *Innsbrucker geographische Studien*, Bd. 28. Innsbruck: Inst. für Geographie der Univ. Innsbruck
- MERRIAM, G. (1984): *Connectivity: A fundamental ecological characteristic of landscape patterns*. In: BRANDT, J. & P. AGGER (Hg.) *Methodology in landscape ecological research and planning*, Bd. 1. Roskilde Universitetsforlag GeoRuc, S. 5–15
- MICHAELIDES, K. & A. CHAPPELL (2009): *Connectivity as a concept for characterising hydrological behaviour*. In: *Hydrological Processes* **23**: S. 517–522
- MILLER, H. (1962): *Zur Geologie des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges (Tirol): Strukturzusammenhänge am Ostrand des Ehrwalder Beckens*. Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität, München
- MILLER, J. & J. FRANKLIN (2002): *Modeling the distribution of four vegetation alliances using generalized linear models and classification trees with spatial dependence*. In: *Ecological Modelling* **157**(2-3): S. 227–247
- MILLIMAN, J. D. & J. P. M. SYVITSKI (1992): *Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers*. In: *Journal of Geology* **100**(5): S. 525–544
- MONTGOMERY, D. R. & W. E. DIETRICH (1989): *Source Areas, Drainage Density, and Channel Initiation*. In: *Water Resources Research* **25**(8): S. 1907–1918
- MONTGOMERY, D. R. & E. FOUFOULA-GEORGIU (1993): *Channel Network Source Representation Using Digital Elevation Models*. In: *Water Resources Research* **29**(12): S. 3925–3934
- MORCHE, D. (2008): *Untersuchungen zum fluvialen Sedimenttransport in Einzugsgebieten der nördlichen Kalkalpen (Reintal/Wettersteingebirge und Lahnenwiesgraben/Ammergauer Alpen)*. Dissertation, Martin-Luther-Universität Halle Wittenberg, Halle
- MORCHE, D., K.-H. SCHMIDT, T. HECKMANN & F. HAAS (2007): *Hydrology and geomorphic effects of a high-magnitude flood in an alpine river*. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* **89**(1): S. 5–19

- MULLIGAN, M. (2004): *Modelling Catchment Hydrology*. In: WAINWRIGHT, J. & M. MULLIGAN (Hg.) *Environmental modelling*. Chichester and West Sussex and England: Wiley, S. 107–121
- MULLIGAN, M. & J. WAINWRIGHT (2004): *Modelling and Model Building*. In: WAINWRIGHT, J. & M. MULLIGAN (Hg.) *Environmental modelling*. Chichester and West Sussex and England: Wiley, S. 5–73
- NIELD, D. A. (2008): *Connectivity and Effective Hydraulic Conductivity*. In: *Transport in Porous Media* **74**: S. 129–132
- OTTO, J.-C., L. SCHROTT, M. JABOYEDOFF & R. DIKAU (2009): *Quantifying sediment storage in a high alpine valley (Turtmannal, Switzerland)*. In: *Earth Surface Processes and Landforms* **34**: S. 1726–1742
- PARSONS, A. J., J. WAINWRIGHT, R. E. BRAZIER & D. M. POWELL (2006): *Is sediment delivery a fallacy?* In: *Earth Surface Processes and Landforms* **31**: S. 1325–1328
- PFEIFFER, T. J. & T. D. BOWEN (1989): *Computer Simulation of Rockfalls*. In: *Bulletin of the Association of Engineering Geologists* **XXVI**(1): S. 135–146
- PLANCHON, O. & F. DARBOUX (2001): *A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models*. In: *Catena* **46**: S. 159–176
- PRINGLE, C. (2003): *What is hydrologic connectivity and why is it ecologically important?* In: *Hydrological Processes* **17**: S. 2685–2689
- PRINGLE, C. M. (2001): *Hydrologic Connectivity and the Management of Biological Reserves: A Global Perspective*. In: *Ecological Applications* **11**(4): S. 981–998
- PRINZ, H. (1991): *Abriß der Ingenieurgeologie*. Stuttgart: Enke, 2 Aufl.
- PROCTER, E., M. BOLLSCHWEILER, M. STOFFEL & M. NEUMANN (2011): *A regional reconstruction of debris-flow activity in the Northern Calcareous Alps, Austria*. In: *Geomorphology* **132**(1-2): S. 41–50
- PUIGDEFABREGAS, J. (2005): *The role of vegetation patterns in structuring runoff and sediment fluxes in drylands*. In: *Earth Surface Processes and Landforms* **30**(2): S. 133–147
- PUIGDEFABREGAS, J., A. SOLE, L. GUTIERREZ, G. DEL BARRIO & M. BOER (1999): *Scales and processes of water and sediment redistribution in drylands: results from the Rambla Honda field site in Southeast Spain*. In: *Earth-Science Reviews* **48**(1-2): S. 39–70
- PURTSCHELLER, F. (1978): *Ötztaler und Stubai Alpen*. In: GWINNER, M. P. (Hg.) *Sammlung Geologischer Führer*, Bd. 53. Berlin: Borntraeger
- QUINN, P., K. BEVEN, P. CHEVALLIER & O. PLANCHON (1991): *The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using Digital Terrain Models*. In: *Hydrological Processes* **5**: S. 59–79

- R DEVELOPMENT CORE TEAM (2010): *A language and environment for statistical computing*. URL www.R-project.org
- RAPP, A. (1960): *Recent Developments of Mountain Slopes in Kärkevagge and Surroundings, Northern Scandinavia*. In: *Geografiska Annaler* **42**(2): S. 65–200
- RATHJENS, C. (1982): *Geographie des Hochgebirges: 1 Der Naturraum*. Teubner Studienbücher der Geographie. Stuttgart: B.G. Teubner
- RENARD, K. G., G. R. FOSTER, G. A. WEESIES, D. K. MCCOOL & D. C. YODER (1997): *Predicting soil erosion by water - a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE)*, *Agriculture Handbook*, Bd. 703. U.S. Department of Agriculture
- RICKENMANN, D. & M. ZIMMERMANN (1993): *The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis*. In: *Geomorphology* **8**: S. 175–189
- RIEGER, D. (1999): *Bewertung der naturräumlichen Rahmenbedingungen für die Entstehung von Hangmuren: Möglichkeiten zur Modellierung des Murpotentials*. Münchener Geographische Abhandlungen, Reihe A. München: GEOBUCH-Verlag
- RITSCHL, O. (1906): *System und systematische Methode in der Geschichte des wissenschaftlichen Sprachgebrauchs und der philosophischen Methodologie*. Bonn: A. Marcus und E. Webers Verlag
- RITTER, J., K. GRÜNDER & G. GABRIEL (Hg.) (1998): *Historisches Wörterbuch der Philosophie, Band 10*. Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft
- RYKIEL, E. J. J. (1996): *Testing ecological models: the meaning of validation*. In: *Ecological Modelling* **90**: S. 229–244
- SACHS, L. & J. HEDDERICH (2009): *Angewandte Statistik: Methodensammlung mit R*. Berlin: Springer Berlin, 13., aktualis. u. erw. Aufl.
- SÁNCHEZ-VILA, X., J. CARRERA & J. P. GIRARDI (1996): *Scale effects in transmissivity*. In: *Journal of Hydrology* **183**: S. 1–22
- SCHEIDEGGER, A. E. (1975): *Physical aspects of natural catastrophes*. Amsterdam: Elsevier
- SCHEIDEGGER, A. E. & R. HANTKE (1996): *Erosion: Bedeutung der Vorzeichnung*. In: Internationales Symposium INTERPRAEVENT 1996, Garmisch-partenkirchen, Tagungspublikation Bd.1 : S. 387–396
- SCHMIDT, J. & R. DIKAU (1999): *Extracting geomorphometric attributes and objects from digital elevation models - semantics, methods, future needs*. In: DIKAU, R. & H. SAURER (Hg.) *GIS for earth surface systems*. Borntraeger, S. 153–173
- SCHMIDT, K.-H. & D. MORCHE (2006): *Sediment output and effective discharge in two small high mountain catchments in the Bavarian Alps, Germany*. In: *Geomorphology* **80**: S. 131–145

- SCHROTT, L., J. GÖTZ, M. GEILHAUSEN & D. MORCHE (2006): *Spatial and temporal variability of sediment transfer and storage in an Alpine basin (Reintal valley, Bavarian Alps, Germany)*. In: *Geographica Helvetica* **61**(3): S. 1–10
- SCHROTT, L., G. HUFSCHEIDT, M. HANKAMMER, T. HOFFMANN & R. DIKAU (2003): *Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany*. In: *Geomorphology* **55**: S. 45–63
- SCHROTT, L., A. NIEDERHEIDE, M. HANKAMMER, G. HUFSCHEIDT & R. DIKAU (2002): *Sediment storage in a mountain catchment: geomorphic coupling and temporal variability (Reintal, Bavarian Alps, Germany)*. In: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl.-Bd. (127)*: S. 175–196
- SCHUERCH, P., A. L. DENSMORE, B. W. MCARDELL & P. MOLNAR (2006): *The influence of landsliding on sediment supply and channel change in a steep mountain catchment*. In: *Geomorphology* **78**(3-4): S. 222–235
- SCHUMM, S. A. (1979): *Geomorphic Thresholds: The Concept and Its Applications*. In: *Transactions of the Institute of British Geographers* **4**(4): S. 485–515
- SCHUMM, S. A. & R. W. LICHTY (1965): *Time, Space, and Causality in Geomorphology*. In: *American Journal of Science* **263**: S. 110–119
- SLAYMAKER, O. (2003): *The sediment budget as conceptual framework and management tool*. In: *Hydrobiologia* **494**: S. 71–82
- SPANG, R. M. & T. SÖNSER (1995): *Optimized Rockfall Protection by „ROCKFALL“*. In: FUJI, T. (Hg.) *Proceedings of the 8th International Congress on Rock Mechanics*, Bd. 3. A.A. Balkema, S. 1233–1242
- STACHOWIAK, H. (1973): *Allgemeine Modelltheorie*. Springer, Wien
- STIEGLITZ, M., J. SHAMAN, J. MCNAMARA, V. ENGEL, J. SHANLEY & G. W. KLING (2003): *An approach to understanding hydrologic connectivity on the hillslope and the implications for nutrient transport*. In: *Global Biogeochemical Cycles* **17**(4): S. 1105
- STINY, J. (1910): *Die Muren: Versuch einer Monographie mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse in den Tiroler Alpen*. Innsbruck: Verlag der Wagner'schen Universitätsbuchhandlung
- STOFFEL, M. (2010): *Magnitude–frequency relationships of debris flows — A case study based on field surveys and tree-ring records*. In: *Geomorphology* **116**(1-2): S. 67–76
- STRAHLER, A. N. (1950a): *Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis; Part I*. In: *American Journal of Science* **248**(10): S. 673–696
- STRAHLER, A. N. (1950b): *Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis; Part II*. In: *American Journal of Science* **248**(11): S. 800–814

- STRUNK, H. (1991): *Frequency Distribution of Debris Flows in the Alps since the Little Ice Age*. In: Zeitschrift für Geomorphologie N.F. **83**: S. 71–81
- TAKAHASHI, T. (1981): *Estimation of potential debris flows and their hazardous zones; soft countermeasures for a disaster*. In: Journal of Natural Disaster Science **3**(1): S. 57–89
- TAKKEN, I. & J. CROKE (2004): *Road to Stream Connectivity in Forestry Catchments*. In: CROKE, J., I. TAKKEN & S. MOCKLER (Hg.) *Erosion in Forests: Proceedings of the Forest Workshop, March 2004, Technical Report*, Bd. Report 04/10. S. 133–138
- TAYLOR, P. D., L. FAHRIG, K. HENEIN & G. MERRIAM (1993): *Connectivity is a vital element of landscape structure*. In: OIKOS **68**(3): S. 571–573
- THIEL, M. (1998): *Untersuchungen zum Substrateinfluß auf die räumliche Verteilung von Muren im Larstigtal (Tirol)*. Diplomarbeit, Ludwig-Maximilians-Universität, München
- THOMAS, M. F. (2001): *Landscape sensitivity in time and space - an introduction*. In: Catena **42**: S. 83–98
- TISCHENDORF, L. & L. FAHRIG (2000a): *How should we measure landscape connectivity?* In: Landscape Ecology **15**: S. 633–641
- TISCHENDORF, L. & L. FAHRIG (2000b): *On the usage and measurement of landscape connectivity*. In: OIKOS **90**: S. 7–19
- TITTMANN, P. (2003): *Graphentheorie: Eine anwendungsorientierte Einführung*. Hanser Fachbuchverlag
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich: Bd. I - Die Zentralalpen*. Wien: Deuticke
- TOPPE, R. (1987): *Terrain models - a tool for natural hazard mapping*. In: SALM, B. & H. GUBLER (Hg.) *Avalanche formation, Movement and Effects, IAHS Publication*, Bd. 162. International Association of Hydrological sciences, S. 629–638
- TRIMBLE, S. W. (1983): *A sediment budget for Coon Creek basin in the Driftless Area, Wisconsin, 1853-1977*. In: American Journal of Science **283**(5): S. 454–474
- VAN ASSELEN, S. & A. C. SEIJMONSBERGEN (2006): *Expert-driven semi-automated geomorphological mapping for a mountainous area using a laser DTM*. In: Geomorphology **78**: S. 309–320
- VAN DIJKE, J. J. & C. J. VAN WESTEN (1990): *Rockfall hazard: a geomorphologic application of neighbourhood analysis with ILWIS*. In: ITC Journal **1**: S. 40–44
- VAN STEIJN, H. (1996): *Debris-flow magnitude-frequency relationships for mountainous regions of Central and Northwest Europe*. In: Geomorphology **15**(3-4): S. 259–273
- VAW (1992): *Murgänge 1987 - Dokumentation und Analyse*. In: Bericht der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich (97.6)

- VIGIAK, O., L. BORSELLI, L. NEWHAM, J. MCINNES & A. ROBERTS (2012): *Comparison of conceptual landscape metrics to define hillslope-scale sediment delivery ratio*. In: *Geomorphology* **138**(1): S. 74–88
- VON DER STEIN, A. (1968): *Der Systembegriff in seiner geschichtlichen Entwicklung*. In: DIEMER, A. (Hg.) *System und Klassifikation in Wissenschaft und Dokumentation, Studien zur Wissenschaftstheorie*, Bd. 2. Meisenheim am Glan: Anton Hain, S. 1–14
- VON ELVERFELDT, K. (2010): *Systemtheorie in der Geomorphologie: Problemfelder, erkenntnistheoretische Konsequenzen und praktische Implikationen*. Dissertation, Universität Wien, Wien
- WAINWRIGHT, J., L. TURNBULL, T. G. IBRAHIM, I. LEXARTZA-ARTZA, S. F. THORNTON & R. E. BRAZIER (2011): *Linking environmental régimes, space and time: Interpretations of structural and functional connectivity*. In: *Geomorphology* **126**: S. 387–404
- WALLING, D. E. (1983): *The sediment delivery problem*. In: *Journal of Hydrology* **65**: S. 209–237
- WARD, J. V. (1989): *The Four-Dimensional Nature of Lotic Ecosystems*. In: *Journal of the North American Benthological Society* **8**(1): S. 2–8
- WESTERN, A. W., G. BLÖSCHL & R. B. GRAYSON (2001): *Toward capturing hydrologically significant connectivity in spatial patterns*. In: *Water Resources Research* **37**(1): S. 83–97
- WICHMANN, V. (2006): *Modellierung geomorphologischer Prozesse in einem alpinen Einzugsgebiet - Abgrenzung und Klassifizierung der Wirkungsräume von Sturzprozessen und Muren mit einem GIS, Eichstätter Geographische Arbeiten*, Bd. 15. München: Profil-Verl.
- WICHMANN, V. & M. BECHT (2006): *Rockfall Modelling: Methods and Model Application in an Alpine Basin (Reintal, Germany)*. In: BÖHNER, J., K. R. MCCLOY & J. STROBL (Hg.) *SAGA - Analysis and Modelling Applications, Göttinger Geographische Abhandlungen*, Bd. 115. Stuttgart: Erich Goltze GmbH & Co. KG, S. 105–116
- WICHMANN, V., M. RUTZINGER & M. VETTER (2008): *Digital Terrain Model Generation from airborne Laser Scanning Point Data and the Effect of grid-cell size on the Simulation Results of a Debris Flow Model*. In: *Hamburger Beiträge zur Physischen Geographie und Landschaftsökologie* (19): S. 103–113
- WILHELM, F. (1993): *Hydrogeographie: 3. überarbeitete Auflage 1997*. Braunschweig: Westermann Schulbuchverlag, 2 Aufl.
- WISCHMEIER, W. H. & D. D. SMITH (1978): *Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning, Agriculture Handbook*, Bd. 537. U.S. Department of Agriculture
- WOLMAN, M. G. & J. P. MILLER (1960): *Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes*. In: *Journal of Geology* **68**(1): S. 54–72

- ZEVENBERGEN, L. W. & C. R. THORNE (1987): *Quantitative analysis of land surface topography*. In: *Earth Surface Processes and Landforms* **12**: S. 47–56
- ZIMMERMANN, M. (1990): *Debris flows 1987 in switzerland: geomorphological and meteorological aspects*. In: SINNIGER, R. O. & M. MONBARON (Hg.) *Hydrology in mountainous regions II - Artificial Reservoirs; Water and Slopes, IAHS Publication*, Bd. 194. International Association of Hydrological sciences, S. 387–393
- ZIMMERMANN, M., P. MANI, P. GAMMA, P. GSTEIGER, O. HEINIGER & G. HUNZIKER (1997): *Murganggefahr und Klimaänderung - ein GIS-basierter Ansatz*. Zürich: vdf Hochschulverl. an der ETH Zürich

Anhang

Anhang

A. Parameterschätzungen der Hangmur-Dispositionsmodelle

Tabelle A.1.: Erklärende Variablen und Schätzwerte der Dispositionsmodellierung der Hangmuren in den Untersuchungsgebieten

Gebiet	Larstigtal / Zwieselbachtal	Lahnenwiesgraben	Reintal
Stichprobengröße erklärende Variable	5000 Schätzwert (β)	7000 Schätzwert (β)	7000 Schätzwert (β)
Slope	1,359E+01	1,146E+00	-1,170E+00
Aspect	-	6,841E-02	-
PlanC	-8,291E+01	-1,046E+01	-5,475E+00
ProfileC	-	2,555E+00	9,762E-01
CIT	-	-9,974E-05	-
CITFELS	-1,017E-06	-	-
Veg1 (Gletscher)	-3,526E+01	-	-
Veg2 (Fels)	-4,365E+01	-3,081E+00	-4,597E+00
Veg3 (Lockermat.)	-1,210E+01	-2,913E+00	-1,787E+00
Veg4 (Pionierveg.)	-1,320E+01	-2,462E+00	-4,435E+00
Veg5 (Gras)	-2,844E+01	-5,551E+00	-4,044E+00
Veg6 (Zwergstrauch)	-1,293E+01	-5,876E+00	-
Veg7 (Krummholz)	-	-4,849E+00	-2,085E+01
Veg8 (lichter Wald)	-3,084E+01	-	-3,152E+00
Veg9 (geschlossener Wald)	-1,602E+01	-6,809E+00	-2,095E+01

Ein fehlender Schätzwert [-] bedeutet, dass die entsprechende Variable durch das AIC aus dem Modell entfernt und somit für die Ausweisung der Anrisszellen nicht berücksichtigt wurde. Die Variablen Slope, Aspect, PlanC (Plan Curvature, Horizontalwölbung) und ProfileC (Profile Curvature, Vertikalwölbung) wurden mit dem SAGA-Modul LocalMorphometry durch die Methode „Fit 2. Degree Polynom“ nach ZEVENBERGEN & THORNE (1987) erstellt. Grundlegendes Höhenmodell ist jeweils das DHM5 mit 5x5m Auflösung. Lediglich für PlanC und ProfileC wird ein DHM1 mit 1x1m Auflösung durch einen 5-Zellen großen Radius geglättet (d.h. „Mean Value“, im SAGA-Modul Residual Analysis) und dann auf 5x5m hochgerechnet (SAGA-Modul Resampling).

Die Vegetationskartierung erfolgte anhand von vorhandenen Daten und aktuellen Luftbildern (vgl. Kap. 6). Die Vegetationsdaten sind klassifiziert und müssen daher für die Verwendung

in der logistischen Regression in binäre Einzelvariablen übersetzt werden. Somit zeigt jede Vegetationsvariable (Veg1 - Veg9) den Wert 0 (nicht vorhanden) oder 1 (vorhanden).

B. Modellergebnisse der Kopplung K_i

Tabelle B.1.: Modellergebnisse der Kopplung K_i im ZBT

Ext	Typ	Fläche [m ²]	Slope φ [°]	RF-Total		RF-SCA		RF-DF		DF-SCA		SCA		Connected Channel		K _p Formel [-]	AK _p [m ²]	K _p /AK _p [1/m ²]
				Summe [-]	Fläche [m ²]	Summe [-]	Fläche [m ²]	Summe [-]	Fläche [m ²]	Summe [-]	Fläche [m ²]	Summe [-]	Fläche [m ²]	Summe [-]	Fläche [m ²]			
1		14.751.625	32,09	29,33	2.000	29,13	2.000	0,19	775	10,70	1.100	526	13.150	3.400	566,03	14.600	0,0388	
2		13.722.900	32,25	769,40	57.575	638,73	50.375	130,67	47.925	68,46	8.250	2.197	54.925	17.875	3.034,87	105.975	0,0286	
5		11.082.975	32,17	175,59	17.325	159,28	11.250	16,31	16.775	27,55	6.975	596	14.900	2.800	799,14	32.650	0,0245	
9		6.807.350	31,90	1.436,43	103.525	1.377,80	80.275	58,63	78.775	28,08	3.275	2.344	58.600	8.975	3.808,50	136.650	0,0279	
15		5.939.950	31,04	330,64	60.950	289,62	41.275	41,01	46.875	44,28	11.175	829	20.725	8.975	1.203,92	84.600	0,0142	
18		4.441.800	29,74	4,47	200	4,07	200	0,40	75	5,28	225	273	6.825	5.325	282,75	7.100	0,0398	
20		3.771.500	29,19	28,99	1.625	23,21	1.525	5,78	425	7,75	300	460	11.500	9.800	496,74	12.975	0,0383	
24		1.160.825	20,60	28,99	1.625	23,22	1.525	5,78	425	7,75	300	200	5.000	4.450	236,74	6.475	0,0366	
25		881.625	29,55	0,00	0	0,00	0	0,00	0	7,75	300	220	5.000	4.350	227,75	5.500	0,0414	
6		1.273.525	31,10	0,06	325	0,00	0	0,06	325	3,21	1.950	440	11.000	6.900	443,27	13.275	0,0334	
7		332.550	31,32	0,04	25	0,00	0	0,04	25	1,66	425	82	2.050	1.675	83,69	2.500	0,0335	
3		1.295.725	34,08	769,83	57.450	639,19	49.925	130,64	48.000	68,37	8.250	2.163	54.075	17.025	3.001,20	103.575	0,0290	
4		493.750	37,77	738,57	57.975	609,88	46.525	128,69	49.250	37,87	2.650	1.274	31.850	7.650	2.050,44	80.375	0,0255	
8		272.900	38,49	205,35	73.475	162,59	48.650	42,75	55.050	30,89	4.025	548	13.700	8.200	784,24	88.275	0,0089	
10		39.100	46,36	415,76	31.000	396,76	30.700	19,00	23.375	7,07	550	824	20.600	3.100	1.246,83	42.825	0,0291	
11		54.175	42,77	374,09	42.400	262,67	34.975	111,42	36.650	43,79	3.050	548	13.700	2.925	965,88	51.750	0,0187	
12		355.800	40,58	1.088,13	94.325	1.030,39	72.525	57,74	67.250	59,39	8.475	1.815	45.375	9.550	2.962,52	129.550	0,0229	
13		59.225	45,05	527,04	33.525	525,31	33.225	1,73	15.100	1,70	300	835	20.875	3.800	1.363,74	47.050	0,0290	
14		44.050	46,42	260,97	24.725	260,97	24.725	0,00	0	0,00	0	416	10.400	2.250	676,97	31.000	0,0218	
16		169.825	41,30	329,44	51.750	289,58	41.300	39,86	37.575	39,58	9.150	681	17.025	3.350	1.050,02	69.675	0,0151	
17		331.525	33,27	506,20	87.700	321,26	49.750	184,94	85.925	202,68	15.025	1.260	31.500	13.550	1.968,88	120.075	0,0164	
19		265.925	41,44	422,10	73.825	364,73	42.750	57,38	69.425	35,27	4.675	758	18.950	7.225	1.215,38	89.275	0,0136	
21		1.630.225	34,58	1.030,81	75.300	838,55	74.150	192,26	73.325	82,82	5.650	1.565	39.125	9.975	2.678,63	98.125	0,0273	
22		44.550	42,22	56,75	21.550	47,78	18.975	8,98	20.650	7,93	775	200	5.000	1.725	264,68	24.350	0,0109	
23		125.850	39,41	484,48	44.300	338,90	29.050	145,58	43.225	139,89	6.200	969	24.225	4.825	1.593,37	63.150	0,0252	
26		90.150	43,03	363,43	85.125	34,00	38.725	29,44	82.675	24,41	5.250	406	10.150	3.750	493,84	95.775	0,0052	
28		109.225	41,58	553,12	57.050	485,65	44.575	67,46	42.600	31,98	2.100	362	9.050	2.825	947,10	66.325	0,0143	
29		140.800	46,90	879,70	92.650	664,62	81.050	215,08	73.000	118,63	6.250	820	20.500	3.625	1.818,34	106.600	0,0171	
30		44.800	40	175,69	17.225	159,41	11.150	16,28	16.650	17,61	6.975	596	14.900	2.800	799,30	32.550	0,0246	
27		136.675	42,06	617,82	105.200	592,90	105.125	24,92	24.700	14,83	1.225	1.297	32.425	7.250	1.929,65	121.425	0,0159	

Tabelle B.2.: Modellergebnisse der Kopplung K_i im LWG

Exl	Typ	Fläche [m ²]	Slope θ [°]	K_i																
				RF Total	RF-SCA	RF-DF	DF-SCA	SCA	Connected Channel	K_p Formel	AK_p [m ²]	K_p/AK_p [1/m ²]								
		Summe	Fläche	Summe	Fläche	Summe	Fläche	Summe	Fläche	Summe	Fläche	Summe	Fläche	Summe	Fläche	Summe	Fläche	Summe	Fläche	Summe
1		1.36	125	1.36	125	0.00	0	0.00	0	1.14	2.850	1.575	115.36	2.950	0.0391					
2		0.25	25	0.25	25	0.00	0	0.00	0	26	650	600	26.25	675	0.0389					
3		204.99	10.550	160.00	10.050	44.99	7.225	111.82	4.800	4.178	104.450	36.225	4.494.81	108.775	0.0413					
4		29.97	1.200	29.97	1.200	0.00	0	0.00	0	122	3.050	525	151.97	3.525	0.0431					
5		16.09	450	16.09	450	0.00	0	0.00	0	722	18.050	4.325	738.09	18.100	0.0408					
6		61.81	2.200	61.81	2.200	0.00	0	0.00	0	684	17.100	6.350	745.81	17.625	0.0423					
18	Gehirne	1.251.61	40.300	872.65	37.550	378.96	22.850	363.72	10.525	4.644	116.100	13.700	6.259.32	129.450	0.0484					
22		178.49	6.600	118.54	6.525	59.95	5.325	140.50	4.475	2.564	64.100	12.175	2.882.98	67.175	0.0429					
23		130.83	5.950	109.55	5.700	21.28	3.525	145.39	4.800	2.070	51.750	9.275	2.346.22	56.100	0.0418					
24		6.75	325	6.75	325	0.00	0	0.00	0	800	20.000	12.725	806.75	20.150	0.0400					
25		0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	201	5.025	3.225	201.00	5.025	0.0400					
8		223.54	19.700	96.29	8.475	127.25	18.950	340.55	24.000	1.837	45.925	10.525	2.401.09	77.600	0.0309					
9		314.14	33.350	184.78	17.550	129.36	32.625	490.92	41.350	2.621	65.525	20.475	3.426.06	118.625	0.0289					
10		1.129.88	46.800	732.93	38.525	396.95	42.250	935.23	35.525	5.076	126.900	17.825	7.141.11	167.075	0.0427					
11		2.71	100	2.71	100	0.00	0	0.00	0	1.875	46.875	18.700	1.877.71	46.900	0.0400					
7		1.327.79	54.700	855.35	45.700	472.44	47.975	1.107.52	42.750	6.059	151.475	20.775	8.494.31	198.050	0.0429					
12		101.88	3.650	101.88	3.650	0.00	0	0.00	0	1.491	37.275	13.375	1.592.88	38.300	0.0416					
13		804.71	37.150	619.94	36.700	183.76	31.125	412.61	27.875	4.715	117.875	36.225	5.931.31	138.350	0.0429					
14		17.29	600	17.29	600	0.00	0	0.00	0	687	17.175	14.425	704.29	17.300	0.0407					
15		4.915.53	136.875	1.956.22	123.925	2.959.32	126.450	2.287.39	61.900	9.666	241.650	29.325	16.868.92	275.000	0.0613					
16		2.551.66	130.975	768.14	75.050	1.783.52	127.625	1.088.26	41.750	4.673	116.825	14.125	8.312.92	199.275	0.0417					
17		433.58	18.975	346.44	17.325	87.14	16.025	55.16	4.925	1.527	38.175	7.450	2.015.74	43.375	0.0465					
19		146.81	9.050	125.27	8.075	21.54	7.350	94.66	6.925	1.202	30.050	9.600	1.443.47	37.275	0.0387					
20		56.20	2.525	56.20	2.525	0.00	0	0.00	0	1.397	34.925	13.225	1.453.20	35.950	0.0404					
21		154.35	4.950	143.98	4.275	10.38	1.975	128.42	3.675	2.916	72.900	11.575	3.198.77	76.150	0.0420					
26		1.765.94	71.225	1.131.64	62.600	634.29	59.600	829.27	34.225	6.613	165.325	26.675	9.208.21	202.175	0.0455					
27		303.72	18.875	229.49	13.025	74.23	16.300	233.61	15.700	2.138	53.450	7.675	2.675.34	70.075	0.0382					
28		423.53	25.850	277.95	20.800	145.58	23.150	319.84	18.000	2.505	62.625	15.125	3.248.37	85.350	0.0381					
29		735.85	76.350	495.95	42.400	239.91	73.225	153.78	20.975	3.240	81.000	8.475	4.129.63	118.200	0.0349					
30		7.19	775	4.24	625	2.95	750	10.39	850	1.124	28.100	14.225	1.141.57	28.525	0.0400					

Tabelle B.3.: Modellergebnisse der Kopplung K_i im RT

Exi	Typ	EZG												K_i											
		Fläche [m ²]	Slope φ [°]	RF Total Summe [-]	Fläche [m ²]	Summe [-]	RF-SCA Fläche [m ²]	Summe [-]	RF-DF Summe [-]	Fläche [m ²]	DF-SCA Summe [-]	Fläche [m ²]	Summe [-]	SCA Fläche [m ²]	Connected Channel Fläche [m ²]	Fläche [m ²]	K_p Formel [-]	AK_p [m ²]	K_p/AK_p [1/m ²]						
1		15.625.325	41,92	1.288,55	55.525	1.288,55	55.525	0,00	0	0,00	0	0,00	0	1,275	31.875	5.775	2.563,55	73.925	0,0347						
2		15.381.475	41,88	363,59	37.725	339,62	36.900	23,97	35.625	21,72	3.700	3.700	0	353	8.825	2.150	738,31	43.150	0,0171						
4		12.545.875	41,59	1.562,29	91.200	1.491,50	87.475	70,79	72.675	62,16	6.075	593	0	593	14.825	4.350	2.217,45	99.175	0,0224						
5		4.833.150	38,19	588,71	57.600	566,31	55.500	22,40	39.950	28,63	2.750	560	0	560	14.000	2.950	1.177,34	68.400	0,0172						
6	Getinne	3.254.925	36,48	2.081,08	202.125	1.973,53	198.350	107,55	48.125	120,97	7.000	1.344	0	1.344	33.600	6.975	3.546,05	207.525	0,0171						
7		3.034.175	35,64	2.391,37	111.750	2.224,42	110.100	166,95	93.850	16,96	1.300	2.115	0	2.115	52.875	9.950	4.523,33	130.575	0,0346						
26		6.212.325	38,96	483,98	19.600	483,98	19.600	0,00	0	0,00	0	529	0	529	13.225	1.375	1.012,98	25.900	0,0391						
28		14.270.800	41,91	14,10	925	14,10	925	0,00	0	0,00	0	174	0	174	4.350	1.475	188,10	4.925	0,0382						
8		456.050	29,88	138,54	6.275	138,54	6.275	0,00	0	0,00	0	1.559	0	1.559	38.975	19.125	1.697,54	41.725	0,0407						
9		659.425	27,91	43,43	3.425	43,43	3.425	0,00	0	0,00	0	1.322	0	1.322	33.050	18.600	1.365,43	33.050	0,0413						
10		282.200	43,40	332,58	28.275	313,83	17.450	18,74	10.825	14,97	1.050	534	0	534	13.350	4.900	881,55	36.225	0,0243						
11		592.725	41,94	1.617,93	81.050	1.606,38	74.800	11,55	47.575	4,22	4.325	2.153	0	2.153	53.825	13.075	3.775,15	105.700	0,0357						
12		940.825	40,54	2.089,77	104.125	1.877,70	103.000	212,08	47.900	77,55	4.325	3.366	0	3.366	84.150	27.175	5.533,32	149.700	0,0370						
29		575.200	48,94	4.513,14	332.225	4.231,82	310.125	281,32	192.750	216,56	18.150	3.092	0	3.092	77.300	23.975	7.821,70	379.375	0,0206						
3		44.075	35,27	2,67	1.825	2,67	1.825	0,00	0	0,00	0	110	0	110	2.750	2.300	112,67	4.575	0,0246						
13		862.900	41,06	3.035,52	143.350	2.770,01	141.250	265,51	46.875	163,73	5.300	4.368	0	4.368	109.200	26.450	7.567,25	201.225	0,0376						
14		246.700	44,35	2.392,17	111.700	2.224,94	110.125	167,24	93.550	16,96	1.300	2.045	0	2.045	51.125	8.200	4.454,13	128.775	0,0346						
15		263.275	55,68	4.496,83	218.775	4.242,27	218.050	254,55	184.425	149,62	8.450	3.040	0	3.040	76.000	11.500	7.686,45	233.700	0,0329						
16		905.475	42,87	5.791,93	314.250	5.058,53	309.225	733,41	143.475	338,57	14.400	8.231	0	8.231	205.775	34.700	14.361,50	423.850	0,0339						
17	Hang	690.600	50,17	8.493,50	434.950	6.557,06	421.075	1.936,44	349.625	394,19	20.300	5.794	0	5.794	144.850	19.825	14.681,69	497.825	0,0295						
18		203.225	52,91	1.424,87	270.250	1.279,23	241.450	145,64	217.650	64,89	11.975	1.813	0	1.813	45.325	9.525	3.302,77	279.925	0,0118						
19		865.650	51,79	9.904,36	595.050	7.685,54	568.300	2.218,82	508.500	435,46	26.975	6.711	0	6.711	167.775	25.775	17.050,82	651.575	0,0262						
20		937.900	47,02	6.291,59	424.225	5.995,01	402.050	296,58	191.525	227,00	18.050	6.024	0	6.024	150.600	39.750	12.542,59	509.675	0,0246						
21		181.075	47,16	3.155,92	111.100	3.155,92	111.100	0,00	0	0,00	0	2.606	0	2.606	65.150	5.725	5.761,92	138.375	0,0416						
22		245.925	45,10	1.445,40	83.900	1.286,21	82.300	159,19	51.875	68,70	6.850	3.022	0	3.022	75.550	9.400	4.536,10	138.575	0,0327						
23		471.325	44,34	3.404,05	144.425	3.055,31	139.200	348,74	61.750	218,76	11.100	4.577	0	4.577	114.425	14.950	8.199,81	217.875	0,0376						
24		250.050	43,17	1.081,73	66.375	893,10	64.725	188,63	50.500	112,77	6.225	1.953	0	1.953	48.825	7.975	3.147,50	98.075	0,0321						
25		290.800	44,87	1.847,47	95.150	1.499,28	93.475	348,19	56.725	104,87	5.725	1.953	0	1.953	10.125	10.125	4.989,34	139.150	0,0359						
27		165.075	48,36	2.084,78	115.575	2.064,79	93.075	20,00	46.525	13,79	8.250	2.019	0	2.019	50.475	5.175	4.117,58	148.525	0,0277						
30		533.525	51,12	6.104,37	395.975	5.234,27	333.075	870,09	328.200	137,36	16.125	4.822	0	4.822	120.550	15.100	11.063,73	447.325	0,0247						