



universität
wien

MASTERARBEIT / MASTER'S THESIS

Titel der Masterarbeit / Title of the Master's Thesis

„Modellierung klimainduzierter geomorphologischer
Veränderungen in kleinen alpinen Einzugsgebieten mittels
CAESAR-Lisflood“

verfasst von / submitted by

Markus Meller BSc

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfilment of the requirements for the degree of
Master of Science (MSc)

Wien, 2021 / Vienna 2021

Studienkennzahl lt. Studienblatt /
degree programme code as it appears on
the student record sheet:

A 066 855

Studienrichtung lt. Studienblatt /
degree programme as it appears on
the student record sheet:

Masterstudium Geographie

Betreut von / Supervisor:

Mag. Dr. Ronald E. Pöpl BA

Eidesstaatliche Erklärung

Hiermit versichere ich,

- dass ich die vorliegende Masterarbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und mich auch sonst keiner unerlaubter Hilfe bedient habe,
- dass ich dieses Masterarbeitsthema bisher weder im In- noch im Ausland in irgendeiner Form als Prüfungsarbeit vorgelegt habe
- und dass diese Arbeit mit der vom Begutachter beurteilten Arbeit vollständig übereinstimmt.

Wien, am 03.11.2021

Markus Meller

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich allen bedanken, die mir während der Erstellung dieser Arbeit zur Seite gestanden sind. Insbesondere bedanken möchte ich mich bei meinem Betreuer Dr. Ronald Pöpl BA, der mir während der gesamten Dauer unterstützend zur Seite gestanden ist, und der mir bei Problemen immer wieder weitergeholfen hat.

Außerdem gilt mein Dank all meinen Freunden, die mir während des Studiums beigestanden sind, und auch für die nötige Ablenkung gesorgt haben.

Zu guter Letzt möchte ich mich bei meinen Eltern und meinen Geschwistern bedanken, die mir das Studium ermöglicht haben und mir durchwegs unterstützend zur Seite gestanden sind. Ohne ihre Unterstützung wäre es mir nicht möglich gewesen zu studieren und viele schöne Erfahrungen sammeln.

Außerdem möchte ich mich bei Jakob Pamminger fürs Korrekturlesen meiner Arbeit und auch für den stetigen Austausch über etwaige Probleme bedanken.

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	I
Abbildungsverzeichnis	III
Tabellenverzeichnis	VI
Zusammenfassung.....	VIII
Abstract.....	IX
1. Einleitung.....	1
1.1. Zielsetzung	4
1.2. Fragestellung	5
2. Untersuchungsgebiet.....	6
2.1. Johnsbachtal	6
2.2. Klima	9
2.3. Geologie.....	11
2.4. Geomorphologie	14
2.5. Landnutzung	15
2.6. Böden.....	17
3. Theorie.....	18
3.1. Klimawandel in Österreich	18
3.1.1. Extremereignisse	24
3.1.2. Alpine Gebiete	27
3.2. Erosion und Sedimentation	28
3.3. Fluvialer Sedimenttransport	29
3.4. Alpine Naturgefahren	30
4. Methoden.....	34
4.1. Daten.....	34
4.2. Modellierung geomorphologischer Veränderungen.....	36
4.3. Arten von geomorphologischen Modellen	37
4.4. CAESAR-Lisflood	38
4.5. Modellkalibrierung	46

4.6. Klimaszenarien	57
5. Ergebnisse	65
5.1. Modellkalibrierung	65
5.2. Klimaszenarien	70
6. Diskussion	100
7. Conclusio	110
8. Ausblick	112
9. Literatur	114

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Einzugsgebietsabgrenzung und Monitoringinfrastruktur im Johnsbachtal (Quelle: STRASSER et. al. 2013: 699)	7
Abbildung 2: Klimalandchaften der Steiermark (Quelle: PILGER et. al. 2010; eigene Bearbeitung)	10
Abbildung 3: Geologische Karte der Steiermark (Quelle: GASSER et. al. 2009: 9; eigene Bearbeitung)	12
Abbildung 4: Geologische Karte des Johnsbachtals (Quelle: LIEB und PREMM 2008: 13).....	13
Abbildung 5: Landbedeckung Johnsbachtal 2013 (Quelle: Institut für Geographie und Raumforschung, Universität Graz 2016).....	16
Abbildung 6: Gemittelte Abweichungen der mittleren Jahrestemperaturen pro Dekade im österreichischen Tiefland und global, bezogen auf den Zeitraum 1901-2000 (Quelle: ÖWAV 2010: 6).....	19
Abbildung 7: Niederschlagsentwicklung in Österreich von 1800-2100 bezogen auf das Mittel von 1971-2000 (Quelle: APCC 2014: 84).....	22
Abbildung 8: Jahrgang des Niederschlags im Alpenraum bezogen auf den Zeitraum 1961- 1990 (Quelle: APCC 2014: 86; GOBIET et. al. 2014: 1142; eigene Bearbeitung).....	23
Abbildung 9: Prozentuale Veränderungen des Abflusses in Österreich im Sommer (JJA; links) und Winter (DJF; rechts) 2021-2050 (Referenzperiode 1976-2006) (Quelle: APCC 2014: 433; BLASCHKE et. al. 2011: 33).....	24
Abbildung 10: Hjulström-Diagramm (Quelle: Spektrum (o.J.))	28
Abbildung 11: Input-DGM des Johnsbachtals für die Modellierung mit CAESAR-Lisflood (Quelle: eigene Darstellung)	35
Abbildung 12: Sediment-Tab in CAESAR-Lisflood (Quelle: Eigene Darstellung).....	40
Abbildung 13: Schematische Darstellung der Funktionsweise von CAESAR-Lisflood (Quelle: van de Wiel et al. 2007: 285)	41
Abbildung 14: Schematische Darstellung des „flow routing“-Algorithmus von CAESAR- Lisflood (Quelle: Coulthard et. al. 2002: 272).....	42
Abbildung 15: Sedimentschichten in CAESAR-Lisflood (Quelle: van de Wiel et al. 2007: 287)	45
Abbildung 16: Niederschlagsdaten für Spin-Up (Quelle: eigene Darstellung)	50

Abbildung 17: Klassifizierung zur Erstellung des Gewässernetzes (Quelle: eigene Darstellung)	54
Abbildung 18: Aktive Bereiche des Gewässernetzes im Johnsbachtal (Quelle: eigene Darstellung).....	55
Abbildung 19: Lage der drei Zubringer (Quelle: RASCHER und SASS 2017: 29)	56
Abbildung 20: Referenzszenario – monatliche Niederschlagssummen (Quelle: eigene Darstellung).....	59
Abbildung 21: Enhanced-Szenario – monatliche Niederschlagssummen (Quelle: eigene Darstellung).....	60
Abbildung 22: Intensified-Szenario – monatliche Niederschlagssummen (Quelle: eigene Darstellung).....	60
Abbildung 23: Tägliche Niederschlagssummen 2010 (Station Gstatterboden) (Quelle: eigene Darstellung).....	61
Abbildung 24: Tägliche Niederschlagssummen 2011 (Station Gstatterboden) (Quelle: eigene Darstellung).....	62
Abbildung 25: Tägliche Niederschlagssummen 2017 (Station Gstatterboden) (Quelle: eigene Darstellung).....	63
Abbildung 26: Kalibrierung des hydrologischen Modells (Quelle: eigene Darstellung)	66
Abbildung 27: Niederschlagsinput (2012) verglichen mit dem vom Modell generierten Abfluss im Johnsbachtal (Quelle: eigene Darstellung)	69
Abbildung 28: Niederschlag und Sedimentoutput im Johnsbachtal – Kalibrierung (Quelle: eigene Darstellung)	70
Abbildung 29: Niederschlag und Sedimentoutput im Johnsbachtal - Referenzszenario (Quelle: eigene Darstellung)	72
Abbildung 30: Niederschlag und Sedimentoutput im Johnsbachtal – Enhanced-Szenario (Quelle: eigene Darstellung)	72
Abbildung 31: Niederschlag und Sedimentoutput im Johnsbachtal – Intensified-Szenario (Quelle: eigene Darstellung)	73
Abbildung 32: Sedimentoutput im Johnsbachtal - Referenzszenario (Quelle: eigene Darstellung).....	74
Abbildung 33: Sedimentoutput im Johnsbachtal - Extremwertszenario (Quelle: eigene Darstellung).....	74

Abbildung 34: Sedimentoutput im Johnsbachtal – Intensified-Szenario	75
Abbildung 35: Histogramm der Erosions- und Depositionsbereiche des Referenzszenarios (Quelle: eigene Darstellung)	76
Abbildung 36: Histogramm der Erosions- und Depositionsbereiche des Enhanced-Szenarios (Quelle: eigene Darstellung)	76
Abbildung 37: Histogramm der Erosions- und Depositionsbereiche des Intensified-Szenarios (Quelle: eigene Darstellung)	77
Abbildung 38: Erosions- und Depositionsmuster des Referenzszenarios im Johnsbachtal (Quelle: eigene Darstellung)	81
Abbildung 39: Erosions- und Depositionsmuster des Enhanced-Szenarios im Johnsbachtal (Quelle: eigene Darstellung)	82
Abbildung 40: Erosions- und Depositionsmuster des Intensified-Szenarios im Johnsbachtal (Quelle: eigene Darstellung)	83
Abbildung 41: Volumen der Erosion und Deposition – Niederschlagsszenarien (Quelle: eigene Darstellung)	85
Abbildung 42: Querprofil Gsengbrücke (Quelle: eigene Darstellung)	92
Abbildung 43: Querprofile Langgriesgraben, Silberreithbrücke und Ödsteinblick (Quelle: eigene Darstellung)	92
Abbildung 44: d_{50} -Werte – Referenzszenario verglichen mit den Ausgangswerten (Quelle: eigene Darstellung)	94
Abbildung 45: d_{50} -Werte – Enhanced-Szenario verglichen mit den Ausgangswerten (Quelle: eigene Darstellung)	95
Abbildung 46: d_{50} -Werte – Intensified-Szenario verglichen mit den Ausgangswerten (Quelle: eigene Darstellung)	96
Abbildung 47: d_{50} - Gsengbrücke (Quelle: eigene Darstellung)	97
Abbildung 48: d_{50} – Langgriesgraben (Quelle: eigene Darstellung)	97
Abbildung 49: d_{50} – Silberreithbrücke (Quelle: eigene Darstellung)	98
Abbildung 50: d_{50} – Ödsteinblick (Quelle: eigene Darstellung)	98

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Hydrologische Daten des Johnsbachs im Bereich der Mündung in die Enns (Quelle: HASEKE 2006: 9)	8
Tabelle 2: Projizierte Veränderungen von Naturgefahrenprozessen im Alpenraum (Quelle: ÖWAV 2010: 173)	31
Tabelle 3: Korngrößenverteilung des Johnsbachtals (Quelle: eigene Darstellung)	36
Tabelle 4: Parameterkombination für die Kalibrierung des hydrologischen Modells (Quelle: eigene Darstellung)	48
Tabelle 5: Parameterkombination für Kalibrierung und Spin-Up von CAESAR-Lisflood (Quelle: eigene Darstellung)	52
Tabelle 6: Niederschlagssummen und Mittelwerte der Station Gstatterboden (Quelle: eigene Darstellung).....	58
Tabelle 7: Parameterkombination der Szenarien für CAESAR-Lisflood (Quelle: eigene Darstellung).....	64
Tabelle 8: Statistische Kennzahlen der hydrologischen Kalibrierung (Quelle: eigene Darstellung).....	66
Tabelle 9: Vergleich der statistischen Kennzahlen des Kalibrierungsergebnisses und des Differenzmodells (Quelle: eigene Darstellung).....	67
Tabelle 10: Statistische Kennzahlen für den Gsenggraben (Quelle: eigene Darstellung)	67
Tabelle 11: Statistische Kennzahlen für den Langgriesgraben (Quelle: eigene Darstellung) ..	68
Tabelle 12: Statistische Kennzahlen für Unnamed V (Quelle: eigene Darstellung)	68
Tabelle 13: Gesamter Sedimentoutput der drei Szenarien im Johnsbachtal über die 10-jährige Simulationsdauer (Quelle: eigene Darstellung).....	71
Tabelle 14: Vergleich der Anzahl der Zellen mit Erosions- bzw. Depositionswerten der verschiedenen Szenarien (Quelle: eigene Darstellung)	79
Tabelle 15: Vergleich statistischer Kennzahlen der Szenarien und des realen Differenzmodells (Werte in Meter) (Quelle: eigene Darstellung)	84
Tabelle 16: Für die Modellierung verwendete Korngrößenverteilung (Quelle: eigene Darstellung).....	86
Tabelle 17: Vergleich der Korngrößenverteilung– Ausgang und Spin-Up (aktiver Layer) (Quelle: eigene Darstellung)	86

Tabelle 18: Vergleich der Korngrößenverteilung – Ausgang und Kalibrierung (aktiver Layer) (Quelle: eigene Darstellung)	87
Tabelle 19: Vergleich der Korngrößenverteilung – Aktiver Layer (aktiver Layer) (Quelle: eigene Darstellung)	88
Tabelle 20: Volumen der Korngrößenfraktionen (Spin-Up und Kalibrierung) (Quelle: eigene Darstellung)	89
Tabelle 21: Volumen der Korngrößenfraktionen des aktiven Layers (Niederschlagsszenarien) (Quelle: eigene Darstellung)	90
Tabelle 22: Volumen der Korngrößenfraktionen der Summen aller Layer (Niederschlagsszenarien) (Quelle: eigene Darstellung)	91

Zusammenfassung

Die Computermodellierung hat sich in den letzten Jahren stark weiterentwickelt und ist zu einem wichtigen Werkzeug für die Simulation zukünftiger Veränderungen geworden. Landscape Evolution Models wie CAESAR-Lisflood ermöglichen die großräumige Simulation veränderter Niederschlagsbedingungen über große Zeitspannen und deren Auswirkungen auf geomorphologische Veränderungen.

Die Modellierung klimainduzierter, geomorphologischer Veränderungen wird auf das Johnsbachtal, Österreich angewendet. Der Niederschlag ist jener Klimafaktor, der den größten Einfluss auf Erosion und Deposition ausübt. In Anlehnung an Prognosen verschiedener Klimamodelle werden drei Niederschlagsszenarien erstellt, die unterschiedliche Entwicklungen des Klimawandels widerspiegeln. Außerdem wird auf die Vorteile und Limitationen von CAESAR-Lisflood in diesem Kontext eingegangen.

Die Kalibrierung des Modells ist entscheidend für weiterführende Simulationen. Die Qualität und Quantität der verfügbaren Daten bestimmen das Ergebnis maßgeblich. Trotz einer Überschätzung der Erosion und Deposition kann ein ausreichendes Kalibrierungsergebnis erreicht werden. Die Niederschlagsszenarien bestehen aus einem Referenzszenario, das dem mittleren Jahresniederschlag entspricht, einem Extremwertszenario, das eine höhere Frequenz und Magnitude von Extremereignissen darstellt und einem Szenario mit einem Anstieg der mittleren Niederschlagsmengen.

Die unterschiedlichen Szenarien weisen Differenzen untereinander auf, jedoch fallen diese sehr gering aus. Der Anstieg der mittleren Niederschlagsmengen führt zu mehr geomorphologischer Aktivität im Untersuchungsgebiet als häufigere Extremereignisse.

Die Ergebnisse der Szenarien werden insofern durch die Kalibrierung beeinflusst, als dass die Erosion im Untersuchungsgebiet sehr stark ausgeprägt ist. Die geringen Unterschiede zwischen den Szenarien sind neben der Kalibrierung auf zu geringe Differenzen in den Niederschlagsdatensätzen zurückzuführen.

CAESAR-Lisflood ist ein geeignetes Werkzeug für die langfristige Simulation potenzieller Zukunftsszenarien. Die Qualität der Ergebnisse hängt stark mit der Qualität verfügbaren Daten zusammen.

Abstract

Computer modelling has improved massively over the last couple of years and has become a powerful tool for the simulation of future changes. Landscape evolution models like CAESAR-Lisflood allow large-scale simulations over long timespans. Therefore, CAESAR-Lisflood is well suited for modelling climate induced geomorphic changes.

The Johnsbach valley in Austria is a small mountainous catchment, characterized through high geomorphic activity. Precipitation is the most important climate factor, that controls erosion and deposition. Three precipitation scenarios according to predictions of various climate models are created. These scenarios represent different developments of climate change.

Model calibration is essential for subsequent simulations. The results are highly dependent on quality and quantity of the available data. Despite an overestimation of erosion and deposition, the calibration delivers a sufficient outcome. The precipitation scenarios consist of a no-change base scenario, a scenario with a higher frequency and magnitude of extreme events and a scenario with higher average precipitation.

The various scenarios produce very similar results with little differences among each other. An increase in average precipitation rates leads to more geomorphic activity than an increase in extreme events.

The results of the scenarios are affected by the calibration, thus Erosion is dominant in the catchment. The minor differences between the scenarios originate in too small differences in the underlying rainfall datasets.

CAESAR-Lisflood is a well-suited tool for the long-term simulation of future scenarios. The model results are highly dependent on the quality of the input data.

1. Einleitung

Der Klimawandel ist ein globales Phänomen, das sich hauptsächlich durch Veränderungen der Lufttemperatur und des Niederschlags manifestiert. Im Fokus dieser Arbeit steht der Einfluss des Klimawandels auf die Niederschlagsentwicklung, da diese hauptverantwortlich für geomorphologische Veränderungen in fluvialen Systemen ist. Die Auswirkungen veränderter Niederschlagsbedingungen werden mittels des Landscape Evolution Models CAESAR-Lisflood untersucht.

Geomorphologische Veränderungen manifestieren sich primär durch die Erosion und Deposition von Lockermaterial durch Fließgewässer. Die Intensität und die räumliche Ausdehnung dieser Prozesse steht in Zusammenhang mit der Frequenz und Magnitude von Niederschlagsereignissen. Diese werden durch den Einfluss des Klimawandels modifiziert. Es existiert eine Vielzahl von Klimaprognosen, die sich auf Veränderungen der Temperatur fokussieren, jedoch weniger mit Fokus auf Veränderungen des Niederschlags. Die Vorhersage von Niederschlagsveränderungen ist komplexer als jene der Temperatur und ist mit größeren Unsicherheiten behaftet. Dies gilt in verstärktem Ausmaß für die Prognose von Extremereignissen. Diese Arbeit fokussiert sich auf den Alpenraum, da dieser stärker vom Klimawandel betroffen ist als andere Gebiete. Dies spiegelt sich im Temperaturanstieg und der Niederschlagsentwicklung wider. Der Temperaturanstieg seit 1970 beträgt in den Alpen 2 °C, verglichen mit 1,5 °C in der Nordhemisphäre. Bezüglich des Niederschlags ist von einer Zunahme im Norden Österreichs und einer Abnahme im Süden auszugehen, sowie von einem Anstieg im Winter und einer Abnahme im Sommer. (vgl. BLÖSCHL et al. 2018: 463f; vgl. APCC 2014: 30f) Durch die Lage der Alpen in diesem Übergangsbereich unterschiedlicher Entwicklungen und den zugrundeliegenden Unsicherheiten ist eine genaue Prognose der Niederschlagsentwicklung sehr schwierig. Von besonderem Interesse bezüglich geomorphologischer Aktivität sind Extremereignisse. Deren Entwicklung angesichts des Klimawandels ist aufgrund der geringen Wiederkehrswahrscheinlichkeit und der räumlichen Ausdehnung noch schwieriger. Trotz großer Unsicherheiten wird in mehreren Studien (BLÖSCHL et al. 2018; FREI et al. 2006; GLADE et al. 2020; HOFSTÄTTER und MATULLA 2010) von einer größeren Häufigkeit von Extremereignissen ausgegangen.

Extreme Niederschlagsereignisse sind vor allem für den fluvialen Sedimenttransport wichtig. Die Interaktionen zwischen Niederschlag, Abfluss und Sediment sind maßgeblich für die im Untersuchungsgebiet stattfindende Erosion und Deposition. Das Zusammenwirken von Erosion und Deposition beeinflusst die Flussmorphologie und den Feststoffhaushalt. Der Materialinput in fluviale Systeme ist abhängig von der Variabilität des Niederschlags, dem

Einfluss des Klimawandels und anthropogenen Einflüssen. (vgl. HABERSACK et al. 2011: 17f)
Die Auswirkungen des Klimawandels auf das Niederschlagsgeschehen führen somit zu Veränderungen des Feststoffhaushalts bzw. -transports (vgl. HABERSACK et al. 2011: 20). Die hydrologischen Prozesse sind in Gebirgsflüssen aufgrund der differenzierten Geologie und Morphologie großen räumlichen und zeitlichen Veränderungen unterworfen. Dies resultiert in hoher Variabilität von Geschiebeverfügbarkeit, Korngrößenverteilung und Flussgeometrie. (vgl. HABERSACK et al. 2011: 25)

Die weitreichenden Auswirkungen des Klimawandels sind ein zunehmend wichtiger Forschungsbereich. Es existiert eine Vielzahl an Studien zu diesem Thema mit Untergliederungen in spezifische Teilbereiche. Aufgrund der Lage des Untersuchungsgebiets spielt die klimawandelbedingte Niederschlagsentwicklung im Alpenraum eine zentrale Rolle. Die Alpen sind ein komplexes Gebiet mit Herausforderungen für Niederschlagsprognosen durch Klimamodelle. Dies ist auf die komplexe Topographie zurückzuführen, wodurch das Klima in den Alpen einer hohen raumzeitlichen Variabilität unterworfen ist. (vgl. GOBIET et al. 2014: 1138f) Die wichtigsten Anhaltspunkte für die zukünftige Klimaentwicklung beziehen sich auf den letzten Sachstandsbericht des Austrian Panel on Climate Change (APCC 2014) und die Studie des Österreichischen Wasser- und Abfallwirtschaftsverbands (ÖWAV 2010). Die Entwicklung von Extremereignissen im Kontext des Klimawandels ist einer der zentralen Punkte dieser Arbeit und stützt sich GLADE et al. (2020), die sich gezielt mit Extremereignissen in österreichischen Alpenraum auseinandergesetzt haben. *„Es gilt als gesichert, dass Extremereignisse weltweit zunehmen; dies gilt insbesondere für exponierte Regionen wie den Alpenraum. Eine Ursache wird in den Folgen des Klimawandels gesehen [...]“* (GLADE et al. 2020: 21). Das Ausmaß der Zunahme von Extremereignissen ist jedoch großen Unsicherheiten unterworfen. Zu diesem Zeitpunkt können keine klaren Aussagen über das Ausmaß der Zunahme von Frequenz und Magnitude gemacht werden. (vgl. GLADE et al. 2020: 21) Die Veränderung der Niederschlagsverhältnisse durch den Klimawandel hat auch Veränderungen des fluvialen Feststofftransports in alpinen Gebieten zur Folge. Vor allem die Zunahme konvektiver Niederschläge lässt ein verstärktes Auftreten von fluvialen Feststoffereignissen erwarten, wodurch sich die Mobilisierung von Feststoffen in alpinen Gewässern erhöhen wird (vgl. GLADE et al. 2020: 35).

Der Johnsbach ist ein Gerinne mit Wildbachcharakter. Der Sedimenttransport in solchen Gebirgsflüssen unterliegt großen Schwankungen, oftmals hervorgerufen durch eine komplexe und zerklüftete Topographie. Der Großteil des Materialtransports wird durch die Schneeschmelze oder durch Starkregenereignisse verursacht, was oft Hochwasser zur Folge hat. (vgl. LENZI und MARCHI 2000: 267f; vgl. CAVALLI et al. 2013: 31)

Die Simulation von zukünftiger bzw. vergangener Landschaftsentwicklung mittels CAESAR-Lisflood ist ein vielfach behandeltes Thema in der Fachliteratur. Relevante Publikationen zu diesem Thema umfassen XIE et al. 2018, FEENEY et al. 2020, VAN DE WIEL et al. 2011 und viele weitere. State of the Art für derartige Vorhaben ist die Modellierung mittels Landscape Evolution Models (LEMs), zu denen auch CAESAR-Lisflood zählt. Dieses Modell ermöglicht eine große Bandbreite an Anwendungsmöglichkeiten, und kann an den jeweiligen Einsatzzweck angepasst werden.

Die größte Schwierigkeit bei der Vorhersage zukünftiger, klimainduzierter geomorphologischer Veränderungen ist die Prognose der Niederschlagsentwicklung. Diese ist mit großen Unsicherheiten behaftet, insbesondere im topographisch komplexen Alpenraum und hinsichtlich Extremereignissen. Obwohl der Klimawandel einen wesentlichen Faktor für die Veränderung des Niederschlags und von Extremereignissen darstellt, sind auch noch andere Umweltfaktoren, sowie anthropogene Einflüsse zu berücksichtigen. Extremereignisse sind aufgrund ihrer geringen Wiederkehrszeiten und mangelnder Datenverfügbarkeit besonders schwierig zu prognostizieren. Für eine detaillierte Prognose sind kontinuierliche Messreihen über lange Zeiträume notwendig. (vgl. GLADE et al. 2020: 37) Auch die Feststellung der Folgen von Extremereignissen für den fluvialen Feststofftransport ist aufgrund mangelnder Messungen äußerst schwierig. Insbesondere in alpinen Gebieten ist die Dichte des Messnetzes sehr dünn, und Messungen finden oft nur sporadisch statt. „[...] *Extreme treten sehr selten auf und lassen sich daher nur selten beobachten oder gar messen, statistische Prognosen sind in der Regel kaum abgesichert*“ (GLADE et al. 2020: 22).

Die Schwierigkeit der Niederschlagsprognose hängt mit der Topographie des jeweiligen Untersuchungsgebiets zusammen. Hier stellen insbesondere alpine Gebiete mit komplexer Topographie eine Herausforderung dar. Viele kleinräumige, sich überlagernde, Signale tragen zu den bereits bestehenden Unsicherheiten bei. Die räumliche Auflösung von Klimamodellen ist oftmals zu grob, um das differenzierte Relief des Alpenraums ausreichend berücksichtigen zu können. Daher sind Prognosen diesbezüglich oft mit einer großen Schwankungsbreite und großen Unsicherheiten behaftet.

Flüsse sind komplexe Systeme, die oft durch nicht-lineares Verhalten gekennzeichnet sind. Dies wirkt sich auch auf den Materialtransport in Fließgewässern aus. Dadurch ist die Entwicklung von Flüssen einer hohen temporalen Variabilität unterworfen, was die Prognose des Verhaltens schwierig macht. (vgl. COULTHARD und VAN DE WIEL 2007: 216f) „[...] *prediction or future modelling of river behaviour could be very hard, as small changes in initial conditions can have a significant impact on system behaviour, and that we can only learn a certain amount from studying individual facets of river behaviour. This issue is all*

the greater given the variability of climate, and changes in the magnitude, intensity and frequency of wet weather will have significant impacts on flooding and, thus, sediment transport” (COULTHARD und VAN DE WIEL 2007: 217).

Die Simulation verschiedener Niederschlagsszenarien mit dem anschließenden Vergleich der Konsequenzen ermöglicht eine Abwägung der zukünftigen Herausforderungen für alpine Einzugsgebiete. Naturräumliche Parameter sind in alpinen Einzugsgebieten sehr kleinräumigen Veränderungen unterworfen, die das Verhalten des fluvialen Systems beeinflussen können, was mittels Computermodellen kaum bzw. nicht realitätsgetreu wiederzugeben ist. Die Validierung von Modellergebnissen ist daher schwierig, aber auch abhängig von der Verfügbarkeit und Qualität von Vergleichsdaten. Informationen zu Erosion und Deposition sind oft schwierig zu finden bzw. sind von gering Qualität bzw. Auflösung. Um dieses Problem der Heterogenität zu umgehen wird zumeist mit Mittelwerten gearbeitet, und solche werden auch zu Validierung herangezogen. (vgl. COULTHARD et al. 2007: 204)

Der Einfluss des Klimawandels auf die Niederschlagsentwicklung wird mittels verschiedener Szenarien abgebildet. Um die Bandbreite an potenziellen Veränderungen darstellen zu können, werden drei unterschiedliche Niederschlagsszenarien erstellt. Im Grunde wird von einer Zunahme der Jahresniederschlagsmenge ausgegangen, was durch zwei Szenarien abgebildet wird. Einerseits handelt sich dabei um eine höhere Frequenz von Extremereignissen und andererseits um einen gleichmäßigen Anstieg der Jahresniederschlagsmenge. Ein Szenario stellt eine Beibehaltung des langjährigen mittleren Niederschlags dar, um eine Vergleichsbasis für die beiden anderen Szenarien zu bilden. Durch die Verwendung verschiedener Niederschlagsdatensätze soll die Variabilität des Alpenraums wiedergegeben werden.

1.1. Zielsetzung

Ziel dieser Arbeit ist die Modellierung klimainduzierter geomorphologischer Veränderungen in einem kleinen alpinen Einzugsgebiet. Die angewandte Methodik umfasst einerseits die Modellierung mittels CAESAR-Lisflood. Dieses physikalisch-basierte Modell ermöglicht die Simulation von hydrologischen und fluvialen Prozessen, sowie von Hangprozessen. Die Einbindung einer Vielzahl von Prozessen ermöglicht die umfassende Simulation der Reaktion des Einzugsgebiets auf den Umweltwandel. Es werden nicht nur die direkten Auswirkungen diverser Prozesse berücksichtigt, sondern auch die Interaktionen verschiedener Prozesse und die damit assoziierten Feedback-Mechanismen. (vgl. VAN DE WIEL et. al. 2011: 174)

Andererseits werden Analysen mittels ArcGIS und Excel durchgeführt, um geomorphologische Veränderungen detektieren und quantifizieren zu können. Mithilfe hochaufgelöster digitaler Geländemodelle und Orthophotos werden Differenzmodelle erstellt, um auf geomorphologische Veränderungen schließen zu können. Zur Visualisierung der Output-Daten der Modellierung mittels CAESAR-Lisflood wird ebenfalls ArcGIS verwendet. Als Resultat soll die Reaktion der Einzugsgebiete auf veränderte Niederschlagsmuster im Rahmen des Klimawandels aufgezeigt werden.

1.2. Fragestellung

Die Hypothese dieser Arbeit lautet: Der Einfluss des Klimawandels führt durch veränderte Niederschlagsmuster zu geomorphologischen Veränderungen im Untersuchungsgebiet, wofür die Modellierung mit CAESAR-Lisflood ein adäquates Mittel darstellt. Diese werden in erster Linie durch veränderte Niederschlagsmuster hervorgerufen, weshalb die Auswirkungen von Niederschlagsveränderungen im Vordergrund stehen. Besonderes Interesse gilt den Extremereignissen, da diese für den Großteil der geomorphologischen Aktivität verantwortlich sind. Aufgrund der hohen Unsicherheiten in der Prognose von Extremereignissen hinsichtlich Frequenz und Magnitude stellt die Modellierung mit CAESAR-Lisflood ein adäquates Mittel zur Vorhersage etwaiger Auswirkungen dar.

Um die Hypothese dieser Arbeit falsifizieren zu können, werden vier Fragestellungen herangezogen:

- Wie wirken sich Veränderungen der Niederschlagsbedingungen auf die geomorphologische Aktivität in einem alpinen Einzugsgebiet aus?
- Wie hat sich der Sedimenthaushalt des Einzugsgebiets im Untersuchungszeitraum verändert?
- Wie verändert sich das Einzugsgebiet unter Berücksichtigung zukünftiger Klimawandelszenarien?
- Wie verändern sich die Frequenz und Magnitude geomorphologischer Prozesse im Angesicht sich ändernder Niederschlagsbedingungen unter besonderer Berücksichtigung von Extremereignissen?

2. Untersuchungsgebiet

Zu Beginn dieser Arbeit wird das Untersuchungsgebiet vorgestellt, um einen Überblick über die lokalen Gegebenheiten zu bekommen. Das Johnsbachtal befindet sich im Ennstal in der Obersteiermark und war aufgrund der aktiven Morphodynamik bereits Schauplatz diverser Forschungsprojekte, weshalb bereits eine Datenbasis für nachfolgende Analysen besteht. Hier ist vor allem die Arbeit von RASCHER und SASS (2017) zu nennen, die sich mit Erosion und Deposition im Johnsbachtal auseinandersetzt und auf die dezidiert in Kapitel 5.1 eingegangen wird. Weiters sind die Arbeiten von HASEKE (2006), STRASSER et al. (2013) und MIRTIL et al. (2015) zu nennen, die im folgenden Kapitel eingebunden sind.

2.1. Johnsbachtal

Das Johnsbachtal (Abbildung 1) ist ein kleines, alpines Einzugsgebiet in den Ennstaler Alpen, das sich über eine Fläche von 65 km² erstreckt (vgl. MIRTIL et. al. 2015: 7). Der Johnsbach entspringt in kristallinem Grundgestein und hat eine Länge von 14,1 km bei einem mittleren Gefälle von 3,7 % (vgl. RASCHER und SASS 2017: 30). Der nördliche Teil des Johnsbachtal-Einzugsgebiets befindet sich im Nationalpark Gesäuse. Der Johnsbach legt die letzten 4,7 km vor der Mündung in die Enns im Gebiet des Nationalparks zurück (vgl. HASEKE 2006: 8). Der Johnsbach entspringt in den Eisenerzer Alpen auf ca. 1 500 m Seehöhe und mündet auf ca. 580 m Seehöhe in die Enns, womit er einen Höhenunterschied von ca. 920 m überwindet (vgl. THONHAUSER 2007: 14). Beinahe alle Zubringer nähren sich aus Quellen, die überwiegend in kalkhaltigem Gestein entspringen (vgl. HASEKE 2006: 9). Trotz der geringen Größe verfügt das Johnsbachtal über große Diversität in einem breiten Spektrum von Bereichen: geologische Rahmenbedingungen, Reliefenergie, morphologische und hydrologische Dynamik und Gradienten von klimatischen Parametern (vgl. MIRTIL et. al. 2015: 7). Der Oberlauf des Johnsbachs verläuft entlang der geologischen Deckengrenze der Kalkalpen und der Grauwackenzone, ehe der Flusslauf nach Norden abbiegt und die Kalke und Dolomite der Gesäuseberge durchquert (vgl. HASEKE 2006: 8). Diese zweigeteilte geologische Situation wird in den Folgekapiteln genauer behandelt. Das Einzugsgebiet des Johnsbachs erstreckt sich von der montanen Höhenstufe (600-1 400 m) über die subalpine Stufe bis zur alpinen Stufe (2 000-2 400 m). Der überwiegende Teil des Einzugsgebiets befindet sich im Übergangsbereich zwischen der montanen und subalpinen Stufe (700-1 600 m). Die niedrigsten Gebiete im Bereich des Talbodens liegen ca. auf 600 -700 m Seehöhe, während die höchsten Gipfel eine Höhe von bis zu 2 400 m erreichen. Der höchste Punkt des Einzugsgebiets ist das Hochtorn mit einer Höhe von 2 369 m. (vgl. HASEKE 2006: 8f)

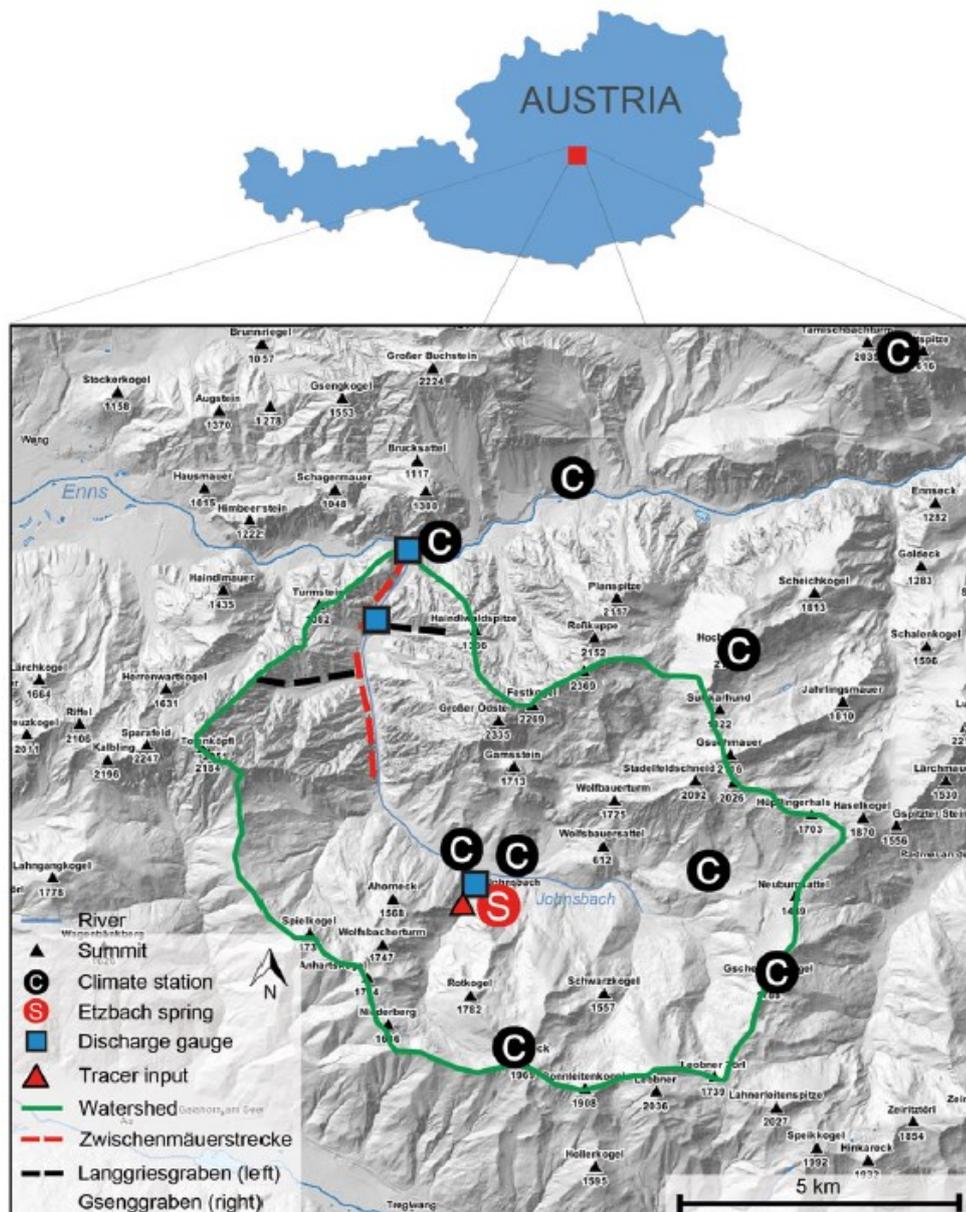


Abbildung 1: Einzugsgebietsabgrenzung und Monitoringinfrastruktur im Johnsbachtal (Quelle: STRASSER et. al. 2013: 699)

Die jährliche Mitteltemperatur ist höhenabhängigen Schwankungen unterworfen. In den Talregionen beträgt die mittlere Jahrestemperatur ca. 8 °C, während diese in den Bereichen der Gipfel unter 0 °C liegt. Die jährliche Niederschlagsmenge folgt einer ähnlichen Variabilität wie jene der Temperatur. In den niedrigeren Regionen des Untersuchungsgebiets beträgt die Jahresniederschlagsmenge 1 500 mm, während sie bis hin zu den höchsten Gipfeln auf mehr als 1 800 mm ansteigt. (vgl. STRASSER et. al. 2013: 695) Starkniederschläge in Verbindung mit Unwettern (Gewittern) finden beinahe ausschließlich im Sommer statt. Bei derartigen Ereignissen können Niederschlagsmengen bis über 50 Millimeter pro Stunde niedergehen bzw. 100 mm pro Tag (vgl. HASEKE 2006: 9). Bei derartigen Ereignissen können innerhalb kurzer Zeit große Mengen an Geschiebe mobilisiert werden. Der Oberflächenabfluss hingegen

erreicht seinen Höhepunkt zur Zeit der Schneeschmelze im Frühling und im Sommer, während in den Zubringern des Johnsbachs lediglich bei Gewittern (Starkniederschlägen) Oberflächenabfluss und Sedimenttransport auftreten. (vgl. RASCHER und SASS 2017: 30) Einzugsgebiete können hinsichtlich ihrer Abflussregime differenziert werden. Ein Abflussregime bezeichnet den charakteristischen jährlichen Abflussgang (vgl. AHNERT 2015: 161). Die jahreszeitlichen Schwankungen des Abflusses sind auf die Niederschlagsverteilung (Schneeschmelze in Bereichen in denen der Niederschlag als Schnee fällt) zurückzuführen. Der Johnsbach ist demnach als gemäßigt nivales Regime einzustufen. Ausschlaggebend für diese Einstufung ist die eingipfelige Abflussganglinie mit einem winterlichen Minimum und dem Maximum im Mai. Das Maximum ist bedingt durch die Schneeschmelze, die das wichtigste hydrologische Ereignis des Jahres darstellt. Die Abflusswerte im Juli und August sind geringer als im Mai, was auf fehlende Gletscher im Einzugsgebiet zurückzuführen ist. (vgl. HASEKE 2006: 9) In Tabelle 1 sind hydrologische Daten des Johnsbachs im Bereich der Mündung in die Enns dargestellt. Die Angaben sind in Liter pro Sekunde, wobei 1000 Liter pro Sekunde einem Kubikmeter pro Sekunde entsprechen. Daher entspricht der Mittelwasserabfluss (MQ) von 2010 Liter pro Sekunde einem Wert von 2,01 Kubikmeter pro Sekunde.

Tabelle 1: Hydrologische Daten des Johnsbachs im Bereich der Mündung in die Enns (Quelle: HASEKE 2006: 9)

Abflusswert	NNQT	MJNQT	MQ	HQ ₁	HQ ₁₀₀
[l/s]	250	400	2.010	10.000	95.000

NNQT = Niedrigster Tagesmittelabfluss; MJNQT = Mittlerer jährlicher Tagesmittelabfluss; MQ = Mittelwasserabfluss; HQ₁ = Hochwasser bei jährlichem Hochwasserereignis gemittelt über eine bestimmte Jahresreihe; HQ₁₀₀ = Hochwasser bei einem 100-jährlichem Hochwasserereignis gemittelt über eine bestimmte Jahresreihe

Die „Zwischenmäuerstrecke“, sowie die beiden Zubringer (Langgriesgraben und Gsenggraben) (Abbildung 1) sind aufgrund hoher Aktivität der Kernbereich einiger im Rahmen von diversen Projekten durchgeführten Untersuchungen und auch für diese Arbeit von Interesse. Diese Bereiche sind aufgrund der großen Mengen an verfügbarem Sediment, vor allem aus der Verwitterung von Dolomit, und der geomorphologischen Aktivität interessant. Die „Zwischenmäuerstrecke“ ist ein 5 km langer Flussabschnitt im Bereich der Nördlichen Kalkalpen. Der Hauptteil des im Johnsbachtal transportierten Sediments wird im Bereich der „Zwischenmäuerstrecke“ zwischengespeichert (vgl. RASCHER und SASS 2017: 30). Die Etbach-

Quelle ist die größte im Johnsbachtal. Diese befindet sich im verkarsteten Bereich des Kalksteins der Grauwackenzone. (vgl. STRASSER et al. 2013: 698) Ein wesentlicher Faktor abgesehen von den klimatischen Verhältnissen ist der Sedimenttransport sowie die Erosion. Der Sedimenttransport in fluvialen Systemen ist schwierig zu messen, aber enorm wichtig für die Erstellung von Sedimentbudgets, den Flussbau und für die Abschätzung von Naturgefahren (vgl. STRASSER et al. 2013: 703).

2.2. Klima

Für das Verständnis des Klimawandels und dessen Auswirkungen ist es notwendig die zu Grunde liegenden klimatischen Gegebenheiten und die derzeitige Situation zu kennen. Im bisherigen Verlauf der Arbeit wurde bereits darauf hingewiesen, dass der maßgebliche Parameter für die geomorphologischen Veränderungen der Niederschlag ist. Dieser zeigt die signifikantesten regionalen und saisonalen Unterschiede aller Klimafaktoren (vgl. STRASSER et al. 2013: 704). *„Unter Niederschlag versteht man jenen Teil des atmosphärischen Wasserdampfes, welcher im Zuge des allgemeinen Wasserkreislaufs in fester oder flüssiger Form auf den Erdboden gelangt“* (PILGER et al. 2010: 4). Grundsätzlich kann der Niederschlag nach verschiedenen Arten der Entstehung gegliedert werden. Für das Johnsbachtal spielen vor allem Stauniederschläge eine wichtige Rolle, insbesondere der Nordstau (vgl. PILGER et al. 2010: 8f). *„Stauniederschläge entstehen vereinfacht durch die Hebung von horizontal herangeführter Luft an Gebirgen und zählen solcherart prinzipiell zu den advektiven Niederschlägen, doch können ausnahmsweise beim Freiwerden von besonders großen Energiemengen durch die Kondensation auch Konvektive Vorgänge beteiligt sein, im Extremfall sogar Gewitter“* (PILGER et al. 2010: 8)

Das Johnsbachtal kann nach WAKONIGG (1978) dem Nordstaugebiet zugeordnet werden. Daher sind vorwiegend Strömungen aus dem Norden und Westen für den Niederschlag verantwortlich. Abbildung 2 zeigt die Klimalandchaften der Steiermark, worin die Lage des Johnsbachtals im Nordstaugebiet ersichtlich ist. Für gewöhnlich sind die Luftmassen des Nordstaugebiets feucht und nicht durch Gebirgsketten abgeschwächt. Im Johnsbachtal hingegen treten die typischen Merkmale dieser Zone etwas abgeschwächt aus, da die vorgelagerten Kalkalpen bereits einen Teil des Niederschlags abfangen. Die größten Abweichungen von der Kernzone des Nordstaugebiets umfassen ein geringeres Niederschlagsmaximum im Winter und eine größere mittlere Temperaturamplitude. Dadurch erhält das Johnsbachtal einen etwas kontinentaleren Charakter als die Kernzone des Nordstaugebiets. (vgl. SEISS 2005: 30)

Klimalandschaften der Steiermark

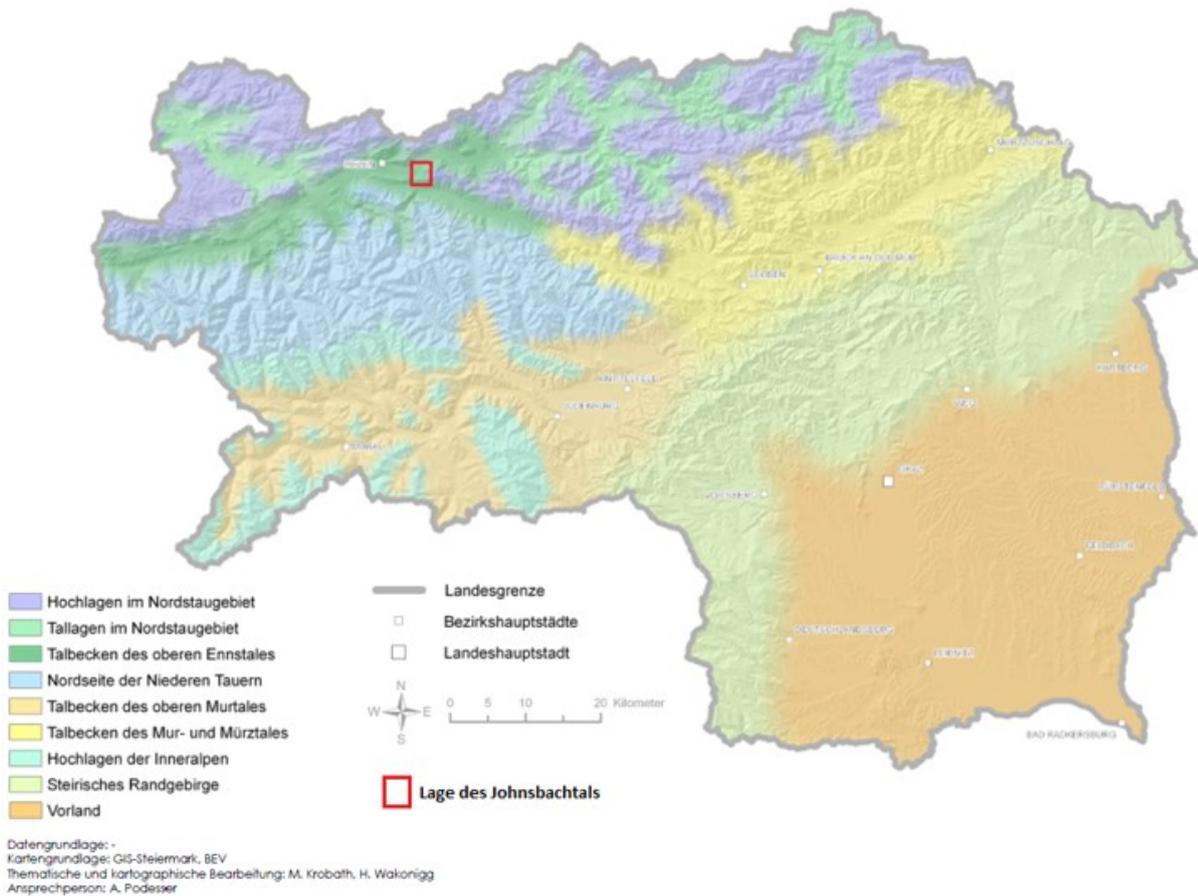


Abbildung 2: Klimalandschaften der Steiermark (Quelle: PILGER et. al. 2010; eigene Bearbeitung)

Generell kann das Klima sowohl in den Hochlagen als auch in den Tieflagen als Niederschlagsreich bezeichnet werden. Die Täler unterscheiden sich in klimatischer Hinsicht durch etwas höhere Temperaturen von den Hochlagen. In den Wintermonaten kommt es häufig zu Inversionswetterlagen. Die Kombination von Inversionswetterlagen und der Reliefgestaltung führt in Becken und anderen Hohlformen oft zur Bildung von Kaltluftseen. Zusätzlich gibt es neben dem Relief noch eine Reihe weiterer klimarelevanter Faktoren, die jedoch im regionalen Maßstab nicht mehr erkennbar sind bzw. von anderen Faktoren überlagert werden wie etwa Eigenschaften des Untergrunds, Bodenfeuchte, Vegetation, Schneedecke, Bebauung etc. (vgl. PILGER et al. 2010: 14).

Die Lage des Untersuchungsgebiets ist auch hinsichtlich der Wetterscheide interessant. Diese verläuft entlang der Südflanke der Niederen Tauern, Eisenerzer Alpen und Kalkalpen und trennt den regenreicheren Norden vom regenärmeren Süden. Diese relative Nord-Süd-Abnahme des Niederschlags ist im Winter am stärksten und im Sommer am schwächsten ausgeprägt. (vgl. PILGER et al. 2010: 21)

Das Johnsbachtal kann den winterkalten Talklimaten der nördlichen Kalkalpen zugeordnet werden. Dieses Klima ist charakterisiert durch mäßig kalte Winter und kühle bzw. mäßig warme Sommer. Dieses winterkalte Talklima ist als niederschlagsreich zu bezeichnen. Aufgrund der großen Höhenunterschiede des Untersuchungsgebiets gelten die Seehöhe und das Relief als die wichtigsten Klimafaktoren. Das Gesäuse und somit auch Teile des Johnsbachtals sind durch ein Schluchtenklima gekennzeichnet. Dies resultiert aus der hohen Reliefenergie von 1 500 m und aus der Abschirmung durch das Relief. Für ein Schluchtenklima sind abgeschwächte Temperaturextreme und deutliche Unterschiede bezüglich der Exposition (Kontraste hinsichtlich der Besonnung und Abschattung bestimmter Bereiche) charakteristisch. (vgl. GRÜNWALD 2014: 25; vgl. LAND STEIERMARK 2021) Innerhalb des Johnsbachtals können weitere Untergliederungen des Klimas vorgenommen werden. Eine erste Unterscheidung ist zwischen dem unteren und dem oberen Johnsbachtal zu treffen. Das untere Johnsbachtal unterliegt einem Schluchtenklima mit abgeschwächten Extremen. Das obere Johnsbachtal zeigt hingegen Charakteristika eines Beckenklimas mit tieferen Wintertemperaturen. Die für das Nordstaugebiet charakteristischen Nord- und Westströmungen führen zur Ausbildung eines sekundären Niederschlagsmaximums im Winter. Im Sommer kommt es durch Tiefdrucklagen zu langanhaltenden Niederschlagsperioden, die das sommerliche Niederschlagsmaximum bilden. Auch das Frühjahr ist von ausgiebigen Niederschlägen gekennzeichnet, im Gegensatz zum eher trockenen Herbst. (vgl. SEISS 2005: 29f)

Das Untersuchungsgebiet ist durch eine Niederschlagszunahme von West nach Ost gekennzeichnet. Dies kann anhand der Klimastationen Admont, Gstatterboden und Hieflau veranschaulicht werden. Die relativ großen lokalen Unterschiede des Jahresniederschlags über geringe Distanzen zeigen sich bei der Betrachtung des mittleren Jahresniederschlags der Periode 1971-2000 dieser drei nahegelegenen Klimastationen der ZAMG. Der mittlere Jahresniederschlag der westlichsten Station Admont (646 m) beträgt 1 225 mm. Bei der etwas weiter östlich liegenden Messstelle Gstatterboden (580 m) beträgt der mittlere Jahresniederschlag im Beobachtungszeitraum 1 359 mm. Die östlichste Klimastation Hieflau (492 m) zeigt einen Wert von 1 608 mm. (vgl. SEISS 2005: 52)

2.3. Geologie

Die Steiermark wird von verschiedenen geologischen Formationen (tektonischen Einheiten) durchzogen. Diese Heterogenität spiegelt sich bei der Betrachtung des Untersuchungsgebiets wider. Trotz der relativ geringen Größe von 65 km², sind unterschiedliche tektonische Einheiten vorzufinden.

In Abbildung 3 ist die geologische Karte der Steiermark dargestellt. Die wichtigsten tektonischen Einheiten in Bezug auf das Johnsbachtal sind die Nördlichen Kalkalpen und die südlich daran angrenzende Grauwackenzone. Die Nördlichen Kalkalpen sind überwiegend aus Meeressedimenten aus dem Mesozoikum (Trias) aufgebaut. In dieser Zone kommen vorwiegend Kalke (Wettersteinkalk) und Dolomite (Wetterstein- und Ramsaudolomit) vor. In der Grauwackenzone sind die dominierenden Gesteine Glimmerschiefer und Marmor. Diese beiden Einheiten sind dem oberostalpinen Deckenstockwerk zuzuordnen und sind maßgeblich verantwortlich für die geologische Situation im Johnsbachtal. (vgl. RASCHER und SASS 2017: 30; vgl. STRASSER et al. 2013: 697)

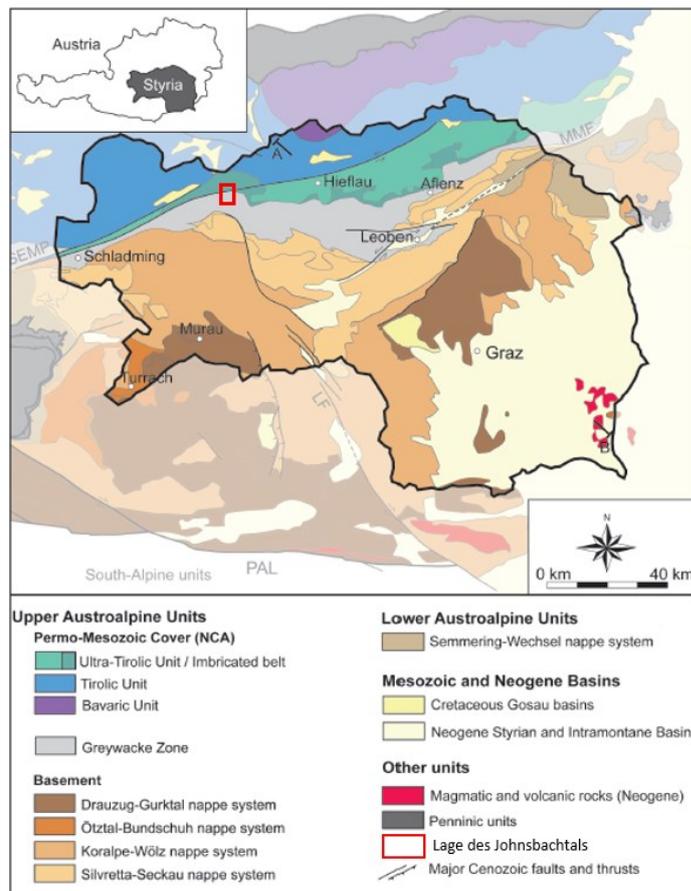


Abbildung 3: Geologische Karte der Steiermark (Quelle: GASSER et. al. 2009: 9; eigene Bearbeitung)

Wie Abbildung 4 zeigt, bildet der Johnsbach die Grenze zwischen den nördlichen Kalkalpen im Norden und der Grauwackenzone im Süden. Dieser fließt durch ein Seitental südlich des Durchbruchstales der Enns im Gesäuse. (vgl. HASITSCHKA 2001: 9) Der Bereich der Nördlichen Kalkalpen ist durch Kalkstein und Dolomit geprägt, die Grauwackenzone hingegen durch kristalline Silikatgesteine wie Phyllit, Schiefer oder Quarzite. Diese beiden tektonischen Einheiten sind anhand ihres Erscheinungsbilds erkennbar. Die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen bilden eine schroffe und zerklüftete Landschaft, während die Grauwackenzone durch sanfte Formen charakterisiert ist.

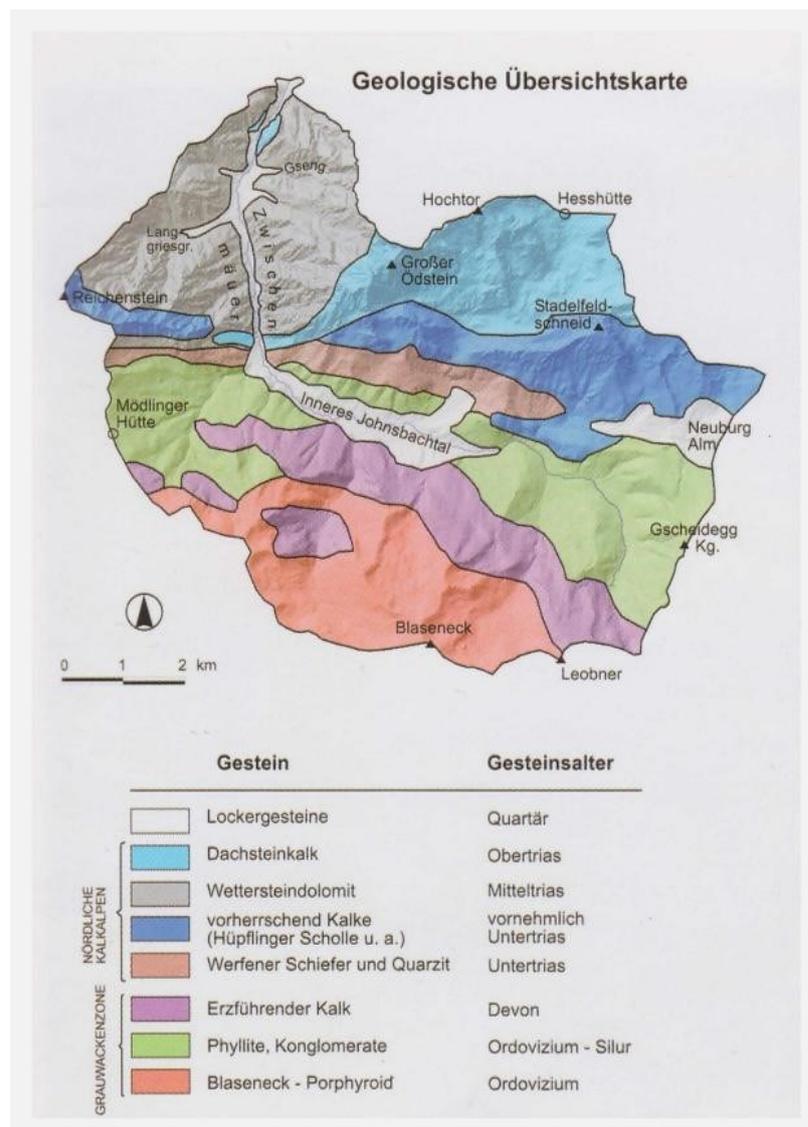


Abbildung 4: Geologische Karte des Johnsbachtals (Quelle: LIEB und PREMM 2008: 13)

Das Gesäuse ist im Bereich der Nördlichen Kalkalpen durch den dort vorkommenden Ramsaudolomit der vom Dachsteinkalk überlagert wird, von markanter Morphologie. Gegen Osten hin wird der Ramsaudolomit weitgehend durch den Wettersteinkalk ersetzt. (vgl. TOLLMANN 1985: 218) Kalkstein und Dolomit sind wesentlich anfälliger für die Verwitterung als die Gesteine der Grauwackenzone des unteren Johnsbachtals, weshalb an den Hängen der vom Kalkstein bzw. Dolomit dominierten Gebiete viele Schutthalden und Felssturzmassen anzutreffen sind. In der Vergangenheit hat das Johnsbachtal glaziale Perioden durchlebt, was an den heute auffindbaren Ablagerungen aus dem Pleistozän (Moränen, Niederterrassen, Schwemmfächer) erkennbar ist.

2.4. Geomorphologie

In diesem Kapitel wird das Untersuchungsgebiet in geomorphologischer Hinsicht behandelt. Dies beinhaltet den vorhandenen Formenschatz und die dafür verantwortlichen Prozesse. Für die geomorphologische Formung im Johnsbachtal sind vier Prozesstypen hauptverantwortlich: Fluviale, gravitative und glaziale Prozesse, sowie Karstprozesse.

Das Johnsbachtal war wie das Gesäuse in den Kaltzeiten des Pleistozäns (Mindel, Riß, Würm) von einem weitreichenden Eisstromnetz bedeckt. Glazial geformte Relikte sind im Johnsbachtal lediglich aus der Würm-Eiszeit vorhanden, außerhalb des Untersuchungsgebiets existieren jedoch noch Relikte vorangegangener Kaltzeiten. (vgl. REMICH 2001: 22) Die im Untersuchungsgebiet verbliebenen Spuren der letzten Kaltzeit des Pleistozäns sind Kare, Rundhöcker, Niederterrassen und Moränen (vgl. GRASSER 2004: 25). Letztere sind heute zu einem großen Teil für die Verfügbarkeit von Lockermaterial verantwortlich.

Die fluvialen Prozesse bezeichnen die von Fließgewässern gebildeten Formen. Die linienhaft wirkende Flussarbeit kann in Erosion, Transport und Ablagerung eingeteilt werden (vgl. AHNERT 2015: 244). Fluviale Erosion führt primär zur Einschneidung von Gerinnen in Fest- oder Lockermaterial bzw. zur Unterschneidung von Uferbereichen und Hängen. Im Untersuchungsgebiet relevante, fluvial entstandene Formen sind Schwemmfächer, Schwemmkegel und Murkegel. Die fluviale Formung ist in großem Maße vom Grundgestein abhängig. Leicht erodierbares Gestein wie die Werfener Schichten oder Dolomit begünstigen die fluviale Erosion. (vgl. REMICH 2001: 27f) Widerstandsfähigeres Gestein hingegen führt zu geringeren Erosionsraten. Seit dem Ende der Kaltzeiten sind fluviale Prozesse die dominanten Formungsprozesse im Untersuchungsgebiet.

Im Johnsbachtal ist die fluviale Formung hauptsächlich vom namensgebenden Gerinne dominiert. Durch dessen Tiefenerosion, bei geringer Abtragung der Hänge, kommt es zur Ausbildung von steilen Felswänden, wodurch sich in manchen Bereichen Klammern bzw. Schluchten ausgebildet haben. (vgl. SEISS 2005: 18; vgl. AHNERT 2015: 247). Der Langgriesgraben und der Gsenggraben sind zwei Zubringer des Johnsbachs, die durch Schwemm- bzw. Murkegel, sowie durch hohe Materialverfügbarkeit definiert sind. Deswegen dienen diese beiden Gerinne als wichtige Sedimentquellen für den Johnsbach. Außerdem wurden diese beiden Bereiche in der Vergangenheit auch als Schotterquelle für anthropogene Nutzungen verwendet. (vgl. SEISS 2005: 18) Das obere Johnsbachtal ist als Sohltal ausgeprägt. Diese Talform ist eine Folgeform des Kerbtals. Nach dem Ende bzw. der Verringerung der Tiefenerosion bildet sich ein flacher Talboden bzw. eine flache Talsohle

durch Seitenerosion oder Aufschüttung. (vgl. AHNERT 2015: 248) Im Einzugsgebiet des Johnsbachs finden sich auch einige kleinere Sohlentäler (vgl. GRASSER 2004: 25).

Gravitative Prozesse spielen eine wichtige Rolle für die Morphologie und das Erscheinungsbild im alpinen Gelände. Durch die hohe Reliefenergie und die steilen Felswände treten viele gravitative Prozesse im Untersuchungsgebiet auf. Dazu zählen hauptsächlich Rutschungen Felsstürze, Steinschläge, Muren bzw. murartige Prozesse. Die genannten Prozesse führen zur Ausbildung von Schutthalden bzw. -kegeln, Murkegeln und Erosionsrinnen. Das in den Schutthalden abgelagerte Material dient wiederum als Sedimentquelle für das Gerinne. (vgl. REMICH 2001)

Die Karstformung ist im Johnsbachtal zu beachten, da das Gesäuse einen großen Anteil an den Nördlichen Kalkalpen hat. Die wichtigsten Voraussetzungen für die Karstformung sind die Löslichkeit (Anfälligkeit) des Gesteins und flüssiges Wasser (vgl. AHNERT 2015: 312). Der Dachsteinkalk ist das anfälligste Gestein für die Lösungsverwitterung im Johnsbachtal. Der häufig vorkommende (Wetterstein-)Dolomit ist ebenfalls ein karstbildendes Gestein, dessen Löslichkeit ist jedoch geringer als jene des Kalksteins. Die Basis für die Lösungsverwitterung von karbonathaltigem Gestein ist Wasser und das im Gestein gebundene Kohlendioxid (CO₂). In den größeren Höhenlagen bzw. den Gipfelbereichen sind typische Karstformen wie Dolinen und Karren vorzufinden. In den niedrigeren Bereichen ist weniger verkarstungsfähiges Gestein vorhanden bzw. von Schuttablagerungen aus gravitativen Prozessen überlagert. (vgl. REMICH 2001: 24f)

2.5. Landnutzung

Die Landnutzung im Johnsbachtal hat sich im Laufe der Jahre verändert. In der Vergangenheit war der Bergbau aufgrund der Erzvorkommen, zusammen mit der Forstwirtschaft die vorwiegende Nutzungsform. Zur Erzverarbeitung und Holzkohlegewinnung wurden große Waldflächen abgeholzt was zu extensivem Kahlschlag führte. Heute besteht noch ein Großteil der Fläche aus Wald, der jedoch wesentlich nachhaltiger bewirtschaftet wird als in der Vergangenheit. Nur ein geringer Flächenanteil in diesem alpinen Gelände wird landwirtschaftlich genutzt. Mit dem Rückgang der Landwirtschaft und deren zunehmender Mechanisierung ist es zu einem Rückgang der Almwirtschaft gekommen. (vgl. BINDAR 1999). Abbildung 5 zeigt die Landnutzung im Johnsbachtal für das Jahr 2013. Der flächenmäßig größte Landnutzungstyp ist Wald, der einen Großteil des Untersuchungsgebiets einnimmt. Im Norden werden große Bereiche von Felsflächen und Schutthalden eingenommen, während sich in den Talbereichen entlang des Johnsbachs vorwiegend Siedlungsflächen und

Grünflächen finden. In den größeren Höhenlagen und an den Hängen treten alpine Grünflächen, Zwergstrauchheiden sowie Rodungsflächen auf.

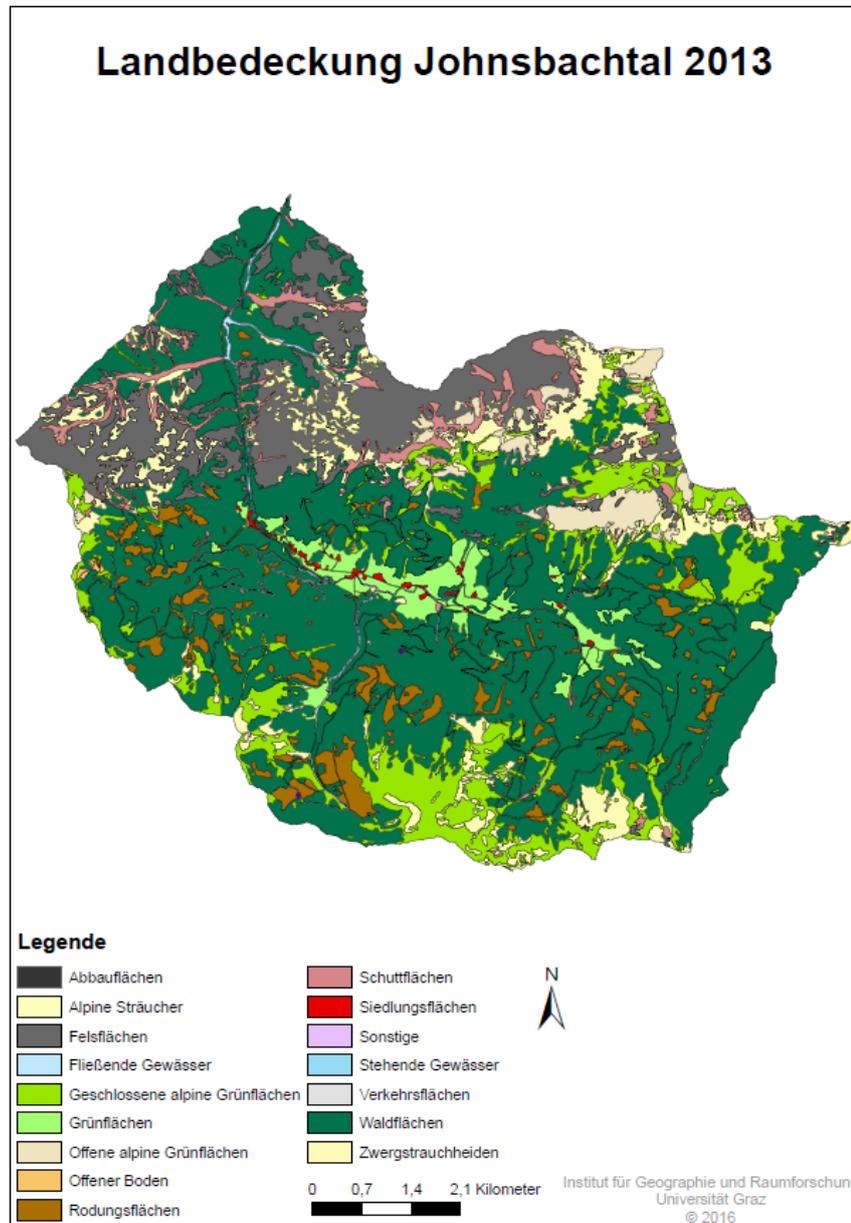


Abbildung 5: Landbedeckung Johnsachtal 2013 (Quelle: Institut für Geographie und Raumforschung, Universität Graz 2016)

Die Landnutzung steht in Zusammenhang mit der Vegetation, die wiederum von Klima, Boden, Grundgestein und Relief abhängig ist (vgl. SEISS 2005: 23). Eine erste Differenzierung kann bezüglich des Grundgesteins getroffen werden. Es existieren Unterschiede zwischen der Vegetation auf nährstoffreichem Kalkstein und auf dem nährstoffärmeren silikatischen Gestein.

2.6. Böden

Die Entwicklung von Böden ist vom Grundgestein abhängig, weshalb diese im Untersuchungsgebiet unterschiedlich ausgeprägt ist. Die Bodenbildung unterliegt sieben Faktorenkomplexen: Klima, Gestein, Landform, Vegetation, Bodentierwelt, Einwirkung des Menschen und Zeitdauer (vgl. AHNERT 2015: 80).

Im Johnsbachtal treffen zwei geologische Einheiten aufeinander, die unterschiedliche Bodentypen bedingen. Das karbonathaltige Gestein der Nördlichen Kalkalpen führt zur Ausbildung von basischen Böden. Das silikatische Gestein der Grauwackenzone hingegen begünstigt die Bildung von sauren Böden. Entlang des Flussbettes im Talbereich findet sich hauptsächlich junges Schwemmland. (vgl. SEISS 2005: 19) Am Übergang der Hänge in die Talböden sind oftmals Schwemmfächer ausgebildet, die je nach Grundgestein aus silikatischem oder karbonathaltigem Material aufgebaut sind.

Durch die kleinräumigen Unterschiede im Einzugsgebiet können sich auf engstem Raum verschiedene Bodentypen ausbilden. In den steilen Bereichen der Kalkalpen bilden sich vorwiegend Rohböden (das Ausgangsmaterial ist noch kaum verwittert) und flachgründige Böden wie Rendzinen aus, da nur eine geringe Auflage auf dem Grundgestein vorhanden ist. (vgl. SEISS 2005: 21f) Grundsätzlich gilt, dass die Dicke der Bodenaufgabe mit der Höhe abnimmt, bis schlussendlich in den größten Höhenlagen keine Bodenbildung mehr möglich ist. Der Rendzina ist flachgründig, bildet sich auf karbonathaltigem Gestein und entsteht durch physikalische und chemische Verwitterung, sowie durch Humusanreicherung aus Kalkstein, Dolomit u. a. (vgl. BLUME et al. 2010: 317). In tieferen Lagen, wo eine stärkere Verwitterung möglich ist, sind Braunerden und verbrauchte Rendzinen zu finden. Aufgrund des Niederschlagsreichtums im Untersuchungsgebiet können durch Staunässe auch Pseudogleye vorkommen.

In der Grauwackenzone tritt häufig der Ranker auf. Dieser ist das Pendant zum Rendzina, der jedoch kalkhaltiges Ausgangsgestein benötigt. Außerdem kommen auch podsolige Braunerden vor. (vgl. SEISS 2005: 19) Ranker sind in der Regel flachgründige Böden und kommen hauptsächlich in Hanglagen vor, wo sich nur geringe Frostschuttdecken halten (vgl. BLUME et al. 2010: 316). Braunerden entwickeln sich in gemäßigttem Klima aus Rankern bzw. Rendzinen (vgl. BLUME et al. 2010: 321). Im hinteren Johnsbachtal sind Braunlehme zu finden. Braunlehme entstehen sowohl auf silikatischem als auch auf kalkhaltigem Ausgangsmaterial. Diese sind zur Gruppe der Reliktböden zu zählen. Reliktböden sind Böden, die unter vergangenen Umweltbedingungen entstanden sind, sich heute jedoch an der Erdoberfläche befinden und daher den heutigen Bedingungen unterliegen (vgl. BLUME et al. 2010: 301).

3. Theorie

In diesem Teil werden die theoretischen Grundlagen dieser Arbeit behandelt. Dazu zählt der Klimawandel, speziell dessen Auswirkungen in Österreich und im Alpenraum. Ebenfalls essenziell für das Verständnis dieser Arbeit ist der fluviale Sedimenttransport. In engem Zusammenhang mit dem Materialtransport stehen die Erosions- und Sedimentationsprozesse im Gerinne. Die Verfügbarkeit von mobilisierbarem Lockermaterial ist maßgeblich für den fluvialen Sedimenttransport. Dieses Material liegt zu gewissen Teilen schon zerkleinert durch diverse Prozesse und Verwitterungsformen vor, andererseits kommt es laufend zu geomorphologischen Prozessen, die zur Zerkleinerung des Gesteins führen. Bei diesen Prozessen handelt es sich um gravitative Massenbewegungen. Diese treten häufig in alpinen Gebieten auf, da das Relief und die Niederschlagsbedingungen begünstigend wirken. Folglich können diese Prozesse unter dem Überbegriff „Alpine Naturgefahren“ zusammengefasst werden. Unter diesem Überbegriff der gravitativen Massenbewegungen sammeln sich Prozesse wie Rutschungen, Muren, Steinschläge und dergleichen. Diese Prozesse und deren Interaktionen werden in weiterer Folge behandelt.

3.1. Klimawandel in Österreich

In diesem Kapitel wird der Klimawandel und dessen Auswirkungen mit besonderer Rücksichtnahme auf Österreich und die alpinen Regionen behandelt. Die Basis hierfür bilden der aktuelle Sachstandsbericht des APCC (2014), sowie der Sachstandsbericht des IPCC (2014). Das APCC, das Austrian Panel on Climate Change, ist eine nach dem Vorbild des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) geschaffene Vereinigung, die sich mit dem Einfluss des Klimawandels auf Österreich beschäftigt.

Der Klimawandel ist ein globales Phänomen. Die Konsequenzen sind aufgrund der weltweiten Ausdehnung räumlich differenziert und müssen daher gezielt für das untersuchte Gebiet eruiert werden. Temperatur und Niederschlag stellen die beiden Hauptkomponenten des Klimawandels dar. Im Hinblick auf die Zielsetzung dieser Arbeit, stellt der Niederschlag den wichtigeren dieser beiden Klimafaktoren dar. Die Modellierung mittels CAESAR-Lisflood stützt sich auf Niederschlagsaufzeichnungen. Der Einfluss von Temperaturveränderungen kann mittels dieses Modells nicht abgebildet werden. Dennoch können in der Realität geomorphologische Veränderungen auf Temperaturveränderung zurückzuführen sein. Beispielsweise durch Temperaturschwankungen um den Gefrierpunkt, die sich auf die physikalische Verwitterung (Frostsprengung) auswirken können.

Bevor auf spezifische Klimaänderungen eingegangen wird, ist die Klimavariabilität ein wichtiger Punkt, der sich auf die Prognose auswirkt. Bezüglich der Variabilität ist zwischen

kleinräumigen und großräumigen Änderungen zu unterscheiden. Veränderungen auf einer kleinen Maßstabsebene (Wind, Temperatur, Niederschlag etc.) sind mit kurz andauernden Schwankungen verbunden. Umgekehrt ist die Situation bei großmaßstäbigen Änderungen (Erdbahnparameter, Energiebilanz, Jahreszeiten etc.). Die großflächigen bzw. globalen Veränderungen verursachen eine Vielzahl an großräumigen, mittleren und kleinräumigen Prozessen. Dazu zählen beispielsweise Hoch- und Tiefdruckgebiete, Zirkulationssysteme in Gebirgen usw. Aufgrund dieser Komplexität und Interaktion sind die Beobachtung und die Prognose des Klimas Schwierigkeiten unterworfen. (vgl. APCC 2014: 160f)

Seit 1880 ist die Temperatur im globalen Mittel um beinahe 1 °C angestiegen. In Österreich betrug die Erwärmung im selben Zeitraum ca. 2 °C, wovon die Hälfte ab 1980 eingetreten ist. (vgl. APCC 2014: 28) Allein anhand dieses simplen Vergleichs kann festgestellt werden, dass Österreich überproportional stark vom Klimawandel betroffen ist. Abbildung 6 zeigt die gemittelten Abweichungen der durchschnittlichen Jahrestemperatur pro Dekade, bezogen auf den Zeitraum 1901-2000 (vgl. ÖWAV 2010: 5f). Verglichen werden die globalen Werte mit jenen des österreichischen Tieflands. Vor allem die letzten beiden Dekaden (1990-1999 und 2000-2009) zeigen in Österreich eine deutlich größere Abweichung vom Dekadenmittel als die globalen Werte. In Abbildung 6 ist somit klar erkennbar, dass der Temperaturanstieg in Österreich im globalen Vergleich überproportional stark ausgeprägt ist.

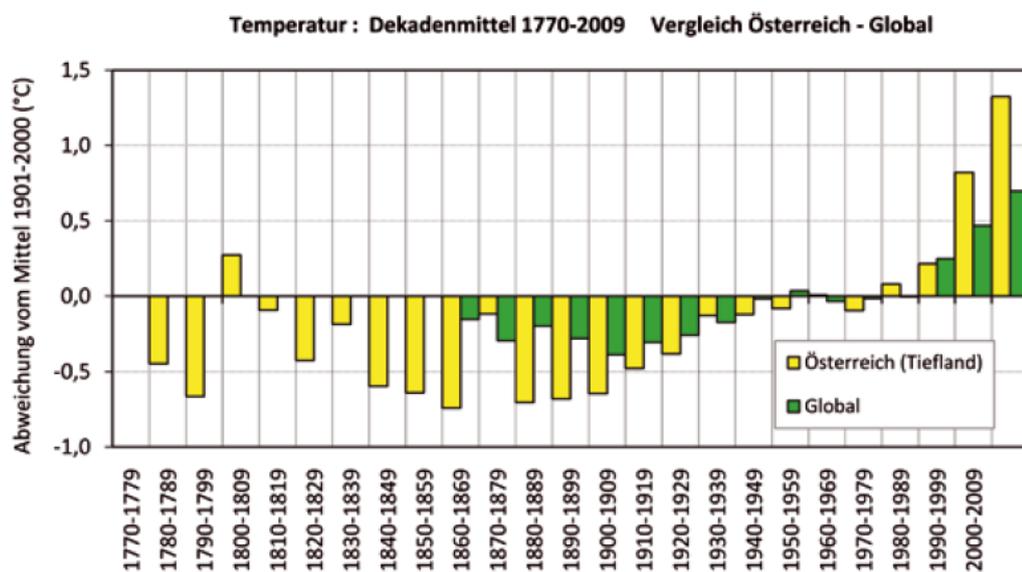


Abbildung 6: Gemittelte Abweichungen der mittleren Jahrestemperaturen pro Dekade im österreichischen Tiefland und global, bezogen auf den Zeitraum 1901-2000 (Quelle: ÖWAV 2010: 6)

Neben dem Temperaturanstieg beeinflusst der Klimawandel den Niederschlag und dessen Verteilung, Variabilität und Intensität. Die Variabilität des Niederschlags ist wesentlich schwieriger festzustellen bzw. zu quantifizieren als die Temperaturveränderung. Dennoch

konnte in den letzten 150 Jahren eine Zunahme der jährlichen Niederschlagsmenge in Westösterreich festgestellt werden, während im Südosten Österreichs eine Abnahme des Jahresniederschlags feststellbar ist. Die Veränderungen im positiven als auch im negativen Bereich belaufen sich auf ca. 10-15 %. (vgl. APCC 2014: 30) Anhand dieses Beispiels können die regionalen Unterschiede aufgezeigt werden. Gemäß dem APCC (2014) sind im 21. Jahrhundert Niederschlagstrends ersichtlich, die jedoch großen Unsicherheiten unterliegen. Generell ist eine Niederschlagszunahme im Winter und eine Niederschlagsabnahme im Sommer zu erwarten. Etwaige Prognosen sind schwer zu treffen, da sich Österreich in einem Übergangsbereich zwischen zwei Bereichen mit erwarteter unterschiedlicher Niederschlagsentwicklung befindet. In Nordeuropa wird mit einer Zunahme der Niederschläge gerechnet, während im Mittelmeerraum eine gegensätzliche Entwicklung vorhergesagt wird. Durch die Lage zwischen diesen beiden Zonen ist es daher schwierig eine klare Prognose abzugeben. (vgl. APCC 2014: 30) Im Hinblick auf die Geomorphologie sind Extremereignisse zu beachten, da diese als primäre Auslöser für geomorphologische Aktivitäten wie gravitative Massenbewegungen oder Hochwasser gelten. In diesem Kontext sind besonders extreme Niederschlagsereignisse und deren zukünftige Entwicklung von Interesse. Bisher konnten noch keine eindeutigen Trends zu extremen Niederschlägen nachgewiesen werden, jedoch zeigen Klimamodelle eine Zunahme von starken bzw. extremen Niederschlagsereignissen von Frühling bis Herbst. Allerdings muss auch hier wieder auf große Unsicherheiten hingewiesen werden. Diese Veränderungen des Niederschlags können sich auf die Wasserführung in Flusssystemen auswirken, was wiederum den Geschiebehaushalt (Erosion, Transport, Deposition) beeinflusst. (vgl. APCC 2014: 30f)

Die Prognose der Temperatur- und Niederschlagsveränderungen erfolgt mittels Klimaszenarien unter Verwendung von Klimamodellen. Eine erste Einschätzung liefern die Projekte „PRUDENCE“ (2071-2100 verglichen mit 1961-1990) und „ENSEMBLES“. Die Niederschlagsverteilung zeigt einen deutlichen Nord-Süd-Gradient, gekennzeichnet durch Niederschlagsabnahme im Süden und Zunahme im Norden. Für den dazwischen liegenden Alpenraum werden folgende Änderungen prognostiziert: +20 % im Winter, 0 % im Frühling, -26 % im Sommer, -7 % im Herbst. Trotz großer Unsicherheiten ist die Niederschlagsabnahme im Sommer deutlich stärker ausgeprägt als die Zunahme im Winter. (vgl. ÖWAV 2010: 16) Dieser Nord-Süd-Gradient ist auf thermodynamische Veränderungen, sowie auf Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation zurückzuführen (vgl. APCC 2014: 319). Die Niederschlagszunahme in Nordeuropa im Winter ist zum Teil auf den Anstieg des atmosphärischen Wassergehalts zurückzuführen. Dieser Anstieg des Wassergehalts steht wiederum im Zusammenhang mit der Erwärmung. In Südeuropa ist für die sommerliche Niederschlagsabnahme hingegen ein Rückkopplungseffekt mit abnehmender Bodenfeuchte

verantwortlich. (vgl. APCC 2014: 319) Die Ergebnisse dieser beiden Projekte können Ergebnisse für Gesamtösterreich liefern, für den Alpenraum sind jedoch höher aufgelöste regionale Modelle notwendig.

Die Prognose der Niederschlagsentwicklung ist wesentlich schwieriger als jene der Lufttemperatur. Im Jahresdurchschnitt kann im Alpenraum kein eindeutiger Trend bestätigt werden, da sich dieses Gebiet zwischen zwei Zonen mit entgegengesetzten Trends befindet. Abbildung 7 zeigt die Niederschlagsentwicklung in Österreich von 1800-2100 bezogen auf das Mittel des Zeitraums von 1971-2000. Um die großen Unsicherheiten wiederzugeben, sind die Schwankungsbereiche der jeweiligen Projekte (ENSEMBLES, RECLIP) dargestellt. Die beiden oberen Diagramme zeigen die Niederschlagsentwicklung für die Monate Dezember, Jänner und Februar, während die unteren beiden die Monate Juni, Juli und August darstellen. Eine weitere Unterteilung erfolgt in Nordwest-Österreich (links) und Südost-Österreich (rechts). Unter Berücksichtigung der großen Schwankungsbreite kann dennoch erkannt werden, dass in den Wintermonaten der Trend auf eine Niederschlagszunahme hindeutet (ca. 10 %), während im Sommer Niederschlagsabnahmen (10-20 %) zu erwarten sind. Eine deutliche Tendenz in diese Richtung kann jedoch erst gegen Ende des 21. Jahrhunderts erkannt werden. Zur Mitte des Jahrhunderts sind nur wenige Anzeichen dafür sichtbar. Allerdings ist auch darauf hinzuweisen, dass mit zunehmender Dauer des prognostizierten Zeitraums die Unsicherheiten zunehmen. (vgl. APCC 2014: 83f)

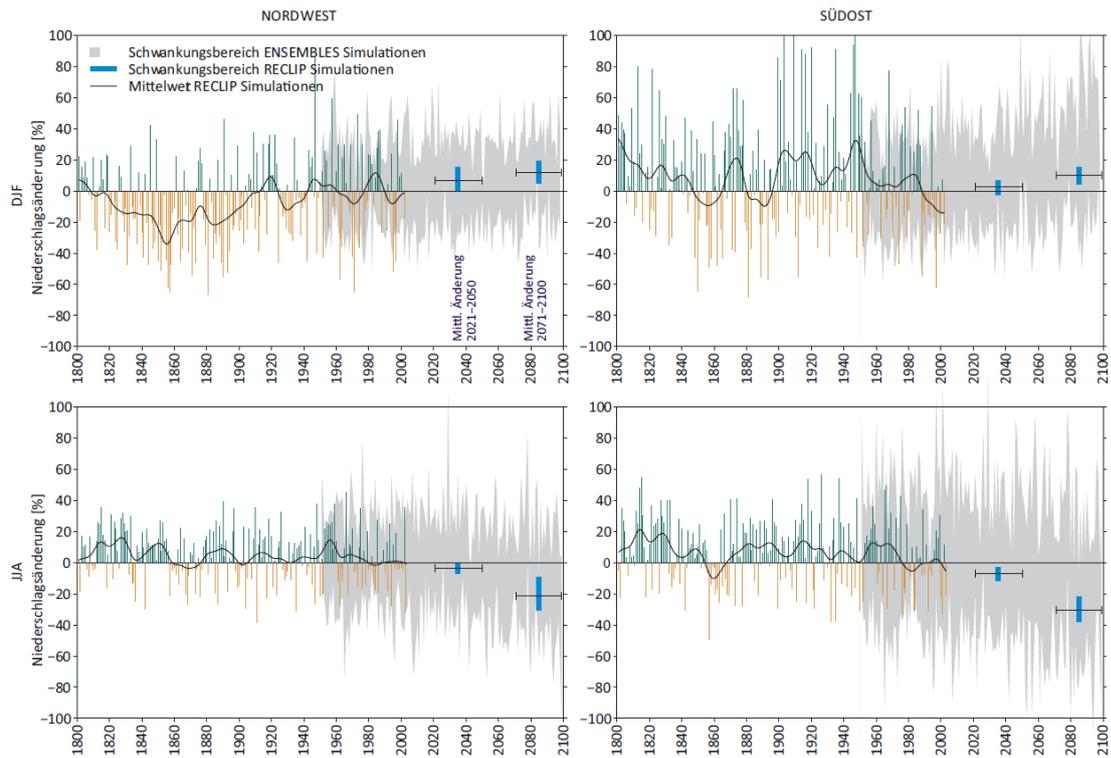


Abbildung 7: Niederschlagsentwicklung in Österreich von 1800-2100 bezogen auf das Mittel von 1971-2000 (Quelle: APCC 2014: 84)

Aufgrund der entgegengesetzten Trends für den Norden und Süden Österreichs und die Lage der Alpen dazwischen, ist eine Prognose für den Alpenraum schwierig. Abbildung 8 zeigt den Jahresgang des Niederschlags bezogen auf die Referenzperiode 1961-1990. Die linke Graphik zeigt den Jahresgang für die Jahre von 2021-2050, während rechts die Periode 2069-2098 dargestellt ist. Die blaue Linie stellt den Median dar und die grauen Flächen zeigen den 10 %-90 % Perzentilbereich aus mehreren Klimamodellen. Für diese Simulation wurde erneut das A1B-Emissionsszenario verwendet. Die prognostizierte Entwicklung hin zu weniger Niederschlag im Sommer und einer Zunahme im Winter ist in der ersten Hälfte des 21. Jahrhunderts kaum erkennbar. Dieser Trend verdeutlicht sich im Zeitraum von 2069-2098. Hier ist eine deutliche Niederschlagszunahme zwischen September und März erkennbar. Noch etwas deutlicher fällt die Niederschlagsabnahme in den Sommermonaten (April bis August) aus.

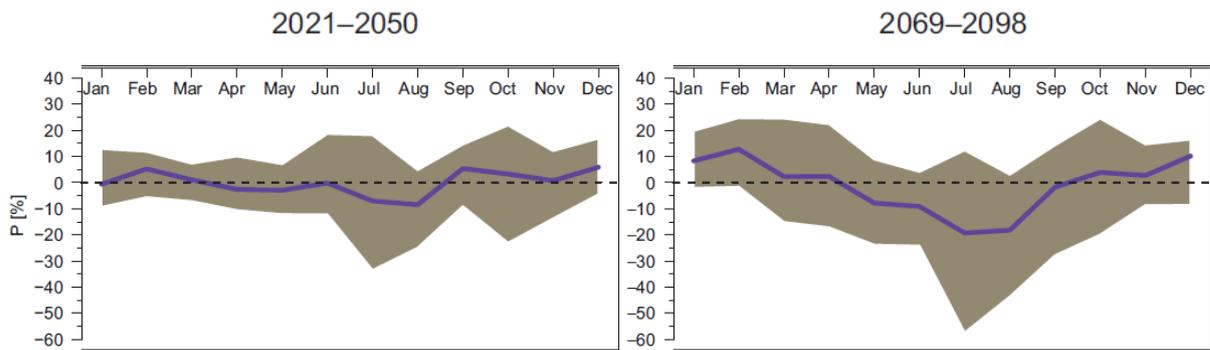


Abbildung 8: Jahresgang des Niederschlags im Alpenraum bezogen auf den Zeitraum 1961-1990
(Quelle: APCC 2014: 86; GOBIET et. al. 2014: 1142; eigene Bearbeitung)

Die bisher vorgestellten Trends der Niederschlagsentwicklung sind auf die Niederschlagsintensität übertragbar (Zunahme im Norden, Abnahme im Süden). Einen Sonderfall stellt Mitteleuropa dar, da es sich genau zwischen zwei Zonen mit unterschiedlichen Trends befindet. Für diesen Bereich werden im Sommer steigende Intensitäten bei einer Abnahme der Niederschlagssummen prognostiziert. Insbesondere wird ein Anstieg der maximalen Tagesniederschlagssummen erwartet. (vgl. ÖWAV 2010: 21) Bei der Anwendung von Klimaszenarien, sind Unsicherheiten und Limitationen zu berücksichtigen. *„Eine vollständige Eliminierung der Unsicherheiten bei den Klimaszenarien wird aber niemals möglich sein, da der Mensch und sein Verhalten höchst klimagestaltend wirkt, aber dies nur schwer vorhersagbar ist“* (ÖWAV 2010: 33).

Der Einfluss des Klimawandels auf Temperatur und Niederschlag wirkt sich auf den Abfluss der Fließgewässer aus. Dieser spielt im Hinblick auf geomorphologische Veränderungen eine wichtige Rolle durch Mobilisierung, Transport und Ablagerung von Sediment. Einen Unsicherheitsfaktor stellt hier erneut die Niederschlagsentwicklung dar. Die Entwicklung des Abflusses korreliert mit jener des Niederschlags. Tendenziell ist analog zur Niederschlagsentwicklung von einer Abflusserhöhung im Winter und von einem Rückgang im Sommer auszugehen. Abbildung 9 zeigt die Änderung des Abflusses in den Sommermonaten (Juni, Juli, August) in der linken Graphik bzw. in den Wintermonaten (Dezember, Jänner, Februar) in der rechten Graphik. Im Sommer ist nahezu das gesamte Staatsgebiet von einem Rückgang des Abflusses betroffen, mit Ausnahme des Wald- und Mühlviertels und dem Südburgenland bzw. der Südoststeiermark. Besonders deutliche Abnahmen sind im Bereich des Alpenhauptkamms erkennbar. Ausschlaggebend für die Abnahme im Sommer ist der zu höherer Verdunstung führende Temperaturanstieg. Im Winter führen höhere Temperaturen zu mehr Niederschlag in Form von Regen statt Schnee, was sich besonders im Alpenraum auf den Abfluss auswirkt. (vgl. APCC 2014: 433f) Ein weiterer Trend zeigt sich auf regionaler Ebene. Hier bildet der Alpenhauptkamm eine Trennlinie. Im Süden Österreichs herrscht ein

fallender Trend des Abflusses, während im Alpenraum die Abflussentwicklung steigend ist. (vgl. APCC 2014: 431; vgl. FÜRST et al. 2008: 27f)

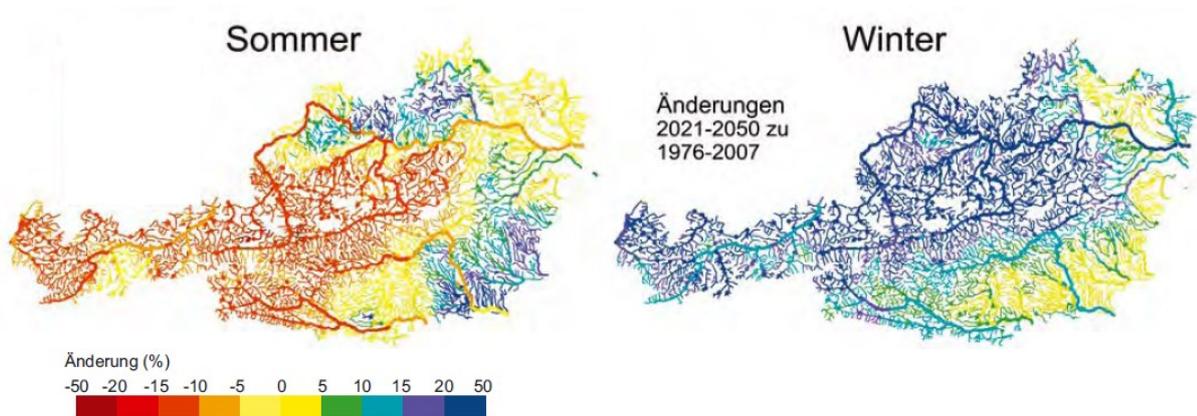


Abbildung 9: Prozentuale Veränderungen des Abflusses in Österreich im Sommer (JJA; links) und Winter (DJF; rechts) 2021-2050 (Referenzperiode 1976-2006) (Quelle: APCC 2014: 433; BLASCHKE et. al. 2011: 33)

Betrachtet man die Veränderung des Niederschlags und des Abflusses, so muss zwangsläufig die Entwicklung von Hochwässern bezüglich Intensität und Häufigkeit betrachtet werden. Wie bereits bezüglich Niederschlag und Abfluss, muss auch im Bereich der Hochwasservorhersage auf die Unsicherheiten der Prognose hingewiesen werden. Derzeit gibt es keinen Beleg dafür, dass der Klimawandel zu häufigeren und schwereren Hochwässern führen wird (vgl. ÖWAV 2010: 131). Beobachtete Schwankungen liegen innerhalb der natürlichen Variabilität, wobei ein Einfluss des Klimawandels im Bereich des Möglichen liegt (vgl. BMLFUW 2017: 25; vgl. BLÖSCHL et al. 2018). „Ein Anstieg fluvialer Hochwasser lässt sich am ehesten für kleine Einzugsgebiete nachweisen, für die eher konvektive als langanhaltende Ereignisse relevant sind“ (GLADE et al. 2020: 35).

Die vorgestellten Prognosen zur Veränderung des Abflusses unterliegen wie beinahe alle Klimaprognosen Unsicherheiten. Diese entstehen vornehmlich aus den zugrundeliegenden Klimamodellen und den verwendeten Emissionsszenarien. Prognosen für den Alpenraum sind aufgrund des differenzierten Reliefs besonders schwierig und unterliegen daher größeren Unsicherheiten. Allgemein gilt, je weiter die Simulationen in die Zukunft reichen, desto größer werden die Unsicherheiten.

3.1.1. Extremereignisse

Extreme Wetterereignisse sind im Kontext des Klimawandels von Interesse, da sie weitreichende Folgen auf Natur, Infrastruktur und Gesellschaft haben. „Definitionsgemäß handelt es sich um außerordentliche Ereignisse, die – verglichen mit anderen Ereignissen ihrer Art – stark von Durchschnittswerten abweichen und eine sehr lange, unregelmäßige

Wiederkehrsperiode aufweisen“ (GLADE et al. 2020: 21). Gemäß dem letzten APCC-Report (2014) kann die Festlegung von Extremereignissen auf drei Arten erfolgen: nach der Magnitude, nach der Wiederkehrswahrscheinlichkeit oder nach der Auswirkung. Zudem ist bei Extremereignissen zwischen Klimaextremen und Wetterextremen zu unterscheiden. Klimaextreme beziehen sich auf großflächige Gebiete mit geringerer (oft monatlicher) temporaler Auflösung, während Wetterextreme kleine Gebiete mit hoher temporaler Auflösung bezeichnen. (vgl. APCC 2014: 274) *„Bei den Extremwerten im Klimawandel kommt es zu einer Vermengung zweier Skalen – der langfristig vor sich gehende ‚globale Klimawandel‘ mit den sehr kurzfristigen, räumlich hoch differenzierten und seltenen Klimaextremen, die hauptsächlich auf lokaler, sehr selten regionaler Basis ablaufen*“ (APCC 2014: 274). Zur möglichst genauen Vorhersage von Extremereignissen sind lange Zeitreihen nötig, da solche Ereignisse selten auftreten. Es gilt die Faustregel, je extremer das Ereignis, desto länger ist die benötigte Zeitreihe. Insbesondere die Vorhersage von kleinräumig stattfindenden Extremereignissen ist wegen nicht ausreichender räumlicher und zeitlicher Auflösung von Klimamodellen schwierig. Generell gilt, dass langfristige und großräumige Entwicklungen und Tendenzen leichter vorherzusagen sind als solche von kleinräumigen Phänomenen. (vgl. APCC 2014: 273) Dazu gesellt sich ein Problem, das speziell in Österreich auftritt: Viele Klimazeitreihen gingen in den Wirren des zweiten Weltkriegs verloren (vgl. APCC 2014: 85). Deshalb sind vielerorts die Klimazeitreihen nur sehr kurz. Ein weiteres Problem entsteht aus der Dichte des Netzes von Messstationen. Speziell in dünn besiedelten Bereichen wie dem Alpenraum führt dies zu Problemen.

Die Prognose von Extremereignissen gestaltet sich aufgrund ungenügender Datenverfügbarkeit und großer Unsicherheiten als äußerst schwierig. Außerdem sind Vorhersagen über das Ausmaß der Zunahme von Extremereignissen bezüglich des Auftretens und der Wirkung großen Unsicherheiten unterworfen. (vgl. GLADE et al. 2020: 21) Generell gilt, je größer die räumliche bzw. zeitliche Ausdehnung eines Extremereignisses ist, desto genauer sind die Aussagen von Klimaszenarien bezüglich der Frequenz und Magnitude solcher Ereignisse. In diesem Zusammenhang trifft jedoch auch das Gegenteil zu. Je detaillierter Analysen und Szenarien von Extremereignissen sind, umso größer werden die Unsicherheiten und die Differenzen zwischen den Modellen. (vgl. APCC 2014: 87). *„Bei der Analyse der Änderung von Häufigkeit und Intensität extremer Wetterereignisse ist die regionale Betrachtung besonders wichtig. Ähnlich wie bei Niederschlagsänderungen kann auch bei Extremereignissen von globalen oder auch gesamteuropäischen Ergebnissen nicht direkt auf kleinräumig regionale Verhältnisse geschlossen werden*“ (ÖWAV 2010: 21). Im Zuge der Prognose von kleinräumigen (hochaufgelösten) Extremereignissen entstehen vielfach

hochkomplexe Klimasignale, die keine klare Interpretation mehr zulassen (vgl. APCC 2014: 87).

Der Alpenraum unterscheidet sich von flacheren Gebieten in Bezug auf die Entstehung von Extremniederschlägen durch orographische Effekte bzw. die Modifizierung der Niederschläge. Die Prognose von meteorologischen Extremwerten ist schwierig, da seltene Ereignisse (geringe Stichprobengröße) nur mit großer Unsicherheit hinsichtlich eines statistisch abgesicherten Trends ausgewertet werden können (vgl. ÖWAV 2010: 159). Trotz der schwierigen Vorhersage werden mittels diverser Klimasimulationen in Zukunft häufigere Extremniederschläge erwartet. Diese sind von besonderem Interesse, da sie oftmals als Auslöser für gravitative Massenbewegungen fungieren.

Ein Argument, welches auf globaler Ebene für eine ansteigende Häufigkeit von Extremereignissen angeführt wird, ist der Anstieg der globalen Mitteltemperatur. *„Der Sättigungsdampfdruck von Wasserdampf nimmt exponentiell mit der Temperatur zu. Erhöht sich die Temperatur, so enthält die Luft (exponentiell) mehr Wasserdampf, der durch Kondensation und Niederschlagsbildung in Wolken einen entsprechend höhere Niederschlagsmengen [sic!] verursacht“* (ÖWAV 2010: 163). Aufgrund des Temperaturanstiegs verfügt die wärmere Luft über ein höheres Potenzial Feuchtigkeit zu speichern. Daraus kann die erhöhte Wahrscheinlichkeit von Starkniederschlägen abgeleitet werden. (vgl. APCC 2014: 87; vgl. IPCC 2013: 88). Diese Erklärung ist zwar plausibel, jedoch handelt es sich hierbei nur um eine mögliche Entwicklung. Durch steigende Temperaturen kann es auch zu einem gegenteiligen Trend kommen. Falls der Temperaturanstieg eine schnellere Austrocknung der Böden zur Folge hat, kann es während des Sommers zu einer Abnahme des Sättigungsdampfdrucks kommen, was zu einem positiven Rückkoppelungseffekt (Niederschlagsabnahme führt zu weiterer Austrocknung der Böden) führen kann (vgl. ÖWAV 2010: 164).

In einer Studie von FREI et. al. (2006) wurde die Veränderung von Extremniederschlägen im Alpenraum im Angesicht des Klimawandels unter Verwendung verschiedener Klimamodelle abgehandelt. In den Wintermonaten (Dezember, Jänner, Februar) konnte sowohl eine Zunahme der Niederschlagstage, als auch der Intensitäten von 10 % festgestellt werden (vgl. FREI et. al. 2006). Trotz zu beachtender Ungenauigkeiten und Schwankungsbreiten ist ein Trend hin zu einer Erhöhung der Frequenz und Magnitude von extremen Niederschlagsereignissen im Alpenraum erkennbar. HOFSTÄTTER und MATULLA (2010) beschäftigten sich ebenfalls mit Extremniederschlägen. Untersucht wurden täglich aufgelöste Starkniederschläge. Die Ergebnisse dieser Analyse korrelieren mit jenen von FREI et. al. (2006), da in beiden Studien eine Zunahme der Niederschlagsintensität prognostiziert wird. In der Studie von HOFSTÄTTER und MATULLA (2010: 44) wird eine Zunahme der

Niederschlagsintensitäten von 17–26 % im Sommerhalbjahr bei 30-jährlichen Niederschlagsereignissen vorhergesagt. Dies gilt für die Periode von 2007–2051 mit der Referenzperiode 1963–2006. In einigen weiteren Studien werden ebenfalls Anstiege der Niederschlagsintensitäten sowohl im Winter als auch im Sommer prognostiziert, jedoch auch die allseits erwartete Niederschlagsabnahme in den Sommermonaten (vgl. APCC 2014: 326). Die Ergebnisse dieser und vieler anderer Untersuchungen zur zukünftigen Entwicklung von Extremniederschlägen sind aufgrund der hohen Unsicherheiten mit Vorsicht zu betrachten. *„[...] für Aussagen über zukünftige Niederschlagsextreme insbesondere im klimatisch komplexen Alpenraum bleibt somit ein erheblicher Forschungsbedarf bestehen“* (APCC 2014: 326). *„Es gilt als gesichert, dass Extremereignisse weltweit zunehmen; dies gilt insbesondere für exponierte Regionen wie den Alpenraum. Eine Ursache wird in den Folgen des Klimawandels gesehen [...]“* (GLADE et al. 2020: 21).

3.1.2. Alpine Gebiete

Alpine Gebiete sind von besonderem Interesse, da das Johnsbachtal alpinen Charakter besitzt. Gebirgige Gebiete wie die Alpen erfordern besondere Rücksichtnahme bei der Erstellung von Klimaprognosen, weshalb sich die österreichischen Projekte reclip:more und reclip:century dezidiert mit dem europäischen Alpenraum beschäftigen. *„Da die Alpen eine Klimascheide darstellen, welche unterschiedliche klimatische Bedingungen in nahe gelegenen Regionen verursacht, kann erwartet werden, dass auch der Klimawandel in dieser Region räumlich sehr inhomogen verläuft und sich in kleineren Unterregionen des Alpenraums anders verhält als der mittlere Klimawandel im gesamten Alpenraum“* (ÖWAV 2010: 18). Durch die unterschiedliche Topographie und die räumliche Varianz klimatischer Ausprägungen ist eine Prognose der Klimaentwicklung schwer zu treffen. Um Klimamodelle für den Alpenraum zu erstellen ist eine hohe räumliche Auflösung nötig, um die kleinräumigen Täler der Alpen differenzieren zu können. (vgl. ÖWAV 2010: 18)

Das Projekt „reclip:more“ befasst sich mit der Mitte des 21. Jahrhunderts (2041–2050) und dem Vergleichszeitraum 1981–1990. Die Niederschlagsänderungen speziell für den Alpenraum bewegen sich in einem ähnlichen Bereich wie die für Gesamtösterreich prognostizierten Veränderungen. Folgende Modifikationen des Niederschlags wurden errechnet: Winter +8,5 % (+0,2 mm/Tag), Frühling +1,4 % (0,0 mm/Tag), Sommer -12,2 % (-0,3 mm/Tag), Herbst -13,8 % (-0,5 mm/Tag). Im Zuge dieses Projekts wurden drei Simulationen durchgeführt, woraus sich eine Spannweite von 5 % ergab. Im Projektbericht wird erwähnt, dass diese Ergebnisse aufgrund der Unsicherheiten nur als teilweise signifikant anzusehen sind. (vgl. ÖWAV 2010: 19)

3.2. Erosion und Sedimentation

Die Grundlagen der Erosion und Sedimentation sind anhand des Hjulström-Diagramms zu erklären (Abbildung 10). Dieses Diagramm visualisiert den Zusammenhang von Korngröße und benötigter Fließgeschwindigkeit, um Material zu erodieren, zu transportieren oder zu sedimentieren. Der Bereich des Diagramms oberhalb der grauen Linie zeigt jene Geschwindigkeiten, bei denen die jeweiligen Korngrößen erodiert werden. Die graue Linie selbst stellt die Grenzggeschwindigkeit bzw. die kritische Fließgeschwindigkeit dar, ab welcher Erosion stattfindet. Dabei ist festzustellen, dass die zum Transport benötigte Fließgeschwindigkeit für sehr kleine Partikel und größere Gerölle geringer ist als für Schluff- bzw. Tonpartikel. Dies ist auf den Zusammenhalt der einzelnen Partikel aufgrund der Kohäsion zurückzuführen. Grobe Partikel benötigen somit aufgrund großer Korngröße und Gewicht eine höhere Fließgeschwindigkeit, um transportiert zu werden. Sehr kleine Korngrößen benötigen ebenfalls eine höhere Fließgeschwindigkeit, um mobilisiert zu werden, da die Kohäsion umgekehrt proportional mit der Korngröße steigt. Die untere (strichlierte) Kurve bezeichnet die Fließgeschwindigkeit bei der ein in Bewegung befindlicher Partikel nicht mehr weitertransportiert werden kann. Im Bereich der größeren Korngrößen (Sand und Geröll) liegen die beiden Linien, welche die Grenzggeschwindigkeiten für Erosion und Sedimentation kennzeichnen, sehr knapp beisammen. Das bedeutet, dass schon bei geringen Änderungen der Geschwindigkeit ein Wechsel zwischen Abtragung und Ablagerung stattfindet. Hin zu geringeren Korngrößen entfernen sich die Kurven der Grenzggeschwindigkeiten voneinander. Das bedeutet, dass sehr kleine Partikel auch bei geringer Fließgeschwindigkeit lange weitertransportiert werden. (vgl. AHNERT 2015: 173f)

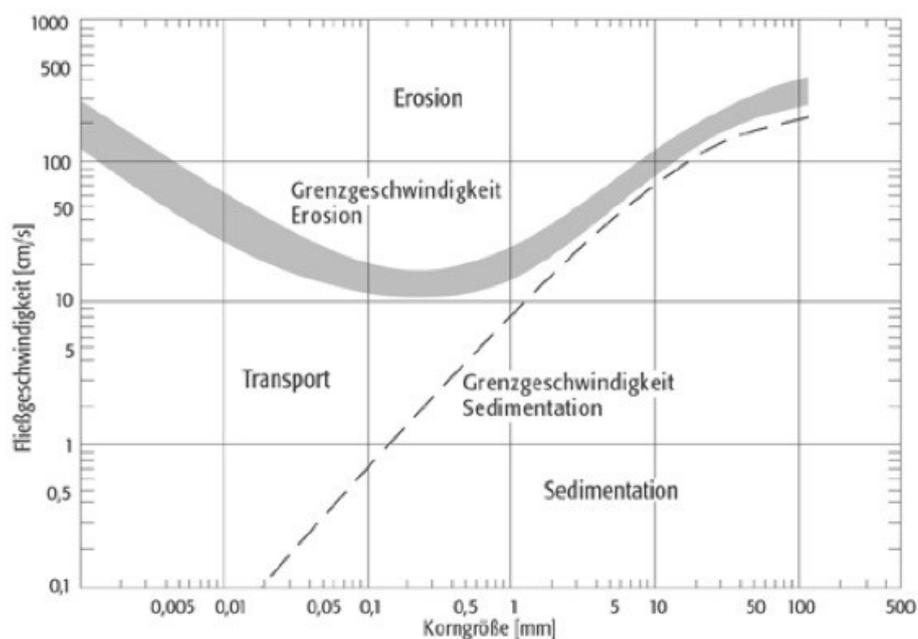


Abbildung 10: Hjulström-Diagramm (Quelle: SPEKTRUM (o.J.))

Abtragung und Ablagerung sind die primären Prozesse, die zur morphologischen Veränderung des fluvialen Systems beitragen. Die Grundvoraussetzung für das Stattfinden von Erosion und Deposition ist die Verfügbarkeit von mobilisierbarem Sediment, sowie ausreichende Schleppkraft. Letztere bezeichnet die Fähigkeit des Abflusses, Material zu bewegen. (vgl. AHNERT 2015: 123). Die Erosion in Gerinnen kann unterteilt werden in Tiefenerosion und Seitenerosion (laterale Erosion). Erstere verursacht eine Tieferlegung des Flussbetts, wodurch sich das Gerinne ins Gelände einschneidet. Diese Form der Erosion ist in alluvialen Gerinnen wesentlich effektiver als bei anstehendem Gestein, da Lockermaterial leichter abgetragen werden kann. Die laterale Erosion setzt an den Ufern an und führt zu einem Rückgang der Flussufer. Die fluviale Erosion ist abhängig von der kinetischen Energie des Wassers, vom Produkt der Wassertiefe und des Gefälles. Im Zuge der Seitenerosion werden die Flussufer unterschritten, was zu Übersteilung und schließlich zum Kollaps führen kann. (vgl. AHNERT 2015: 170)

3.3. Fluvialer Sedimenttransport

Der fluviale Sedimenttransport beschäftigt sich mit der Entstehung von Flussformen (Gerinnegrundrissen), den stattfindenden Prozessen und der Prognose von zukünftigen Veränderungen (vgl. THORNDYCRAFT et al. 2007: 2). Der Feststoffhaushalt umfasst Feststoffproduktion, Erosion, Transport, Deposition und Remobilisierung. Die im Gerinne transportierten Feststoffe können in Geschiebe, Schwebstoffe und Schwimmstoffe gegliedert werden. (vgl. HABERSACK et al. 2011: 17; vgl. AHNERT 2015: 169) Geschiebe bezeichnet die größte Korngrößenfraktion. Diese Gesteinsteile werden vom fließenden Wasser gleitend, rollend oder springend transportiert. Die kleinere Fraktion der Schwebstoffe wird durch Turbulenz in gleichmäßiger Schwebelage gehalten. Jene Stoffe, die an der Gewässeroberfläche schwimmen (mit Ausnahme von Eis), werden als Schwimmstoffe bezeichnet. (vgl. HABERSACK et al. 2011; vgl. ÖNORM B2400 2016)

Die größte und für diese Arbeit relevanteste Form der Flussfracht ist das Geschiebe bzw. die aus Schotter bestehende Geröllfracht. Das Geschiebe in Gerinnen stammt vorwiegend von den Hangbereichen und wird durch denudative Hangbewegungen eingebracht. In Gebieten mit starker mechanischer Verwitterung werden große Mengen an Lockermaterial (Schutt) produziert, was zu hohen Anteilen an Geröllfracht führt. Genau diese Gegebenheiten treffen im hier behandelten Einzugsgebiet zu. Im Laufe des fluvialen Transports wird immer wieder Geschiebe abgelagert und später wiederaufgenommen und weitertransportiert. Die Deposition von Geschiebe in flachen Bereichen führt zu Veränderungen des Flusslaufs und somit zur Ausbildung von verzweigten Flüssen. (vgl. AHNERT 2015)

Eine Grundvoraussetzung für den fluvialen Feststofftransport ist die Verfügbarkeit von Lockermaterial, das vom Gerinne mobilisiert werden kann. Das mobilisierbare Material

stammt entweder von den umliegenden Hängen oder dem Flussbett selbst. Dieses entsteht in erster Linie durch die Verwitterung von Festgestein, aber auch durch gravitative Prozesse. Die wichtigste Form der mechanischen Verwitterung im Untersuchungsgebiet ist die auf Temperaturschwankungen um den Gefrierpunkt zurückzuführende Frostsprengung. Dadurch verändert sich das Volumen des Wassers in Poren und Klüften, was zum Zerfall des Gesteins führt. Die chemische Verwitterung spielt vor allem aufgrund der großen Kalkstein- und Dolomitvorkommen eine wichtige Rolle. Kalk kann durch im Wasser enthaltenes CO₂ gelöst werden. Somit spielen beiden Formen der Verwitterung eine wichtige Rolle im Johnsbachtal. (vgl. RASCHER und SASS 2017: 30) Der fluviale Sedimenttransport besteht nicht aus einem strikten Ablauf bestehend aus Sedimenteintrag, Transport und Ablagerung, sondern ist weitaus dynamischer. Sediment wird immer wieder mobilisiert und abgelagert, abhängig von Abflussverhältnissen, Wassertiefe, Gerinneneigung und Rauigkeit der Gewässersohle.

Der Fokus bezüglich des Sedimenttransports liegt auf Gebirgsbächen bzw. Wildbächen anstelle von Tieflandgerinnen, da der Johnsbach einen Gebirgsbach mit Wildbachcharakter darstellt. Der Sedimenttransport in Gebirgsbächen unterliegt einer größeren Variabilität als jener in Flachlandgerinnen. In alpinen Einzugsgebieten wird der größte Anteil des Sedimenttransports während der Schneeschmelze oder vereinzelt Starkregen- bzw. Hochwasserereignissen abgeführt. (vgl. LENZI und MARCHI 2000: 267f) Innerhalb des gesamten Sedimenttransports ist zwischen dem Anteil der Schwebfracht und jenem des Geschiebes zu unterscheiden. In der Fachliteratur wurde diese Thematik bereits vielfach behandelt, woraus hervorgegangen ist, dass der Anteil der Schwebfracht hoch variabel ist und für gewöhnlich zwischen 20 % und 90 % schwankt (vgl. LENZI und MARCHI 2000: 268). Diese Zahlen variieren auch je nach Einzugsgebiet, Grundgestein und stattfindenden Prozessen. Das Geschiebe ist für die Zielsetzung dieser Arbeit von größerem Interesse als die Schwebfracht, da dieses einen größeren Einfluss auf die Flussmorphologie ausübt (vgl. HARVEY 2001: 227). Die maßgeblichen zu beachtenden Faktoren betreffen die Geologie (Lithologie), Abfluss, Materialverfügbarkeit, Korngrößen, Konnektivität etc. Dies trifft vor allem auf alpine Einzugsgebiete zu. (vgl. SCHMIDT und MORCHE 2006: 142)

3.4. Alpine Naturgefahren

Der Klimawandel beeinflusst verschiedenste Prozesse, die in weiterer Folge Auswirkungen auf die Reliefentwicklung haben. Dies ist aufgrund der hohen Reliefunterschiede besonders gut in alpinen Gebieten beobachtbar. (vgl. APCC 2014: 558)

Der Temperaturanstieg in Kombination mit veränderten Niederschlagsverhältnissen kann zu erhöhter Verfügbarkeit von erodierbarem Lockermaterial führen. Dieses Zusammenwirken kann eine zukünftige Zunahme der Intensität und Frequenz von Wildbachprozessen und

gravitativen Massenbewegungen begünstigen (vgl. ÖWAV 2010: 169). „*Bodenerosion könnte sich verstärken, da im Winter und Frühjahr die landwirtschaftlichen Flächen in der Regel nicht durch Vegetation geschützt sind. Auch das erwartet stärkere Auftreten von konvektiven Starkniederschlagsereignissen durch die erhöhte Temperatur könnte zu einer verstärkten Bodenerosion führen. Ebenso ist aus diesem Grund ein verstärktes Auftreten von Sturzfluten und fluvialen Feststoffereignissen bis hin zu Muren zu erwarten. Insgesamt wird sich die Verlagerung von Feststoffen in alpinen Fließgewässern signifikant erhöhen*“ (GLADE et al. 2020: 35). Bei Aussagen zu dieser Thematik ist Vorsicht geboten, da die zukünftige Entwicklung zurzeit noch nicht absehbar ist. Es ist zwar eine Aktivitätszunahme von Prozessen mit Wasser als Antrieb beobachtbar (vgl. FUCHS 2010: 170). „*Die Analyse alpiner Naturgefahrenprozesse in Österreich zeigt aber auch, dass die Anzahl schadensverursachender Ereignisse seit 1950 rückläufig ist (Fuchs 2009; Totschnig et. al. 2011) und ein Trend hin zu einer höheren Frequenz oder einer größeren Magnitude derzeit nicht nachweisbar ist*“ (APCC 2014: 563). Die Zahl der schadensverursachenden Ereignisse ist zwar rückläufig, dies ist jedoch nicht zwangsläufig auf einen Rückgang von Naturgefahren zurückzuführen. Denn schadensverursachende Ereignisse setzen vorhandene Infrastruktur voraus. Viele Prozesse finden in entlegenen Gebieten statt und werden daher nicht registriert. Außerdem ist auch der technologische Fortschritt der Schutzbauten und sonstiger Schutzmaßnahmen (Gefahrenzonenplanung etc.) zu beachten, denn dieser hat ebenfalls Auswirkungen auf die Zahl der schadensverursachenden Ereignisse. (vgl. TOTSCHNIG et al. 2011; vgl. FUCHS 2009)

In Tabelle 2 sind die prognostizierten Veränderungen von Naturgefahrenprozessen im Alpenraum dargestellt. Es ist deutlich erkennbar, dass eine Zunahme von Prozessen vorhergesagt wird, bei denen Wasser maßgeblich beteiligt ist (entweder als treibende Kraft oder als auslösender Faktor). (vgl. ÖWAV 2010: 172)

Tabelle 2: Projizierte Veränderungen von Naturgefahrenprozessen im Alpenraum (Quelle: ÖWAV 2010: 173)

Prozess	Tendenzielle Entwicklung
Lawine	Gleich bleibend
Murgang	Allgemeine Zunahme
Steinschlag	Gleich bleibend bis zunehmend
Bergsturz	Keine Veränderung nachweisbar
Rutschung	Zunahme
Hochwasser	Zunahme

Laut dem letzten Sachstandsbericht des APCC (2014) kann mit einer Zunahme von gravitativen Massenbewegungen in Gebirgsregionen gerechnet werden. Als Gründe dafür werden Niederschlagsveränderungen, Permafrostdegradation und Gletscherschmelze angeführt. Davon trifft jedoch lediglich die Veränderung des Niederschlags auf das Untersuchungsgebiet zu. Allgemein wird durch den Klimawandel den Muren und murartigen Prozessen der größte Anstieg beigemessen, wobei dieser von der Niederschlagsentwicklung abhängig ist. Zumeist wird der Einfluss des Klimawandels zusammen mit den zugehörigen Auswirkungen bzw. Reaktionen als kontinuierlich angesehen. Die betroffenen Systeme können im Voraus nicht bekannte Schwellenwerte bzw. Tipping Points erreichen, die das Verhalten des Systems komplett verändern. (vgl. APCC 2014: 567) *„Beispielsweise könnte die gleiche Menge Niederschlag, die vor 50 Jahren kein Ereignis ausgelöst hätte, heute aufgrund geänderter Rahmenbedingungen sehr wohl ein Ereignis initiieren.* (GLADE et al. 2020: 34f). Diese Tipping Points, an denen Systeme anders reagieren als in der Vergangenheit, sind oftmals entscheidend für das Auftreten von Extremereignissen (vgl. GLADE et al. 2020: 35). Durch veränderte Umweltbedingungen können sich auch positive bzw. negative Rückkopplungsmechanismen ergeben. Darüber können zurzeit jedoch noch keine konkreten Aussagen getroffen werden, da die zukünftige Entwicklung des Geosystems ungewiss ist. Im Folgenden werden die für das Untersuchungsgebiet relevantesten Naturgefahrenprozesse abgehandelt, die zur Gruppe der gravitativen Massenbewegungen zählen. *„Gravitative Massenbewegungen sind bruchlose und bruchhafte hangabwärts gerichtete Verlagerungen von Fels- und/oder Lockergesteinen unter Wirkung der Schwerkraft“* (DIKAU und GLADE 2002: 38).

Zu den prominentesten Prozessen aus der Gruppe der alpinen Naturgefahren zählen Rutschungen. Das Auftreten von Rutschungen ist auch an die zugrundeliegende geologische Situation gebunden. Das Johnsbachtal ist von den nördlichen Kalkalpen dominiert. Hier sind unter anderem Mergel, Ton und Gips eingelagert, die im Falle von Rutschungen als Gleitfläche dienen können. Den Auslöser stellen in vielen Fällen intensive Starkniederschläge von kurzer Dauer dar, weshalb die zukünftige Entwicklung von Extremereignissen von Interesse ist.

Muren stellen eine Sonderform der gravitativen Massenbewegungen dar. Sie bestehen aus einem Gemisch von Wasser und Feststoffen (Felsblöcke, Holz etc.) und besitzen ein nicht newtonsches Fließverhalten. Durch den Einfluss des Klimawandels wird ein Anstieg von Muren als wahrscheinlich angesehen. Dies ist darauf zurückzuführen, dass Muren primär durch langanhaltende Niederschläge bzw. Unwetter ausgelöst werden und eine Zunahme dieser Ereignisse prognostiziert wird. (vgl. APCC 2014: 568) Durch den Klimawandel ändert sich die Grunddisposition von Muren durch eine Modifikation der Niederschlagsverhältnisse

und der Materialverfügbarkeit. *„Konkret bedeutet das, dass aus der Kenntnis der vergangenen Ereignisse nicht mehr zwingend die zukünftigen Ereignisse abgeleitet werden können, da sich die Rahmenbedingungen fundamental ändern“* (GLADE et al. 2020: 33). Deswegen und da in der Vergangenheit andere Verhältnisse geherrscht haben, was sich auch auf die Beziehung zwischen Auslöser und Ereignis auswirkt, ist es schwierig Vergleiche mit vergangenen Ereignissen anzustellen. An Orten, wo in der Vergangenheit Ereignisse stattgefunden haben, ist möglicherweise heute kein Material mehr verfügbar, womit ein erneutes Auftreten eines Ereignisses hinfällig ist. *„Dadurch können Zusammenhänge, die in der Vergangenheit beobachtet und auch gemessen wurden, nicht mehr direkt in die Zukunft extrapoliert werden. Es besteht also kein gesicherter statistischer Zusammenhang zwischen beobachteten vergangenen Ereignissen und Prognosen über Ereignisse in der Zukunft mehr. Und das hat fundamentale Folgen für die Vorhersagbarkeit von Extremereignissen und die daraus resultierenden möglichen Konsequenzen“* (GLADE et al. 2020: 33). Derartige Beispiele verdeutlichen die bestehende Problematik, von vergangenen auf zukünftige Ereignisse zu schließen.

Abgesehen von Rutschungen und Muren sind angesichts des Klimawandels Steinschläge bzw. Felsstürze und Solifluktion zu nennen. Diese beiden Prozesse sind im Untersuchungsgebiet jedoch von untergeordneter Wichtigkeit. Steinschläge bzw. Felsstürze haben das Potenzial geomorphologische Veränderungen herbeizuführen und sind wichtig für die Bereitstellung bzw. Aufbereitung des Sediments, welches in weiterer Folge in die Gerinne transportiert wird. Niederschlag (Starkniederschläge) und Temperatur (Frostwechsel) sind die wesentlichen Faktoren des Klimawandels, die sich auf das Auftreten von Steinschlägen auswirken. Diese Form der Massenbewegungen ist durch sehr geringe Bewegungsraten gekennzeichnet und daher auch schwer erfassbar. Voraussetzung für derartige Bewegungen sind geringe Hangneigungen und eine hohe Wassersättigung (hervorgerufen durch Niederschlag, Schneeschmelze etc.). Durch diese Zusammenhänge ist dieser Prozess auch angesichts des Klimawandels von Interesse und bildet einen Indikator dafür.

„Abschließend muss festgehalten werden, dass es derzeit noch keine unwiderlegbaren Studien gibt, die eine Änderung der Frequenz und Magnitude von Rutschungen oder gravitativen Massenbewegungen im Allgemeinen einzig und allein auf Klimaveränderungen zurückführen können (siehe auch Huggel et. al. 2012b). Dies gilt auch für die erwähnte Häufung von Extremereignissen in Österreich bzw. in der Steiermark. Trotz Häufung mögen diese dennoch singuläre Ereignisse sein, die noch im Rahmen der natürlichen Variabilität liegen“ (APCC 2014: 567).

4. Methoden

In diesem Kapitel werden die für diese Arbeit verwendeten Methoden erläutert. Der zentrale Punkt der Methodik befasst sich mit der Modellierung geomorphologischer Veränderungen mit dem Landscape Evolution Model CAESAR-Lisflood. Die Datenaufbereitung, die Szenario-Erstellung und die Analyse der Ergebnisse stützen sich größtenteils auf ArcGIS und Excel. Der Einfluss des Klimawandels wird mit Hilfe von Niederschlagszenarien abgebildet. Die Erstellung entsprechender Niederschlagsdatensätze erfolgt mittels Excel.

4.1. Daten

Der Großteil der Daten wird von der Universität Graz zur Verfügung gestellt. Diese umfassen digitale Geländemodelle, Korngrößendaten, Landnutzungsdaten und geologische Karten. Die Daten liegen in der Rohversion vor, weshalb zum Teil eine Aufbereitung erforderlich ist. Dies trifft auf alle für das Modell benötigten Inputdaten zu (Digitales Geländemodell (DGM), Niederschlagsdaten, Korngrößen). Die Verwendung eines geographischen Informationssystems (GIS) ist einerseits notwendig, um die vorliegenden Daten aufzubereiten und andererseits, um den Modelloutput zu visualisieren und zu analysieren. Zu diesem Zweck wird ArcGIS in der Version 10.5 verwendet.

Die Ausgangsdaten beinhalten digitale Geländemodelle der Jahre 2010 und 2015 mit einer Auflösung von einem Meter, sowie ein Differenzmodell dieser beiden Geländemodelle. Anfangs werden die digitalen Geländemodelle mittels der Fill-Funktion bearbeitet. Dieser Schritt dient der Entfernung von Senken und Spitzen. Dies sind Fehler, die aufgrund der Datenauflösung oder dem Runden von Höhenwerten auf den nächsten Ganzzahlwert auftreten. (vgl. ArcGIS 2016) Das Füllen von Senken ist speziell für fluvialmorphologische Zwecke wichtig, um eine ordnungsgemäße Begrenzung von Becken und Flüssen sicherzustellen. Eine Bedingung von CAESAR-Lisflood ist, dass das Gerinne am Rand des Modells angrenzt, um einen Output von Wasser und Sediment aus dem System zu gewährleisten. Um dies sicherzustellen, wird das DGM um 90° rotiert. Dies ist bei den nachfolgenden Darstellungen des Untersuchungsgebiets zu beachten. Außerdem wird das digitale Geländemodell mittels des „Clip“-Befehls zugeschnitten, da die Mündung des Johnsbachs in die Enns einen Teil des DGMs darstellt, welcher für die Modellierung nicht benötigt wird. Für die Modellierung muss sich der Johnsbach selbst am äußersten Rand des DGMs befinden (Abbildung 11). Da CAESAR-Lisflood das Input-DGM im ASCII-Format benötigt, wird dieser Rasterdatensatz mittels „Raster to ASCII“ konvertiert. Die vorliegenden DGMs werden in ArcGIS mittels des Befehls „Resample“ auf mehrere Auflösungen skaliert, da für verschiedene Arbeitsschritte unterschiedliche Auflösungen verwendet werden. Für die

Kalibrierung des hydrologischen Modells kommt eine Auflösung von 50 m zum Einsatz, während für die Kalibrierung des Sedimenttransports und alle nachfolgenden Simulationen mit einer Auflösung von 10 m gearbeitet wird.

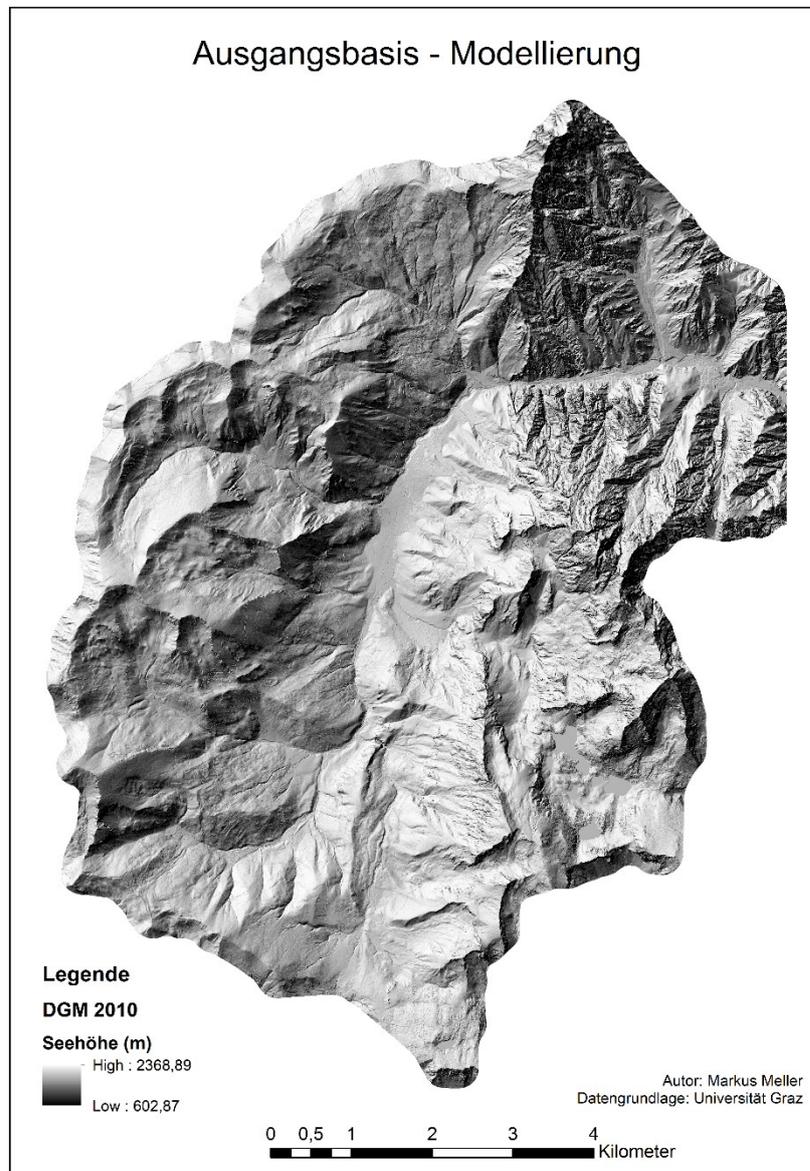


Abbildung 11: Input-DGM des Johnsbachtals für die Modellierung mit CAESAR-Lisflood (Quelle: eigene Darstellung)

CAESAR benötigt stündlich aufgelöste Niederschlagsdaten, die vorliegenden sind jedoch nur in täglicher Auflösung vorhanden. Stündlich aufgelöste Daten werden vom hydrographischen Dienst des Landes Steiermark bezogen. Die Niederschlagsdaten stammen von der Station Gstatterboden und reichen vom 1.1.2010 bis zum 31.12.2017. Diese Station liegt zwar außerhalb des untersuchten Einzugsgebiets, jedoch gibt es im Untersuchungsgebiet keine Messstation, die stündliche Daten liefert. Diese Datenlage ist nicht ideal, da im stark differenzierten alpinen Gelände die Niederschläge sehr kleinräumig variieren können.

Die Korngrößendaten liegen in Form von Korngrößenverteilungs-Diagrammen vor. Diese Verteilungen sind für sechs Messpunkte entlang des Johnsbachs verfügbar. Bei diesen Geschiebemessungen wird zwischen zwölf Korngrößenfraktionen zwischen 0,2 mm und 256 mm unterschieden. Für die Modellierung wurden die Werte für das Geschiebe (Bedload) verwendet, da dieses den größten Einfluss auf die Flussmorphologie hat. Um eine Korngrößenverteilung für das gesamte Einzugsgebiet zu erhalten, wurde der Mittelwert (je Korngrößenfraktion) aller sechs Messpunkte gebildet (Tabelle 3).

Tabelle 3: Korngrößenverteilung des Johnsbachtals (Quelle: eigene Darstellung)

Korngrößenverteilung – Mittelwert aller Stationen		
Korngröße (mm)	Anteil (%)	
	Geschiebe	Flussbett
0,2	0,23	0,00
0,3	2,83	0,00
0,5	8,72	0,00
1,0	16,58	0,00
2,0	21,00	0,03
4,0	19,85	0,43
8,0	16,17	1,87
16,0	10,63	17,98
32,0	3,98	38,17
64,0	0,00	33,10
128,0	0,00	8,25
256,0	0,00	0,17
	100,00	100,00

4.2. Modellierung geomorphologischer Veränderungen

Flüsse zählen zu den geomorphologischen Systemen mit hoher Morphodynamik. Durch die kontinuierliche Erosion und Deposition von Sediment kommt es zu einer ständigen Veränderung der Flussmorphologie und des angrenzenden Umlands. Die Raten und die Geschwindigkeit mit denen diese Veränderungen von statten gehen, unterliegen Einflussfaktoren wie dem Klima, der Landnutzung und der Geologie, welche wiederum einen großen Einfluss auf das vorhandene Sediment und die Korngrößenverteilung hat. Vor allem Unterschiede im Klima und der Landnutzung führen zu großen Differenzen zwischen Einzugsgebieten. Diese Umstände tragen zur Komplexität der geomorphologischen Modellierung bei. (vgl. VAN DE WIEL et al. 2011)

Die Prognose des Verhaltens von fluvialen Systemen ist schwierig, da Beziehungen bzw. Interaktionen eines fluvialen Systems nur selten auf andere übertragbar sind. Aufgrund dessen kann es zeit- und kostenintensiv sein, für jedes Untersuchungsgebiet spezifische Daten erheben und das Modell neu kalibrieren und validieren zu müssen. Eine Lösung für diese

Problematik wäre die Entwicklung eines allgemeinen Modells, das auf jedes fluviale System angewendet werden kann, bei lediglich geringer Veränderung des Modellierungsansatzes. Um einen derartigen Modellierungsansatz zu verwirklichen gilt es jedoch zu untersuchen ob verschiedene Untersuchungsgebiete in ähnlicher Art und Weise auf Umweltveränderungen reagieren. (vgl. COULTHARD et al. 2005: 223)

4.3. Arten von geomorphologischen Modellen

Computermodele bieten eine gute Möglichkeit, um die (vergangene bzw. zukünftige) Dynamik fluvialer Systeme trotz der inhärenten Variabilität abzubilden. *„The underlying idea is that the models represent a controllable virtual world which represents the salient aspects of the real world. Moreover, this virtual world can be analysed, fully and non-intrusively, at any point in space and time”* (VAN DE WIEL et al. 2011: 168).

In den letzten 30 Jahren hat sich ein breites Spektrum von Modellen entwickelt. Eine erste Kategorisierung ist gemäß dem Flusstyp (alluvial, Festgestein) zu treffen. Weiterführend ist eine Unterscheidung zwischen geomorphologischen und hydrologischen Modellen zu treffen. Die wichtigsten hydrologischen Modelle sind diverse Ausprägungen der sogenannten Flood Inundation Models. Die Gruppe der geomorphologischen Modelle ist hingegen weitaus umfangreicher, diese umfasst Channel Morphology Models, Alluvial Stratigraphic Models, Meander Models, Braided River Models, Channel Network Models und Landscape Evolution Models. (vgl. VAN DE WIEL 2011: 168)

Das hier verwendete Modell CAESAR-Lisflood ist in die Kategorie der geomorphologischen Modelle einzuordnen und weiters in die Subkategorien der Landscape Evolution Models (LEMs) und der Cellular Models. CAESAR-Lisflood weist jedoch eine Besonderheit auf, denn es handelt sich um eine Kombination eines geomorphologischen Modells (CAESAR) mit einem hydrologischen Modell (Lisflood-FP 2D). (vgl. COULTHARD et al. 2013: 1897f) Cellular Models (LEMs) bilden die Landschaft als ein aus vielen Zellen bestehendes Gitternetz ab. Die Landschaftsentwicklung ergibt sich aus den Interaktionen zwischen Wasser- und Sedimentflüssen. Der klare Vorteil von Cellular Models gegenüber CFD-Modellen (Computational Fluid Dynamics) sind die vereinfachten Gleichungen für die Berechnungen der Wassertiefe und Fließgeschwindigkeit, was eine wesentlich schnellere Simulation von Erosion, Deposition und Sedimenttransport ermöglicht. Aufgrund dessen wird dieser Modelltyp, zu dem auch CAESAR-Lisflood zählt, vornehmlich für die Simulation der Landschaftsentwicklung (Fokus auf fluviale Systeme) großer Gebiete über lange Zeitspannen verwendet. (vgl. COULTHARD et al. 2007: 194)

Landscape Evolution Models wie CAESAR-Lisflood vereinen sowohl Eigenschaften von hydrologischen Modellen, als auch von geomorphologischen Modellen in sich. LEMs

ermöglichen die Verknüpfung von fluvialen Prozessen und Hangprozessen, welche angesichts des Klima- bzw. Umweltwandels relevant sind (vgl. VAN DE WIEL et al. 2011: 174). Diese Verbindung ist in vielen Einzugsgebieten maßgeblich für die Sedimentdynamik im Gerinne und für die Entwicklung des fluvialen Systems. Aufgrund dessen eignen sich LEMs, um die Reaktion fluvialer Systeme auf Klima- bzw. Umweltveränderungen zu simulieren (vgl. VAN DE WIEL et al. 2011: 175). Der große Vorteil von LEMs gegenüber anderen Modellen ist die Anwendbarkeit über ein großes Spektrum von räumlichen und temporalen Skalenbereichen. Die temporale Ausdehnung erstreckt sich von wenigen Wochen bzw. Monaten bis hin zu Jahrtausenden, während die Möglichkeiten der räumlichen Ausdehnung von einzelnen, kleinen Flussabschnitten bis hin zu gesamten Einzugsgebieten, die sich über hunderte von Quadratkilometern erstrecken können. Diese große Bandbreite ermöglicht ein breites Spektrum von Anwendungsmöglichkeiten für LEMs wie CAESAR-Lisflood. (vgl. VAN DE WIEL et al. 2007; vgl. VAN DE WIEL et al. 2011; vgl. COULTHARD et al. 2013)

Von den verschiedenen Modelltypen stellen LEMs die beste Variante für die Beantwortung der am Beginn gestellten Forschungsfragen dar. Innerhalb dieser Gruppe fällt die Wahl auf CAESAR-Lisflood. Dieses Modell kann durch eine Vielzahl an Parametern an das jeweilige Untersuchungsgebiet angepasst werden, um bestmögliche Ergebnisse zu erzielen.

4.4. CAESAR-Lisflood

CAESAR-Lisflood zählt zur Gruppe der Landscape Evolution Models (LEMs). Das Akronym CAESAR steht für „Cellular Automaton Evolutionary Slope and River“. Ursprünglich wurde dieses Modell von COULTHARD et al. (2002) entwickelt und ist frei verfügbar. Das hier verwendete Modell CAESAR-Lisflood entstand durch die Einbindung des hydrodynamischen Modells Lisflood-FP 2D. CAESAR-Lisflood eignet sich für die Simulation der Landschaftsentwicklung über eine große Spanne an räumlichen und temporalen Auflösungen. (vgl. COULTHARD et al. 2013: 1897) Eine komplexe Topographie (alpines Gelände, mäandrierende oder verzweigte Flüsse) erfordert eine höhere räumliche Auflösung als eine ebene, wenig differenzierte Landschaft. Neben der räumlichen spielt die temporale Komponente eine wichtige Rolle. Bei der Simulation über mehrere hundert Jahre sind manche Prozesse von größerer Relevanz als bei einer Simulation über wenige Tage, Wochen oder Monate. So spielen langsame Hangprozesse über geringe Zeitskalen keine bzw. eine untergeordnete Rolle. Bei der Wahl der räumlichen Auflösung ist oftmals ein Kompromiss einzugehen, um die Rechenzeit in einem akzeptablen Maß zu halten. Grundsätzlich gilt es für kurze Zeiträume eine hohe räumliche Auflösung zu wählen, während bei der Simulation über Jahrhunderte bzw. Jahrtausende Abstriche bei der räumlichen Auflösung gemacht werden müssen. Diese Entscheidung hat große Auswirkungen auf das Endergebnis, da mit einer Verringerung der Auflösung ein Informationsverlust einher geht. Aufgrund der

Vereinfachungen von Gleichungen, die zur Berechnung und Darstellung von Prozessen verwendet werden, reduziert sich die Rechenzeit im Vergleich zu den CFD-Modellen. Daher kann zum Teil mit höheren Auflösungen gearbeitet werden, obwohl die große Stärke von LEMs weiterhin in der Simulation der langfristigen Landschaftsentwicklung liegt. (vgl. COULTHARD et al. 2007) Im folgenden Teil werden die Prozessdarstellungen von Landscape Evolution Models anhand von CAESAR-Lisflood dargestellt.

CAESAR-Lisflood repräsentiert das jeweilige Einzugsgebiet als ein Netz aus Gitterzellen. Jede einzelne Zelle verfügt über folgende Eigenschaften: Höhe, Abfluss, Wassertiefe, Vegetationsbedeckung, Tiefe bis zum Grundgestein und Korngröße. (vgl. COULTHARD et al. 2005: 224) Die tatsächlich simulierten Eigenschaften sind abhängig von den verwendeten Inputs. Als Input benötigt das Modell ein digitales Geländemodell, stündliche Niederschlagsdaten, sowie Informationen zu Korngrößen und Landbedeckung, um Erosion und Deposition zu generieren (vgl. COULTHARD et al. 2005: 226). Die räumliche Auflösung des digitalen Geländemodells kann stark variieren. Auflösungen zwischen einem und 100 Meter wurden erfolgreich erprobt. Als Niederschlagsinput sind stündliche aufgelöste Daten erforderlich. Die zu unterscheidenden Korngrößen werden direkt in das Interface von CAESAR-Lisflood eingegeben, wobei zwischen neun Fraktionen differenziert werden kann (Abbildung 12). Die kleinste Korngrößenfraktion kann gesondert als Schwebfracht (suspended) definiert werden, wobei die Fallgeschwindigkeit in m/s benötigt wird. (vgl. COULTHARD et al. 2013: 1899)

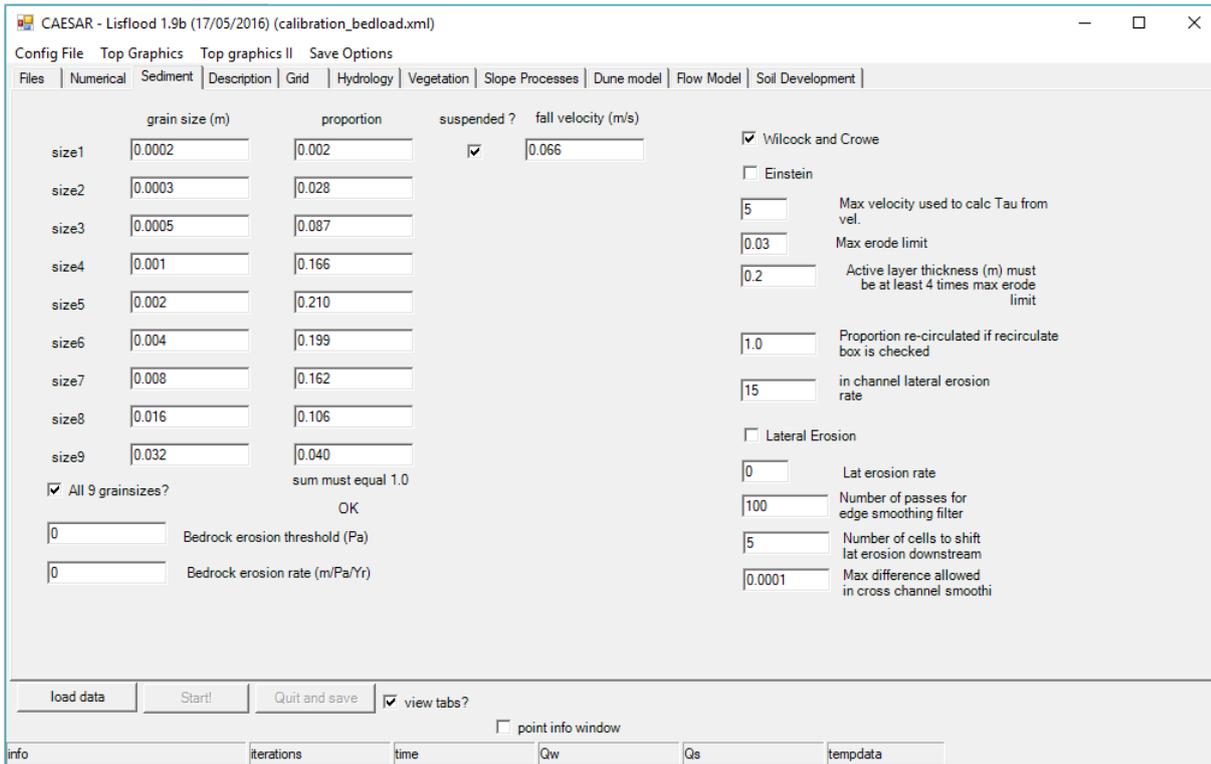


Abbildung 12: Sediment-Tab in CAESAR-Lisflood (Quelle: Eigene Darstellung)

Abbildung 13 zeigt eine schematische Darstellung der Funktionsweise und des Ablaufs von CAESAR-Lisflood. Am Beginn stehen die Ausgangsbedingungen (Initial Conditions), die durch das DGM (Topographie), Korngrößenverteilung und Vegetation gebildet werden. Die aktuelle Topographie ergibt sich aus dem Zusammenwirken der eben genannten Faktoren. Durch das Wirken von Einflussfaktoren (Forcing Conditions) wie Niederschlag kommt es zu einer Veränderung der Topographie durch fluviale- und Hangprozesse. Das Wirken der verschiedenen Prozesse hat Erosion und Deposition im Einzugsgebiet zur Folge. Diverse Abtragungs- und Akkumulationsprozesse führen zu einer weiteren Veränderung der Topographie. Die bisher dargestellten Vorgänge finden innerhalb einer Iteration statt und werden solange wiederholt, bis das Ende der Simulation erreicht ist. Nach Beendigung der letzten Iteration (Ende des Modelldurchlaufs) werden von CAESAR-Lisflood folgende Outputdaten generiert: Sedimentoutput, Korngrößendatei, Abfluss, Topographie (neues DGM und Differenzmodell), Erosions- und Depositionsmuster. Die Outputdaten liegen im ASCII- bzw. im Text-Format vor und können bis auf wenige Ausnahmen in ArcGIS eingelesen werden. (vgl. VAN DE WIEL et al. 2007: 301)

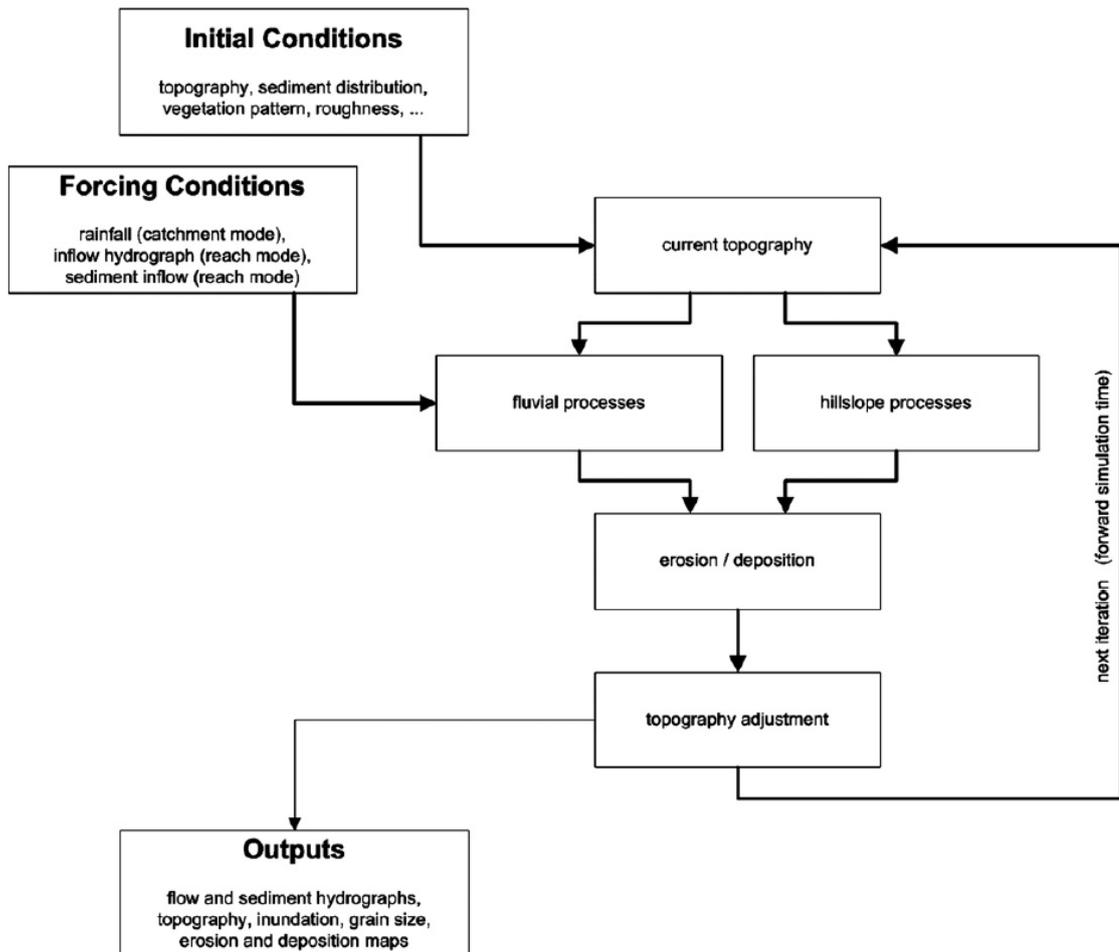


Abbildung 13: Schematische Darstellung der Funktionsweise von CAESAR-Lisflood (Quelle: VAN DE WIEL et al. 2007: 285)

In einem Einzugsgebiet fließt Wasser immer vom höchsten zum niedrigsten Punkt. Im Modell wird der Abfluss von der Zelle mit der höchsten Erhebung zu jener mit der geringsten geleitet. CAESAR-Lisflood integriert den Prozess des „flow routings“ durch den „multiple flow algorithm“. Dieser Algorithmus erlaubt die Weiterleitung des Wassers in alle Richtungen. Der „scanning multiple flow“-Algorithmus ist in vier Schritte unterteilt (Abbildung 14). Zugrunde liegt hier ein V-förmiges Tal (Kerbtal), während die schwarzen Punkte Niederschlag repräsentieren, der zur jeweiligen Rasterzelle hinzugefügt wird. In jeder Iteration des Modells werden vier Schritte (scans) durchlaufen. Der „scanning multiple flow“-Algorithmus scannt immer in vier Richtungen (Nord-Süd, Ost-West, West-Ost, Süd-Nord). Im ersten Schritt (links oben) wird das Wasser von den höher gelegenen Zellen links oben zu den niedriger gelegenen Zellen geleitet. Sobald die Mitte bzw. der tiefste Punkt des Tals erreicht ist, werden die Zellen rechts davon gescannt (Schritt 2). Da die Erhebung dieser Zellen aber größer ist, wird kein Wasser dorthin weitergeleitet. Im dritten Schritt werden die Zellen auf der rechten Seite gescannt und das Wasser wird hangabwärts geleitet. Dadurch befindet sich nun das gesamte Wasser am Talboden bzw. im Gerinne. Im nächsten Scan wird das Wasser nun von oben nach

unten geleitet, wodurch das Wasser nun das Einzugsgebiet verlässt. Ein letzter Scan führt von unten nach oben, dieser ist jedoch in Abbildung 14 nicht dargestellt. Für jeden dieser Scans wird die Wassermenge jeder Zelle aufgezeichnet und als Abfluss gespeichert. Falls der Gesamtabfluss größer ist als der unterirdische Abfluss, wird der Überschuss als Oberflächenabfluss behandelt. CAESAR-Lisflood zeichnet die maximale Tiefe, die während der vier Scans für jede Zelle berechnet wird, auf. Jeglicher Abfluss, der nicht aus dem Einzugsgebiet entfernt wird, bleibt für die darauffolgende Iteration bestehen. Dadurch wird die Möglichkeit geboten etwaige Senken aufzufüllen. Außerdem bleibt Wasser in Mäandern bestehen, was die Simulation komplexer Gerinnegrundrisse (verzweigt, Mäander etc.) ermöglicht. (vgl. COULTHARD et al. 2005: 225). Erosion und Ablagerung können folglich nur in Zellen stattfinden, in denen Wasser vorhanden ist. Der von CAESAR verwendete Algorithmus ermöglicht somit eine große Bandbreite von Anwendungsmöglichkeiten und benötigt dabei wenig Rechenzeit, wodurch die Landschaftsentwicklung großer Gebiete simuliert werden kann. (vgl. COULTHARD et al. 2002)

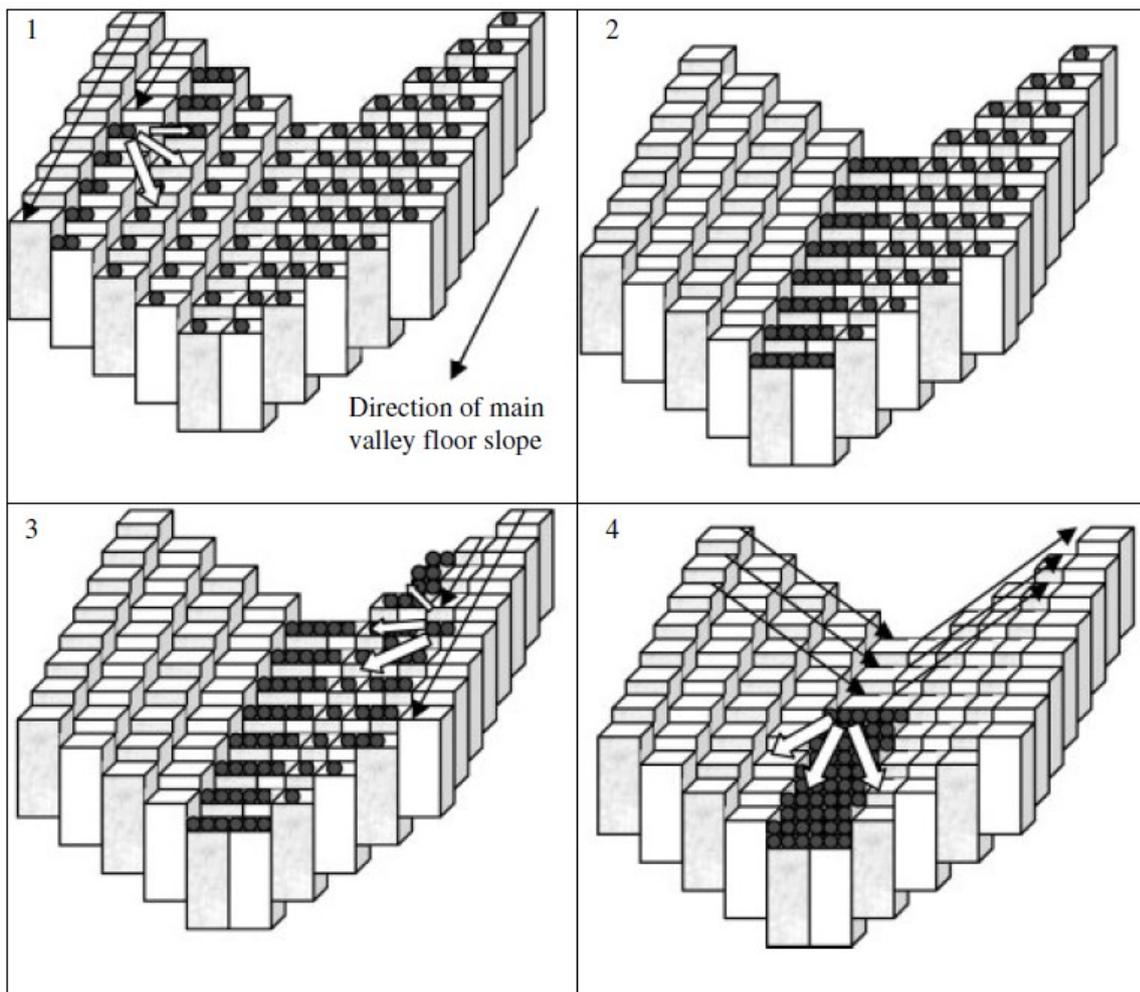


Abbildung 14: Schematische Darstellung des „flow routing“-Algorithmus von CAESAR-Lisflood
(Quelle: COULTHARD et. al. 2002: 272)

Viele LEMs arbeiten mit „steady state flow models“. Die Annahme hinter diesem Ansatz ist jene, dass der Abfluss jederzeit konstant ist. Dieser Typ der „flow models“ leitet den berechneten Abfluss innerhalb des festgelegten Time Steps durch das gesamte Einzugsgebiet. Das Hauptproblem liegt darin, dass das „routing“ von der Quelle bis zur Mündung in großen Einzugsgebieten länger dauert als der Time Step des Modells. Das Lisflood-FP 2D Modell stellt ein „non-steady hydrodynamic flow model“ dar, welches die Limitationen von „steady state flow models“ überwindet. Dieses Modell wurde mit dem LEM CAESAR kombiniert, wodurch ein großer Schritt in der geomorphologischen Modellierung und der Simulation der Landschaftsentwicklung gelungen ist. Beim „flow routing“ in CAESAR-Lisflood wird Wasser als Funktion des Wasservolumens in der abgebenden Zelle und der Neigung zwischen dieser und der empfangenden Zelle geleitet. Diese Bewegung von Wasser kann jedoch nicht grenzenlos stattfinden. Ein zu hoher Time Step und die Bewegung von zu viel Wasser von Zelle zu Zelle würde in einer instabilen Wasseroberfläche resultieren. Deswegen erfolgt das „flow routing“ iterativ und graduell. (vgl. COULTHARD et al. 2013: 1899f).

Die Integration des Sedimenttransports ist ein zentraler Punkt in der Modellierung fluvialer Systeme, da es sich um dynamische Systeme handelt. Die Simulation des Sedimenttransports in geomorphologischen Modellen ist ein komplexer Vorgang, der jedoch essentiell für den Output ist. Durch das kontinuierliche Wirken von Erosion und Deposition verändert sich die Topographie bzw. Morphologie des Flussbetts ständig, was im Modell auf das zugrundeliegende Gitternetz übertragen werden muss. Dieser Prozess ist rechenintensiv und erhöht die benötigte Zeit deutlich im Vergleich zu Modellen ohne Sedimenttransport. Die Berechnung des Sedimenttransports nimmt bis zu 70 % der Modellaufzeit ein. Außerdem ist zu berücksichtigen, dass durch die Einbindung des Sedimenttransports weitere Unsicherheiten in das Modell eingebracht werden. Hier ist je nach Anwendungsbereich abzuwägen, ob der Informationsgewinn durch den Sedimenttransport die eingebrachten Unsicherheiten überwiegt oder nicht. Die Unsicherheiten diesbezüglich entstehen zum Teil aus beschränktem Wissen über Sedimenttransportprozesse und Fließprozesse in Gerinnen. (vgl. COULTHARD et al. 2007) Die Berechnung der fluvialen Erosion und Ablagerung erfolgt durch die Scherspannung (shear stress), welche in einem vorhergehenden Schritt mittels der Wassertiefe und der Fließgeschwindigkeit berechnet wird (vgl. COULTHARD et al. 2013: 1899). Neben der komplizierten Einbindung in CAESAR-Lisflood ist auch die Schwierigkeit der Messung von Sedimentfracht zu beachten. In vielen Fällen ist es schwierig, zeitlich und räumlich hochaufgelöste Messungen durchzuführen, was wiederum zu den Modellunsicherheiten beiträgt. Um die Realität möglichst genau zu repräsentieren wurden in CAESAR-Lisflood eine Reihe von Funktionen integriert. Grundsätzlich besteht die Wahlmöglichkeit zwischen den Sedimenttransport-Gleichungen von Einstein-Brown, Wilcock

und Crowe und Meyer-Peter-Müller. Außerdem ist CAESAR-Lisflood in der Lage mit bis zu neun verschiedenen Korngrößenfraktionen zu arbeiten und zwischen Geschiebe (Bedload) und Schwebfracht (suspended load) zu unterscheiden. In jeder Iteration wird das transportierte Geschiebe in der empfangenden Zelle abgelagert und kann in der darauffolgenden Iteration wiederaufgenommen und weitertransportiert werden. Transport und Deposition der Schwebfracht hingegen ist von der Konzentration und der Fallgeschwindigkeit abhängig. Dennoch wird in jeder Iteration ein Teil der Schwebfracht in einer Zelle abgelagert, um im darauffolgenden Schritt wiederaufgenommen zu werden, sofern es die Transportkapazität zulässt. Die verschiedenen Korngrößenfraktionen ermöglichen die Simulation von selektivem Transport. Neben der horizontalen Variabilität der Korngrößen bietet CAESAR-Lisflood auch die Möglichkeit einer vertikalen Schichtung mittels des „active layer systems“, welches von der obersten Schicht (active layer) über mehrere Zwischenschichten bis zum Grundgestein (bedrock layer) reicht (Abbildung 15). (vgl. COULTHARD et al. 2007; vgl. COULTHARD et al. 2013)

Nach jedem Abschluss eines Modelldurchlaufs erzeugt CAESAR-Lisflood eine Output-Datei, die Informationen zur Korngrößenverteilung enthält. Diese Datei („grain.txt“) zeichnet die Korngrößenfraktionen und deren Verteilung auf die verschiedenen Layer auf. CAESAR-Lisflood ist in der Lage elf Layer zu simulieren, wobei jede dieser Schichten die neun Korngrößenfraktionen enthält. Der oberste Layer stellt die Deckschicht (oberste Schicht des Flussbetts) dar und wird in CAESAR-Lisflood als aktiver Layer bezeichnet. Die unterste Schicht ist der Bedrock-Layer. Dieser stellt das nicht erodierbare Grundgestein dar. Selektive Erosion, Transport und Deposition ermöglichen räumlich variierende Korngrößenverteilungen. Die Variabilität der Sedimentverteilung manifestiert sich horizontal entlang der Deckschicht und vertikal, was durch die Simulation der unterirdischen Sedimentschichten (alluviale Stratigraphie) ermöglicht wird. Unter dem aktiven Layer befindet sich eine Anordnung von mehreren Schichten (strata), gefolgt von einem Base Layer und dem nicht erodierbaren Bedrock-Layer (siehe Abbildung 15). Der Base Layer umfasst den unteren Teil des Sediments (Regolith). Die Dicke dieses Layers ist variabel und abhängig von der Anzahl der darüberliegenden Schichten, die in CAESAR-Lisflood als „Strata“ bezeichnet werden. Diese zwischen dem aktiven Layer und dem Base Layer liegenden Schichten machen den oberen Teil des überdeckten Lockermaterials aus. Die standardmäßige Dicke dieser Schichten (strata) beträgt 20 cm. Der darüberliegende aktive Layer ist jene Schicht an der Oberfläche, die der Erosion und Deposition ausgesetzt ist. Dieser Layer verfügt über eine variable Dicke, die durch Erosions- und Depositionsprozesse zwischen 25 % und 150 % der standardmäßigen Dicke eines Stratum-Layers (20cm) betragen kann (d.h. zwischen 5 cm und 30 cm beim Standardwert von 20 cm). Durch die Abtragung von Lockermaterial verringert sich die Dicke des aktiven Layers. Fällt diese unter den Schwellenwert von 25 % der

Standarddicke, wird die an den aktiven Layer angrenzende Schicht in diesen integriert, wodurch ein neuer, dickerer aktiver Layer entsteht. Umgekehrt nimmt die Dicke des aktiven Layers zu, wenn Lockermaterial durch Deposition hinzugefügt wird. Übersteigt die Dicke des aktiven Layers den Schwellenwert von 150 % der Standarddicke wird eine neue Schicht unterhalb des aktiven Layers erzeugt, wodurch sich die Dicke des aktiven Layers verringert. (vgl. VAN DE WIEL et al. 2007: 287f) Durch die Standarddicke jedes Layers von 20 cm bei elf Layern ergibt sich für jede Rasterzelle eine Stratigraphie von 2,2 m (vgl. COULTHARD und MACKLIN 2001: 348).

Das Active Layer System von CAESAR-Lisflood ermöglicht somit die Entstehung von Sohlpflasterung an der Oberfläche des Flussbetts, sowie einer alluvialen Stratigraphie (vgl. COULTHARD 2001: 171, vgl. COULTHARD 2002: 274). Sohlpflasterung kann als Folge des selektiven Sedimenttransports auftreten, da kleine Feststoffe erodiert werden und größere Partikel zurückbleiben (vgl. HABERSACK et al. 2011). Dieser Vorgang ist neben der Korngröße auch von der Fließgeschwindigkeit abhängig. Dadurch besteht die Deckschicht aus größeren Korngrößen als die darunterliegenden Schichten. (vgl. FERDOWSI et al. 2017: 2).

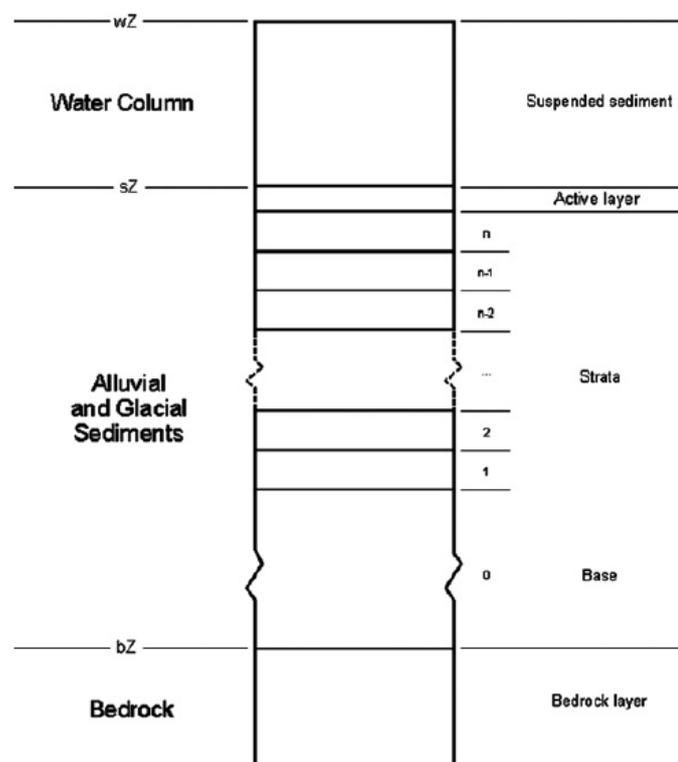


Abbildung 15: Sedimentschichten in CAESAR-Lisflood (Quelle: VAN DE WIEL et al. 2007: 287)

Der fluviale Sedimenttransport ist mit vielen Unsicherheiten behaftet die zu berücksichtigen sind. Dazu zählen die kohäsiven Effekte von Feinsediment, Vegetationseffekte, die Bewegung von Geschiebe entlang des Flussbetts und die Genauigkeit des Active Layer Systems.

Abseits der fluvialen Prozesse verfügt CAESAR-Lisflood auch über die Möglichkeit der Simulation von vereinfachten Hangprozessen. Gravitative Massenbewegungen (inklusive Bodenkriechen) treten auf, wenn ein zuvor definierter kritischer Schwellenwert („slope failure threshold“) überschritten wird. Dadurch ist es möglich, dass Material von den Hängen ins fluviale System transportiert werden kann (Rutschungen, aber auch kleinere Ereignisse wie ein Bankkollaps). Langsame Hangprozesse wie Bodenkriechen werden auf monatlicher Basis berechnet. Außerdem ist auch der Einfluss von Vegetation in CAESAR-Lisflood in Form von linearem Wachstum integriert, wodurch sich eine Vegetationsdecke entwickeln kann. Jegliche Veränderungen der Höhenwerte von Zellen durch fluviale Erosion, Massenbewegungen oder Bodenkriechen werden laufend aktualisiert. Nachdem CAESAR-Lisflood die fluviale Erosion und Deposition, sowie die Hangprozesse berechnet hat, werden die Höhenwerte und die Korngrößen aller Zellen aktualisiert. (vgl. COULTHARD et. al. 2005: 224ff)

4.5. Modellkalibrierung

Den Grundstein für ein gutes Modellierungsergebnis bilden die Inputdaten und die Kalibrierung von CAESAR-Lisflood. Durch diesen Vorgang wird das Modell mittels empirischer Daten an die reale Situation des Untersuchungsgebiets angeglichen. Dieser Schritt muss möglichst präzise und gut durchgeführt sein, um nachfolgende Simulationen mit höchstmöglicher Genauigkeit abwickeln zu können. Aus diesem Grund ist die Kalibrierung eng mit den Resultaten dieser Arbeit verknüpft. Jedes Modell muss kalibriert werden, um eine möglichst genaue Simulation der Realität zu erlangen. In der Praxis ist es jedoch kaum bzw. nicht möglich die exakte reale Situation mittels der Modellkalibrierung zu reproduzieren.

Die Kalibrierung des Modells ist im Fall dieser Arbeit zweigeteilt, um etwaige Fehlerquellen zu minimieren und den Kalibrierungsprozess zu beschleunigen. Der erste Schritt der Kalibrierung betrifft die hydrologische Komponente von CAESAR-Lisflood. Dabei soll der vom Modell aus den empirischen Niederschlagswerten generierte Abfluss mit den gemessenen Abflusswerten desselben Zeitraums übereinstimmen. Um eine bestmögliche Übereinstimmung der gemessenen und der modellierten Abflusswerte zu erhalten, sind in der Regel mehrere Modelldurchläufe mit unterschiedlichen Parameterkombinationen erforderlich.

Im zweiten Teil der Kalibrierung wird der Sedimenttransport integriert. Als Basis dafür dient eine Korngrößenverteilung, die aus dem Durchschnitt von sechs Messpunkten erstellt wird. Im Verlauf mehrerer Modelldurchläufe werden jene Parameter identifiziert, die den größten Einfluss auf das Ergebnis aufweisen. Ein zentraler Punkt für diesen Prozess ist die Verfügbarkeit eines Differenzmodells, um die Veränderungen des Einzugsgebiets abgleichen zu können. Auch Orthophotos sind adäquate Hilfsmittel für die Validierung des Kalibrierungsergebnisses. Der wichtigste Aspekt des Kalibrierungsergebnisses ist die

möglichst genaue Übereinstimmung der Erosions- und Depositionsraten, sowie der räumlichen Lage bzw. Ausdehnung dieser Bereiche.

Die Kalibrierung des hydrologischen Modells wird für den Zeitraum von 2015-2017 vorgenommen, da die Verfügbarkeit der benötigten Daten nur für diese Zeitspanne gegeben ist. Die stündlich aufgelösten Niederschlagsdaten reichen zwar von 2010-2017, die zum Vergleich mit den Modellwerten benötigten Abflussdaten reichen jedoch nur von 2015-2017. Diese Einschränkung besteht, da die Daten in stündlicher Auflösung vorliegen müssen. Als Ausgangspunkt wird das DGM des Jahres 2015 gewählt. Die räumliche Auflösung des DGMs ist mit 50 Metern gröber als bei den nachfolgenden Simulationen, um die Laufzeit zu verringern. Bei der Kalibrierung des Abflusses spielt der Detailgrad eine wesentlich geringere Rolle als bei den Erosions- und Depositionsmustern. Der Grundgedanke hinter der Kalibrierung des hydrologischen Modells ist, dass die modellierten Abflusswerte möglichst genau mit den gemessenen Abflusswerten desselben Zeitraums übereinstimmen.

Das Ergebnis der Kalibrierung des hydrologischen Modells hängt stark vom Modellparameter „m-value“ ab. Dieser Wert bestimmt die Ausprägungen der Abflussganglinie (Hydrograph), insbesondere die Peaks und den Verlauf. Je geringer der Wert dieses Parameters, desto ausgeprägter sind die Peaks der Abflussganglinie, während größere Werte zu geringeren Peaks und zu einem langsameren Anstieg und Abfall des Abflusses führen. Die schlussendlich für die Kalibrierung des hydrologischen Modells verwendete Parameterkombination ist in Tabelle 4 dargestellt. Nach Beendigung des Modelldurchlaufs werden die modellierten Abflusswerte mit den gemessenen Daten desselben Zeitraums verglichen und statistische Kennzahlen (Mittelwert, Median, Minimum, Maximum, Korrelationskoeffizient (R^2)) berechnet (Tabelle 8).

Tabelle 4: Parameterkombination für die Kalibrierung des hydrologischen Modells (Quelle: eigene Darstellung)

Hydrologische Kalibrierung - Parameterkombination	
Parameter	Wert
Files	
DGM	dem_2015_50m.txt
Numerical	
Max run duration (h)	26304
Memory limit	10
Sediment	
Sediment transport law	Wilcock and Crowe
Max velocity	5
Max erode limit	0,03
Active layer thickness	0,2
In channel lateral erosion rate	15
Hydrology	
Rainfall data file	gstatterboden_2015_2017.txt
Rainfall data file timestep (min)	60
m-value	0,05
Vegetation	
Vegetation crit shear	180
Grass maturity (years)	1
Proportion of erosion that can occur when veg is fully grown	0,1
Slope processes	
Creep rate	0,0025
Slope failure threshold	45
Soil erosion rate	0,0
Flow Model	
Input/output difference allowed	2,5
Min Q for depth calc Max Q for depth calc	0,5 50
Water depth threshold above which erosion will happen (m)	0,01
Slope for edge cells	0,005
Evaporation rate (m/day)	0,0
Courant number	0,2
hflow threshold	0,00001
Froude # flow limit	0,8
Mannings n	0,004

Im zweiten Teil der Modellkalibrierung folgt die Integration des Sedimenttransports. Für diesen Schritt werden Einstellungen der hydrologischen Kalibrierung übernommen und um eine Korngrößenverteilung ergänzt. CAESAR-Lisflood verfügt über eine Vielzahl an Parametern, die sich spezifisch auf den Sedimenttransport auswirken. Diese müssen

individuell an das jeweilige Untersuchungsgebiet angepasst werden. Da die Rechenzeit mit inkludiertem Sedimenttransport deutlich ansteigt, wird die Kalibrierung für ein Jahr durchgeführt, um die Laufzeit gering zu halten. Im Gegensatz zur Kalibrierung des hydrologischen Modells, bei welcher die Wahl der räumlichen Auflösung wenig bis keinen Einfluss auf das Ergebnis hat, ist diese Entscheidung maßgeblich für diesen Schritt der Kalibrierung. Die Wahl einer geringen Auflösung (z.B.: 50 Meter) beschleunigt zwar die Laufzeit, erschwert aber den Vergleich von Erosions- und Akkumulationsbereichen mit Differenzmodellen bzw. Orthophotos, da viele Informationen verloren gehen. Daher ist es sinnvoll in diesem Schritt eine höhere Auflösung zu wählen, auch wenn sich dies negativ auf die Modelllaufzeit auswirkt. Der Fokus der Arbeit liegt auf veränderten Niederschlagsbedingungen, weshalb für die Kalibrierung ein Jahr (2012) gewählt wird, das sowohl eine relativ hohe Jahresniederschlagsmenge, als auch extreme Niederschlagsereignisse aufweist. Als Ausgangspunkt für die Modellkalibrierung inklusive des Sedimenttransports wird das DGM des Jahres 2010 mit einer Auflösung von zehn Metern gewählt. Diese Auflösung stellt einen Kompromiss zwischen Rechenzeit und ausreichend hohem Detailgrad dar. Die Wahl einer gröberen Auflösung wirkt sich zwar positiv auf die Rechenzeit aus, hat aber Informationsverluste zur Folge. Um das Ergebnis der Kalibrierung zu validieren, wird ein Differenzmodell (2010-2015) verwendet. Die Ergebnisse der Kalibrierung werden in Kapitel 5.1. Modellkalibrierung behandelt.

Im Verlauf der Kalibrierung werden mehrere Modelldurchläufe mit unterschiedlichen Parameterkombinationen vorgenommen, um die Auswirkungen der einzelnen Parameter eruieren zu können. Im Zuge dessen kann eine Überschätzung der Erosion und Deposition durch CAESAR-Lisflood festgestellt werden. Die wichtigsten Parameter, um Erosion und Deposition zu kontrollieren sind „max erode limit“, „active layer thickness“ und „slope for edge cells“. Das „max erode limit“ legt fest, wieviel Material innerhalb einer Zelle erodiert bzw. abgelagert werden kann. Die „active layer thickness“ bestimmt die Dicke des aktiven Layers und die Erosion. „Slope for edge cells“ konzentriert sich auf die rechte Seite des DGMS, auf welcher Wasser und Sediment das System verlassen. Bei zu hohen bzw. zu niedrigen Werten erhält man am Ausgang des DGMS zu starke Erosion flussaufwärts bzw. zu viel Deposition. (vgl. SOURCEFORGE o.J.) Weitere einflussgebende Parameter sind die „in channel lateral erosion rate“, die „grass maturity“ und die „slope failure threshold“. Im Vergleich zu vorangegangenen Kalibrierungen wurde die „in channel lateral erosion rate“ von 15 auf 10 verringert, da geringere Werte besser für schmalere, gewundene Gerinne geeignet sind. Eine weitere Änderung wurde im „Vegetation“-Tab vorgenommen, wobei die „grass maturity“ von 0 auf 1 gesetzt wurde. Dadurch ist mehr Vegetation vorhanden, um die Erosion im Untersuchungsgebiet zu bremsen. Da lediglich der fluviale Sedimenttransport von Interesse

ist, wurde die „slope failure threshold“ auf den Wert 89 gesetzt, um Materialeintrag von den Hängen auszuschließen und die Komplexität des Modells zu verringern, da ab diesem Wert im Untersuchungsgebiet keine Hangbewegungen mehr stattfinden.

Der finalen Modellkalibrierung wird ein Spin-Up vorangestellt, um das anfänglich vorhandene leicht erodierbare Sediment aus dem System auszutragen, bis sich die Transportraten stabilisiert haben (vgl. FEENEY et al. 2020: 1276f). Um dies zu gewährleisten wird die Simulationsdauer auf zehn Jahre festgelegt. Für die Durchführung des Spin-Ups wird ein selbst erstellter Datensatz mit relativ konstanten Niederschlagsmengen verwendet. Dieser Datensatz basiert auf den Niederschlagsdaten des Johnsbachtals für das Jahr 2010. Das Spin-Up sollte unter Normalbedingungen (keine Extremereignisse) stattfinden, daher müssen die vorhandenen Niederschlagsdaten bearbeitet werden. Etwaige Peaks werden durch geringere Werte ersetzt. Generell werden die Niederschlagsdaten so angepasst, dass die Stundenwerte 5 mm nicht übersteigen (Abbildung 16).

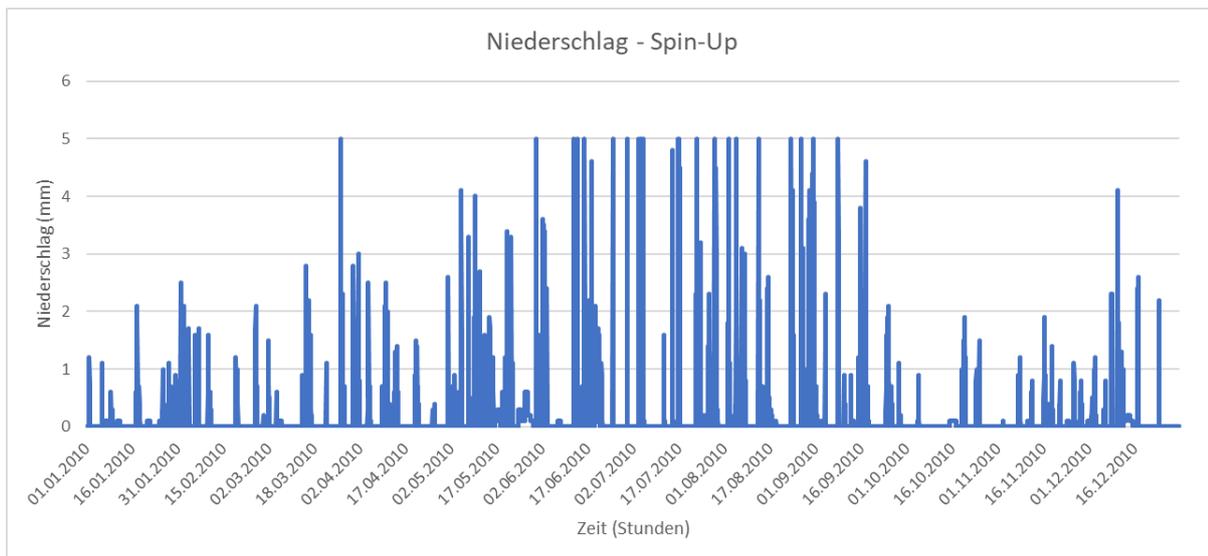


Abbildung 16: Niederschlagsdaten für Spin-Up (Quelle: eigene Darstellung)

Das Spin-Up erzeugt nach Beendigung des Durchlaufs mehrere Output-Dateien, die in weiterer Folge für die Kalibrierung und die Modellierung der Niederschlagsszenarien verwendet werden. Dazu zählt in erster Linie das Output-DGM, das in weiterer Folge als Input-DGM für die Modellkalibrierung und die Modellierung der Szenarien dient. Dieses digitale Geländemodell ist auch die Grundlage für die Erstellung eines Bedrock-Files. Dies soll zur Verringerung der Erosionsraten beitragen, indem eine feste Grenze gesetzt wird, ab welcher das Grundgestein erreicht ist und kein Material mehr abgetragen werden kann. Die Tiefe des Grundgesteins wird auf fünf Meter festgelegt, da sich die höchsten Erosionsraten im Differenzmodell (2010-2015) in diesem Bereich bewegen. Das Bedrock-File wird mittels des Raster Calculators in ArcGIS erstellt, indem der Wert fünf vom Output-DGM subtrahiert wird.

Eine weitere Output-Datei, die für die weiteren Schritte verwendet wird, ist das Grain Data File, das die Korngrößeninformationen enthält. Diese drei Output-Dateien (DGM, Bedrock-File, Grain Data File) aus dem Spin-Up sind die einzigen Änderungen für die Durchführung der Kalibrierung. Ein weiterer Unterschied zwischen Spin-Up und Kalibrierung besteht in der Modellaufzeit, die an den Niederschlagsinput gekoppelt ist. Im Gegensatz zum Spin-Up, das für zehn Jahre durchgeführt wurde, beträgt die Modellaufzeit für die Kalibrierung lediglich ein Jahr mit den Niederschlagsdaten des Jahres 2012. Diese Niederschlagsdaten wurden bereits bei vorherigen Kalibrierungen verwendet, weshalb diese aufgrund der Vergleichbarkeit weiterverwendet werden. Tabelle 5 zeigt die Parameterkombination für das Spin-Up und die Kalibrierung.

Tabelle 5: Parameterkombination für Kalibrierung und Spin-Up von CAESAR-Lisflood (Quelle: eigene Darstellung)

Parameterkombination – Kalibrierung und Spin-Up		
Parameter	Kalibrierung	Spin-Up
Files		
DGM	elev_spin.txt	dem_2010_10m.txt
Numerical		
Max run duration (h)	8784	87600
Memory limit	1	1
Sediment		
Sediment transport law	Wilcock and Crowe	Wilcock and Crowe
Max velocity	5	5
Max erode limit	0,01	0,01
Active layer thickness	0,04	0,04
In channel lateral erosion rate	10	10
Hydrology		
Rainfall data file	ns_kalibrierung_2012.txt	rainfall_spin_up_10y.txt
Rainfall data file timestep (min)	60	60
m-value	0,05	0,05
Vegetation		
Vegetation crit shear	180	180
Grass maturity (years)	1	1
Proportion of erosion that can occur when veg is fully grown	0,1	0,1
Slope Processes		
Creep rate	0	0
Slope failure threshold	89	89
Soil erosion rate	0,0	0,0
Flow Model		
Input/output difference allowed	2,5	2,5
Min Q for depth calc	0,1 1000	0,1 1000
Water depth threshold above which erosion will happen (m)	0,01	0,01
Slope for edge cells	0,008	0,008
Evaporation rate (m/day)	0,0	0,0
Courant number	0,4	0,4
hflow threshold	0,00001	0,00001
Froude # flow limit	0,8	0,8
Mannings n	0,04	0,04

Die erste Variante der Validierung des Kalibrierungsergebnisses kann als Trendanalyse bezeichnet werden. Diese Methode findet auf Untersuchungsgebietsebene statt. Hier werden die einzelnen Zellen (Pixel) des Kalibrierungsergebnisses mit jenen des Differenzmodells

verglichen. Dadurch wird der Vergleich von Abtragungs- und Aufschotterungswerten für jede einzelne Zelle ermöglicht. Das Hauptaugenmerk liegt auf dem Gewässernetz, weshalb dieses zu Beginn mittels ArcGIS aus dem digitalen Geländemodell generiert wird.

Um die Gerinne aus dem DGM herauszurechnen wird die Funktion „flow direction“ benötigt. Dieses Werkzeug dient zur Bestimmung der Fließrichtung, es erzeugt ein Raster mit der Fließrichtung von jeder Zelle zur jeweiligen Nachbarzelle mit der größten Neigung (vgl. ARCGIS 2018a). Durch die „Flow Accumulation“ wird die Abflussakkumulation als kumulierte Gewichtung aller Zellen berechnet, die in tiefer gelegene Zellen im Ausgabe-Raster fließen (vgl. ARCGIS 2018b). Zellen, die eine hohe Abflussakkumulation aufweisen, können dadurch als Gerinne identifiziert werden. Zellen ohne Abflussakkumulation sind hingegen höhergelegene Bereiche. Nach der Erstellung der „Flow Accumulation“ muss dieser Rasterdatensatz neu klassifiziert werden, um das Gewässernetz herauszufiltern. Dies erfolgt mittels der Funktion „Reclassify“. Es werden zwei Klassen erstellt, wobei erstere alle Zellen repräsentiert, die das Gewässernetz darstellen. Die zweite Klasse umfasst alle Zellen, die nicht zum Gewässernetz zählen („NoData“).

Als erste Annäherung für die Wahl des Schwellenwerts, der die Gewässerzellen von den anderen Zellen trennt, dient der Mittelwert. In diesem Fall muss ergänzt werden, dass nicht das gesamte Netz aller (potenziell) wasserführenden Flussläufe von Interesse ist, sondern nur jene, in denen Erosion und Deposition stattfinden. Der Mittelwert liegt bei 144 (gerundet), während das Maximum bei ca. 109 000 liegt. Wählt man den Mittelwert als Klassengrenze, ergibt sich ein sehr dichtes Gewässernetz, bei dem viele Flussläufe dargestellt werden, die kein Wasser führen bzw. geomorphologisch nicht aktiv und damit nicht von Interesse sind. Wird das Limit für die Klassengrenze erhöht, verringert sich die Ausdehnung des Gewässernetzes, allerdings kommt es dadurch zu vielen Unterbrechungen in den wasserführenden Gerinnen, was mit Informationsverlust gleichzusetzen ist. Grundsätzlich eliminiert eine höhere Klassengrenze eine große Anzahl an nicht wasserführenden Gerinnen und ist somit erstrebenswert. Allerdings kommt es schon durch eine geringe Erhöhung zu Unterbrechungen an vielen Stellen des Gewässernetzes. Nach mehreren Versuchen der Annäherung an ein akzeptables Maß, wird die Klassengrenze auf den Wert 144 (Mittelwert) festgelegt. Dieser stellt einen guten Kompromiss zwischen Detailgrad und den aktiven Bereichen dar. Alle Zellen mit einem Wert höher als 144 (bis zum Maximum) repräsentieren Gewässerzellen, während die übrigen Zellen als „NoData“ behandelt werden (Abbildung 17). Die Klassengrenze wird auf einen sehr niedrigen Wert festgelegt, da ein zu dichtes Gewässernetz mehr Vorteile bietet als ein zu sehr ausgedünntes.

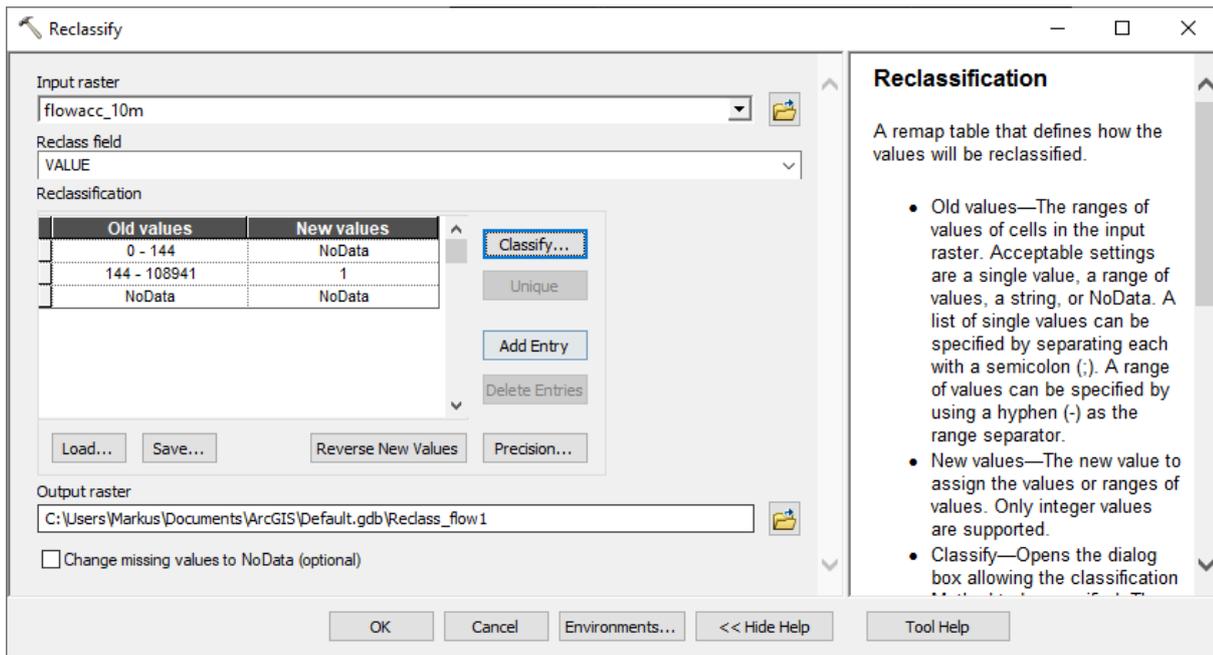


Abbildung 17: Klassifizierung zur Erstellung des Gewässernetzes (Quelle: eigene Darstellung)

Das Ziel dieser Methode ist der Vergleich der Erosions- und Aufschotterungswerte des Modelloutputs und des Differenzmodells. Dabei sollen nur die Gewässerzellen berücksichtigt werden, die in beiden Dateien geomorphologische Veränderungen aufweisen. Um diesen Überschneidungsbereich zu erhalten, wird der „Raster Calculator“ von ArcGIS verwendet. In diesem Vorgang werden das Differenzmodell und der Modelloutput jeweils separat mit dem reklassifizierten Gewässernetz (Flow Accumulation) multipliziert. Dadurch ergibt sich für das Differenzmodell und den Modelloutput jeweils ein Rasterdatensatz, welcher die Erosion und Abtragung für die Ausdehnung des Gewässernetzes enthält. Die nun erhaltenen Dateien werden mittels „Raster to Point“ konvertiert, um die Abtragungs- und Aufschotterungswerte für jeden Punkt des Gewässernetzes zu erhalten. Das nun korrekt vorliegende Gewässernetz dient als Grundlage für die weiteren Schritte zur Feststellung der Übereinstimmung der Modellwerte mit dem Differenzmodell.

Bevor jedoch mit diesen weiteren Schritten begonnen werden kann, bedarf das Gewässernetz zusätzlicher Bearbeitung. Aufgrund der gewählten Klassengrenze werden zu viele Bereiche als Gewässer ausgewiesen, weshalb eine Anpassung an die Modellwerte und das Differenzmodell erforderlich ist. Unter Verwendung des „Editors“ in ArcGIS werden jene Gewässerzellen entfernt, die nicht mit den aktiven Bereichen des Differenzmodells und des Modelloutputs übereinstimmen. Allerdings bestehen auch Unterschiede zwischen den beiden Dateien bezüglich der Erosions- und Ablagerungsflächen. Der Modelloutput zeigt wesentlich ausgedehntere Erosions- und Depositionsbereiche. Um einen Vergleich der Erosions- und Depositionswerte zu gewährleisten, werden nur jene Zellen berücksichtigt, die sowohl im Differenzmodell als auch im Modelloutput Veränderungen zeigen. In Abbildung 18 ist das

Differenzmodell mit der Ausdehnung des verbleibenden Gewässernetzes, das 3 054 Punkte umfasst, übereinandergelegt. Diese Punkte sind jene Bereiche, die im Kalibrierungsergebnis und im Differenzmodell geomorphologische Aktivität aufweisen.

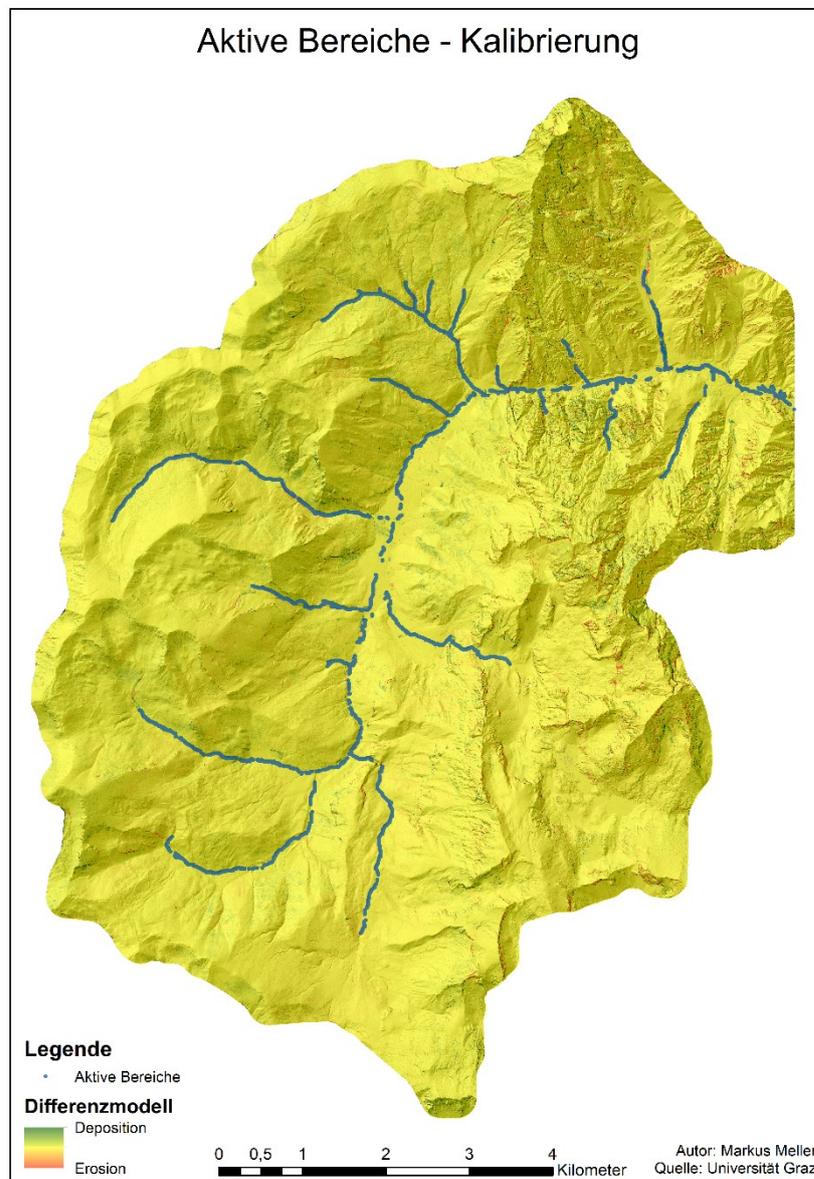


Abbildung 18: Aktive Bereiche des Gewässernetzes im Johnsbachtal (Quelle: eigene Darstellung)

Die Attribut-Tabellen beider Dateien werden anschließend exportiert, um sie in Excel bearbeiten zu können. In weiterer Folge werden statistische Kennzahlen (Minimum, Maximum, Mittelwert, Median, Standardabweichung und Korrelationskoeffizient- R^2) berechnet (Tabelle 9).

Zusätzlich zu den bisherigen Auswertungen der Kalibrierung kommt im Folgenden eine weitere Variante zur Anwendung. In der Fachliteratur existieren mehrere Studien, die sich auf das Johnsbachtal fokussieren. Im Zentrum steht die Arbeit von Rascher und Sass (2017), die

sich mit einem Teilbereich des Johnsbachtals, der Zwischenmäuerstrecke, befasst. Dieser Teil des Untersuchungsgebiets ist aufgrund der zugrundeliegenden geologischen Situation und der klimatischen Bedingungen von hoher morphodynamischer Aktivität gekennzeichnet (vgl. RASCHER und SASS 2017: 30; vgl. STRASSER et al. 2013). Ein Ziel der Arbeit von RASCHER und SASS (2017) ist die Abschätzung der Menge an Erosion und Deposition in den Zubringern des Johnsbachs im Bereich der Zwischenmäuerstrecke. Dadurch ergibt sich ein Anhaltspunkt für die Erosions- und Depositionsraten in diesen Bereichen, welcher für den Vergleich mit den Modellwerten herangezogen werden kann. Die berücksichtigten Zubringer sind der Gsenggraben, der Langgriesgraben, sowie ein namenloser dritter als Unnamed V bezeichneter Zubringer (Abbildung 19).

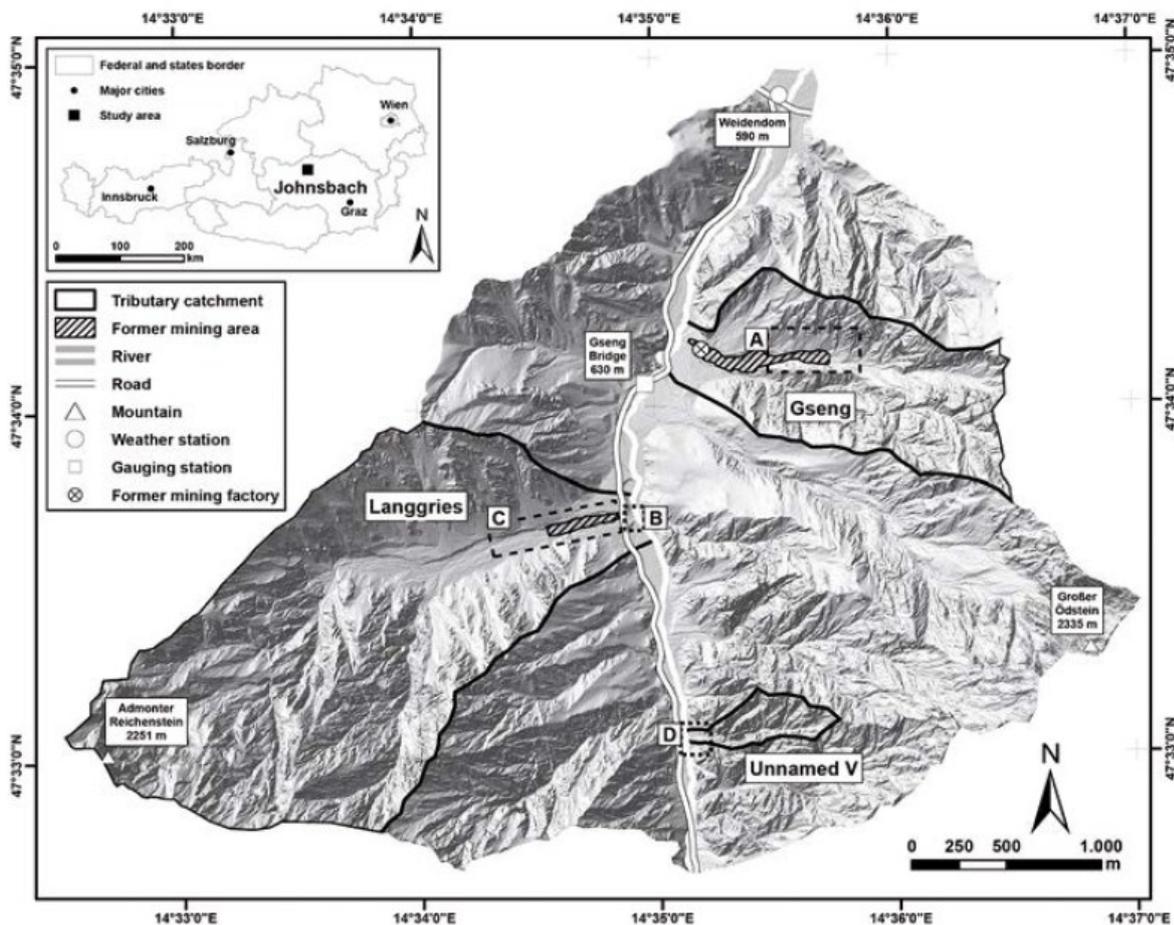


Abbildung 19: Lage der drei Zubringer (Quelle: RASCHER und SASS 2017: 29)

Der Vergleich zwischen den realen Werten aus dem Differenzmodell im Bereich der drei zuvor genannten Zubringer mit den Modellwerten erfolgt wie bisher in ArcGIS mittels der bereits bestehenden Dateien. Diese umfassen neben dem Differenzmodell den Modelloutput (Differenz zwischen Start und Ende der Kalibrierung), sowie das Gewässernetz als Punkt-Layer. Die Lokalisierung der relevanten Bereiche erfolgt durch den Abgleich des digitalen Geländemodells mit den in Abbildung 19 markierten Zonen aus der Arbeit von RASCHER und

SASS (2017). Der Vergleich der einzelnen Werte und die Berechnung der statistischen Kennzahlen erfolgt wie bereits in den vorherigen Schritten mittels Excel und ist in Kapitel 5.1. Modellkalibrierung beschrieben.

4.6. Klimaszenarien

Die Forschungsfragen dieser Arbeit beschäftigen sich mit der Modellierung klimainduzierter geomorphologischer Veränderungen des Untersuchungsgebiets. Um die Auswirkungen veränderter zukünftiger Klimabedingungen untersuchen zu können, werden verschiedene Szenarien erstellt. Die relevante Fachliteratur (vgl. XIE et al. 2018; vgl. FEENEY et al. 2020) gibt Hinweise für die Simulation zukünftiger Niederschlagsveränderungen. Insbesondere die Arbeit von XIE et al. (2018) bietet einen guten Anhaltspunkt für die Erstellung von Niederschlagsszenarien zur Abbildung zukünftiger Bedingungen und der daraus resultierenden geomorphologischen Veränderungen. Die Art des Untersuchungsgebiets und die Zielsetzung unterscheiden sich zwar deutlich von jener dieser Arbeit, jedoch ist die zugrundeliegende Methodik von Interesse, da diese abgewandelt auch auf die hier gestellten Forschungsfragen anwendbar ist. Zunächst muss definiert werden welchen Zweck die einzelnen Szenarien erfüllen sollen. In dieser Arbeit geht es primär um die Auswirkungen erhöhter Niederschlagsmengen. Da der Großteil der Sedimentmobilisierung und des Sedimenttransports primär durch extreme Niederschlagsereignisse verursacht wird, stehen diese im Zentrum des Interesses. Ein weiteres Szenario soll die Auswirkungen eines Anstiegs des mittleren Jahresniederschlags zeigen. Als Vergleichswert wird ein Jahr mit durchschnittlichen Niederschlagsmengen herangezogen, das als Referenzszenario verwendet wird. (vgl. XIE et al. 2018: 26f) Im weiteren Verlauf dieses Kapitels wird dezidiert auf die Erstellung der verschiedenen Niederschlagsszenarien, die zugrundeliegenden Niederschlagsdaten und den Zweck jedes einzelnen Szenarios eingegangen.

Für die Erstellung der Klimaszenarien werden die Niederschlagsdaten der Station Gstatterboden verwendet. Der mittlere Jahresniederschlag von 1971 bis 2000 beträgt an der Station Gstatterboden 1359 mm (vgl. SEISS 2005: 52). Die Auswahl von geeigneten Niederschlagsdaten für die Modellierung ist auf die Jahre von 2010-2017 beschränkt, da nur für diesen Zeitraum Niederschlagsdaten in stündlicher Auflösung vorhanden sind. In Tabelle 6 sind die Niederschlagssummen und Mittelwerte der Jahre 2010-2017 aufgelistet. Die Jahresniederschlagssummen variieren von 1 207,9 mm bis 1 837,3 mm, während der Mittelwert bei 1 524,3 mm liegt. Dabei fällt auf, dass der mittlere Jahresniederschlag dieser Periode deutlich höher ist als jener der Periode von 1971 bis 2000 (1 359 mm). Die Dauer der Simulation wird auf zehn Jahre festgelegt, da dies einen angemessenen Kompromiss zwischen Rechenzeit und Erkenntnisgewinn darstellt.

Tabelle 6: Niederschlagssummen und Mittelwerte der Station Gstatterboden (Quelle: eigene Darstellung)

Niederschlagssummen und Monatsmittel 2010-2017 (mm)								
Jahr	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017
Summe (mm)	1380,10	1207,90	1675,00	1510,70	1544,90	1253,90	1728,40	1837,30
Mittelwert	115,01	100,66	138,73	125,89	128,74	104,49	144,03	153,11

Im folgenden Teil werden die Gegebenheiten der diversen Szenarien erörtert. Die zugehörigen Diagramme mit den monatlichen Niederschlagssummen sind in Abbildung 20, Abbildung 21 und Abbildung 22 dargestellt. Als Referenz für die beiden Szenarien mit erhöhten Niederschlagsmengen dient das Jahr 2010, in dem die Jahresniederschlagssumme 1 380,1 mm beträgt. Diese stimmt gut mit dem langjährigen Mittel (1971-2000) der Station Gstatterboden (1 359 mm) überein. Es ist jedoch zu beachten, dass die höchsten stündlichen Niederschlagswerte des Jahres 2010 bis zu 20 mm betragen. Dies ist verglichen mit anderen Jahren eher im hohen Bereich anzusiedeln. Um diese starken Niederschlagsereignisse abzufedern, werden Jahre mit geringerer Niederschlagssumme in den zehnjährigen Datensatz integriert. Das soll dazu beitragen, zu starker Erosion im Untersuchungsgebiet vorzubeugen. Schlussendlich besteht dieser Referenz-Datensatz aus den zweimal aneinandergereihten Niederschlagsdaten des Jahres 2010 (1 380,1 mm), einmal gefolgt von den Niederschlagsdaten des Jahres 2011 (1 207,9 mm). Diese Abfolge wiederholt sich so lange, bis die Simulationsdauer von zehn Jahren erreicht ist. Dadurch ergibt sich ein mittlerer Jahresniederschlag von 1 328,4 mm. Für das Szenario mit einer höheren Frequenz an Extremereignissen, welches als Enhanced bezeichnet wird, dient erneut eine Kombination von zwei verschiedenen Jahren als Input. Hierfür wird ein Datensatz erstellt, der aus Jahren normalen Niederschlags und Jahren mit extremem Niederschlag besteht. Einerseits werden die Daten des niederschlagsreichsten Jahres (2017) herangezogen, in dem 1 837,3 mm gemessen wurden. Das Jahr 2017 zeichnet sich auch durch sehr hohe Stundenwerte von über 30 mm aus und wird daher für das Extremwertszenario verwendet. Als Ergänzung dazu wird der Niederschlag des Jahres 2010 hinzugefügt, das den durchschnittlichen Niederschlag im Referenzszenario repräsentiert. Die Differenz des Jahresniederschlags von 2010 und 2017 entspricht einer Zunahme von 33,12 %. Von besonderem Interesse ist der Niederschlag in den Sommermonaten, da hier das Niederschlagsmaximum auftritt. Trotz der höheren Extremwerte ist in den Monaten von Mai bis August im Jahr 2010 mit 874,8 mm mehr Niederschlag gefallen als im Jahr 2017 mit 847,6 mm. Durch die Kombination der Niederschlagsdaten dieser beiden Jahre mit deren Spezifika ergibt sich ein Datensatz, der sich für die Simulation häufigerer Extremereignisse gut eignet. Der Niederschlagsdatensatz für das Enhanced-Szenario beginnt mit einem Jahr Niederschlag von 2010, gefolgt von zwei extremen Jahren (2017). Diese Anordnung soll eine höhere

Frequenz von Extremereignissen wiedergeben. Wie beim Referenzszenario wiederholt sich auch hier diese Abfolge so lange, bis die angestrebte Simulationsdauer von zehn Jahren erreicht ist. Abschließend wird ein drittes Szenario erstellt, das einen Anstieg des mittleren Jahresniederschlags darstellt. Dieses Szenario wird in weiterer Folge als Intensified bezeichnet. Die Erhöhung des mittleren Jahresniederschlags erfolgt durch eine Multiplikation der Niederschlagswerte des Referenzjahres (2010) mit dem Faktor 1,2. Die Gesamtniederschlagssumme des Referenzszenarios über die zehnjährige Simulationsdauer beträgt 13 284,4 mm. Die Gesamtniederschlagssumme des Intensified-Szenarios beträgt somit 16 561,2 mm. Im Vergleich dazu beträgt die Gesamtniederschlagssumme des Enhanced-Szenarios 16 544,2 mm, und liegt somit leicht darunter. Die Jahresniederschlagsmenge des „Intensified“-Szenarios beträgt 1 656,1 mm, was zwischen dem Jahresniederschlag von 2010 (1 380,1 mm) und 2017 (1 837,3 mm) liegt. (vgl. XIE et al. 2018: 26f) Der durchschnittliche Jahresniederschlag des Extremwertszenarios (1 654,42 mm) ist um 24,54 % höher als jener des Referenzszenarios (1 328,44 mm). Die Steigerung vom Referenzszenario auf das Intensified-Szenario ist mit 24,66 % sehr ähnlich. Der mittlere Jahresniederschlag des Enhanced- und des Intensified-Szenarios sind einander zwar ähnlich, jedoch ist die Niederschlagsverteilung unterschiedlich und somit entscheidend.

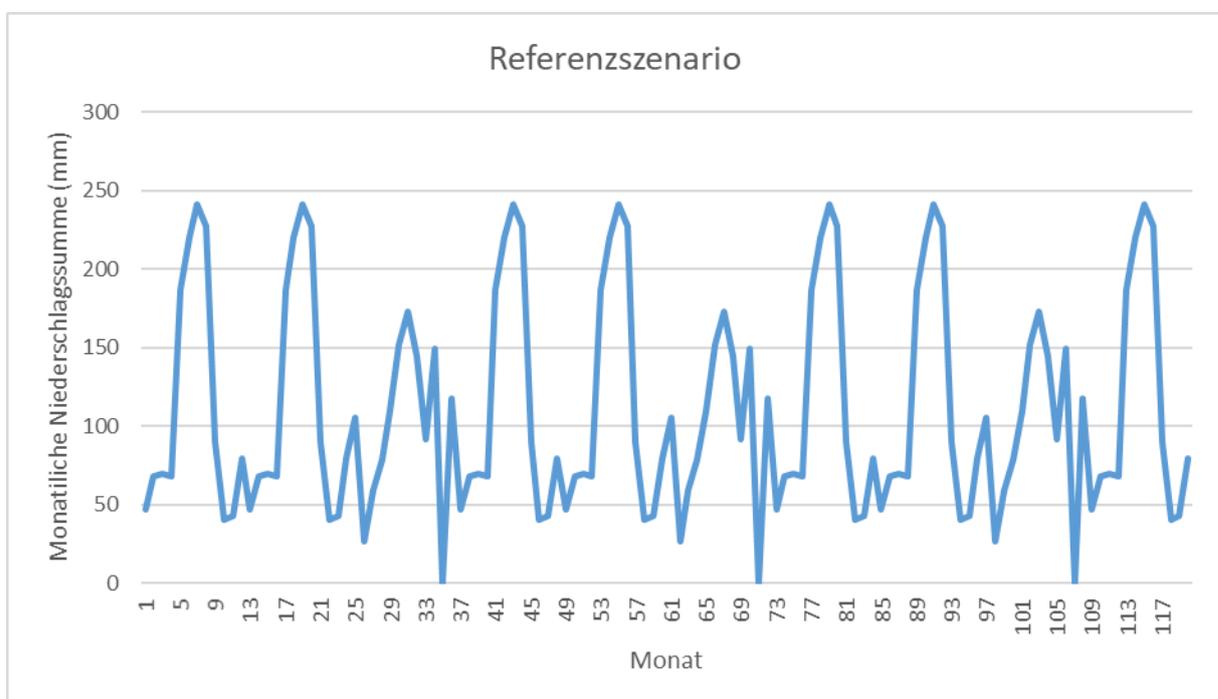


Abbildung 20: Referenzszenario – monatliche Niederschlagssummen (Quelle: eigene Darstellung)

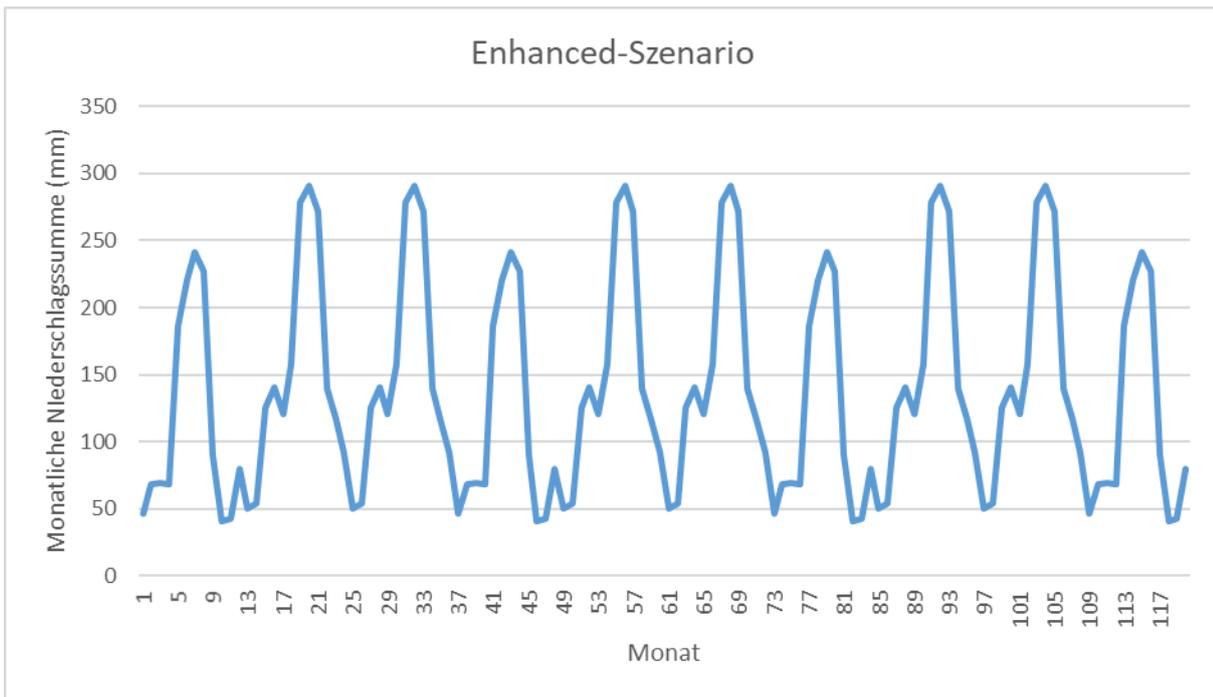


Abbildung 21: Enhanced-Szenario – monatliche Niederschlagssummen (Quelle: eigene Darstellung)

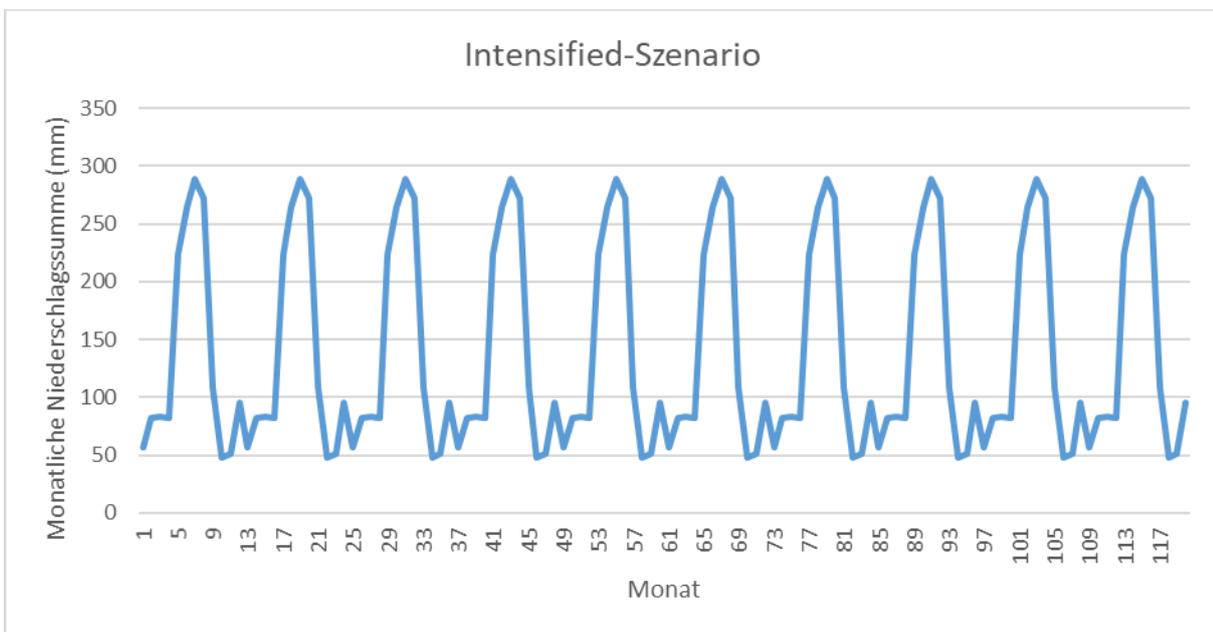


Abbildung 22: Intensified-Szenario – monatliche Niederschlagssummen (Quelle: eigene Darstellung)

In Abbildung 23, Abbildung 24 und Abbildung 25 sind die für die zuvor erläuterten Niederschlagsszenarien verwendeten Inputdaten für die Jahre 2010, 2011 und 2017 in täglicher Auflösung dargestellt, um auf deren Besonderheiten (Niederschlagsmaxima etc.) hinzuweisen. Das Jahr 2010 zeigt eine für das Klima des Untersuchungsgebiets typische Niederschlagsverteilung mit dem Maximum in den Sommermonaten. Obwohl sich die Jahresniederschlagsmenge (1 380,1 mm) im Bereich des langjährigen Maximums befindet,

sind einige sehr starke Niederschlagsereignisse mit über 30 mm pro Tag aufgetreten. Das Frühjahr, sowie Herbst und Winter sind durch sehr geringe Niederschlagsmengen gekennzeichnet. In der Modellierung mit CAESAR-Lisflood führen die starken Niederschläge im Sommer zu hoher geomorphologischer Aktivität, weshalb für die Erstellung des Referenzszenarios ein zweites Niederschlagsjahr integriert wurde, das eine ausgeglichene Niederschlagsverteilung aufweist. Da für die Erstellung des Szenarios mit höherem Gesamtniederschlag (Intensified) lediglich der Niederschlag des Jahres 2010 mit dem Faktor 1,2 multipliziert wurde, ist die Niederschlagsverteilung nicht gesondert in einem Diagramm dargestellt.

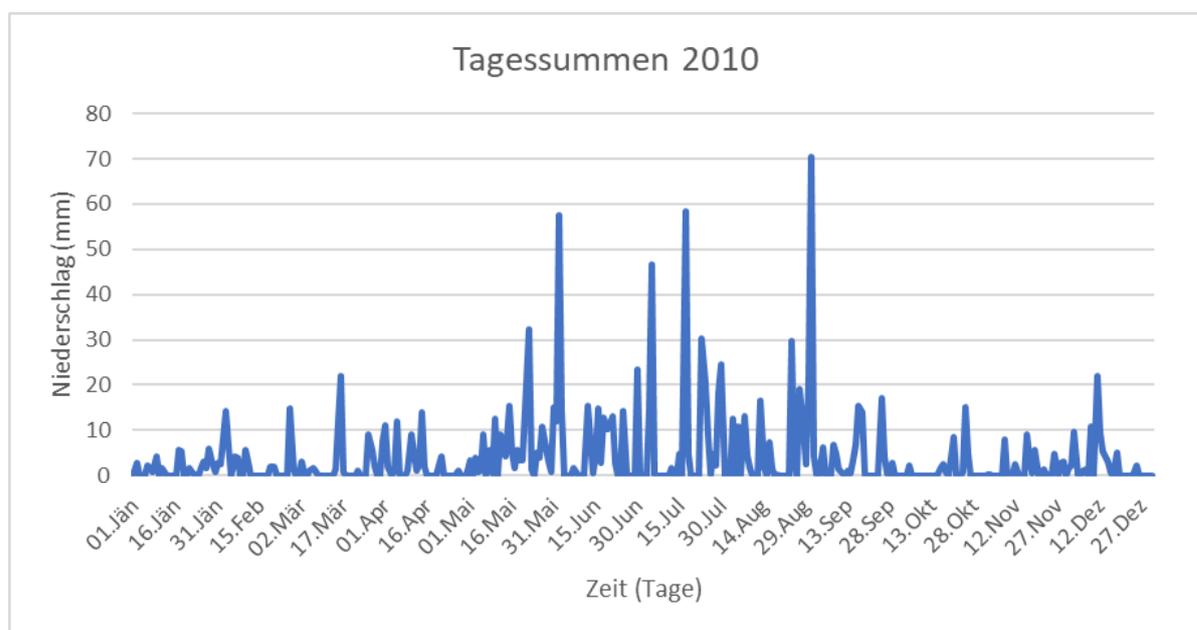


Abbildung 23: Tägliche Niederschlagssummen 2010 (Station Gstatterboden) (Quelle: eigene Darstellung)

Beim Jahr 2011 handelt es sich um ein ausgeglichenes Jahr, das eine Jahresniederschlagsmenge von 1 207,9 mm aufweist. Im Gegensatz zu 2010 sind die Niederschläge wesentlich gleichmäßiger über das Jahr verteilt. Die höchsten täglichen Niederschlagssummen sind im Herbst zu finden. Abgesehen davon sind die Maxima über die restlichen Monate verteilt und auch in ihrer Höhe sehr ähnlich. Das Jahr 2011 zeigt somit nicht den für das Untersuchungsgebiet typischen Jahresgang des Niederschlags.

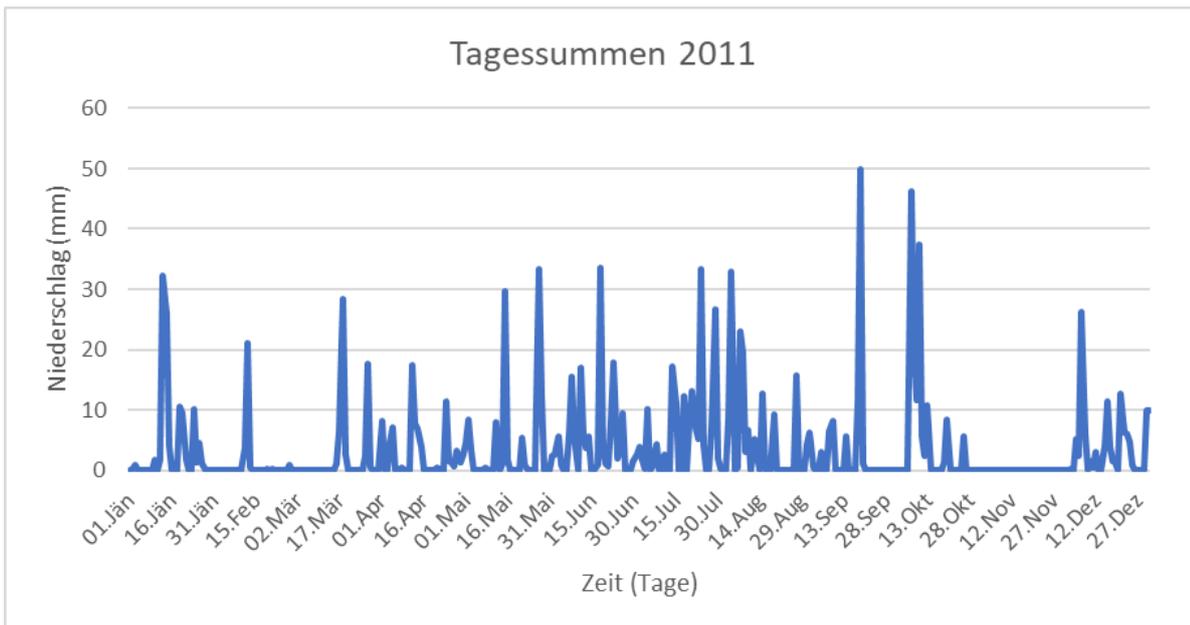


Abbildung 24: Tägliche Niederschlagssummen 2011 (Station Gstatterboden) (Quelle: eigene Darstellung)

Für die Erstellung des Extremwertszenarios (Enhanced) wird der Niederschlag des Jahres 2010 mit jenem des Jahres 2017 kombiniert. In letzterem wurden 1 837,3 mm gemessen was den höchsten Wert unter den verfügbaren Jahren darstellt. In diesem Jahr sind vereinzelte Starkregenereignisse im März erkennbar. Weiters ist festzustellen, dass die täglichen Niederschlagssummen von Ende März bis Ende September beinahe kontinuierlich ansteigen. In Summe haben 2017 viele Extremereignisse über weite Strecken des Jahres stattgefunden. Aufgrund dessen und den stark ausgeprägten extremen Niederschlagsereignissen des Jahres 2010 ergibt sich ein Datensatz, der gut für die Simulation häufigerer Extremereignisse geeignet ist.

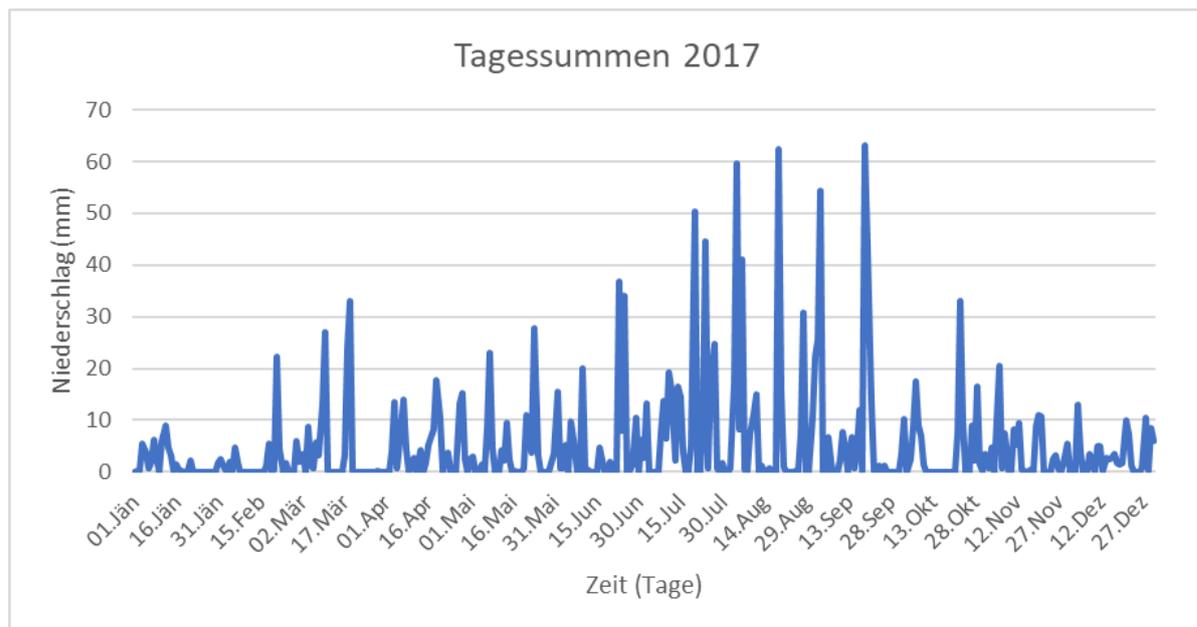


Abbildung 25: Tägliche Niederschlagssummen 2017 (Station Gstatterboden) (Quelle: eigene Darstellung)

Alle drei Szenarien basieren auf dem zuvor durchgeführten Spin-Up und der Kalibrierung. Die Ergebnisse des Spin-Ups (Output-Dateien) dienen als Input-Files für die drei Szenarien. Dabei handelt es sich um das DGM, das Grain Data File und das Bedrock File. Der einzige Unterschied besteht im Niederschlagsinput, der zwischen den Szenarien variiert. Dies ist somit die einzige Änderung, die zwischen den Szenarien vorgenommen wird, die restlichen Parameter bleiben unverändert, um die Vergleichbarkeit zu gewährleisten. In Tabelle 7 ist die verwendete Parameterkombination für die drei Szenarien dargestellt. Die entscheidenden Parameter für das Modellergebnis sind das „max erode limit“, die „active layer thickness“ und „slope for edge cells“. Die Wahl dieser Parameterwerte basiert auf mehreren zuvor durchgeführten Simulationen mit verschiedenen Variationen dieser Werte. Da der Fokus auf dem fluvialen Materialtransport liegt, werden Einflüsse durch Hangprozesse und Vegetation soweit wie möglich ausgeschaltet. Dies trägt auch zur Verringerung der Komplexität bei und schließt mögliche Fehlerquellen aus.

Tabelle 7: Parameterkombination der Szenarien für CAESAR-Lisflood (Quelle: eigene Darstellung)

Modellkalibrierung - Parameterkombinationen			
Parameter	Referenz	Enhanced	Intensified
Files			
DGM	elev_spin.txt	elev_spin.txt	elev_spin.txt
Grain data file	grain_spin.txt	grain_spin.txt	grain_spin.txt
Bedrock data file	bedrock_spin.txt	bedrock_spin.txt	bedrock_spin.txt
Numerical			
Max run duration (h)	87600	87600	87600
Memory limit	1	1	1
Sediment			
Sediment transport law	Wilcock and Crowe	Wilcock and Crowe	Wilcock and Crowe
Max velocity	5	5	5
Max erode limit	0,01	0,01	0,01
Active layer thickness	0,04	0,04	0,04
In channel lateral erosion rate	10	10	10
Hydrology			
Rainfall data file	rainfall_2010_10y.txt	rainfall_enhanced_10y.txt	rainfall_intensified_10y.txt
Rainfall data file timestep (min)	60	60	60
m-value	0,05	0,05	0,05
Vegetation			
Vegetation crit shear	180	180	180
Grass maturity (years)	1	1	1
Proportion of erosion that can occur when veg is fully grown	0,1	0,1	0,1
Slope Processes			
Creep rate	0	0	0
Slope failure threshold	89	89	89
Soil erosion rate	0,0	0,0	0,0
Flow Model			
Input/output difference allowed	2,5	2,5	2,5
Min Q for depth calc	0,1 1000	0,1 1000	0,1 1000
Water depth threshold above which erosion will happen (m)	0,01	0,01	0,01
Slope for edge cells	0,01	0,01	0,01
Evaporation rate (m/day)	0,0	0,0	0,0
Courant number	0,4	0,4	0,4
hflow threshold	0,00001	0,00001	0,00001
Froude # flow limit	0,8	0,8	0,8
Mannings n	0,04	0,04	0,04

5. Ergebnisse

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Modellkalibrierung und der Erstellung von Klimaszenarien dargestellt. Der Hauptteil befasst sich mit den Folgen veränderter Niederschlagsbedingungen auf die geomorphologischen Veränderungen im Untersuchungsgebiet.

5.1. Modellkalibrierung

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Kalibrierung von CAESAR-Lisflood vorgestellt, deren Methodik in Kapitel 4.5. Modellkalibrierung bereits erläutert wurde.

In Abbildung 26 ist das Ergebnis der Kalibrierung des hydrologischen Modells dargestellt. Es ist zu erkennen, dass die Abflusswerte nicht während des gesamten Zeitraums übereinstimmen. Dies ist hauptsächlich auf zwei Punkte zurückzuführen: Einerseits befindet sich die Niederschlagsmessstation außerhalb des Untersuchungsgebiets, da sich im Untersuchungsgebiet keine Niederschlagsmessstelle befindet, die stündliche Daten liefert. Auch wenn die räumliche Distanz zwischen Messstation und Untersuchungsgebiet nur gering ist, kann dies im alpinen Gelände bereits zu Differenzen führen. Andererseits sind die nördlichen Kalkalpen die vorherrschende geologische Einheit im Untersuchungsgebiet. Die verkarstungsfähigen Gesteine Kalkstein und Dolomit sind die dominierenden Gesteinsarten und können daher zu Problemen bei der Kalibrierung des hydrologischen Modells führen. Dadurch ist es kaum möglich eine exakte Übereinstimmung der Werte zu erreichen. Für die Auswahl der besten Kalibrierung ist nicht ausschließlich auf den Verlauf der Abflussganglinie und die Übereinstimmung zwischen modellierten und gemessenen Werten zu achten, sondern auch der Vergleich von statistischen Kennzahlen (insbesondere Minimum und Maximum). Nichtsdestotrotz sollten auch die Abflusskurven so weit wie möglich übereinstimmen.

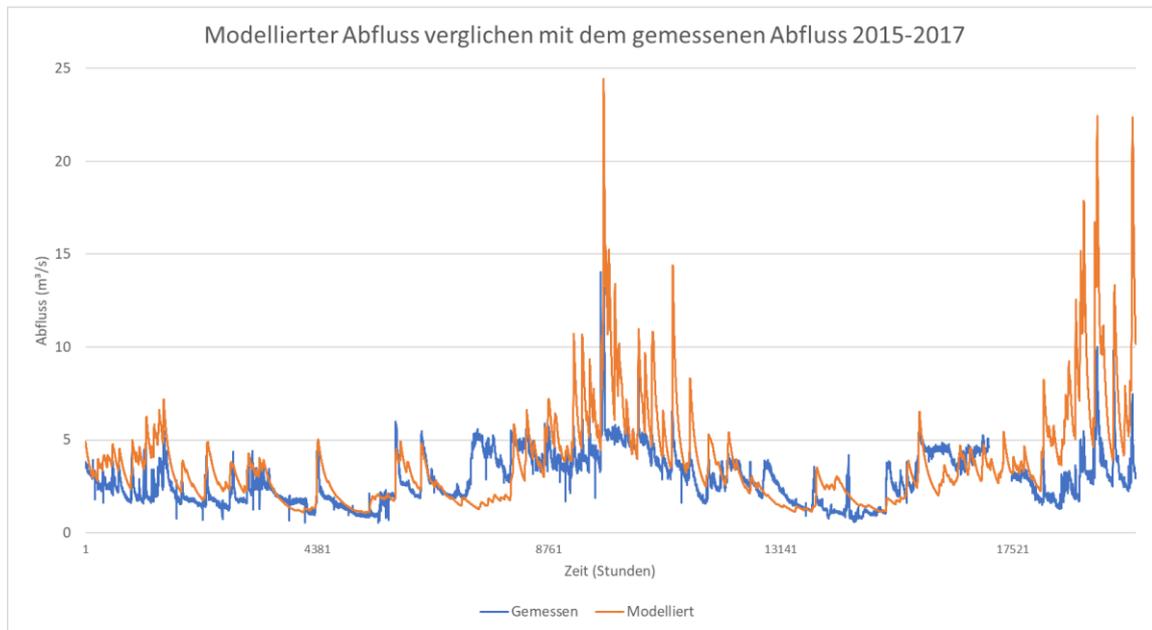


Abbildung 26: Kalibrierung des hydrologischen Modells (Quelle: eigene Darstellung)

Für die geomorphologische Aktivität sind die Perioden des höchsten Abflusses (Maximum) und des geringsten Abflusses (Minimum) maßgeblich (Tabelle 8). Die modellierten Werte stimmen relativ gut mit den gemessenen überein. Lediglich das Minimum ist etwas zu hoch. Generell ist festzuhalten, dass der modellierte Abfluss gegenüber den gemessenen Werten etwas zu hoch ist.

Tabelle 8: Statistische Kennzahlen der hydrologischen Kalibrierung (Quelle: eigene Darstellung)

	Gemessen	Modelliert
Minimum	0,55	1,09
Maximum	21,37	24,45
Mittelwert	2,87	3,38
Median	2,60	2,90
R²	0,442	

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Kalibrierung von CAESAR-Lisflood inklusive des Sedimenttransports beschrieben. Die Herangehensweise dafür wurde bereits in Kapitel 4.5. Modellkalibrierung erläutert.

Das Kalibrierungsergebnis wird durch den Vergleich statistischer Kennzahlen dem Differenzmodell gegenübergestellt. Es werden jene Bereiche berücksichtigt, die in beiden Dateien geomorphologische Aktivität aufweisen. Die Werte in untenstehender Tabelle 9 sind durch den Vergleich aller Punkte in den Gewässernetzen beider Dateien entstanden (siehe Abbildung 18). Insgesamt wurden pro Datei 3 054 Punkte miteinander verglichen. Wie in Tabelle 9 zu erkennen ist, liegt das Minimum (Erosion) des Differenzmodells in einem

ähnlichen Bereich, wobei das Kalibrierungsergebnis höhere Erosionsraten aufweist. Dies spiegelt sich auch bei Mittelwert und Median wider, die beim Modelloutput weiter im negativen Bereich liegen als beim Differenzmodell. Dies deutet darauf hin, dass CAESAR-Lisflood mehr Erosion im Untersuchungsgebiet ausweist als das in der Realität tatsächlich der Fall ist. Die Standardabweichung liefert ebenfalls Indizien, dass der Modelloutput höhere bzw. mehr Erosions- und Depositionswerte aufweist als das Differenzmodell, weshalb die Werte stärker um den Mittelwert streuen. Auffällig ist auch die deutliche Überschätzung der Ablagerung durch CAESAR-Lisflood (etwa um den Faktor 2). Dies hängt primär mit dem Parameter „slope for edge cells“ zusammen, der Erosion und Deposition am Ausgang des DGMs bestimmt. Dieser Parameter wurde auf den maximal zulässigen Wert gesetzt, um die Menge an Ablagerung zu verringern, dennoch sind die Depositionsraten in diesem Bereich zu hoch. In den meisten anderen Ablagerungszonen sind die Diskrepanzen geringer. Dennoch kann im Vergleich zu vorangegangenen Kalibrierungen eine deutliche Verbesserung ausgemacht werden.

Tabelle 9: Vergleich der statistischen Kennzahlen des Kalibrierungsergebnisses und des Differenzmodells (Quelle: eigene Darstellung)

	Differenzmodell (m)	Kalibrierungsergebnis (m)
Minimum	-3,296	-5,000
Maximum	5,278	11,609
Mittelwert	-0,005	-1,044
Median	-0,021	-0,898
Standardabweichung	0,564	1,709

Im Folgenden werden die Ergebnisse des Vergleichs mit den aktiven Bereichen aus RASCHER und SASS (2017) aufgeführt. Die Vorgehensweise wurde in Kapitel 4.5. Modellkalibrierung beschrieben. Tabelle 10 zeigt die Ergebnisse für den ersten Bereich, den Gsenggraben. Die Minimum- und Maximumwerte stimmen relativ gut überein. Das Kalibrierungsergebnis zeigt sowohl bei der Erosion (negative Werte) als auch bei der Deposition (positive Werte) etwas höhere Werte an. Der Mittelwert deutet darauf hin, dass die Werte des Modelloutputs generell geringfügig höher liegen als jene des Differenzmodells. Grundsätzlich stimmen die modellierten Werte gut mit den realen überein.

Tabelle 10: Statistische Kennzahlen für den Gsenggraben (Quelle: eigene Darstellung)

	Differenzmodell (m)	Kalibrierungsergebnis (m)
Minimum	-2,031	-2,834
Maximum	3,961	4,634
Mittelwert	-0,056	-0,367
Median	-0,046	-0,008
Standardabweichung	0,524	1,096

Der zweite betrachtete Bereich ist der Langgriesgraben (Tabelle 11). Die Erosionswerte stimmen sehr gut überein, jedoch gibt es größere Differenzen bei den Ablagerungswerten. Diese Unterschiede zeigen sich auch im Mittelwert, da dieser beim Differenzmodell im positiven Bereich liegt und beim Kalibrierungsergebnis im negativen.

Tabelle 11: Statistische Kennzahlen für den Langgriesgraben (Quelle: eigene Darstellung)

	Differenzmodell (m)	Kalibrierungsergebnis (m)
Minimum	-1,276	-1,288
Maximum	3,930	0,764
Mittelwert	0,897	-0,465
Median	0,869	-0,442
Standardabweichung	1,187	0,518

Der dritte und letzte Bereich ist ein namenloser, vergleichsweise kleiner Zubringer des Johnsbachs, flussaufwärts des Gsenggrabens (Unnamed V). Die in Tabelle 12 aufgeführten Werte zeigen auf den ersten Blick große Differenzen zwischen dem Differenzmodell und dem Modelloutput, insbesondere beim Minimum und Maximum. Betrachtet man jedoch die einzelnen Werte genauer, ist zu bemerken, dass es sich dabei um einzelne Peaks handelt. So betragen die zweithöchsten Ablagerungswerte 1,15 für das Differenzmodell und 4,3 für das Kalibrierungsergebnis. Die gute Übereinstimmung ist auch anhand von Mittelwert und Median erkennbar, da diese nahe zusammen liegen.

Tabelle 12: Statistische Kennzahlen für Unnamed V (Quelle: eigene Darstellung)

	Differenzmodell (m)	Kalibrierungsergebnis (m)
Minimum	-1,701	-5,000
Maximum	5,278	11,609
Mittelwert	0,087	0,092
Median	-0,008	-0,001
Standardabweichung	0,789	2,325

Der Vergleich statistischer Kennzahlen in den drei ausgewählten Bereichen konnte eine gute Übereinstimmung der modellierten Werte mit jenen der Realität liefern. Insbesondere im Gsenggraben und im Unnamed V ist die Übereinstimmung gut. Größere Differenzen sind lediglich im Langgriesgraben festzustellen. Hier findet in der Realität viel Ablagerung statt, während CAESAR-Lisflood in diesem Bereich wesentlich mehr Erosion aufweist. Nichtsdestotrotz ist die Übereinstimmung der Werte in diesen drei ausgewählten Bereichen besser als über das gesamte Untersuchungsgebiet. Es ist jedoch anzumerken, dass auf Ebene des gesamten Einzugsgebiets ebenfalls Peaks auftreten, welche den Eindruck einer schlechteren Übereinstimmung erwecken. Die in RASCHER und SASS (2017) als aktiv

definierten Bereiche können auch im Kalibrierungsergebnis als geomorphologisch aktiv angesehen werden.

Alternativ zum Vergleich statistischer Kennzahlen können die Peaks herangezogen werden, um die Performance der Modellkalibrierung zu untersuchen. Diese Maximalwerte sind von Interesse, da Extremereignisse in der Regel maßgeblich für geomorphologische Veränderungen sind. Dies gilt primär für den Niederschlag, weshalb zunächst der Niederschlagsinput (stündlich) mit dem daraus resultierenden Abfluss verglichen wird (Abbildung 27). Besonders in der ersten Hälfte der Simulationsdauer (ein Jahr) ist klar erkennbar, dass die Niederschlags-Peaks zu einem Anstieg des Abflusses führen. Die Reaktion des Abflusses ist aufgrund der Lag Time leicht verzögert. Vor allem in der Mitte der Modelllaufzeit, wo die höchsten stündlichen Niederschläge auftreten, verzögert sich die Reaktion des Abflusses immer mehr. Dennoch ist ein klarer Zusammenhang zwischen dem Niederschlagsinput und dem daraus resultierenden Abfluss in CAESAR-Lisflood auszumachen.

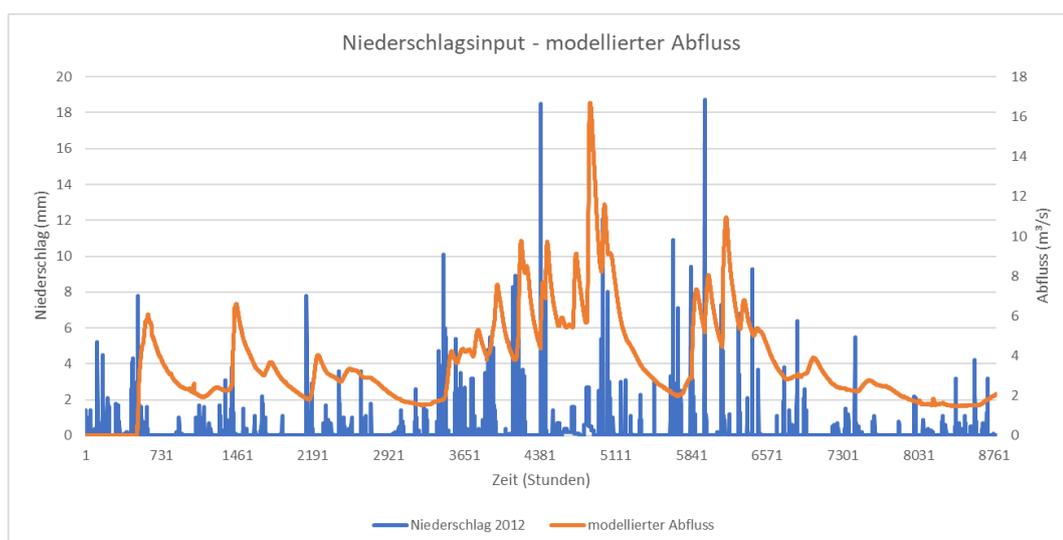


Abbildung 27: Niederschlagsinput (2012) verglichen mit dem vom Modell generierten Abfluss im Johnsbachtal (Quelle: eigene Darstellung)

Ein weiterer Vergleich findet zwischen dem Niederschlagsinput und dem Sedimentoutput statt. Im Zuge der Modellkalibrierung ist neben der Übereinstimmung von Niederschlags- und Abflusswerten, der Zusammenhang der Niederschlagswerte mit dem Sedimentoutput von großer Wichtigkeit. Im folgenden Diagramm (Abbildung 28) sind der Niederschlagsinput und der Sedimentoutput auf stündlicher Basis dargestellt, sowie der kumulierte Sedimentoutput. Hier ist ein ähnliches Muster erkennbar wie im vorangegangenen Diagramm (Abbildung 27). Insbesondere in der ersten Hälfte der Simulation ist eine gute Korrelation zwischen Niederschlag und Sedimentoutput gegeben. Es ist gut zu erkennen, dass infolge stärkerer

Niederschlagsereignisse größere Mengen an Sediment aus dem System ausgetragen werden. In der zweiten Hälfte der Simulation hingegen ist dieser Trend nicht mehr so deutlich zu erkennen. Auf starke Niederschlagsereignisse folgen eher geringe Peaks des Sedimentoutputs. Der kumulierte Sedimentoutput wird durch die graue Linie dargestellt. Es wäre zu erwarten, dass dieser infolge starker Niederschlagsereignisse deutlich ansteigt und in Zeiten geringen Niederschlags relativ gleichbleibend ist. Stattdessen ist ein kontinuierlicher Anstieg erkennbar, der nicht mit den Niederschlagsinputs zusammenhängt.

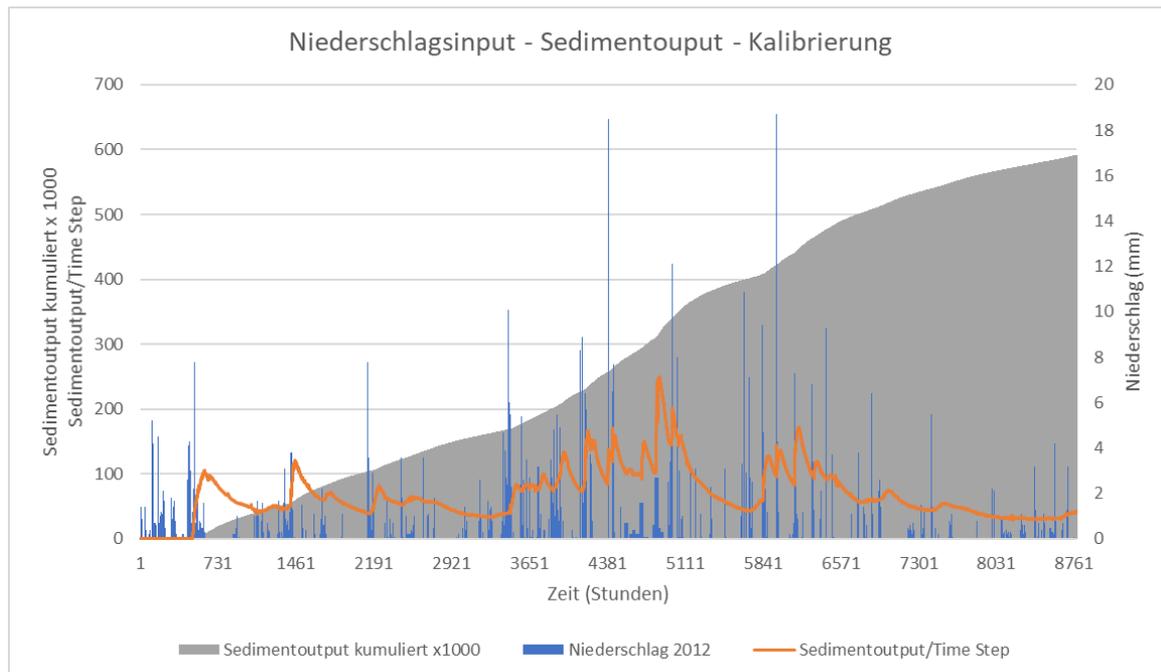


Abbildung 28: Niederschlag und Sedimentoutput im Johnsbachtal – Kalibrierung (Quelle: eigene Darstellung)

5.2. Klimaszenarien

Dieses Kapitel fokussiert sich auf die Ergebnisse der Modellierung verschiedener Klimaszenarien mittels CAESAR-Lisflood. Im Folgenden werden die Auswirkungen veränderten Niederschlagsbedingungen auf das Johnsbachtal untersucht.

Nach Beendigung der Modelldurchläufe bietet die CAESAR-Lisflood-Output-Datei „catchment.dat“ eine erste Vergleichsmöglichkeit der Modellergebnisse. In dieser Datei werden das gesamte Wasser und Sediment aufgezeichnet, die aus dem Untersuchungsgebiet ausgetragen werden. (vgl. SOURCEFORGE o.J.). In CAESAR-Lisflood kann spezifiziert werden in welchen zeitlichen Abständen der Sedimentoutput gespeichert wird. Dieser Wert wird auf 60 Minuten festgelegt, da auch die Niederschlagsdaten in stündlicher Auflösung vorliegen. Durch die Aufsummierung dieser stündlichen Werte erhält man den gesamten Sedimentoutput über die Simulationsdauer. Somit kann ein erster Überblick über den

modellierten Abfluss und den Sedimentoutput aus dem Untersuchungsgebiet gewonnen werden. Tabelle 13 zeigt den gesamten Sedimentoutput aus dem Einzugsgebiet über die gesamte Simulationsdauer von zehn Jahren für jedes der drei Szenarien. Das Referenzszenario weist erwartungsgemäß den geringsten Sedimentoutput auf, da dieses den durchschnittlichen Niederschlag darstellt. Die Werte des Enhanced- und des Intensified-Szenarios sind einander sehr ähnlich, mit einem leicht höheren Wert beim Intensified-Szenario. Der Erwartung würde ein höherer Wert beim Enhanced-Szenario entsprechen, da Extremereignisse als primäre Auslöser für geomorphologische Aktivität gelten. Es ist zu beachten, dass es sich hierbei erst um einen ersten groben Überblick handelt.

Tabelle 13: Gesamter Sedimentoutput der drei Szenarien im Johnsbachtal über die 10-jährige Simulationsdauer (Quelle: eigene Darstellung)

	Referenz	Enhanced	Intensified
Gesamter Sedimentoutput (m ³)	2 460 863	2 609 933	2 666 121

Durch die stündliche Aufzeichnung jeglicher Modellwerte durch CAESAR-Lisflood kann die Entwicklung diverser Parameter über die Dauer der Modellierung verfolgt werden. In Abbildung 29, Abbildung 30 und Abbildung 31 ist der Verlauf des Sedimentoutputs der drei Niederschlagsszenarien dargestellt. Auf der x-Achse ist die modellierte Zeitspanne in monatlicher Auflösung aufgetragen. Auf der rechten y-Achse ist der Niederschlagsinput dargestellt, während sich auf der linken y-Achse der Sedimentoutput pro Time Step in Kubikmetern, sowie der kumulierte Sedimentoutput findet. Die Schwankungen des Niederschlags sind aufgrund der Unterschiede in den verwendeten Niederschlagsjahren klar erkennbar.

Beim Referenzszenario (Abbildung 29) zeigt sich deutlich, dass der Niederschlag des Jahres 2010 ein monatliches Maximum von ca. 250 mm erreicht, während die höchsten Monatswerte des Jahres 2011 bei ca. 170 mm liegen. Die orange Linie stellt den Sedimentoutput pro Time Step dar, welcher wie auch der Niederschlag monatlich aufgelöst ist. Die Spitzenwerte betragen in den ersten beiden Jahren ca. 110 000 m³. In den ersten drei Jahren der Simulation ist eine sehr gute Korrelation des Niederschlags mit dem Sedimentoutput erkennbar. In diesem Zeitraum bewegt sich der jährliche Sedimentoutput bei allen Szenarien zwischen 600 000 m³ und 900 000 m³. Ab diesem Zeitpunkt nimmt der Sedimentoutput deutlich ab. In der zweiten Hälfte der Modelllaufzeit sind nur noch äußerst geringe Peaks des Sedimentoutputs zu erkennen. Der jährliche Output sinkt in den Folgejahren deutlich, auf Werte zwischen 3000 m³ und ca. 100 000 m³. Das Enhanced- und das Intensified-Szenario (Abbildung 30 und Abbildung 31) weisen dasselbe Muster auf. In den ersten drei Jahren der Simulation besteht

eine sehr gute Korrelation des Niederschlags mit dem Sedimentoutput, die sich jedoch danach nicht mehr zeigt.

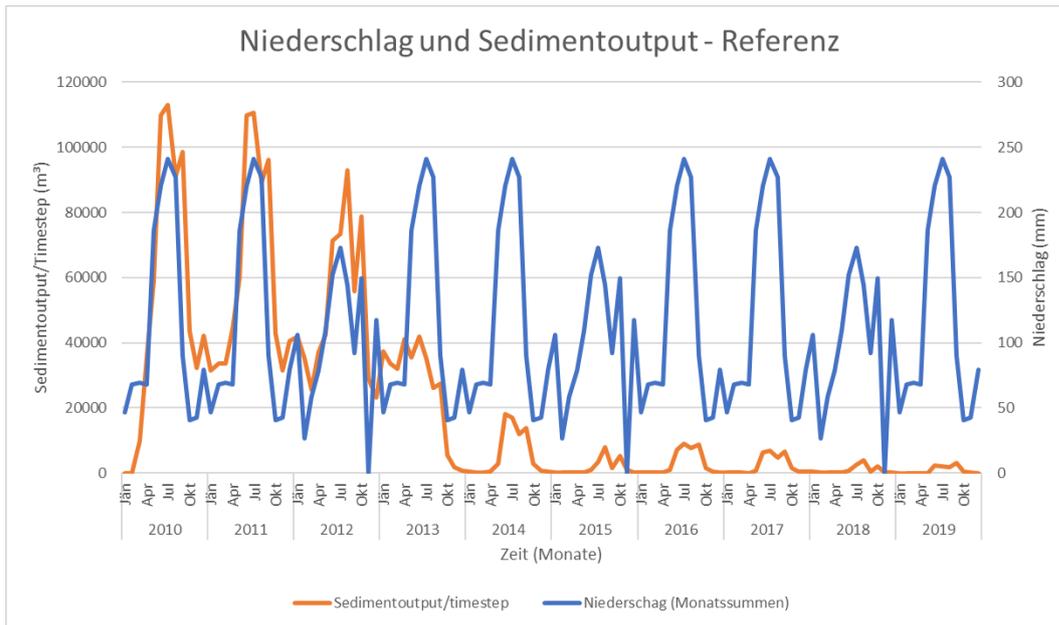


Abbildung 29: Niederschlag und Sedimentoutput im Johnsbachtal - Referenzszenario (Quelle: eigene Darstellung)

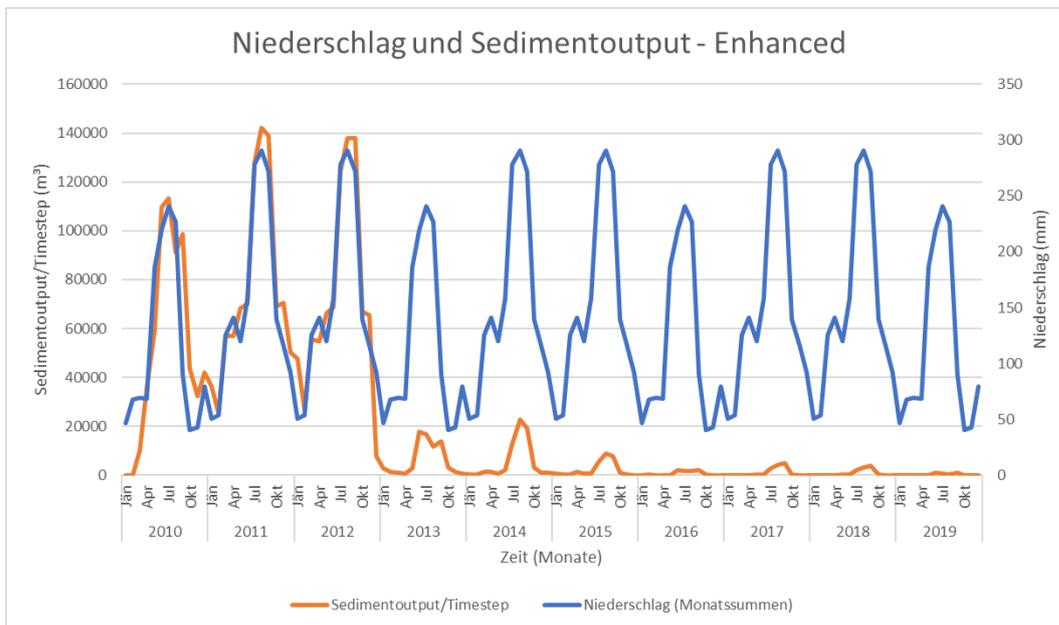


Abbildung 30: Niederschlag und Sedimentoutput im Johnsbachtal – Enhanced-Szenario (Quelle: eigene Darstellung)

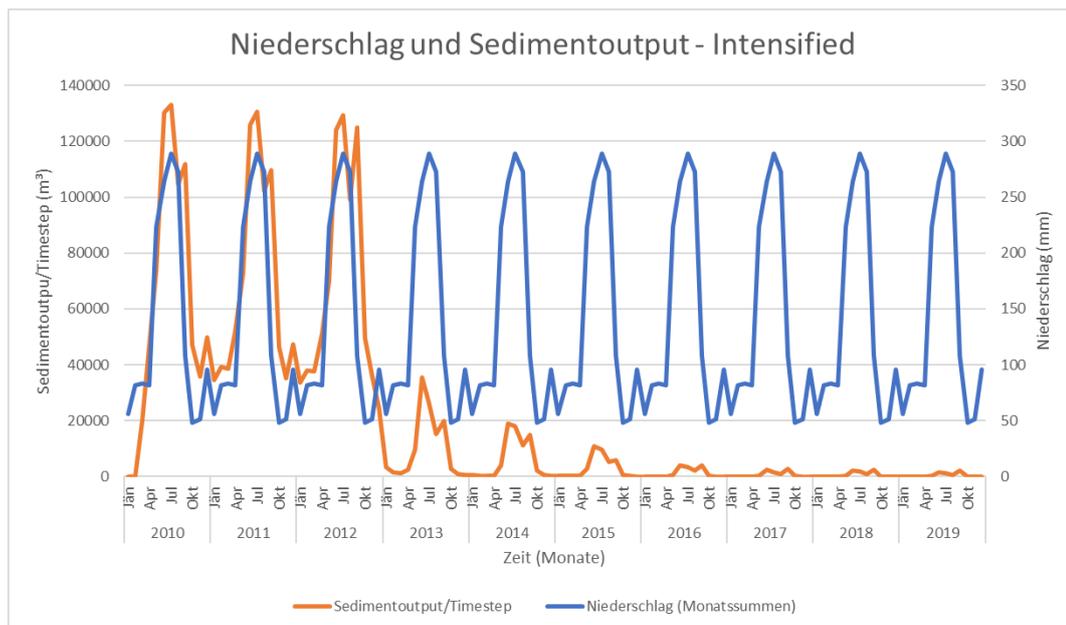


Abbildung 31: Niederschlag und Sedimentoutput im Johnsbachtal – Intensified-Szenario (Quelle: eigene Darstellung)

Die folgenden drei Diagramme (Abbildung 32, Abbildung 33 und Abbildung 34) fokussieren sich auf den Sedimentoutput und die Differenzen zwischen den verschiedenen Niederschlagsszenarien. Auf der x-Achse ist der Simulationszeitraum in monatlicher Auflösung aufgetragen, während die beiden y-Achsen den Sedimentoutput darstellen. Auf der linken Seite ist der Sedimentoutput pro Time Step aufgetragen und auf der rechten Seite der kumulierte Sedimentoutput. Dabei ist die unterschiedliche Skalierung der rechten y-Achse zu beachten (Werte um den Faktor 1000 verringert). Der kumulierte Sedimentoutput zeigt bei allen drei Szenarien einen steilen Anstieg bis zu einem gewissen Punkt. Dieser liegt bei allen drei Szenarien bei ca. 1 700 000 000 m³. Von diesem Punkt aus steigt der kumulierte Sedimentoutput nur noch in geringem Ausmaß bis zum Ende der Simulation. Die finalen Werte des kumulierten Sedimentoutputs bewegen sich bei allen drei Szenarien in einem ähnlichen Bereich (Referenz: 1 830 863 000 m³; Enhanced: 1 941 784 000 m³; Intensified: 1 983 588 000 m³), mit etwas höheren Werten für das Enhanced- und das Intensified-Szenario. Alle drei Szenarien sind durch einen extrem hohen Sedimentoutput gekennzeichnet, insbesondere am Beginn der Modellierung.

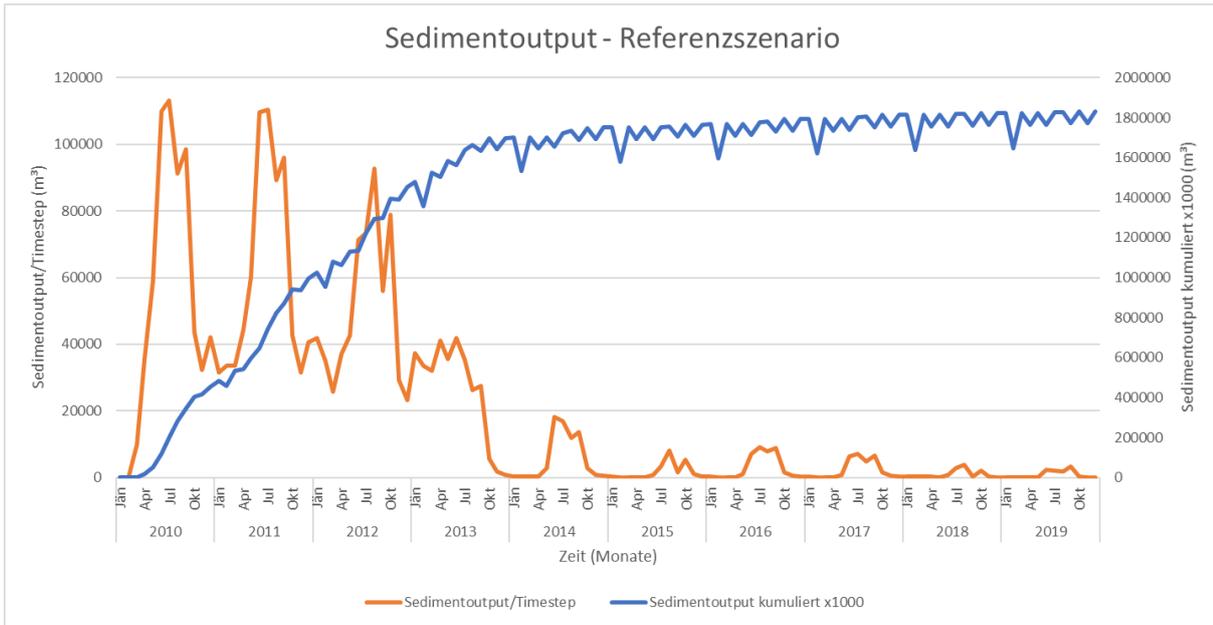


Abbildung 32: Sedimentoutput im Johnsbachtal - Referenzszenario (Quelle: eigene Darstellung)

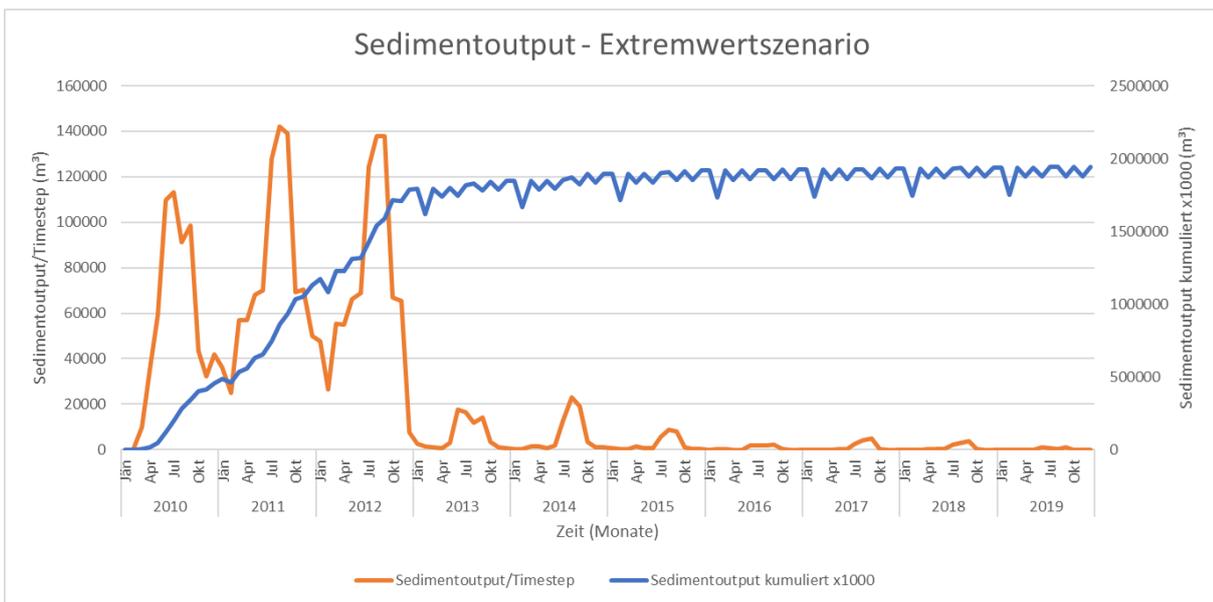


Abbildung 33: Sedimentoutput im Johnsbachtal - Extremwertszenario (Quelle: eigene Darstellung)

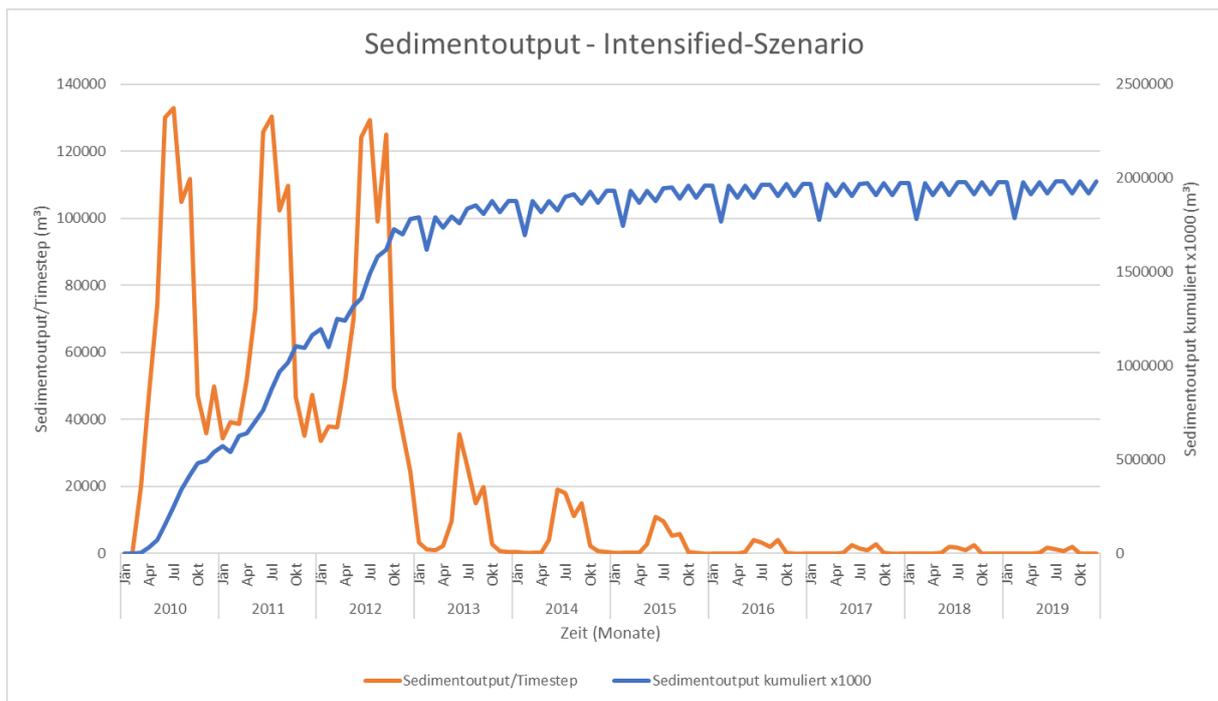


Abbildung 34: Sedimentoutput im Johnsbachtal – Intensified-Szenario

Mittels der Differenzmodelle aus den unterschiedlichen Szenarien kann abgeleitet werden, wie sich Erosion und Deposition über das Untersuchungsgebiet verteilen. Durch die Konvertierung dieser ASCII-Dateien in Rasterdaten mit verschiedenen Zahlenformaten (Integer bzw. Float) mittels ArcGIS können diverse Informationen gewonnen werden. Das ganze Zahlen wiedergebende Format Integer bietet die Möglichkeit zu eruieren wie viele Zellen im Untersuchungsgebiet einen bestimmten Erosions- bzw. Depositionswert aufweisen. Für weiterführende Analysen ist hingegen der Datentyp Float besser geeignet, da Dezimalzahlen wesentlich präziser sind. Bei den hier verwendeten ganzzahligen Integer-Werten ist zu beachten inwiefern die Werte gerundet werden, da die Ausgangswerte im Dezimalformat vorliegen. Bei der Betrachtung der selben Elevdiff-Datei in ArcGIS fällt auf, dass alle Dezimalzahlen bei der Konvertierung in Integer abgerundet werden (Bsp.: 3,1 wird zu 3; 4,98 wird zu 4 etc.). In Abbildung 35, Abbildung 36 und Abbildung 37 sind die Häufigkeitsverteilungen der verschiedenen Szenarien dargestellt. Die Histogramme zeigen die Anzahl der Zellen, die einem bestimmten Erosions- bzw. Depositionswert aufweisen. Dabei ist zu beachten, dass die Klasse Null (keine geomorphologische Veränderung) nicht in die Histogramme integriert ist. Dies ist der Fall, da die überwältigende Mehrheit der Zellen im Untersuchungsgebiet keinen geomorphologischen Veränderungen unterworfen ist, sondern nur der vom Gewässernetz eingenommene Bereich. Eine Gemeinsamkeit über alle drei Szenarien ist der deutliche Peak in den beiden höchsten Erosionsklassen. Vor allem das Referenz- und das Extremwertszenario sind einander bezüglich der Häufigkeitsverteilung sehr

ähnlich. Auch das Intensified-Szenario folgt dem gleichen Muster, allerdings sind die Häufigkeiten der Erosions- und Depositionswerte höher. Alle drei Szenarien zeigen die höchste Anzahl an Zellen bei einem Erosionswert von minus vier. Obwohl das Intensified-Szenario beinahe durchwegs eine höhere Anzahl von Zellen mit geomorphologischer Aktivität aufweist, verfügt dieses nicht über das Maximum beim höchstmöglichen Erosionswert von minus fünf. Dieses ist beim Enhanced-Szenario zu finden. Das deutet darauf hin, dass eine höhere Frequenz an Extremereignissen einen größeren Einfluss auf hohe Erosionsraten hat, als ein gleichmäßiger Anstieg des Gesamtniederschlags.

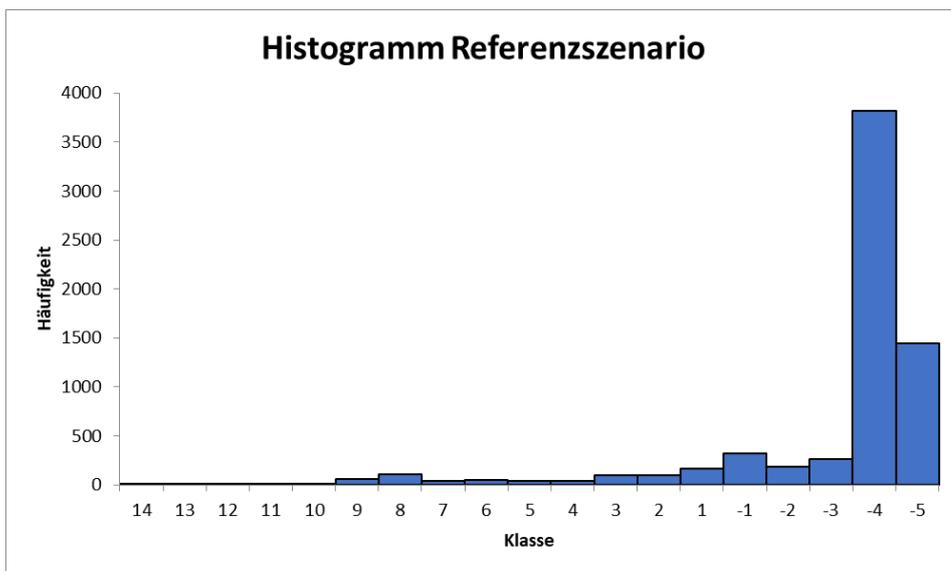


Abbildung 35: Histogramm der Erosions- und Depositionsbereiche des Referenzszenarios
(Quelle: eigene Darstellung)

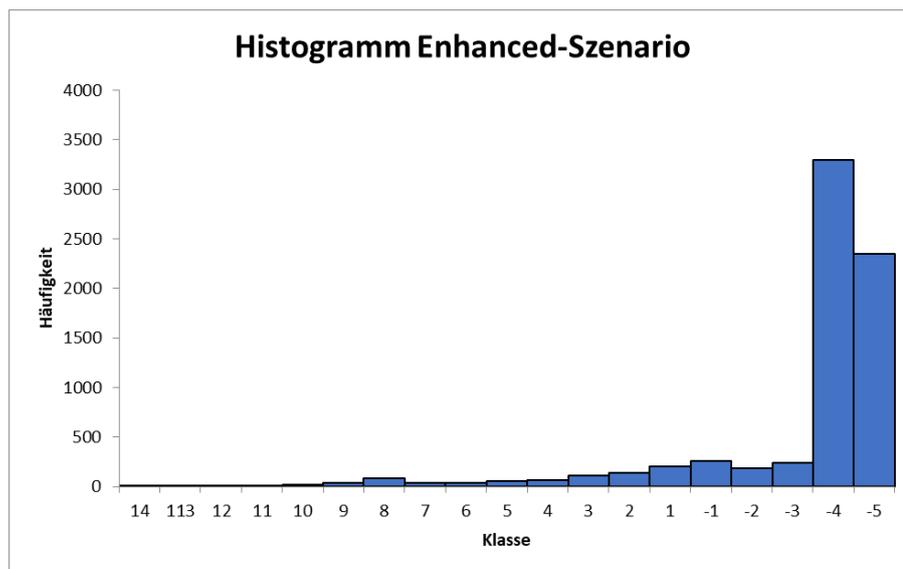
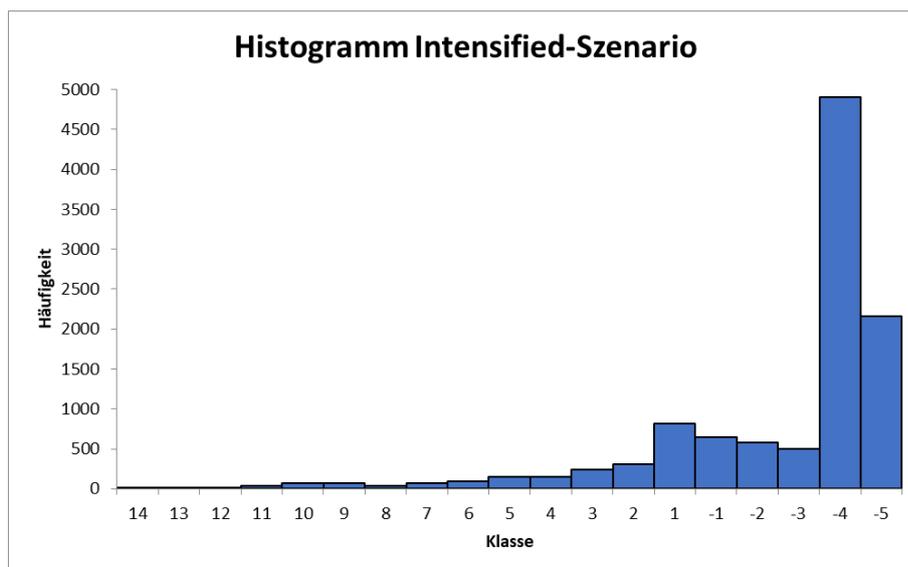


Abbildung 36: Histogramm der Erosions- und Depositionsbereiche des Enhanced-Szenarios
(Quelle: eigene Darstellung)



**Abbildung 37: Histogramm der Erosions- und Depositionsbereiche des Intensified-Szenarios
(Quelle: eigene Darstellung)**

In Tabelle 14 sind die verschiedenen Szenarien gegenübergestellt. Die Erosionswerte sind auf ein Maximum von fünf Metern begrenzt, da die maximale Erosion durch das Bedrock-File auf diesen Wert limitiert wird. Die höchsten Depositionswerte erstrecken sich bis zum Maximum von 14 Metern. Das Enhanced- und das Intensified-Szenario weisen auch noch höhere Depositionswerte auf (bis 23 m), allerdings gibt es von diesen höheren Werten jeweils nur eine Zelle im gesamten Untersuchungsgebiet, weshalb diese als Ausreißer angesehen werden und somit auch nicht berücksichtigt werden. Die Spalte „Value“ zeigt den jeweiligen Erosions- bzw. Depositionswert, während die Spalte „Count“ die Anzahl der Zellen im Untersuchungsgebiet angibt, die den jeweiligen Wert aufweisen. In der Spalte Differenz wurde die Anzahl der Zellen (Spalte „Count“) des einen Szenarios von dem jeweiligen anderen Szenario subtrahiert. Somit zeigen grün hinterlegte Zellen an, dass weniger Zellen den jeweiligen Erosions- bzw. Depositionswert aufweisen. Gleiches gilt in umgekehrter Art und Weise für die Orange hinterlegten Zellen.

Die höchsten Ablagerungsraten treten nur in sehr geringem Ausmaß auf und befinden sich alle in einem bestimmten Bereich im Untersuchungsgebiet. Diese spezifischen Werte treten am Ausgang des DGMs (rechter Rand des Modells) auf, wo Wasser und Sediment das System verlassen. Die Häufung der hohen Depositionswerte in diesem spezifischen Bereich hängt mit der Wahl des Parameterwerts für „slope for edge cells“ in CAESAR-Lisflood zusammen, der die Erosion und Deposition am Ausgang des DGMs kontrolliert. Bei der Erosion zeigt sich ein gemischtes Bild und es ist kein eindeutiger Trend erkennbar. Das Referenzszenario zeigt bei drei der fünf Erosionskategorien eine höhere Anzahl von Zellen als das Extremwertszenario. Dennoch ist die Summe dieser drei Kategorien geringer als die Summe jener 2 Kategorien, in denen das Extremwertszenario mehr Zellen mit Erosion aufweist. Dies ist vor allem wegen der

deutlich höheren Anzahl von Zellen mit dem Erosionswert -5 zu erklären. Diese Häufung in der höchsten Kategorie der Erosionsraten ist mit der Begrenzung der Erosion auf fünf Meter durch das Bedrock-File zu erklären. Aufgrund dieser Erkenntnisse ist davon auszugehen, dass das Extremwertszenario (Enhanced) mehr geomorphologische Aktivität aufweist als das Referenzszenario.

Der nächste Vergleich findet zwischen dem Referenzszenario und dem Intensified-Szenario statt, das konstant höhere Jahresniederschlagsmengen wiedergibt. Abgesehen von der Kategorie Null gibt es lediglich zwei Kategorien in denen das Referenzszenario eine höhere Anzahl von Zellen ausweist als das Intensified-Szenario (bei beiden handelt es sich um Deposition). Somit kann hier klar gesagt werden, dass das Intensified-Szenario wesentlich mehr geomorphologische Aktivität aufweist als das Referenzszenario.

Der letzte Vergleich findet zwischen den beiden Szenarien mit modifizierten Niederschlagsdaten statt, dem Enhanced- und dem Intensified-Szenario. Bei dieser Gegenüberstellung zeigt sich ein ähnliches Bild wie zwischen dem Referenz- und dem Enhanced-Szenario. In lediglich drei Kategorien weist das Extremwertszenario eine höhere Anzahl von Zellen aus, wobei zwei auf die Deposition und eine auf die Erosion entfallen. Interessanterweise handelt es sich dabei um die Erosionsraten von fünf Metern. Das deutet darauf hin, dass häufigere Extremniederschlagsereignisse zu höheren Erosionsraten führen. Aufgrund der Begrenzung der Erosion auf maximal fünf Meter ist dies jedoch nicht mit Sicherheit zu sagen. Abgesehen davon ist klar erkennbar, dass eine höhere Magnitude des Niederschlags zu stärkerer geomorphologischer Aktivität führt als eine höhere Frequenz von Extremereignissen.

Tabelle 14: Vergleich der Anzahl der Zellen mit Erosions- bzw. Depositionswerten der verschiedenen Szenarien (Quelle: eigene Darstellung)

Referenz		Enhanced		Intensified		Differenz		
VALUE	COUNT	VALUE	COUNT	VALUE	COUNT	Enh-Ref	Int-Ref	Int-Enh
14	1	14	1	14	1	0	0	0
13	3	13	1	13	2	-2	-1	1
12	1	12	3	12	2	2	1	-1
11	1	11	1	11	40	0	39	39
10	5	10	23	10	71	18	66	48
9	58	9	41	9	76	-17	18	35
8	111	8	82	8	38	-29	-73	-44
7	43	7	34	7	68	-9	25	34
6	45	6	35	6	95	-10	50	60
5	35	5	58	5	148	23	113	90
4	39	4	69	4	146	30	107	77
3	94	3	111	3	243	17	149	132
2	101	2	137	2	310	36	209	173
1	165	1	204	1	822	39	657	618
0	1125454	0	1125050	0	1121298	-404	-4156	-3752
-1	316	-1	258	-1	647	-58	331	389
-2	184	-2	187	-2	583	3	399	396
-3	258	-3	237	-3	505	-21	247	268
-4	3814	-4	3294	-4	4908	-520	1094	1614
-5	1448	-5	2346	-5	2166	898	718	-180

Neben der Anzahl der Zellen, die einen bestimmten Erosions- oder Depositionswert aufweisen, spielen die räumliche Lage und Ausdehnung der Erosions- und Depositionsbereiche eine wichtige Rolle. Ausschlaggebend ist schlussendlich die Kombination aus der Höhe dieser Werte und der Lage im Untersuchungsgebiet in Relation zur realen Situation. Die Differenzmodelle der verschiedenen CAESAR-Lisflood-Szenarien werden ursprünglich im ASCII-Format ausgegeben. Für den Vergleich mit dem Differenzmodell müssen diese mittels ArcGIS in Rasterdaten konvertiert werden. Die Vorgehensweise für den Vergleich mit der Realität entspricht grundsätzlich jener der Kalibrierung. Dies beinhaltet die Erstellung von „Flow Direction“ und „Flow Accumulation“, um das Gewässernetz aus dem digitalen Geländemodell herauszurechnen. Anschließend wird bei der Reklassifizierung dieselbe Klassengrenze gewählt, um die Konsistenz zwischen den verschiedenen Analysen zu bewahren. Durch die Multiplikation des Gewässernetzes mit den Differenzmodellen mittels des „Raster Calculators“ ergibt sich ein Rasterdatensatz mit den geomorphologischen Veränderungen zwischen Input- und Output-DGM für jedes der drei Szenarien.

Abbildung 38, Abbildung 39 und Abbildung 40 zeigen die räumliche Verteilung von Erosion und Deposition der drei Niederschlagsszenarien. Die roten Bereiche stellen die Erosionsbereiche dar, während die blauen Bereiche die Deposition abbilden. Alle Szenarien zeigen, dass Erosion im Untersuchungsgebiet deutlich überwiegt. Die größten Ablagerungsbereiche befinden sich im Mündungsbereich des Johnsbachs und im Gsenggraben. Generell konzentrieren sich die Ablagerungen in den flacheren Bereichen und in den Mündungsbereichen. Die größten Unterschiede beziehen sich auf die Ausdehnung der Erosionsbereiche, die beim Enhanced- und Intensified-Szenario größer sind als beim Referenzszenario. Unterschiede bestehen bei den maximalen Ablagerungswerten. Diese erstrecken sich von ca. 15 m beim Referenzszenario bis hin zu etwa 23 Metern beim Extremwertszenario. Dazwischen liegt das Intensified-Szenario mit knapp 20 Metern. Diese Maximalwerte der Deposition beziehen sich auf einige wenige Punkte und sind somit nicht repräsentativ für den Großteil der auftretenden Ablagerungsraten. Dennoch kann daraus abgeleitet werden, dass das Enhanced- und das Intensified-Szenario höhere Ablagerungsraten aufweisen als das Referenzszenario.

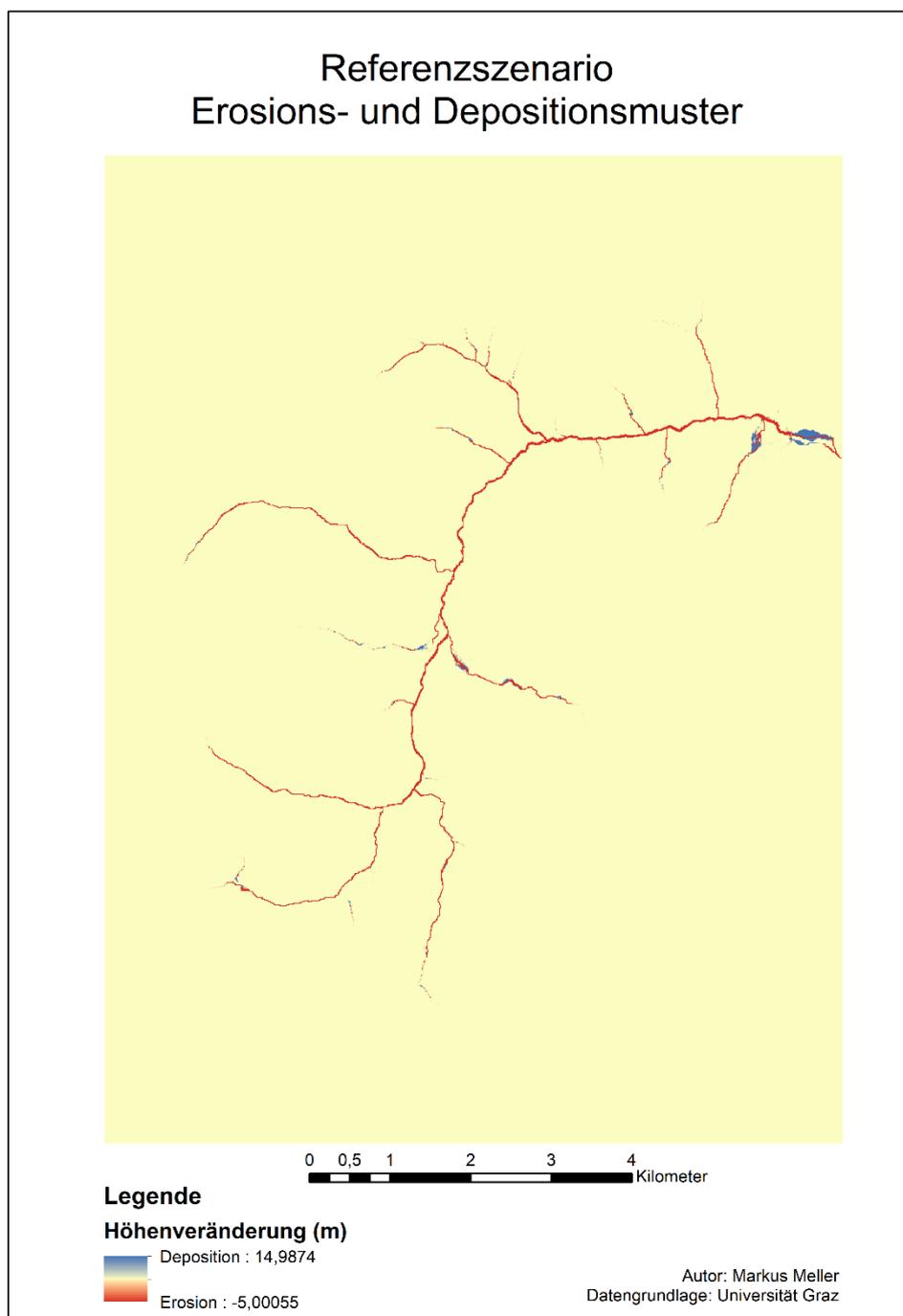
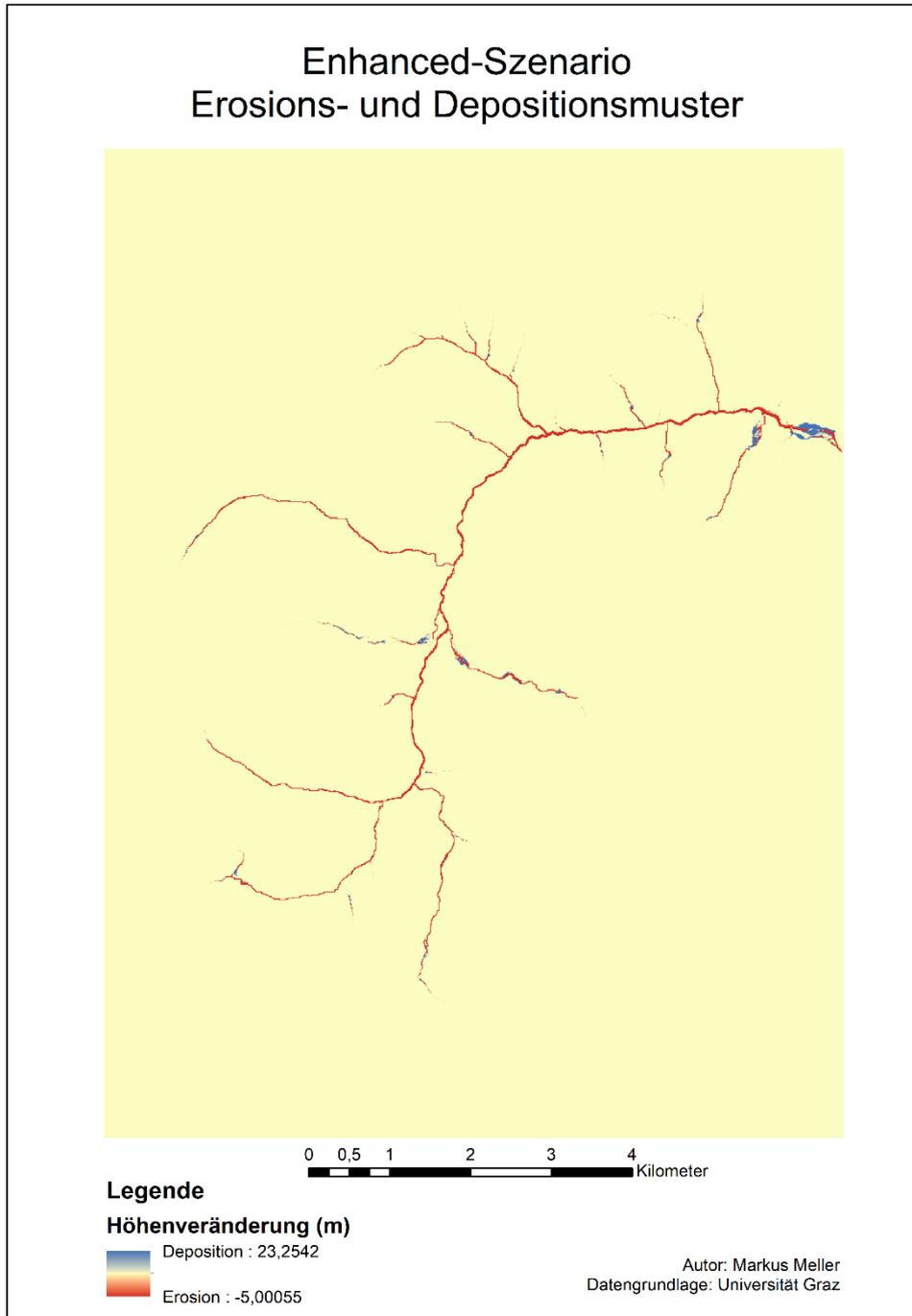
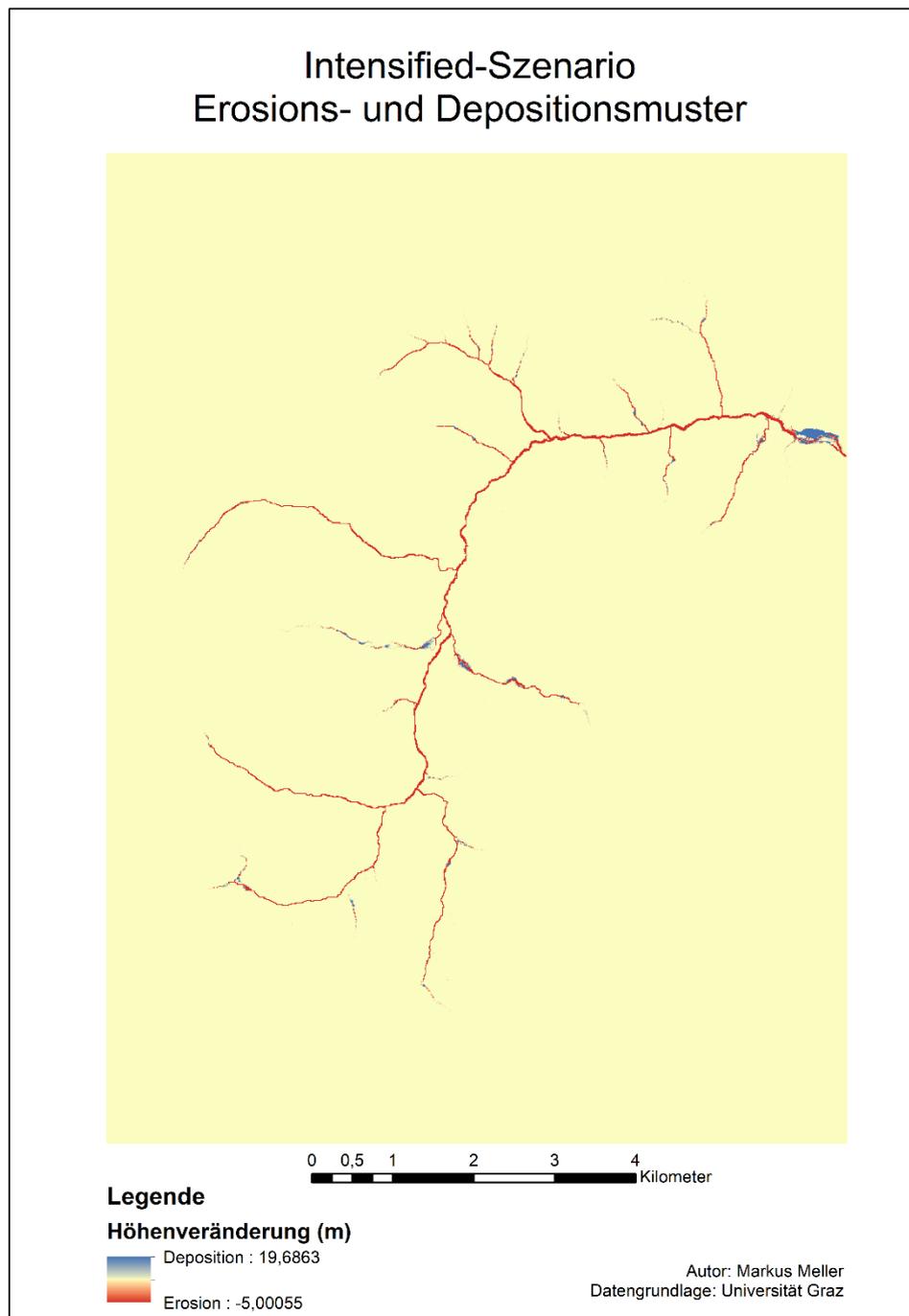


Abbildung 38: Erosions- und Depositionsmuster des Referenzszenarios im Johnsbachtal (Quelle: eigene Darstellung)



**Abbildung 39: Erosions- und Depositionsmuster des Enhanced-Szenarios im Johnsbachtal
(Quelle: eigene Darstellung)**



**Abbildung 40: Erosions- und Depositionsmuster des Intensified-Szenarios im Johnsbachtal
(Quelle: eigene Darstellung)**

Die Berechnung statistischer Kennzahlen ermöglicht die Feststellung von Differenzen zwischen den Niederschlagsszenarien. Die Basis für diesen Vergleich bilden die Punkt-Layer aller verfügbaren Dateien (Differenzmodell, Referenz, Enhanced, Intensified). In Tabelle 15 sind die wichtigsten statistischen Kennzahlen der verschiedenen Szenarien gegenübergestellt. Das Minimum gibt den höchsten Erosionswert im Untersuchungsgebiet an. Dieser befindet sich im Differenzmodell bei ca. 3,3 Metern. Aufgrund der deutlichen Überschätzung der Erosion durch CAESAR-Lisflood ist diese durch das Bedrock-File auf fünf Meter begrenzt und

kann deshalb nicht als Vergleichswert herangezogen werden, ist jedoch aufgrund der Vollständigkeit trotzdem miteingebunden. Das Maximum stellt die höchsten im Einzugsgebiet auftretenden Depositionsraten dar. Hier sind große Unterschiede zwischen den Szenarien zu erkennen. Das Referenzszenario zeigt eine maximale Deposition von ca. elf Metern, während jene des Extremwertszenarios um ca. 50 % höher ist. Die Mittelwerte liegen sehr nahe beieinander, wobei ein geringfügiger Anstieg vom Referenzszenario über das Enhanced-Szenario bis zum Intensified-Szenario zu erkennen ist. Da der Mittelwert und der Median aller Szenarien im negativen Bereich liegen ist daraus abzuleiten, dass die Erosion im Untersuchungsgebiet überwiegt. Der Median liegt bei allen Szenarien bei ca. minus fünf, was darauf hinweist, dass es im Untersuchungsgebiet viele Zellen gibt, die mehr als fünf Meter Erosion aufweisen würden, aber durch das Bedrock File begrenzt werden. Das Differenzmodell zeigt durchwegs geringere Werte als die Szenarien. Es gilt jedoch zu beachten, dass das Differenzmodell aus der Differenz der Jahre 2010 und 2015 besteht und somit nur die Hälfte des Zeitraums der Differenzmodelle aus den Niederschlagsszenarien abdeckt.

Tabelle 15: Vergleich statistischer Kennzahlen der Szenarien und des realen Differenzmodells (Werte in Meter) (Quelle: eigene Darstellung)

	Differenzmodell	Referenz	Enhanced	Intensified
Minimum	-3,296	-5,001	-5,001	-5,001
Maximum	5,278	10,922	14,894	17,278
Mittelwert	-0,005	-3,360	-3,491	-3,528
Median	-0,021	-5,000	-5,000	-5,000
Standardabw.	0,564	2,472	2,427	2,503

Um die Unterschiede zwischen den Szenarien bezüglich der Erosion und Deposition aufzuzeigen wird die Output-Datei „elevdiff.txt“ herangezogen, welche die Höhenunterschiede zwischen dem Beginn und dem Ende der Simulation beinhaltet. Durch die Aufsummierung aller Erosions- und Depositionswerte kann die gesamte Erosion und Akkumulation im Untersuchungsgebiet berechnet werden.

Abbildung 41 zeigt den Vergleich der Niederschlagsszenarien hinsichtlich dem Gesamtvolumen der Erosion und Deposition. Es klar ersichtlich, dass die Erosion im Untersuchungsgebiet dominiert. Das Volumen der Erosion beträgt bei allen Szenarien etwa das Siebenfache der Deposition. Die Menge an erodiertem Material steigt vom Referenzszenario, über das Enhanced-Szenario, bis zum Intensified-Szenario an, welches die höchsten Werte aufweist. Das Volumen des abgelagerten Lockermaterials unterscheidet sich nur geringfügig zwischen den Niederschlagsszenarien.

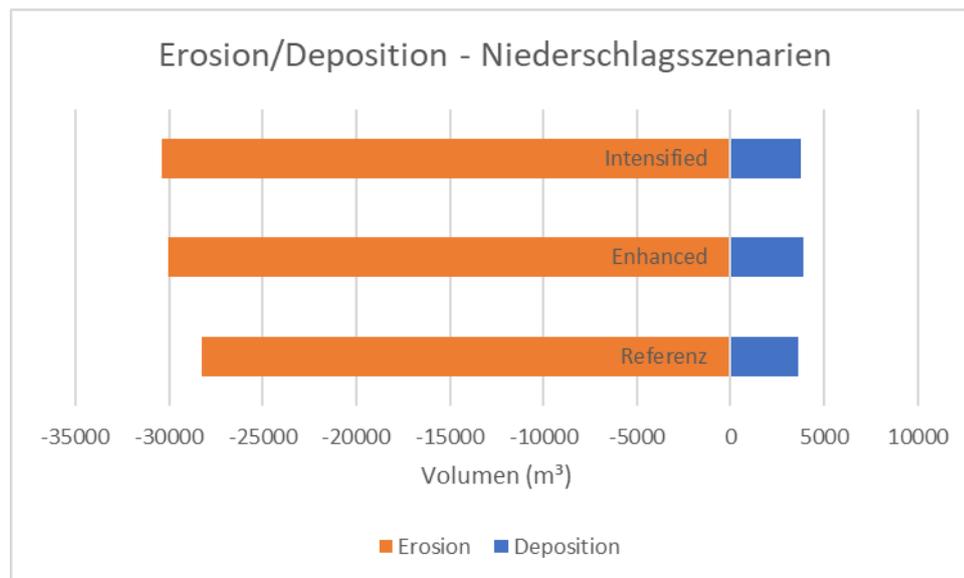


Abbildung 41: Volumen der Erosion und Deposition – Niederschlagsszenarien (Quelle: eigene Darstellung)

5.2.1. Korngrößen

Die Output-Datei „grain.txt“ zeichnet die Veränderung der Korngrößenverteilung und deren Proportionen auf. Dadurch ergibt sich für „grain.txt“ eine unterschiedliche Anzahl von Zellen für jede durchgeführte Simulation, da die von Erosion und Deposition betroffenen Zellen variieren. Werden alle Werte einer bestimmten Korngrößenfraktion eines bestimmten Layers aufsummiert erhält man die gesamte Verteilung der Korngrößen über das ganze Untersuchungsgebiet. Die Korngrößendatei, die nach Beendigung des Spin-Ups entstanden ist, gibt Aufschluss über die Entwicklung der verschiedenen Korngrößenfraktionen und deren Verteilung auf die verschiedenen Layer und deren Dicke. Diese Datei fungiert in weiterer Folge als Input für das „Grain Data File“ aller nachfolgenden Modellierungen (Kalibrierung und diverse Szenarien). Von den elf simulierten Layern ist vor allem der „Active Layer“ bedeutsam, da dieser an der Oberfläche des Flussbetts liegt und direkt mit dem Gerinne interagiert. Die für die Modellierung als Input verwendete Korngrößenverteilung ist in Tabelle 16 dargestellt. Den größten Anteil mit etwas über 20 % machen Partikel mit einer Größe von 2 mm aus. Weiters sind auch Partikel mit Größen von 1, 4 und 8 Millimeter stark vertreten. Die kleinsten, sowie die größte Korngröße machen nur einen geringen Anteil aus.

Tabelle 16: Für die Modellierung verwendete Korngrößenverteilung (Quelle: eigene Darstellung)

Korngröße (mm)	Proportion (%)
0,2	0,2
0,3	2,8
0,5	8,7
1,0	16,6
2,0	21,0
4,0	19,9
8,0	16,2
16,0	10,6
32,0	4,0

Im Folgenden wird auf die Korngrößenverteilung und deren Entwicklung unter Einfluss verschiedener Niederschlagsszenarien eingegangen. Zunächst wird die Veränderung der Anteile der einzelnen Korngrößenfraktionen im jeweiligen Layer im Vergleich zur Ausgangssituation betrachtet. Den Anfang bilden das Spin-Up und die Modellkalibrierung. Im Vergleich zur ursprünglichen Korngrößenverteilung hat durch das Spin-Up der Anteil an kleineren Korngrößen zugunsten größerer abgenommen (Tabelle 17). Der Anteil der kleinsten Fraktionen von 0,2 mm bis 4 mm hat sich verringert. Die Abnahme bewegt sich im Bereich von 0,58 Prozentpunkten bis hin zu 3,14 Prozentpunkten. Bei den größten Korngrößen sind hingegen Zunahmen zwischen 0,4 und 5,27 Prozentpunkten auszumachen. Somit wurde durch den Spin-Up Feinmaterial ausgetragen, wodurch sich die Proportionen hin zu größeren Korngrößen verschoben haben.

Tabelle 17: Vergleich der Korngrößenverteilung– Ausgang und Spin-Up (aktiver Layer) (Quelle: eigene Darstellung)

Korngröße (mm)	Ausgangswerte (%)	Spin-Up (%)	Differenz
0,2	2,00	0,16	-1,84
0,3	2,80	2,22	-0,58
0,5	8,70	7,01	-1,69
1,0	16,60	13,70	-2,90
2,0	21,00	17,86	-3,14
4,0	19,90	17,79	-2,11
8,0	16,20	16,60	0,40
16,0	10,60	15,39	4,79
32,0	4,00	9,27	5,27

Durch die Betrachtung der Korngrößeninformationen der Modellkalibrierung kann der Einfluss des vorangegangenen Spin-Ups auf die Korngrößenverteilung eruiert werden. Hierbei ist zu beachten, dass große Unterschiede in der Modelllaufzeit zwischen dem Spin-Up (10 Jahre) und der Kalibrierung (1 Jahr) bestehen. Zunächst wird wieder der Vergleich des aktiven

Layers mit den Ausgangsproportionen der Korngrößenverteilung betrachtet. Das in Tabelle 18 dargestellte Ergebnis ist jenem des Spin-Ups (Tabelle 17) sehr ähnlich. Sowohl die Korngrößenfraktionen, deren Anteil zu- bzw. abgenommen hat, als auch die Größenordnung der stattgefundenen Veränderungen entsprechen jenen des Spin-Ups.

Tabelle 18: Vergleich der Korngrößenverteilung – Ausgang und Kalibrierung (aktiver Layer)
(Quelle: eigene Darstellung)

Korngröße (mm)	Ausgangswerte (%)	Kalibrierung (%)	Differenz
0,2	2,00	0,16	-1,84
0,3	2,80	2,25	-0,55
0,5	8,70	7,10	-1,60
1,0	16,60	13,87	-2,73
2,0	21,00	18,07	-2,93
4,0	19,90	17,99	-1,91
8,0	16,20	16,72	0,52
16,0	10,60	15,22	4,62
32,0	4,00	8,62	4,62

Im Folgenden wird auf die Differenzen und Gemeinsamkeiten der drei verschiedenen Niederschlagsszenarien hinsichtlich der Korngrößenverteilung eingegangen (Tabelle 19). Diese Analysen folgen dem gleichen Muster wie die zuvor durchgeführten.

Die sechs kleinsten Korngrößenfraktionen des aktiven Layers verfügen im Referenzszenario über einen geringeren Anteil an der gesamten Verteilung als das bei den Ausgangswerten der Fall ist. Analog zu den bisherigen Vergleichen ist auch hier eine Zunahme des Anteils der drei größten Korngrößenfraktionen auszumachen. Dies gilt insbesondere für die beiden größten Fraktionen (16 mm und 32 mm). Die Dimensionen dieser Differenzen haben eine große Ähnlichkeit mit jenen des Spin-Ups und der Kalibrierung.

Die Veränderung der Proportionen des Enhanced-Szenarios im Vergleich zur Ausgangssituation entspricht dem Muster des Referenzszenarios (Abnahme des Anteils bei den sechs kleinsten Korngrößen; Zunahme bei den drei größten Fraktionen). Die Dimensionen in denen sich die Veränderungen bewegen, befinden sich in einem ähnlichen Bereich wie jene des Referenzszenarios. In den meisten Korngrößenfraktionen ist die Zunahme bzw. die Abnahme verglichen mit den Ausgangswerten beim Referenzszenario etwas höher als beim Extremwertszenario. Allerdings handelt es sich um sehr geringe Differenzen.

Das Intensified-Szenario zeigt bei der Betrachtung des aktiven Layers ebenfalls nur sehr geringe Differenzen zu den beiden anderen Szenarien. Sowohl die von Abnahme bzw. Zunahme betroffenen Korngrößenfraktionen, als auch die Dimensionen bewegen sich in einem sehr ähnlichen Bereich wie bei den beiden anderen Szenarien.

Tabelle 19: Vergleich der Korngrößenverteilung – Aktiver Layer (aktiver Layer) (Quelle: eigene Darstellung)

Aktiver Layer							
Korngröße (mm)	Ausgangswerte (%)	Referenz		Enhanced		Intensified	
		Gesamt (%)	Differenz	Gesamt (%)	Differenz	Gesamt (%)	Differenz
0,2	2,00	0,167	-1,833	0,173	-1,827	0,172	-1,828
0,3	2,80	2,355	-0,445	2,441	-0,359	2,427	-0,373
0,5	8,70	7,403	-1,297	7,651	-1,049	7,615	-1,085
1,0	16,60	14,368	-2,214	14,804	-1,796	14,755	-1,845
2,0	21,00	18,624	-2,376	19,058	-1,942	19,029	-1,971
4,0	19,9	18,349	-1,551	18,602	-1,298	18,658	-1,242
8,0	16,20	16,627	0,427	16,473	0,273	16,715	0,515
16,0	10,60	14,229	3,629	13,413	2,813	13,542	2,942
32,0	4,00	7,860	3,860	7,385	3,385	7,088	3,088

Betrachtet man die Summe aller Layer anstelle des aktiven Layers offenbaren sich nur äußerst geringe Unterschiede. Dadurch wird ersichtlich dass der überwältigende Großteil der Aktivität im aktiven Layer stattfindet.

Im Folgenden wird auf das Volumen der verschiedenen Korngrößenfraktionen eingegangen. Dieses wird aufgeschlüsselt nach Korngrößenfraktion und Layer analysiert. Das Volumen wird durch die Multiplikation der Werte aus den Korngrößen-Dateien mit der Rastergröße (10 m) zum Quadrat berechnet. Die größten Differenzen betreffen wiederum den aktiven Layer, da dieser direkt den Kräften des Wassers ausgeliefert ist.

Am Anfang steht das Spin-Up, das die Grundlage für alle weiteren Modelldurchläufe bildet, sowie die Kalibrierung. In Tabelle 20 ist das Volumen der einzelnen Korngrößenfraktionen für den aktiven Layer und die Summe aller Layer dargestellt. Zunächst liegt der Fokus auf dem aktiven Layer. Die Spalte Differenz zeigt mit Ausnahme einer Korngröße (32 mm) durchgehend höhere Werte bei der Kalibrierung als beim Spin-Up. Die größten Unterschiede befinden sich in der Mitte des Korngrößenspektrums. Das sind auch jene Fraktionen, die den größten Anteil an der gesamten Verteilung haben. Bei der Gegenüberstellung des Spin-Up und der Kalibrierung ist die unterschiedliche Modelllaufzeit zu beachten. Die beinahe durchwegs höheren Volumen der Kalibrierung hängen mit dem Niederschlagsinput zusammen. Dieser ist bei der Kalibrierung (1 675 mm) wesentlich höher und verfügt über ausgeprägte Extremereignisse, während der Niederschlagsinput des Spin-Up (1 224,5 mm) sehr gleichmäßig ist und auf moderatem Niveau liegt. Die Betrachtung der Summe aller Layer, aufgeschlüsselt nach Korngrößenfraktionen, zeigt etwas andere Ergebnisse als der aktive Layer. Auffällig ist die größte Differenz bei den größeren Korngrößenfraktionen (8 mm und 16 mm). Grundsätzlich ist ein Anstieg der Differenz von der kleinsten bis hin zur zweitgrößten

Korngröße bemerkbar. Diesbezüglich sind die Simulationsdauer und der verwendete Niederschlagsinput als Einflussfaktoren anzuführen.

Tabelle 20: Volumen der Korngrößenfraktionen (Spin-Up und Kalibrierung) (Quelle: eigene Darstellung)

Volumen (m ³)						
Korngröße (mm)	Active Layer			Summe aller Layer		
	Spin-Up	Kalibrierung	Differenz	Spin-Up	Kalibrierung	Differenz
0,2	68,44	72,33	3,89	1 185,07	1 194,51	9,43
0,3	969,27	1 023,79	54,52	16 609,14	16 752,13	142,99
0,5	3 060,20	3 229,64	169,44	51 684,70	52 172,67	487,97
1,0	5 984,69	6 308,45	323,75	98 844,79	99 897,45	1 052,66
2,0	7 804,07	8 219,69	415,62	125 395,04	126 932,23	1 537,19
4,0	7 771,15	8 183,54	412,39	119 375,86	121 249,56	1 873,70
8,0	7 252,92	7 603,23	350,31	98 673,24	101 204,64	2 531,39
16,0	6 723,41	6 923,36	199,96	67 843,93	70 639,77	2 795,84
32,0	4 050,54	3 919,77	-130,77	27 832,94	29 040,84	1 207,91
Gesamt	43 684,70	45 483,79	1 799,09	607 444,70	619 083,79	11 639,09

Von noch größerem Interesse sind die Unterschiede im Volumen der verschiedenen Korngrößenfraktionen unter dem Einfluss veränderter Niederschlagsverhältnisse. Tabelle 21 folgt demselben Prinzip wie obenstehende Tabelle 20, ist aber auf den aktiven Layer beschränkt. Die Gegenüberstellung des aktiven Layers des Referenzszenarios und des Extremwertszenarios zeigt in fast allen Kategorien ein höheres Volumen beim Enhanced-Szenario, mit Ausnahme der beiden größten Fraktionen. Die größten Unterschiede befinden sich in der Mitte der Korngrößenverteilung. Der geringste Unterschied fällt der kleinsten Korngröße zu, mit nur etwas über vier Kubikmeter. Ein ähnliches Muster, aber mit größeren Dimensionen, gilt für den Vergleich des Intensified-Szenarios mit dem Referenzszenario. Die größten Differenzen befinden sich abermals in der Mitte des Korngrößenspektrums. Zuletzt erfolgt die Gegenüberstellung der beiden Szenarien mit erhöhtem Niederschlag. Das Enhanced-Szenario zeigt nur in der größten Kategorie ein höheres Volumen als das Intensified-Szenario, in allen anderen Kategorien ist das Gegenteil der Fall. Insbesondere bei den kleineren Fraktionen sind die Unterschiede gering. Betrachtet man das gesamte Volumen aller Korngrößen, deckt sich das Muster mit dem gesamten Sedimentoutput insofern, als die Werte des Referenzszenarios am niedrigsten und jene des Intensified-Szenarios am höchsten sind.

Tabelle 21: Volumen der Korngrößenfraktionen des aktiven Layers (Niederschlagsszenarien)
(Quelle: eigene Darstellung)

Volumen - Active Layer (m ³)						
Korngröße (mm)	Referenz	Enhanced	Intensified	Enh - Ref	Int - Ref	Int - Enh
0,2	73,55	78,06	79,53	4,50	5,98	1,47
0,3	1 038,56	1 099,89	1 121,62	61,32	83,06	21,73
0,5	3 265,16	3 448,24	3 520,07	183,08	254,91	71,83
1,0	6 344,99	6 671,75	6 820,10	326,77	475,12	148,35
2,0	8 214,23	8 588,92	8 795,83	374,69	581,60	206,91
4,0	8 092,83	8 383,26	8 624,29	290,44	531,47	241,03
8,0	7 333,50	7 423,74	7 726,02	90,24	392,52	302,27
16,0	6 275,79	6 045,00	6 259,46	-230,80	-16,33	214,47
32,0	3 466,80	3 328,33	3 276,16	-138,47	-190,64	-52,17
Gesamt	44 105,41	45 067,19	46 223,08	961,78	2 117,68	1 155,89

In Tabelle 22 ist das Gesamtbild aller in CAESAR-Lisflood simulierten Layer dargestellt (d.h. der erste Wert in der Spalte Referenz ist die Summe aller elf Werte der Korngrößenfraktion 0,2 mm). Analog zum aktiven Layer steigt der Gesamtwert (Summe aller Korngrößenfraktionen aller Layer) vom Referenzszenario über das Extremwertszenario bis zum Intensified-Szenario hin an, welches das höchste Gesamtvolumen aufweist. Die Differenzen zwischen dem Extremwertszenario und dem Referenzszenario erreichen ihr Maximum in der Mitte der Korngrößenverteilung und ihr Minimum bei der kleinsten Fraktion. Lediglich in der größten Kategorie ist das Volumen im Referenzszenario höher. Die Unterschiede zwischen dem Intensified-Szenario und dem Referenzszenario folgen einem ähnlichen Muster, jedoch sind die Dimensionen um ein zwei- bis dreifaches höher. Das bisher beobachtete Muster ist auch bei den Unterschieden zwischen dem Intensified- und dem Extremwertszenario erkennbar. Die Größenordnung der Differenzen bewegt sich zwischen jenen der beiden vorangegangenen Vergleiche. Das Intensified-Szenario verfügt in jeder Korngrößenfraktion über das größte Volumen.

**Tabelle 22: Volumen der Korngrößenfraktionen der Summen aller Layer
(Niederschlagsszenarien) (Quelle: eigene Darstellung)**

Volumen - Summe aller Layer (m ³)						
Korngröße (mm)	Referenz	Enhanced	Intensified	Enh - Ref	Int - Ref	Int - Enh
0,2	1 243,55	1 275,09	1 310,60	31,54	67,05	35,51
0,3	17 422,29	17 857,22	18 356,78	434,93	934,49	499,56
0,5	54 186,68	55 511,29	57 073,31	1 324,61	2 886,63	1 562,02
1,0	103 546,51	105 997,97	109 005,84	2 451,46	5 459,33	3 007,87
2,0	131 237,45	134 210,12	138 062,53	2 972,67	6 825,09	3 852,41
4,0	124 757,05	127 327,64	131 079,09	2 570,59	6 322,04	3 751,46
8,0	102 496,88	104 038,02	107 290,02	1 541,13	4 793,14	3 252,00
16,0	68 731,45	68 933,26	71 169,87	201,81	2 438,42	2 236,61
32,0	26 843,54	26 676,58	27 275,02	-166,96	431,48	598,45
Gesamt	630 465,41	641 827,19	660 623,08	11 361,78	30 157,68	18 795,89

Die Abtragung und Ablagerung von Lockermaterial erfolgt nicht gleichmäßig über das Untersuchungsgebiet. Um die räumlichen Unterschiede aufzuzeigen, werden an ausgewählten Standorten Querprofile des Johnsbachs erstellt. Die Standorte der vier Querprofile entsprechen ausgewählten Punkten der Geschiebemessungen. Dabei handelt es sich in Fließrichtung des Johnsbachs um die Standorte Ödsteinblick, Silberreithbrücke, Langgriesgraben und Gsengbrücke. Es wurden die digitalen Geländemodelle der drei Niederschlagsszenarien verwendet, sowie die Ausgangsbasis dafür (Input-DGM) und das unveränderte digitale Geländemodell des Jahres 2010. Abbildung 42 zeigt das Querprofil bei der Gsengbrücke. Das Referenzszenario trägt etwas mehr Material ab, jedoch ist das Querprofil jenem des ursprünglichen DGMs sehr ähnlich. Die beiden anderen Szenarien zeigen einen weitaus tieferen Einschnitt in das Flussbett. Die Tiefe der Erosion ist bei beiden sehr ähnlich, lediglich am orographisch linken Ufer ist beim Extremwertszenario eine größere Eintiefung festzustellen. Der größte Unterschied zur Ausgangsbasis ist die Abtragung an den Uferbereichen. In der Mitte des Gerinnes ist die Diskrepanz am geringsten.

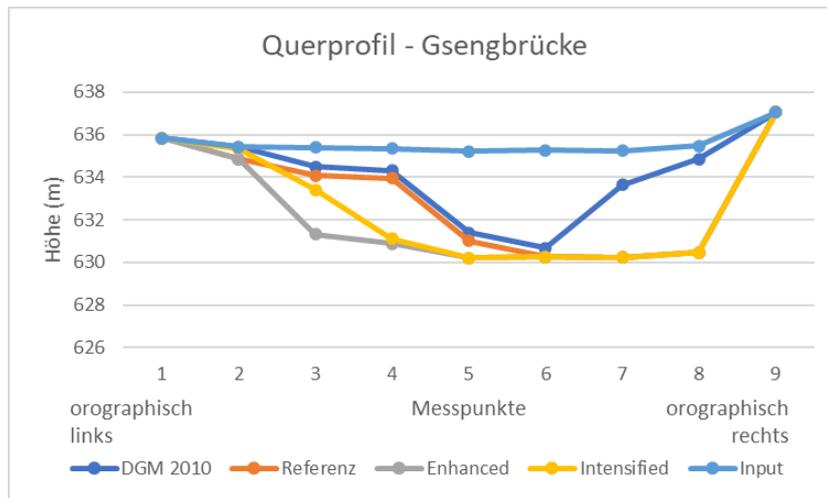


Abbildung 42: Querprofil Gsengbrücke (Quelle: eigene Darstellung)

An den restlichen Standorten konnten keine signifikanten Unterschiede zwischen den Szenarien festgestellt werden (Abbildung 43). Die Differenzen bewegen sich im niedrigen Zentimeterbereich. Der Vergleich zum DGM von 2010 zeigt eine tiefere Einschnidung des Gerinnes, wodurch die Sohle des Flussbetts erodiert wurde. Beim Langgriesgraben und der Silberreithbrücke bewegen sich die größten Unterschiede im Bereich von zehn Metern. Am Standort Ödsteinblick sind weitaus größere Höhenunterschiede von ca. 35 Metern vorhanden. Aufgrund dieser massiven Erosion wurde ein Bedrock-File verwendet und ein Spin-Up durchgeführt.

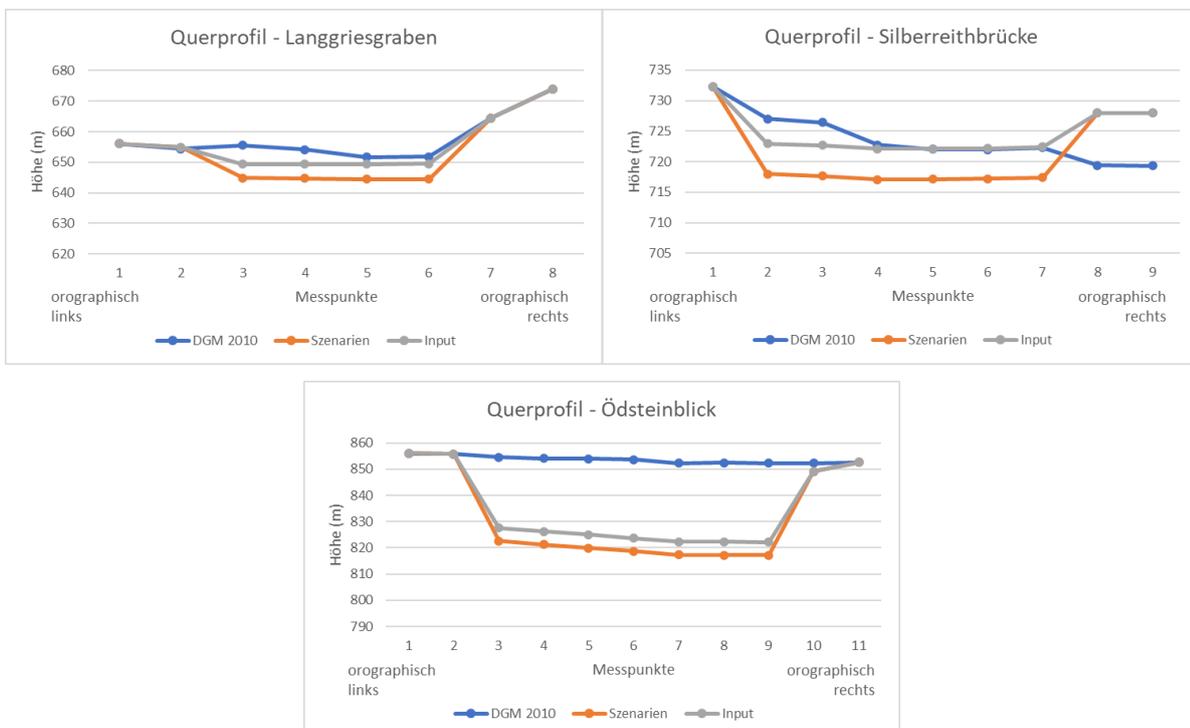


Abbildung 43: Querprofile Langgriesgraben, Silberreithbrücke und Ödsteinblick (Quelle: eigene Darstellung)

Eine weitere CAESAR-Lisflood-Outputdatei die Erkenntnisse über die Korngrößenverteilung ermöglicht ist „d50top.txt“. Darin sind die d_{50} -Werte des aktiven Layers dargestellt. Der d_{50} -Wert gibt die mittlere Partikelgröße (Median) an was bedeutet, dass 50 Prozent der Partikel größer oder kleiner sind als ein bestimmter Wert. Diese im ASCII-Format vorliegende Output-Datei („d50top.txt“) kann mittels ArcGIS in ein Raster-File konvertiert werden, wodurch die räumliche Verteilung der d_{50} -Werte ersichtlich wird. In weiterer Folge wird auf die durchgeführten Simulationen eingegangen.

Die d_{50} -Werte des Referenzszenarios werden mit den d_{50} -Ausgangswerten des Input-DGMs verglichen, um die stattgefundenen Veränderungen feststellen zu können (Abbildung 44). Die roten Bereiche repräsentieren einen Anstieg des d_{50} -Werts bezogen auf den Modellinput. Die grünen Zonen geben hingegen eine Abnahme der mittleren Partikelgröße wieder. Ein Anstieg der d_{50} -Werte ist hauptsächlich im Mündungsbereich des Johnsbachs festzustellen. Eine Abnahme der d_{50} -Werte findet vornehmlich in den Oberläufen der Zubringer des Johnsbachs statt. Der überwiegende Anteil des Gewässernetztes zeigt relativ gleichbleibende mittlere Partikelgrößen.

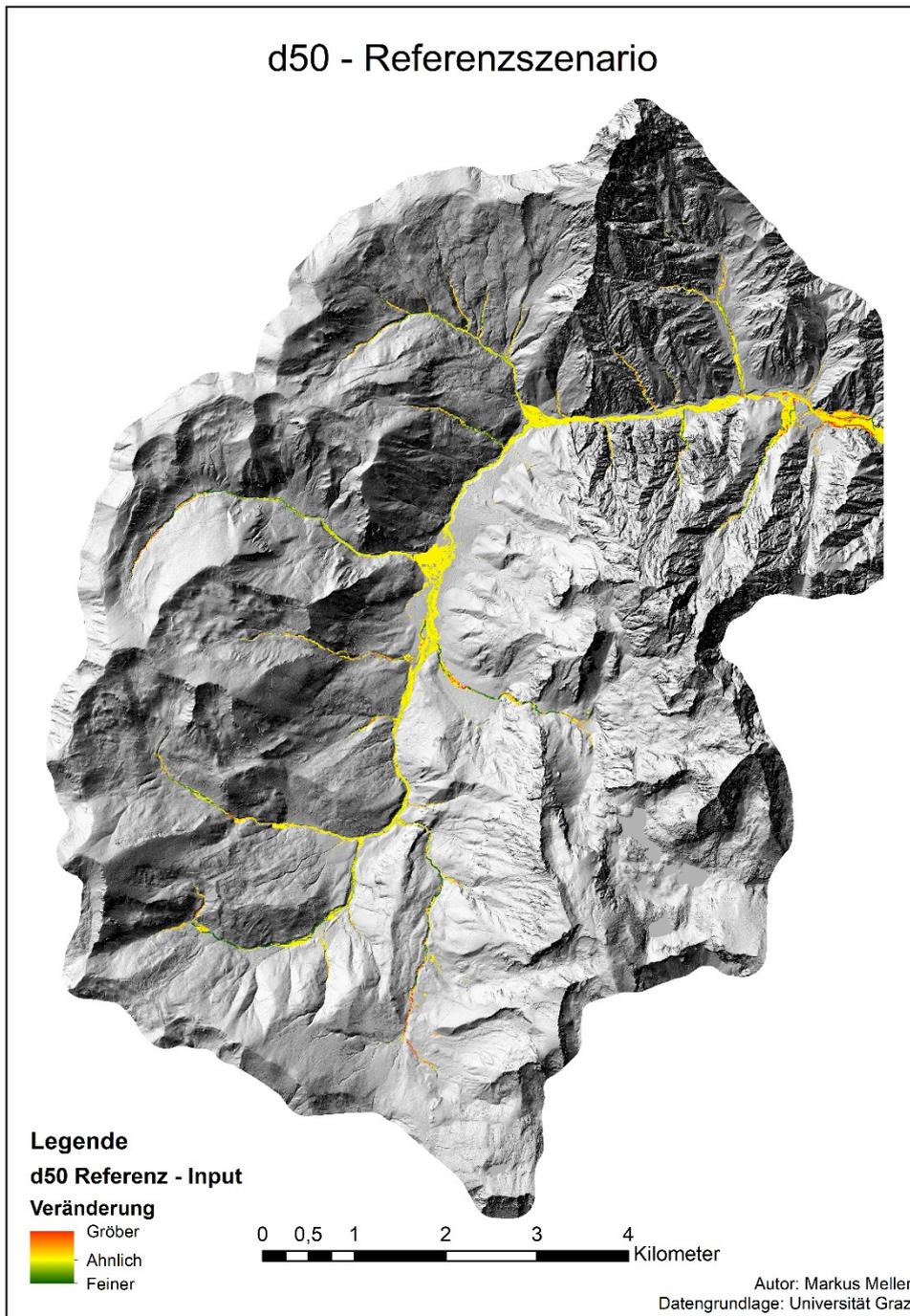


Abbildung 44: d_{50} -Werte – Referenzszenario verglichen mit den Ausgangswerten (Quelle: eigene Darstellung)

Als nächstes wird die Entwicklung der d_{50} -Werte des Extremwert-Szenarios betrachtet (Abbildung 45). Die größten Unterschiede zum Referenzszenario bestehen im Mündungsbereich des Johnsbachs und im Langgriesgraben. Der Mündungsbereich ist durch einen größeren Anstieg der d_{50} -Werte gekennzeichnet als im Referenzszenario. Im Langgriesgraben ist eine deutliche Abnahme der mittleren Partikelgröße zu erkennen. In den übrigen Zubringern sind nur geringe Differenzen erkennbar, jedoch ist ein leichter Trend hin zu geringeren d_{50} -Werten auszumachen.

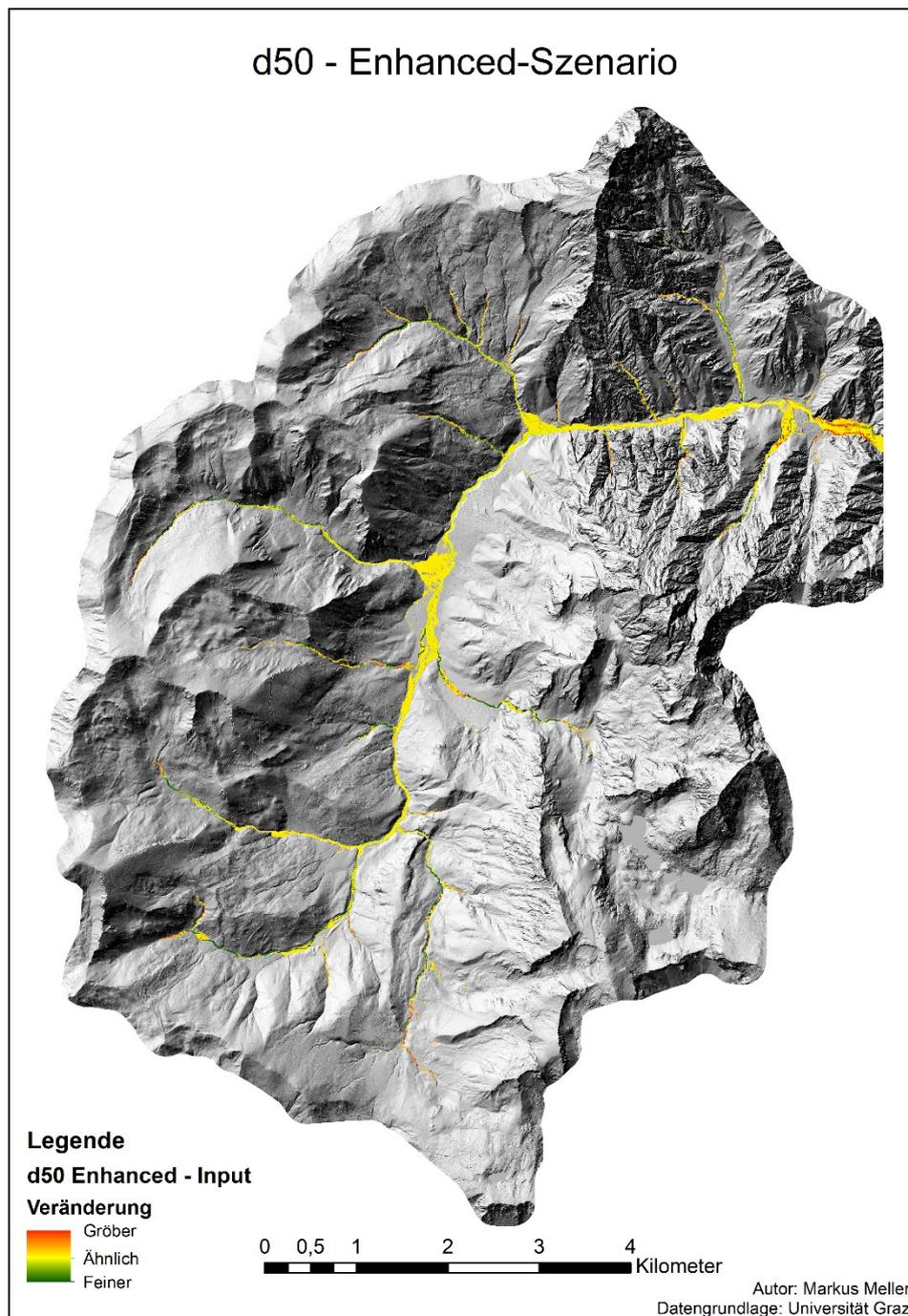


Abbildung 45: d_{50} -Werte – Enhanced-Szenario verglichen mit den Ausgangswerten (Quelle: eigene Darstellung)

Das Intensified-Szenario mit höherem Gesamtniederschlag verfügt über große Ähnlichkeit zum Enhanced-Szenario (Abbildung 46). Differenzen bestehen hauptsächlich im Mündungsbereich des Johnsbachs, hier ist ebenfalls ein Anstieg der mittleren Partikelgrößen erkennbar, jedoch ist dieser wesentlich schwächer ausgeprägt. Abgesehen davon gibt es nur sehr geringe Unterschiede zum Enhanced-Szenario. In einigen Zubringern kann eine stärker ausgeprägte Abnahme bzw. Zunahme der d_{50} -Werte erkannt werden.

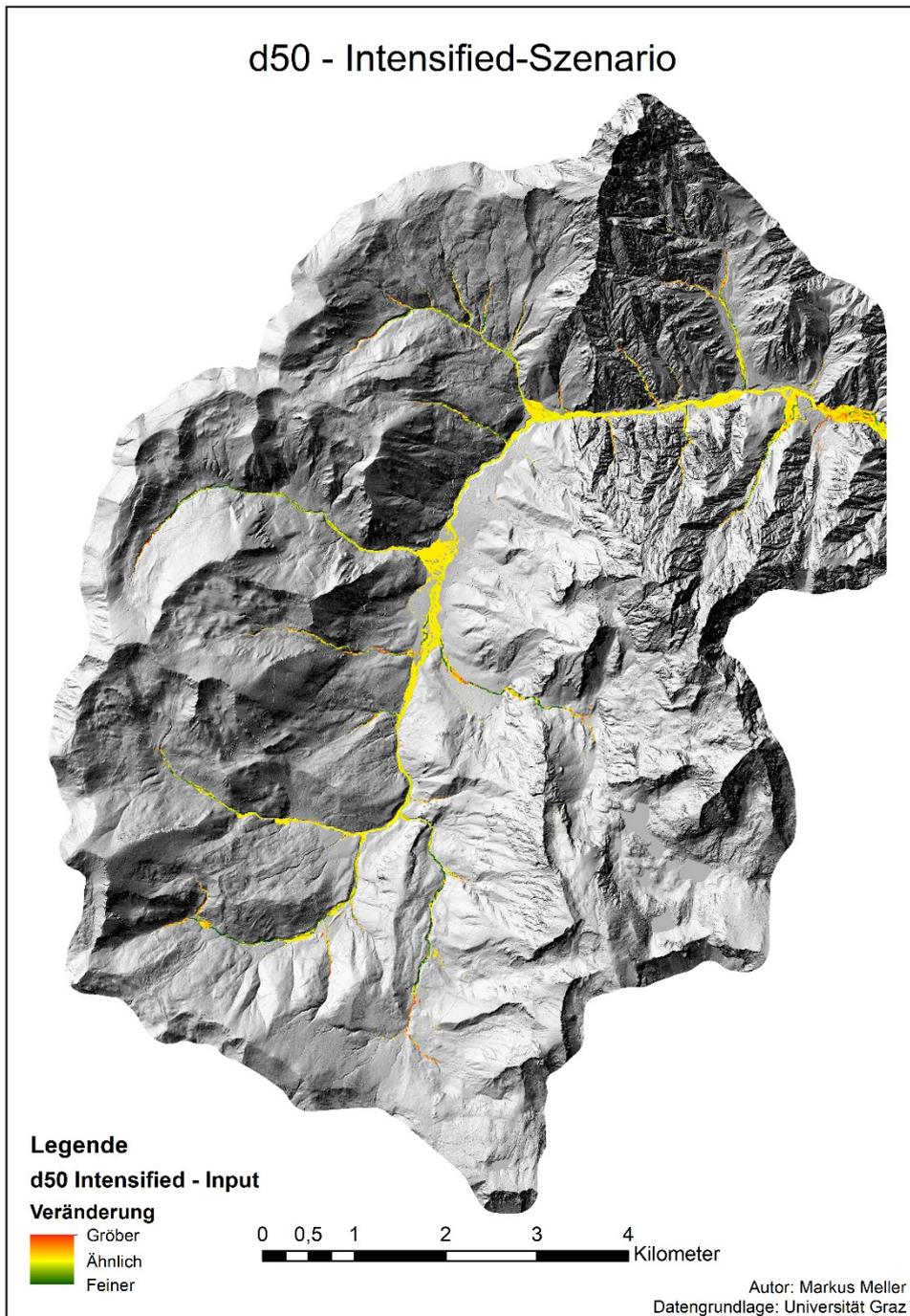


Abbildung 46: d_{50} -Werte – Intensified-Szenario verglichen mit den Ausgangswerten (Quelle: eigene Darstellung)

Neben der räumlichen Varianz der Erosion und Deposition schwankt auch die Verteilung der Korngrößen über das Untersuchungsgebiet. Daher werden an ausgewählten Orten des Johnsbachs Querprofile mit den d_{50} -Werten erstellt. Die gewählten Punkte entsprechen jenen der zuvor dargestellten Querprofile (Gsengbrücke, Langgriesgraben, Silberreithbrücke und Ödsteinblick).

Abbildung 47 zeigt eine Gegenüberstellung der d_{50} -Werte bei der Gsengbrücke. Als Vergleichsbasis dient das Input-DGM der Niederschlagsszenarien. Die verschiedenen

Szenarien zeigen höhere d_{50} -Werte, insbesondere das Referenz- und Enhanced-Szenario weisen einen Anstieg von ca. zwei Millimeter auf über sechs Millimeter auf. Die Maximum-Werte befinden sich am orographisch linken Ufer des Johnsbachs. In diesem Bereich ist die Hälfte der Partikel deutlich größer als am gegenüberliegenden Ufer.

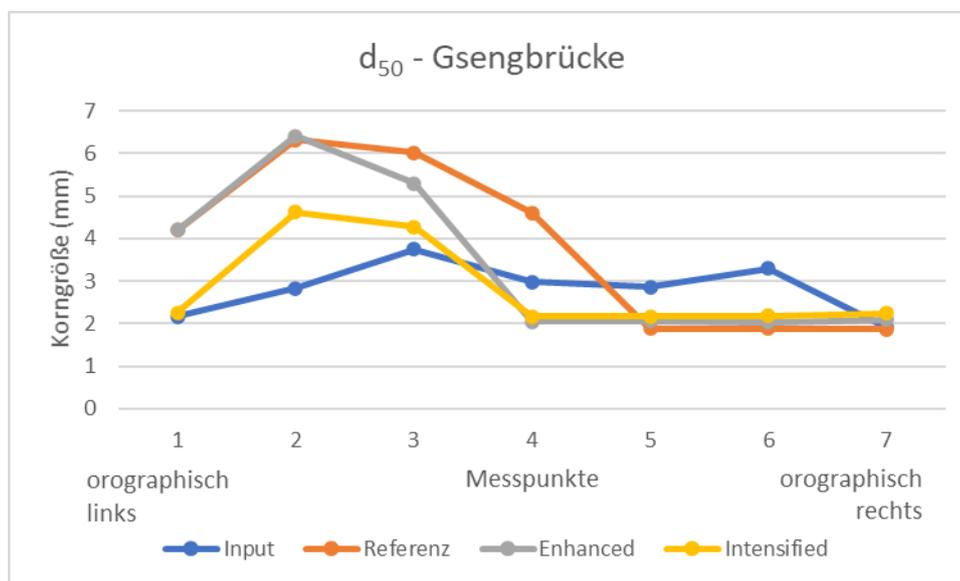


Abbildung 47: d_{50} - Gsengbrücke (Quelle: eigene Darstellung)

Am zweiten Standort, im Langgriesgraben, bewegen sich die verschiedenen d_{50} -Werte in einem ähnlichen Bereich, mit Ausnahme des Referenzszenarios (Abbildung 48). Hier liegen diese Werte beinahe über den gesamten Querschnitt deutlich über allen anderen. Das ist insofern interessant, da die Niederschlagszenarios am vorherigen Standort ein ähnliches Muster aufweisen.

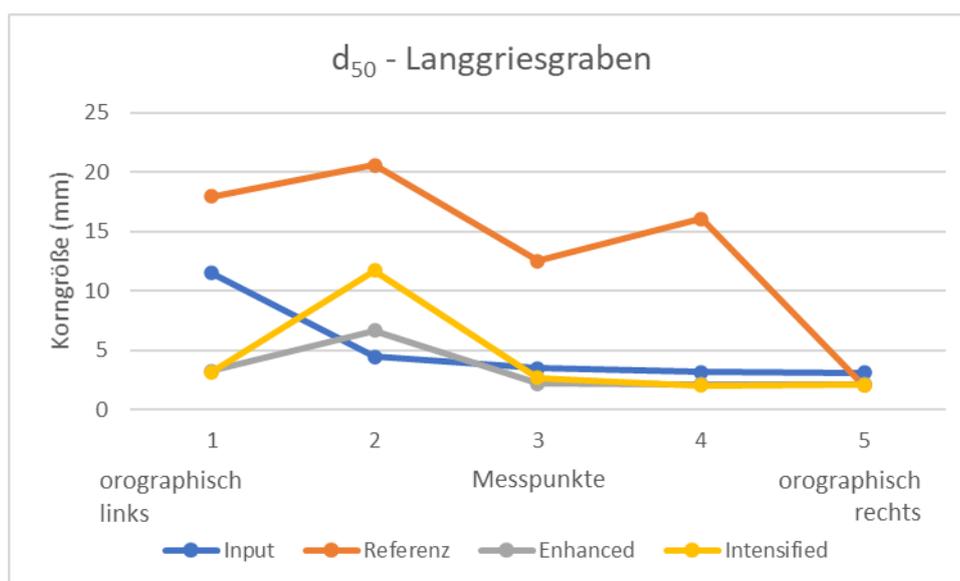


Abbildung 48: d_{50} - Langgriesgraben (Quelle: eigene Darstellung)

Am Standort Silberreithbrücke (Abbildung 49) ähneln sich alle d_{50} -Werte sowohl im Muster als auch in der Höhe. Die Werte steigen zur orographisch linken Seite hin deutlich an. Dort befindet sich die Mündung eines Zubringers in den Johnsbach.

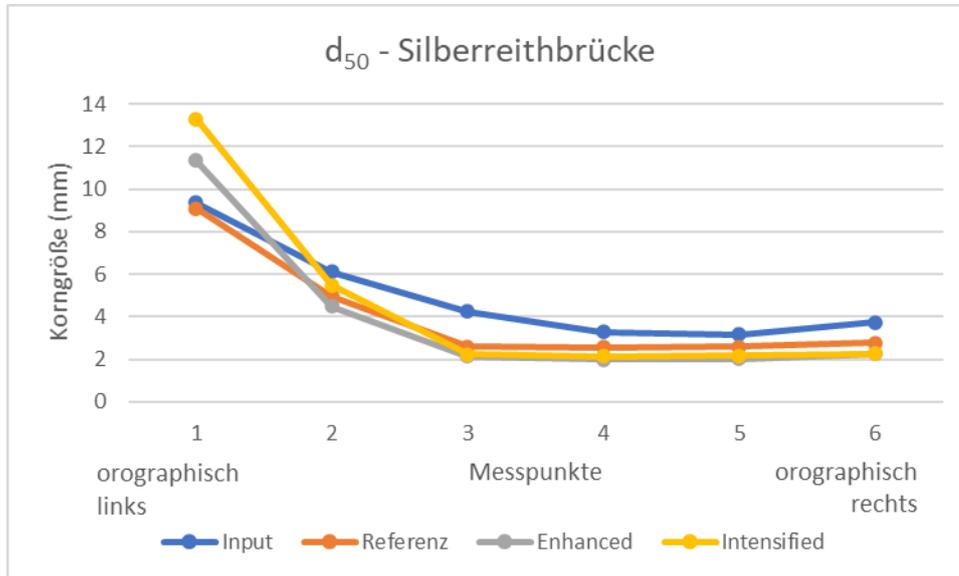


Abbildung 49: d_{50} – Silberreithbrücke (Quelle: eigene Darstellung)

Der am weitesten flussaufwärts gelegene Standort, beim Ödsteinblick (Abbildung 50), zeigt ein bisher nicht aufgetretenes Muster. Hier zeigt das Input-DGM die höchsten d_{50} -Werte, allerdings ist die Differenz zu den restlichen Szenarien mit etwa einem Millimeter gering.

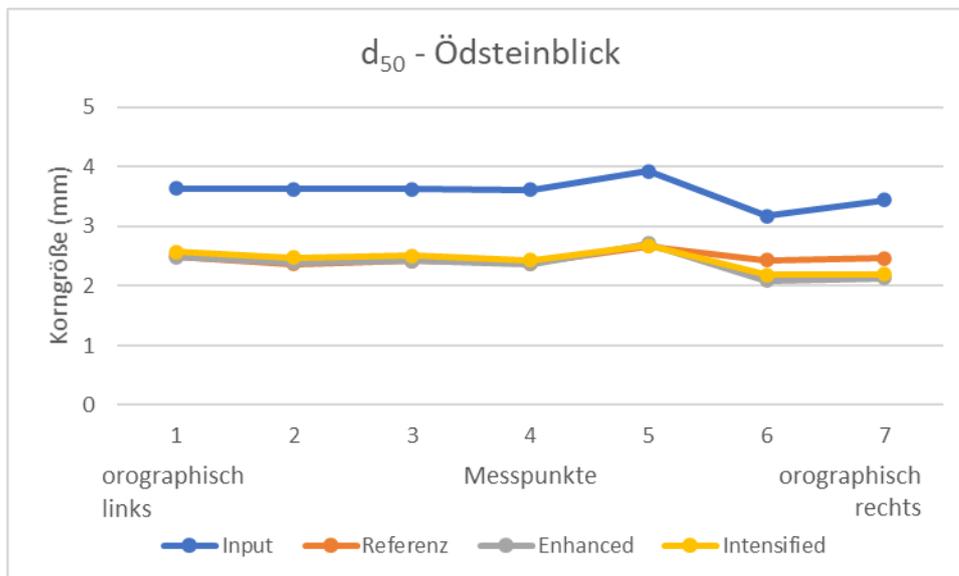


Abbildung 50: d_{50} – Ödsteinblick (Quelle: eigene Darstellung)

Die d_{50} -Werte aller Dateien bewegen sich vorwiegend in einem Bereich zwischen zwei Millimeter und vier Millimeter. Gemeinsamkeiten bestehen zwischen den beiden flussabwärts gelegenen Standorten (Gsenzbrücke und Langgriesgraben), sowie den weiter flussaufwärts

liegenden Standorten (Silberreithbrücke und Ödsteinblick). An ersteren Punkten bestehen größere Diskrepanzen zwischen den verschiedenen Szenarien und dem Input-File. Bei den beiden anderen Standorten sind die d_{50} -Werte wesentlich homogener und die Abweichungen untereinander sind geringer.

6. Diskussion

In diesem Kapitel werden die erhaltenen Ergebnisse diskutiert, sowie die dazu führenden Arbeitsschritte. Dies beinhaltet die verfügbaren Daten, CAESAR-Lisflood und dessen Vorteile und Limitationen, sowie mögliche Fehlerquellen und Unsicherheiten. Zudem erfolgt am Ende dieses Kapitels die Diskussion der zu Beginn definierten Hypothesen und Forschungsfragen.

CAESAR-Lisflood liefert eine Bandbreite an verschiedenen Ergebnissen, mit denen die zukünftige geomorphologische Entwicklung des Untersuchungsgebiets nachvollzogen werden kann. Die Modellergebnisse hängen von der Qualität der Inputdaten und der Modellkalibrierung ab. Der Kalibrierung wird große Aufmerksamkeit geschenkt, da etwaige Fehler sich durch alle nachfolgenden Simulationen ziehen. Aufgrund der eingeschränkten Datenlage ist wenig Spielraum bei der Wahl der Inputdaten und der Simulationsdauer gegeben. Wie bei allen Modelldurchläufen ist ein Kompromiss aus Detailgrad und Rechenzeit zu treffen. Unter Berücksichtigung dieser Limitationen kann eine gute Übereinstimmung mit den realen Werten erreicht werden. Hilfreich für die Kalibrierung ist eine Vergleichsmöglichkeit zu Einzugsgebieten mit ähnlichen naturräumlichen Gegebenheiten, jedoch ist dies mit Schwierigkeiten behaftet. *„Calibrated parameters for some reaches are widely transferable, producing accurate geomorphic changes for some uncalibrated sites. However, large errors along some reaches indicate that reach-specific parameterization is recommended”* (FEENEY et al. 2020: 1273). Der Vergleich von Kalibrierungen und Simulationen mit anderen, ähnlichen Untersuchungsgebieten ist oftmals nicht zielführend, da Verhalten eines Einzugsgebiets nur selten auf andere übertragbar ist. Die Erhebung von standortspezifischen Daten für die Kalibrierung Validierung des jeweiligen Untersuchungsgebiets wäre der Idealfall, jedoch ist dies sehr zeit- und kostenintensiv und in der Realität nicht immer umsetzbar. (vgl. COULTHARD et al. 2005: 223) Auch in der Literatur sind Versuche einer Kalibrierung und Validierung von CAESAR-Lisflood mittels empirischer Daten, sowie die konkreten Auswirkungen bestimmter Parameter auf den Modelloutput, nur selten zu finden (vgl. WALSH et al. 2020: 14).

Die Kalibrierung der hydrologischen Komponente von CAESAR-Lisflood findet über den Zeitraum von 2015-2017 statt. Dieser Zeitraum ist aufgrund der Datenverfügbarkeit vorbestimmt. Idealerweise findet die Kalibrierung des hydrologischen Modells jedoch über einen längeren Zeitraum statt. Der Vergleich der aus dem Niederschlagsinput generierten Abflusswerte mit den empirischen Abflusswerten ergibt eine gute Übereinstimmung mit geringfügigen Abweichungen. Insbesondere die Korrelation der Peaks sind wichtig, da die Phasen des höchsten Abflusses zu höherer geomorphologischer Aktivität führen. Diese

Diskrepanzen können auf die geologische Situation im Johnsbachtal zurückzuführen sein. Die verkarstungsfähigen Gesteine der nördlichen Kalkalpen ermöglichen die Versickerung von Wasser, wodurch Abweichungen in den Abflusswerten entstehen können. (vgl. STRASSER et al. 2013)

Weiterführend ist die Kalibrierung inklusive des Sedimenttransports ist zentral für die Feststellung der geomorphologischen Aktivität im Untersuchungsgebiet. Die für den Abfluss relevanten Parameter werden von der hydrologischen Kalibrierung übernommen. Dadurch verringert sich die Anzahl der anzupassenden Parameter, was zu einer Reduktion der Komplexität und der Unsicherheiten beiträgt. Die Kalibrierung ist ein iterativer Prozess, weshalb der Simulationszeitraum lediglich auf ein Jahr festgelegt wird, um die Rechenzeit in einem akzeptablen Rahmen zu halten. Idealerweise wird die Modellkalibrierung über einen wesentlich längeren Zeitraum durchgeführt, um eine bestmögliche Anpassung an die reale Situation zu erreichen, jedoch ist dies hier aufgrund von Einschränkungen der Datenverfügbarkeit und Hardware nicht zielführend. Im Zuge diverser Kalibrierungen, um die finale Parameterkombination zu erlangen, ist eine Überschätzung der Erosions- und Depositionsraten durch CAESAR-Lisflood erkennbar. Durch die wiederholte Durchführung von Kalibrierungen, mit einhergehenden Parameteranpassungen, kann die Überschätzung der Erosion und Deposition deutlich verringert werden. (vgl. FEENEY et al. 2020: 1274) Im Bereich der Erosion spielt die Integration eines Bedrock-Files mit einer Tiefe von fünf Meter eine entscheidende Rolle, sowie die Durchführung eines Spin-Ups. *„CAESAR-Lisflood requires time to 'spin-up' – a process characterized by the winnowing of fine sediments from the channel bed and an exaggerated rate of geomorphic change and sediment output at the beginning of simulations”* (FEENEY et al. 2020: 1276). Das Kalibrierungsergebnis kann durch die Wahl einer längeren Simulationsdauer und einer höheren Anzahl an Modelldurchläufen weiter verbessert werden, was aufgrund der verfügbaren Daten und Hardware hier aber nicht zielführend ist. Die Qualität des Kalibrierungsergebnisses wird hauptsächlich anhand der Erosions- und Depositionsraten und deren räumlicher Verteilung, sowie des Sedimentoutputs eruiert. Diese Parameter sind die wichtigsten für die nachfolgenden Simulationen. (vgl. FEENEY et al. 2020: 1279) Unter Berücksichtigung dieser Gegebenheiten kann dieses Kalibrierungsergebnis als Basis für weiterfolgende Modellierungen verwendet werden.

Grundsätzlich ist nicht das gesamte Untersuchungsgebiet gleichermaßen interessant, sondern primär die geomorphologisch aktiven Bereiche wie der Langgriesgraben, der Gsenggraben etc. (vgl. RASCHER und SASS 2017). Werden diese gesondert betrachtet verbessert sich die Übereinstimmung der statistischen Kennzahlen zwischen der Kalibrierung und den realen Werten deutlich. Da der Fokus auf Extremereignissen liegt, gilt die Aufmerksamkeit

vornehmlich dem Minimum und Maximum. Trotz einer Verbesserung bleibt eine leichte Überschätzung der Erosion und Deposition weiterhin bestehen. Die Kalibrierung des Modells und auch die Validierung der Ergebnisse ist ein bestehendes und bekanntes Problem, das auf den Mangel an temporal hochaufgelösten Daten zu Sedimenttransport, Sedimentoutput, Erosion und Deposition zurückzuführen ist (vgl. HANCOCK et al. 2017: 22). Dies trifft auch hier zu, außerdem muss erwähnt werden, dass in der spezifischen Literatur keine vergleichbaren Ergebnisse zu finden waren.

Die Niederschlagsszenarien für weiterführende Simulationen stützen sich aufgrund der eingeschränkten Datenlage auf die Jahre von 2010-2017. Um ein möglichst breites Spektrum an zukünftigen Entwicklungen abzudecken werden drei Szenarien erstellt. Die bestehenden Niederschlagsdatensätze werden so kombiniert, um eine Beibehaltung des langjährigen Mittels, eine höhere Frequenz von Extremereignissen und einen Anstieg des mittleren Jahresniederschlags darzustellen. Um eine Einzugsgebietstypische Niederschlagsverteilung zu erhalten setzen sich die Szenarien aus bestehenden Niederschlagsdatensätzen zusammen, anstatt selbst erstellte Niederschlagsdatensätze zu verwenden. Dadurch ist die Auswahl von verfügbaren Daten zwar eingeschränkt, jedoch sind die Niederschlagsmuster repräsentativ für das Untersuchungsgebiet. Das Referenzszenario weist einen mittleren Jahresniederschlag von 1328,44 mm auf, während das Enhanced-Szenario 1654,42 mm, und das Intensified-Szenario 1656,1 mm aufweisen. Die Steigerung vom Referenz- zum Enhanced-Szenario beträgt 24,54 %, und die Steigerung vom Referenz- zum Intensified-Szenario beträgt 24,66 %. Die prozentualen Anstiege bezogen auf das Referenzszenario sind zwar sehr ähnlich, jedoch ist die Niederschlagsverteilung eine andere. Es galt die Annahme, dass die unterschiedliche Niederschlagsverteilung einen ausgeprägteren Effekt auf die geomorphologische Aktivität hat, als es tatsächlich der Fall war. Es ist festzustellen, dass die Niederschlagsmenge einen weitaus größeren Einfluss auf die Erosions- und Depositionsraten im Untersuchungsgebiet hat. Retrospektiv gesehen ist anzumerken, dass die Niederschlagsszenarien zu geringe Unterschiede in der Gesamtniederschlagsmenge aufweisen. Dies gilt insbesondere für das Enhanced- und Intensified-Szenario. Die Ergebnisse der Modellierung zeigen dadurch zwar gewisse Differenzen jedoch sind diese nur schwach ausgeprägt. Auf die Ergebnisse und den Zusammenhang mit der Erstellung der Szenarien wird im Folgenden eingegangen.

Die Simulation von drei verschiedenen Pfaden der Niederschlagsentwicklung bildet den Hauptteil dieser Arbeit. Die Parameterkombinationen der Szenarien entsprechen jener der Modellkalibrierung. Der einzige Unterschied besteht im verwendeten Niederschlagsdatensatz. Dadurch wird die Vergleichbarkeit der Szenarien untereinander gewährleistet. Die Parameter werden gleich für das gesamte Untersuchungsgebiet angenommen. Dabei kann es zu großen

Unterschieden in verschiedenen Teilbereichen des Einzugsgebiets kommen, da das Untersuchungsgebiet nicht homogen ist. Hier wurden der Niederschlag, der in alpinen Gebieten einer hohen kleinräumigen Variabilität unterliegt, sowie auch die Tiefe des Grundgesteins und die Vegetationsbedeckung gleichmäßig für das gesamte Untersuchungsgebiet übernommen. In der Realität verfügen Flusseinzugsgebiete jedoch über weitaus mehr Antriebe für die Entwicklung des Einzugsgebiets. Das wirft die Frage auf, ob trotz dieser Einschränkungen eine realistische Simulation der Einzugsgebietsentwicklung möglich ist. Mit den derzeitigen Modellen ist es nicht möglich alle einflussgebenden Parameter inklusive ihrer Variabilität miteinzubinden (vgl. COULTHARD et al. 2005: 237f; vgl. COULTHARD und SKINNER 2016)

Um die Forschungsfragen, sowie die Hypothese beantworten zu können sind vor allem der Sedimentoutput aus dem Untersuchungsgebiet, sowie die räumliche Verteilung der Erosions- und Depositionsbereiche von Interesse. Durch den Vergleich der verschiedenen Szenarien können potenzielle zukünftige Entwicklungen eruiert werden. Als Anhaltspunkt dient das Differenzmodell (2010-2015). Der Vergleich des Sedimentoutputs über die gesamte Simulationsdauer offenbart ein Ergebnis, das grundsätzlich den Erwartungen entspricht. Diese beinhalten den höchsten Sedimentoutput beim Enhanced-Szenario, gefolgt vom Intensified-Szenario und dem Referenzszenario. Diese Annahmen können bestätigt werden, jedoch fallen die Unterschiede sehr gering aus, was auf die verwendeten Niederschlagsdatensätze zurückzuführen ist. Jedoch ist der Sedimentoutput für ein Einzugsgebiet dieser Größe beträchtlich (ca. 2 500 000 m³). Jedoch konnte in der Fachliteratur kein Vergleichswert gefunden werden. Die meisten Studien laufen über hunderte bis tausende Jahre oder laufen in wesentlich kleineren räumlichen Einheiten ab. Es ist schwierig diese Ergebnisse zu validieren, da für dieses Untersuchungsgebiet nur wenige Daten vorliegen und der Vergleich mit anderen Untersuchungsgebieten großen Unsicherheiten unterliegt. Einzugsgebiete mit ähnlichen Charakteristika können zwar auf den ersten Blick als geeignet für einen Vergleich erscheinen, jedoch können diese ein gänzlich anderes Verhalten auf diverse Inputs aufweisen. (vgl. COULTHARD et al. 2005: 237f) Insbesondere die Validierung von Erosion und Deposition ist schwierig, da nur selten geeigneten Daten verfügbar sind, wie es auch hier der Fall ist. Abhilfe schaffen digitale Geländemodelle und Orthophotos, um Veränderungen von Gerinnegrundriss, Mäander, Bankerosion etc. feststellen zu können. Diese Aufnahmen halten jedoch nur die Situation zu einem spezifischen Zeitpunkt fest. Für die Validierung sich rasch ändernder Systeme fluvialer Systeme, sind Zeitreihen mit geringen Intervallen von Vorteil. (vgl. COULTHARD et al. 2007: 203f)

Abgesehen vom gesamten Sedimentoutput ist auch die temporale Entwicklung von Interesse, insbesondere im Zusammenhang mit Extremereignissen. Im Grunde genommen wird ein Anstieg des Sedimentoutputs erwartet, der mit dem Niederschlagsinput korreliert (vgl. XIE et al. 2018). Die Peaks des Niederschlagsinputs und des Sedimentoutputs korrelieren in den ersten Jahren der Simulation sehr gut, danach kommt es jedoch zu einer Entkoppelung, da der Sedimentoutput deutlich abnimmt. Der höchste Output wird bei allen Szenarien im zweiten Jahr der Simulation erreicht, auch im dritten Jahr befindet sich der Sedimentoutput auf einem hohen Niveau. Danach kommt es zu einem rapiden Abfall des Outputs aus dem System. Diese Entwicklung betrifft alle drei Szenarien. Im Zusammenhang damit ist der kumulierte Sedimentoutput zu betrachten. Hier ist ebenfalls ein steiler Anstieg in den ersten drei Jahren der Simulation zu erkennen, wobei sich dieser schließlich auf einem hohen Niveau einpendelt. Daraus kann geschlossen werden, dass bereits in den ersten Jahren der zehnjährigen Simulation der Großteil des Sediments mobilisiert, und aus dem System ausgetragen wird. In der verbleibenden Zeitspanne kommt die Sedimentdynamik beinahe vollständig zum Erliegen. Diese Entwicklung lässt darauf schließen, dass die Erosion im Untersuchungsgebiet sehr stark ausgeprägt ist. Denn bereits in einem kleinen Teil der Simulationsdauer wird beinahe das gesamte verfügbare Lockermaterial ausgetragen. (vgl. COULTHARD und VAN DE WIEL 2007; vgl. COULTHARD und VAN DE WIEL 2017: 6f; vgl. HANCOCK 2009: 354f) Dieser Trend erstreckt sich über alle Szenarien, jedoch existieren Unterschiede in der Dimension des Sedimentoutputs, auch wenn diese nur sehr gering sind.

Diese Beobachtungen können auch bei den Erosions- und Depositionsraten durch die Betrachtung der Histogramme gemacht werden. Diese zeigen eine deutliche Häufung bei den höchsten Erosionswerten von minus vier bis minus fünf Metern an, was die starke Erosion und den hohen Sedimentoutput bestätigt. Der Vergleich zwischen den Szenarien bezüglich der Zellenanzahl mit gewissen Erosion- bzw. Depositionswerten zeigt die bereits festgestellten geringen Differenzen zwischen den Szenarien. Die deutliche Häufung in den beiden höchsten Erosionsklassen (vier und fünf Meter) ist ein Indiz für die nach wie vor bestehende Überschätzung der Erosionsraten durch CAESAR-Lisflood. Auch die räumliche Verteilung der Erosions- und Depositionsbereiche leidet unter den geringen Unterschieden zwischen den Niederschlagsszenarien. Die Differenzen fallen nur sehr gering aus und sind mit freiem Auge kaum auszumachen. Die meiste Aktivität findet im Mündungsbereich des Johnsbachs und im Langgriesgraben statt. (vgl. HANCOCK 2009: 354) *„Erosion and deposition within alluvial channels are characterized by the movement of bedload and suspended load, and by processes caused by the interaction of multiple grain sizes (e.g. bed armouring). This already complex situation is further hampered by the historical contingency of fluvial sediment, as a*

'memory' of previous episodes of erosion and deposition is stored within the channel or floodplain stratigraphy" (COULTHARD et al. 2007: 197).

In Bezug auf geomorphologische Veränderungen, die durch veränderte Niederschlagsbedingungen zurückzuführen sind, können keine klaren Aussagen getroffen werden. Es ist zwar ein Anstieg des Sedimentoutputs auszumachen, der mit dem Anstieg der Niederschlagsmengen korreliert. Jedoch übt die Verteilung des gefallenen Niederschlags keinen bzw. nur einen geringen Einfluss auf die geomorphologische Aktivität im Untersuchungsgebiet aus. Die erstellten Niederschlagsdatensätze für die Simulation zukünftiger Klimawandelszenarien sind der limitierende Faktor, weswegen nur wenig aussagekräftige Ergebnisse erzielt werden können. Die Differenzen in den Niederschlagsmengen und der Niederschlagsverteilung wurden zu gering gewählt. Allerdings war der Gedanke hinter der geringen Differenz in den Niederschlagsmengen des Enhanced-Szenarios und des Intensified-Szenarios die Feststellung des Einflusses von veränderten Niederschlagsmustern. Die größere Häufigkeit an Extremereignissen des Enhanced-Szenarios führt nicht zu höherer geomorphologischer Aktivität im Untersuchungsgebiet. Ein Grund dafür könnte in zu geringen Niederschlagspeaks liegen. Bezüglich des Sedimentoutputs ist die Magnitude auffällig, da sehr große Mengen an Lockermaterial aus dem Untersuchungsgebiet ausgetragen werden. Daraus kann geschlossen werden, dass große Mengen an erodierbarem Lockermaterial im Untersuchungsgebiet vorhanden sind, die bei ausreichendem Niederschlag mobilisiert werden. Hier gilt allerdings erneut, dass die gewählten Niederschlagsdatensätze nicht zu den Differenzen führen, um klare Aussagen treffen zu können.

Hinsichtlich der Korngrößenverteilung und deren Beeinflussung durch veränderte Niederschlagsbedingungen fallen die Differenzen erneut sehr gering aus. Bei den Proportionen der einzelnen Korngrößenfraktionen kann durchwegs eine Abnahme der kleineren Fraktionen beobachtet werden, während der Anteil der drei größten Fraktionen zunimmt. Auch die Magnitude der Veränderungen bewegt sich in einem sehr ähnlichen Bereich. Die bisherigen Erkenntnisse können auch auf das Volumen des aktiven Layers übertragen werden. Nämlich sehr geringe Differenzen zwischen den Szenarien und keine signifikanten Veränderungen beim Extremwertszenario. Außerdem ist das Gesamtvolumen des aktiven Layers beim Intensified-Szenario am höchsten, gefolgt vom Enhanced-Szenario und dem Referenzszenario. Die Betrachtung des Volumens aller Sedimentschichten offenbart dasselbe Ergebnis, da der Großteil der Aktivität ohnehin im aktiven Layer stattfindet. Eine weitere Analyse der Korngrößen kann durch die d_{50} -Werte erreicht werden. Alle Szenarien zeigen im Großteil des Johnsbachs nur geringe Differenzen.

Die Visualisierung der geomorphologischen Aktivität durch Querprofile an sechs ausgewählten Punkten entlang des Johnsbachs zeigt überwiegend keine signifikanten

Unterschiede zwischen den verschiedenen Klimaszenarien. Dabei ist auch kein signifikanter Trend bezüglich der Standorte flussaufwärts bzw. flussabwärts erkennbar. Lediglich am Standort Gsengbrücke, der am weitesten flussabwärts gelegen ist, sind Differenzen erkennbar. Das Enhanced- und das Intensified-Szenario zeigen eine tiefere Einschnidung als das Referenzszenario.

Abschließend ist festzustellen, dass die klimainduzierten geomorphologischen Veränderungen im Johnsbachtal nur in geringem Maße von veränderten Niederschlagsmustern beeinflusst werden. Die Gesamtniederschlagsmenge übt einen wesentlich größeren Einfluss aus als die Verteilung. Ausschlaggebend dafür ist die Zusammensetzung der verwendeten Niederschlagsdatensätze. Diese wurden mit dem Ziel erstellt, Unterschiede zwischen erhöhtem Gesamtniederschlag und einer höheren Frequenz an Extremereignissen aufzuzeigen. Es wurde darauf geachtet, dass die Niederschlagsdatensätze aus bestehenden Datensätzen zusammengesetzt sind und sich die Jahresniederschlagsmengen in einem realistischen Bereich für dieses Gebiet befinden. Dabei wurden die Unterschiede in den Niederschlagsmengen zwischen den verschiedenen Szenarien zu gering gewählt, um in den nachfolgenden Analysen aussagekräftige Ergebnisse erzielen zu können. Rückblickend wäre bei eingeschränkter Datenverfügbarkeit die Erstellung eigener Niederschlagsdatensätze eine Variante, um aussagekräftigere Ergebnisse zu erhalten. Allerdings sind dabei einzugsgebietstypische Niederschlagsmuster zu beachten, um die Repräsentativität zu gewährleisten. Ein Vergleich der gewonnenen Ergebnisse mit relevanter Fachliteratur fällt schwer, da entweder die Größe des Untersuchungsgebiets, die Zeitspanne der Modellierung oder die Einzugsgebietscharakteristik nicht mit den Gegebenheiten dieser Arbeit vergleichbar sind.

Im Folgenden wird auf die anfangs definierte Hypothese und die Forschungsfragen eingegangen.

Hypothese: Der Einfluss des Klimawandels führt durch veränderte Niederschlagsmuster zu geomorphologischen Veränderungen im Untersuchungsgebiet, wofür die Modellierung mit CAESAR-Lisflood ein adäquates Mittel darstellt.

Gemäß den Prognosen diverser Klimamodelle manifestiert sich der Klimawandel in einem Anstieg der Niederschlagsmengen, inklusive einer höheren Frequenz von Extremereignissen, unter Berücksichtigung hoher Unsicherheiten. Diese Entwicklung wird durch die Erstellung verschiedener Niederschlagsszenarien abgebildet. In den Ergebnissen ist ersichtlich, dass höhere Niederschlagsmengen zu höherem Sedimentoutput führen. Allerdings spielt die

Niederschlagsverteilung eine deutlich untergeordnete Rolle, da eine höhere Frequenz an extremen Niederschlagsereignissen des Enhanced-Szenarios keinen signifikanten Anstieg des Sedimentoutputs zeigt. Der gleichmäßige Anstieg der Gesamtniederschlagsmenge um den Faktor 1,2 des Intensified-Szenarios führt zu einem sehr ähnlichen, jedoch leicht höheren Ergebnis. Dieser Trend ist auch bei der räumlichen Verteilung der Erosions- und Depositionsbereiche, sowie den zugehörigen Raten erkennbar. Die Unterschiede zwischen den Szenarien fallen sehr gering aus, jedoch ist im Vergleich zum Differenzmodell von 2010-2015 ein Anstieg der geomorphologischen Aktivität erkennbar. Insbesondere die Erosion ist im Untersuchungsgebiet sehr stark ausgeprägt. Aus den vorliegenden Ergebnissen kann somit abgeleitet werden, dass ein Anstieg des Gesamtniederschlags einen größeren Einfluss auf den Sedimenthaushalt und die geomorphologische Aktivität im Untersuchungsgebiet ausübt als ein häufigeres Auftreten von Extremereignissen, wenn auch nur in geringem Maße. Es muss jedoch berücksichtigt werden, dass bei allen Ergebnissen eine Überschätzung der Erosionsraten durch CAESAR-Lisflood mitwirkt.

CAESAR-Lisflood ist ein geeignetes Werkzeug für die Modellierung von Zukunftsszenarien. Das Modellergebnis ist jedoch in großem Maße von der Qualität der Inputdaten und insbesondere der Kalibrierung abhängig. Hier waren einige Einschränkungen vorhanden, weshalb Verbesserungspotenzial besteht. Dennoch kann zweifelsfrei festgestellt werden, dass CAESAR-Lisflood sehr gut für die Simulation potenzieller zukünftiger Entwicklungen in fluvialen Systemen geeignet ist.

Ausgehend von den erhaltenen Ergebnissen können die zu Beginn definierten Forschungsfragen wie folgt beantwortet werden:

- Wie wirken sich Veränderungen der Niederschlagsbedingungen auf die geomorphologische Aktivität in einem alpinen Einzugsgebiet aus?

Durch erhöhte Niederschlagsmengen kann ein Anstieg der Erosion sowohl in der Höhe der Raten als auch in der räumlichen Ausdehnung festgestellt werden. Mit Ausnahme weniger Bereiche dominiert im gesamten Einzugsgebiet die Erosion. Es wird wesentlich mehr Material aus dem Untersuchungsgebiet ausgetragen als abgelagert. Mit dem Anstieg der Jahresniederschlagssumme steigt sowohl die räumliche Ausdehnung geomorphologisch aktiver Bereiche als auch die Raten mit denen Material erodiert und abgelagert wird. Somit führt ein Anstieg der Niederschlagsmengen zu erhöhter geomorphologischer Aktivität im Johnsbachtal.

- Wie hat sich der Sedimenthaushalt des Einzugsgebiets im Untersuchungszeitraum verändert?

Der gesamte Sedimentoutput aus dem Untersuchungsgebiet ist im Intensified-Szenario am höchsten, gefolgt vom Enhanced-Szenario und dem Referenzszenario. Erhöhter Gesamtniederschlag führt somit zu mehr Sedimentoutput als eine höhere Frequenz von Extremereignissen. Über die gesamte Simulationsdauer wird eine sehr große Menge an Sediment erodiert und aus dem System ausgetragen. Insbesondere in den ersten Jahren der Simulation kommt es zu massivem Austrag von Material aus dem System. Außerdem überwiegt die Erosion im Untersuchungsgebiet deutlich über die Deposition von Lockermaterial.

- Wie verändert sich das Einzugsgebiet unter Berücksichtigung zukünftiger Klimawandelszenarien?

Die drei Niederschlagsszenarien zeigen zwar wahrnehmbare Differenzen, allerdings fallen diese geringer als erwartet aus. Im Vergleich zum Referenzszenario, das als Vergleichsbasis dient, zeigen die beiden Szenarien mit erhöhten Niederschlagswerten einen Anstieg der geomorphologischen Aktivität. Die Veränderungen des Untersuchungsgebiets beschränken sich auf eine größere Ausdehnung der Erosionsbereiche, sowie auf höhere Erosionsraten. Generell kommt es zu mehr Abtragung und Ablagerung von Sediment. Die größten Veränderungen sind im Intensified-Szenario festzustellen, das einen gleichmäßigen Anstieg der Niederschlagssummen um 20 % darstellt. Das Extremwertszenario zeigt zwar erhöhte Aktivität, jedoch sind die Unterschiede zur Vergleichsbasis sehr gering. Die gewonnenen Ergebnisse hängen allerdings stark von der Modellkalibrierung und der Qualität der verwendeten Daten ab. Um aussagekräftigere Ergebnisse zu erhalten bedarf es einer Adaptierung der Niederschlagsszenarien, um größere Differenzen zwischen verschiedenen Niederschlagsmustern- und Mengen zu erhalten.

- Wie verändern sich die Frequenz und Magnitude geomorphologischer Prozesse im Angesicht sich ändernder Niederschlagsbedingungen unter besonderer Berücksichtigung von Extremereignissen?

Im Rahmen dieser Arbeit konnte nicht festgestellt werden, dass Extremereignisse zu gravierenden Veränderungen im Untersuchungsgebiet führen. Es konnten keine großen

Peaks in der Erosion von Lockermaterial festgestellt werden. Vielmehr führt ein gleichmäßiger Anstieg der mittleren Niederschlagsmengen zu stärker Abtragung von Lockermaterial im Untersuchungsgebiet als Extremereignisse. Es konnte auch kein direkter Zusammenhang zwischen extremen Niederschlagsereignissen und geomorphologischer Aktivität festgestellt werden.

7. Conclusio

Die Erstellung verschiedener Niederschlagsszenarien zur Abbildung potenzieller klimawandelbedingter Veränderungen bildet den Grundstein für die Modellierung mittels CAESAR-Lisflood. Aus den vorliegenden Niederschlagsaufzeichnungen von 2010-2017 werden die Szenarien abgeleitet um den Status Quo, eine höhere Frequenz an Extremereignissen, sowie einen gleichmäßigen Anstieg der Jahresniederschlagsmenge abzubilden. Die beiden letzteren Szenarien stellen einen Anstieg der Niederschlagsmenge in Relation zum Referenzszenario um etwa 25 % dar.

Die Simulation zukünftiger Niederschlagsszenarien mittels CAESAR-Lisflood ermöglicht Einblicke in die Auswirkungen des Klimawandels auf die geomorphologische Aktivität im Johnsbachtal. Dafür sind vor allem die Höhe und Verteilung der Erosion- und Deposition im Untersuchungsgebiet wichtig. Alle drei Szenarien zeigen am Ende der zehnjährigen Simulation höhere Erosions- und Depositionsraten an als das Differenzmodell 2010-2015. Der Trend hin zu einer Überschätzung der Erosionsraten konnte bereits im Zuge der Kalibrierung beobachtet werden. Die räumliche Ausdehnung der von Erosion und Deposition betroffenen Gebiete steigt bei allen Szenarien im Vergleich zur Realität deutlich an. In der Realität sind nur wenige geomorphologisch aktive Bereiche wie der Langgriesgraben und der Gsenggraben von Höhenveränderungen betroffen. Im Modellergebnis jedoch, weist der gesamte Johnsbach inklusive der Zubringer deutliche Höhenveränderungen auf.

Im Laufe der zehnjährigen Simulationsdauer kann die Entwicklung von Niederschlag, Abfluss, und Sedimentoutput verfolgt werden. In den ersten drei Jahren der Simulation korreliert der Niederschlagsinput mit dem aus dem System ausgetragenen Material. Danach nimmt der Sedimentoutput deutlich ab und verbleibt bis zum Ende der Simulation auf sehr niedrigem Niveau. Insbesondere die Peaks des Niederschlags und des Sedimentoutputs stimmen überein. Analog dazu ist die temporale Entwicklung des kumulierten Sedimentoutputs. Ab dem Beginn der Simulation bis etwa zum dritten Jahr ist ein rapider Anstieg des Sedimentoutputs beobachtbar. Auffällig ist die enorme Menge an Lockermaterial, die aus dem Sediment ausgetragen wird. Die Begrenzung der Erosionsraten durch die Einbindung eines Bedrock-Files und eines Spin-Ups konnte die Erosion zwar reduzieren, dennoch ist diese viel zu hoch. Daher kann darauf geschlossen werden, dass im Johnsbachtal große Mengen an erodierbarem Material verfügbar sind.

Die Proportionen der ursprünglichen Korngrößenverteilung des aktiven Layers verändert sich bei allen Szenarien im Verlauf der Simulationsdauer. Es ist durchwegs eine Verschiebung der

Proportionen hin von den kleineren Korngrößenfraktion hin zu den größten zu erkennen. Die Abnahme der Anteile der sechs kleinsten Fraktion liegt bei allen drei Szenarien im von ca. 1-2 Prozentpunkten, während die Anteile der beiden größten Fraktionen um etwa drei Prozentpunkte zunehmen. Sowohl beim Enhanced-Szenario als auch beim Intensified-Szenario ist im Vergleich zum Referenzszenario ein Anstieg des Volumens der sechs kleinsten Korngrößenfraktionen erkennbar. Die Magnitude des Anstiegs ist beim Intensified-Szenario durchwegs höher als beim Enhanced-Szenario. Die beiden größten Fraktionen sind durch eine Abnahme des Volumens, bezogen auf das Referenzszenario betroffen. Zwischen den Szenarien mit erhöhten Niederschlagswerten ist das Volumen aller Korngrößenfraktionen des Intensified-Szenarios, mit Ausnahme der größten (32 mm), höher als beim Enhanced-Szenario.

Die räumliche Verteilung der d_{50} -Werte zeigt keine signifikanten Unterschiede zwischen den Szenarien. Ein Anstieg der d_{50} -Werte ist im Mündungsbereich des Johnsbachs festzustellen, während sich die Abnahmen der mittleren Partikelgrößen auf die Oberläufe der Zubringer und den Langgriesgraben konzentrieren.

8. Ausblick

In den letzten Jahren hat die Verwendung von Landscape Evolution Models für die Untersuchung von Einzugsgebieten zugenommen. Insbesondere die Simulation zukünftiger Szenarien ist ein ideales Anwendungsgebiet für LEMs. CAESAR-Lisflood ist in der Lage geomorphologische Prozesse eines Einzugsgebiets über Zeiträume von wenigen Jahren bis hin zu Jahrtausenden und über Gebiete mit einer Fläche von mehreren hundert Quadratkilometern zu simulieren. Die geringere Komplexität im Vergleich zu den genaueren CFD-Modellen ermöglicht die Simulation eines breiten Spektrums an fluvialen und geomorphologischen Prozessen innerhalb eines vorgegebenen Rahmens. LEMs bieten einen guten Kompromiss aus Detailgrad und Geschwindigkeit. Herausforderungen bestehen jedoch in der Heterogenität von Einzugsgebieten, sowie bei der Kalibrierung und Validierung der Ergebnisse. (vgl. COULTHARD et al. 2007; vgl. VAN DE WIEL et al. 2011).

Die Grundvoraussetzung für ein gutes Modellierungsergebnis stellen die Inputdaten und Informationen über das Untersuchungsgebiet dar. Die räumliche Heterogenität des Niederschlags kann aufgrund der Datenverfügbarkeit nicht in das Modell integriert werden. Da fluviale Systeme durch hohe Variabilität gekennzeichnet sind, werden Korngrößen- und Niederschlagsdaten oft über das gesamte Untersuchungsgebiet gemittelt. Daher ist eine hohe Dichte an Messpunkten wichtig. Für die Validierung des Modells sind hochaufgelöste, multitemporale Geländemodelle bzw. Orthophotos sehr hilfreich. Die Evaluierung des Modells ist durch den Mangel an empirischen Daten und den Mangel an Methoden zur Überprüfung der Kalibrierung und Validierung schwierig. Die Auswertung geschieht vielfach qualitativ oder durch visuelle Interpretation der Ergebnisse. (vgl. SKINNER et al. 2018: 4875) Trotz der genannten Einschränkungen und Unsicherheiten ist die Modellierung mit einem numerischen Modell (CAESAR-Lisflood) oft die einzig sinnvolle Variante, um die Folgen des Klimawandels auf Einzugsgebiete zu untersuchen (vgl. VAN DE WIEL et al. 2011: 181).

Ein großer Teil der Modellperformance und der Validierung ist von den verfügbaren Daten abhängig. Es ist hilfreich, wenn alle verwendeten Daten für dieselbe Zeitspanne und in möglichst hoher Qualität verfügbar sind. Das ist hier nicht der Fall, da beispielsweise die Niederschlagsdaten und die Abflussdaten nur einen geringen zeitlichen Überschneidungsbereich haben. Dadurch werden die Optionen für die Kalibrierung und Modellierung limitiert. Dieses Problem tritt in vielen Studien auf, da die Untersuchungsgebiete oftmals in der Peripherie liegen und die Datenverfügbarkeit gering ist.

Am derzeitigen Punkt der Forschung eignen sich LEMs nicht für die präzise Vorhersage zukünftiger Ereignisse. Die Stärke liegt darin, das Verhalten von Flüssen und ihre Reaktion auf externe Einflüsse zu untersuchen und zu verstehen. Landscape Evolution Models wie

CAESAR-Lisflood sollten daher in erster Linie für qualitative Forschung verwendet werden und nicht primär, um quantitative Ergebnisse zu erzielen. (vgl. COULTHARD et al. 2007: 205)

9. Literatur

- AHNERT F. (2015): Einführung in die Geomorphologie. – Stuttgart.
- APCC (2014): Österreichischer Sachstandsbericht Klimawandel 2014 (AAR14). Austrian Panel on Climate Change (APCC). Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. – Wien.
- ArcGIS (2016): Füllung; <https://pro.arcgis.com/de/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/how-fill-works.htm> (23.05.2021)
- ArcGIS (2018a): Fließrichtung; <https://desktop.arcgis.com/de/arcmap/10.5/tools/spatial-analyst-toolbox/flow-direction.htm> (18.05.2021)
- ArcGIS (2018b): Abflussakkumulation; <https://desktop.arcgis.com/de/arcmap/10.5/tools/spatial-analyst-toolbox/flow-accumulation.htm> (18.05.2021)
- BINDAR H. (1999): Almen – ein charakteristischer Teil der bergbäuerlichen Kulturlandschaft. Die Bedeutung von Almen als landwirtschaftliche Produktionsfläche, als Erholungsraum und als Lebensraum für Pflanzen und Tiere am Beispiel der Almen von Johnsbach im Gesäuse. – Diplomarbeit, BOKU-Universität für Bodenkultur, Wien.
- BLASCHKE A. P., MERZ R., PARAJKA J., SALINAS J. und BLÖSCHL G. (2011): Auswirkungen des Klimawandels auf das Wasserdargebot von Grund- und Oberflächenwasser. – In: Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft 63 (1), 31-41.
- BLUME H. P., BRÜMMER G. W., HORN R., KANDELER E., KÖGEL-KNABNER I., KRETZSCHMAR R., STAHR K. und WILKE B. M. (2010): Scheffer/Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde. – Heidelberg.
- BLÖSCHL G., BLASCHKE A. P., HASLINGER K., HOFSTÄTTER M., PARAJKA J., SALINAS J. und SCHÖNER W. (2018): Auswirkungen der Klimaänderung auf Österreichs Wasserwirtschaft – ein aktualisierter Statusbericht. – In: Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft 70 (9), 462-473.
- BMLFUW (2017): Klimawandel in der Wasserwirtschaft. Follow Up zur ZAMG/TU-Wien Studie (2011) Anpassungsstrategien an den Klimawandel für Österreichs Wasserwirtschaft im Auftrag von Bund und Ländern. – Wien.
- CAVALLI M., TREVISANI S., COMITI F. und MARCHI L. (2013): Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. – In: Geomorphology 188, 31-41.
- COULTHARD T. J. und MACKLIN M. G. (2001): How sensitive are river systems to climate and land-use changes? A model-based evaluation. – In: Journal of Quaternary Science 16 (4), 347-351.

- COULTHARD T. J., MACKLIN M. G. und KIRKBY M. J. (2002): A cellular model of Holocene upland river basin and alluvial fan evolution. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* 27 (3), 269-288.
- COULTHARD T. J., LEWIN J. und MACKLIN M. G. (2005): Modelling differential catchment response to environmental change. – In: *Geomorphology* 69 (1-4), 222-241.
- COULTHARD T. J., HICKS D. M. und VAN DE WIEL M. J. (2007): Cellular modelling of river catchments and reaches: advantages, limitations and prospects. – In: *Geomorphology* 90 (3-4), 192-207.
- COULTHARD T. J. und VAN DE WIEL M. J. (2007): Quantifying fluvial non linearity and finding self organized criticality? Insights from simulations of river basin evolution. – In: *Geomorphology* 91 (3-4), 216-235.
- COULTHARD T. J., NEAL J. C., BATES P. D., RAMIREZ J., de ALMEIDA G. A. und HANCOCK G. R. (2013): Integrating the LISFLOOD-FP 2D hydrodynamic model with the CAESAR model: implications for modelling landscape evolution. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* 38 (15), 1897-1906.
- COULTHARD T. J. und SKINNER C. J. (2016): The sensitivity of landscape evolution models to spatial and temporal rainfall resolution. – In: *Earth Surface Dynamics* 4 (3), 757-771.
- COULTHARD T. J. und VAN DE WIEL M. J. (2017): Modelling long term basin scale sediment connectivity, driven by spatial land use changes. – In: *Geomorphology* 277, 265-281.
- DIKAU R. und GLADE T. (2002): Gefahren und Risiken durch Massenbewegungen. – In: *Geographische Rundschau* 54 (1), 38-45.
- FEENEY C. J., CHIVERRELL R. C., SMITH H. G., HOOKE J. M. und COOPER J. R. (2020): Modelling the decadal dynamics of reach-scale river channel evolution and floodplain turnover in CAESAR-Lisflood. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* 45 (5), 1273-1291.
- FERDOWSI B., ORTIZ C. P., HOUSSAIS M. und JEROLMACK D. J. (2017): River-bed armouring as a granular segregation phenomenon. – In: *Nature Communications* 8 (1), 1-10.
- FREI C., SCHÖLL R., FUKUTOME S., SCHMIDLI J. und VIDALE P. L. (2006): Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models. – In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111.
- FUCHS S. (2009): Susceptibility versus resilience to mountain hazards in Austria – paradigms of vulnerability revisited. – In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9, 337-352.
- FUCHS S. (2010): Auswirkungen des Klimawandels auf Naturgefahren – Herausforderungen für eine nachhaltige Landnutzung in alpinen Gebieten. – In: ÖWAV (Hrsg.): *Auswirkungen des Klimawandels auf die Hydrologie und Wasserwirtschaft in*

- Österreich. Präsentation der aktuellen Studien. Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband, Wien.
- FÜRST J., NACHTNEBEL H. P., KLING H. und HÖRHAN T. (2008): Trends in Niederschlag und Abfluss. – In: Mitteilungsblatt des hydrographischen Dienstes in Österreich 85, 1-43.
- GASSER D., GUSTERHUBER J., KRISCHE O., PUHR B., SCHEUCHER L., WAGNER T. und STÜWE K. (2009): Geology of Styria: an overview. – In: Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark 139, 5-36.
- GLADE T., MERGILI M. und SATTLER K. (Hrsg.) (2020): ExtremA: aktueller Wissensstand zu Extremereignissen alpiner Naturgefahren in Österreich. – Göttingen.
- GOBIET A., KOTLARSKI S., BENISTON M., HEINRICH G., RAJCZAK J. und STOFFEL, M. (2014): 21st century climate change in the European Alps—A review. – In: Science of the Total Environment 493, 1138-1151.
- GRASSER R. J. (2004): Bodenverhältnisse ausgewählter Standorte im Nationalpark Gesäuse. – Diplomarbeit, Karl-Franzens-Universität Graz, Graz.
- GRÜNWALD T. (2014): Das Klimastationsmessnetz im Johnsbachtal und eine erste Auswertung der Daten. – Magisterarbeit, Karl-Franzens-Universität Graz, Graz.
- HABERSACK H., HENGL M., HUBER B., LALK P. und TRITTHART M. (2011): Fließgewässermodellierung - Arbeitsbehelf Feststofftransport und Gewässermorphologie. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt- und Wasserwirtschaft and Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband ÖWAV. – Wien.
- HANCOCK G. R. (2009): A catchment scale assessment of increased rainfall and storm intensity on erosion and sediment transport for Northern Australia. – In: Geoderma 152 (3-4), 350-360.
- HANCOCK G. R., WEBB A. A. und TURNER L. (2017): Sediment transport in forested head water catchments – Calibration and validation of a soil erosion and landscape evolution model. – In: Journal of Hydrology 554, 12-23.
- HARVEY A. M. (2001): Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial streams: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. – In: Catena 42 (4-2), 225-250.
- HASEKE H. (2006): A2 Managementplan. Revitalisierungsprojekt Johnsbach-Zwischenmauer 2006-2008. Nationalpark Gesäuse GmbH, WLW GBL Enns- und Salztal.
- HASITSCHKA J. (2001): Bergsteigerdörfer – Johnsbach im Gesäuse. Alpingeschichte kurz und bündig. – Innsbruck.
- HOFSTÄTTER M., MATULLA C., WANG J. und WAGNER S. (2010): PRISK-CHANGE. Veränderung des Risikos extremer Niederschlagsereignisse als Folge des Klimawandels.

- LAND STEIERMARK (2021): Klimaregion Gesäuse;
<https://www.umwelt.steiermark.at/cms/beitrag/10023703/25206/> (20.05.2021)
- LENZI M. A. und MARCHI L. (2000): Suspended sediment load during floods in a small stream of the Dolomites (northeastern Italy). – In: *Catena* 39 (4), 267-282.
- IPCC (2013) (Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (Hrsg.): *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* – Cambridge und New York.
- LIEB G. K. und PREMM M. (2008): Das Johnsbachtal–Werdegang und Dynamik im Formenbild eines zweigeteilten Tales. – In: *Schriften des Nationalparks Gesäuse* 3, 12-24.
- MIRTL M., BAHN M., BATTIN T., BORSODORF A., DIRNBÖCK T., ENGLISCH M., ERSCHBAMER B., FUCHSBERGER J., GAUBE V., GRABHERR G., GRATZER G., HABERL H., KLUG H., KREINER D., MAYER R., PETERSEIL J., REICHTER A., SCHINDLER S., STOCKER-KISS A., TAPPEINER U., WEISSE T., WINIWARDER V., WOHLFAHRT G. und ZINK R. (2015): *Forschung für die Zukunft – LTER-Austria White Paper 2015 zur Lage und Ausrichtung von prozessorientierter Ökosystemforschung, Biodiversitäts- und Naturschutzforschung sowie sozio-ökologischer Forschung in Österreich.* – Wien. (= LTER Austria Schriftenreihe).
- ÖNORM B 2400 (2016): *Hydrologie – Hydrographische Begriffe und Zeichen. Ergänzende Bestimmungen zur ÖNORM EN ISO 772.*
- ÖSTERREICHISCHER WASSER- UND ABFALLWIRTSCHAFTSVERBAND (ÖWAV) (2010): *Auswirkungen des Klimawandels auf Hydrologie und Wasserwirtschaft in Österreich.* – Wien.
- PILGER H., PODESSER A. und PRETTENTHALER F. (Hrsg.) (2010): *Klimaatlas Steiermark.* Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften.
- RASCHER E. und SASS O. (2017): Evaluating sediment dynamics in tributary trenches in an alpine catchment (Johnsbachtal, Austria) using multi-temporal terrestrial laser scanning. – In: *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues* 61 (1), 27-52.
- REMICH B. (2001): *Geomorphologische Grundlagenerhebung und Bewertung im Projektgebiet Nationalpark Gesäuse.* – Diplomarbeit, Karl-Franzens-Universität Graz, Graz.
- SCHMIDT K. H. und MORCHE D. (2006): Sediment output and effective discharge in two small high mountain catchments in the Bavarian Alps, Germany. – In: *Geomorphology* 80 (1-2), 131-145.

- SEISS M. (2005): Landschaftsökologische Untersuchungen in Johnsbach – unter der besonderen Berücksichtigung der klimatischen Verhältnisse. – Diplomarbeit, Karl-Franzens-Universität Graz, Graz.
- SKINNER C. J., COULTHARD T. J., SCHWANGHART W., VAN DE WIEL M. J. und HANCOCK G. (2018): Global sensitivity analysis of parameter uncertainty in landscape evolution models. – In: *Geoscientific Model Development* 11 (12), 4873-4888.
- SOURCEFORGE (o.J.): CAESAR-Lisflood. Tab Parameters (description of model parameters); [https://sourceforge.net/p/caesar-lisflood/wiki/Tab%20Parameters%20\(description%20of%20model%20parameters\)/](https://sourceforge.net/p/caesar-lisflood/wiki/Tab%20Parameters%20(description%20of%20model%20parameters)/) (18.05.2021).
- SPEKTRUM (o.J.): Lexikon der Geographie. Hjulström-Diagramm; <https://www.spektrum.de/lexikon/geographie/hjulstroem-diagramm/3486> (23.05.2021)
- STRASSER U., MARKE T., SASS O., BIRK S., und WINKLER G. (2013): John's creek valley: a mountainous catchment for long-term interdisciplinary human-environment system research in Upper Styria (Austria). – In: *Environmental earth sciences* 69 (2), 695-705.
- THONHAUSER H. C. (2007): Gewässerstruktur und Verbauungsgeschichte im Einzugsgebiet des Johnsbachs. – Diplomarbeit, Karl-Franzens-Universität Graz, Graz.
- THORNDYCRAFT V. R., BENITO G. und GREGORY K. J. (2008): Fluvial Geomorphology. A perspective on current status and methods. – In: *Geomorphology* 89 (1-2), 2-12.
- TOLLMANN A. (1985): *Geologie von Österreich*. – Wien.
- TOTSCHNIG R., SEDLACEK W. und FUCHS S. (2011): A quantitative vulnerability function for fluvial sediment transport. – In: *Natural Hazards* 58 (2), 681-703.
- VAN DE WIEL M. J., COULTHARD T. J., MACKLIN M. G. und LEWIN J. (2007): Embedding reach-scale fluvial dynamics within the CAESAR cellular automaton landscape evolution model. *Geomorphology* 90 (3-4), 283-301.
- VAN DE WIEL M. J., COULTHARD T. J., MACKLIN M. G. und LEWIN J. (2011): Modelling the response of river systems to environmental change: progress, problems and prospects for palaeo-environmental reconstructions. – In: *Earth-Science Reviews* 104 (1-3), 167-185.
- WAKONIGG H. (1978): *Witterung und Klima in der Steiermark*. – Graz.
- WALSH P., JAKEMAN A. und Thompson C. (2020): Modelling headwater channel response and suspended sediment yield to in-channel large wood using the Caesar-Lisflood landscape evolution model. – In: *Geomorphology* 363, 107209.

XIE J., WANG M., LIU K. und COULTHARD, T. J. (2018): Modeling sediment movement and channel response to rainfall variability after a major earthquake. – In: *Geomorphology* 320, 18-32.