



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

Niederschlagsschwellenwerte für die Auslösung von
gravitativen Massenbewegungen

Eine Analyse in der rhenodanubischen Flyschzone Niederösterreichs

Verfasser

Stefan Wallner

angestrebter akademischer Grad

Magister der Naturwissenschaften (Mag. rer. nat.)

Wien, Mai 2012

Studienkennzahl lt. Studienblatt:

A 453

Studienrichtung lt. Studienblatt:

Theoretische und Angewandte Geographie

Betreuerin / Betreuer:

Univ.-Prof. Dipl.-Geogr. Dr. Thomas Glade

Erklärung

Ich versichere, dass ich vorliegende Diplomarbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel herangezogen habe. Alle Stellen, welche inhaltlich oder wörtlich fremden Quellen entnommenen wurden, wurden als solche kenntlich gemacht.

Diese Arbeit wurde bisher in gleicher oder ähnlicher Form keiner anderen Prüfungsbehörde vorgelegt oder veröffentlicht.

Ich erkläre hiermit, dass diese Arbeit mit jener vom Begutachter beurteilten Arbeit übereinstimmt.

Wien, im Mai 2011 _____

Danksagung

Ich möchte mich bei Herrn Univ.-Prof. Dr. Thomas Glade bedanken, der mich bei meiner Diplomarbeit ausgezeichnet betreut hat. Auch Herrn Dr. Rainer Bell sei an dieser Stelle gedankt. Die vielen Gespräche und Exkursionen mit ihm haben mir sowohl fachlich, als auch bei der Themenfindung sehr geholfen.

Des Weiteren gilt mein Dank den hydrographischen Diensten der Länder Nieder – und Oberösterreichs, sowie der MA 45, der ZAMG, und vor allem den Mitarbeitern des geologischen Dienstes der NÖ Landesregierung für die Bereitstellung der Daten.

Besonders Herr Dr. Schweigl leistete mir bei der Bereitstellung von Daten aber auch durch seine fachlichen Auskünfte eine große Hilfe.

Mein besonderer Dank gilt auch meinen Eltern, die mich im Zuge meines Studiums finanziell unterstützten und mir zusätzlich emotionalen Rückhalt gaben.

Für anregende fachliche Diskussionen und motivierende Worte möchte ich mich speziell bei Catrin, Christine, Hannah und Helene bedanken. Zu guter Letzt möchte ich all jenen Freunden danken, die mir die Zeit während meines Studiums auf vielfältige Weise verschönten.

Zusammenfassung

Niederschläge zählen in Niederösterreich zu den bedeutendsten Auslösern von Rutschungen. Aufgrund ihrer geologischen Beschaffenheit erweist sich die rhenodanubische Flyschzone gegenüber den anderen geologischen Einheiten des Bundeslandes als vergleichsweise anfällig für Rutschungen.

Um eine umfassende Gefahrenanalyse für besonders gefährdete Bereiche durchführen zu können, ist ein ausreichendes Wissen um die Zusammenhänge zwischen Rutschungsereignissen und Niederschlagsereignissen von großer Bedeutung. Um diese Zusammenhänge zu konkretisieren, erweist sich die Ermittlung von Niederschlagschwellenwerten als besonders geeignet.

Diese Arbeit gibt einen Einblick in die Zusammenhänge zwischen Rutschungen, welche sich innerhalb der rhenodanubischen Flyschzone Niederösterreichs, zwischen Jänner 1971 und August 2009 ereigneten und den Niederschlagsereignissen im selben Zeitraum. Für die Analyse wurde das Antecedent Daily Rainfall Modell (ADRM) nach GLADE et al. (2000) verwendet, welches nicht nur den auslösenden Niederschlag, sondern auch die vorangegangenen Niederschläge berücksichtigt.

Mit Hilfe des ADRM konnte gezeigt werden, dass die vorangegangenen Niederschläge eine vergleichsweise geringe Rolle bei der Auslösung von Rutschungen spielen und dass die Schwellenwerte zur Auslösung für Monate November bis März niedriger liegen, als für das restliche Jahr. Weitere Auswertungen ergaben, dass Rutschungen im Untersuchungsgebiet schwerpunktmäßig in den Sommermonaten auftreten und häufig an Starkniederschlagsereignisse durch kontinentale Tiefdruckgebiete gebunden sind.

Abstract

Landslides in Lower Austria are mostly triggered by precipitations. Due to their geological nature and compared to the other geological units within the federal state, the Rhenodanubian Flysch Zone is relatively susceptible to landslides. A sufficient knowledge about the coherences between landslides and precipitations is seen as crucial for accomplishing a profound hazard analysis. In order to specify those coherences, establishing Rainfall Thresholds is a suitable method.

This thesis gives an insight into the dependence of landslides from precipitations within the Rhenodanubian Flysch Zone. The evaluation period ranges from January 1971 to August 2009. The computations were conducted by using the Antecedent Daily Rainfall Modell according to GLADE et al. (2000). This Modell not only considers the triggering daily rainfall, but also incorporates the antecedent rainfall conditions.

The analysis revealed that compared to the daily rainfall the antecedent rainfall is of little account for triggering landslides. Furthermore the Rainfall thresholds for the period of November to March are lower than for the rest of the year.

Additionally it could be shown that the landslides within the study area occur most commonly in summer and that many of those landslides were triggered by intense rainfall, attendant to continental cyclones.

Inhaltsverzeichnis:

1	Einleitung	1
2	Theoretische Grundlagen	4
2.1	Klassifikation gravitativer Massenbewegungen	4
2.2	Rutschungen	7
2.2.1	Rutschungen als Geomorphologische Gefahr	12
2.2.2	Ursachen von Rutschungen	15
2.2.3	Niederschläge als Auslöser gravitativer Massenbewegungen	19
2.3	Modelle zur Ermittlung von Niederschlagsschwellenwerten.....	21
2.3.1	Prozessbasierte Modelle	22
2.3.2	Empirisch basierte Modelle	23
3	Das Untersuchungsgebiet	28
3.1	Geographische Lage	28
3.2	Geologie.....	29
3.3	Rutschungen	34
3.4	Klima	35
3.5	Hydrologie	40
3.6	Böden	41
3.7	Landnutzung und Vegetation.....	42
4	Datengrundlage.....	43
4.1	Ereignisdaten	43
4.2	Niederschlagsdaten.....	44
4.3	Abflussdaten	47
5	Methodik	50
5.1	Beschreibung des Antecedent Daily Rainfall Modells	50
5.2	Modellaufbereitung und Erstellung	53
5.2.1	Kategorisierung der Ereignisdaten	54
5.2.2	Berechnung des decay Faktors.....	55
5.2.3	Berechnung des Antecedent Daily Rainfall Index.....	57
5.2.4	Modellerstellung	57
5.3	Ergänzende statistische Analysen.....	59
5.3.1	Die zeitliche Verteilung der Rutschungen	59
5.3.2	Zusammenhang zwischen Rutschungen und Niederschlagshöhe	60
5.3.3	Zusammenhang zwischen Rutschungen und Wetterlagen	60
6	Ergebnisse	61
6.1	Die zeitliche Verteilung der Rutschungsereignisse	61

6.2	Modellaufbereitung.....	67
6.3	Zusammenhang zwischen Rutschungen und Niederschlagshöhe	71
6.4	Antecedent Daily Rainfall Modell.....	74
6.5	Modellsensibilität.....	81
6.5.1	Dauer des vorangegangenen Niederschlages.....	81
6.5.2	Veränderung des decay Faktors	84
6.5.3	Selektive Datenauswahl	88
6.6	Zusammenhang zwischen Wetterlagen und Rutschungsereignissen	91
7	Diskussion.....	93
7.1	Qualität der Datenbasis.....	93
7.1.1	Ereignisdaten	93
7.1.2	Niederschlagsdaten	94
7.1.3	Abflussdaten	95
7.2	Die zeitliche Verteilung der Rutschungen	96
7.3	Zusammenhang zwischen Rutschungen und Niederschlagshöhe	97
7.4	Modellaufbereitung.....	97
7.5	Antecedent Daily Rainfall Modell.....	98
7.6	Zusammenhang zwischen Rutschungen und Wetterlagen	100
8	Schlussfolgerungen und Ausblick.....	101
9	Literaturverzeichnis	104

Lebenslauf

Abbildungsverzeichnis:

Abbildung 1: Typisierung der gravitativen Massenbewegungen nach ZEPP 2002, 100 (verändert nach CARSON und KIRKBY, 1972, 100).....	7
Abbildung 2: Idealisierte Darstellung einer komplexen gravitativen Massenbewegung , die sich aus Rutsch – und Fließbewegungen von Erdmaterial zusammensetzt (Quelle: VARNES 1978 in CRUDEN und VARNES 1996, 40).....	8
Abbildung 3: vorbereitende, auslösende und kontrollierende Faktoren von Massenbewegungen (Quelle: DIKAU et al. In PLATE und MERZ 2001, 120) ..	17
Abbildung 4: Skizze des "leaky barrel“ Modells (Quelle: WILSON 1989 in WILSON 1992, 35)	23
Abbildung 5: Tektonische Übersichtskarte mit den geologischen Einheiten Niederösterreichs (Quelle: WESSELY et al. 2006, 78).....	33
Abbildung 6: Flächenhafte Ausdehnung der geologischen Zonen Niederösterreichs und Anzahl der Rutschungen pro Zone zwischen 1953-1990, (Quelle: SCHWENK et al. 1992, 621).....	35
Abbildung 7: mittlere Jahresniederschlagssumme von 1971-2000 in Niederösterreich (Quelle: Land Niederösterreich, Link: http://www.noel.gv.at/Externeseiten/wasserstand/folder_n_it/grafiken/ - N_1971_2000.gif, Karte verändert vom Autor	37
Abbildung 8: Walter-Lieth Diagramm der Klimastationen (A) Waidhofen an der Ybbs, (B) Pressbaum und (C) Oberleis [1961 - 1990], (Datenquelle: ZAMG, Link: http://www.zamg.ac.at/klima/klimadaten/-klimanormalwerte/index.php)	39
Abbildung 9: A=Abflussganglinie 2004 an der Pegelmessstelle (A) Klosterneuburg/Prägarten, (B) Wöllersdorf und (C) Schliefaubach (Datenquelle: hydrographischer Dienst des Landes Niederösterreich).....	49
Abbildung 10: Das Antecedent Daily Rainfall Modells für gravitative Massenbewegungen auf der Otago Halbinsel in Neuseeland nach CROZIER und EYLES (1980, 48)	52
Abbildung 11: Prozess zur Erstellung des Antecedent Daily Rainfall Modelles	53
Abbildung 12: Skizzierung der Problematik des Zeitpunkts der Niederschlagsmessung	55
Abbildung 13: monatliche Verteilung der Rutschungen (Jänner 1971 - August 2009), Datenquelle: Land NÖ, geologischer Dienst 2011	62

Abbildung 14: prozentuale Verteilung der Rutschungen nach Monaten (Jänner 1971 - August 2009), Datenquelle: Land NÖ, geologischer Dienst 2011	63
Abbildung 15: jahreszeitliche Verteilung der Rutschungen, (Jänner 1971 - August 2009), Datenquelle: Land NÖ, geologischer Dienst 2011	64
Abbildung 16: prozentuale Verteilung der Rutschungen nach Jahreszeiten (Jänner 1971 - August 2009), Datenquelle: Land NÖ, geologischer Dienst 2011	65
Abbildung 17: Anzahl an Tagen mit Rutschungen pro Monat im Untersuchungsgebiet (Jänner 1971 – August 2009), Datenquelle: Land NÖ, geologischer Dienst 2011	66
Abbildung 18: Gegenüberstellung von Tagesniederschlägen und Abflussganglinie am Schliefaubach (Datenquelle: Land NÖ, hydrographischer Dienst 2011)	68
Abbildung 19: Beispiel für einen Abflussrückgang im Vergleich mit einer Potenzkurve (Pegelmessstelle Schliefaubach, 08.09.2006 – 12.09.2006)	69
Abbildung 20: Antecedent Daily Rainfall Modell, (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009, decay Faktor = -1,069625, ADRI = 10 Tage)	75
Abbildung 21: Antecedent Daily Rainfall Modell unterteilt nach den Zeiträumen vor und nach dem September 2002 (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009, decay Faktor = -1,069625, ADRI = 10 Tage)	76
Abbildung 22: Antecedent Daily Rainfall Modell für die Monate April bis Oktober (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009, decay Faktor = -1,069625, ADRI = 10 Tage)	79
Abbildung 23: Antecedent Daily Rainfall Modell für die Monate November bis März (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009, decay Faktor = -1,069625, ADRI = 10 Tage)	80
Abbildung 24: Antecedent Daily Rainfall Modell (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009), Modellvergleich mit ADRI für 20 Tage (links) und ADRI für 10 Tage (rechts), decay Faktor = -1,069625.	82
Abbildung 25: Antecedent Daily Rainfall Modell (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009), Modellvergleich mit ADRI für 5Tage (links) und ADRI für 10Tage (rechts), decay Faktor = -1,069625.	83
Abbildung 26: Antecedent Daily Rainfall Modell (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009), Modellvergleich mit ADRI für 2Tage (links) und ADRI für 10Tage (rechts), decay Faktor = -1,069625.	83

Abbildung 27: Antecedent Daily Rainfall Modell (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009), Modellvergleich mit decay Faktor = -2 (links) und decay Faktor = -1,069625 (rechts), ADRI = 10 Tage.	84
Abbildung 28: Antecedent Daily Rainfall Modell (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009), Modellvergleich mit decay Faktor = -3 (links) und decay Faktor = -1,069625 (rechts), ADRI = 10 Tage.	85
Abbildung 29: Antecedent Daily Rainfall Modell (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009), Modellvergleich mit decay Faktor = -0,5 (links) und decay Faktor = -1,069625 (rechts), ADRI = 10 Tage.	86
Abbildung 30: Antecedent Daily Rainfall Modell (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009), Modellvergleich mit ADRI = 10 Tage (links) und ADRI = 2Tage (rechts), decay Faktor = -1,069625. Tage mit Rutschungen mit ADRI < 30mm und täglichem maximalen Niederschlag <30mm wurden entfernt.....	89
Abbildung 31: Antecedent Daily Rainfall Modell mit ADRI = 10 Tage und decay Faktor = -1,069625. (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009), Im linken Diagramm wurden alle Tage mit ADRI < 30mm und täglichem maximalen Niederschlag <30mm entfernt. Im rechten Diagramm wurden alle Tage mit ADRI < 50mm und täglichem maximalen Niederschlag <50mm entfernt.....	90
Abbildung 32: Antecedent Daily Rainfall Modell (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009), mit ADRI = 10 Tage und decay Faktor = -1,069625. Im linken Diagramm wurden alle Tage Rutschungen mit einem täglichem maximalen Niederschlag <50mm entfernt. Im rechten Diagramm wurden alle Tage Rutschungen mit einem täglichem maximalen Niederschlag >50mm entfernt. .	91
Abbildung 33: Zusammenhang zwischen Jahreszeit und Wetterlagen an Tagen mit Rutschungen (Datenquelle: Land NÖ, geologischer Dienst 2011 und ZAMG, Link: http://www.zamg.ac.at/klima/-klima_monat/wetterrueckblick/)	92
Abbildung 34: gemittelte maximale Tagesniederschläge an Tagen mit Rutschungen im Zuge der vorherrschenden Wetterlagen [Jänner 1999 – August 2009], (Datenquelle: Land NÖ, geologischer Dienst 2011 und ZAMG, Link: http://www.zamg.ac.at/klima/klima_monat/wetterrueckblick/)	92

Tabellenverzeichnis:

Tabelle 1: Klassifikationsschema für gravitative Massenbewegungen nach CRUDEN und VARNES 1996, 38.....	5
Tabelle 2: Klassifikationsschema für gravitative Massenbewegungen nach DIKAU und GLADE (2002).....	6
Tabelle 3: Einordnung von gravitativen Massenbewegungen als geomorphologische Gefahr (Quelle: SLAYMAKER 1996, 2)	13
Tabelle 4: Qualitative Bewertung von Faktoren spezifischer geomorphologischer Prozesse als Basis einer Naturgefahrenanalyse (nach GARES et al.1994, verändert in DIKAU 2004, 186)	14
Tabelle 5: Faktoren mit Relevanz für gravitative Massenbewegungen (Quelle: DIKAU et al. 2001, 120)	18
Tabelle 6: Anzahl der Rutschungen nach geologischen Zonen Niederösterreichs (Quelle: SCHWENK et al. 1992, 620)	34
Tabelle 7: Basisdaten zur Modellerstellung	43
Tabelle 8: Niederschlagsstationen im Untersuchungsgebiet und im angrenzenden Raum ...	46
Tabelle 9: Pegelmessstellen im Untersuchungsgebiet.....	47
Tabelle 10: Klassifikationsschema zur Zuordnung der maximalen Tagesniederschläge	54
Tabelle 11: Klassifikation des täglichen maximalen Niederschlag und den Antecedent Daily Rainfall Index für 10 Tage.....	60
Tabelle 12: Klassifikationsschlüssel für Wetterlagen (Quelle: ZAMG, http://www.zamg.ac.at/-klima/klima_monat/wetterrueckblick/)	61
Tabelle 13: Pegelmessstellen mit zugewiesenen Klimastationen (Datenquelle: Land NÖ, hydrographischer Dienst und MA 45, Stadt Wien)	67
Tabelle 14: Abflussrückgänge an den Pegelmessstellen (A) Schlieffau, (B) Wöllersdorf, (C) Klosterneuburg/Praegarten.....	70
Tabelle 15: Kontingenztafel für den Zusammenhang zwischen Tagen mit Rutschungen und täglichem maximalen Niederschlag	71
Tabelle 16: Chi – Quadrat Test nach Pearson	72
Tabelle 17: Assoziationsmaß Cramer's V	72

Tabelle 18: Kontingenztabelle zur Veranschaulichung des Zusammenhangs zwischen Tagen mit Rutschungen und dem Antecedent Daily Rainfall Index für 10 Tage	73
Tabelle 19: Chi – Quadrat Test nach Pearson	73
Tabelle 20: Assoziationsmaß Cramer's V	74
Tabelle 21: Schwellenwerte für alle Modelldurchläufe ohne selektive Werteentnahme (P = Wahrscheinlichkeit für einen Rutschungstag bei gegebenen Niederschlags – und ADRI – Werten	87

Formelverzeichnis:

Formel 1: Allgemeiner Term für Intensitäts - Dauer Schwellenwerte (GUZETTI et al. 2007)	24
Formel 2: Allgemeiner Term für flachgründige gravitative Massenbewegungen (CAINE 1980)	26
Formel 3: Antecedent Rainfall Index nach BRUCE und CLARK (1966) in GLADE et al. (2000, 1066)	51
Formel 4: Antecedent Daily Rainfall Index nach GLADE et al. (2000, 1068)	52
Formel 5: Regressionsgleichung	58
Formel 6: Einbindung der modellrelevanten Variablen in die Regressionsgleichung	58

1 Einleitung

Während vor zwanzig Jahren gravitative Massenbewegungen und deren Auswirkungen es nur selten in die Medien schafften, kommt es in den letzten Jahren immer häufiger zu medialen Berichten über Naturgefahren und Klimaveränderungen (KREUSEN 2006, 57).

Nach DIKAU und GLADE (2002, 2) handelt es sich bei gravitativen Massenbewegungen um weltweit verbreitete geomorphologische Prozesse, welche im Laufe der letzten Jahrzehnte Schäden von beträchtlichem Ausmaß verursacht haben.

Der volkswirtschaftliche Schaden durch Elementarereignisse geht jährlich in Milliardenhöhe. In den Reihen der schadensträchtigen Ereignisse spielen Rutschungen eine zentrale Rolle. In Deutschland zählen Rutschungen zu den häufigsten Naturgefahren und weltweit sind gravitative Massenbewegungen nach Überschwemmungen und Vulkanausbrüchen das dritthäufigste Schadensereignis, wobei es zu einer Verzehnfachung der volkswirtschaftlichen Schäden zwischen den 1960er und den 1990er Jahren gekommen ist (FEUERBACH o.J., 1). Auch in den Hoch- und Mittelgebirgsräumen haben Hangrutschungsereignisse deutlich zugenommen, wobei als Ursache dafür sowohl Klimaveränderungen, als auch anthropogene Eingriffe gesehen werden (KRAUTER et al. o.J., 1).

Die Zunahme an Katastrophenereignissen, welche mit gravitativen Massenbewegungen einhergehen, wird stark von anthropogenen Faktoren und Veränderungen bestimmt. So sind die Gründe sowohl in der Bevölkerungszunahme und der Besiedelung exponierter Gebiete zu suchen, wobei die gefährdetsten Zonen häufig von der ärmsten Bevölkerungsschicht besiedelt werden. Auch die Veränderung natürlicher Ökosysteme durch den Menschen, kann die Anfälligkeit für Katastrophenereignisse erhöhen. Insgesamt wird davon ausgegangen, dass Katastrophen durch gravitative Massenbewegungen weltweit bezüglich Schadensausmaß und Häufigkeit zunehmen (GLADE und DIKAU, 2001).

Auch Österreich ist immer wieder von gravitativen Massenbewegungen betroffen, welche je nach Magnitude und Ort ihres Auftretens auch mit Sach – und Personenschäden verbunden sein können. So gab es im Raum Gasen – Haslau in der Steiermark aufgrund im Zuge zahlreicher Rutschungen neben umfangreichen Sachschäden auch zwei Tote zu beklagen (Quelle: Lebensministerium 2011, Link: <http://wisa.lebensministerium.at/article/articleview/-89358/1/31032>).

In Österreich erweckten im November 2007 gravitative Massenbewegungen im Gschlifgraben ein relativ großes mediales Interesse. Hierbei wurden 37 Grundstücke mit 55 Häusern akut von den bewegten Erdmassen bedroht. Die Kosten des aktuell noch laufenden Projektes, für die Sanierung und das Monitoring der Massenbewegung belaufen sich auf 11,5 Millionen Euro. Ohne Maßnahmen würden sich die abgeschätzten Schäden auf 30 Millionen Euro belaufen (die.wildbach.oberoesterreich 2008). Aber auch kleinere Ereignisse, welche von den Medien nicht aufgegriffen werden sind ob ihres zahlenmäßig größeren Auftretens für die Entstehung von Katastrophenschäden relevant (SCHWENK et al. 1992, 598).

Auch in Niederösterreich selbst treten immer wieder mit Schäden verbundene gravitative Massenbewegungen auf. Unter den verschiedenen Bewegungstypen gravitativer Massenbewegungen erweist sich in Niederösterreich die Rutschung als am schadensträchtigsten. Die Anfälligkeit gegenüber gravitativen Massenbewegungen ist wiederum stark ortsabhängig und auch an geologische Verhältnisse gebunden. 42% aller Schäden durch Rutschungen traten in der Flyschzone auf, gefolgt von der Klippenzone mit 20%. Gelegentlich treten in der Flyschzone auch großflächige und tiefgreifende Rutschungen auf (GOTTSCHLING in WESSELY et al. 2006).

In SCHWENK et al. 1992 werden in Niederösterreich aufgetretene gravitative Massenbewegungen häufig mit Starkniederschlägen und Schneeschmelze in Verbindung gebracht.

Fragestellungen:

Die Auslösung von Rutschungen kann von verschiedenen Faktoren abhängen. Substantielle, mit Wassereintrag in den Boden verbundene Niederschläge, sind in vielen Gebieten der Erde für die Aktivierung und Reaktivierung von Rutschungen hauptverantwortlich. In dieser Arbeit werden andere mögliche Faktoren zur Auslösung von Rutschungen vernachlässigt und der Fokus zur Gänze auf die flüssigen Niederschläge gelegt.

Das Hauptziel dieser Arbeit besteht darin, die Zusammenhänge zwischen Rutschungen und Niederschlagsereignissen sichtbar zu machen, um in weiterer Folge Niederschlags-schwellenwerte für die Auslösung von Rutschungen ausweisen zu können. Hierbei sollen auch verschiedene Modellszenarien miteinander verglichen und nachfolgend die Plausibilität der Modellergebnisse diskutiert werden. Zugleich soll auch auf die zeitliche Verteilung und die für Rutschungen relevanten Wetterlagen im Untersuchungsgebiet näher eingegangen werden. Zur Zielerreichung ist die Formulierung von Forschungsfragen und Arbeitshypothesen notwendig.

Die Kernhypothese dieser Arbeit lautet folgendermaßen:

Es existiert im Untersuchungsgebiet ein Zusammenhang zwischen Niederschlägen und Rutschungsereignissen, wobei auch die dem Ereignis vorangegangenen Niederschläge eine Rolle spielen. Dieser Zusammenhang ist mittels statistischer Modelle darstellbar.

Zur Untersuchung dieser Hypothese wurden mehrere Forschungsfragen formuliert:

- 1.) *Gibt es einen Zusammenhang zwischen Niederschlägen und Rutschungen für den gewählten Zeitraum im Untersuchungsgebiet?*

Hierbei soll gezeigt werden, ob Niederschläge einen signifikanten Einfluss auf die Rutschungsereignisse im Untersuchungsgebiet haben.

2.) *Ist das Antecedent Daily Rainfall Modell nach GLADE et al. (2000) ein geeignetes Modell, um plausible Niederschlagsschwellenwerte für Rutschungen zu ermitteln?*

Die Variabilität der Modellergebnisse im Falle einer Änderung oder Selektion der Eingangsdaten steht hierbei im Vordergrund. Die Modellergebnisse sollen zeigen, ob das Antecedent Daily Rainfall Modell plausible Ergebnisse liefert. Sofern diese nicht interpretierbar sind und den physiogeographischen Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet nicht entsprechen, können sie den zweckmäßigen Einsatz des Modells für das vorgestellte Untersuchungsgebiet fraglich erscheinen lassen.

3.) *Welche Gewichtung haben der vorangegangene Niederschlag bzw. der tägliche maximale Niederschlag bei der Schwellenwertbildung?*

Hierbei wird der Zusammenhang zwischen Niederschlägen und Rutschungen weiter differenziert. Die Fragestellung basiert auf der Annahme, dass sowohl der tägliche maximale Niederschlag am Ereignistag, als auch der vorangegangene Niederschlag zur Auslösung von Rutschungen beitragen.

4.) *Inwiefern unterscheiden sich die Niederschlagsschwellenwerte in Monaten, in welchen die Ausbildung einer Schneedecke häufig ist, von den Monaten, welche nur eine geringe Wahrscheinlichkeit für eine Schneebedeckung aufweisen?*

Auch diese Fragestellung soll den Zusammenhang zwischen Rutschungen und Niederschlägen differenzierter behandeln, wobei hier die Gewichtung auf die jahreszeitlichen Unterschiede gelegt wird.

5.) *Kann das Auftreten der Rutschungen mit bestimmten Jahreszeiten und Wetterlagen in Verbindung gebracht werden?*

Für weiterführende Arbeiten könnte sich der Zusammenhang zwischen Rutschungen und Wetterlagen als interessant erweisen. Mittels dieser Fragestellung soll ein Bogen ausgehend von den rutschungsrelevanten Niederschlägen, hin zu den ursächlichen meteorologischen Rahmenbedingungen gespannt werden.

Die Arbeit ist inhaltlich in zwei große Blöcke unterteilt:

Die Kapitel des ersten Teiles behandeln die Theorie rund um gravitative Massenbewegungen, insbesondere jene von Rutschungen und bieten eine Auswahl an bisherigen Forschungsergebnissen zur Ermittlung von Niederschlagsschwellenwerten.

Der zweite Teil befasst sich mit konkreten statistischen Analysen und der Modellierung von Niederschlagsschwellenwerten für das gewählte Untersuchungsgebiet. Sowohl das

Untersuchungsgebiet, als auch die Basisdaten samt Modellkonzept werden in den betreffenden Kapiteln näher vorgestellt. In weiterer Folge werden die Modellergebnisse präsentiert und diskutiert. Den Abschluss der Arbeit bilden Schlussfolgerungen und Perspektiven.

2 Theoretische Grundlagen

Der inhaltliche Einstieg in diese Arbeit erfolgt über die Aufarbeitung der themenrelevanten Grundlagen. Dies schließt auch die Einordnung des Untersuchungsgegenstandes in ein aktuell anerkanntes Klassifikationsmuster mit ein. Zunächst einmal gilt es daher, eine Einführung in die Terminologie und Definition von gravitativen Massenbewegungen zu geben, ehe Rutschungen und deren mannigfaltige Auslöser detaillierter erläutert werden. Um in weiterer Folge das Verständnis der Modellprinzipien zu gewährleisten, wird ein Überblick in die bisher verwendeten Modelle und Methoden zur wissenschaftlichen Findung von Niederschlagsschwellenwerten gegeben.

2.1 Klassifikation gravitativer Massenbewegungen

Sowohl die Definition, als auch die Unterscheidungen gravitativer Massenbewegungen sind nicht trivial. Über die Jahrzehnte hinweg wurden verschiedene, teilweise einander stark ähnelnde Definitionen entwickelt oder bereits bestehende Definitionen abgeändert.

Ein Hauptproblem sind auch Definitionsunterschiede zwischen der deutschen und der englischen Fachliteratur. Im englischsprachigen Raum werden gravitative Massenbewegungen mit den Begriffen „landslides“ und „mass movements“ bezeichnet. Im deutschsprachigen Raum wird die Terminologie „gravitative Massenbewegung“ oft auch mit dem Begriff „Hangrutschung“ gleichgesetzt (GLADE und DIKAU 2001, 42). In CRUDEN (1991, 27) wird auf die Problematik des Begriffes „landslide“ verwiesen. Im Fall dieser nordamerikanischen Terminologie wird der Vergleich mit dem ebenfalls nordamerikanischen Begriff „cowboy“ gezogen, wonach dieser bei wörtlicher Übersetzung (=männliches Kalb) ebenso irreführend sei, wie die wörtliche Übersetzung von „landslide“ (=Landrutschung).

In Cornforth (2005, 4) wird der Begriff „landslide“ deshalb als unangebracht bezeichnet, da nicht alle gravitativen Massenbewegungen an einen Rutschprozess gekoppelt sind.

Im Glossary of Geology nach BATES und JACKSON (1987) in CRUDEN (1991, 28) werden „landslides“ als massenhafter, hangabwärts gerichteter Transport von Boden- und Gesteinsmaterial unter Einwirkung der Schwerkraft definiert. Das versetzte Material bewegt sich hierbei über eine Scherfläche.

In CRUDEN (1991, 28) wird die Verwendung einer einfachen, von der WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY (1990) entwickelte Definition vorgeschlagen, die übersetzt wie folgt lautet:

„Gravitative Massenbewegungen sind eine hangabwärts gerichtete Bewegung von Felsen, Schutt und Erde“.

Eine jüngere Definition aus dem deutschsprachigen Raum nach DIKAU und GLADE (2002, 38) lautet folgendermaßen:

„Gravitative Massenbewegungen sind bruchlose und bruchhafte hangabwärts gerichtete Verlagerungen von Fels- und/oder Lockergesteinen unter Wirkung der Schwerkraft“

Nach ZEPP (2002, 99) handelt es sich bei gravitativen Massenbewegungen um „Abtragungs-, Transport- und Ablagerungsvorgänge, die auf schwach geneigten bis steilen Hängen überwiegend unter dem Einfluss der Schwerkraft erfolgen.“ Die gemeinsame Bewegung benachbarter Partikel im ursprünglichen Verband oder deren meist unsortierte Ablagerung ist hierbei ebenfalls ein Kennzeichen gravitativer Massenbewegungen.

Da in der modernen Fachliteratur der Begriff „gravitative Massenbewegung“ als Oberbegriff für alle Prozesstypen sehr verbreitet ist, findet er auch in dieser Arbeit Verwendung. Seltener ist in der Literatur von „Massenschwerebewegungen“ zu lesen.

Nach GLADE und DIKAU (2001, 42) gilt das Klassifikationsschema für gravitative Massenbewegungen nach CRUDEN und VARNES (1996) als international anerkannt. Die Klassifikation wird in Tabelle 1 vorgestellt und unterteilt die gravitativen Massenbewegungen in verschiedene Bewegungstypen, welchen in weiterer Folge drei verschiedene Materialtypen zugewiesen wurden. Die Differenzierung des Bewegungstyps erfolgt durch die Unterteilung in stürzende, kippende, gleitende, driftende und fließende Prozesse. Beim Materialtyp wird zwischen Festgestein (Bedrock), überwiegend grobkörnigen (Predominantly Coarse) Böden und überwiegend feinkörnigen (Predominantly Fine) Böden unterschieden. Auf Basis dieses Schemas finden sich für jeden Materialtyp jeweils fünf verschiedene Prozessarten, welche sich insgesamt zu 15 Prozessarten summieren.

Tabelle 1: Klassifikationsschema für gravitative Massenbewegungen nach CRUDEN und VARNES 1996, 38

Bewegungstyp	Materialtyp		
	Festgestein	überwiegend grobkörniger Boden	überwiegend feinkörniger Boden
Stürzen [Fall]	Rock fall	Debris fall	Earth fall
Kippen [Topple]	Rock topple	Debris topple	Earth topple
Gleiten [Slide]	Rock slide	Debris slide	Earth slide
Driften [Spread]	Rock spread	Debris spread	Earth spread
Fließen [Flow]	Rock flow	Debris flow	Earth flow

Ein auf dem Vorbild des Klassifikationsschemas nach CRUDEN und VARNES (1996) basierendes Schema wird in DIKAU und GLADE (2002, 40) vorgestellt. Die beschriebenen Bewegungsprozesse blieben die gleichen, jedoch wurde das Schema um den komplexen Prozesstyp erweitert (siehe Tabelle 2).

Tabelle 2: Klassifikationsschema für gravitative Massenbewegungen nach DIKAU und GLADE (2002)

Prozess	Definition
Fallen	Fest- oder Lockergestein stürzt größtenteils fallend, springend. Die Ablösung des Materials erfolgt entlang von Flächen , an der geringe oder keine Scherbewegungen stattfinden.
Kippen	Vorwärtsrotation von Fest- oder Lockergestein eines Hanges um einen Punkt oder eine Achse ihres Schwerpunktes.
Gleiten	Hangabwärtsgerichtete Bewegung von Fest- oder Lockergestein auf Gleitflächen oder auf Zonen intensiver Scherverformung.
Driften	laterale Bewegung von Fest- oder Lockergestein mit einem Einsinken in die liegenden, weniger kompetenten Schichten ohne intensive Scherung auf Gleitflächen.
Fließen	kontinuierliche irreversible Deformation von Fest- oder Lockergesteinen, bei der die Geschwindigkeitsverteilung der bewegten Masse der einer viskosen Flüssigkeit gleicht.
Komplex	Kombination aus genannten Prozessen wobei sich der initiale Typ der Massenbewegung verändert.

In ZEPP (2002, 100) findet sich ein anderer Ansatz zur Klassifikation gravitativer Massenbewegungen. Es wird ein nach CARSON und KIRKBY (1972) verändertes Dreiecksdiagramm vorgestellt, in welchem die Ausweisung einzelner Bewegungstypen von gravitativen Massenbewegungen nach ihrer Bewegungsgeschwindigkeit und dem Wassergehalt erfolgt (siehe Abbildung 1). Die Klassifikation ist hierbei vage und findet nicht auf Basis konkreter Werte statt. Der Klassifikation zu folge kommen Muren dem Bewegungstyp „Fließen“ am nächsten. Sie weisen relativ gesehen eine hohe Bewegungsgeschwindigkeit bei einem gleichzeitig hohen Wassergehalt auf. Als Gegenstück dazu stehen bezüglich des Wassergehaltes die Sturzprozesse, welche aber ebenfalls mit einer hohen Geschwindigkeit einhergehen. Dem Bodenkriechen wird hingegen keiner der Klassifikationsfaktoren eindeutig zugewiesen. Rutschprozesse finden sich sowohl was die Geschwindigkeit, als auch den Wassergehalt betrifft im Mittelfeld.

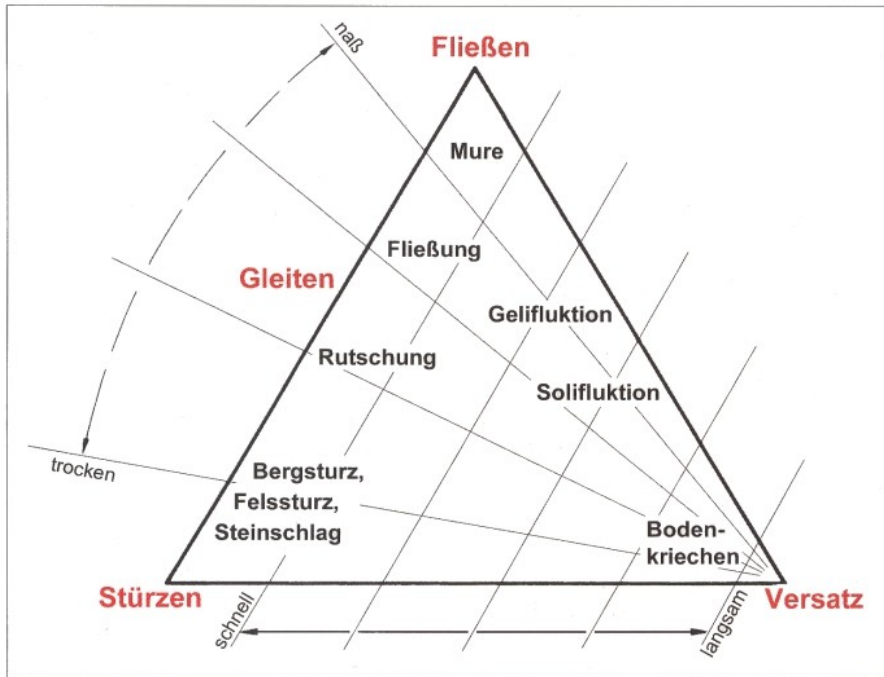


Abbildung 1: Typisierung der gravitativen Massenbewegungen nach ZEPP 2002, 100 (verändert nach CARSON und KIRKBY, 1972, 100).

2.2 Rutschungen

In die Begriffsklasse der gleitenden Massenbewegungen fallen auch die für diese Arbeit relevanten Rutschungen.

Nach CRUDEN und VARNES (1996, 56) sind Gleitprozesse durch eine hangabwärts gerichtete Bewegung von Erd – oder Felsmaterial gekennzeichnet. Sie kommen in Zonen mit geringmächtigen Bereichen intensiver Scherspannung oder an Gleitflächen vor.

Ausgehend von einem lokalen Anrissbereich kommt es folgend zu einer Ausbreitung des versetzten Ausgangsmaterials. Risse in der Erdoberfläche können ein erstes Anzeichen einer bevorstehenden Rutschung sein, wobei der Anrissbereich häufig entlang dieser Risse verläuft. Das von der Rutschung abgelagerte Material kann Bereiche bedecken, die über die Gleitfläche hinausreichen CRUDEN und VARNES (1996).

Charakteristische Merkmale bei Rutschungen sind eine weit geschwungene Abrisskante, Nackentälchen, eine buckelig – unruhige Oberfläche, sowie ein aufgewölbter Fuß. Im Falle langer Passivität einer Rutschung ist die Überlagerung des obersten Teils mit Schutt möglich, während sich am Fuß Schwemmmaterial ansammeln kann (SCHINDLER in ODDSSON 1996, 13).

Möglich sind sowohl großflächige, breite Rutschungen, welche sich aus Schollen unterschiedlicher Stabilität zusammensetzten, sowie langgezogene Rutschungen mit gletscherähnlicher Erscheinungsform.

Die Bewegungsgeschwindigkeit von Rutschungen ist sehr variabel und kann bei passiven Rutschungen einige mm pro Jahr, bei aktiven mehrere Zentimeter bis Dezimeter betragen.

Es sind jedoch auch viel höhere Geschwindigkeiten von mehreren Dekametern pro Tag möglich. (SCHINDLER 1996 in ODDSSON 1996, 14).

Charakteristisch für den Bewegungsvorgang von Rutschungen ist, dass sich eine verlagerte Masse in Form einer kompakten Einheit hangabwärts verlagert, wobei das Vorhandensein einer Gleitfläche wesentlich ist. Die Lagerungsverhältnisse innerhalb der Rutschmasse bleiben dabei konstant.

In CRUDEN und VARNES (1996) wird zwischen zwei Hauptbereichen unterschieden. Diese beinhalten einen oberen Bereich mit Masseverlust und einen unteren Akkumulationsbereich mit Massezufuhr. Im oberen Bereich kommt es durch Masseverlust zu einer Absenkung der Geländehöhe, im unteren Abschnitt nimmt die Geländehöhe aufgrund des Massezuwachses zu (siehe Abbildung 2).

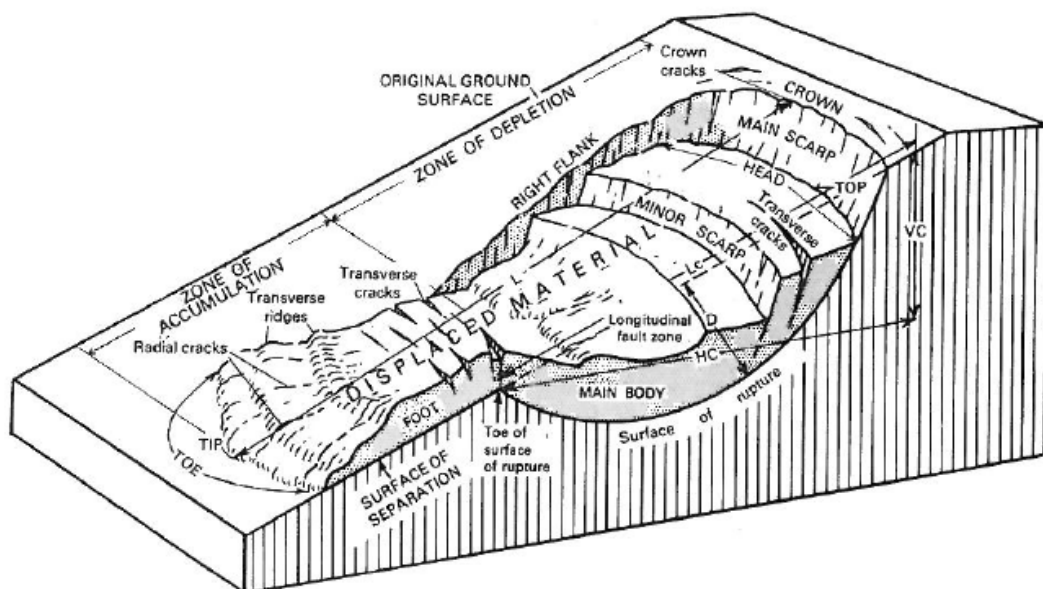


Abbildung 2: Idealisierte Darstellung einer komplexen gravitativen Massenbewegung , die sich aus Rutsch – und Fließbewegungen von Erdmaterial zusammensetzt (Quelle: VARNES 1978 in CRUDEN und VARNES 1996, 40)

Rutschungstypen

Bereits VARNES (1978) in CRUDEN und VARNES (1996, 56) sprach sich für die Unterscheidung der Rutschungen nach der Form ihrer Gleitfläche in Rotations – und Translationsrutschungen aus.

Translationsrutschungen

Bei Translationsrutschungen wird der Kontakt zwischen der Rutschmasse und dem darunterliegenden Material unterbrochen, woraufhin dieses an einer vorgeformten Diskontinuitätsfläche des Untergrundmaterials abrutscht (ZEPP 2002, 106-107). Diese Gleitfläche kann z.B. die Grenzfläche zwischen wasserdurchlässigen Kiesen und einer wassergesättigten Tonschicht sein. Die Gleitflächen von Translationsrutschungen verlaufen üblicherweise annähernd hangparallel. Des Weiteren können die Gleitflächen von Translationsrutschungen als planar - oder wellig beschrieben werden, wobei Translationsrutschungen gegenüber Rotationsrutschungen verhältnismäßig flachgründig sind. In der Sedimentschicht hinterlassen sie einen vegetationsfreien Anrissbereich (HARTMANN und STAHR, 1999). Nach HUTCHINSON (1988) in CRUDEN und VARNES (1996, 56) weisen Translationsrutschungen einen weitgehend rinnenförmigen Querschnitt auf.

Ein Unterschied zwischen Translations – und Rotationsrutschungen ist, dass insofern eine Tendenz zum Gleichgewicht gegeben ist, als das fehlende Material nach Rotationsrutschungen im Anrissgebiet im Laufe der Zeit ersetzt wird. Bei Translationsrutschungen tritt diese Tendenz zum Ausgleich nicht auf, so lange eine gewisse Hangneigung der Gleitfläche überschritten wird. Zudem kann bei Translationsrutschungen im Zuge einer Erhöhung des Wassergehaltes und/oder der Geschwindigkeit das Rutschungsmaterial zerbrechen, wobei der Rutschprozess in einen Fließprozess wie z.B. eine Mure übergehen kann (CRUDEN und VARNES 1996).

Rotationsrutschungen

Rotationsrutschungen können sich in homogenem Material mit plastisch verformbaren Eigenschaften entwickeln (ZEPP 2002, 106 -107).

Diese relativ mächtigen Lockermaterialschichten können nach HARTMANN und STAHR (1999) auch Lehm, Ton oder Gesteinsschutt sein. Im Gegensatz zu Translationsrutschungen sind Rotationsrutschungen nicht auf eine Gleitfläche an einer Schichtgrenze angewiesen. Üblich sind konkav gekrümmte Gleitflächen mit zylindrischer Ausprägung.

Während des Rutschprozesses kommt es zu einer hangparallelen Rotation gegen den Hang (ZEPP 2002, 107). Die innere Struktur der Rutschmasse ändert sich im Fall einer kreis – oder kurvenförmigen Gleitfläche aufgrund der kinematischen Kräfte nur wenig. Die Rutschbewegung erfolgt hierbei so, dass sich der obere Bereich der Rutschmasse, welcher dem Hauptanriss am nächsten ist, fast senkrecht hangabwärts bewegt. Die Oberseite der Rutschmasse vollzieht hingegen eine Kippbewegung in Richtung des Anrissbereiches.

Eine fast zylindrische Gleitfläche könnte dann vorliegen, wenn sich die Rutschung über eine beträchtliche Distanz entlang des Hanges senkrecht zur Bewegungsrichtung ausweitet. Die Rotationsachse der Rutschung verläuft dann parallel zu ihrer zylindrischen Gleitbahn.

Die Gebundenheit an vornehmlich homogenes Ausgangsmaterial führt dazu, dass sie in anthropogenen Aufschüttungen häufiger vorkommen als andere Bewegungstypen. In inhomogenem Ausgangsmaterial treten die Rutschungen hauptsächlich an Diskontinuitäten auf.

Die Anrissnische einer Rotationsrutschung ist beinahe vertikal und ohne Widerlager. Dies kann dazu führen, dass die Rutschung infolge weiterer Störungen, retrogressiv hangaufwärts fortschreitet. Sofern die seitlichen Bereiche der Gleitfläche steil genug sind, kann auch von den Rutschungsflanken Material in das Abrissgebiet der Rutschung nachbrechen. Im oberen Bereich der Rutschung können in weiterer Folge Wasseransammlungen entstehen. Aufgrund einer mangelnden Drainage der Rutschung kann die Bewegung so lange aufrechterhalten werden, bis die Hangneigung zu gering ist, um weitere Rutschungsaktivitäten zu ermöglichen (CRUDEN und VARNES 1996, 56).

In RONCHETTI et al. (2009) werden Rotationsrutschungen, welche in Flyschgestein auftreten aufgrund ihrer Anisotropie und Heterogenität als hydrologisch komplex bezeichnet. Als eine Untergruppe der Rotationsrutschungen werden in DACHROTH (2002) Serienrutschungen genannt. Diese Rutschungen können dann entstehen, wenn sich aufgrund der Rotation einer ausgleitenden Rutschmasse eine steil einfallende Fläche am hangseitig nicht bewegten Boden entwickelt. Diese Fläche bildet sich am Hauptanrissbereich der ursprünglichen Rutschung. Diese Zone kann den dahinterliegenden Hangbereich instabil werden lassen und eine Folgerutschung nach sich ziehen. Wegen einer Erosion oder Unterminierung des Hangfußes können sich in zunehmendem Maße weitere Rutschungen entwickeln und hangaufwärts ausbreiten. Schlussendlich kann das von den Rutschungen betroffene Gebiet großflächige Ausmaße annehmen.

Folgerutschungen sind auch dann möglich, wenn der Fuß einer primären Rotationsrutschung akkumuliertes Rutschmaterial tiefer gelegene Hangabschnitte belastet. Die Wasseransammlungen in den von der ursprünglichen Rutschung gebildeten Hohlräumen können aufgrund ihres Beitrages zur Vernässung des Hanges zusätzlich Folgerutschungen begünstigen. Aus diesen Folgerutschungen können wiederum weitere Rutschungen hervorgehen (DACHROTH 2002, 182).

Kombinierte Rutschungen

Im Fall von kombinierten Rutschungen gleiten die Rutschmassen teilweise auf bereits bestehenden Schichtflächen, teilweise auf neugebildeten kreisförmigen Gleitflächen ab.

So kann beispielsweise in einer Aufschüttung oberhalb einer Gleitfläche eine Rotationsrutschung entstehen, wobei der Fuß der Rotationsrutschung an einer bestehenden Gleitfläche in eine Translationsrutschung übergeht. Kombinierte Rutschungen kommen relativ häufig in Aufschüttungen und in ebenem Gelände vor. In natürlich anstehenden Gesteinen ist ihr Auftreten ebenfalls möglich (DACHROTH 2002, 182).

Mischtypen aus Rotations – und Translationsrutschungen (Compound slides) haben steile Anrissnischen, welche in zunehmender Tiefe verflachen können (CRUDEN und VARNES, 1996, 59). Eine kombinierte Rutschung deutet häufig auf das Vorhandensein von schlecht verfestigten Schichten bzw. auf eine Grenzschicht zwischen verwittertem und nicht verwittertem Material hin. Diese Bereiche bestimmen letztendlich dann auch die Lage der Gleitfläche (HUTCHINSON 1988 in CRUDEN und VARNES, 1996, 59).

Kombinierte Rutschungen weisen häufig auch innerhalb des Rutschungsmaterials Scherflächen und Verformungen auf, was dazu führen kann, dass auch innerhalb der Rutschmasse Abbruchkanten entstehen können. Ein weiteres Kennzeichen kann das Vorhandensein von abgesenkten Rutschschollen sein, welche Gräben formen (CRUDEN und VARNES 1996, 59).

Komplexe und zusammengesetzte Rutschungen

In CRUDEN und VARNES (1996, 59) werden komplexe Rutschungen unter den Termini „mudslide“ und „flowslide“ beschrieben. Von der Verwendung dieser Begriffe wird jedoch aufgrund ihrer Mehrdeutigkeit und Ungenauigkeit abgeraten.

Als komplexer Prozess, was sowohl die Aktivität als auch die Zusammensetzung des Rutschungsmaterials betrifft, finden „mudslides“ ihren Ausgang in schwach verfestigtem Fels – oder Erdmaterial. Sie können sich infolge von Sturz – und Gleitprozesse rückschreitend fortpflanzen, wobei das Rutschungsmaterial meist feucht ist und auch nasse Stellen aufweisen kann. Der eigentliche Rutschprozess kann lawinenartig erfolgen.

Unter „flowslides“ sind nach CRUDEN und VARNES (1996, 60) Prozesse zu verstehen, bei denen ein plötzlicher Abbruch von Material erfolgt, welches sich in weiterer Folge sehr schnell bis extrem schnell über beträchtliche Distanzen fortbewegt. Zu Beginn kommt es zu zum Abbrechen von hochporösem, oft gesättigtem, sowie schwach verfestigtem Felsmaterial. Infolgedessen verringert sich die Kohäsion des bewegten Materials bei gleichzeitigem Überschuss an Flüssigkeitsdruck (dynamische Verflüssigung). In weiterer Folge kann der Prozess in einen Murgang, oder im Fall von trockenem Material auch in einen Sturzstrom übergehen.

Massenbewegungen, welche als „sags“ (Sackung) bezeichnet werden, sind nach CRUDEN und VARNES (1996, 60) ebenfalls ein Typ der zusammengesetzten Rutschungen, wobei in diesem Fall der Sonderbegriff rechtfertigbar ist. So kann der Begriff „Sackung“ dort nützlich sein, wo Unsicherheiten bezüglich der Art der Massenbewegung an Bergrücken auftreten. Bei Sackungen handelt es sich um Deformierungen von Kuppen oder steilen Hängen an Höhenrücken, wobei sich sowohl Anrisskanten als auch Gräben bilden können. An manchen Bergen kommt es infolge von Sackungen zur Bildung eines Doppelgipfels oder kleiner Bergseen. An den Abrisskanten kann es zu Materialversetzungen von mehreren Zehnermetern kommen.

Sackungen sind oft an glaziale Merkmale gebunden. So könnte die Inaktivität von Sackungen an das Verschwinden von pleistozänen Schnee – und Eisbedeckungen, sowie

an das Verschwinden von Permafrost und damit verbundenen erhöhten Porenwasserdrücken gekoppelt sein.

In Rutschungen ist es nach CRUDEN und VARNES (1996, 61) generell nicht unüblich, dass abgerutschtes Material später in Fließbewegungen übergeht. Dies passiert vor allem dann, wenn es sich um relativ feinkörniges Ausgangsmaterial handelt.

Unter diese zusammengesetzte Bewegungsform fallen „slump – earth flows“. CRUDEN und VARNES (1996, 61) empfehlen diesen Terminus in complex slide-earth flow umzubenennen.

2.2.1 Rutschungen als Geomorphologische Gefahr

Da die vorliegende Arbeit im Kontext der Naturgefahrenforschung zu sehen ist, erweist sich die Sichtbarmachung von gravitativen Massenbewegungen als geomorphologische Gefahr als sinnvoll.

Eine geomorphologische Gefahr kann aus jeder Veränderung einer Geländeform hervorgehen, welche die geomorphologische Stabilität an einem Ort in ungünstiger Weise beeinflusst (SCHUMM 1988 in SLAYMAKER 1996, 1). Die Voraussetzung für das Bestehen einer Gefahr ist dann gegeben, wenn aus einer derartigen Veränderung nachteilige sozioökonomische Auswirkungen auf anthropogene Systeme hervorgehen (WHITE 1974 in SLAYMAKER 1996, 1).

Geomorphologische Gefahren sind nach SLAYMAKER (1996, 1) durch drei Parameter gekennzeichnet:

- 1.) Magnitude
- 2.) Häufigkeit
- 3.) Größe der betroffenen Fläche

Die Tabelle 3 zeigt verschiedene Kategorien geomorphologischer Gefahren. Unterteilt sind die Kategorien nach Magnitude und danach, ob die zu Grunde liegenden Kräfte von innen oder außen einwirken. Bei gravitativen Massenbewegungen handelt es sich um exogene Gefahren, bei welchen je nach Voraussetzungen große wie kleine Magnituden, sowie stark variierende Häufigkeiten auftreten können. Von Massenbewegungen kann auch eine kontinuierliche Gefahr ausgehen.

Tabelle 3: Einordnung von gravitativen Massenbewegungen als geomorphologische Gefahr (Quelle: SLAYMAKER 1996, 2)

Geomorphologische Gefahr	große Magnitude geringe Häufigkeit	kontinuierlich	kleine Magnitude große Häufigkeit
Endogen	Vulkanismus		
	neotektonische Aktivitäten		neotektonische Aktivitäten
	Überschwemmungen		Überschwemmungen
Exogen	Karsteinstürze	chemische	chemische Lösung
	Scheelawinen	Lösung	
	Erosion im Gerinnebett		
	Sedimentation		Sedimentation
	Massenbewegungen	Massen-	Massenbewegungen
	Gletscherströme	bewegungen	
	Tsunamis		Tsunamis
	Küstenerosion		Küstenerosion
	Desertifikation	Desertifikation	Desertifikation
	Permafrost		Permafrost
Klima - oder Landnutzungsänderungen	Degradation		Degradation
	Bodenerosion		Bodenerosion
	Versalzung		Versalzung
	Überschwemmungen		

Für Gefahrenanalysen erweist sich zudem eine Bewertung der Faktoren, welche die einzelnen Prozesstypen definieren als wichtig. So ist beispielsweise das Rekonstruieren der Magnitude und der Frequenz für die Bewertung und die Modellierung von Naturgefahren von grundlegender Bedeutung (DIKAU, 2004).

In DIKAU (2004, 185) werden sieben Faktoren genannt, welche bereits ursprünglich von BURTON et al. (1978) ausgewiesen wurden. Diese Faktoren, ergeben gemeinsam eine Naturgefahrenklasse. In der Tabelle 4 werden diese Faktoren und deren Ausprägungen für die verschiedenen Prozesstypen mit eher geringer Magnitude aufgelistet. Gravitative Massenbewegungen sind dieser Klasseneinteilung zufolge Prozesse mit eher kurzer Dauer und geringer Magnitude, gleichzeitig aber einer vergleichsweise hohen Frequenz.

Tabelle 4: Qualitative Bewertung von Faktoren spezifischer geomorphologischer Prozesse als Basis einer Naturgefahrenanalyse (nach GARES et al.1994, verändert in DIKAU 2004, 186)

Prozesstypen [erosiv und akkumulativ]			
Faktor	Bodenerosion	Gravitative Massenbewegungen	Küsten-Prozesse
Frequenz	mittel-hoch	mittel-hoch	mittel-hoch
Magnitude	gering-mittel	gering-mittel	gering-mittel
Dauer	mittel-lang	kurz-mittel	mittel-lang
Räumliche Ausdehnung	mittel-groß	begrenzt-mittel	begrenzt-mittel
Geschwindigkeit des Prozessaufbaus	langsam	mittel-schnell	langsam
Räumliche Verteilung	linear-diffus	punktuell-diffus	punktuell-linear
Zeitliche Variation	zyklisch	episodisch-stochastisch	zyklisch-episodisch
Faktor	Fluviale Prozesse	Äolische Prozesse	Glaziale und periglaziale Prozesse
Frequenz	mittel-hoch	mittel	mittel
Magnitude	gering-mittel	gering-mittel	gering-mittel
Dauer	mittel-lang	mittel-lang	kurz-mittel
Räumliche Ausdehnung	begrenzt-mittel	mittel-groß	begrenzt-mittel
Geschwindigkeit des Prozessaufbaus	langsam	langsam	langsam-schnell
Räumliche Verteilung	linear-diffus	linear-diffus	punktuell-diffus
Zeitliche Variation	zyklisch-episodisch	zyklisch-episodisch	zyklisch-episodisch

Weshalb es sich lohnt, den Wissensstand über das zeitliche und räumliche Auftreten von Massenbewegungen zu erweitern, geht aus der Vielzahl an unterschiedlichen Gefährdungen hervor, welche sie für Menschen und Objekte mit sich bringen. Nach Dikau (2004) erweisen sich Risikoelemente gegenüber Rutschungen auf vielfältige Weise vulnerabel.

Langsame Rutschungen können lineare Leitungssysteme beschädigen, und Infrastruktureinrichtungen, wie Überlandleitungen, Verkehrswege, Gebäude und Liftmasten verkippen. Schnelle Rutschungen bilden eine direkte Gefahr für Menschen und können aufgrund rascher Massenverdrängung zu Flutwellen in natürlichen und künstlichen Seen führen. Zudem besteht die Gefahr einer Zerstörung von Gebäuden, Verkehrswegen, Leitungen und Vegetation, sowie einer Blockierung von Verkehrswegen (DIKAU 2004, 189).

2.2.2 Ursachen von Rutschungen

In VEDER (1979) werden drei verschiedene Hauptursachen für Rutschungen beschrieben. Hierzu werden geologische, - morphologische - und physikalische Ursachen gezählt.

Geologisch bedingte Auslöser

Rutschungen können vermehrt in geschichteten Böden beobachtet werden. Möglich sind hierbei verschiedene Zusammensetzungen der Hauptbodenarten.

- 1.) Sehr lockerer wasserführender Sand
- 2.) Ein lockeres Gemisch aus Kies, Sand, Schluff und steifem Ton
- 3.) Weiche rissige Tone
- 4.) Steife rissige Tone
- 5.) Tone mit ausgedehnten oder taschenförmigen Zwischenlagen von Sand oder Schluff

(VEDER 1979, 6).

Auch die Verwitterungsanfälligkeit eines Bodens trägt sehr zu seiner Anfälligkeit gegenüber Rutschungen bei. Als verwitterungsanfällig gelten Sandstein, Schieferton und Mergel (VEDER 1979).

Die Gesteine, welche Rutschungen hervorbringen sind häufig zudem jung, wenig verfestigt sowie tonig – schluffig. Gesteine mit diesen Eigenschaften neigen auch zur vermehrten Ausbildung von Setzungen. Eine stark erhöhte Rutschungsanfälligkeit weisen zudem geologische Zonen auf, in denen sich Kalkgesteine mit Sandsteinen oder Konglomeraten schichtweise abwechseln. Die Kalkgesteine weisen dabei klüftige, wasserführende Eigenschaften auf, wohingegen sich die Konglomerate aus wenig wasserführenden Tongesteinen zusammensetzen (WAGENPLAST 2005, 33). Die Schichten und Lagen tonreichen Gesteines können in weiterer Folge durch Wasserzutritt plastisch werden und die Funktion von Gleitbahnen einnehmen (LOUIS und FISCHER 1979, 152). Besonders gefährdet für Rutschungen sind Wechselfolgen von klüftigen, wasserführenden Kalksteinen, Sandsteinen oder Konglomeraten mit wenig wasserdurchlässigen Tonsteinen (WAGENPLAST 2004 in WAGENPLAST 2005, 33).

Eine derartige Wechselfolge von kompetenten und inkompetenten Gesteinen findet sich beispielsweise im Bereich der Grestener Klippenzone, welche als anfällig gegenüber Rutschungen gilt und in der es auch schon zu zahlreichen Rutschungen gekommen ist.

Während die Klippenhülle der Grestener Klippenzone aus Kalkgestein besteht, setzt sich die darunterliegende wasserstauende Schicht aus einer Buntmergelserie zusammen (WIDDER 1988, 15).

Auch in Südwestdeutschland konnten in Bereichen mit Wechselfolgen aus wasserdurchlässigen Gesteinen und wasserstauenden Schichten Rutschungen von zum Teil beträchtlichem Ausmaß festgestellt werden. So ging im April 2001 bei Urbach im Remstal eine 200 Meter breite Rutschung ab. In diesem Bereich lagerte klüftiger Kiesel sandstein,

welcher Schichtwasser auf die darunter liegenden unteren bunten Mergel leitete, diese sättigte und deren Stabilität herabsetzte (WAGENPLAST 2005, 36).

Morphologisch bedingte Auslöser

Wesentlich für die Entstehung von Rutschungen sind die Geländeform, sowie die Geländeneigung. So kann sowohl eine natürliche, also auch eine anthropogene Veränderung des Böschungsgleichgewichtes das Auftreten von Rutschungen begünstigen (VEDER 1979, 9). Für ein Untersuchungsgebiet in Südniedersachsen wurden beispielsweise auf Böschungsprofile einwirkende Baumaßnahmen, sowie Belastungsänderungen und Aufschüttungen als Ursache für Rutschungen angegeben (DAMM 2005, 191). Im Detail kann eine Erhöhung der Rutschungsanfälligkeit einer Böschung verschiedene Ursachen haben. Hierzu zählen Übersteilung der Böschungsneigung, die Überbelastung des Böschungskopfes, sowie die Schwächung des Böschungsfußes. Zu letzterem kann es infolge einer Unterminierung und Einschnidung des Böschungsfusses durch ein Fließgewässer kommen (VEDER 1979, 10).

Physikalisch bedingte Auslöser

Die für die Scherfestigkeit hauptverantwortlichen Scherparameter Kohäsion c' , sowie die innere Reibung (innerer Reibungswinkel $= \phi'$) sind die entscheidenden Kräfte, welche der Ausbildung von Rutschungen entgegenwirken. So lange diese der Rutschung entgegenwirkenden Kräfte größer sind als die treibenden Kräfte, gilt ein Hang als stabil. Herrscht ein Kräftegleichgewicht, so besteht ein labiles Gleichgewicht. Im Fall einer Überhandnahme an treibenden Kräften bildet sich eine Rutschung aus (HARTMANN und STAHR 1999, 89).

Die Gründe für eine Herabsetzung der Kohäsion können vielfältig sein. Eine Herabsetzung der Kohäsion, sowie des inneren Reibungswinkels ist beispielsweise dann möglich, wenn der Boden Verwitterungsprozessen ausgesetzt ist. Hierbei können die wechselweise Austrocknung und Durchnässung sowie Temperatur – und Frostwechsel eine Rolle spielen. Dazu können sich noch chemische Vorgänge in Form von Oxidation und Zersetzungserscheinungen addieren und somit ihrerseits einen negativen Einfluss auf die stabilisierenden Kräfte nehmen.

Eine Störung der Kohäsion kann sich z.B. in Form von Rissen zeigen (beispielsweise in Tongestein). In diese Risse kann in weiterer Folge Niederschlagswasser sickern und ausgehend von den Rissen kann es zu einer Aufweichung des Bodens kommen. Das Eindringen von Niederschlagswasser setzt somit einerseits die Scherfestigkeit herab, andererseits können in Folge von Schwellvorgängen weitere Risse geschaffen werden. Insgesamt stellt Wasser im Boden einen Hauptfaktor bei der Entstehung von Rutschungen dar, wobei hier vor allem dem Porenwasser eine bedeutende Rolle zukommt (VEDER 1979).

Nach RAETZO-BRÜLHART (1997, 206) wird insbesondere in Rutschmassen durch den Anstieg des Porenwasserdrucks die Hangstabilität vermindert und selbiger gilt in zahlreichen belegten Fällen als Trigger von Rutschungen.

Im Falle von flachgründigen Rutschungen sind erhöhte Porenwasserdrücke vor allem dann maßgeblich, wenn sie an der Basis eines Bodenprofils auftreten. Der Grund dafür liegt darin, dass der Porenwasserdruck die Scherfestigkeit an der potentiellen Diskontinuitätsfläche dort vermindert, wo die Scherspannung am größten ist (SIDLE et al. 1985, 44).

Es gibt auch Fälle in denen Rutschungen durch tektonische Vorgänge hervorgerufen oder mitverursacht werden. So konnte in NORINI et al. (2010) nachgewiesen werden, dass es im Acambay Becken, welches im transmexikanischen Vulkangürtel liegt, Hanginstabilitäten durch die Aktivität der Acambay-Tixmadejè Verwerfung hervorgerufen wurden. Diese Verwerfung wurde als Hauptfaktor für die Entstehung von Massenbewegungen, unter welchen sich zwei große Rotationsrutschungen befinden, erachtet.

Nach WILLHELMY et al. (2004, 54) stellen Rutschungen die häufigste Begleiterscheinung von Erdbeben dar. So werden mit dem Erbeben im Friaul 1976 1000 Rutschungen in Zusammenhang gebracht.

DIKAU et al. in PLATE und MERZ (2001, 120) unterscheiden drei unterschiedliche Faktoren, welche auf die Entstehung und den Verlauf von gravitativen Massenbewegungen Einfluss nehmen. Diese Faktoren und die daraus resultierenden Stabilitätszustände eines Hanges werden in Abbildung 3 dargestellt. So führen vorbereitende Faktoren zu einer Destabilisierung des Hanges, wobei diese alleine noch nicht in der Lage sind, einen Massenbewegungsprozess auszulösen. Als auslösende Faktoren werden jene Faktoren bezeichnet, die zur Überschreitung des Grenzgleichgewichtes führen und besagten Prozess in Gang bringen. Schlussendlich kommen die kontrollierenden Faktoren zum Tragen, welche die räumliche Ausdehnung, sowie die Geschwindigkeit und Reichweite des Prozesses beeinflussen.

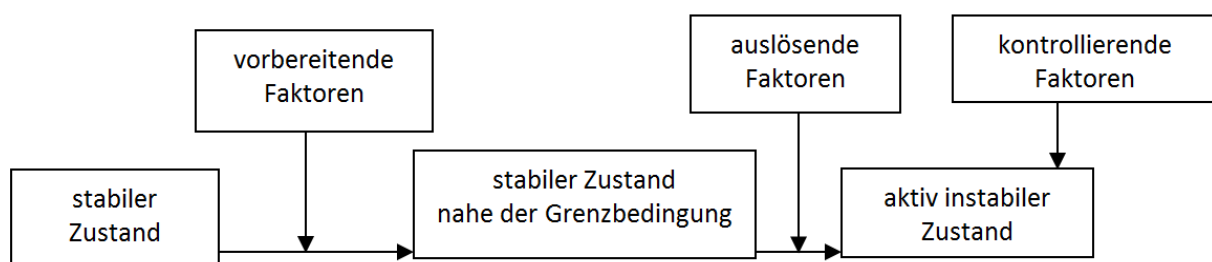


Abbildung 3: vorbereitende, auslösende und kontrollierende Faktoren von Massenbewegungen (Quelle: DIKAU et al. In PLATE und MERZ 2001, 120)

Des Weiteren werden die drei Faktoren, welche einen Einfluss auf die Hangstabilität ausüben, in DIKAU et al. (2001, 120) (siehe Tabelle 5) nach konkreten Phänomenen und geomorphologischen Zuständen differenziert.

Das Modell, welches in dieser Arbeit vorgestellt und angewandt wird, inkludiert dieser Klassifikation zufolge, einen vorbereitenden Faktor (vorangegangenen) und einen auslösenden Faktor (täglichen maximalen Niederschlag). An dieser Stelle zeigt sich bereits, dass diese zwei Phänomene gegenüber den anderen Phänomenen eine hohe Gewichtung haben müssten, um als alleinige Modellparameter dienen zu können. So bleiben 10 von 11 in der in Tabelle 5 aufgelisteten, vorbereitenden Faktoren und sieben von acht der auslösenden Faktoren im verwendeten Modell unbeachtet.

Tabelle 5: Faktoren mit Relevanz für gravitative Massenbewegungen (Quelle: DIKAU et al. 2001, 120)

vorbereitende Faktoren (Dispositon)	auslösende Faktoren (Trigger)	kontrollierende Faktoren
Verwitterung	Niederschlag	Hangneigung
geotechnische Material - eigenschaften	(Intensität/Menge)	Hangwölbung
Hanganschnitte	schnelle Schneeschmelze	Vegetation
Hangunterschneidung	Hanganschnitte	Gerinnerauhigkeit
Schichtung	Hangunterschneidung	Weitertransport bewegter Masse
Vorregen	Erdbeben	
abschmelzender Permafrost	Vulkanausbrüche	
Bodentyp und -art	Auflast	
Vegetationsbedeckung	Schnelle Wasserspiegel - schwankungen	
Entwaldung		
Änderung der Bodenhydrologie		

In Schwenk (1992, 600) wird zwischen drei verschiedenen Voraussetzungen und Ursachen unterschieden, welche essentiell für das Auftreten von Massenbewegungen sind, wobei auch hier zwischen vorbereitenden und auslösenden Faktoren unterschieden wird. Dazu zählen die geologischen Voraussetzungen, natürliche und anthropogene Ursachen sowie auslösende Ereignisse.

Es existiert also zusätzlich noch eine Kategorie, in der natürliche und anthropogene Ursachen differenziert behandelt werden. Gerade in der Praxis, wie beispielsweise im Bereich geologischer Schadensgutachten, aber auch für die Modellanwendungen in dieser Arbeit ist das Wissen um diese Kategorie von wesentlicher Bedeutung. Ob eine Rutschung natürlichen Ursprunges ist, oder vor allem anthropogene Ursachen hat, bzw. der Grad anthropogener Beeinflussung, spielt bei einem Schadensfall eine juristisch entscheidende Rolle. Nicht zuletzt ist die Ursachenklärung sowohl für die Geschädigten als auch für den eventuellen Verursacher relevant. Für diese Arbeit ist der genannte Punkt insofern relevant, als Rutschungen behandelt werden sollen, welche unter natürlichen Umständen zustande

kamen und nicht jene die hauptsächlich anthropogen bedingt sind. Rutschungen, welche also beispielsweise in einer nicht verfestigten anthropogenen Aufschüttung entstehen, würden die Modellergebnisse möglicherweise zu stark verzerren, zumal dann die Gefahr besteht, dass die Stabilität des Hanges möglicherweise nur noch zu geringen Teilen über hydrologische und klimatische Parameter definiert würde.

2.2.3 Niederschläge als Auslöser gravitativer Massenbewegungen

Auch das Klima übt einen Einfluss auf Hangstabilität aus. Der Einfluss der Niederschläge drückt sich hierbei im Wassergehalt eines Hanges aus (CROZIER 2010, 7). In den beschriebenen Ursachen, entsprechend der Klassifikation nach VEDER (1979), wären die Niederschläge als physikalische Ursache für Rutschungen anzusehen, zumal sie direkten Einfluss auf die Hangstabilität nehmen.

Die meisten Rutschungen gehen auf eine durch Grund – und Bodenwasser verursachte Herabsetzung der Standfestigkeit zurück. Letztendlich kommt es im Zuge einer Zufuhr von Wasser, die über das Normalmaß hinausgeht, zu Bodenbewegungen (SCHWENK et al. 1992, 626).

Für viele Regionen der Erde hat sich gezeigt, dass Niederschlag der wichtigste Auslöser gravitativer Massenbewegungen ist. Es gab schon viele Versuche Massenbewegungen mittels Niederschlagsaufzeichnungen zu prognostizieren (COROMINAS et al. 2002, 1).

Der Zusammenhang zwischen Niederschlägen und flachgründigen Rutschungen sowie Murenaktivität gilt als offensichtlich, jedoch im Detail als schwer definierbar. Die Schwierigkeit einer genauen Beschreibbarkeit der Zusammenhänge liegt unter anderem in der Tatsache begründet, dass Niederschläge die Hangstabilität nur auf indirektem Weg, über die Erhöhung des Porenwasserdruckes beeinflussen (CAINE et al. 1980, 23).

Nach SIDLE und SWANSTON (1982) in CROSTA und FRATTINI (2003, 81) werden etwa flachgründige, gravitative Massenbewegungen hauptsächlich durch Starkniederschlagsereignisse, welche mit einem raschen Anstieg des Porendrucks einhergehen, ausgelöst.

RONCHETTI et al. (2009) untersuchten Rutschungen im Flyschbereich des Appenin und konnten im Zuge eines Grundwassermonitorings feststellen, dass der Tagesniederschlag jeweils unterschiedliche Auswirkungen auf den gespannten (artesischen) und den ungespannten (phreatischen) Aquifer haben. Während der ungespannte Aquifer durch die Tagesniederschläge stark beeinflusst wurde, zeigte der Porenwasserdruck im gespannten Aquifer keinen deutlichen Zusammenhang mit Niederschlagsereignissen. Der gespannte Aquifer zeigte nur kleine jahreszeitliche Schwankungen.

Nach WIECZOREK und GLADE (2005, 330) kann durch Niederschlag oder Temperaturanstieg verursachte Schneeschmelze die Infiltration von Wasser in den Boden erhöhen. Nach HORTON (1938) in WIECZOREK und GLADE (2005) erfolgt die Zufuhr von Wasser in den Boden infolge Schneeschmelze kontinuierlicher und über einen längeren Zeitraum hinweg, als jene durch Regen. Nach MATHEWSON (1990) in WIECZOREK und GLADE (2005, 331) kann die Schneeschmelze den Porenwasserdruck unterhalb von

seichtgründigen Böden erhöhen. Nach SATO (2006) in KAWAGOE et al. (2009) führte die Schneeschmelze in den Monaten Februar 2006 bis März 2006 nach heftigen Schneefällen zu vielen gravitativen Massenbewegungen in Japan. Nach AYALEW et al. (2005) wurden auf der japanischen Insel Sado im September 1999 und Jänner 2003 zwei gravitative Massenbewegungen mit einer flächenmäßig großen Ausdehnung ausgelöst. Hierbei wurde neben starken Regenfällen auch Schneeschmelze als Trigger angegeben.

In KAWAGOE et al. (2009, 127) werden auf Schneeschmelzprozesse zurückgehende gravitative Massenbewegungen als verbreitetes Phänomen in Japan angesehen. Auch nach CARDINALI et al. (2000, 439) steht die Auslösung von gravitativen Massenbewegungen mit Schneeschmelze in einem direktem Zusammenhang. In SCHWENK et al. (1992, 655) wird die Möglichkeit erwähnt, dass Schmelzwässer aufgrund gefrorener tieferer Bodenschichten besonders die oberste Bodenschicht vernässen können. Die Oberfläche der gefrorenen Bodenschicht kann zusätzlich als Gleitfläche dienen, was wiederum Rutschungen begünstigt.

Beispiele für die Wirkung von Starkniederschlagsereignissen als Trigger für Rutschungen:

Ein Beispiel für ein besonders schweres Katastrophenereignis, an welchem niederschlagsbedingte Rutschungen beteiligt waren, trat zwischen dem 6. und 10. August 2009 in Südtaiwan auf. Auslöser der Starkniederschläge war der Taifun Morakot, wobei bis zu 2885mm Regen in 100 Stunden gemessen werden konnten.

In weiterer Folge traten tausende Rutschungen und Muren in den Gebirgsregionen auf, wo 695 Todesopfer, sowie Vermisste zu beklagen waren. Alleine 600 Menschen wurden dabei im Dorf Xiaolin getötet, in welchem 394 Häuser von einer einzigen Rutschung verschüttet wurden (LIN et al. 2011, 345).

Ein anderes Katastrophenereignis, bei dem Starkregen zu zahlreichen Massenbewegungen führte, trat zwischen dem 3. und 5. Jänner 1982 in Kalifornien auf. Es konnten hierbei 18000 zumeist flachgründige gravitative Massenbewegungen dokumentiert werden, welche sich zu Murgängen weiterentwickelten und in weiterer Folge 100 Häuser zerstörten, sowie 15 Menschen das Leben kosteten. Im Zuge dieses Ereignisses konnten in 32 Stunden Niederschlagsmengen gemessen werden, welche ansonsten in einem Zeitraum von einem halben Jahr fallen (ELLEN und WIECZOREK, 1988).

Auch für Italien wird Niederschlag als primärer Faktor zur Auslösung von gravitativen Massenbewegungen angesehen. So traten zwischen 2. und 6. November 1994 mehrere tausend flach – und tiefgründige gravitative Massenbewegungen in einem mehrere tausend Quadratkilometer großen Bereich im Piemont auf. Am 1. Oktober 2009 verursachten starke Niederschläge bei Messina in Sizilien mehr als 500 flachgründige gravitative Massenbewegungen in einem nur 60 km² großen Bereich, wobei es im Zuge beider Ereignisse zu Todesopfern und hohen Sachschäden kam (BRUNETTI et al. 2010, 47).

Katastrophale, durch extreme konvektive Starkniederschläge ausgelöste Rutschungsereignisse in Österreich traten in der jüngeren Geschichte beispielsweise im Jahr 2005 in den Gemeinden Gasen und Haslau im steirischen Bezirk Weiz auf.

Zwischen dem 20. und dem 22. August konnten im betroffenen Gebiet bis zu 191mm Regen in 48 Stunden gemessen werden, was einer Wiederkehrzeit von über 100 Jahren entspricht. Bereits im Vorfeld der extremen Niederschläge war der Bodenfeuchtegehalt aufgrund einer erheblichen Vorberegnung erhöht.

Es konnten alleine für die Gemeinden Gasen und Haslau 240 schadensbringende Rutschungen ausgemacht werden. Insgesamt wurden 250 mit Schäden verbundene Rutschungsereignisse verzeichnet.

Die größte im Zuge des Ereignisses zu verzeichnende Rutschung wies eine Fläche von 25000m² auf. Die Rutschung mit dem größten Volumen hatte eine Kubatur von 18000m³. Die Rutschungen verursachten zwei Todesopfer und vielfältige, wie weitreichende Beschädigungen und Zerstörungen von Objekten. Drei Wohngebäude wurden komplett zerstört. An 3367 verzeichneten Stellen wurden Strassenabschnitte zerstört oder beschädigt. Diese Angaben beziehen sich auf alle, durch die Starkniederschläge verursachten Schäden, wobei die Hangrutschungen für den weitaus größten Teil verantwortlich zu machen sind (ANDRECS et al. 2007).

2.3 Modelle zur Ermittlung von Niederschlagsschwellenwerten

Ein Schwellenwert ist der minimale oder maximale Wert einer messbaren Größe, um einen Prozess auszulösen oder zu verändern (WHITE et al. 1996 in GUZZETTI et al. 2007, 240). Der untere Schwellenwert stellt hierbei die untere Grenze zur Auslösung eines bestimmten Prozesses dar. Ab dem Erreichen des maximalen Schwellenwertes kommt es hingegen mit Sicherheit zur Auslösung eines Prozesses.

In MATSUSHI (2006) wird die Ermittlung von Niederschlagsschwellenwerten im Zusammenhang mit der Auslösung von gravitativen Massenbewegungen als fundamental für deren Vorhersage und Vermeidung angesehen. Beispielsweise wären auf Basis derartiger Schwellenwerte Evakuierungen von betroffenen Einwohnern oder die Errichtung von Strassensperren planbar.

Im Fall von niederschlagsinduzierten gravitativen Massenbewegungen kann ein Schwellenwert durch Parameter, wie Niederschlag, Bodenfeuchte, oder anderweitige hydrologische Faktoren definiert sein, welche bei Erreichung oder Überschreitung eines bestimmten Wertes als wahrscheinliche Auslöser gravitativer Massenbewegungen fungieren (GUZZETTI et al. 2007, 240).

Die Ergebnisse, welche letztendlich die Schwellenwerte repräsentieren sollen, sind auch abhängig vom Datenmaterial und den geologischen Gegebenheiten. So konnten beispielsweise CAINE (1980), CANNON und ELLEN (1985) und WIECZOREK (1987) für die 1982 von Rutschungen stark betroffene Umgebung von San Francisco unterschiedliche Niederschlagsschwellenwerte ermitteln (WIECZOREK und GUZZETTI 2000, 408). In GUZZETTI et al. (2007) wird zur Berechnung von Niederschlagschwellenwerten zwischen zwei Modellarten unterschieden. Zur ersten Gruppe zählen die empirisch basierten Modelle, die zweite Gruppe setzt sich aus den prozessbasierten Modellen zusammen.

2.3.1 Prozessbasierte Modelle

Mit prozessbasierte Modellen wird versucht, Modellen in welchen sich mit der Analyse der Hangstabilität befasst wird eine räumliche Dimension hinzuzufügen. Derartige Modelle beinhalten auch Infiltrationsmodelle, in welchen die Wasseraufnahmekapazität von Böden analysiert wird (GUZZETTI et al. 2007, 240).

Ein Beispiel für ein prozessbasiertes Modell ist das „leaky barrel“ Modell (Abbildung 4). Das Modell wurde von WILSON (1989) entwickelt und galt als mathematische Simulation eines von Campbell entwickelten konzeptionellen Modells. Die Modellsimulation bezieht sich hierbei auf einen oben offenen und unten geschlossenen Zylinder (=Fass). Die grundlegende Annahme besteht darin, dass die Infiltrationskapazität die höchste bekannte Niederschlagsintensität übersteigt. Dem zufolge füllt sich das Fass ab Niederschlagsbeginn mit Wasser, ermöglicht aber über eine undichte Stelle, beziehungsweise über einen Wasserhahn einen Abfluss des Wassers. Die Abflussrate entspricht hierbei dem Wasserdruck, welcher wiederum proportional zur Wassertiefe im Fass ist. Kommt es zur Auffüllung des Fasses mit Wasser, dann steigt der Wasserdruck gleichzeitig mit der Abflussrate.

Die Kopplung der Abflussrate aus dem Leck an die Wassertiefe im Fass, entspricht einer Simulation der dynamischen Beziehung zwischen Niederschlagsintensität und der Schichtdicke des ungesättigten Bodens am Hang. Je größer die Niederschlagsintensität ist, umso mehr Wasser kann sich in der gesättigten Schicht sammeln, wobei sich durch eine zunehmende Akkumulation von Wasser auch der Abfluss durch das Leck vergrößert. Würde dem Fass mit einer gleichmäßigen Rate Wasser zugeführt werden, dann könnte ein dynamisches Gleichgewicht entstehen. Dies ist aber in der Realität aufgrund der schwankenden Niederschlagsrate bei Regenfällen aber kaum der Fall (WILSON et al. 1992). Das „leaky barrel“ Modell wurde in Wilson und WIECZOREK (1995) verwendet, um das Auftreten von Muren bei La Honda in der Nähe von San Francisco vorherzusagen (GUZZETTI 2007, 240).

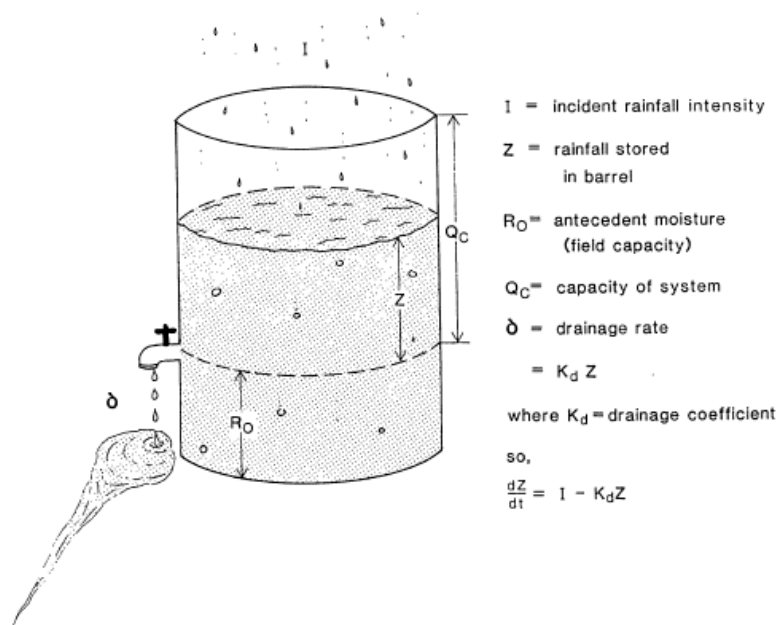


Abbildung 4: Skizze des "leaky barrel" Modells (Quelle: WILSON 1989 in WILSON 1992, 35)

2.3.2 Empirisch basierte Modelle

Niederschlagsschwellenwerte können auch auf Basis empirischer Erhebungen gewonnen werden. Hierbei sind Niederschlagsereignisse entscheidend, welche gravitative Massenbewegungen verursachen. Üblicherweise werden die Schwellenwerte ermittelt, indem die niedrigsten Niederschlagsmengen, welche eine gravitative Massenbewegung auslösten, herangezogen werden. Liegen zusätzlich Daten über Niederschlagsereignisse vor, welche keine Rutschung verursachten, dann kann die Grenze zwischen Niederschlagsereignissen, welche mit und jenen, welche nicht mit einer gravitativen Massenbewegung in Zusammenhang stehen, den Schwellenwert bilden. Auch die Anzahl an durch Niederschläge ausgelöste, gravitativen Massenbewegungen kann zur Schwellenwertbildung herangezogen werden. Im Fall des empirischen Modelles sind Daten über die Niederschlagsintensität unabdingbar.

Unter der Niederschlagsintensität ist entweder die über eine bestimmte Zeiteinheit aufsummierte Niederschlagsmenge, oder die Niederschlagsrate über eine definierte Zeitspanne zu verstehen. Bezüglich Messungen der Niederschlagsrate kann die gewählte Zeitspanne stark variieren. So kann die Messung der Rate unverzüglich bei Einsetzen von messbarem Niederschlag erfolgen, oder ein Durchschnittswert der mehrere Stunden, Tage oder noch längere Zeitspannen umfasst, gebildet werden. Je länger allerdings die gewählte Zeitspanne zur Ermittlung der Niederschlagsrate andauert, umso eher kommt es zu einer Unterschätzung der maximalen Niederschlagsrate (GUZZETTI et al. 2007, 241).

Die Niederschlagsschwellenwerte können nach GUZZETTI et al. (2007, 241) nach der Art der Niederschlagsmessungen in verschiedene Kategorien unterteilt werden:

Schwellenwerte auf Basis verschiedener Niederschlagsmessungen, bezogen auf ein oder mehrere Niederschlagsereignis/se:

Diese Hauptkategorie lässt sich in weitere Untergruppen aufsplitten:

- 1.) Schwellenwerte, die sich auf die Dauer und die Intensität von Niederschlag beziehen
- 2.) Schwellenwerte, welche auf dem Gesamtniederschlag während eines Ereignisses basieren
- 3.) Schwellenwerte, für welche die Dauer des Niederschlagsereignisses entscheidend ist.
- 4.) Schwellenwerte, für welche die Intensität des Niederschlagsereignisses entscheidend ist.

In GUZZETTI et al. (2007, 242) werden 52 verschiedene Schwellenwerte für unterschiedliche Gebiete der Erde genannt, welche sich auf die Kombination aus Niederschlagsdauer und Niederschlagsintensität beziehen. Derartige Schwellenwerte werden nach GUZZETTI et al. (2007, 243) generell mit der folgenden Gleichung beschrieben:

$$I = c + \alpha * D^{\beta}$$

Formel 1: Allgemeiner Term für Intensitäts - Dauer Schwellenwerte (GUZZETTI et al. 2007)

I = mittlere Niederschlagsintensität

D = Niederschlagsdauer

$c \geq 0, \alpha, \beta$ = Parameter

In den meisten von GUZZETTI et al. (2007) untersuchten Fällen liegt die Niederschlagsdauer für die Schwellenwerte zwischen 1 und 100 Stunden, während die Niederschlagsintensität zwischen 1 und 200mm/h beträgt. Generell werden Schwellenwerte, welche sich auf die Niederschlagsdauer – und Intensität beziehen am häufigsten in der Fachliteratur vorgestellt.

Schwellenwerte welche vorangegangene Niederschläge miteinbeziehen:

Nach CROZIER (1980, 47) ist die Findung sinnhafter und eindeutiger Niederschlags-schwellenwerte rein auf Basis von Tagesniederschlägen nicht möglich. Dem Zustand der Bodenfeuchte welche vor einem Ereignis herrscht, wird eine entscheidende Bedeutung bei der Schwellenwertbildung zugemessen.

In 2 verschiedenen Fällen für den Raum Singapur konnten RAHARDIO et al. (2001, 393) vorangegangene Niederschläge von jeweils 30mm und 60mm bei einem ähnlich starken Intensitäten des Hauptniederschlagsereignisses für die Auslösung von Rutschungen errechnen. Hierbei wurde eine fünftägige Vorregenperiode berücksichtigt. Auch JAKOB und WEATHERLY (2003) bezogen den vorangegangenen Niederschlag und die Niederschlagsintensitäten des für die gravitativen Massenbewegungen verantwortlichen

Niederschlagsereignisses in das Modell ein. Zusätzlich verwendeten sie Abflussdaten, um die hydrologischen Auswirkungen von Schneeschmelze, sowie die Auswirkungen von Niederschlägen auf eine vorhandene Schneedecke, sowie jene von Niederschlägen im Zuge eines Unwetters zu erfassen.

Nach GUZZETTI et al. (2007, 252) stellt die Festlegung des Zeitraumes vorangegangener Niederschläge für die Schwellenwertbildung ein Hauptproblem dar, wobei je nach Eigenschaften der Untersuchungsgebiete die optimalen Zeiträume erheblich variieren können. Folgende Faktoren können GUZZETTI et al. (2007, 252) zu Folge die Länge der für die Schwellenwerte relevanten Vorniederschlagsperiode beeinflussen und sind somit für ihre Variabilität verantwortlich:

- 1.) Lithologische und morphologische Gegebenheiten, sowie die Beschaffenheit von Böden und Vegetation
- 2.) Unterschiedliche klimatische und meteorologische Eigenschaften
- 3.) Die Verschiedenartigkeit und Unvollständigkeit an schwellenwertrelevanten Niederschlagsdaten und Daten von gravitativen Massenbewegungen

Beim Vergleich verschiedener Studien zeigt sich, dass bezüglich des vorangegangenen Niederschlages sowohl wenige Tage als auch mehrere Monate die besten Ergebnisse liefern können. PASUTO und SILVANO (1998) in GUZZETTI et al. (2007, 252) führten Tests mit vorangegangenen Niederschlagszeiträumen mit einer Dauer von 1 – 120 Tagen und konnten hierbei 15 Tage als optimalen Zeitraum ausmachen. TERLIEN (1998) in GUZZETTI et al. (2007, 252) beachtete Zeiträume von 2, 5, 15 und 25 Tagen und stieß mit 25 Tagen auf das beste Ergebnis. GLADE et al. (2000) führten ihre Studien für Gebiete in Neuseeland durch und ermittelten eine optimale Zeitspanne von 10 Tagen.

Die auf Basis empirischer Modelle errechneten Schwellenwerte können zusätzlich in globale, regionale und lokale Schwellenwerte unterteilt werden:

Globale Schwellenwerte:

Eine Pionierarbeit bezüglich der Schwellenwertfindung auf globaler Ebene wurde von CAINE (1980) verfasst. Die Modellergebnisse beziehen sich hierbei auf flachgründige, gravitative Massenbewegungen an ungestörten Hängen. Es handelt sich hierbei um einen Schwellenwert auf Basis einer Kombination aus Niederschlagsdauer und Niederschlagsintensität.

Die Formel für die Kurve, welche die Schwellenwerte beschreibt, lautet wie folgt:

$$I = 14,82 * D^{-0,39}$$

Formel 2: Allgemeiner Term für flachgründige gravitative Massenbewegungen (CAINE 1980)

I = Niederschlagsintensität in mm/h^{-1}

D = Niederschlagsdauer in Stunden

CAINE selbst deutete aufgrund der Inhomogenität und Unvollständigkeit der Ausgangsdaten Kritik an der eigenen Arbeit an. So beziehen sich die Daten auf unterschiedliche Klimazonen, und Einzugsgebiete mit unterschiedlichen geologischen und topographischen Gegebenheiten. Zudem variiert die Qualität der Niederschlagsmessreihen.

Globale Niederschlagsschwellenwerte wurden unter anderem auch von CANNON und GARTNER (2005) modelliert. Diese bezogen sich auf Muren, welche in von Flächenbränden betroffenen Regionen auftraten.

Globale Schwellenwerte sind vor allem dann relevant, wenn keine regionalen oder lokalen Schwellenwerte zur Verfügung stehen. Der Nachteil von globalen Modellen liegt in der möglichen Überschätzung der Gefahr gravitativer Massenbewegungen (GUZZETTI et al. 2007, 243).

Regionale Schwellenwerte:

Regionale Niederschlagsschwellenwerte beziehen sich auf Flächen mit einer Ausdehnung von wenigen bis mehreren tausenden Quadratkilometern, wobei diese Gebiete ähnliche physiogeographische, sowie klimatische wie meteorologische Eigenschaften aufzuweisen haben. Regionale Modelle sind dort brauchbar, wo als Datengrundlage quantitative Niederschlagsmessungen oder - Vorhersagen mit Raumbezug vorhanden sind (GUZZETTI et al. 2007, 241).

Lokale Schwellenwerte:

Derartige Schwellenwerte beziehen sich auf Flächen von wenigen bis mehreren hundert Quadratkilometern und eignen sich für einzelne oder Gruppen von gravitativen Massenbewegungen in einem relativ eng begrenzten Gebiet.

Der Vorteil von regionalen und lokalen Schwellenwerten ist ihre relativ gute Anwendbarkeit diejenigen Gebiete, für die sie entwickelt wurden. Umgekehrt liefern sie weniger gute Ergebnisse, wenn man sie auf andere Gebiete bzw. auf globaler Ebene anwenden möchte (GUZZETTI et al. 2007, 243). Um zu vergleichbaren Schwellenwerten, die letztendlich für jeweils verschiedenste Regionen ermittelt wurden, zu gelangen findet eine Normung der Werte bezüglich der Niederschlagsintensität statt. Hierfür wird häufig die bei einem

Ereignis gemessene Niederschlagsintensität durch den mittleren Jahresniederschlag dividiert (GUZZETTI et al. 2007, 247).

Insgesamt erweist sich die Vergleichbarkeit der Schwellenwerte aufgrund sprachlicher, definitorischer und messtechnischer Unterschiede, sowie Meinungsverschiedenheiten in Fachkreisen als schwierig (GUZZETTI et al. 2007, 241).

Niederschlagsschwellenwerte und Methoden der Fernerkundung:

Auch Methoden der Fernerkundung können bei der Findung Niederschlagsschwellenwerten ihren Beitrag leisten. Die Weiterentwicklungen der Methoden der Fernerkundung führte auch zu einer besseren Nutzungsmöglichkeit der Niederschlagsschwellenwerte um vor gravitativen Massenbewegungen warnen zu können. Hierbei spielt das Dopplerradar eine wesentliche Rolle, welches einen Echtzeitabgleich zwischen den tatsächlich ermittelten Niederschlagsmengen und den Niederschlagsschwellenwerten ermöglicht. Eine Pixelauflösung der Niederschlagsrasterdaten, welche 1 km² entspricht, kann sich bereits sinnvoll mit anderen räumlichen und topographischen Daten verknüpfen lassen. Auch Verknüpfungen von ermittelten Niederschlagsschwellenwerten mit digitalen Höhenmodellen wurden schon durchgeführt (WIECZOREK und GUZZETTI 2000).

So verwendeten BORGA et al. (1998) für das Einzugsgebiet des Rio Cordon in Norditalien ein gekoppeltes Modell zur Gefahrenabschätzung für flachgründige gravitative Massenbewegungen. Dieses Modell beinhaltet wiederum jeweils ein Modell, welches die hydrologischen Parameter wie Niederschlag und Transmissivität berücksichtigt, während ein weiteres Modell die Hangstabilität miteinbezieht und topographische Parameter verwendet. Die topographischen Daten werden von einem digitalen Geländemodell abgeleitet. Es wird hierbei auf die Wichtigkeit einer ausreichenden räumlichen Auflösung, sowie auf die Bindung der Modellergebnisse an die Auflösung und Verfügbarkeit der topografischen Ausgangsdaten hingewiesen.

3 Das Untersuchungsgebiet

Das folgende Kapitel umfasst eine Beschreibung der physiogeographischen Eigenschaften des Untersuchungsgebietes. Verstärkt wird hierbei sowohl auf die klimatischen als auch geologischen Rahmenbedingungen eingegangen. Im Fall der Klimaparameter wird besonders der Niederschlag aufgrund seiner maßgeblichen Relevanz für diese Arbeit den Schwerpunkt der Ausführungen darstellen.

3.1 Geographische Lage

Das Untersuchungsgebiet umfasst jene Gebiete Niederösterreichs, welche der rhenodanubischen Flyschzone zugewiesen werden können. Die Flyschzone bildet in Niederösterreich ein etwa 150 km langes, durchgängiges Band, welches zu größten Teilen knapp nördlich 48° nördlicher Breite verläuft. Sie erstreckt sich ost-nordost verlaufend, vom Ennstal bei Steyr bis zum Donautal bei Klosterneuburg. Orographisch links der Donau treten die Flyschbereiche nur noch bruchstückhaft in Erscheinung. Die Breite der Flyschzone schwankt erheblich und liegt abseits des inselartigen Vorkommens im Weinviertel zwischen ca. 20 km im Wienerwaldbereich und unter einem Kilometer bei Texing (vgl. geologische Karte von Niederösterreich 1:200 000).

Niederösterreich hat eine Fläche von 19.186,26 km² (STATISTIK AUSTRIA, 2012), wovon nach Schwenk et al. (1992, 620) 8,9% von der Flysch – und Klippenzone eingenommen werden. Dies ergibt eine Fläche von 1534,9 km², wovon die nicht mehr zum Untersuchungsgebiet zählende Haupt- und Grestener Klippenzone nur einen sehr kleinen Flächenanteil einnehmen. Den höchste Punkt des Untersuchungsgebietes bildet der Schöpfl mit 893m ü. A., die am tiefsten gelegenen Bereiche finden sich an den Osthängen der Wienerwaldberge beim Donaudurchbruch der Wiener Pforte mit etwa 170m ü. A. (vgl. Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Österreichische Karte 1:50.000, Link: <http://www.austrianmap.at/amap/index.php?SKN=1&XPX=637&YPX=492>)

3.2 Geologie

In Niederösterreich finden sich zehn geologische Einheiten. Hierzu zählen das Quartär, die Böhmisches Masse, die Molasse, die Waschbergzone, das Helvetikum, Die Flyschzone, die Kalkalpen, die Grauwackenzone, das Zentralalpin und die intramontanen Becken (vgl. WESSELY et al. 2006, 13). Großräumig betrachtet nimmt die Flyschzone den Platz zwischen den Kalkalpen und der Molassezone ein. Das Untersuchungsgebiet umfasst alle Decken und deren zugehörige Formationen, welche der rhenodanubischen Flyschzone zugesprochen werden. Die Flyschzone selbst ist eine, im Vergleich zu anderen geologischen Einheiten der Alpen, relativ schmale Zone.

Die Flyschzone

Das Wort „Flysch“ bedeutet „fließen“. Der Begriff „Flysch – und Sandsteinzone“ wurde in der Schweiz geprägt und von E. SUESS erstmals im Jahr 1875 verwendet (PREY in OBERHAUSER 1980, 189).

Der Name „Flysch“ war jedoch in der Geologie schon früher bekannt und wurde bereits im Jahr 1827 von B. STUDEB als geologischer Begriff benutzt.

Dem Begriff wurde hierbei zunächst keine exakte Definition zugewiesen. Flysch kennzeichnet demnach fließende, weiche Schieferbildungen die zu Rutschungen neigen. Die Bezeichnung „Flysch“ ist als eine zeitlich nicht gebundene Lithofazies beschreibbar (PREY 1968, 149).

Die ursprüngliche Definition der Flysch- bzw. Sandsteinzone umfasste zusätzlich noch das Helvetikum und die Klippenzonen, welche heute als jeweils eigenständige geologische Einheiten angesehen werden (PREY in OBERHAUSER 1980, 189).

Typischerweise treten bei Flyschablagerungen bestimmte Merkmale auf, welche auch in der ostalpinen Flyschzone nicht fehlen. Hierzu zählen Parallel – und Schrägschichtungen im Feinsandbereich, synsedimentäre und frühdiagenetische Deformationsstrukturen, sowie vertikal sortierte Psammitrhythmite. Im Neokom treten vorwiegend Schiefertone, Kalksteine und Hornkalksteine auf. Für das Gault sind kieselige, grüne und dunkle Glaukonitsandsteine und Glaukonitquarzite typisch (WIESENDER 1967, 237).

Die Rhenodanubische Flyschzone

Der Hauptteil der Flyschzone wird vom rhenodanubischen Flysch, welcher nach OBERHAUSER (1968) in SCHNABEL (1999, 27) auch als ostalpiner Flysch bezeichnet wird, gebildet. Dieser Bereich erstreckt sich von der Grenze zwischen Ost – und Westalpen bis nach Niederösterreich (SCHNABEL 1999, 27).

In Niederösterreich befinden sich die Voralpen zwischen Enns und Wien, sowie Randbereiche des Korneuburger Beckens und Teile des Wiener Beckens nordöstlich von Wien in dieser Zone. Die Gesteine in diesem Bereich der Flyschzone werden von marinen

Tiefwassersedimenten geprägt, welches sich abwechselnd aus Mergelkalken, Sandsteinen und schiefrigen Peliten zusammensetzen (WESSELY et al. 2006, 85).

Bei Wien weist die Flyschzone eine Mächtigkeit von 2000 bis 3000 Metern auf, wobei sie aus Kreideablagerungen und Paläozän – sowie Eozänablagerungen besteht (WIESENEDER 1967, 227).

Stratigraphie der rhenodanubischen Flyschzone:

Die rhenodanubische Flyschzone weist östlich der Traisen einen komplexeren Aufbau als im niederösterreichischen Alpenvorland auf. So teilt sie sich im Wienerwald in drei separate Überschiebungsdecken mit unterschiedlichen Facies auf (SCHNABEL 1999, 27). Insgesamt werden nach SCHNABEL (1999) für Niederösterreich fünf verschiedene Flyschdecken unterschieden. Nach PLÖCHINGER und PREY (1974, 11) erfolgt alleine im Wiener Raum eine tektonische Aufgliederung der Flyschzone in sechs verschiedene Decken. In WESSELY et al. (2006, 87) werden für die Zone östlich des Traisental zwischen vier verschiedene Decken unterschieden. Hierzu zählen die nördliche Randzone, die Greifensteiner Decke, die Kahlenberger Decke und die Laaber Decke. Im Unterschied zur Klassifikation nach PLÖCHINGER und PREY (1974) wird der Satzbergzug der Kahlenberger Decke zugewiesen, während die Hauptklippenzone nicht miteinbezogen wird und die Klippenzone von St. Veit keine gesonderte Erwähnung findet.

Die Nördliche Randzone und Hauptflyschdecke:

Zwischen Enns – und Traisental besteht die rhenodanubische Flyschzone aus der nördlichen Randzone sowie der Flyschhauptdecke (WESSELY et al. 2006, 87). Nach WIDDER (1988, 17) besteht die nördlich an die Grestener Klippenzone anschließende Hauptflyschzone aus einer Zementmergelserie, Pernecker Schichten und Altlenzbacher Schichten, welche gemeinsam eine mächtige Schichtfolge bilden.

Die Greifensteiner Decke:

Die Greifensteiner Decke setzt sich aus Altlenzbacher Schichten und Greifensteiner Sandsteinen zusammen, die in eine Flysch – Schichtfolge eingelagert sind (PLÖCHINGER und PREY 1974, 11). Im Weinviertel ist die Greifensteiner Decke die dominante Schichtfolge der Flyschzone (WESSELY et al. 2006, 92). Die Greifensteiner Decke wird von verschiedenen Formationen gebildet, zu denen die Greifensteinformation, die Irenental - Formation, die Gablitz – Formation und die Altlenzbach – Formation zählen (WESSELY et al. 2006, 89). Die Greifenstein-Formation beginnt östlich des Traisenflusses und erstreckt sich in streifenförmiger Ausbildung bis zur Donau. Im mittleren Abschnitt der Greifensteiner Decke ist die Irenentalformation anzutreffen, die Gablitz-Formation an den Endpositionen der Hänge (WESSELY et al. 2006, 92). Die nördliche Greifensteiner Decke setzt sich aus

paläozänem-untereozänem Sandstein zusammen. Dieser Sandstein besteht zu 75 – 91% aus Quarz und zu unter 10% aus Feldspat, während das sekundäre Bindemittel meist über einen hohen Kalkgehalt verfügt (WIESENDER 1967).

Die Laaber Decke:

Die Laaber Decke ist die südlichste der Teildecken im Bereich des Wienerwaldflysches. Die Laaber Schichten bestehen aus Sandsteinsfolgen und Paketen und weichen Tonschiefern. Die Höhenrücken wie beispielsweise der des Schöpfls setzen sich aus massigen Sandsteinkomplexen zusammen (GOTTSCHLING 1965, 57).

Die Laaber Decke setzt sich neben der Laab-Formation auch aus der Kaumberg-Formation zusammen (WESSELY et al. 2006, 89). Nach PREY (1987, 626) sind Gruppen von kleinen langgestreckten Hügeln, welche infolge der Abwitterung von Sandsteinbänken entstanden, ein typisches Merkmal der Laaber Decke.

Die Kahlenberger Decke:

Nach PLÖCHINGER und PREY (1974, 11) sind in der Kahlenberger Decke die Kahlenberger Schichten vertreten, welche auf Sedimenten der Mittelkreide aufliegen.

Diese Schichten, welche auch als Kahlenbergformation bezeichnet werden, erstrecken sich vom Wienerwaldsee bis zum Bisamberg und bis zu einer Linie südlich von Flandorf-Königsbrunn. Die Kahlenbergformation setzt sich aus grauem Mergel, mergeligen bis sandigen Kalken, grauen bis grünlichen Tonen und karbonatisch zementiertem Sandstein zusammen (WESSELY et al. 2006, 90). Nach TOLLMANN (1963) und PREY (1975) in SCHNABEL (1999, 33) ist die St. Veiter Klippenzone ein Bestandteil der Kahlenberger Decke. Nach WESSELY et al. (2006, 98) sind in den Kernen der Klippenzone von St. Veit grobe Keuperquarzite der Ober-Trias das älteste Schichtglied. Ein weiterer Bestandteil der Kahlenberger Decke ist der Satzbergzug. Dieser wird von roten, grauen und grünen Schiefern der Mittelkreide geprägt. Im Ostteil dieser Decke sind auch Komplexe von Reischberger Sandsteinen vorzufinden (PLÖCHINGER und PREY 1974, 12).

Über diesen Komplexen liegt eine gefaltete Decke aus Kahlenberger Schichten, welche ihrerseits eigenständig ist, jedoch früher mit den darunterliegenden Schichten stratigraphisch verbunden war. Dieses obere Stockwerk formt die Gipfel. Die Mittelkreide befand sich einst in sedimentärer Verbindung mit den Klippen von St. Veit und dem Lainzer Tiergarten. Diese Klippenserie weist heute eine verschuppte und zerrissene Ausprägung auf (PREY in OBERHAUSER, 1980, 211).

Die Klippenzonen:

Die Klippenzonen können nach ihrer Sedimentbedeckung jeweils in eine helvetische Einheit mit Buntmergelserie und eine Penninische Einheit mit Flyschsedimenten unterteilt werden.

Erstere setzt sich aus der Grestener Klippenzone und der Hauptklippenzone zusammen, die zweitgenannte beinhaltet die Ybbsitzer Klippenzone, sowie die St. Veiter Klippenzone. SCHNABEL (1999, 30).

In WESSELY (2006, 98) wird noch zusätzlich zwischen Sulzer Klippenzone und St. Veiter Klippenzone unterschieden, wobei auch die Sulzer Klippenzone der Rhenodanubischen Flyschzone zuzuweisen ist.

Die Klippenzonen des Helvetikums werden im Gegensatz zur St. Veiter Klippenzone und der Ybbsitzer Klippenzone nicht mehr als Teil der rheodanubischen Flyschzone angesehen (vgl. Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000, 2002).

Da vor allem die Flyschsedimente in den obersten Schichten für Rutschungen und somit diese Arbeit relevant sind, wurde die Entscheidung getroffen jene Klippenzonen, welche im weiteren Sinne zum Helvetikum gerechnet werden, nicht in das Untersuchungsgebiet miteinzubeziehen.

Die Ybbsitzer Klippenzone:

Ihre massivste Ausprägung weist die Ybbsitzer Klippenzone im Raum Ybbsitz auf, wobei sie sich, wenn auch nicht durchgehend, entlang des Nordrandes der Kalkalpen bis nach Wien erstreckt. Die ältesten Sedimente im Kern der Ybbsitzer Klippenzone stammen aus dem Dogger, wobei schwerpunktmäßig Kieselgesteine und kieselkalkreiche Brekzien vorkommen. Die Gesteine, welche die Hülle der Ybbsitzer Klippenzone ausmachen, können dem Neokom und der Oberkreide zugewiesen werden (WESSELY et al. 2006, 99-100).

Obwohl der weitaus größte Teil der Flyschzone Niederösterreichs eine von Westsüdwest nach Ostnordost verlaufende Einheit bildet, sind in dieser häufig andere geologische Einheiten teilweise inselartig eingelagert. Hierzu zählen z.B. die Grestener Klippenzone und die Bereiche inneralpiner Molasse, Teile der nördlichen Kalkalpen und Zonen quartärer Sedimente (vgl. Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000, 2002).

Die Abbildung 5 zeigt die geologischen Einheiten in Niederösterreich und somit auch die Lage und Ausdehnung des Untersuchungsgebietes. Es wird nochmals deutlich, wie erheblich die Flyschzone in ihrem West – Ost Verlauf in der Breite schwankt.

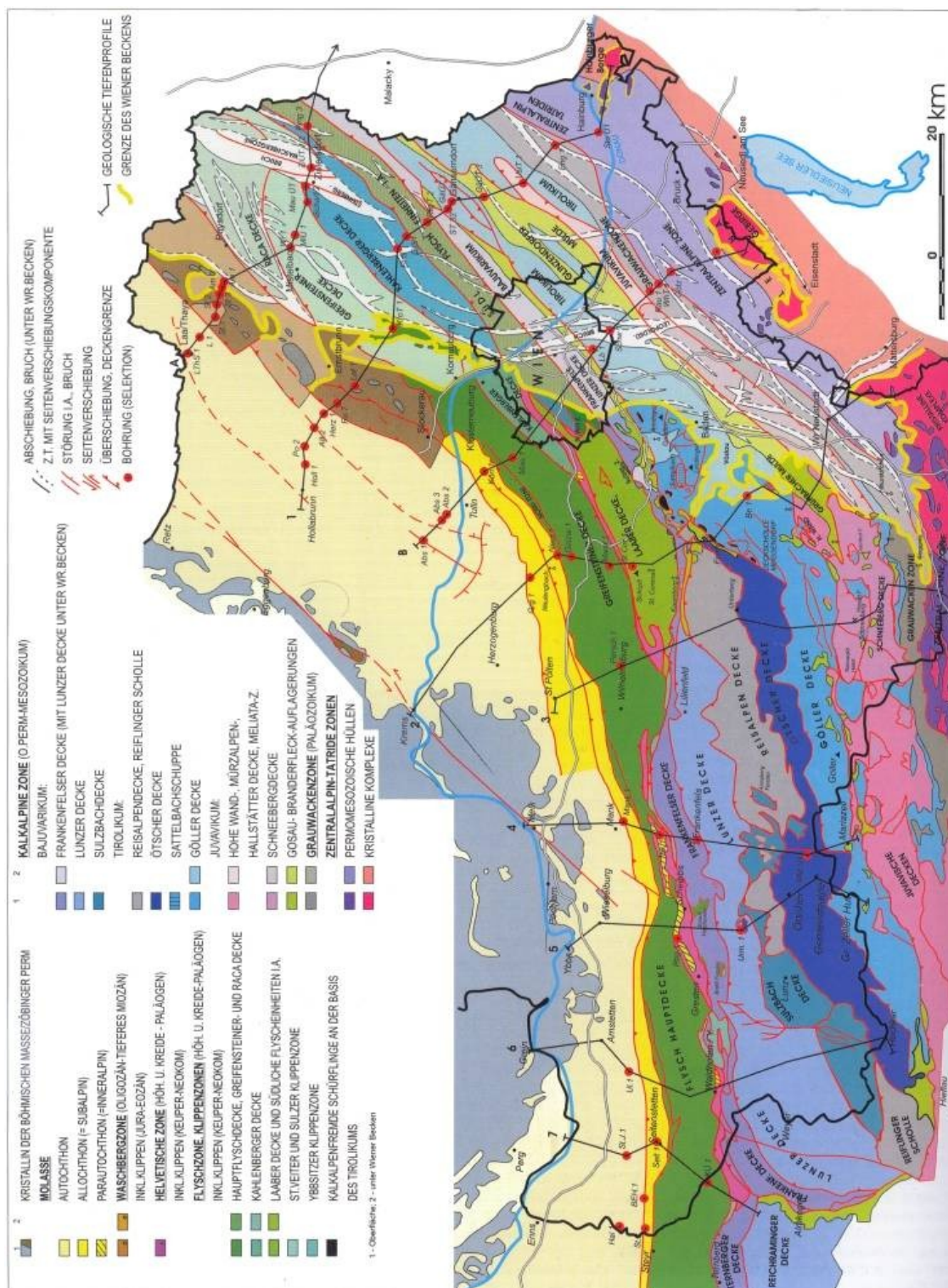


Abb. 153.
Die Alpen und ihre Fortsetzung unter dem Wiener Becken: Tektonische Übersichtskarte (Kompilation: Wessely, 2003).

Abbildung 5: Tektonische Übersichtskarte mit den geologischen Einheiten Niederösterreichs (Quelle: WESSELY et al. 2006, 78)

3.3 Rutschungen

In der Flyschzone erweisen sich Schichtfolgen mit Ton – und Kalkmergeln aber auch gewisse tiefgründig verwitterte Sandsteine als besonders anfällig für Rutschungen (GOTTSCHLING in WESSELY 2006, 335). In der Klippenzone stehen die Rutschungen mit der Buntmergelserie im Zusammenhang.

In SCHWENK et al. (1992) wurden die zwischen 1953 und 1990 gemeldeten Massenbewegungen untersucht, welche im Baugrundkataster des geologischen Dienstes der Niederösterreichischen Landesregierung als gemeldete Ereignisse aufschienen. In diesem Zeitraum waren sowohl die Flyschzone als auch die Klippenzone die zwei am stärksten von Rutschungen betroffenen geologischen Einheiten Niederösterreichs (siehe Tabelle 6).

Tabelle 6: Anzahl der Rutschungen nach geologischen Zonen Niederösterreichs (Quelle: SCHWENK et al. 1992, 620)

Geologische Zone	Im Verwitterungsboden	Im anstehenden Gebirge	Gesamtzahl
Böhmische Masse	12	2	14
Molasse, Inneralpines Tertiär	102	48	150
Flyschzone	398	6	404
Klippenzone	177	6	183
Kalkalpen	138	5	143
Grauwackenzone	3	0	3
Zentralzone	50	5	55
Quartär	0	12	12
Summe	880	84	964

Dass die Flysch – und Klippenzone gegenüber den anderen geologischen Zonen eine erhöhte Neigung zu Rutschungen aufweisen, zeigt sich in noch deutlicher Form in Abbildung 6. Hier werden die prozentuellen Anteile an Rutschungen den nach Prozentanteil an der Gesamtfläche aufgeteilten, geologischen Zonen Niederösterreichs gegenübergestellt. Obwohl der Anteil der Flysch – und Klippenzone an der Gesamtfläche 8,9 % beträgt, so traten in diesem Gebiet über 60% aller gemeldeten Rutschungen auf. Einen Kontrast hierzu bildet die böhmische Masse, welche bei einem Flächenanteil von 28,4% mit einem Rutschungsanteil von 1,4%, verhältnismäßig selten von Rutschungen betroffen werden.

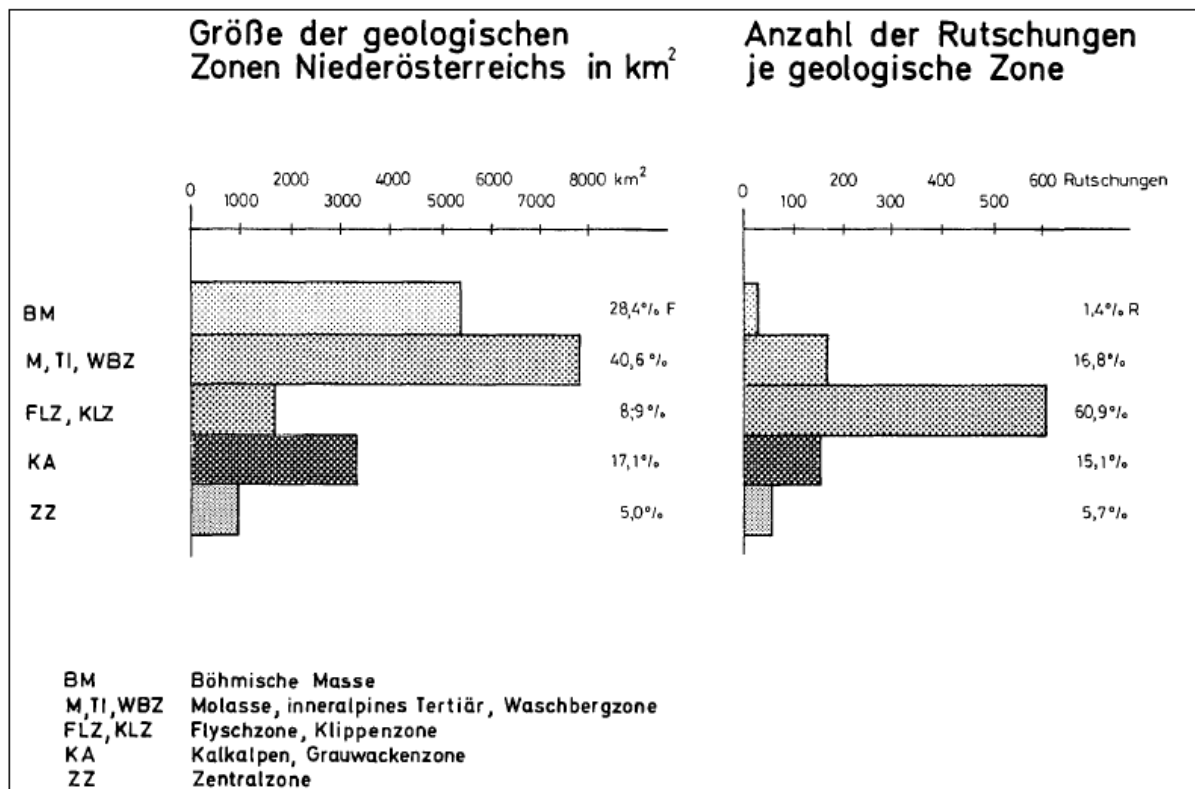


Abbildung 6: Flächenhafte Ausdehnung der geologischen Zonen Niederösterreichs und Anzahl der Rutschungen pro Zone zwischen 1953-1990, (Quelle: SCHWENK et al. 1992, 621).

Die deutlich verminderte Neigung zu Rutschungen der böhmischen Masse gegenüber der Flyschzone wird mit einer großflächig geringeren Hangneigung begründet. Es erwiesen sich vor allem locker gelagerte, sandig – schluffige bis tonige Verwitterungsböden über anstehendem Gestein als rutschungsanfällig, während im anstehenden Gestein selbst deutlich weniger Ereignisse auftraten. Die geschätzte Ausdehnung der größten Rutschungen in der Flyschzone liegt in Niederösterreich mit 40.000m² hingegen unter jener der Kalkalpen - , Klippen, – Molasse- und Zentralzone (SCHWENK et al. 1992).

3.4 Klima

Nach MACHALEK et al. (1986, 13) ist Niederösterreichs Klima von Lokalklimazonen geprägt. Derartige Lokalklimate sind von Gestein, Oberflächenformen, sowie Boden – und Grundwasserverhältnissen abhängig. Eine exakte Beschreibung und Klassifikation des Klimas für das gesamte Untersuchungsgebiet gestaltet also schon deshalb schwierig, zumal die rhenodanubische Flyschzone Niederösterreichs submontane wie kolline Höhenstufen umfasst. Des Weiteren ist davon auszugehen, dass die Flyschzone Niederösterreichs alleine aufgrund ihrer West-Ost Erstreckung von über 150 Kilometern zusätzlich ein gewisses Spektrum an Lokalklimaten abdeckt.

Niederösterreich liegt in einem Übergangsbereich zwischen maritim beeinflusstem Klima Westeuropas und kontinentalem Klima Osteuropas. Das maritime Klima ist von gemäßigten Sommern und milden Wintern, samt relativ rascher Frontenabfolge mit oftmaligen Niederschlägen gekennzeichnet. Das kontinentale Klima hingegen zeichnet sich durch größere jahreszeitliche Temperaturschwankungen aus, wobei die Winter relativ kalt und die Sommer vergleichsweise warm sind. Niederschläge fallen seltener und sind häufig konvektiv geprägt (MACHALEK et al. 1986, 6).

In der niederösterreichischen Flyschzone ist von allen Jahreszeiten der Sommer diejenige mit der größten Wahrscheinlichkeit am feuchtesten zu sein. Diese Wahrscheinlichkeit ist jedoch nicht im gesamten Untersuchungsgebiet gleich. Die Schwankungen betragen zwischen 50% und 93%, wobei das sommerliche Niederschlagsmaximum im äußersten Westen am stärksten ausgeprägt ist. Der Juli ist im gesamten Untersuchungsgebiet mit einer Wahrscheinlichkeit zwischen 20% und 40% der feuchteste Monat. In der Flyschzone zwischen der Traisen und Wien sind die Frühjahrsniederschläge im Vergleich am stärksten ausgeprägt. Dies zeigt sich vor allem im Mai, wo der Frühling im Wiener Raum mit einer Wahrscheinlichkeit von 20% bis 25% der feuchteste Monat ist, während diesbezüglich im äußersten Westen in nur 5-10% erreicht werden. Der Winter, gefolgt vom Herbst ist im gesamten Untersuchungsgebiet die trockenste Jahreszeit. Der Herbst ist bezogen auf die jahreszeitliche Niederschlagsverteilung im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes tendenziell mit einer größeren Wahrscheinlichkeit trockener als im östlichen Bereich. Mit einer Wahrscheinlichkeit von meist 0-10% ist der Frühling die feuchteste Jahreszeit. Insgesamt betrachtet weist das Untersuchungsgebiet ein sommerfeuchtes Klima, mit einem Niederschlagsminimum in den Wintermonaten auf (KUBAT 1979).

Einer Klassifikation nach KILIAN et al. (1993) zufolge würde ein Großteil des Untersuchungsgebietes in einen Bereich mit humidem Stauklima fallen, mit nach Osten hin abnehmenden Niederschlägen. Die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge ist von einem Sommermaximum und einem nach Osten hin zunehmend schwächer ausgeprägten Wintermaximum gekennzeichnet. Ein großer Teil des Flyschwienerwaldes liegt hingegen in einem Mischbereich aus humidem Randalpenklima und Alpenostrandklima mit pannonischen Zügen, wobei auch hier die Niederschläge von West nach Ost abnehmen. Neben vergleichsweise geringem Schneeniederschlag tritt wiederum das Julimaximum zu Tage.

Die östlich der Donau liegenden Teile des Untersuchungsgebietes fallen in einen pannonisch – subkontinentalen Klimaraum mit schneearmen Wintern. In diesem Bereich kommen Trockenperioden gegenüber dem restlichen Untersuchungsgebiet gehäuft vor. Auch treten in diesen Gebieten oft Südostwinde auf (KILIAN et al. 1993).

Die mittlere Schneedeckendauer im Untersuchungsgebiet beträgt weniger als 40 Tage in den nordöstlichsten Bereichen und bis zu 100 Tagen höhergelegenen Zonen im Südwesten und der Schöpfregion (vgl. HARLFINGER und KNEES 1999, 136). Die Abbildung 7 zeigt die mittleren Jahresniederschläge in Niederösterreich und im Untersuchungsgebiet. Von Westen nach Osten ist hierbei die Halbierung der Niederschläge augenfällig. Während in den südwestlichsten Teilen Mittelwerte bis über 1200mm Jahresniederschlag zu verzeichnen sind, liegen die Mengen für die Gebiete orographisch links der Donau bei unter 600mm im Jahresmittel.

Es wird allerdings an dieser Stelle davon abgeraten, von den Jahresniederschlägen direkt auf die zu erwartende Niederschlagsmenge im Fall von Extremereignissen zu schließen. So kann z.B. der gegenüber den westlichen Teilen des Untersuchungsgebietes vergleichsweise trockene Wienerwaldbereich im Fall von Starkregenereignissen durchaus gleich hohe - oder sogar höhere Niederschlagsmengen erhalten als der generell feuchtere Westteil.

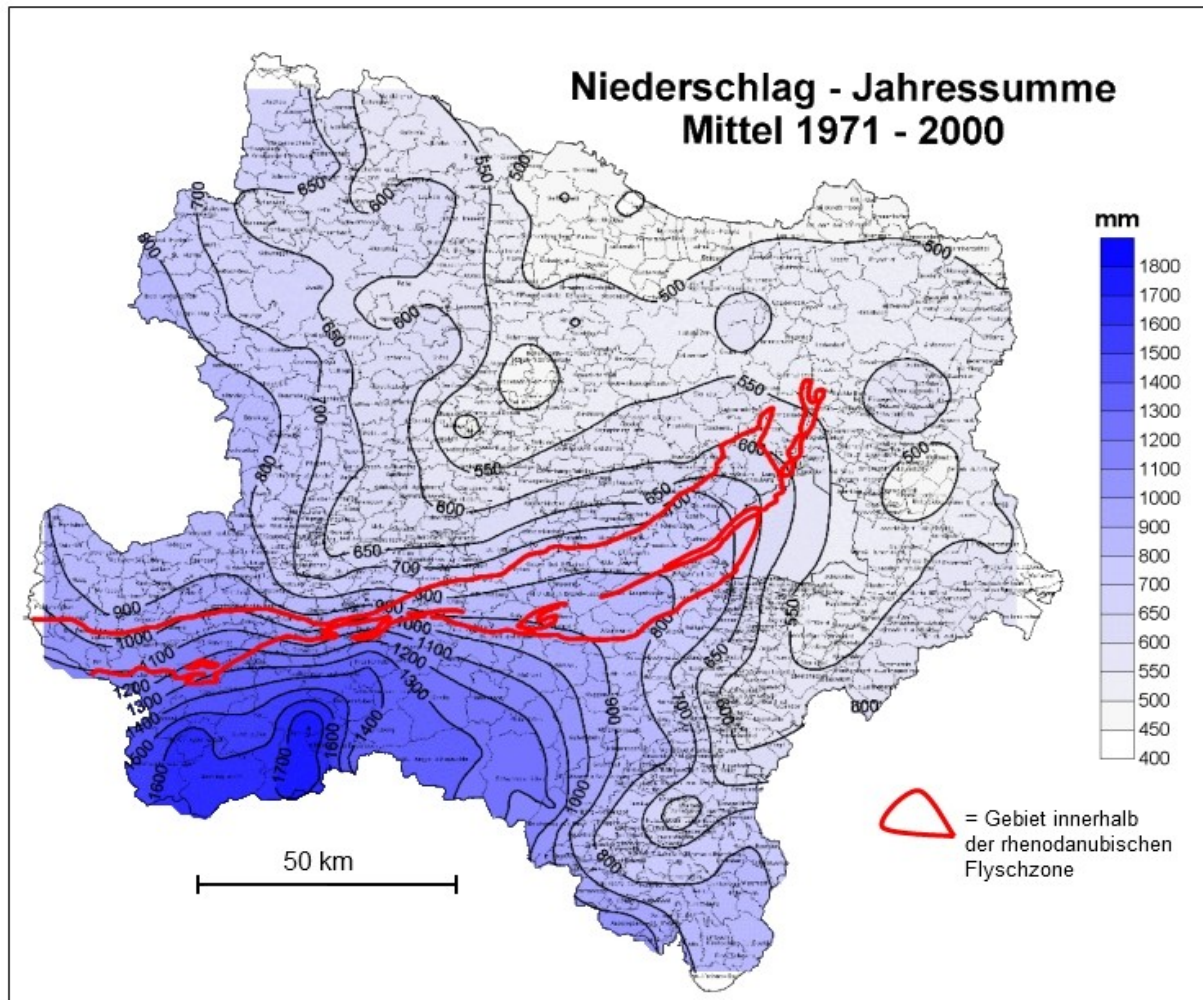


Abbildung 7: mittlere Jahresniederschlagssumme von 1971-2000 in Niederösterreich (Quelle: Land Niederösterreich, Link: http://www.noel.gv.at/Externeseiten/wasserstand/folder_n_lt/grafiken/-N_1971_2000.gif, Karte verändert vom Autor

Folgend wird die klimatische Situation an drei Stationen der ZAMG beschrieben, wobei vor allem die in der niederösterreichischen Flyschzone vorhandenen lokalen Unterschiede bezüglich der monatlichen Niederschläge verdeutlicht werden sollen. Die klimatische Situation an den Stationen wird in Form von Walter-Lieth-Diagrammen wiedergegeben (siehe Abbildung 8), welche sich auf den Zeitraum von 1961 – 1990 beziehen. Zu beachten ist hierbei, dass es sich um Stationen in Tallagen bzw. in flachen Teilen des Untersuchungsgebietes handelt. In den tiefmontanen Bereichen ist von einer Erhöhung der mittleren Jahresniederschläge bei gleichzeitig niedrigeren Temperaturjahresmitteln auszugehen.

(A) Waidhofen an der Ybbs

Diese Station liegt im westlichsten Teil des Untersuchungsgebietes auf 365m ü. A. und in unmittelbarer Nähe der Ausläufer der Niederösterreichischen Kalkalpen. Sie erhält mit 1164mm mit Abstand die höchsten Jahresniederschläge der drei Stationen. Die Gründe für diese Niederschlagserhöhung gegenüber den anderen Stationen sind am atlantischen Einfluss, vor allem aber in der orographische Verstärkung der Niederschläge am Alpennordrand zu suchen. Die Jahresmitteltemperatur ist hingegen gegenüber den beiden anderen Stationen mit 8,9°C als unauffällig zu bezeichnen.

(B) Pressbaum

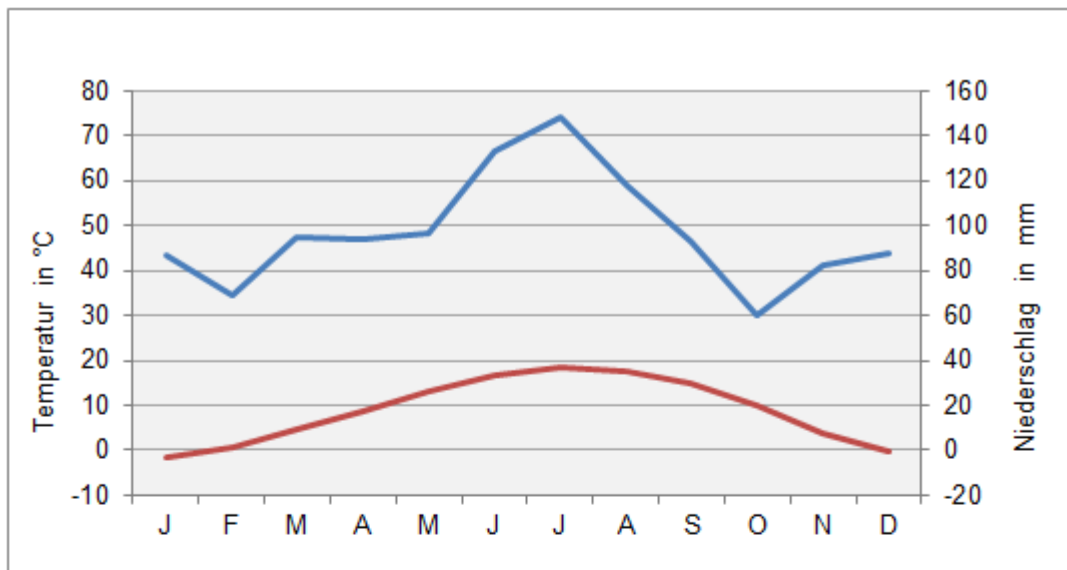
Diese Station liegt im Ostteil des Untersuchungsgebietes auf 289m ü.A. und wurde ausgewählt, da sie im Zentrum des Flyschwienerwaldes liegt und somit als am ehesten als repräsentativ für den östlichen Teil des Untersuchungsgebietes erachtet wurde. Gegenüber dem ca. 100 km westsüdwestlich gelegenen Waidhofen an der Ybbs verzeichnet diese Station bereits deutlich geringere Monatsniederschläge, welche sich im gesamten Jahr auf durchschnittlich 712mm summieren. Der kontinentale Einfluss ist bei noch bestehenden orographischen Hebungseffekten bereits deutlicher ausgeprägt. Die Jahresmitteltemperatur entspricht mit 9,1°C in etwa der von Waidhofen an der Ybbs.

(C) Oberleis

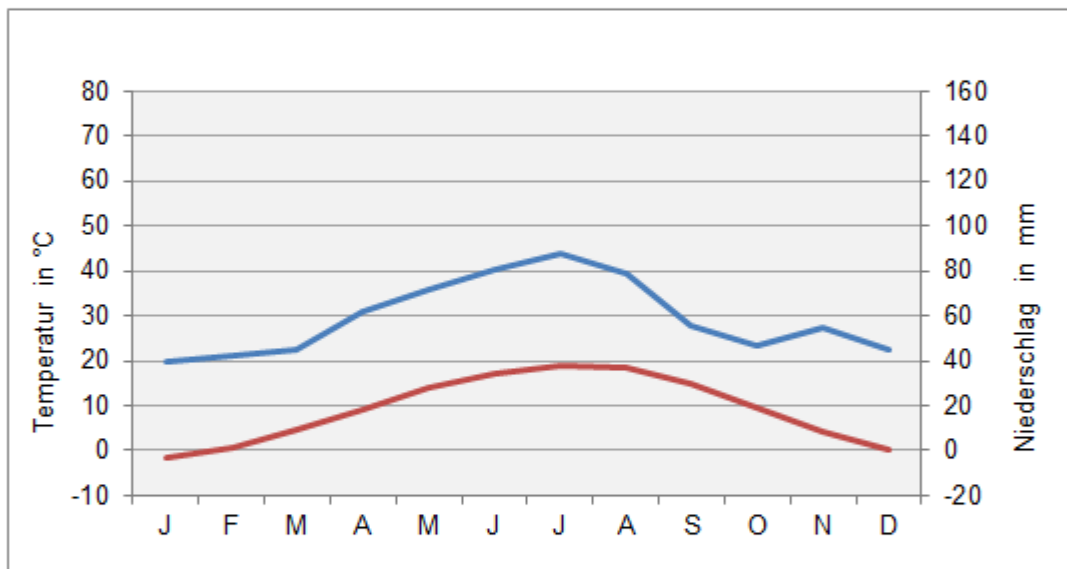
Die Station Oberleis liegt im zentralen Weinviertel auf 420m ü.A. Diese Station befindet sich zwar nicht direkt im Untersuchungsgebiet, jedoch sind etwa 4 km südöstlich der Station noch bedeutende Flyschbereiche der Greifensteiner Decke zu finden. Trotz dem die Station in der Hügellandschaft der Leiser Berge liegt, an denen auch lokale Hebungseffekte denkbar wären, macht die durchschnittliche Jahresniederschlagssumme mit 531mm nur noch ca. die Hälfte derer von Waidhofen an der Ybbs aus. Das Temperaturjahresmittel ist aufgrund der erhöhten Lage mit 8,5°C etwas geringer als an den beiden anderen Stationen.

Die Klimastationen „Pressbaum“ und „Oberleis“ befinden sich nicht im aktuellen Messnetz der ZAMG und wurden nicht in die späteren Analysen eingebunden.

A



B



C

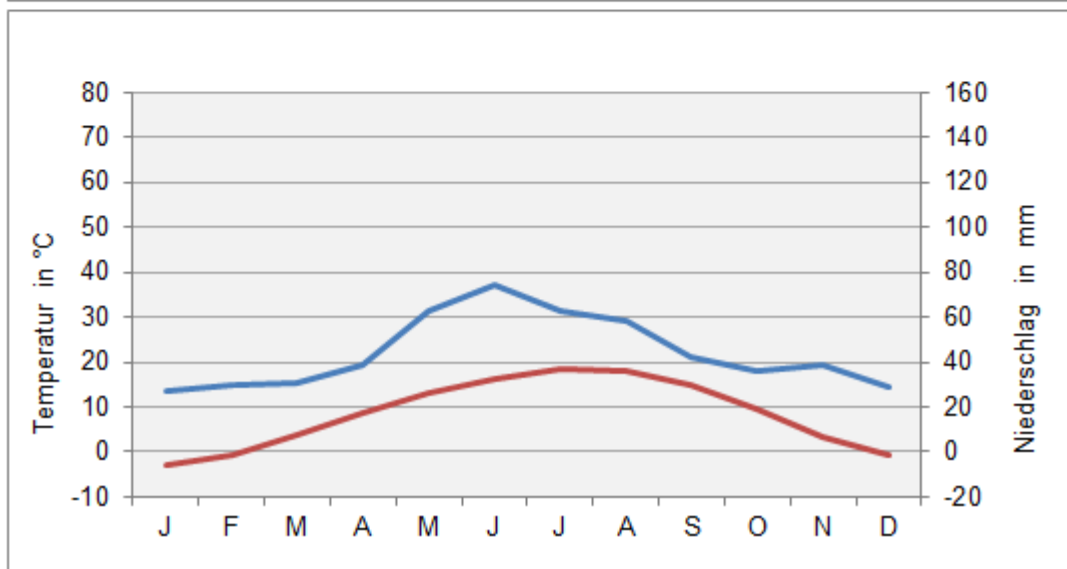


Abbildung 8: Walter-Lieth Diagramm der Klimastationen (A) Waidhofen an der Ybbs, (B) Pressbaum und (C) Oberleis [1961 - 1990], (Datenquelle: ZAMG, Link: <http://www.zamg.ac.at/klima/klimadaten/-klimanormalwerte/index.php>)

Bei genauerer Betrachtung existieren zwar deutliche klimatische Differenzen, dennoch wären einer Klimaklassifikation entsprechend den Definitionen von Köppen-Geiger (vgl. KOTTEK et al. 2006) alle drei Stationen dem Typ „Cfb“ zuzuordnen. Das „C“ steht hierbei für einen warmgemäßigten Klimatyp, „f“ bedeutet, dass es sich um ein vollhumides Klima handelt. Dies ist auch in den Walter-Lieth Diagrammen zu erkennen, zumal die Niederschlagskurve an allen Stationen, in allen Monaten über der Temperaturkurve liegt. Das „b“ steht für warme Sommer, was bedeutet, dass die Monatsdurchschnittstemperatur in vier Monaten eines Jahres bei $\geq 10^{\circ}\text{C}$ zu liegen hat, während gleichzeitig der Monat mit der höchsten Durchschnittstemperatur einen Mittelwert von unter 22°C aufweisen muss. Das „Cfb Klima“ dürfte somit ausnahmslos das gesamte Untersuchungsgebiet abdecken, zumal keine Höhenlagen die über die mittelmontanen Stufe hinausgehen vorkommen. So würde man Bereich der niederösterreichischen Kalkalpen zusätzlich andere Klimatypen antreffen (z.B. „Dfb“). Nach MACHALEK et al. (1986, 7) beginnt in Niederösterreich allerdings bereits in einer Seehöhe von 460m das Dfb Klima.

Nach HARLFINGER und KNEES (1999, 137) sind die feuchtesten Bereiche in den submontanen Bereichen des Untersuchungsgebietes teilweise als „stark humid“ zu bezeichnen, während die Flyschbereiche im Weinviertel bereits schwach semiaride Bereiche aufweisen. Der größte Teil des Untersuchungsgebietes liegt in einer als „schwach humid“ ausgewiesenen Zone.

3.5 Hydrologie

Wasserstauende Flyschgesteine wie Mergel und Tonschiefer prägen die Flyschalpen und charakterisieren aufgrund ihres verhältnismäßig geringen Speichervermögens auch deren Abflussverhalten. Diese Eigenschaften können zu rasch anschwellenden Hochwässern führen. Aufgrund der relativ geringen Breite der Flyschzone gibt es verhältnismäßig wenige größere Fließgewässer, deren Einzugsgebiet sich zur Gänze im Flysch befindet. Intermittierende Fließgewässer treten vor allem in Einzugsgebieten auf, deren Untergrund von Sandstein geprägt ist. Die typische Talform in den Hangbereichen der Flyschalpen sind Tobel, welche über einen V – förmigen Querschnitt verfügen. In der gesamten Flyschzone nördlich der Alpen sind pluviale Abflussregime dominierend. Generell weisen in MADER et al. (1996) alle perennierenden Fließgewässer im Untersuchungsgebiet ein komplexes Abflussregime auf, welches zu einem gewissen Anteil durch Schneeschmelze mitbestimmt wird. Typische Flyschbäche deren Einzugsgebiet zumindest größtenteils im Flysch liegt, sind beispielsweise der Anzbach, der Hagenbach, der Kierlingbach, der Weidlingbach, der Mauerbach, die Wien und der Sattelbach. Aufgrund der größeren Breite der Flyschzone im Wienerwaldbereich finden sich dort auch vermehrt Bäche deren Einzugsgebiet zur Gänze in der Flyschzone liegt (FINK et al. 2000, 32 – 34).

Des Weiteren gibt es auch größere Fließgewässer, welche zumindest abschnittsweise in der Flyschzone liegen. Hierzu zählen beispielsweise die Ybbs, die Erlauf, die Pielach und die Traisen. Die Traisen ist ein typischer Fluss im Untersuchungsgebiet, welcher wie die Ybbs

und die Erlauf auch in den Kalkalpen entspringt, in weiterer Folge die Flyschzone passiert und in der Molassezone in die Donau mündet.

Nach NACHTNEBEL et al. (2001, 36) weist die Traisen an der Pegelmessstelle Windpassing, welche knapp nördlich der Flyschzone liegt, ein komplexes (pluvio – nivales) Abflussregime auf. März und April als abflussstärkste Monate deuten bereits darauf hin, dass der Schneedecke ein erheblicher Einfluss bei der Abflussbildung zukommt. Ein Nebenmaximum tritt in Folge sommerlicher Niederschläge im August auf. Da erhebliche Teile der Einzugsgebiete der größeren Flüsse im Untersuchungsgebiet in der der höhergelegenen und deutlich niederschlagsreicheren Kalkalpenzone liegen, ist davon auszugehen, dass ein großer Teil des durch Schneeschmelze bedingten Frühlingsmaximums in dieser Zone generiert wird.

3.6 Böden

Die Flyschzone wird von den Bodentypen Pseudogley und Hanggley mit einem Anteil von 59% dominiert. Silikatische Braunerden nehmen mit einem Anteil von 15% ebenfalls noch bedeutende Flächen ein.

Im Wienerwaldbereich handelt es sich weiträumig um sehr schwere Böden, welche einen tiefliegenden Stauhorizont mit einem leichteren, zu oberflächlicher Austrocknung tendierenden Oberboden aufweisen. So dominieren im Flyschwienerwald Pseudogley und schwere Parabraunerde in zum Teil verhagerter Form. Des Weiteren sind alte Reliktböden vorzufinden. In Gebieten mit Greifensteiner Sandstein kommen auch arme, sandige Braunerde und substratbedingter Podsol vor (KILIAN et al. 1993, 33 und 35).

Zu erwähnen ist, dass sich die Angaben über die Bodenzusammensetzung der Flyschzone auf die Gebietseinteilung nach KILIAN et al. (1993) bezieht. Die Flyschzone im dort beschriebenen Wuchsgebiet umfasst auch noch einen kleinen Teil des rhenodanubischen Flysches Oberösterreichs. Auch den Bodenkarten des BFW zufolge (Link: http://gis.lebensministerium.at/eBOD/frames/index.php?&146=true&qui_id=eBOD) herrschen in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes wechselfeuchte Böden vor, welche sich zu größten Teilen aus Pseudogley und Braunerde zusammensetzen. Vor allem Im Wienerwaldbereich kommt großteils Pseudogley vor, während weiter westlich und dort vor allem entlang der größeren Flusstäler von Traisen, Pielach, Erlauf und Ybbs vermehrt Braunerde als Bodentyp anzutreffen ist.

3.7 Landnutzung und Vegetation

Das Untersuchungsgebiet weist einen relativ hohen Grünlandanteil auf, welcher in den flacheren und somit nördlicheren Bereichen gegenüber dem Anteil an Äckern abnimmt. Meist nimmt Grünlandanteil über 30% der landwirtschaftlichen Flächen ein. Die landwirtschaftliche Nutzfläche weist in den Bereichen westlich der Traisen, sowie in den nordöstlichsten Teilen des Untersuchungsgebietes einen Anteil von meist über 40% auf. Speziell im Bereich des Wienerwaldes ist der Anteil mit zumeist 10 – 40% geringer. Der Wienerwald weist gleichzeitig auch die größten zusammenhängenden Wälder des Untersuchungsgebietes auf. Während sich in den restlichen Teile des Untersuchungsgebietes Laubwald, Laubwalddominierte Mischwälder – und Nadelwalddominierte Mischwälder flächenmäßig einander die Waage halten, kommen im Wienerwaldbereich hauptsächlich Laubwälder vor. In den südlichen und östlichen Bereichen nimmt aber auch dort der Anteil an Nadelwalddominierten Mischwäldern zu (Quelle: Lebensministerium, Link: http://gis.lebensministerium.at/geoinfo/frames/index.php?&146=true&gui_id=geoinfo).

Im Großteil des Untersuchungsgebietes setzen sich die natürlichen Waldgesellschaften aus Fichten, Tannen und Buchen zusammen. In den östlichen Teilen des Untersuchungsgebietes fehlt die Tanne. An wärmebegünstigten Hängen in Alpenrandlage treten auch Stieleichen – Hainbuchenwälder auf. Die submontane – bis tiefmontane Stufe wird von Buchenwäldern geprägt, wobei insbesondere auf Flyschpseudogley auch Tannen vorkommen können. Weitere relevante Baumarten sind Esche, Bergahorn und Rotföhre. Vor allem in den östlichen Bereichen des Flyschwienerwaldes treten wärmeliebende Traubeneichen – Hainbuchenwälder auf, wobei in der kollinen Stufe auch die Zerreiche verbreitet vorkommen kann. In der submontanen Zone kommen auch Buchen vor (KILIAN et al. 1993, 34 und 36).

Der östlich der Donau gelegene Teil des Untersuchungsgebietes wird zum Großteil agrarisch genutzt. Die natürlichen Waldgesellschaften in diesem Bereich setzten sich aus Traubeneichen – Hainbuchenwäldern zusammen. Auch Zerreichen, Stieleichen und Traubeneichen können zu unterschiedlichen Anteilen in den Waldgesellschaften vorkommen. In der submontanen Stufe sind wie auch in den östlichen Teilen des Flyschwienerwaldes Buchen anzutreffen (KILIAN et al. 1993, 51).

Die Vegetation in der Flyschzone kann bereits in manchen Fällen durch Säbelwuchs bzw. eine Schrägstellung von Gehölzen auf eine erhöhte Neigung zu Rutschungen und Bodenkriechen hindeuten (FINK et al. 2000, 33).

4 Datengrundlage

In diesem Kapitel wird das im Zuge dieser Arbeit verwendete Datenmaterial vorgestellt und näher erläutert. Insbesondere wird auch auf jene Probleme eingegangen, welche im Zuge der Datenaufbereitung sowie bei der Weiterverwendung der Daten aufgetreten sind. Die Tabelle 7 gibt einen Einblick in die verwendeten Datensätze.

Tabelle 7: Basisdaten zur Modellerstellung

Art der Daten	Datenformat	zeitliche und räumliche Auflösung	Datenquelle
Ereignisdaten	Katastrophen- erhebungsblätter, Bescheide, Verhandlungs- schriften im PDF- Format	Baugrundkatasternummer bekannt, Grundstücksnummer meistens bekannt, nicht mit geographischen Koordinaten verortet Zeitraum: 01.01.1971 - 31.08.2009	Amt der NÖ Landesregierung, Abteilung Allgemeiner Baudienst (Geologischer Dienst)
Niederschlags- daten	Excel, DAT	44 Klimastationen mit unterschiedlich langen Messzeitreihen zwischen 01.01.1971 31.08.2009 Verortung der Stationen mit geographischen Koordinaten	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik Amt der NÖ Landesregierung, Abteilung Hydrologie und und Geoinformation Amt der OÖ Landesregierung, Hydrographischer Dienst Magistrat der Stadt Wien, Abteilung Wiener Gewässer (MA 45)
Abflussdaten	Excel	3 Pegelmessstellen 2 mal Zeitreihen vom 01.01.1981 - 31.12.2007, 1mal vom 01.01.1982 - 31.12.2007	Amt der NÖ Landesregierung, Abteilung für Hydrologie und Geoinformation

4.1 Ereignisdaten

Die Ereignisdaten stammen vom geologischen Dienst der Niederösterreichischen Landesregierung. Nach SCHWENK et al. (1992, 654) wurde seitens des geologischen Dienstes ab dem Jahr 1966 alle Schadensfälle durch gravitative Massenbewegungen untersucht, wobei auch die Auslöser der Ereignisse ermittelt wurden.

Aufgrund der geringen Niederschlagsdaten vor 1971 beziehen sich die verwendeten Ereignisdaten auf den Zeitraum von Jänner 1971 – August 2009. Diese Daten liegen in Form von PDF – Dateien auf und sind mit dem Baugrundkataster verknüpft. Es sind auch die Grundstücksnummern der Liegenschaften bekannt, auf der die jeweiligen Ereignisse stattgefunden haben. Bei den für diese Arbeit herangezogenen Dokumenten handelt es sich in den meisten Fällen um standardisierte Katastrophenerhebungsblätter, welche zumeist mit einer Stellungnahme oder einem Gutachten verbunden sind. Teilweise waren die Informationen über Ort und Zeitpunkt der Katastrophenereignisse auch aus Bescheiden und Verhandlungsschriften zu entnehmen.

Für das Untersuchungsgebiet konnten 471 Rutschungsereignisse extrahiert werden, die den Kriterien entsprachen. Es kam öfters vor, dass mehrere Ereignisse an einem Tag stattfanden.

4.2 Niederschlagsdaten

Die Niederschlagsdaten umfassen in unterschiedlicher Quantität den Zeitraum zwischen Jänner 1971 und August 2009. Es handelt es sich um Tagesniederschläge von 48 Klimastationen im Untersuchungsgebiet und dem angrenzenden Raum (siehe Tabelle 8). Die Messstationen werden von den hydrographischen Diensten der Länder Niederösterreich und Oberösterreich, sowie der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) und der Magistratsabteilung 45 der Stadt Wien betrieben. Die Messung der Niederschläge erfolgte zum Teil mit Ombrometern nach Hellmann, zum Teil auch mit registrierenden Niederschlagswippen. Die täglich gemessenen Werte beziehen sich im Fall der hydrographischen Stationen jeweils auf die Zeitspanne von 07:00 Uhr bis 07:00 Uhr. Die Niederschlagswerte sind in Millimeter angegeben. Die Niederschlagszeitreihen sind nicht alle gleich lange. So waren zu Beginn des Untersuchungszeitraums erst 15 der 48 Messstationen im Betrieb.

Nicht alle der gewählten Stationen liegen im Untersuchungsgebiet, sondern manche sind bis zu 3 km von der Untersuchungsgebietsgrenze entfernt. Sieben Stationen liegen an der Grenze des Untersuchungsgebietes. Da es bei manchen Stationen teilweise zu mehrfachen Verlegungen kam, beziehen sich die Datensätze nicht über die gesamte Zeitreihe hinweg auf einen Standort im Untersuchungsgebiet. So lag z.B. die Klimastation „Phyra“ lag im Lauf des relevanten Messzeitraumes einmal sowohl in, also auch außerhalb des Untersuchungsgebietes. Die Station „Scheibbs“ wurde beispielsweise zweimal versetzt und befand sich zweimal an der Untersuchungsgebietsgrenze und einmal im Untersuchungsgebiet. Niederschlagsmessreihen von Stationen außerhalb des Untersuchungsgebietes wurden aus folgenden Gründen herangezogen:

19 der 48 Klimastationen lagen im dichter besiedelten Flachland knapp nördlich der Flyschzone (maximal 3km entfernt), was knapp 40% aller verwendeten Stationen ausmacht. Es wurde hierbei davon ausgegangen, dass die Vorteile durch den zusätzlichen Dateneintrag durch diese Stationen die Nachteile und Probleme der großzügigen und nicht auf wissenschaftlicher Basis erfolgten Abgrenzung deutlich überwiegen. Es gilt auch zu bedenken, dass auch innerhalb des Untersuchungsgebietes Ereignisorte und Messstationen häufig mehr als 3 km voneinander entfernt liegen. Des Weiteren liegt zwischen der Grenze des Untersuchungsgebietes und jeder der 19 Stationen keine größere Geländeerhebung (Schartenhöhe > 200m), was die Gefahr markante Lee – oder Staueffekte verringert. Es besteht jedoch die Möglichkeit, dass lokal begrenzte konvektive Niederschläge eine außerhalb des Untersuchungsgebietes liegende Station erfasst haben könnten, welche im Untersuchungsgebiet keinen, oder wesentlich geringeren Niederschlag gebracht haben.

Derartige Fehler wären aber auch dann möglich, wenn nur Niederschlagsstationen aus dem Untersuchungsgebiet herangezogen werden würden.

In der Tabelle 8 finden sich alle für diese Arbeit herangezogenen Wetterstationen. Unter dem Punkt „Lage im Untersuchungsgebiet“ ist ersichtlich, welche Stationen im Untersuchungsgebiet und welche außerhalb des Untersuchungsgebietes liegen. Bei manchen Stationen konnte nicht eindeutig festgestellt werden, ob sich diese im, oder außerhalb des Untersuchungsgebietes befinden (=Grenze).

Tabelle 8: Niederschlagsstationen im Untersuchungsgebiet und im angrenzenden Raum

Klimastationen	Messstellenbetreiber	Lage im Untersuchungsgebiet	Dauer der analyse-relevanten Messreihen
Alland (Autobahnmeisterei)	hydrogaph.Dienst/NÖ	ja	01.01.1971 - 31.08.2009
Alland Groisbach	hydrogaph.Dienst/NÖ	nein	01.01.1974 - 31.08.2009
Ausserhalbach	hydrogaph.Dienst/NÖ	nein	01.01.1992 - 31.08.2009
Behamberg	hydrogaph.Dienst/NÖ	ja	01.01.1971 - 31.08.2009
Brand-Laaben	hydrogaph.Dienst/NÖ	ja	01.01.1971 - 31.08.2009
Dornbach	hydrogaph.Dienst/NÖ	Grenze	01.01.1992 - 31.08.2009
Gablitz	hydrogaph.Dienst/NÖ	ja	01.08.2004 - 31.08.2009
Gresten	hydrogaph.Dienst/NÖ	nein	01.01.1981 - 31.08.2009
Hagenbrunn	hydrogaph.Dienst/NÖ	nein	01.01.1992 - 31.08.2009
Hainfeld	hydrogaph.Dienst/NÖ	ja	01.01.1971 - 31.08.2009
Hofstetten	hydrogaph.Dienst/NÖ	ja	01.01.2009 - 31.08.2009
Kaumberg	hydrogaph.Dienst/NÖ	ja	01.01.1994 - 31.08.2009
Kierling	hydrogaph.Dienst/NÖ	ja	01.01.1992 - 31.08.2009
Kilb	hydrogaph.Dienst/NÖ	nein	01.01.1971 - 31.08.2009
Klausen Leopoldsdorf	ZAMG (TAWES)	ja	01.01.2009 - 31.08.2009
Klausen Leopoldsdorf	hydrogaph.Dienst/NÖ	ja	01.01.1994 - 31.08.2009
Klosterneuburg	hydrogaph.Dienst/NÖ	ja	01.01.1971 - 31.08.2009
Kohlreithberg	ZAMG (TAWES)	ja	01.01.1997 - 31.08.2009
Laab im Walde	hydrogaph.Dienst/NÖ	ja	01.01.1981 - 31.08.2009
Maria Anzbach	hydrogaph.Dienst/NÖ	Grenze	01.01.1992 - 31.08.2009
Maria Neustift	hydrogaph.Dienst/OÖ	nein	01.01.1971 - 31.08.2009
Neuhofen an der Ybbs	hydrogaph.Dienst/NÖ	nein	01.01.1992 - 31.08.2009
Oberndorf an der Melk	ZAMG (TAWES)	nein	01.01.1979 - 31.08.2009
Ollersbach	hydrogaph.Dienst/NÖ	nein	01.01.1992 - 31.08.2009
Phyra	hydrogaph.Dienst/NÖ	nein/ja	01.01.1971 - 31.08.2009
Scheibbs	hydrogaph.Dienst/NÖ	Grenze/ja	01.01.1971 - 31.08.2009
Schöpl (Sternwarte)	hydrogaph.Dienst/NÖ	ja	01.01.1991 - 31.08.2009
Seitenstetten	hydrogaph.Dienst/NÖ	nein	01.01.1971 - 31.08.2009
Sonntagberg	hydrogaph.Dienst/NÖ	ja	01.01.1981 - 31.08.2009
St. Anton an der Jessnitz	hydrogaph.Dienst/NÖ	nein	01.01.1981 - 31.08.2010
St. Georgen an der Leys	hydrogaph.Dienst/NÖ	Grenze	01.01.1981 - 31.08.2009
St. Leonhard am Walde	hydrogaph.Dienst/NÖ	ja	01.01.1992 - 31.08.2009
Steinakirchen am Forst	hydrogaph.Dienst/NÖ	nein	01.01.1981 - 31.08.2009
Steinholz	hydrogaph.Dienst/NÖ	ja	01.01.1992 - 31.08.2009
Stetten	hydrogaph.Dienst/NÖ	nein	01.01.1977 - 31.08.2009
Stollberg	hydrogaph.Dienst/NÖ	ja	01.01.1977 - 31.08.2009
Texing	hydrogaph.Dienst/NÖ	Grenze	01.01.1981 - 31.08.2009
Tullnerbach	hydrogaph..Dienst/NÖ	ja	01.01.1971 - 31.08.2009
Wachtberg Steyr	ZAMG (TAWES)	ja	01.01.1971 - 31.08.2010
Wien (Einlaufbauwerk)	MA 45, Stadt Wien	ja	13.10.2000 - 31.12.2008
Wien (Jägerwiese)	MA 45, Stad Wien	Grenze	01.01.1978 - 31.08.2009
Wien (Jubiläumswarte)	ZAMG (TAWES)	nein	01.01.1971 - 31.08.2009
Wien [Magdalenenhof Bisamberg]	MA 45, Stadt Wien	nein	01.01.1986 - 31.12.2008
Wien (Mariabrunn)	ZAMG (TAWES)	nein	01.01.1971 - 31.08.2009
Wien (Mauerbach)	MA 45, Stadt Wien	nein	01.01.1986 - 31.12.2008
Wien (Stammersdorf)	ZAMG (TAWES)	nein	01.01.1981 - 31.08.2009
Waidhofen an der Ybbs	ZAMG (TAWES)	Grenze	01.01.1971 - 31.08.2009
Ybbsitz Hofstatt	hydrogaph.Dienst/NÖ	nein	01.01.1981 - 31.08.2009

4.3 Abflussdaten

Die Abflussdaten stammen von drei unterschiedlichen Pegelmessstellen im Untersuchungsgebiet (siehe Tabelle 9).

Tabelle 9: Pegelmessstellen im Untersuchungsgebiet

Pegelmessstellen	Messstellenbetreiber	Gewässer	Dauer der Messzeitreihen
Klosterneuburg (Prägarten)	hydrograph.Dienst NÖ	Weidlingbach	01.01.1982 - 31.12.2007
Schliefau	hydrograph.Dienst NÖ	Schliefaubach	01.01.1981 - 31.12.2007
Wöllersdorf	hydrograph.Dienst NÖ	Hochberggraben	01.01.1981 - 31.12.2007

Die Abflussmessungen des hydrographischen Dienstes Niederösterreichs erfolgten nicht direkt, sondern über Wasserspiegelmessungen mittels Flügelmessungen und einem Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP). Um den Abfluss aus den Wasserstandsdaten herzuleiten, wurde eine Schlüsselkurve (Abflusskurve) verwendet.

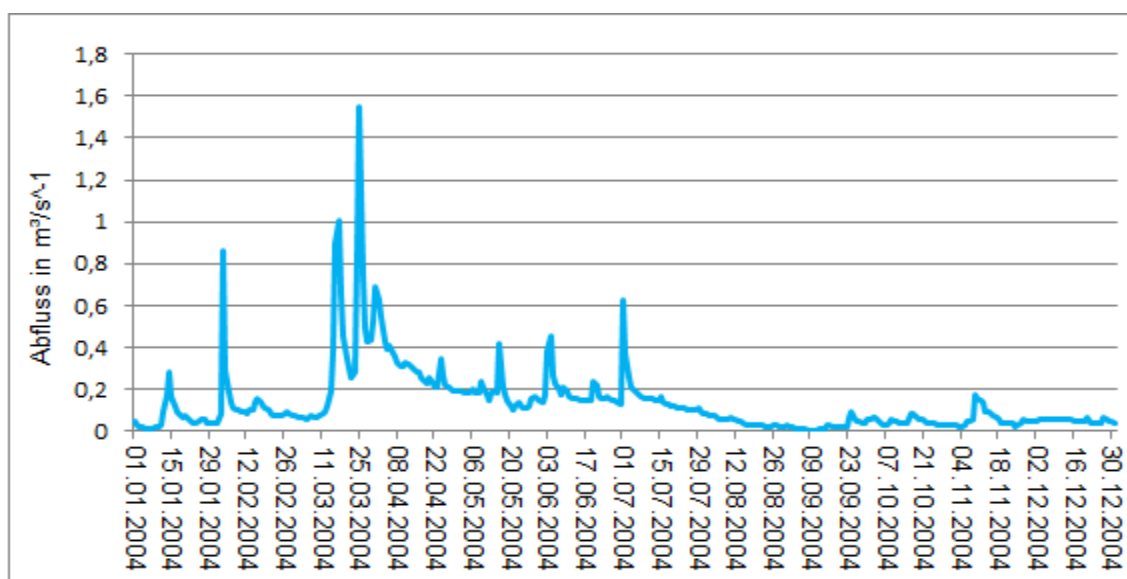
Bei den verwendeten Werten handelt es sich um Tagesmittel des Abflusses. Die Pegelmessstellen Klosterneuburg-Prägarten und Wöllersdorf liegen im Bereich des Flyschwienerwaldes, während die Messstelle Schliefau im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes liegt. Die Pegelmessstellen weisen ein komplexes Abflussregime ersten Grades auf.

Alle drei gewählten Gewässer weisen entsprechend einer hydrographischen Typisierung der Abflüsse in den hydrographischen Jahrbüchern von 1985 und 1990 ein komplexes Abflussregime ersten Grades auf. Im Detail wurde dem Weidlingbach, dem hydrologischen Jahrbuch 1990 entsprechend, ein pluvio- nivales Regime zugewiesen, mit einem sommerstarken Charakter im Jahresgang. Bezüglich des Abflusses gibt es ein Herbstminimum, sowie ein tertiäres Maximum im Winter. Dem Schliefaubach wurde in den hydrologischen Jahrbüchern 1985 und 1990 ein winterpluviales Abflussregime zugewiesen, wobei ebenfalls ein Herbstminimum vorherrscht. Der Hochberggraben weist entsprechend dem hydrologischen Jahrbuch 1985 ein winternivales Regime und dem hydrologischen Jahrbuch von 1990 zufolge ein pluvio- nivales, winterstarkes Abflussregime auf (MADER et al. 1996).

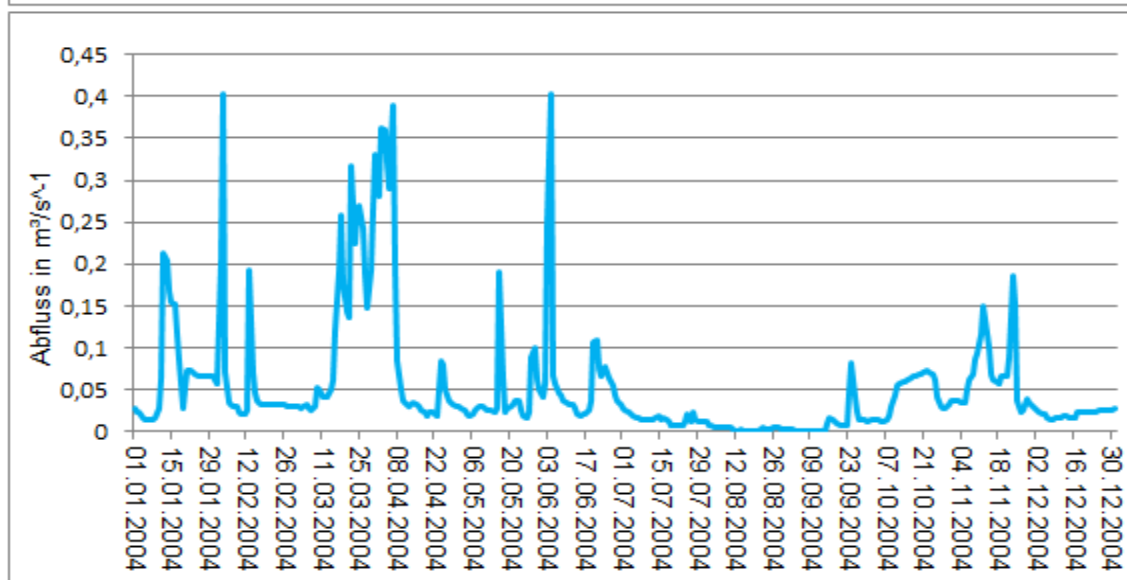
Die Abflussmenge ist demnach sowohl durch Schneefälle, als auch durch Niederschläge in Form von Regen bestimmt. Je nach Schneereichtum in den unterschiedlichen Höhenlagen, steuert die Schneeschmelze in den Einzugsgebieten einen erheblichen Beitrag zur Abflussbildung bei. Einzelne Starkregen und Gewitterlagen sorgen in den Sommermonaten für neuerliche Hochwasserabflüsse, während in den wettermäßig stabileren Spätsommer – und Herbstmonaten tendenziell geringere Abflüsse verzeichnet werden. Die Abbildung 9 gibt einen Einblick in den Jahresgang des Abflusses an typischen Flyschbächen im Untersuchungsgebiet. Das dargestellte hydrologische Jahr 2004 verlief relativ schneereich, wodurch die Abflussspitzen aufgrund zwischenzeitlicher Schneeschmelzen besonders hoch ausfielen. Der Abfluss trägt auch der unterschiedlichen Beschaffenheit der Einzugsgebiete Rechnung.

So weist die Pegelmessstelle Wöllersdorf gegenüber den anderen Pegelmessstellen eine verzögerte Hauptschneesmelze im Frühling auf. Diese Tatsache liegt vermutlich darin begründet, dass es um ein relativ kleines Einzugsgebiet am dicht bewaldeten Nordhang des 893m hohen Schöpfls handelt. Die Spätsommer – und Frühherbstmonate weisen an allen drei Pegelmessstellen ein Abflussminimum auf, während die einzelnen Abflussspitzen im Sommer auf Starkregenereignisse zurückzuführen sind.

A



B



C

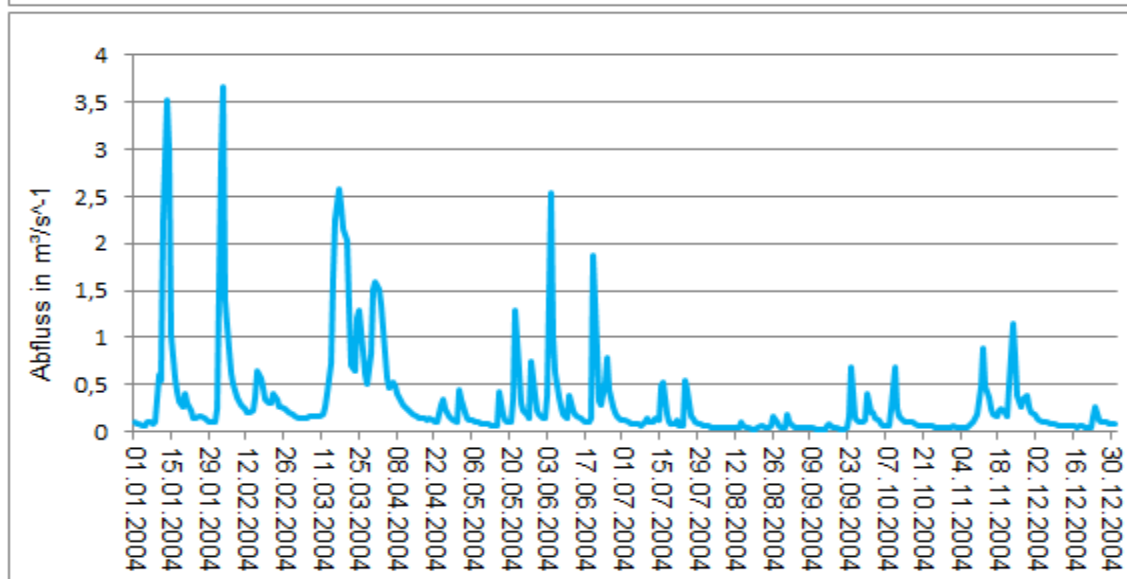


Abbildung 9: A=Abflussganglinie 2004 an der Pegelmessstelle (A) Klosterneuburg/Prägarten, (B) Wöllersdorf und (C) Schliefaubach (Datenquelle: hydrographischer Dienst des Landes Niederösterreich)

5 Methodik

In diesem Kapitel werden alle Analysen vorgestellt, welche sich mit der möglichen Offenlegung des Zusammenhangs zwischen Rutschungen und Niederschlägen im Untersuchungsgebiet befassen. Auch auf das Auftreten der Rutschungen im zeitlichen Kontext wird näher eingegangen. Den Schwerpunkt der Ausführungen bildet das Antecedent Daily Rainfall Modell nach GLADE et al. 2000, welches für Modellierung der Niederschlagsschwellenwerte verwendet wurde.

5.1 Beschreibung des Antecedent Daily Rainfall Modells

Das „Antecedent Daily Rainfall Modell“ nach GLADE et al. (2000) ist ein empirisches Modell. Es ermöglicht die Ermittlung von Niederschlagsschwellenwerten für gravitative Massenbewegungen, für ein zuvor definiertes Gebiet. Für das Modell ist nicht nur der gemessene Niederschlagswert, der am Tag des Ereignisses gefallen ist entscheidend, sondern es wird hierbei auch der aufgezeichnete Niederschlag der vorangegangenen Tage in die Kalkulationen miteinbezogen. Der vorangegangene Niederschlag erfährt hierbei eine geringere Gewichtung als der Niederschlag am Ereignistag. Was die verwendeten Niederschlagswerte am Ereignistag betrifft, so wird hierfür jeweils der gemessene Maximalwert aus dem gesamten Untersuchungsgebiet herangezogen.

Der Maximalwert wird deshalb verwendet, da davon ausgegangen wird, dass dieser Wert dem tatsächlichen Niederschlagswert, der ursächlich für die Auslösung der Massenbewegung war, am ehesten entspricht (GLADE et al. 2000).

Die Kombination aus Niederschlags – und Abflussdaten ermöglicht es des Weiteren, den Zustand der Bodenfeuchte als weiteren Modellfaktor zu berechnen. Herrschen trockene Verhältnisse vor, so spiegelt die in einer bestimmten Zeitspanne vor einem Rutschungsereignis gefallene Niederschlagsmenge den Feuchtegehalt des Bodens wieder. War die Intensität des vorangegangenen Niederschlags groß genug um Horton-Abfluss auszulösen, so führen die Modellrechnungen zu einer zu großen Gewichtung des Bodenfeuchtegehaltes (CROZIER und EYLES, 1980).

Der Antecedent Daily Rainfall Index

Im von CROZIER & EYLES (1980) entwickelten Antecedent Daily Rainfall Modell wurde der Antecedent Daily Rainfall Index (ADRI) nach BRUCE und CLARK (1966) verwendet. Seine Zusammensetzung sah wie folgt aus:

$$ra_0 = kr_1 + k^2r_2 + \dots + k^nr_n$$

Formel 3: Antecedent Rainfall Index nach BRUCE und CLARK (1966) in GLADE et al. (2000, 1066).

ra_0 = vorangegangener täglicher Niederschlag, basierend auf dem maximalen, im Untersuchungsgebiet gefallenem Niederschlag (in mm) am Tag 0

k^n = Konstante, die den Ausfluss aus der Verwitterungsschicht beschreibt

r_n = maximaler, in einer Region gefallener Niederschlag (in mm) am n-ten Tag vor dem Tag 0

Für die Konstante k wurde von CROZIER und EYLES (1980) nach BRUCE und CLARK (1966) ein Wert von 0,84 verwendet, welcher im Zuge hydrologischer Studien in den USA (Ottawa) aus Abflussdaten hergeleitet wurde. Das Modell basiert auf der Annahme, dass Abfluss und Verdunstung ganzjährig konstante Raten aufweisen.

Das Resultat der Modellrechnungen von CROZIER & EYLES (1980) ist in Abbildung 10 ersichtlich. Unterschieden wird zwischen Tagen, an denen es sicher zu einer Massenbewegung gekommen ist, Tagen mit einem wahrscheinlichen Auftreten einer Massenbewegung und Tagen ohne gravitativer Massenbewegung.

Die beiden arithmetisch verlaufenden Linien stehen jeweils für den minimalen und den maximalen Schwellenwert. Unterhalb des minimalen Schwellenwertes konnten keine Massenbewegungen verzeichnet werden, wohingegen es oberhalb des maximalen Schwellenwertes in allen Fällen zu Massenbewegungen kam.

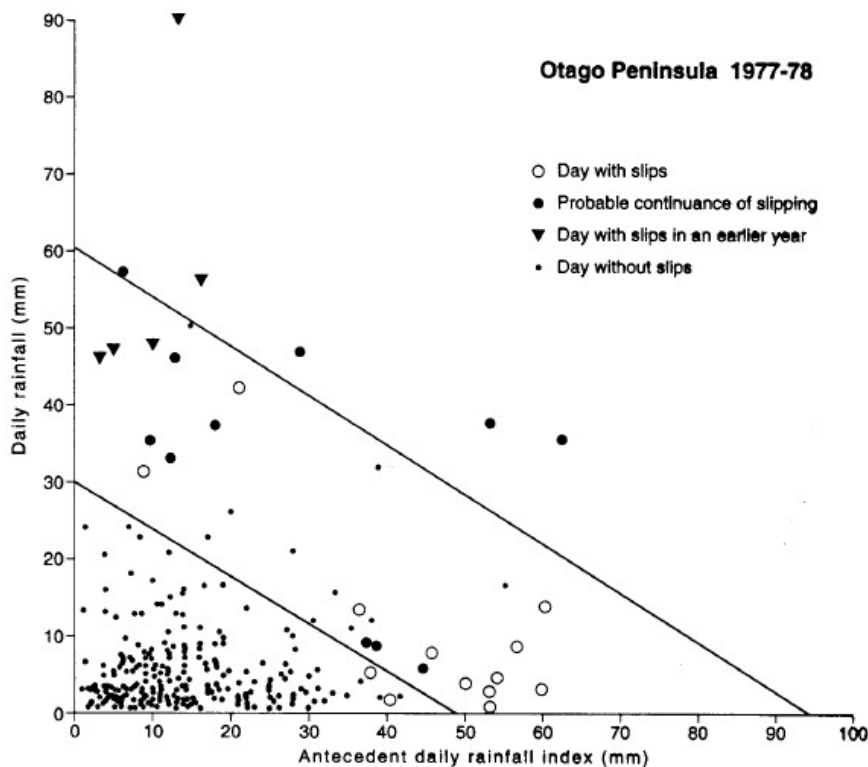


Abbildung 10: Das Antecedent Daily Rainfall Modells für gravitative Massenbewegungen auf der Otago Halbinsel in Neuseeland nach CROZIER und EYLES (1980, 48)

In GLADE et al. (2000) wurde eine Modellmodifikation vorgenommen, in der statt der ursprünglichen Konstante „k“ ein vom Abfluss aus dem jeweiligen Einzugsgebiet abhängiger Faktor verwendet wird, womit den physiogeographischen Gegebenheiten im Einzugsgebiet mehr Bedeutung zukommt.

Die Formel zur Berechnung des Antecedent Daily Rainfall Index nach GLADE et al. (2000, 1068) lautet wie folgt:

$$ra_0 = r_1 + 2^d r_2 + 3^d r_3 + \dots + n^d r_n$$

Formel 4: Antecedent Daily Rainfall Index nach GLADE et al. (2000, 1068).

ra_0 = vorangegangener täglicher Niederschlag für den Tag 0 (in mm)

d = Koeffizient, der sich aus der Rückgangskurve des Abflusses errechnen lässt

n = Anzahl der Tage vor dem Tag 0

Der Faktor der decay – Kurve:

Dieser Faktor, auch kurz decay Faktor genannt, bezieht sich auf den Abfluss und lässt sich aus den Rückgangsraten des Abflusses nach Erreichen eines Abflussscheitels ermitteln. Hierfür werden Abflussdaten aus dem jeweiligen Untersuchungsgebiet benötigt, welche

indirekt Aufschluss über die Geschwindigkeit von Niederschlagswasser aus dem Boden geben. Beim decay Faktor wird der Abfluss umso schwächer gewichtet, je weiter er zeitlich vom Ereignis zurückliegt. Dieser Gewichtung liegt die Tatsache zugrunde, dass Wasser aus dem Boden abtransportiert wird. Je länger also ein Niederschlagsereignis zurückliegt, umso weniger Wasser ist von diesem zum Zeitpunkt des Ereignisses noch im Boden vorhanden.

5.2 Modellaufbereitung und Erstellung

Das für diese Arbeit verwendete Modell entspricht in seiner grundlegenden Struktur zur Gänze jenem, welches in GLADE et al. (2000) vorgestellt wird. Die Daten mussten für das Modell eigens aufbereitet werden, was in verschiedenen Fällen mit der Bildung von Kategorien einherging. Die Abbildung 11 zeigt in groben Umrissen die Prozessabläufe welche zur Modellerstellung nötig waren.

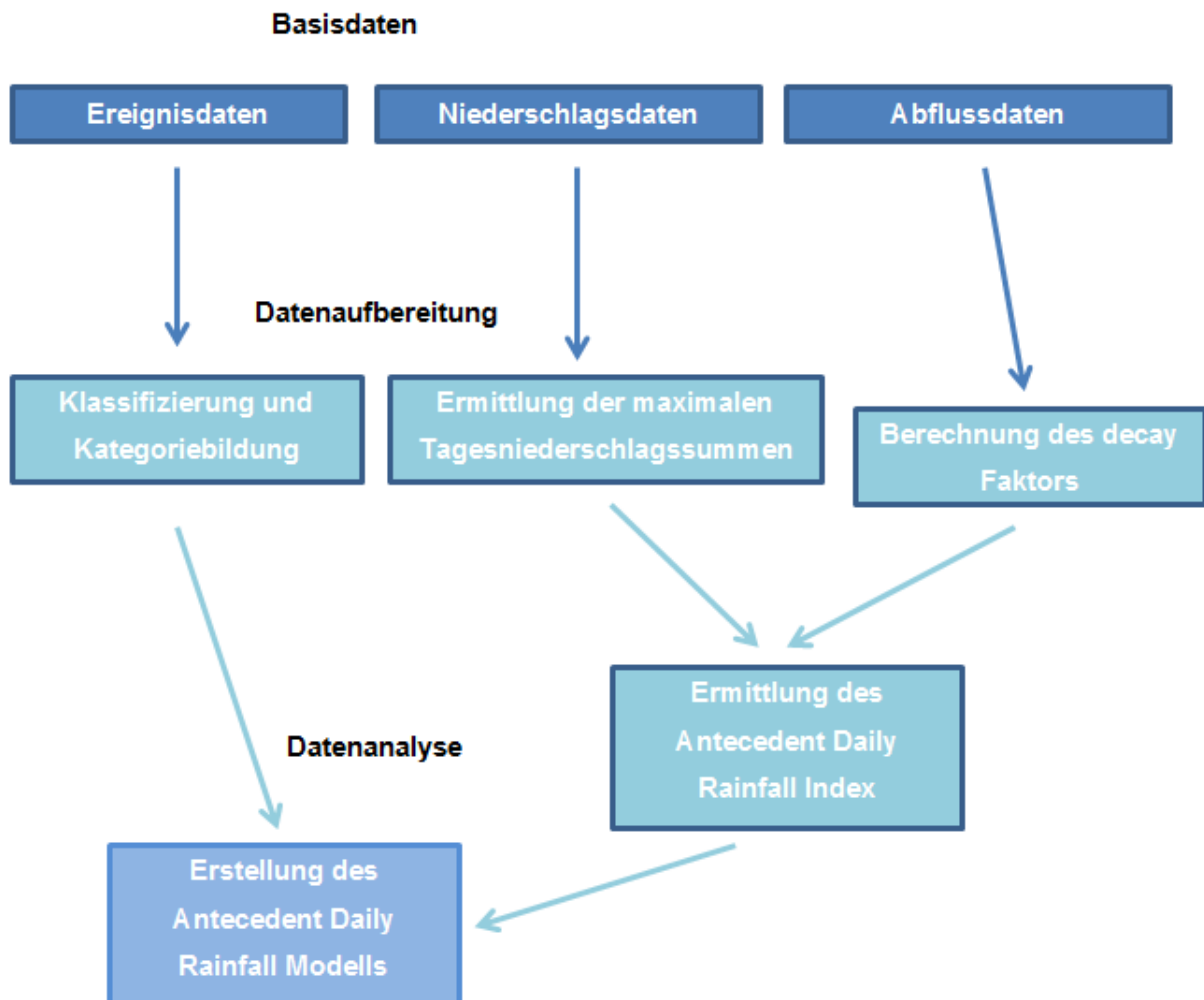


Abbildung 11: Prozess zur Erstellung des Antecedent Daily Rainfall Modelles

5.2.1 Kategorisierung der Ereignisdaten

Je nach Genauigkeit der Datumsangaben wurden die Tage mit Rutschungen den höchsten Tagesniederschlagssummen in der potentiell möglichen Zeitspanne einer Ereignisauslösung zugeteilt. So wurde einer Rutschung über deren Auftreten nur das Jahr und das Monat bekannt ist, der in diesem Zeitraum höchsten, im Untersuchungsgebiet gemessenen Tagesniederschlagssumme zugewiesen. Waren aus den Gutachten genauere Angaben bezüglich des Ereignisdatums ablesbar, so wurde nach dem in Tabelle 10 dargestellten Schema klassifiziert und die gewählten Zeiträume für die Niederschlagszuweisung berücksichtigt:

Tabelle 10: Klassifikationsschema zur Zuordnung der maximalen Tagesniederschläge

Angaben im Ereignisdatensatz	Zuordnung
"Monatsende"	die letzten 7 Tage eines Monats
"Monatsbeginn/anfang"	die ersten
"erste/zweite Monatshälfte"	1.-15. bzw. oder 16.-30./31.eines Monats
"Monatsmitte"	9. bis 23. eines Monats
"Frühling"	09.-23- eines Monats
"Sommer"	01.03. - 31.05. eines Jahres
"Herbst"	01.06. bis 31.08. eines Jahres
"Winter"	01.12. – 28./29.02. eines Jahres

Zwar gibt es keine objektive und/oder allgemein gültige Klassifikation dafür, wann z.B. die Monatsmitte beginnt und endet, dennoch wurde davon ausgegangen, dass eine derartige Berücksichtigung genauere Niederschlagszuweisungen erzielt, als wenn im Falle solcher Angaben der gesamte Monat als Datenlieferant herangezogen würde. Die Zuweisung der Koppelung der Ereignisse an die Tagesniederschläge birgt noch ein weiteres Problem: Während die Rutschungen einem eindeutigen Datum zugewiesen waren oder wurden, fand die Niederschlagsmessung zwischen 07:00 und 07:00 statt. Somit werden 7 Stunden, in denen Niederschlag fallen kann, dem Vortag zugewiesen. Umgekehrt werden 7 potentielle Niederschlagsstunden des darauffolgenden Tages dem Ereignistag zugewiesen. Aufgrund dieser Tatsache wurde allen Rutschungen die jeweilige Niederschlagssumme des Vortages zugeteilt, wenn diese höher lag, als der Niederschlag am Ereignistag. Dieser Schritt wurde auch deshalb getätigt, da Tage mit einem Rutschungsereignis manchmal kaum signifikanten Niederschlag aufwiesen. Am vorangegangenen Niederschlagstag traten hingegen an solchen Tagen oft hohe Niederschlagssummen auf, welche als wesentlich plausibler für die Auslösung von Rutschungen angesehen wurden. Statistisch müssten 29,17% aller Rutschungen zwischen 00:00 und 07:00 Uhr eines Tages auftreten und in der Messperiode mit dem Datum des Tages vor dem Ereignistag liegen. Wie eine Situation aussehen könnte, bei der angenommen wird, dass der relevante Niederschlag in einem Messzeitraum zwischen 00:00 Uhr und 07:00 Uhr gefallen ist, wird beispielhaft in Abbildung 12 gezeigt.

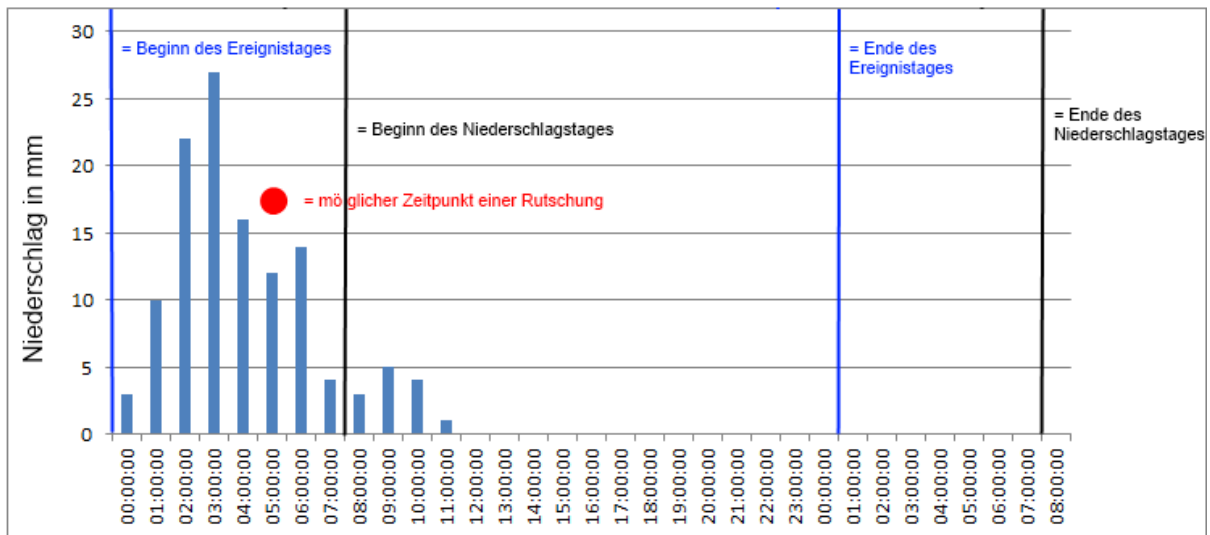


Abbildung 12: Skizzierung der Problematik des Zeitpunkts der Niederschlagsmessung

5.2.2 Berechnung des decay Faktors

Zur Berechnung des decay Faktors sind entweder Daten über den Abfluss, Durchfluss oder Zufluss eines Gewässers vonnöten. Des Weiteren sind Niederschlagsdaten aus dem Einzugsgebiet oder zumindest aus dessen Nähe erforderlich.

Die Auswahl der geeigneten Pegelmessstellen wurde nach den folgenden Kriterien getroffen:

1.) Die Pegelmessstellen dürfen nicht in einem Einzugsgebiet liegen, welches in der Hochgebirgsstufe liegendes Terrain beinhaltet. Dies wurde deshalb als wichtig erachtet, zumal in subalpinen und alpinen Bereichen von einer relativ langen Schneedeckendauer auszugehen ist, welche das Abflussverhalten beeinflusst und sich somit die Wahl passender Abflusskurven schwierig gestaltet. Dieser Punkt ist allerdings nur theoretisch wirksam, zumal es keine Hochgebirgszonen im Untersuchungsgebiet gibt.

2.) Die Pegelmessstellen dürfen nur Einzugsgebiete berücksichtigen, die in der Flyschzone und zur Gänze im Untersuchungsgebiet liegen. Es wurde davon ausgegangen, dass unterschiedliche geologische Einheiten unterschiedliche Abflussmuster begünstigen. Als Beispiel hierfür kann die Flyschzone mit der kalkalpinen Zone verglichen werden. Neben erheblichen Unterschieden in der Wasserdurchlässigkeit zwischen Böden der Flyschdecken und der kalkalpinen Zonen, spielen karstbedingte Wasserreservoirs, wie sie in den niederösterreichischen Kalkalpen vorkommen, in der Flyschzone Niederösterreichs keine Rolle. Innerhalb der Flyschzone wurden keine weiteren Differenzierungen bezüglich der geologischen Beschaffenheit vorgenommen.

3.) Da zur Berechnung des decay Faktors ein Abgleich mit Niederschlägen erforderlich ist, welche für das Einzugsgebiet relevant sind, wurden nur jene Einzugsgebiete berücksichtigt, welche zumindest zwei Klimastationen aufweisen. Diese dürfen nicht weiter als 3 km von der Einzugsgebietsgrenze entfernt liegen. Dieses Kriterium soll bewirken, dass Einzugsgebiete ausgeschlossen werden, bei denen größere Gebirgszüge zwischen den Einzugsgebietsgrenzen und den Klimastationen liegen. Zusätzlich ist bei einer zu großen Distanz zwischen Einzugsgebietsgrenze und Klimastation davon auszugehen, dass kleinräumige Gewitterzellen im Einzugsgebiet nicht mehr erfasst werden. Es besteht dann die Gefahr, dass auch Niederschläge miteinbezogen werden, welche im Einzugsgebiet nicht oder in stark abweichender Intensität auftraten. Es blieben im Endeffekt drei mit Pegelmessstellen ausgestattete Einzugsgebiete übrig, welche den Kriterien entsprachen. Ab einer bestimmten Niederschlagsmenge in einem Einzugsgebiet, kommt es zu einem Anstieg der abzuführenden Wassermenge. Für Berechnung des decay Faktors jener Verlauf der Abflusskurve entscheidend, der zwischen dem Abflussscheitel und dem Abklingen des direkten Abflusses stattfindet. Die Stelle, an der nur noch der Basisabfluss vorhanden ist, bildet das Ende der Rückgangskurve. Für diese Arbeit wurden die Bereiche mit dem für den decay Faktor relevanten Abflussrückgängen nach eigenem Ermessen ermittelt. Hierbei war es jedoch erforderlich, nur besonders deutlich ausgeprägte Abflussrückgänge heranzuziehen.

4.) Ein steiler Verlauf Abflusskurve mit einem raschen Abklingen des Hochwassers weist auf ein schnell entwässerndes Einzugsgebiet und somit auf einen kleinen decay Faktor hin. Zumal die Kurve des Hydrographen im Fall eines Abflussrückganges immer einen negativen Anstieg aufweist, sind auch die Werte des decay Faktors immer negativ. Um den decay Faktor ermitteln zu können ist es wichtig, möglichst ungestörte Abflussrückgänge ausfindig zu machen. Dies bedeutet, dass während des Abflussrückganges kein signifikanter Niederschlag auftreten darf und die Abflusskurve von einer Schneeschmelze unbeeinflusst sein sollte. Es erwies sich jedoch als nicht möglich, gänzlich ungestörte Abflüsse für die gewählten Einzugsgebiete ausfindig zu machen. Um dennoch eine ausreichende Anzahl an Abflussrückgängen zu erhalten, wurde der Kompromiss eingegangen, dass Tage in denen ein messbarer Niederschlag von bis zu 1mm auftrat, als Niederschlagstage unberücksichtigt blieben. Es wurde hierbei davon ausgegangen, dass Niederschläge von bis zu 1mm keinen relevanten Einfluss auf den Abfluss ausüben. Verwendete Abflussrückgänge, die in den Wintermonaten auftraten, wurden mit Schneedeckendaten vom hydrographischen Dienst des Landes Niederösterreich abgeglichen, um den störenden Einfluss durch Schneeschmelze so weit wie möglich ausschließen zu können.

5.2.3 Berechnung des Antecedent Daily Rainfall Index

Für die Berechnung des ADRI stand die Frage im Raum, ob eine selektive Auswahl an Klimastationen, welche in der Nähe der jeweiligen Rutschungsereignisse liegen, sich als sinnvoll erweisen könnte.

Würden jedoch für das Modell nur Stationen aus der unmittelbaren Umgebung des betroffenen Gebietes herangezogen werden und von diesen der gemessene Niederschlagsmaximalwert verwendet, ergeben sich diverse, schwer zu lösenden Probleme. So wäre eine gewisse Mindestanzahl an Stationen in der Nähe des Ereignisses erforderlich. Da sich im Untersuchungsgebiet häufig keine Klimastation in unmittelbarer Nähe eines Ereignisortes befindet, besteht das Problem, dass Niederschlagsmengen von einzelnen Klimastationen aus dem weiteren Umfeld stark von den tatsächlich im Ereignisraum gefallen Niederschlägen abweichen können. Hierbei wäre tendenziell eine Unterschätzung der für die Auslösung eines Ereignisses relevanten Niederschläge die Folge. Abgesehen davon würde der erhebliche Arbeitsaufwand einer separaten Zuweisung von Klimastationen zu jedem der 471 Rutschungsereignisse angesichts einer dadurch nicht zu erwartenden Modellverbesserung nicht rechtfertigbar sein. Schlussendlich wurde der Modellaufbau von GLADE et al. (2000) übernommen, bei dem der tägliche maximale Niederschlag aus dem gesamten Untersuchungsgebiet herangezogen wird.

5.2.4 Modellerstellung

Aufgrund der Zuweisung mancher Rutschungen zum Niederschlag des Vortages und der draus resultierenden fallweisen Doppelbelegung mit mehreren Rutschungen pro Tag, verringert sich die Anzahl der modellrelevanten Fälle von 180 auf 163 Tage mit Rutschungen. Hiervon wurden 67 Rutschungen einem „sicheren“ und 97 einem „unsicheren“ Datum zugeteilt. Die Gesamtzahl aller im Modell berücksichtigten Tage beläuft sich auf 14071. An 13908 Tagen trat keine für die Modellierung relevante Rutschung auf.

Das Modell selbst wurde mittels der Statistiksoftware SPSS 13 für Windows erstellt. Grob betrachtet kann die Modellerstellung mit SPSS in zwei Analyseschritte unterteilt werden.

1.) Durchführung einer binären logistischen Regression:

Hierfür wurden die für die jeweilige Analyse benötigten Ereignisdaten zusammen mit dem errechneten Antecedent Daily Rainfall Index (ADRI) und den maximalen täglichen Niederschlagssummen aufbereitet. Da bei einer binären logistischen Regression die abhängige Variable eine binäre Struktur aufweisen muss, wurden die Tage nur in jene mit Rutschung und jene ohne Rutschung unterteilt. Tage an denen das Auftreten einer Rutschung unsicher war, denen aber eine Rutschung zugewiesen wurde, wurden hierbei

ebenfalls als Tage mit Rutschungen gewertet. Das Ergebnis der binären logistischen Regression zeigt die Stärke der Abhängigkeit der beeinflussten Variablen (Tage mit Rutschungen, Tage ohne Rutschungen) von den unabhängigen Variablen (vorangegangenen Niederschlag, maximalen täglichen Niederschlagssummen). Basierend auf dem Ausmaß der Abhängigkeit der jeweiligen Variablen voneinander, lassen sich Niederschlagschwellenwerte berechnen. Diese zeigen die Wahrscheinlichkeit an, mit der die unabhängigen Variablen bei Erreichen eines bestimmten Wertes das Auftreten eines der binären Werte der abhängigen Variablen bedingen. Konkret zeigt das Ergebnis an, wie hoch der Niederschlag bzw. der ADRI den Modellvoraussetzungen entsprechend sein müsste, um mit einer bestimmten Wahrscheinlichkeit einen Tag mit einer Rutschung zu verursachen.

Die Formel 5 zeigt das logistische Regressionsmodell welches für die Schwellenwertmodellierung verwendet wurde. In der Formel 6 wurden die im Modell verwendeten unabhängigen Variablen eingesetzt und die Eintrittswahrscheinlichkeit auf die Tage mit Rutschungen bezogen. Im konkreten Fall der Anwendung steht der tägliche maximale Niederschlag für die unabhängige Variable „r“ und der vorangegangene tägliche Niederschlag für die Variable „ra“. Die Regressionskoeffizienten „b“ drücken den Einfluss der unabhängigen Variablen aus.

$$\ln\left(\frac{P}{1-P}\right) = b_0 + b_1x_{i1} + b_1x_{i2} + \dots + b_kx_{ik}$$

Formel 5: Regressionsgleichung

b = Regressionskoeffizient

x = unabhängige Variable

P = Wahrscheinlichkeit für das Auftreten einer bestimmten Charakteristik

$$\ln\left(\frac{P_L}{1-P_L}\right) = b_0 + b_1r + b_1r_a$$

Formel 6: Einbindung der modellrelevanten Variablen in die Regressionsgleichung

b = Regressionskoeffizient

r = täglicher maximaler Niederschlag

r_a = vorangegangener täglicher Niederschlag

P_L = Wahrscheinlichkeit für ein Rutschungsereignis bei gegebenen Werten von r und r_a

Hierbei muss beachtet werden, dass sich das Errechnen einer Wahrscheinlichkeit von $p = 1$ aufgrund der Beschaffenheit der Regressionsgleichung als unmöglich erweist. 1 ist der Limes und es ist lediglich eine asymptotische Annäherung an diesen Wert möglich.

2.) Erstellung von Streudiagrammen:

Im Anschluss an die Berechnungen wurden Streudiagramme erstellt, welche die Beziehung zwischen den Ereignisdaten und den unabhängigen Variablen (täglicher maximaler Niederschlag, Antecedent Daily Rainfall Index) zeigen. Der Antecedent Daily Rainfall wurde hierbei auf der x – Achse aufgetragen, während der tägliche maximale Niederschlag der y – Achse zugewiesen wurde. Die Rutschungsereignisse wurden farblich, basierend auf dem Sicherheitsgrad (sicher, unsicher) nach ihrer zeitlichen Unterteilung unterschieden. Schlussendlich wurden die Schwellenwertlinien für verschiedene Eintrittswahrscheinlichkeiten zwischen $P = 0,1$ und $P = 0,99$ auf Basis der Ergebnisse der binären logistischen Regression eingezeichnet.

5.3 Ergänzende statistische Analysen

Ergänzend zum Antecedent Daily Rainfall Modell wurden noch weitere statistische Analysen vorgenommen. So wurde überprüft, ob die Rutschungen in bestimmten Monaten und Jahreszeiten häufiger vorkommen. Zusätzlich zum Hauptmodell wurde es als sinnvoll erachtet, den Zusammenhang zwischen Rutschungen und (vorangegangenen) Niederschlägen mit einem Chi – Quadrat Test ersichtlich zu machen. Zuletzt wurde noch untersucht, ob Rutschungen an bestimmte Wetterlagen häufiger gebunden sind als an andere.

5.3.1 Die zeitliche Verteilung der Rutschungen

Eine derartige Analyse soll Aufschluss über die monatliche und jahreszeitliche Verteilung von Rutschungen im Untersuchungsgebiet geben. Des Weiteren können Indizien und Diskussionspunkte darüber geliefert werden, ob jahreszeitliche Witterungsumstände im Zusammenhang mit Rutschungen stehen können. So stellt sich bei einer sommerlichen Häufung z.B. die Frage ob Rutschungen vermehrt mit Gewittern im Zusammenhang stehen. Bei einer winterlichen Häufung wäre ein Einfluss der Schneeschmelze zu erwägen. Auch für Modellierung der Schwellenwertlinien wurden die Ergebnisse, welche sich durch die Analyse der zeitlichen Verteilung ergaben berücksichtigt. Die Analyse wurde mit allen 471 Ereignissen durchgeführt und bezieht sich somit auf den gesamten Untersuchungszeitraum.

5.3.2 Zusammenhang zwischen Rutschungen und Niederschlagshöhe

Um eine generelle Aussage über den Zusammenhang zwischen Niederschlägen und Tagen mit Rutschungen machen zu können, wurden Chi – Quadrat Tests durchgeführt. Hierfür wurden die im Untersuchungszeitraum beobachteten täglichen maximalen Niederschlagsmengen und der Antecedent Daily Rainfall Index, welcher sich auf einen Zeitraum von 10 Tagen bezieht, den 163 Tagen mit Rutschungen gegenübergestellt. Die täglichen maximalen Niederschläge sowie der ADRI wurden hierfür zunächst in jeweils vier Klassen unterteilt (Tabelle 11). Die darauf basierenden Analysen beziehen sich auf den gesamten Untersuchungszeitraum.

Tabelle 11: Klassifikation des täglichen maximalen Niederschlag und den Antecedent Daily Rainfall Index für 10 Tage

Klassen	Täglicher maximaler Niederschlag in mm
1	>30mm
2	>20mm - 30mm
3	>10mm - 20mm
4	bis 10mm
Klassen	Antecedent Daily Rainfall Index in mm (10Tage)
1	>60mm
2	>40mm - 60mm
3	>20mm - 40mm
4	bis 20mm

5.3.3 Zusammenhang zwischen Rutschungen und Wetterlagen

Auch wenn Niederschläge als direkte Verursacher von Rutschungen angenommen werden können, so stellt sich noch die Frage ob die auslösenden Niederschlägen an bestimmte meteorologische Konstellationen gebunden sind. Um diese Zusammenhänge ersichtlich zu machen, wurde die von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik erstellte Wetterlagenzuweisung für die Zeiträume Jänner 1999 – August 2009 herangezogen. Die Zuordnung der Wetterlagen zu denen einzelnen Tagen erfolgte unter der Verwendung eines Klassifikationsschlüssels welcher in Tabelle 12 dargestellt ist und bezieht sich auf den Raum Wien. Zumal die westlichsten Teile des Untersuchungsgebietes über 100 Kilometer von Wien entfernt liegen, ist es möglich, dass die Wetterlagenzuweisung nicht in allen Fällen für jeden Teil des Untersuchungsgebietes korrekt ist.

Die Ergebnisse wurden als deskriptive Statistik in Form von Säulendiagrammen dargestellt.

Tabelle 12: Klassifikationsschlüssel für Wetterlagen (Quelle: ZAMG, http://www.zamg.ac.at/-klima/klima_monat/wetterrueckblick/)

H	Hoch über West- und Mitteleuropa	S	Südlage
h	Zwischenhoch	G	Gradientschwache Lage
HZ	Zonale Hochdruckbrücke	TS	Tief südlich der Alpen
HF	Hoch mit Kern über Fennoskandien	TwM	Tief über dem westlichen Mittelmeer
HE	Hoch mit Kern über Osteuropa	TSW	Tief im Südwesten Europas
N	Nordlage	TB	Tief bei den Britischen Inseln
NW	Nordwestlage	TR	Meridionale Tiefdruckrinne
W	Westlage	Tk	Kontinentales Tief
SW	Südwestlage	Vb	Tief auf der Zugstraße Adria - Polen

6 Ergebnisse

Im Ergebnisteil wird zuerst auf die zeitliche Verteilung der Rutschungen eingegangen. Nachfolgend werden jene Resultate, welche sich durch die Berechnungen mit dem Antecedent Daily Rainfall Modell ergaben präsentiert. Auch eine Sensibilitätsprüfung des Modells wird vorgestellt. Des Weiteren werden die Ergebnisse gezeigt, welche die Chi – Quadrat Tests lieferten. Zuletzt werden noch die Zusammenhänge zwischen Tagen mit Rutschungen und den zum Ereigniszeitpunkt vorherrschenden Wetterlagen aufgezeigt.

6.1 Die zeitliche Verteilung der Rutschungsereignisse

In der Abbildung 13 sind die dokumentierten Rutschungen, welche einem Datum zwischen 01.01.1971 und 31.08.2009 zugewiesen werden konnten, als Säulendiagramm dargestellt. Rutschungen über deren Eintrittszeitpunkt nur das Jahr der Entstehung bekannt ist, wurden nicht in die Statistik miteinbezogen, zumal eine monatliche Zuordnung nicht mehr möglich wäre. Rutschungen über deren Eintrittszeitpunkt zumindest die Jahreszeit, jedoch nicht der genaue Monat bekannt ist, wurden dennoch einzelnen Monaten zugewiesen und scheinen in Form von roten Balken im Diagramm auf.

Ein typisches Beispiel für einen Fall einer derartigen Zuweisung zu einem Monat trotz unsicheren Datums sind die zahlreichen Rutschungsereignisse, die im Zuge des Starkregenereignisses vom Sommer 1975 verzeichnet wurden. Hierbei wurden in einer sehr niederschlagsintensiven Periode zwischen Ende Juni und Anfang Juli monatsübergreifend 106 Schadensereignisse ausgelöst, wobei in vielen Fällen nicht bekannt war, ob diese Ende Juni oder Anfang Juli auftraten. Letztendlich war der höchste Tagesniederschlag im betreffenden Zeitraum für die Zuweisung ausschlaggebend. Trotz der Unsicherheiten ergibt sich bezüglich des Auftretens von Rutschungen ein klares Sommermaximum, mit einem sekundären Maximum im Vorfrühling. Die wenigsten Rutschungen im Untersuchungs-

Zeitraum konnten dem September und Oktober zugewiesen werden. Insgesamt macht sich bezüglich der Anzahl an Tagen mit Rutschungen ein deutliches Herbstminimum bemerkbar.

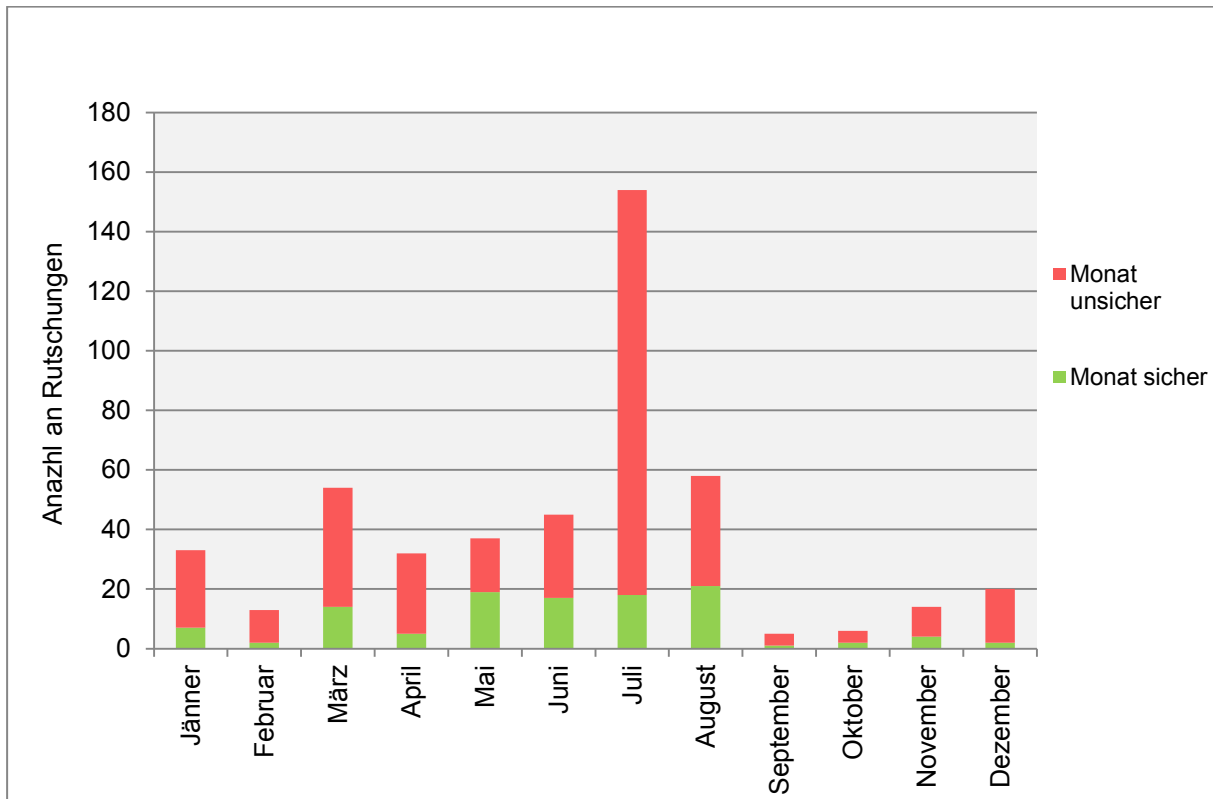


Abbildung 13: monatliche Verteilung der Rutschungen (Jänner 1971 - August 2009), Datenquelle: Land NÖ, geologischer Dienst 2011

Die Abbildung 14 zeigt die prozentuale Verteilung der Rutschungen für die einzelnen Monate, wobei keine Unterteilung nach der Sicherheit des Auftretens vorgenommen wurde. Es wird ersichtlich, dass bereits alleine dem Juli über ein Drittel aller verzeichneten Rutschungen zugewiesen wurden, während in den Monaten September und Oktober zusammen nur 2% aller Rutschungen auftraten. Auch die restlichen Sommermonate, sowie der Monat März zählen jeweils zu den vier rutschungsstärksten Monaten.

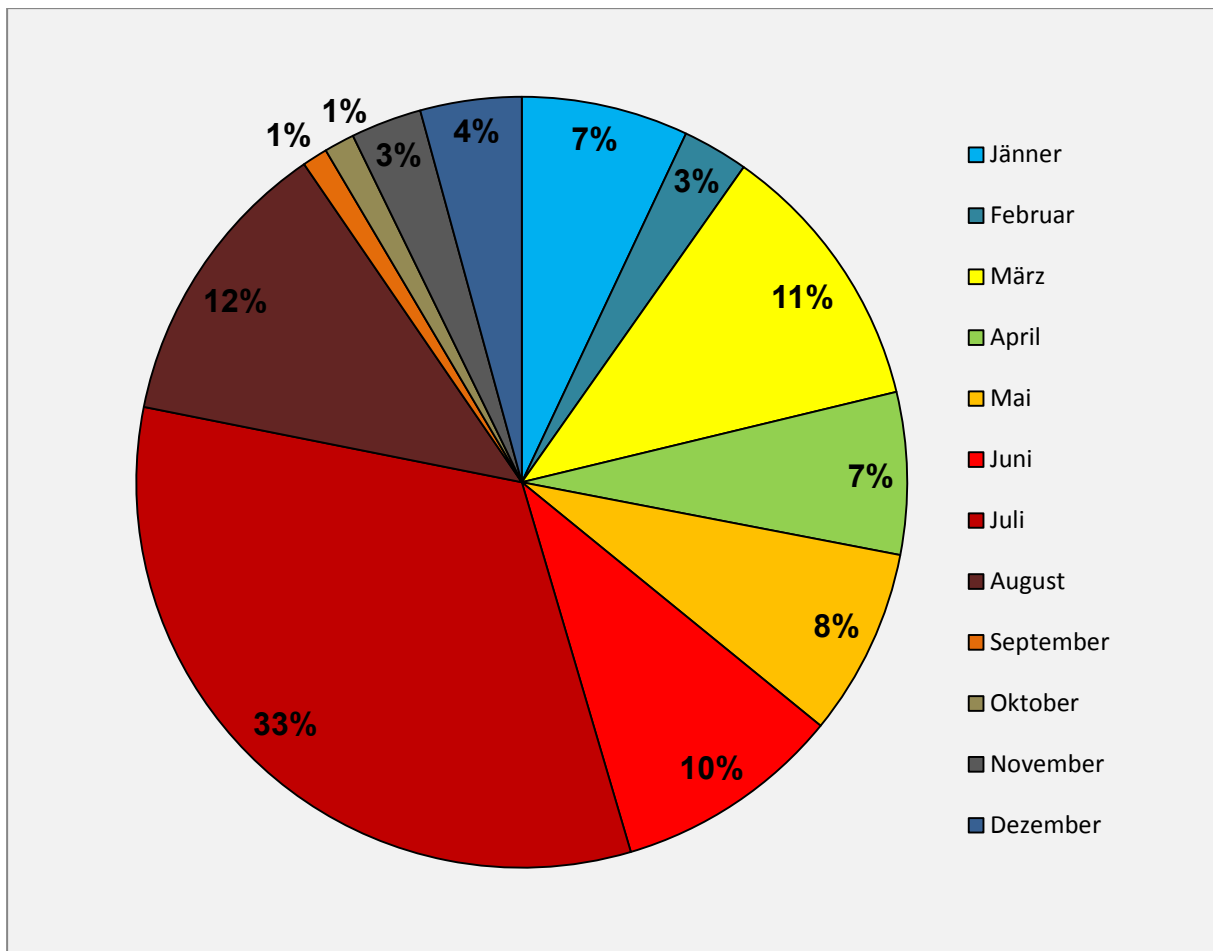


Abbildung 14: prozentuale Verteilung der Rutschungen nach Monaten (Jänner 1971 - August 2009), Datenquelle: Land NÖ, geologischer Dienst 2011

In den Abbildungen 15 und 16 wurden die Rutschungsereignisse nach ihrem jahreszeitlichen Auftreten klassifiziert, wobei die jahreszeitlichen Unterschiede deutlich hervortreten. Den 257 Ereignissen der Sommermonate stehen 123 Ereignisse im Frühling und 66 Ereignisse im Winter gegenüber. Im Herbst konnten 25 Ereignisse verzeichnet werden. Des Weiteren wurden die Säulen im Diagramm nach Unsicherheit und Sicherheit bezüglich des Eintrittsdatums unterteilt. Der Anteil der Rutschungen mit unsicherem Datum ist hierbei ebenfalls in den Sommermonaten am größten. Das liegt zum Teil daran, dass sehr viele Ereignisse, welche im Zuge des Starkregenereignisses zwischen Ende Juni und Anfang Juli 1975 nicht tagesgenau zugewiesen werden konnten. Die jahreszeitliche Unterteilung erfolgte auf Basis der meteorologischen Jahreszeiten.

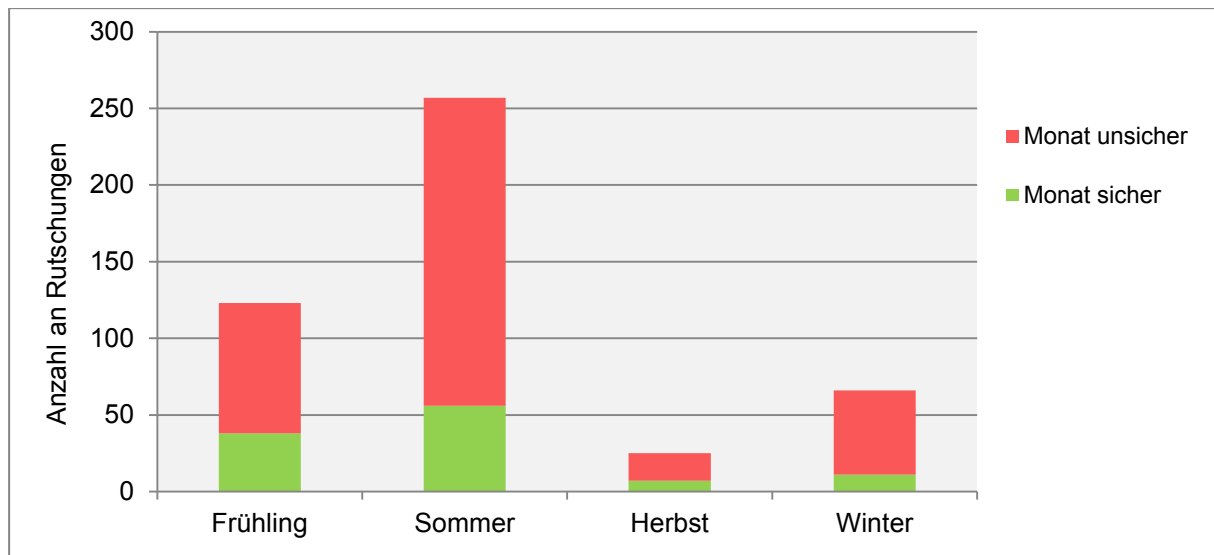


Abbildung 15: jahreszeitliche Verteilung der Rutschungen, (Jänner 1971 - August 2009), Datenquelle: Land NÖ, geologischer Dienst 2011

Die in den Sommermonaten aufgetretenen Rutschungen machen mit einem Anteil von 55 Prozent mehr als die Hälfte aller aufgetretenen Rutschungen aus. Dies steht im deutlichen Kontrast zu den Herbstmonaten, in welchen sich nur 5 Prozent Anteil aller Rutschungen ereigneten. Würden die Rutschungen herausgenommen werden, welche auf das Starkregenereignis zwischen Ende Juni und Anfang Juli zurückgehen, so belief sich der Anteil an Rutschungen der Sommermonate auf nur noch 42 Prozent. Die Sommermonate würden jedoch auch dann noch die meisten Rutschungen aller Jahreszeiten zu verzeichnen haben und diesbezüglich um 7 Prozentpunkte vor den Frühlingsmonaten liegen. Dennoch zeigt das Beispiel vom Juni und Juli 1975, wie sehr Einzelereignisse mit einer relativ hohen Anzahl an aufgezeichneten Rutschungen statistisch ins Gewicht fallen.

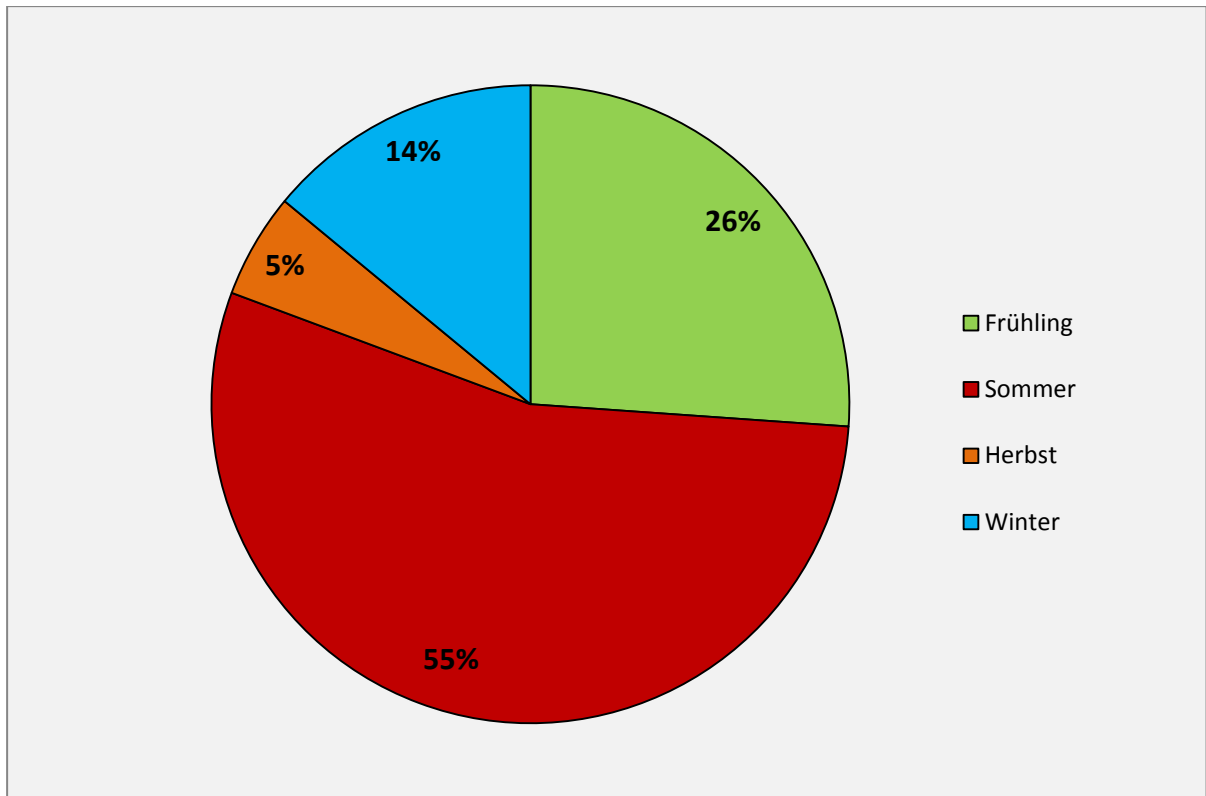


Abbildung 16: prozentuale Verteilung der Rutschungen nach Jahreszeiten (Jänner 1971 - August 2009), Datenquelle: Land NÖ, geologischer Dienst 2011

Die Abbildung 17 zeigt alle dokumentierten Rutschungen zwischen Jänner 1971 und August 2009 im Untersuchungsgebiet, welche den Auswahlkriterien für die statistischen Analysen entsprachen. Die analyserelevante Zeitspanne beginnt im ersten Jänner 1971 und endet mit 31. August 2009. Zwischen dem Jänner 1971 und dem März 1971 sowie im August 2009 traten allerdings keine für diese Arbeit relevanten Rutschungen auf.

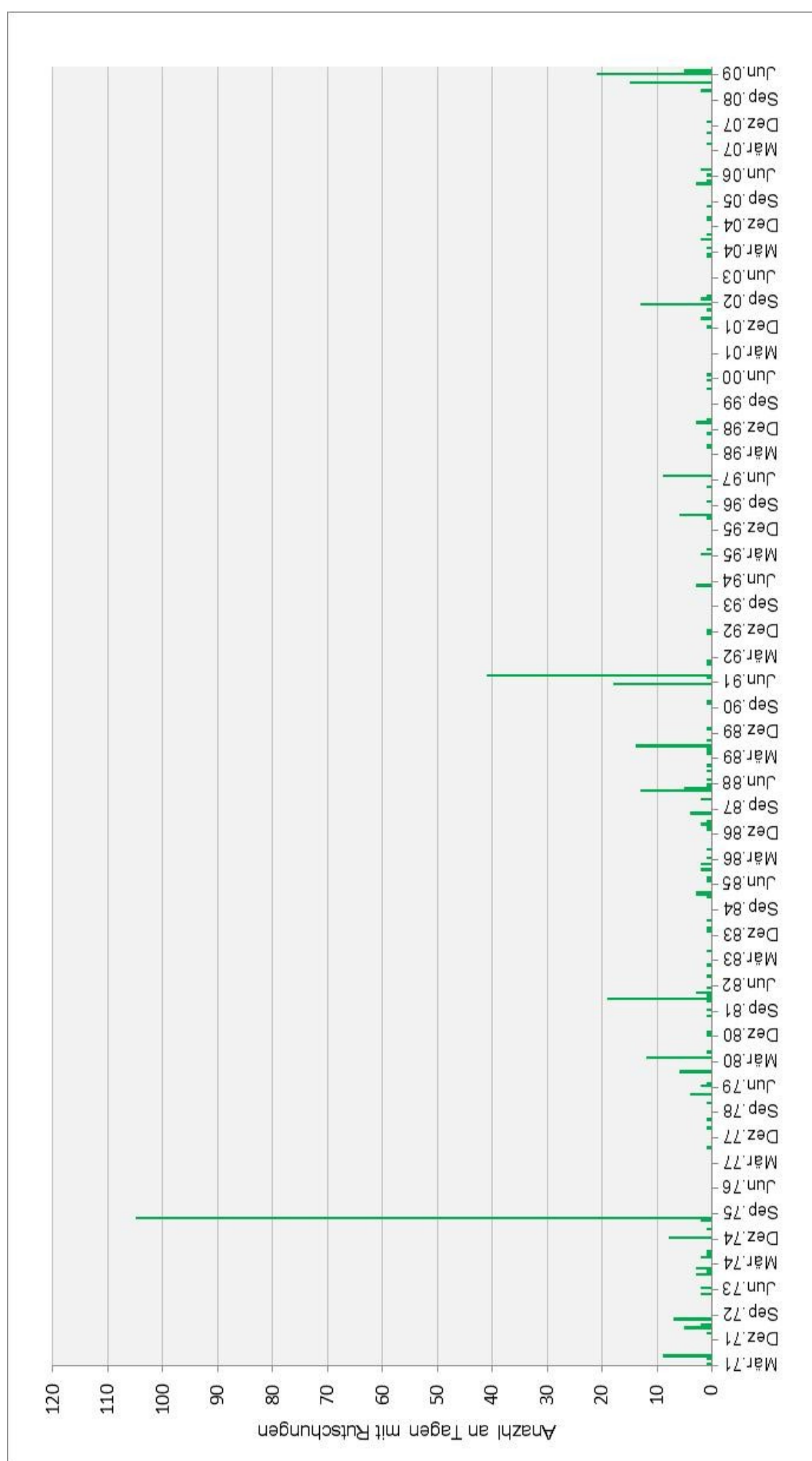


Abbildung 17: Anzahl an Tagen mit Rutschungen pro Monat im Untersuchungsgebiet (Jänner 1971 – August 2009), Datenquelle: Land NÖ, geologischer Dienst 2011

6.2 Modellaufbereitung

Die hier vorgestellten Ergebnisse betreffen die Berechnung des decay Faktors. Die Tabelle 13 zeigt die Pegelmessstellen für die drei Einzugsgebiete welche den Auswahlkriterien entsprachen und die Klimastationen, welche sich im oder in der Nähe (= <3km Entfernung) der Einzugsgebiete befinden.

Tabelle 13: Pegelmessstellen mit zugewiesenen Klimastationen (Datenquelle: Land NÖ, hydrographischer Dienst und MA 45, Stadt Wien)

Pegelmessstelle	Klimastationen
Schliefau	St. Leonhard am Walde
	Steinholz
Klosterneuburg	Wien (Jägerwiese)
	Klosterneuburg
	Kierling
Wöllersdorf	Brand - Laaben
	Schöpf

Ein Beispiel für einen Abflussrückgang zeigt die Abbildung 18. Es handelt sich hierbei um den Hydrographen der Pegelmessstelle Schliefaubach. An eine Gewitterfront gekoppelte Starkniederschläge verursachten einen raschen Abflussanstieg, mit einem darauf folgenden, raschen Abklingen des direkten Abflusses. Im Diagramm ist eine zeitliche Verschiebung zwischen Niederschlag und Hochwasserscheitel ersichtlich. Das kann auch daran liegen, dass der Oberflächenabfluss die Pegelmessstelle zeitverzögert erreicht. Zudem kann es an der Tatsache liegen, dass die Niederschläge zwischen 07:00 und 07:00 gemessen wurden, handelt, wurden die Abflusswerte zwischen 00:00 Uhr und 00:00 Uhr gemessen, und im Anschluss gemittelt. Dieser Umstand führt auch dazu, dass Abflussdaten in die Mittelwertberechnung einbezogen wurden, die sich auf einen Zeitraum bezogen in welchem möglicherweise noch messbarer Niederschlag fiel.

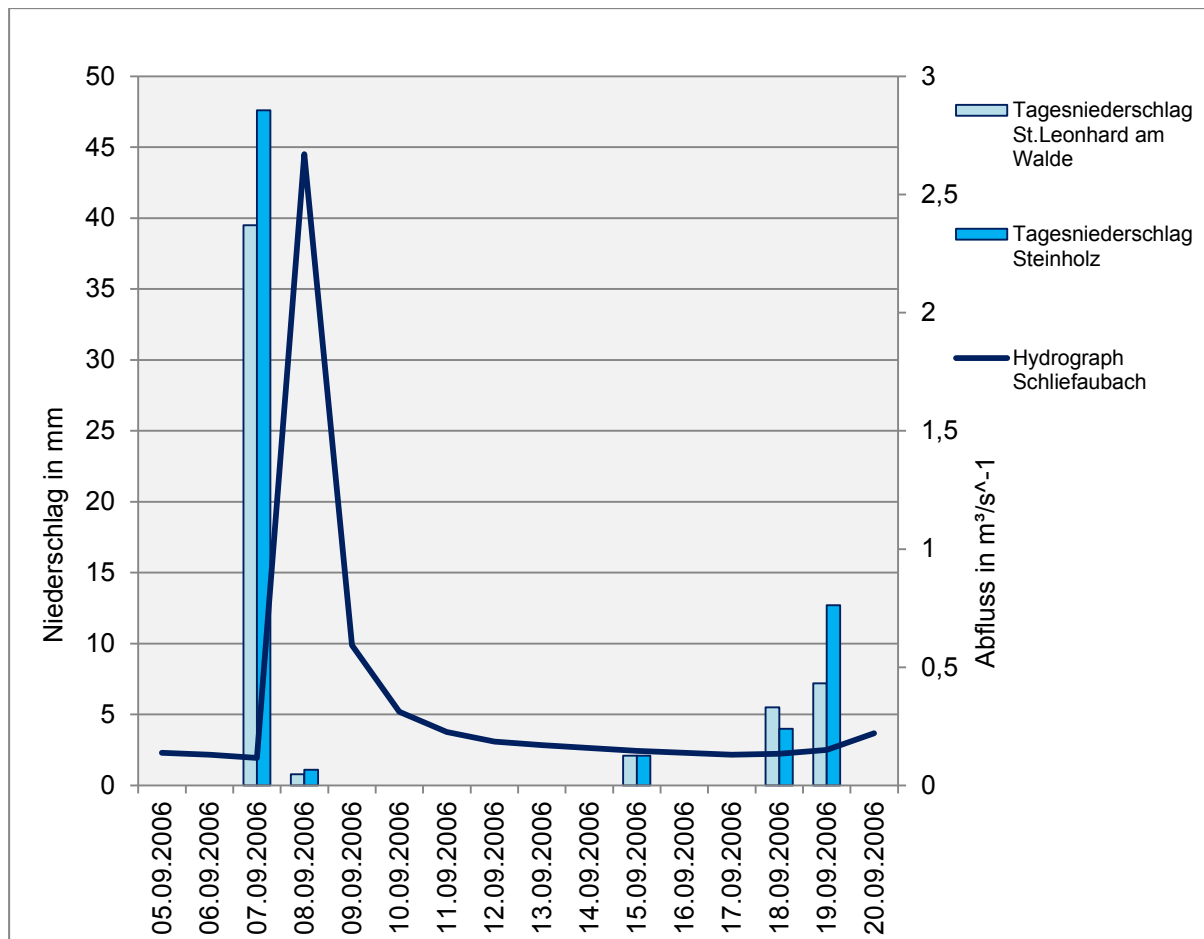


Abbildung 18: Gegenüberstellung von Tagesniederschlägen und Abflussganglinie am Schliefaubach (Datenquelle: Land NÖ, hydrographischer Dienst 2011)

Bei einem Vergleich von verschiedenen Funktionen zeigte sich, dass die Potenzfunktion aufgrund der hohen Werte des Bestimmtheitsmaßes R^2 , die geeignetste Regressionslinie produziert. Sie entspricht am ehesten dem Verlauf des Hydrographen im Falle eines unbeeinflussten Abflussrückganges. Die Abbildung 19 zeigt beispielhaft eine Potenzfunktion, die in den zuvor abgebildeten Abflussrückgang gelegt wurde. Hierbei wird die relativ geringe Abweichung der Punkte von der Kurve deutlich.

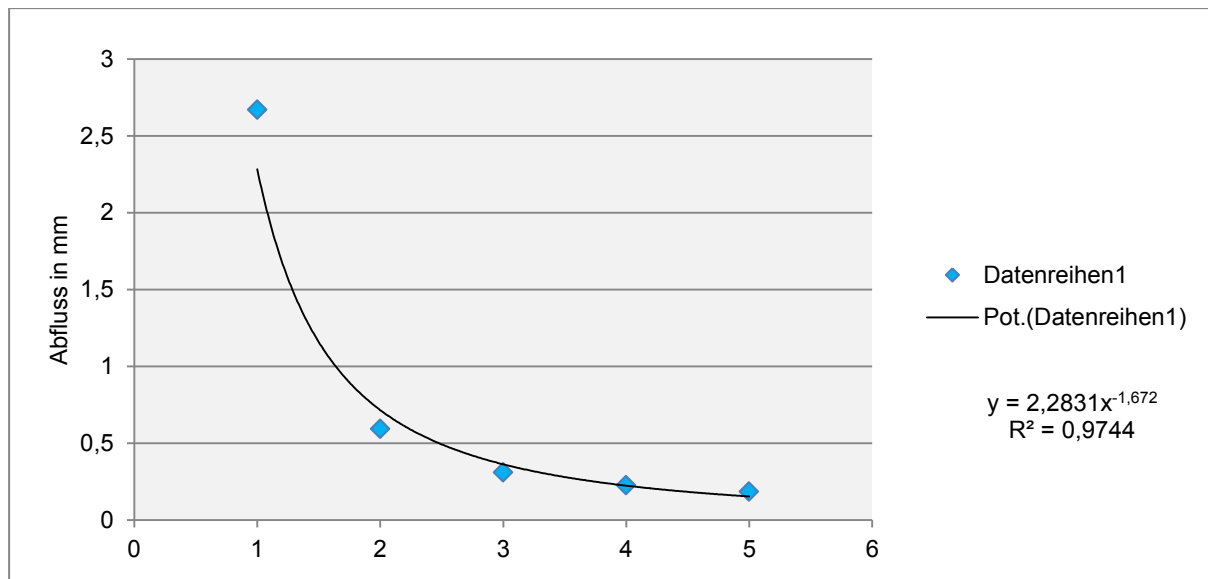


Abbildung 19: Beispiel für einen Abflussrückgang im Vergleich mit einer Potenzkurve (Pegelmessstelle Schließau, 08.09.2006 – 12.09.2006)

Die Tabelle 14 zeigt alle für die Berechnung des decay Faktors herangezogenen Abflussrückgänge. Für jede der drei Pegelmessstellen wurden acht Abflussrückgänge verwendet. Der decay Faktor setzt sich aus dem Mittelwert aller negativen Anstiege der Potenzkurven zusammen und beträgt -1,069625.

Tabelle 14: Abflussrückgänge an den Pegelmessstellen (A) Schliefauf, (B) Wöllersdorf, (C) Klosterneuburg/Praegarten

A	Pegelmessstelle Schliefauf [Schliefaubach]			
	Beginn des Rückgangs	Ende des Rückgangs	Steigung der Geraden	Bestimmtheitsmaß [R ²]
	06.09.1993	09.09.1993	-0,976	0,9982
	04.08.1996	07.08.1996	-1,609	0,9991
	17.12.1998	19.12.1998	-0,558	0,9971
	07.12.2001	10.12.2001	-1,515	1
	23.11.2002	28.11.2002	-0,891	0,9968
	14.09.2003	21.09.2003	-1,131	0,9793
	08.09.2006	12.09.2006	-1,672	0,9744
	23.11.2006	27.11.2006	-0,938	0,9959
B	Pegelmessstelle Wöllersdorf [Hochberggraben]			
	Beginn des Rückgangs	Ende des Rückgangs	Steigung der Geraden	Bestimmtheitsmaß [R ²]
	19.04.1994	23.04.1994	-1,023	0,9939
	19.06.1998	22.06.1998	-1,556	0,9922
	21.05.1999	28.05.1999	-1,807	0,9853
	12.07.1999	19.07.1999	-1,168	0,995
	04.09.1999	07.09.1999	-1,499	0,9865
	14.09.2003	17.09.2003	-1,35	0,9984
	08.09.2006	11.09.2006	-1,276	0,9902
	10.05.2007	14.05.2007	-1,246	0,9953
C	Pegelmessstelle Klosterneuburg/Praegarten [Weidlingbach]			
	Beginn des Rückgangs	Ende des Rückgangs	Steigung der Geraden	Bestimmtheitsmaß [R ²]
	09.08.1985	16.08.1985	-0,741	0,974
	08.05.1985	11.05.1985	-0,426	0,9669
	29.07.1993	08.08.1993	-0,449	0,9619
	24.10.1993	01.11.1993	-0,641	0,9777
	19.04.1994	25.04.1994	-0,487	0,9675
	21.07.1994	29.07.1994	-0,935	0,9644
	12.07.1999	15.07.1999	-0,541	0,989
	25.03.2007	28.03.2007	-1,236	0,9959

Im Fall der Pegelmessstelle Wöllersdorf beträgt der negative Anstieg der Kurve im Durchschnitt -1,365625, für die Messstelle Klosterneuburg/Praegarten -0,682, und für die Messstelle Schliefauf -1,16125. Das Bestimmtheitsmaß liegt für alle 24 Abflussrückgänge bei 0,986, was darauf hinweist, dass die Abflussrückgänge gut durch eine Potenzfunktion vorhergesagt werden können. Je größer die Abweichung der Abflusswerte während des Rückganges von der Potenzfunktion ist, umso stärker nähert sich R² dem Wert 0 an. Würden alle Abflusswerte exakt der Potenzfunktion entsprechen, würde R² den Wert 1 annehmen. Die Standardabweichung des Mittelwertes aller 24 Fälle beträgt 0,420, der mittlere Standardfehler 0,086. Die drei Einzugsgebiete welche zur Berechnung des decay Faktors nötig waren, weisen zwar eine Lage in derselben geologischen Einheit, aber unterschiedliche Abflusseigenschaften auf. Die Standardabweichung des Mittelwertes für die 24 Abflussrückgänge dann ab, wenn die Einzugsgebiete jeweils für sich betrachtet werden.

So beträgt die Standardabweichung des Mittelwertes für Wöllersdorf 0,247, für Schließau 0,398 und für Klosterneuburg/Praegarten 0,281.

6.3 Zusammenhang zwischen Rutschungen und Niederschlagshöhe

Die Kontingenztabelle (Tabelle 15) zeigt das Verhältnis zwischen der täglichen maximalen Niederschlagshöhe im Untersuchungsgebiet und der Anzahl an Tagen mit und ohne Rutschungen. 87,8% der Niederschlagstage mit über 30mm fanden an Tagen ohne Rutschungen statt, der Rest an Tagen mit Rutschungen. Allerdings wurden 50,3% der Tage mit Rutschungen der höchsten Niederschlagsklasse zugewiesen, während nur 4,3% der Tage ohne Rutschungen täglichen maximalen Niederschlägen über 30mm zugeteilt wurden. Diese Verhältnisse kehren sich in der niedrigsten Niederschlagsklasse um.

Tabelle 15: Kontingenztabelle für den Zusammenhang zwischen Tagen mit Rutschungen und täglichem maximalen Niederschlag

			Tag mit Rutschung		Total
			nein	ja	
tägl.max. Niederschlag (mm)	>30mm	Count	592	82	674
		% within Niederschlagshoehe	87,8%	12,2%	100,0%
		% within ja_nein	4,3%	50,3%	4,8%
	>20mm-30mm	Count	760	33	793
		% within Niederschlagshoehe	95,8%	4,2%	100,0%
		% within ja_nein	5,5%	20,2%	5,6%
	>10mm-20mm	Count	2017	14	2031
		% within Niederschlagshoehe	99,3%	,7%	100,0%
		% within ja_nein	14,5%	8,6%	14,4%
	bis10mm	Count	10539	34	10573
		% within Niederschlagshoehe	99,7%	,3%	100,0%
		% within ja_nein	75,8%	20,9%	75,1%
Total	Count	13908	163	14071	
	% within Niederschlagshoehe	98,8%	1,2%	100,0%	
	% within ja_nein	100,0%	100,0%	100,0%	

Die Tabelle 16 zeigt die Ergebnisse des Chi – Quadrat Tests nach Pearson und auch dass die Nullhypothese verworfen werden muss. Zwischen den Tagen mit Rutschungen und der Höhe des Antecedent Daily Rainfall Index für 10 Tage besteht mit einer Wahrscheinlichkeit von über 99,9% ein Zusammenhang.

Tabelle 16: Chi – Quadrat Test nach Pearson

	Value	df	Asy mp. Sig. (2-sided)
Pearson Chi-Square	844,299	3	,000
Likelihood Ratio	378,494	3	,000
Linear-by-Linear Association	658,702	1	,000
N of Valid Cases	14071		

Die Tabelle 17 zeigt das Assoziationsmaß Cramer's V. Der Wert von 0,245 verweist auf einen schwachen Zusammenhang zwischen Tagen mit Rutschungen und der Höhe der täglichen maximalen Niederschläge im Untersuchungsgebiet.

Tabelle 17: Assoziationsmaß Cramer's V

	Value	Approx. Sig.
Nominal by Nominal Cramer's V	,245	,000
N of Valid Cases	14071	

Die Kontingenztabelle (Tabelle 18) zeigt das Verhältnis zwischen dem Antecedent Daily Rainfall Index für 10 Tage und der Anzahl an Tagen mit und ohne Rutschung. Wie beim täglichen maximalen Niederschlag fallen auch beim ADRI verhältnismäßig viele Tage mit Rutschungen der höchsten Niederschlagsklasse zusammen (>60mm). Umgekehrt finden sich in der niedrigsten Klasse des ADRI auch die wenigsten Rutschungstage.

Tabelle 18: Kontingenztabelle zur Veranschaulichung des Zusammenhangs zwischen Tagen mit Rutschungen und dem Antecedent Daily Rainfall Index für 10 Tage

			Tag mit Rutschung		Total
			nein	ja	
ADRI in mm (10 Tage)	>60mm	Count	440	77	517
		% within v oran (10)	85,1%	14,9%	100,0%
		% within ja_nein	3,2%	47,2%	3,7%
	>40mm-60mm	Count	1033	41	1074
		% within v oran (10)	96,2%	3,8%	100,0%
		% within ja_nein	7,4%	25,2%	7,6%
	>20mm-40mm	Count	3927	22	3949
		% within v oran (10)	99,4%	,6%	100,0%
		% within ja_nein	28,2%	13,5%	28,1%
	bis20mm	Count	8508	23	8531
		% within v oran (10)	99,7%	,3%	100,0%
		% within ja_nein	61,2%	14,1%	60,6%
Total	Count	13908	163	14071	
	% within v oran (10)	98,8%	1,2%	100,0%	
	% within ja_nein	100,0%	100,0%	100,0%	

Die Tabelle 19 zeigt den zweiten Chi – Quadrat Test und dass die Nullhypothese abermals verworfen werden muss. Zwischen den Tagen mit Rutschungen und der Höhe des Antecedent Daily Rainfall Index für 10 Tage besteht mit einer Wahrscheinlichkeit von über 99,9% ein Zusammenhang.

Tabelle 19: Chi – Quadrat Test nach Pearson

	Value	df	Asymp. Sig. (2-sided)
Pearson Chi-Square	989,494	3	,000
Likelihood Ratio	403,774	3	,000
Linear-by-Linear Association	606,596	1	,000
N of Valid Cases	14071		

Die Tabelle 20 zeigt das Assoziationsmaß Cramer's V. Der Wert von 0,265 verweist auf einen schwachen Zusammenhang zwischen Tagen mit Rutschungen und dem Antecedent Daily Rainfall Index für 10 Tage. Der Zusammenhang der Rutschungstage mit der Höhe des ADRI wird somit als geringfügig stärker ausgewiesen als jener mit dem täglichen maximalen Niederschlag.

Tabelle 20: Assoziationsmaß Cramer's V

	Value	Approx. Sig.
Nominal by Nominal Cramer's V	,265	,000
N of Valid Cases	14071	

6.4 Antecedent Daily Rainfall Modell

Die Abbildung 20 zeigt die Ergebnisse des ADRM für den gesamten Untersuchungszeitraum vom 01.01.1971 bis zum 31.08.2009. Während die orangen Punkte die 96 Tage mit Rutschungen mit nicht sicherem Datum anzeigen, sind die 67 Tage mit Rutschungen mit sicherem Datum als rote Punkte eingezeichnet. Hierbei wurde der für das Untersuchungsgebiet berechnete decay Faktor von -1,069625 verwendet. In das Modell wurden 10 Tage mit vorangegangenen Niederschlag einbezogen.

Der Anstieg der Schwellenwertlinien ist negativ ($k = -0,09$). Der Einfluss des vorangegangenen Niederschlages ist mit einem p-Wert von 0,59 statistisch nicht mehr signifikant. Den Modellergebnissen zufolge wird bei einer Tagesniederschlagsmenge von 156,46mm mit einer Wahrscheinlichkeit von $p = 0,99$ eine Rutschung ausgelöst. In diesem Fall müsste kein zusätzlicher vorangegangener Niederschlag aufgetreten sein. Für den Fall, dass kein modellrelevanter auslösender Niederschlag vorhanden ist, wäre ein Antecedent Daily Rainfall Index von 1721,02 mm vonnöten, um einen Rutschungstag mit einer Wahrscheinlichkeit von $p = 0,99$ zu verursachen. Oberhalb der Schwellenwertlinie, welche durch eine Wahrscheinlichkeit von $p = 0,99$ definiert ist, gibt es keinen Tag dem keine Rutschung zugewiesen wurde. Der weitaus größte Teil der Rutschungen trat aber unterhalb der Schwellenwertlinie von $p = 0,1$ auf. Dies ist deshalb der Fall, da unterhalb dieser Linie auch die meisten Tage ohne Rutschungen liegen und sich somit die Niederschlagsparameter an Tagen mit Rutschungen nur relativ wenig von denen an Tagen ohne Rutschungen unterscheiden.

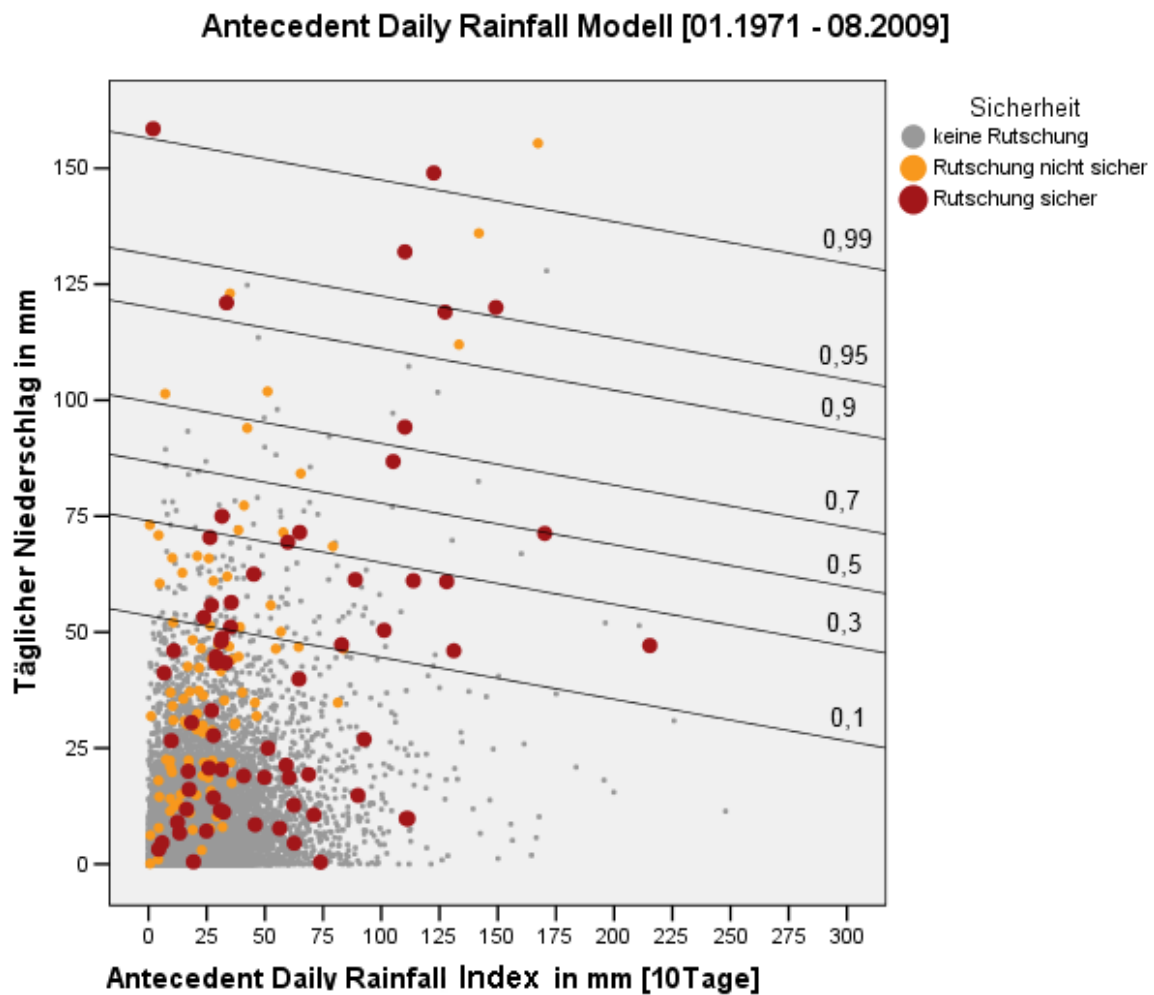


Abbildung 20: Antecedent Daily Rainfall Modell, (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009, decay Faktor = -1,069625, ADRI = 10 Tage)

Seitens des geologischen Dienstes des Landes Niederösterreich wurde angegeben, dass in geologischen Gutachten, welche nach dem Hochwasserereignis vom August 2002 erstellt wurden, bezüglich der Genauigkeit der Dokumentation des Ereignisdatums eine größere Beachtung geschenkt wurde. Des Weiteren wurde angemerkt, dass vor allem in älteren Gutachten oft stark verzögerte Schadensaufnahmen beinhalten. Dies bedeutet, dass die Zuweisung des Ereignisdatums zu einem Ereignis teilweise erst Monate nach dem Ereignis erfolgte, was dementsprechende Unsicherheitsfaktoren nach sich zog.

Im Zuge der Datenaufarbeitung für diese Arbeit konnte jedoch festgestellt werden, dass auch in älteren Gutachten, oft eine genaue Datumszuweisung erfolgte. Inwieweit ein genau angegebenes Datum jedoch auch wirklich dem tatsächlichen Ereignistermin entspricht, ist nicht rekonstruierbar.

Bei einem Vergleich der Tage mit Rutschungen, welche vor dem Auftreten der Starkniederschläge zwischen Anfang bis Mitte 2002 stattgefunden haben, mit jenen die danach verzeichnet wurden, konnte bezüglich des Ereignisdatums keine Steigerung des Sicherheitsfaktors festgestellt werden.

Während zwischen dem 01.01.1971 und dem 31.01.2002 auf 53 sichere Tage mit Rutschungen 74 unsichere kommen, liegt das Verhältnis zwischen unsicheren und sicheren Tagen mit Rutschungen für die Zeitspanne zwischen dem 01.09.2002 und dem 31.08.2009 bei 14:22. Somit finden sich relativ betrachtet etwas mehr unsichere Tage mit Rutschungen in den neueren Daten.

Die Vergleiche bezüglich der genannten Zeiträume finden sich in Abbildung 21. Im Fall der Gegenüberstellung der Schwellenwerte zeigt sich, dass selbige für den Zeitraum nach dem August 2002 deutlich höher liegen, als für den Zeitraum davor (siehe auch Tabelle 21). So wären bei alleiniger Betrachtung der jüngeren Zeitreihe für den Schwellenwert von $p = 0,99$, bei gleichzeitigem Fehlen von vorangegangenen Niederschlag knapp über 52mm zusätzlich an täglichem maximalem Tagesniederschlag vonnöten. Für die Erreichung desselben Schwellenwertes ohne täglichen maximalen Niederschlag wäre eine Steigerung des ADRI um etwa 168mm erforderlich.

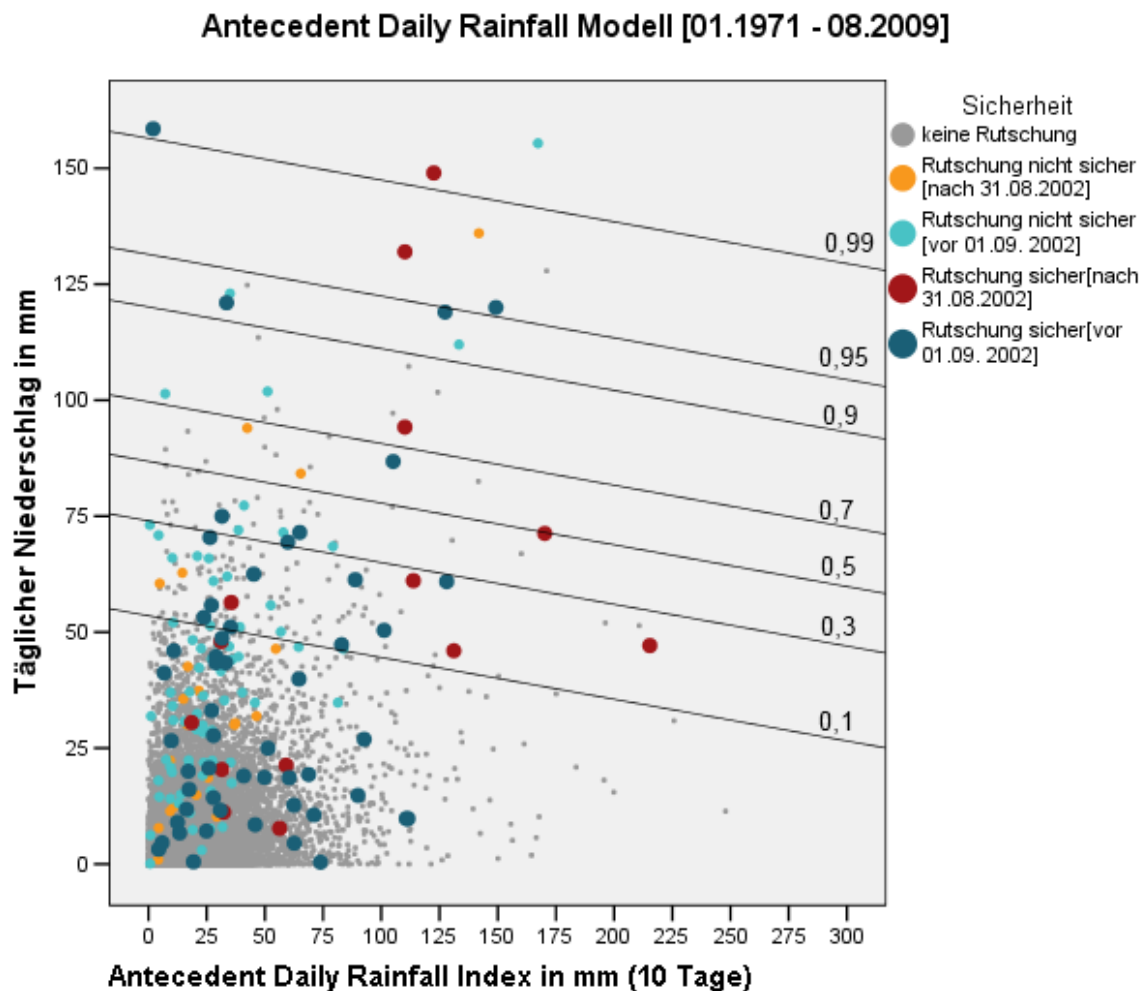


Abbildung 21: Antecedent Daily Rainfall Modell unterteilt nach den Zeiträumen vor und nach dem September 2002 (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009, decay Faktor = -1,069625, ADRI = 10 Tage)

Insgesamt zeigt sich, dass ein großer Teil der Rutschungen auch im Falle sehr geringer täglicher Maximalniederschläge bei ebenfalls sehr geringem vorangegangenen Niederschlag auftrat. Die Ursache kann daran liegen, dass Rutschungen im Winter nicht zwingend direkte Vorbefeuchtung durch flüssige Niederschläge oder ein auslösendes Starkniederschlagsereignis benötigen. In den Wintermonaten oder den Übergangsjahreszeiten kann es durch teilweises oder gänzlich Abschmelzen der Schneedecke zu einem großen Wasserangebot im Boden kommen um Rutschungen auszulösen.

Um hierfür einen direkten Vergleich zwischen herstellen zu können, wurden zwei Diagramme erstellt, wobei eines die Monate April bis Oktober umfasst (Abbildung 22), das andere die Monate November bis März (Abbildung 23).

Nach einer überblicksmäßigen Sichtung von Schneedeckendaten des hydrographischen Dienstes des Landes Niederösterreich (Datenquelle: http://gis.lebensministerium.at/eHYD/frames/index.php?&145=true&gui_id=eHYD), für das Untersuchungsgebiet wurden die Herbst, Winter - und Frühlingsmonate von November bis März als relevant bezüglich Schneeeauflage und Abschmelzprozesse erachtet. Die Böden können im April vor allem zu Monatsbeginn noch von Schmelzprozessen im März beeinflusst sein. Da im April selbst im größten Teil des Untersuchungsgebietes aber nur verhältnismäßig selten relevante Schneefälle verzeichnet werden, wurde dieser Monat nicht mehr zu den von Schneefällen beeinflussten Monaten gezählt.

Im Gegensatz zur Abbildung 22 finden sich in Abbildung 23 deutlich weniger Tage mit Rutschungen, welche an hohe Werte bezüglich täglichem Niederschlag und vorangegangenen Niederschlag gebunden sind. In einem Fall wurde bei einem täglichen maximalen Tagesniederschlag von 0,4mm eine Rutschung ausgelöst, wobei der ADRI bei 73,89mm lag. Vier Rutschungen wurden Niederschläge von unter 10mm zugewiesen, wobei der ADRI unter 50mm lag. Der Anstieg der Schwellenwertlinien liegt bei $k = -0,11$. Der Einfluss des vorangegangenen Niederschlag ist mit $p = 0,044$ signifikant.

Es zeigt sich allerdings, dass einerseits in den wärmeren Monaten die höchsten Niederschlagssummen verzeichnet wurden. Gleichzeitig traten auch die Tage mit Rutschungen, welche an die höchsten gemessenen täglichen Niederschlagsmengen gekoppelt sind, in den wärmeren Monaten auf. Hierbei muss allerdings beachtet werden, dass der Datensatz für die wärmeren Monate anders als bei der für die kälteren Monate, nicht sechs sondern sieben Monate beinhaltet und somit bereits jahreszeitenunabhängig eine geringfügig höhere Chance für die Beinhaltung hoher Niederschlagswerte aufweist.

Der höchste Niederschlag, der an einer Station zwischen 07:00 und 07:00 verzeichnet werden konnte, und gleichzeitig auch an ein Rutschungsereignis gekoppelt ist, betrug 158,8mm. Dieser Wert wurde nicht im generell feuchteren Südwesten des Untersuchungsgebietes, sondern im Flyschwienerwald (Station Klausenleopoldsdorf) gemessen. Es handelte sich um regional begrenzte, mit Gewittern verbundene konvektive Starkniederschläge welche im Zuge eines Höhentiefs auftraten. Dieses führte feuchte Mittelmeerluft nach Ostösterreich (GODINA et al. 2004, 8). Eine markante Vorbefeuchtung war diesem Extremereignis nicht vorausgegangen.

Der höchste Niederschlagswert, welcher einer Rutschung zugewiesen wurde, betrug 77,3mm und beträgt somit in etwa der Hälfte dessen, was im Sommer den Maximalwert bei einer Rutschungsauslösung darstellt.

Des Weiteren traten aber Niederschläge mit noch etwas höheren Werten auf, welchen kein Rutschungsereignis zugewiesen werden konnte. Auch zeigt sich eine relativ große Zahl an Rutschungen welche mit sehr geringen tägliche Maximalniederschlägen und ebenfalls geringen vorangegangene Niederschläge verbunden sind. Erwähnenswert ist auch die stärkere Gewichtung des vorangegangenen Niederschlages im Verhältnis zu der Modellrechnung für die wärmeren Monate, oder im Verhältnis zu derjenigen für alle Monate. Während im Fall der wärmeren Monate das Signifikanzniveau bei $p = 0,021$ liegt und der Einfluss des vorangegangenen Niederschlages somit statistisch signifikant ist, so liegt das Signifikanzniveau bei den wärmeren Monaten nur bei $p = 0,044$. Der Anstieg der Schwellenwertlinien beträgt im Fall der Monate zwischen März und November $k = -0,18$ ist somit steiler abfallend als im Fall der Monate ohne nennenswerte Schneedecke. Das wiederum bedeutet, dass die vorangegangenen Niederschläge im Vergleich betrachtet für die Auslösung von Rutschungen niedriger sein können.

Während für die schneearmen Monate noch über 16 Rutschungen oberhalb der Wahrscheinlichkeitslinie von $P = 0.5$ liegen, wurden in den Monaten mit hoher Schneedeckenwahrscheinlichkeit nur 5 Ereignisse verzeichnet. Bei den kälteren Monaten fand im Gegensatz zu den wärmeren Monaten kein Rutschungsereignis über der Schwellenwertlinie von $p = 0,99$ statt. Niederschlagswerte welche also mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit zu Rutschungen führen, werden in den kälteren Monaten seltener erreicht.

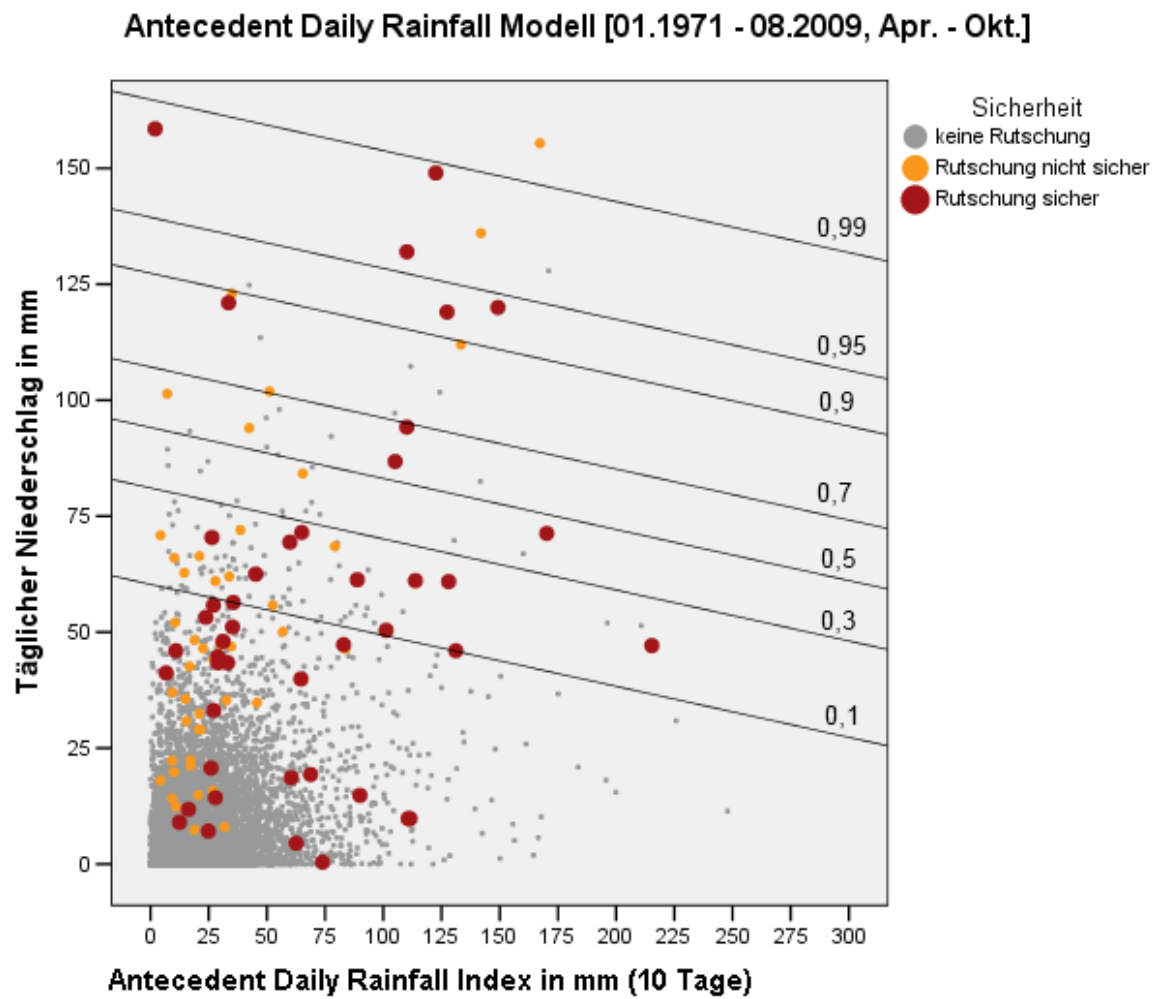


Abbildung 22: Antecedent Daily Rainfall Modell für die Monate April bis Oktober (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009, decay Faktor = -1,069625, ADRI = 10 Tage)

Antecedent Daily Rainfall Modell [01.1971 - 08.2009, Nov. - März]

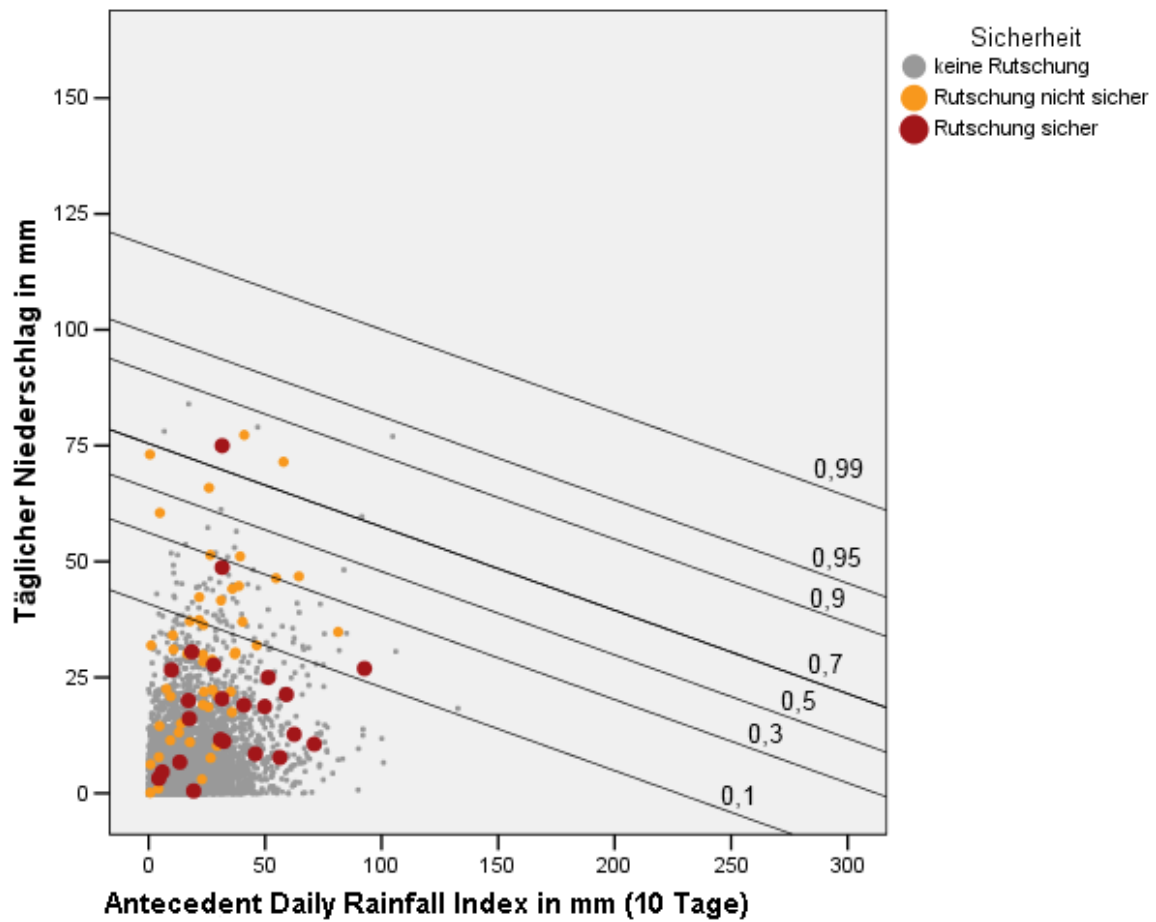


Abbildung 23: Antecedent Daily Rainfall Modell für die Monate November bis März (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009, decay Faktor = -1,069625, ADRI = 10 Tage)

6.5 Modellsensibilität

Die Modellergebnisse sind sowohl von den vorangegangenen Niederschlägen, als auch vom decay Faktor stark abhängig. Insofern ist es bedeutsam herauszufinden, inwiefern sich die Modellergebnisse bzw. die Niederschlagsschwellenwerte verändern, wenn es zu einer Veränderung einer dieser Faktoren kommt. Auch die selektive Entnahme von Daten kann Indizien dafür liefern, ob ein Modell plausible Ergebnisse liefert.

6.5.1 Dauer des vorangegangenen Niederschlages

Die Wahl der Länge der Zeitspanne in der es zu Niederschlägen vor einem Rutschungsereignis gekommen ist, kann sich entscheidend auf die Qualität der Modellergebnisse auswirken. Die Gegenüberstellung der Modellergebnisse (Abbildung 24), in denen eine Periode mit vorangegangenem Niederschlag von 10 Tagen berücksichtigt wurde und denen mit einer Vorregenperiode von 20 Tagen zeigt, dass eine Verdoppelung der einbezogenen Vorregenzeit keine wesentliche Veränderung der Modellergebnisse mit sich bringt. Im Unterschied zum Modell mit 10 Tagen berücksichtigten vorangegangenen Niederschlag ist im Fall des Modells mit 20 Tagen der Einfluss des vorangegangenen Niederschlag knapp signifikant mit $p = 0,049$. Die Steigung der Schwellenwertlinien im Modell ist mit $k = -0,09$ mit jener des 20-Tage-Modells identisch.

Die Ursache für die dennoch nur geringe Änderung gegenüber dem 10Tages Modell liegt in der Gewichtung der vorangegangenen Niederschlagstage in der Modellfunktion. Niederschläge die weiter als 10 Tage zurückliegen, fallen trotz hoher Ergiebigkeit aufgrund des relativ kleinen decay Faktors verhältnismäßig gering ins Gewicht. Die vorangegangenen Niederschläge müssen im Falle von 20 berücksichtigten Tagen für die Auslösung der Schwellenwerte etwas höher sein als im Fall des Modellergebnisses für 10 Tage.

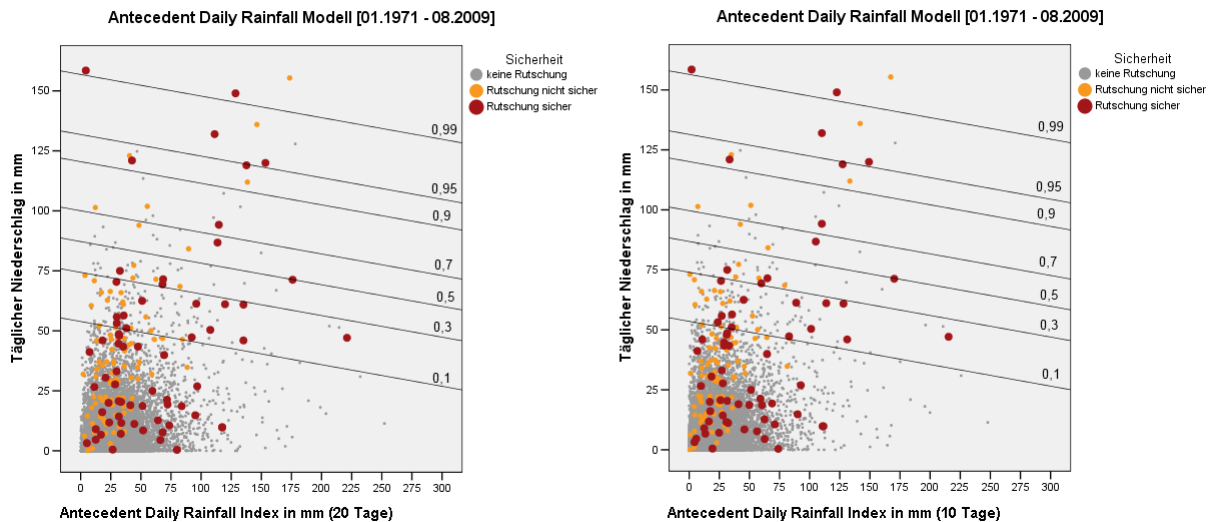


Abbildung 24: Antecedent Daily Rainfall Modell (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009), Modellvergleich mit ADRI für 20 Tage (links) und ADRI für 10 Tage (rechts), decay Faktor = -1,069625.

Die Abbildung 25 zeigt eine Gegenüberstellung der Modellergebnisse, basierend auf einem vorangegangenen Niederschlag von jeweils fünf und zehn Tagen. Im Falle des Modells mit 5 Tagen liegen die Schwellenwerte etwas niedriger als im Modell für 10 Tage. Die Änderungen in Richtung einer Senkung der Schwellenwerte betreffen hierbei die ADRI – Werte, und die Werte der maximalen Tagesniederschläge gleichermaßen. Aufgrund dieser Tatsache bleiben im 5-Tages Modell die Schwellenwertlinien gleich steil wie im Modell für 10 oder 20 Tage. Der Einfluss des vorangegangenen Niederschlages wird mit $p = 0,06$ geringer gewichtet als im 10 – und 20 Tagesmodell.

Des Weiteren ergeben die Berechnungen im auf fünf Tage basierenden Modell geringere ADRI – Werte für jeden Datenpunkt. Diese Tatsache liegt in der kürzeren Zeitspanne in welcher der vorangegangene Niederschlag Einfluss nehmen könnte, begründet. Wird der berücksichtigte Zeitraum mit vorangegangenen Niederschlag auf zwei Tage verkürzt (Abbildung 26), so verliert der vorangegangene Niederschlag weiter seine Bedeutung als Einflussparameter ($p = 0,131$). Der Anstieg der Schwellenwertlinien bleibt annähernd gleich. Die für die Erreichung der Schwellenwerte benötigten Niederschläge verringern sich etwas. Die Signifikanz bezüglich des Einflusses des täglichen maximalen Niederschlages bleibt auf höchstem Niveau.

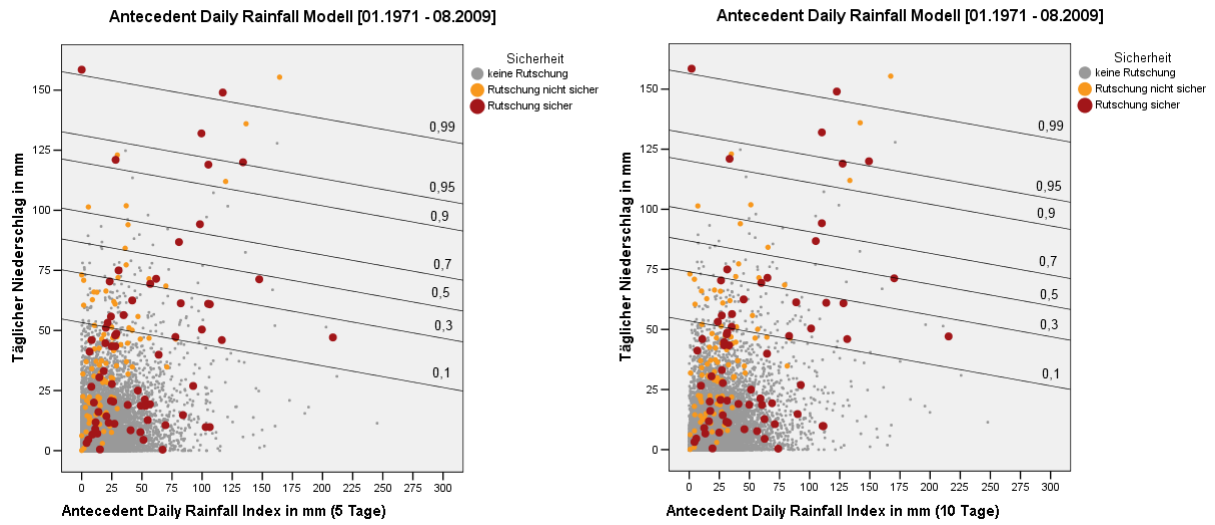


Abbildung 25: Antecedent Daily Rainfall Modell (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009), Modellvergleich mit ADRI für 5Tage (links) und ADRI für 10Tage (rechts), decay Faktor = - 1,069625.

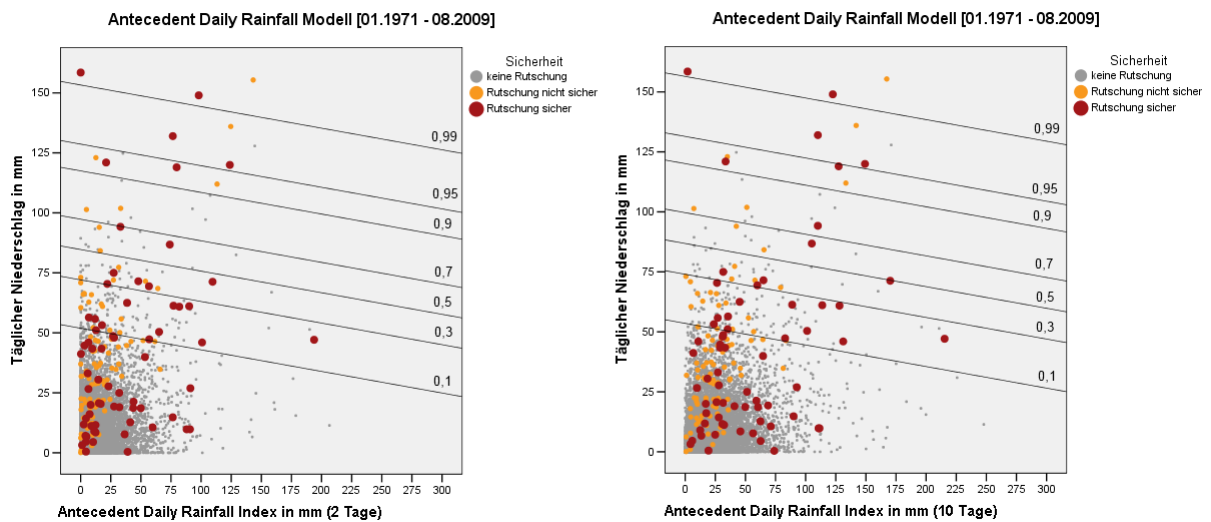


Abbildung 26: Antecedent Daily Rainfall Modell (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009), Modellvergleich mit ADRI für 2Tage (links) und ADRI für 10Tage (rechts), decay Faktor = - 1,069625.

6.5.2 Veränderung des decay Faktors

Speziell der decay Faktor ist aufgrund seiner indirekten und stark reduzierten Berechnung ein heikler Parameter. Über den decay Faktor wird die Relevanz des vorangegangenen Niederschlages für die Auslösung von gravitativen Massenbewegungen definiert. Somit wird auch die Höhe des ADRI bestimmt, was eine Kenntnis über die Änderung der Modellergebnisse, im Fall einer Änderung des decay Faktors sehr bedeutsam macht.

Wird der decay Faktor von den ursprünglichen -1,069625 auf -2 verkleinert (Abbildung 27), so sinken die ADRI - Werte, da ein kleinerer decay Faktor auf eine schnellere Bodenentwässerung hindeutet.

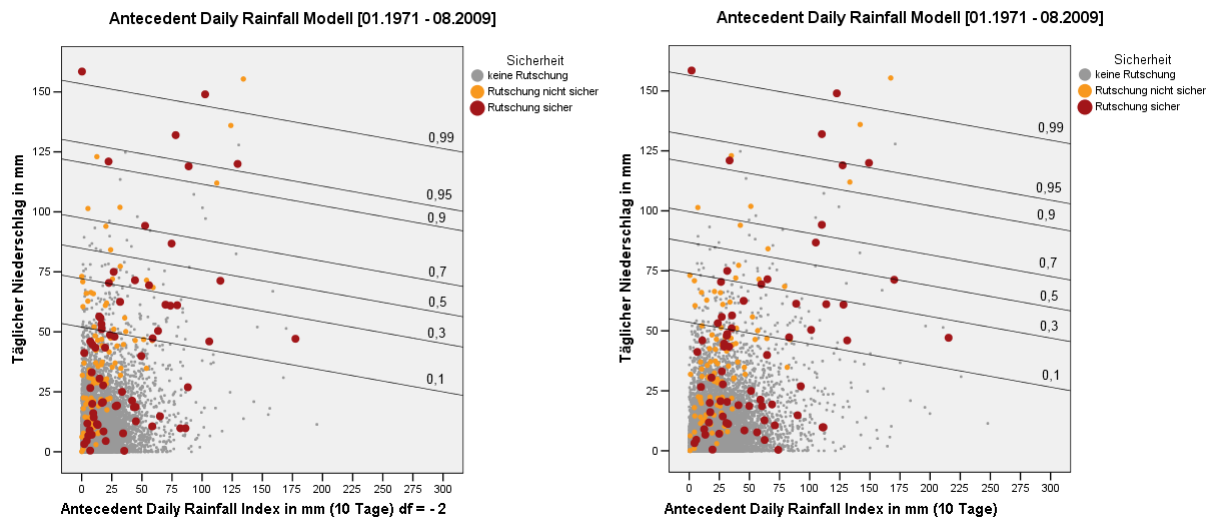


Abbildung 27: Antecedent Daily Rainfall Modell (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009), Modellvergleich mit decay Faktor = -2 (links) und decay Faktor = -1,069625 (rechts), ADRI = 10 Tage.

Wird der decay Faktor auf -3 (Abbildung 28) gesenkt, so verstärkt sich der Effekt, was die absinkenden ADRI Werte betrifft. So müsste im Falle eines decay Faktors von -3 der ADRI einen Wert von 2050,82 mm annehmen, um gänzlich ohne zusätzlichen täglichen Maximalniederschlag am Ereignistag mit einer Wahrscheinlichkeit von $p=0,99$ eine Rutschung auszulösen. Der Niederschlag am Ereignistag müsste hingegen nur noch 153,05mm betragen, um ohne vorangegangenen Niederschlägen den Schwellenwert von $P = 0,99$ zu erreichen.

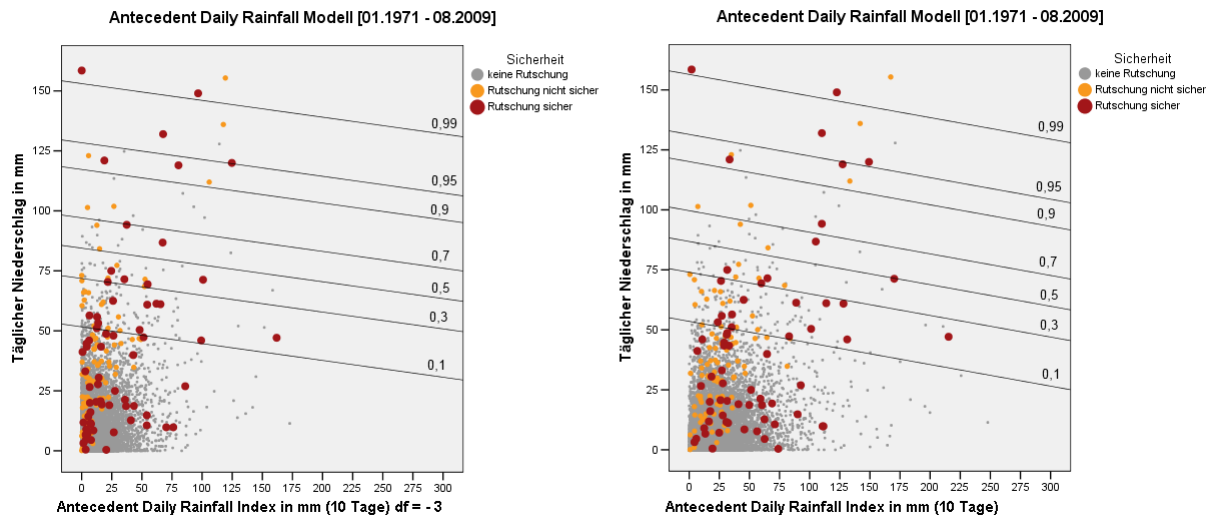


Abbildung 28: Antecedent Daily Rainfall Modell (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009), Modellvergleich mit decay Faktor = -3 (links) und decay Faktor = -1,069625 (rechts), ADRI = 10 Tage.

Wird der decay Faktor auf -0,5 angehoben (Abbildung 29), stellt sich bezüglich des ADRI anders als beim Absenken des decay Faktors eine Steigerung der Werte ein, wobei im Untersuchungszeitraum Werte über 300mm erreicht werden. Das liegt darin begründet, dass aufgrund des implizierten, langsamen Abflussrückganges Tage mit vorangegangenen Niederschlag, welche schon länger zurückliegen, stärker gewichtet werden. Um mit einer Wahrscheinlichkeit von $p = 0,99$ eine Rutschung auszulösen müsste der vorangegangene Niederschlag ohne Niederschlag am Ereignistag 2588,78 mm betragen. Dies ist der höchste Wert für den vorangegangenen Niederschlag sämtlicher vorgestellten Modellergebnisse. Der maximale Tagesniederschlag, welcher ohne gleichzeitiges Vorhandensein von vorangegangenen Niederschlag zum Erreichen der Schwellenwertlinie $P = 0,99$ benötigt wird, weist mit 149,53mm keine bedeutende Abweichung von den anderen Modellrechnungen auf.

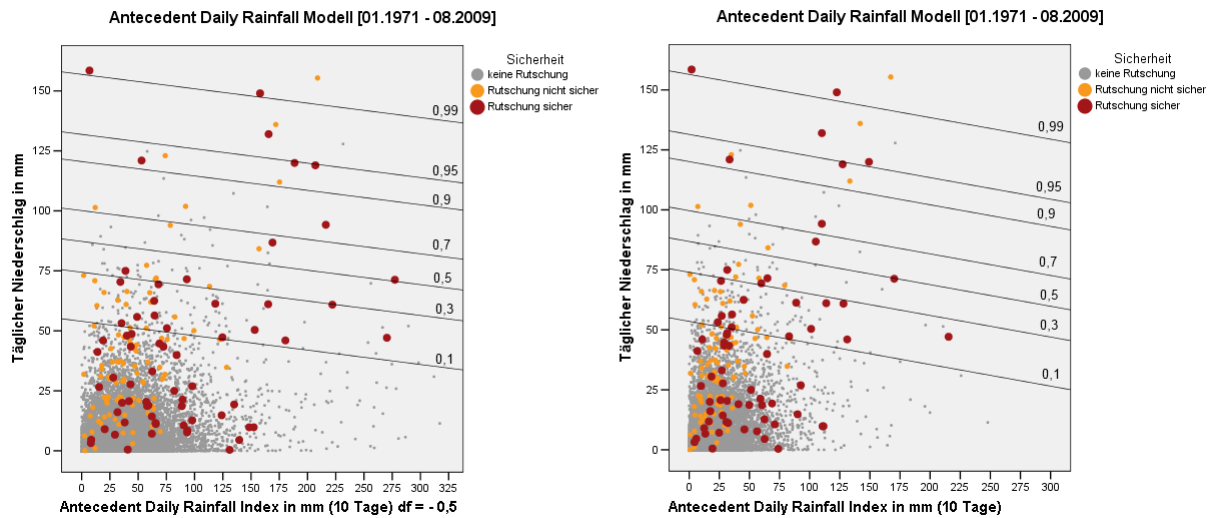


Abbildung 29: Antecedent Daily Rainfall Modell (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009), Modellvergleich mit decay Faktor = -0,5 (links) und decay Faktor = -1,069625 (rechts), ADRI = 10 Tage.

In der Tabelle 21 sind die für die Einzeichnung der Schwellenwertlinien relevanten Werte und deren Koppelung an die jeweiligen Wahrscheinlichkeiten des Auftretens eines Rutschungstages zu finden.

Tabelle 21: Schwellenwerte für alle Modelldurchläufe ohne selektive Werteentnahme (P = Wahrscheinlichkeit für einen Rutschungstag bei gegebenen Niederschlags – und ADRI – Werten)

P	ADRI 10 Tage (decay Faktor: -1,0696) [Jän 1971 - Aug.2009]		ADRI 10 Tage (decay Faktor: -1,0696) [Sept 2002 - Aug.2009]	
	täglicher NS in mm	ADRI in mm	täglicher NS in mm	ADRI in mm
0,99	156,46	1721,02	196,02	1666,19
0,95	131,45	1445,91	163,66	1391,07
0,9	120,12	1321,37	149,00	1266,54
0,7	99,67	1096,38	122,54	1041,55
0,5	86,83	955,17	105,92	900,33
0,3	74,00	813,95	89,31	759,12
0,1	53,54	588,96	62,84	534,13
P	ADRI 20 Tage (decay Faktor: -1,0696) [Jän 1971 - Aug.2009]		ADRI 5 Tage (decay Faktor: -1,0696) [Jän 1971 - Aug.2009]	
	täglicher NS in mm	ADRI in mm	täglicher NS in mm	ADRI in mm
0,99	156,84	1725,19	156,20	1718,19
0,95	131,82	1450,07	131,19	1443,07
0,9	120,50	1325,54	119,87	1318,54
0,7	100,05	1100,55	99,41	1093,55
0,5	87,21	959,33	86,58	952,33
0,3	74,37	818,12	73,74	811,12
0,1	53,92	593,13	53,28	586,13
P	ADRI 2 Tage (Decayfactor -1,0696) [Jän 1971 - Aug.2009]		ADRI 10 Tage (April - Oktober) [Jän 1971 - Aug.2009]	
	täglicher NS in mm	ADRI in mm	täglicher NS in mm	ADRI in mm
0,99	153,30	1711,85	164,82	1530,45
0,95	128,66	1436,74	139,42	1294,63
0,9	117,51	1312,20	127,93	1187,89
0,7	97,36	1087,22	107,16	995,04
0,5	84,72	946,00	94,12	874,00
0,3	72,07	804,78	81,09	752,96
0,1	51,92	579,80	60,32	560,11
P	ADRI 10 Tage (März - November) [Jän 1971 - Aug.2009]		ADRI 10 Tage (decay Faktor: -2) [Jän 1971 - Aug.2009]	
	täglicher NS in mm	ADRI in mm	täglicher NS in mm	ADRI in mm
0,99	118,06	649,32	153,36	1712,52
0,95	99,30	546,15	128,72	1437,41
0,9	90,81	499,45	117,57	1312,87
0,7	75,47	415,08	97,42	1087,88
0,5	65,84	362,13	84,78	946,67
0,3	56,21	309,17	72,13	805,45
0,1	40,87	224,80	51,98	580,46
P	ADRI 10 Tage (decay Faktor: -3) [Jän 1971 - Aug.2009]		ADRI 10 Tage decay Faktor: -0,5) [Jän 1971 - Aug.2009]	
	täglicher NS in mm	ADRI in mm	täglicher NS in mm	ADRI in mm
0,99	153,05	2050,82	156,90	2588,78
0,95	128,41	1720,69	131,89	2176,11
0,9	117,26	1571,24	120,56	1989,31
0,7	97,11	1301,26	100,11	1651,82
0,5	84,46	1131,80	87,27	1440,00
0,3	71,82	962,34	74,43	1228,18
0,1	51,67	692,36	53,98	890,69

6.5.3 Selektive Datenauswahl

Eine weitere Möglichkeit zur Überprüfung der Plausibilität der Modellergebnisse ist die selektive Einbeziehung bzw. Entfernung von Datenpunkten in die Modellrechnungen. Im Fall der Abbildung 30 wurden Ereignistage entfernt, bei denen die Einflussparameter nicht den Wert von 30mm bzw. 50mm überstiegen. Werden die Datenpunkte bei 30mm oder 50mm nach unten hin „abgeschnitten“, so kommt es zu einer verstärkten Gewichtung der vorangegangenen Niederschläge, wobei diese als hochsignifikante Einflussvariable gewertet werden ($p=0,00$). Auch die im Vergleich zu den anderen Modellrechnungen steil ansteigenden Schwellenwertlinien zeigen, dass wesentlich weniger vorangegangener Niederschlag benötigt würde, um bei gleich hohem täglichem Maximalniederschlag eine Rutschung auszulösen.

Werden zwei Tage mit vorangegangenen Niederschlag in die Berechnungen einbezogen, so fällt dieser Effekt noch stärker aus als im 10Tages Modell. Der negative Anstieg der Schwellenwertlinien beträgt im 10Tagesmodell $k = -0,24$, im 2 Tagesmodell $k = -0,38$. Dieser Unterschied in der Steilheit der Schwellenwertlinien ist gegenüber jenem im 2Tage – 10Tage Vergleich ohne selektive Werteentnahme bemerkenswert. Er könnte darauf zurückzuführen sein, dass sich im „beschnittenen“ Modell für 2 Tage der ADRI bei Tagen mit Rutschungen mit relativ hohen vorangegangenen Niederschlägen gegenüber denen im „beschnittenen“ 10Tagesmodell zwar verringert hat. Sein Rückgang könnte allerdings an den Tagen ohne Rutschungen noch größer sein. Durch die Entnahme von Ereignisdatenpunkten mit Werten unter 30mm, befinden sich vor allem im „beschnittenen“ 2Tagesmodell die vorangegangenen Niederschläge an Tagen mit Rutschungen gegenüber der Punktwolke ohne Rutschungen in einem relativ hohen Wertebereich.

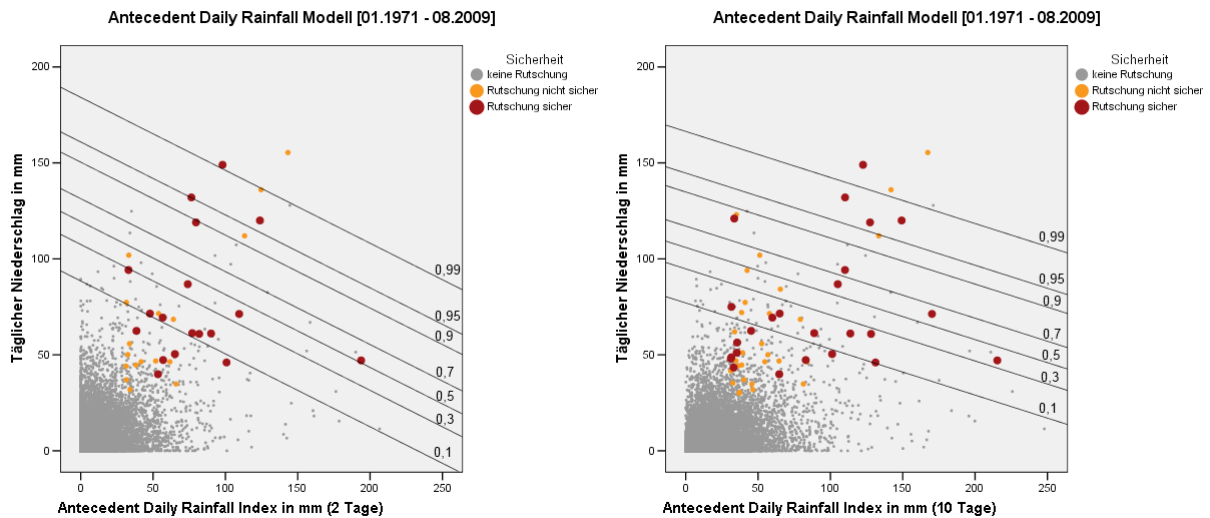


Abbildung 30: Antecedent Daily Rainfall Modell (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009), Modellvergleich mit ADRI = 10 Tage (links) und ADRI = 2Tage (rechts), decay Faktor = -1,069625. Tage mit Rutschungen mit ADRI < 30mm und täglichem maximalen Niederschlag <30mm wurden entfernt.

Werden zusätzlich zu den Tagen mit Rutschungen, welche einen ADRI und täglichen maximalen Niederschlagsmengen unter 30mm aufweisen, noch sämtliche Tage ohne Rutschungen nach denselben Kriterien bezüglich Niederschlagsmenge entfernt (Abbildung 31), so kommt es wieder zu einer geringeren Gewichtung der vorangegangenen Niederschläge. Der ADRI übt mit $p = 0,203$ einen statistisch nicht mehr signifikanten Einfluss auf die Tage mit Rutschungen aus. Schneidet man die Werte nach unten hin bei 50mm ab (Abbildung 31), so verringert sich die Signifikanz für die vorangegangenen Niederschläge weiter auf $p = 0,861$. Dies ist vermutlich darauf zurückzuführen, dass durch die Selektion der Werte viele Tage ohne Rutschungen mit gleichzeitig geringen vorangegangenen Niederschlägen aus dem Modell fallen. Es bleiben also meist nur noch jene Tage ohne Rutschungen über welche relativ hohe vorangegangene Niederschläge aufweisen. Werden die Werte unter 50mm herausgefiltert, verstärkt sich dieser Effekt, zumal sich die relativ wenigen im Modell verbliebenen Tage ohne Rutschungen hinsichtlich des vorangegangenen Niederschlages nur noch geringfügig von den Tagen mit Rutschungen unterscheiden. Der tägliche maximale Niederschlag bleibt hingegen nach wie vor hochsignifikant.

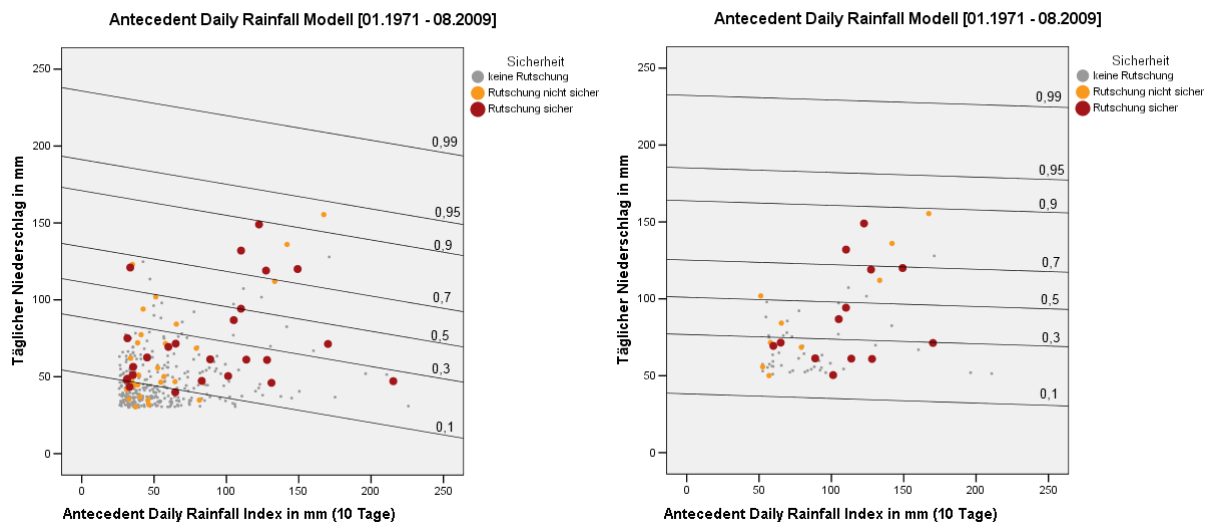


Abbildung 31: Antecedent Daily Rainfall Modell mit ADRI = 10 Tage und decay Faktor = - 1,069625. (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009), Im linken Diagramm wurden alle Tage mit ADRI < 30mm und täglichem maximalen Niederschlag <30mm entfernt. Im rechten Diagramm wurden alle Tage mit ADRI < 50mm und täglichem maximalen Niederschlag <50mm entfernt.

In der Abbildung 32 wurden die täglichen maximalen Niederschläge an Tagen mit Rutschungen der Menge nach in hoch (>50mm) und niedrig (<50mm) unterteilt. Es zeigt sich, dass der vorangegangene Niederschlag an Tagen mit Rutschungen mit hohen täglichen maximalen Niederschlägen einen geringeren Einfluss hat, als an Tagen mit geringeren Niederschlägen am Ereignistag. In beiden Fällen erweist sich der vorangegangene Niederschlag als nicht signifikante Einflussvariable. Im Fall der Niederschlagstage mit täglichen Niederschlägen über 50mm liegt das Signifikanzniveau bei $p = 0,0763$. Zieht man die Tage unter 50mm heran, ist $p = 0,06$. Größer ist der Unterschied in der Steilheit der Schwellenwertlinien. Bei den Modellrechnungen mit Niederschlagstagen mit über 50mm ergibt sich für $k = -0,02$, im Fall der einbezogenen Niederschläge unter 50mm ist $k = -0,14$.

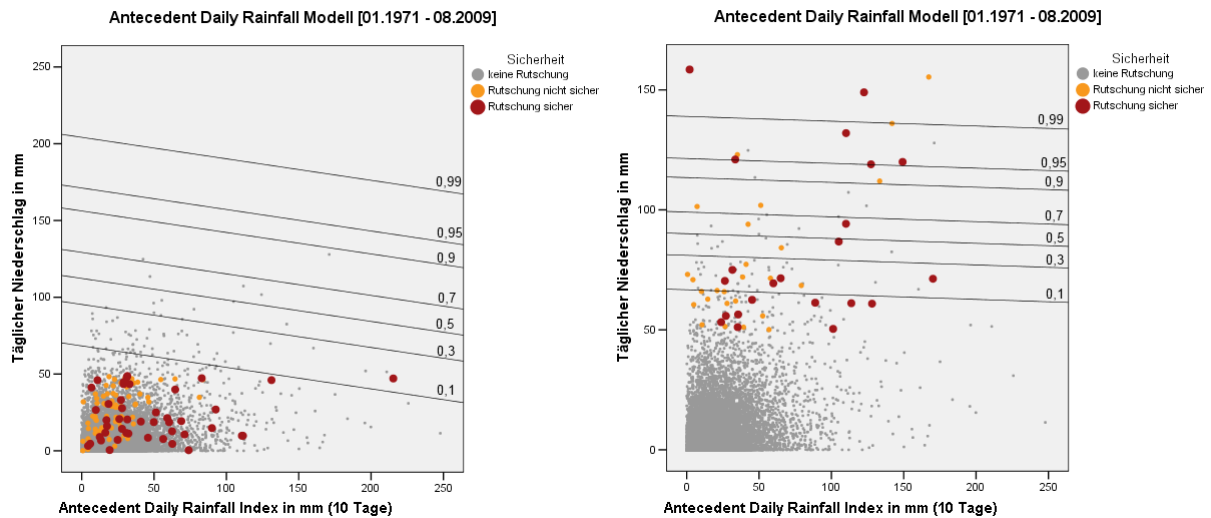


Abbildung 32: Antecedent Daily Rainfall Modell (Untersuchungszeitraum: 01.1971 - 08.2009), mit ADRI = 10 Tage und decay Faktor = -1,069625. Im linken Diagramm wurden alle Tage Rutschungen mit einem täglichem maximalen Niederschlag <50mm entfernt. Im rechten Diagramm wurden alle Tage Rutschungen mit einem täglichem maximalen Niederschlag >50mm entfernt.

6.6 Zusammenhang zwischen Wetterlagen und Rutschungsereignissen

Kontinentale Tiefdruckgebiete zählen gemeinsam mit West – und Nordwestwetterlagen zu jenen Wetterlagen, welche zwischen Jänner 1999 und August 2009 am öftesten an Tagen mit Rutschungen zu beobachten waren. An insgesamt 12 Tagen traten Rutschungen gemeinsam mit kontinentalen Tiefdruckgebieten auf, an 16 Tagen mit Rutschungen wurden West- und Nordwestlagen beobachtet. An den übrigen 10 Tagen mit Rutschungen waren andere Wetterlagen vorherrschend.

Während die erstgenannte Wetterlage vornehmlich in den Sommermonaten auftrat (in 9 von 12 Fällen), so waren die West – und Nordwestwetterlagen hauptsächlich in den Frühlings – und Wintermonaten zu beobachten. Die restlichen Wetterlagen spielten im genannten Zeitraum entweder keine, oder nur eine untergeordnete Rolle (siehe Abbildung 33).

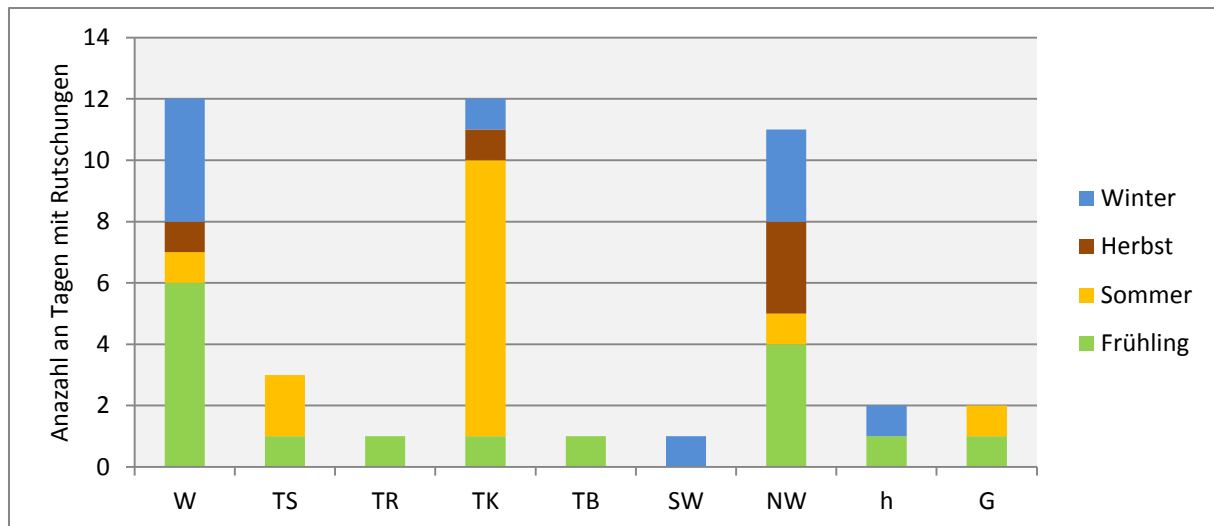


Abbildung 33: Zusammenhang zwischen Jahreszeit und Wetterlagen an Tagen mit Rutschungen (Datenquelle: Land NÖ, geologischer Dienst 2011 und ZAMG, Link: http://www.zamg.ac.at/klima/klima_monat/wetterrueckblick/)

Die Abbildung 34 zeigt die an den Tagen mit Rutschungen verzeichneten Wetterlagen und die hierzu ermittelten durchschnittlichen maximalen Tagesniederschlagssummen, welche im Untersuchungsgebiet gemessen wurden. Als auffällig erweist sich hierbei die Wetterlage „kontinentales Tiefdruckgebiet“, welche im Mittel 98,28mm Niederschlag brachte. West – und Nordwestwetterlagen entluden an Tagen mit Rutschungen hingegen vergleichsweise geringe Niederschlagsmengen, welche sich um die 30mm/Tag bewegen.

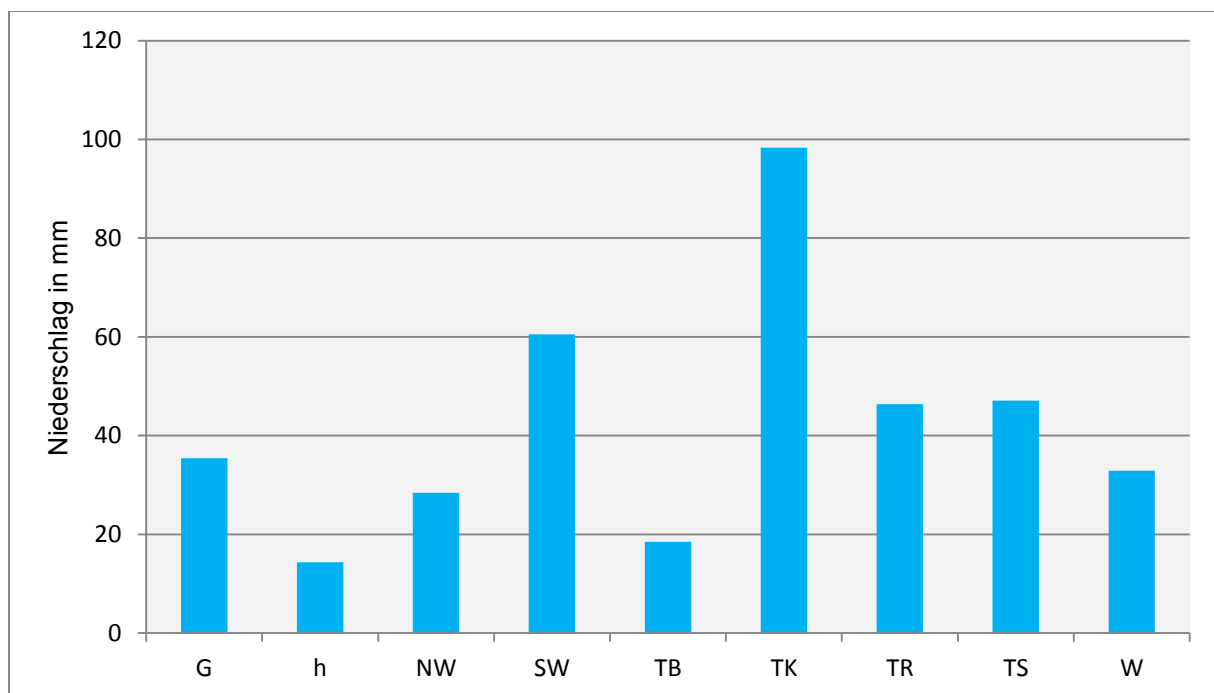


Abbildung 34: gemittelte maximale Tagesniederschläge an Tagen mit Rutschungen im Zuge der vorherrschenden Wetterlagen [Jänner 1999 – August 2009], (Datenquelle: Land NÖ, geologischer Dienst 2011 und ZAMG, Link: http://www.zamg.ac.at/klima/klima_monat/wetterrueckblick/)

7 Diskussion

In diesem Kapitel wird die Aussagekraft und Qualität der verwendeten Daten als auch statistischen Analysen erörtert. Hierbei werden auch kritische Punkte und Fehlerquellen aufgezeigt.

7.1 Qualität der Datenbasis

Ehe Datensätze zu Analysezwecken herangezogen werden, gilt es eine Aufstellung der Fehlerquellen, Probleme und Fragestellungen durchzuführen, die bei ihrer Verwendung bedacht werden müssen.

7.1.1 Ereignisdaten

Die Qualität der Eingangsdaten ist ein entscheidender Faktor, welcher auf die Validität der Modellergebnisse einen wesentlichen Einfluss ausübt.

Es ist davon auszugehen, dass in einem Ereignisdatensatz für gravitative Massenbewegungen, der ein umfangreiches Gebiet mit unterschiedlicher Bevölkerungsdichte und verschiedenartiger Landnutzung beinhaltet, nicht alle im betreffenden Zeitraum stattgefundenen Ereignisse auch tatsächlich erfasst wurden. Dies kann darin begründet liegen, dass eine hohe Siedlungsdichte mit einer erhöhten Meldedichte korreliert, zumal in Siedlungen Sachwerte häufiger erhebungsrelevanten Schaden nehmen. Andererseits finden Rutschungen, die in extensiv oder nicht genutzten Waldgebieten wie z.B. den Kernzonen im Biosphärenpark Wienerwald stattgefunden haben, womöglich kaum oder keine Erwähnung in gutachterlichen Äußerungen.

Des Weiteren stellt sich die Frage, in welchem Ausmaß Meldungen über Rutschungen gemacht werden, die zwar auf einem Privatgrundstück stattfinden, aber eine gewisse Ereignismagnitude bzw. Schadenswirkung unterschreiten. Über die Jahre sind Änderungen am Katastrophenfondsgesetz vorgenommen worden. Diverse Richtlinien und Hilfszahlungen an Geschädigte von Katastrophenereignissen gingen eventuell auch mit Änderungen des Anreizes einher, Schäden verschiedenster Größe zu melden.

Beim Ereignisdatensatz handelt es sich also letztendlich um einen relativ kleinen Auszug an Rutschungsereignissen, welche sich im Lauf der Untersuchungsperiode ereignet haben. Dieser Auszug spiegelt nur bedingt die tatsächlichen naturräumlichen Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet wider. Die Katastrophenschadenserhebungen sind sowohl an Zeit- und Materialressourcen sowie an Expertenwissen gebunden. All diese Faktoren sind vor allem über längere Zeitperioden hinweg stark variabel. Erhebungsmethoden aus den 70er Jahren entsprechen nicht mehr dem aktuellen Standard.

Aber auch unabhängig vom Zeitpunkt erfolgt die Erhebung der Katastrophenschäden je nach Schwere und Art des Schadens mit unterschiedlich hohem Material - und Personalaufwand. Somit ist davon auszugehen, dass Klassenzuweisungen bezüglich der Art der gravitativen Massenbewegungen, aber auch hinsichtlich der Schadensart qualitativen Schwankungen unterworfen sind. Dieses Problem betrifft auch die Richtigkeit der zeitlichen Einordnung der Schadensfälle.

Sowohl die Datenerfassung bei der Gutachtenerstellung, als auch die Datenaufarbeitung und Datenanalyse im Zuge dieser Arbeit bergen ein Potential für Genauigkeitsfehler, die von Menschen oder Maschinen (z.B. Softwarefehler, fehlerhafte Kalibrierung, fehlerhafte Messgeräte, Ungenauigkeiten bei der Datenübertragung) verursacht werden können. Speziell bezüglich des Zeitpunktes, an dem der Katastrophenschaden eintrat, kann manchmal z.B. aufgrund der Nichtanwesenheit des Geschädigten zum Schadenszeitpunkt kein exaktes Datum angegeben werden. Die in der gutachterlichen Praxis verwendeten Terminologien für gravitative Massenbewegungen sind über die Jahrzehnte nicht einem bestimmten Klassifikationsschema zuzuweisen und sind teilweise Dienststellen – und/oder personenspezifisch erstellt worden.

Klassifikationsschwierigkeiten wurden nach Möglichkeit mit Mitarbeitern des geologischen Dienstes der niederösterreichischen Landesregierung abgeklärt. Für jene Fälle die nicht mehr eindeutig zuordenbar waren, mussten Kompromisse gemacht werden. Da für diese Arbeit nur jene Rutschungsereignisse relevant sind, welche natürlichen Ursprung haben, wurden nur die Fälle miteinbezogen, bei welchen es sich um Katastrophenschäden, und folglich Elementarschäden handelt. Teilkatastrophenschäden, welche nicht ausschließlich natürlichen Ursprungs sind, wurden ebenfalls in die Arbeit miteinbezogen und als Katastrophenschaden gewertet. Für den geologischen Dienst des Landes Niederösterreich zählen Rutschungen auf anthropogenen Aufschüttungen dann als Katastrophenschäden, wenn diese Aufschüttungen ein Alter von mindestens 10 Jahren aufweisen (Stand 2011). Ereignisse, die unter den Begriffen „Wiesenrutschung“ und „Böschungsrutschung“ und „Hangrutschung“ zu finden waren, wurden als Rutschungsereignisse gewertet und ohne Einschränkung für die Analysen verwendet. Eine weitere Unterscheidung in Rotations – und Translationsrutschungen war aufgrund der mangelnden Ausweisung in den Schriftstücken nicht möglich. Ereignisse, welche nicht eindeutige Begriffe wie „Bodenbewegungen“ zugewiesen bekamen, wurden, sofern die restliche Beschreibung in den Schriftstücken auf eine Rutschbewegung hinwies, auch in den Ereignisdatensatz aufgenommen.

7.1.2 Niederschlagsdaten

Wie der Ereignisdatensatz kann auch der Niederschlagsdatensatz keine zu 100 Prozent korrekte Wiedergabe der tatsächlichen naturräumlichen Gegebenheiten liefern und beherbergt einige Fehlerquellen. Niederschlagsdaten die mit Hilfe von Klimastationen gewonnen werden, können kein allumfassendes Bild über die Niederschlagsverhältnisse im Untersuchungsgebiet liefern. So ist zu erwarten, dass gerade kleinräumige Gewitterzellen oft vom Niederschlagsmessnetz nicht oder schlecht erfasst wurden.

Es ist in den meisten Fällen davon auszugehen, dass der Bereich mit dem stärksten Niederschlag, egal ob bei Landregen oder bei Gewittern, von Stationen nicht erfasst wird. Datenlücken ergeben sich im Falle von punktuellen Messungen also auch automatisch und unabhängig von der Dichte des Messnetzes. Auch die über den Untersuchungszeitraum hinweg schwankende Datenmenge stellt ein Problem dar. Wenn z.B. in den 90er Jahren höhere maximale Tagesniederschläge als in den 70er Jahren ermittelt werden konnten, dann kann das auch an der höheren Dichte des Niederschlagsmessnetzes liegen.

Niederschlagsmessungen gehen zudem mit selbst mit Fehlern einher. Systematische Fehler bei der Niederschlagsmessung sind durch Witterung, Klima sowie der Art des Messgerätes und dessen Positionierung bedingt. Derartige Fehler können eine Fehlmessung im Sinne einer negativen Abweichung von 5 – 15% bei flüssigem Niederschlag bewirken, wobei diese Werte fester Niederschlag 20 – 50% betragen können (UNGERSBÖCK et al. 2001, 1). Die größten Messfehler ergeben sich bei hohen Windgeschwindigkeiten im Hochgebirge und die kleinsten bei sommerlichen Starkregenereignissen oder windschwachen Beckenlagen. Auch Verdunstungsverluste, welche verstärkt bei der Messung von Schneeniederschlägen mit beheizten Messgeräten auftreten, können die Messergebnisse verfälschen. Selten entleerte Sammelbehälter stellen hinsichtlich Verdunstungsverluste auch ein erhöhtes Risiko dar (ZAMG, Link: <http://www.zamg.ac.at/klima/Klimawandel/Klimaforchung/Klimamessung/Messfehler/>).

7.1.3 Abflussdaten

Wie auch im Fall der Ereignisdaten und Niederschlagsdaten, können auch bei den Abflussdaten verschiedenste Fehlerarten auftreten. Nach STROBL und ZUNIC (2006, 36), bereitet die Hysteresis bei der Bestimmung des tatsächlichen Abflusses Probleme, was auch nach Auskunft der hydrologischen Abteilung des Landes Niederösterreich für die Abflussmessung in Niederösterreich bestätigt werden konnte.

Speziell bei Hochwasserereignissen in größeren Fließgewässern kann ein nicht eindeutiges Verhältnis zwischen Wasserstand und Abfluss auftreten. Die Schlüsselkurve, welche im Fall eines Anstieges des Abflusses im Zuge eines Hochwasserereignisses herangezogen wird, verläuft flacher als jene beim Abklingen der Hochwasserwelle (ZUNIC 2006, 36). Nach Aussagen seitens der hydrologischen Abteilung des Landes Niederösterreich stellt auch die Planung der Messtruppe für Hochwässer ein Problem dar, zumal vor allem in den Flyschbereichen Niederösterreichs der Anstieg und das Abklingen der Hochwasserwelle verhältnismäßig rasch erfolgt. Aus diesem Grund wird fallweise eine Extrapolation der Schlüsselkurve in den Hochwasserbereich vorgenommen. Eventuelle Fehler und Messungenauigkeiten der Abflusswerte wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht überprüft. Somit sind auch die Ergebnisse der statistischen Berechnungen unter dem Aspekt dieser Fehlerquellen zu betrachten.

7.2 Die zeitliche Verteilung der Rutschungen

Die verwendeten Ereignisdaten deuten nicht auf einen Trend zum vermehrten Auftreten von Rutschungen hin. Aufgrund der in relativ hoher Zahl auftretenden Rutschungen im Sommer 1975 gäbe es über die gesamte Beobachtungszeitreihe hinweg sogar einen abfallenden Trend. Nichts desto trotz ließe in diesem Fall eine Trendanalyse keinen Schluss auf eine Änderung der klimatischen, geologischen Parameter zu. Der Grund dafür liegt darin, dass die Datenlage über den Untersuchungszeitraum hinweg nicht konsistent ist und auf nur eine Datenquelle zurückgegriffen wurde.

Das Auftreten von Rutschungen im Untersuchungsgebiet zeigt eine Bindung an bestimmte Jahreszeiten bzw. Monate. So sind die Unterschiede bei den Rutschungszahlen zwischen Herbst und Sommer beträchtlich. In Anbetracht der klimatischen Gegebenheiten erscheinen diese Unterschiede plausibel. Bei den Herbstmonaten handelt es sich um vergleichsweise niederschlagsarme Monate im Untersuchungsgebiet. Lediglich die Wintermonate sind in den meisten Fällen noch niederschlagsärmer. In diesen besteht wiederum aufgrund der Neigung zur Schneedeckenbildung das Potenzial, dass infolge Tauwetterphasen relative große Wassermengen in kurzer Zeit freigesetzt werden können. Die Sommermonate sind hingegen mit den größten Niederschlagsmengen und auch mit den heftigsten Niederschlagsereignissen verbunden. Allerdings kann sich nicht in allen Fällen die zeitliche Verteilung und Anzahl der Rutschungen durch die zeitliche Verteilung und die Höhe der Niederschläge erklären lassen.

Die zahlreich dokumentierten Rutschungen vom Sommer 1975 sind ein Beispiel, welches dazu anhält, auch anthropogene Ursachen für die Beschaffenheit des Ausgangsdatensatzes zu berücksichtigen. Alleine durch die hohen Niederschläge ist in diesem Fall die große Zahl an dokumentierten Rutschungen gegenüber dem restlichen Datensatz nicht erklärbar. Hier könnten die Gründe eventuell in den damaligen Erhebungsmethoden, und/oder einem höheren Anreiz zur Meldung von Katastrophenschäden liegen.

Auch wenn der Sommer 1975 unberücksichtigt bleibt, so zeigt sich, dass sich eine relativ hohe Anzahl an Rutschungen in verhältnismäßig kurzen Zeitspannen akkumuliert. Diese Tatsache ist bereits ein Indiz dafür, dass es beim Überschreiten von bestimmten Niederschlagsmengen pro Zeiteinheit zu einem signifikanten Anstieg an Rutschungen kommt. Neben dem Juli 1975 stechen besonders der Mai und August 1991, sowie der Juni und Juli 2009 hervor.

In diesen Zeiträumen traten passenderweise extreme Niederschlagsereignisse auf. Dennoch zeigt das Diagramm auch, dass extreme Niederschlagsereignisse nicht zwangsweise mit einer hohen Zahl an dokumentierten Rutschungen im Untersuchungsgebiet einhergehen. So ist der z.B. Juli 1997, welcher in großen Teilen des Untersuchungsgebietes die höchsten Monats – und Tagesniederschlagssummen im Untersuchungszeitraum lieferte, nur wenig auffällig was die Anzahl an Rutschungen angeht. Auch hierfür liegen die genauen Gründe im Unklaren. Unter anderem sind neben den bereits erwähnten möglichen Gründen, weitere mögliche Ursachen dafür die Entschärfung von bestehenden Rutschungsbereichen durch geotechnische Maßnahmen, sowie eine vorbeugende Sanierung von bereits in den

Vorjahren geschädigten Objekten. Derartige Vorschläge einer Begründung bedürfen allerdings einer exakten Nachforschung.

7.3 Zusammenhang zwischen Rutschungen und Niederschlagshöhe

Die durchgeführten Chi – Quadrat Tests lieferten abseits der Ergebnisse von SCHWENK et al. (1992) bereits erste Hinweise dafür, dass im Untersuchungsgebiet zwischen der Höhe des Niederschlags und den Rutschungen ein Zusammenhang besteht, auch wenn dieser sowohl für den vorangegangenen Niederschlag, als auch für täglichen maximalen Niederschlag als eher schwach ausgewiesen wurde. Dieser Zusammenhang bezieht sich auf den gesamten Untersuchungszeitraum. Dass der Zusammenhang nicht stärker ist, könnte daran liegen, dass relativ viele Rutschungen der niedrigsten Niederschlagsklasse zugewiesen wurden. Die Ergebnisse des Chi – Quadrat Tests und somit auch das Signifikanzniveau des Zusammenhanges sind sowohl von der Qualität der Eingangsdaten als auch der gewählten Klassenbildung abhängig. Speziell was die Stärke des Zusammenhanges betrifft, kann angenommen werden, dass z.B. durch eine selektive Wahl von Jahreszeiten und eine andere Klassenbildung eine Veränderung in sowohl in Richtung eines stärkeren, als auch eines schwächeren Zusammenhanges möglich ist.

7.4 Modellaufbereitung

Im Zuge der Errechnung des decay Faktors machten sich Unterschiede im Entwässerungsverhalten der drei verwendeten Einzugsgebiete bemerkbar. Diese Unterschiede, welche sich auf die Geschwindigkeit beziehen mit der die jeweiligen Einzugsgebiete entwässern, können verschiedene Ursachen haben. Nach Zepp (2002, 115) haben die Wasserdurchlässigkeit des Untergrundes, Reliefeigenschaften, Reliefenergie, die Art der Landnutzung, sowie Hangeigenschaften neben der Form des Einzugsgebietes einen großen Einfluss auf den Hydrographen.

Bei den drei Einzugsgebieten bestehen vor allem offensichtliche Unterschiede in Form und Ausdehnung. Das Einzugsgebiet des Hochberggrabens im südwestlichen Wienerwald hat die kleinste Fläche und eine eher kreisförmige Form. Aufgrund der Lage am Schöpfl (höchste Erhebung des Wienerwaldes) weist es mit 500m die größte Reliefenergie der drei Einzugsgebiete auf. Erwartungsgemäß entwässert es am schnellsten und die Abflusskurven ergaben den kleinsten decay Faktor. Am zweitschnellsten entwässert der Schliefaubach, dessen Einzugsgebiet ebenfalls eher kreisförmig ist. Der errechnete decay Faktor ist etwas höher im Fall des Hochberggrabens. Deutlich übertroffen werden die erstgenannten Gewässer diesbezüglich vom Weidlingbach. Diese Tatsache kann daran liegen, dass der Weidlingbach ein längliches Einzugsgebiet und gleichzeitig das Einzugsgebiet mit der kleinsten Reliefenergie hat. Längliche Einzugsgebiete entwässern mit gleichzeitig niedrigerem Abflussscheitel bei ansonsten gleicher Beschaffenheit langsamer als kreisförmige.

7.5 Antecedent Daily Rainfall Modell

In allen Modellergebnissen zeigt sich der tägliche maximale Niederschlag als signifikante Einflussvariable was das Auftreten von Tagen mit Rutschungen betrifft. Sämtliche Modellrechnungen verdeutlichen, dass im Untersuchungsgebiet der tägliche maximale Niederschlag am Ereignistag für die Auslösung von Hangrutschungen relevanter ist, als der vorangegangene Niederschlag. Je kürzer die Zeitspanne ist, welche bezüglich des vorangegangenen Niederschlages zur Berechnung herangezogen wird, umso geringer wird sein Einfluss für die Auslösung von Rutschungen gewertet. Lediglich bei der Einbeziehung von 20 Tagen an vorangegangenen Niederschlag wird ein schwach signifikantes Niveau erreicht.

Die Gründe warum es an einigen Tagen mit hohen Niederschlagssummen und/oder hohen vorangegangenen Niederschlägen zu keiner Rutschung kam, können vielfältig sein. Zum einen besteht das bereits thematisierte Problem der Erfassungslücken was die Rutschungsereignisse betrifft. Das bedeutet, dass die in das Modell eingegangene Zahl an Rutschungen im Untersuchungsgebiet nie die tatsächlich aufgetretene Anzahl an Rutschungen repräsentiert. Gerade bei Wetterlagen, welche eher punktuell zu hohen Niederschlagsmengen führen und somit auch nur lokal Rutschungen auslösen, kann dieses Problem ins Gewicht fallen. So konnten am 19.07.1994 an der Station Mauerbach im Wienerwald 124,8 mm gemessen werden.

Bei genauerer Betrachtung der Daten zeigt sich, dass an diesem Tag der Schwerpunkt der Niederschläge mit über 50mm aber lediglich über dem Wienerwaldgebiet lag. Einige andere Stationen konnten keinen, oder nur geringfügigen Niederschlag unter 10mm verzeichnen. Es dürfte sich an diesem Tag also um eher regionale Starkregenphänomene gehandelt haben, während die Niederschläge samt den vorangegangenen Niederschlägen im Großteil des Untersuchungsgebietes mit einer nur sehr geringen Wahrscheinlichkeit zu einer Rutschung hätten führen können.

Ein weiteres Beispiel, wo hoher Niederschlag zu keiner Ereignismeldung führte, ist der 04.06.2008 mit einem Niederschlagsmaximum von 98mm im Untersuchungsgebiet. Auch an diesem Tag wurden am Großteil der Klimastationen im Untersuchungsgebiet wesentlich geringere Niederschläge verzeichnet. Unwetterberichten der ZAMG zufolge (Quelle: http://www.zamg.ac.at/klima/klima_monat/_unwetterbericht/?jahr=2008&monat=06), welche sich auf schwere Gewitter im südlichen Niederösterreich an diesem Tag beziehen und die Zuordnung des Tages zu einer gradientenschwachen Wetterlage, legen ebenfalls nahe, dass die Starkregen zwar hohe Niederschlagsmengen brachten, jedoch nur lokal begrenzt auftraten. Der 24.07.2009, welchem bei bis zu 127,9mm Niederschlag ebenfalls keine Rutschung zugewiesen wurde, zählt ebenfalls zu den Tagen mit punktuellen Starkniederschlagsereignissen.

Weitere Fälle von Tagen mit hohen Niederschlägen, an denen keine Rutschungen auftraten, sind oft an Wetterlagen gebunden, welche über mehrere aufeinander folgende Tage hohe Niederschläge bringen. Aufgrund der Zuordnung der Rutschungen zu jeweils dem Tag mit den höchsten Niederschlägen einer Niederschlagsphase kann es dazu kommen, dass Tage

mit sehr hohen Niederschlägen um den Ereignistag vernachlässigt werden. So ein Fall trat z.B. am 06.07.1997 auf, wo im Untersuchungsgebiet bis zu 107mm Niederschlag gemessen werden konnten und gleichzeitig viele andere Stationen hohe Niederschläge verzeichneten. Einen anderen Fall gab es am 05.09.2007, wo bis zu 106mm im Untersuchungsgebiet gemessen werden konnten. Am darauffolgenden Tag kam es aber zu Niederschlägen von bis zu 136mm. Letztendlich wurde eine Rutschung deren Datum nicht genau bekannt war, diesem Tag zugewiesen wurde.

Es zeigt sich dennoch, dass vor allem sehr hohe Niederschläge relativ häufig zu Rutschungen führten. So sind genau die Hälfte der 30 Tage mit den höchsten Niederschlägen im Untersuchungsgebiet, Tage denen Rutschungen zugewiesen wurden. Sieben dieser Tage mit Rutschungen konnte kein sicheres Datum zugewiesen werden. Die Niederschlagshöhen an diesen 30 Tagen rangieren zwischen 86,8 und 158,5mm. Den Schwellenwertberechnungen mit dem ADR-Modell zufolge, welches zehn Tage an vorangegangenen Niederschlägen miteinbezieht, hätte es an den 30 Tagen mit Rutschungen keinen vorangegangenen Niederschlag geben müssen, um mit einer Wahrscheinlichkeit von 50% eine Rutschung auszulösen.

Die Aufteilung des Datensatzes in eine „Sommersaison“ und eine „Wintersaison“ erweist sich als sinnvoll. So hat sich gezeigt, dass die Schwellenwerte zur Auslösung von Rutschungen saisonal deutlich variieren können, was auf einen gewissen Einfluss von Schneeniederschlag hindeutet. Möglich ist aber auch, dass die geringere Vegetationsbedeckung im Winter eine gegenüber den Sommermonaten erhöhte Zufuhr von Niederschlagswasser in die Böden ermöglicht und somit indirekt eine Ursache für die Senkung der Niederschlagsschwellenwerte gegenüber den wärmeren Jahreszeiten sein kann.

Der Untersuchungszeitraum zwischen dem 01.09.2002 und dem 31.08.2009 weist gegenüber der älteren Vergleichsperiode eine verhältnismäßig hohe Anzahl an sicheren Tagen mit Rutschungen auf, die mit hohen Niederschlagstagesummen im Untersuchungsgebiet verbunden sind. Dies könnte daran liegen, dass es im Zeitraum der letzten 10 Jahre im Vergleich zum vorhergehenden Untersuchungszeitraum vermehrt zu Wetterlagen kam, die mit sehr hohen Tagesniederschlägen einhergingen.

Insgesamt scheint trotz kleinerer Unterschiede die Verwendung des Gesamtdatensatzes für die Analyse am sinnvollsten zu sein, zumal die Änderungen der Methoden bezüglich der Schadenserhebungen, sowie gesetzliche Änderungen, die z.B. den Katastrophenfonds betreffen, für diese Arbeit nicht gesondert aufgearbeitet wurden. Auch konnten keine klaren Hinweise ausfindig gemacht werden, die auf eine Verbesserung oder Verschlechterung des Ereignisdatsatzes über den gesamten Untersuchungszeitraum hinweist. Gegen die alleinige Verwendung des neueren Datensatzes sprechen zudem die verhältnismäßig geringe Zahl an verwertbaren Ereignissen und der relativ kurze Untersuchungszeitraum, welcher nur knapp sieben Jahre umfassen würde.

7.6 Zusammenhang zwischen Rutschungen und Wetterlagen

Werden die Tage mit Rutschungen jenen Wetterlagen zugewiesen, welche an diesen Tagen vorherrschend waren, so zeigt sich, dass die vergleichsweise seltenen kontinentale Tiefdruckgebiete von allen Wetterlagen mit den meisten Tagen mit Rutschungen in Zusammenhang stehen. Dies ist vor allem deshalb beachtlich, da Tiefdruckgebiete über dem Kontinent lediglich knappe 5% aller Wetterlagen in Österreich ausmachen (vgl. MACHALEK et al. 1986, 16). Die reine Westwetterlage, welche an gleich viele Tage mit Rutschungen wie das kontinentale Tiefdruckgebiet gebunden ist, hat bereits einen Anteil von knapp über 10% an den in Österreich wirksamen Wetterlagen (vgl. MACHALEK et al. 1986, 16). Es muss an dieser Stelle allerdings auch beachtet werden, dass die Daten von MACHALEK et al. (1986) sich auf einen Zeitraum beziehen, der sich nicht dem für diese Arbeit herangezogenen Zeitraum deckt. Auch bezieht sich die Zuweisung der Wetterlagen auf ganz Österreich und nicht nur auf den Raum Wien. Dass die Tage mit Rutschungen, welche mit kontinentalen Tiefdruckgebieten einhergehen auch noch zusätzlich mit einer großen Zahl an Einzelereignissen verbunden sind, liegt vermutlich in den manchmal extrem hohen Niederschlagsmengen, mit denen diese Wetterlage einhergeht, begründet.

Im gesicherten Zeitraum bezüglich der Zuordnung der Wetterlagen ab 1999, traten Tage mit relativ vielen Rutschungen Ende Juni 2009, und im August 2002 auf. So war zwischen dem 22. - und 26. Juni 2009 ein kontinentales Tiefdruckgebiet vorherrschend und alleine dem 24.06.2009 wurden fünf Rutschungen zugewiesen, wovon vier ein sicheres Datum haben. Zwischen dem 22. Und 26. Juni traten insgesamt 7 Rutschungen auf. In den Tagen unmittelbar nach dem kontinentalen Tiefdruckgebiet kam es weiterhin zu einer Vielzahl an Rutschungen, welche aber zum Teil an die gewittrigen Starkregen der nachfolgenden gradientenschwachen Lage gebunden waren. So konnten zwischen 27.06. und 07.07.2009 nochmals 16 Rutschungen verzeichnet werden. In diesem Fall könnte aber die starke Vorbefeuchtung durch die Regenfälle des kontinentalen Tiefs eine wesentliche Rolle gespielt haben. Auch vom 06.08. – 07.08.2002 gab es ein kontinentales Tiefdruckgebiet, wobei dem 06.08.2002 sechs Rutschungen zugewiesen wurden. Auch vor dem Jahr 1999 gab es Tage mit einem verbreiteten Auftreten von Rutschungen mit dem Indiz, dass diese in direktem Zusammenhang mit kontinentalen Tiefdruckgebieten über Ost – und Mitteleuropa, sowie dem Balkanraum zusammenhängen (vgl. Bodenruckkarten der Wetterzentrale, Quelle: <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/-fsreaeur.html>).

Hierzu zählt beispielsweise auch jene Zeitspanne im Mai 1991 und Juni/Juli 1975, in welcher eine große Zahl an Rutschungen verzeichnet werden konnte. Nicht in allen Fällen sind Rutschungen an stark ausgeprägte kontinentale Tiefdruckgebiete gebunden. So traten am 26.07.1989 neun Rutschungen im Zuge von eher gradientenschwachen Verhältnissen auf. Die großen Schwankungen der Niederschlagsmengen im Untersuchungsgebiet an besagtem Tag könnten darauf hindeuten, dass es sich hierbei um Gewitter mit lokal großen Niederschlagsmengen gehandelt hat.

Es wird letztendlich angenommen dass für Untersuchungsgebiet vor allem drei Wetterkonstellationen relevant sind.

- 1.) In den wärmeren Monaten kontinentale Tiedruckgebiete über Mittel– und Oststeuropa, sowie dem Balkanraum mit langlebigen und kräftigen, und manchmal teils konvektiv durchsetzten Stauregen in den Flyschvoralpen.
- 2.) West – und Nordwestwetterlagen mit geringeren Niederschlägen im Winter und Frühling, jedoch oft gleichzeitigem Auftreten einer Schneeschmelze.
- 3.) Starke konvektive Niederschlagsereignisse in der warmen Jahreszeit, verbunden mit hohen Regenmengen in relativ kurzen Zeiträumen.

Die Verifikation dieser Hypothesen bedarf allerdings tiefgreifender statistischer Analysen, welche vorzugsweise mit einem umfassenderen Datensatz gemacht werden sollte. Die hier getroffenen Annahmen beziehen sich zudem nur auf einen relativ kurzen Untersuchungszeitraum, womit große Teile des Ereignisdatsatzes vernachlässigt wurden.

8 Schlussfolgerungen und Ausblick

Es konnte in dieser Arbeit gezeigt werden, dass zwischen Rutschungen und den Niederschlägen im Untersuchungsgebiet mit hoher Wahrscheinlichkeit ein Zusammenhang besteht. Auch deuten die Auswertungen darauf hin, dass es eine Korrelation der Rutschungen mit bestimmten Jahreszeiten und Wetterlagen gibt. Die Zusammenhänge zwischen Niederschlägen und Rutschungen bilden die Basis für eine sinnvolle statistische Modellierung von Niederschlagsschwellenwerten. Hierbei hat sich gezeigt, dass 10 Tage an berücksichtigtem vorangegangenen Niederschlag plausible Ergebnisse liefern. Eine deutliche Verlängerung oder Verkürzung des berücksichtigten Zeitraumes führt nur zu unwesentlichen Ergebnisänderungen.

Die Qualität und Anzahl der Eingangsdaten ist für statistische Modellierungen von entscheidender Bedeutung. Generell ist davon auszugehen, dass die berechneten Schwellenwerte umso exakter die tatsächlichen Gegebenheiten widerspiegeln, je kleiner das festgelegte Untersuchungsgebiet ist und je größer die Anzahl an verfügbaren Daten ist. Die für die Arbeit verwendete Datengrundlage weist über den Untersuchungszeitraum hinweg Fehler und Qualitätsschwankungen auf. Dennoch kann die Datengrundlage als relativ gut bezeichnet werden, da die Datensätze relativ lange und lückenarme Zeitreihen umfassen und mit professionellen Erhebungsmethoden von ausgebildetem Fachpersonal zusammengetragen wurden.

Es hat sich jedoch auch gezeigt, dass das verwendete Modell einige Schwächen aufweist und somit auch die Qualität der Ergebnisse bis zu einem gewissen Grad in Frage gestellt werden muss. So können vor allem die Rutschungen in den Sommermonaten, welche bei niedrigen Tagesniederschlagsniederschlagssummen und bei kaum relevanter Vorbefeuchtung eintraten, nicht erklärt werden. Derartige Fälle können sowohl natürlichen Ursprunges (z.B. Erdbeben) sein, oder aber auch anthropogene Ursachen haben (z.B. massive Wassereinleitungen in den Boden). Auch die Nichterfassung von vornehmlich konvektiven Niederschlagsereignissen kann derartigen nicht plausiblen Fällen zugrunde liegen. Das Problem besteht darin, dass lediglich der Niederschlag als auslösender Faktor modellrelevant ist, weshalb Rutschungen, die durch andere Trigger ausgelöst wurden zu einer Verzerrung der Schwellenwerte führen. Das Problem mangelnder Messdaten kann zwar verringert, allerdings nicht gänzlich gelöst werden. Je nach Verfügbarkeit kann jedoch versucht werden, weiteres Rohdatenmaterial zu Analysezwecken heranzuziehen. Im Falle der Niederschlagsdaten wäre es z.B. zu erwägen, Radardaten einzubinden, um einen größtmöglichen Abdeckungsgrad mit Niederschlagsdaten zu erlangen. Hierbei würde wiederum das Problem bestehen, dass Radardaten ihrerseits eine Palette an Fehlerquellen aufweisen können und teilweise komplexer in der Aufbereitung sind. So verbesserte sich die Qualität der Radardaten im Laufe der Zeit, beziehungsweise wären sie am Beginn der Untersuchungsperiode überhaupt nicht verfügbar gewesen.

Im Fall der verwendeten Pegelmessstellen besteht das Problem, dass lediglich drei Messstellen im Untersuchungsgebiet als Datenlieferant für das gesamte Untersuchungsgebiet dienen. Zwar liegen alle drei Einzugsgebiete zur Gänze in der Flyschzone und sind auch von durch anthropogene Störungen wie Kraftwerksbetriebe eher gering beeinflusst, dennoch weist jedes Einzugsgebiet aufgrund unterschiedlicher Form, Vegetation, Mikroklimas individuelle Abflusseigenschaften auf. Auch wenn für die Einzugsgebiete, die für diese Arbeit verwendet wurden, in einem überblicksmäßigen Abgleich mit Luftbildern und Karten nichts darauf hindeutete, so könnten dennoch anthropogene Manipulationen wie Fischteiche, Wehre oder kleinere Hochwasserrückhaltebecken vorhanden sein. Diese können einen Retentionsraum bilden und somit zu einem veränderten Abflussverhalten der Bäche führen.

Der decay Faktor lässt also nur eine relativ grobe Abschätzung der Entwässerungseigenschaften im Einzugsgebiet zu. Deshalb können auch die Modellergebnisse nur eine relativ vage Abschätzung der für die Auslösung von Rutschungen relevanten Zeiträume mit vorangegangenen Niederschlag liefern.

Auf eine Änderung des decay Faktors reagiert das Modell, vor allem was die Gewichtung des vorangegangenen Niederschlages betrifft, relativ sensibel. In diesem Fall ist davon auszugehen, dass genauere und umfangreichere Abflussdaten auch mit einer deutlichen Verbesserung der Modellqualität einhergehen. Eine Einbeziehung von direkten Messwerten der Entwässerungseigenschaften der Böden im Untersuchungsgebiet wäre jedoch nach Möglichkeit einer indirekten Berechnung mittels der Abflussrückgänge vorzuziehen. Nach GLADE et al. (2000) besteht auch die Möglichkeit die Wechselwirkungen zwischen Boden und Atmosphäre mittels der Einbeziehung der Evapotranspiration besser in ein Modell

einzubinden. Ein derartiger Ansatz wurde mittels der Verwendung des Antecedent Soil Water Status Modell aufgezeigt.

Ein Modell, in dem die Schneeniederschläge gesondert behandelt werden, könnte ebenfalls entscheidende Verbesserungen mit sich bringen. Die Ergebnisse dieser Arbeit liefern Indizien, dass der Schneeschmelze eine bedeutende Rolle für die Auslösung von Rutschungen im Untersuchungsgebiet zukommt. Im hier vorgestellten Modell wurden jedoch die Schneefälle auf die gleiche Weise wie die flüssigen Niederschläge behandelt. Dies führt dazu, dass einerseits die vorangegangenen Niederschläge an Tagen, an denen der Schnee nur in gebundener Form vorhanden ist überschätzt werden, während die verfügbare Wassermenge an den Tagen, an denen eine Schneeschmelze auftritt unterschätzt wird.

Letztendlich ist der aufgrund seiner limitierten Eingangsdaten vergleichsweise einfache Modellaufbau wegen der weitgehenden Vernachlässigung von Wechselwirkungen zwischen Klima, Böden und hydrologischen Eigenschaften des Untersuchungsgebietes zugleich auch die Schwäche des Modells.

Da es sich in dieser Arbeit um ein regionales Modell handelt, besteht das Problem welches jede Form der Generalisierung mit sich bringt. Die erhaltenen Schwellenwerte erweisen sich für manche Teile des Untersuchungsgebietes als mehr, für manche als weniger geeignet. Speziell in Teilen des Untersuchungsgebietes, die eine hohe Dichte an Rutschungen aufweisen wäre die Verwendung eines lokalen Modelles zu erwägen. An dieser Stelle sei nochmals erwähnt, dass die vorgestellten Schwellenwerte nur für die Flyschzone Niederösterreichs Gültigkeit haben. So liegt beispielsweise für die Böhmisches Masse die Vermutung nahe, dass bei gleichen Niederschlagsmengen die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Rutschungen gegenüber der Flyschzone deutlich geringer ist. Bezogen auf das österreichische Staatsgebiet hätten die Schwellenwerte noch am ehesten für die niederösterreichische Hauptklippenzone und die oberösterreichischen Flyschzone Gültigkeit. Dies ist bedingt durch die räumliche Nähe, sowie die geologische und klimatische Ähnlichkeit. Was die Schwellenwertlinien samt den statistischen Analysen dahinter betrifft, wären weiterführende Untersuchungen zu erwägen. Die in dieser Arbeit vorgestellten Schwellenwertlinien wurden in linearer Form dargestellt. Es besteht die Möglichkeit, dass Kurvenformen, basierend auf abgeänderten Regressionsgleichungen zur Darstellung der Schwellenwertlinien geeigneter wären. Diesbezüglich wurden die Daten in dieser Arbeit keiner weiteren statistischen Analyse unterzogen.

9 Literaturverzeichnis

- ANDRECS, P., HAGEN, K., LANG, E., STARY, U., GARTNER, K., HERZBERGER, E., RIEDEL, F. und HAIDEN, T., 2007, Dokumentation und Analyse der Schadensereignisse 2005 in den Gemeinden Gasen und Haslau (Steiermark), BFW-Dokumentation, Schriftenreihe des Bundesforschungs- und Ausbildungszentrums für Wald, Naturgefahren und Landschaft, Wien, 6, 75.
- AYALEW, L., YAMAGISHI, H., MARUI, H. und KANNO, T., 2005, Landslides in Sado Island of Japan: Part I. Case studies, monitoring techniques and environmental considerations. In: Engineering Geology, 81, 419-431.
- BATES, R.L. und JACKSON, J. A., 1987, Glossary of Geology, American Geological Institute. Falls Church, Virginia.
- BORGA, M., DALLA FONTANA, G. und MARCHI, L., 1998, Shallow landslide hazard assessment using a physically based Modell and digital elevation data. Environmental Geology 35, 81–88.
- BRUCE, J. P. und CLARK, R. H., Introduction to Hydrometeorology, (Pergamon Press 1966), 319.
- BRUNETTI, M. T., PERUCCACCI, S., ROSSI, M., LUCIANI, S., VALIGI, S. und GUZZETTI, F., 2010, Rainfall thresholds for the possible occurrence of landslides in Italy. Natural Hazards and Earth System Science, 10, 447–458.
- BURTON, I., KATES, R. W. und WHITE, G. F., 1978, The Environment as Hazard - Oxford. University Press, New York.
- CAINE, N., 1980, The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. Geografiska Annaler, 62A, (1-2), 23–27.
- CANNON, S. H., und ELLEN, S. D., 1985, Rainfall conditions for abundant debris avalanches, in the San Francisco Bay region, California: Calif Geol, 38, 267–272.
- CANNON, S. H. und GARTNER, J. E., 2005, Wildfire-related debris flow from a hazards perspective, chapter 15, Hrsg. Hungr, O und Jacob, M., Debris-flow hazards and related phenomena, Springer-Praxis Books in Geophysical Sciences, 321–344.

- CARDINALI, M., ARDIZZONE, F., GALLI, M., GUZZETTI, F. und REICHENBACH, P., 2000, Landslides triggered by rapid snow melting: the December 1996-January 1997 event in Central Italy, Proceedings 1st Plinius Conference on Mediterranean Storms, Maratea, Italy, October 1999, Hrsg. CLAPS, P. und SICCARDI, F., Bios Publisher, Cosenza, 439-448.
- CARSON, M. A. und KIRKBY, M. J., 1972, Hillslope Form and Process, Cambridge Univ. Press, 475.
- CORNFORTH, D., 2005, Landslides in Practice Investigations, Analysis and Remedial /Preventative Options on Soils, 596, John Wiley, Hoboken, N. J.
- COROMINAS, J., MOYA, J., und HÜRLIMANN, M., 2002, Landslide Rainfall Triggers in the Spanish eastern Pyrenees. In: Proceedings of the 4th European Geophysical Society Plinius Conference on Mediterranean storms, Mallorca, Spain.
- CROSTA, G. B., und P. FRATTINI, 2003: Distributed modelling of shallow landslides triggered by intense rainfall. Natural Hazards And Earth System Sciences, 3, 81–93.
- CROZIER, M. J., 2010, Deciphering the effect of climate change on landslide activity: A review. In: Geomorphology, 124, 260–267.
- CROZIER, M. J. und EYLES, R. J., 1980, Assessing the probability of rapid mass movement. In: Proc 3rd Australia - New Zealand conference on geomechanics, New Zealand Institute of Engineers, Proceedings of Technical Groups, 2.47–2.51.
- CRUDEN, D. M., 1991, A Simple Definition of a Landslide. Bulletin of the International Association of Engineering Geology, 43, 27-29.
- CRUDEN, D. M. und VARNES, D. J., 1996, Landslides Types and Processes. Hrsg. TURNER, A. K. und Schuster, R. L., Landslides: Investigation and Mitigation. Transportation Research Board, Special Report 247, 36-75.
- DACHROTH, W., 2002, Handbuch der Baugeologie und Geotechnik, Berlin, 113 Tabellen.
- DAMM, B., 2005, Gravitative Massenbewegungen in Südniedersachsen, Z. Geomorph. N.F., 138, 189-209.
- DIKAU, R., STÖTTER, J., WELLMER, F. W. und DEHN, M., 2001, Massenbewegungen. Hrsg. PLATE, E. J. und MERZ, B., Naturkatastrophen – Ursachen, Auswirkungen, Vorsorge, 115-138.

- DIKAU, R. und GLADE, T., 2002, Gefahren und Risiken durch Massenbewegungen.- Geographische Rundschau, 54, 38-45.
- DIKAU, R., 2004, Die Bewertung von Naturgefahren als Aufgabenfeld der Angewandten Geomorphologie. In: Z. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd. 136: 179-191.
- ELLEN, D. und WIECZOREK, G. F., 1988, Landslides, floods, and marine effects of the storm of January 3-5, 1982, in the San Francisco Bay region. U. Geological Survey Professional Paper 1434, 310.
- FINK, M., MOOG, O. und WIMMER, R., 2000, Fließgewässer - Naturräume Österreichs. MONOGRAPHIEN, 128, 110.
- GARES, P. A., SHERMAN, D. J. und NORDSTROM, K. F., 1994, Geomorphology and natural hazards. Geomorphology 10, 1 - 18.
- GLADE, T. M., CROZIER, M.J. und SMITH, P., 2000, Applying Probability Determination to Refine Landslide-triggering Rainfall Thresholds Using an Empirical —Antecedent Daily Rainfall Modell. II Pure and Applied Geophysics, 157, 1059–1079.
- GLADE, T. und R. DIKAU, 2001, Gravitative Massenbewegungen: Vom Naturereignis zur Naturkatastrophe. In: Petermanns Geographische Mitteilungen 145 (6): 42-55.
- GODINA, R., LORENZ, P., PLESCHKO, D. und WEILGUNI, V., 2003, Die Hochwasserereignisse vom August 2002 = Mitteilungsblatt des hydrographischen Dienstes in Österreich, 82, 1-39.
- GOTTSCHLING, P., 1965, Zur Geologie der Hauptklippenzone und der Laaber Teildecke im Bereich von Glashütte bis Bernreith (Niederösterreich), In: Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien 58, 23-86.
- GOTTSCHLING, P., 2006, Massenbewegungen, IN Geologie von Niederösterreich, Hrsg. G. Wessely, 335–340, Verlag der Geologischen Bundesanstalt, Wien.
- GUZZETTI, F., PERUCCACCI, S., ROSSI, M. und STARK, C. P., 2007, Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. Meteorology and Atmospheric Physics, 98, 239-267.
- HARLFINGER, O. und KNEES, G., 1999, Klimahandbuch der österreichischen Bodenschätzung, Wien.

- HARTMANN.T. und STAHR. A.,1999, Landschaftsformen Und Landschaftselemente Im Hochgebirge, Berlin, 273 Abbildungen, 398.
- HORTON, R. E., 1938, Phenomena of the contact zone between the ground surface and a layer of melting snow, Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, Paris, 244, 545 - 561.
- HUTCHINSON, J. N., 1988, General Report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. In: Proceedings, Fifth International Symposium on Landslides, Hrsg. BONNARD, C., 1, 3-35.
- JAKOB, M. und WEATHERLY, H., 2003, A hydroclimatic threshold for landslide initiation on the North Shore Mountains of Vancouver, British Columbia. *Geomorphology*, 54, 137–156.
- KAWAGOE, S., KAZAMA, S. und SARUKKALIGE, P. R., 2009, Assessment of snowmelt triggered landslide hazard and risk in Japan, *Cold Regions Science and Technology*, 58, 120-129.
- KILIAN, W., MÜLLER, F. und STARLINGER, F., 1993, Die forstlichen Wuchsgebiete Österreichs - Eine Naturraumgliederung nach waldökologischen Gesichtspunkten. Forstliche Bundesversuchsanstalt, Wien.
- KOTTEK. M., GRIESER, J., BECK, C., RUDOLF, B., und RUBEL, F., 2006, World Map of the Köppen-Geiger climate classification, In: *Meteorologische Zeitschrift.*, 15, 259-263.
- KREUSEN, H. R., 2006, Naturgefahren: Die neue Herausforderung für die Gesellschaft *Bull. angew. Geol.* Vol. 11/2 57-63.
- Kubat, O., 1972, Die Niederschlagsverteilung in den Alpen mit besonderer Berücksichtigung der jahreszeitlichen Verteilung. *Veröffentlichungen der Universität Innsbruck*, 73, *Alpenkundliche Studien* 10.
- LIN, C. Y., HSU, H. M., SHENG, Y. F., KUO, C. H, und LIOU, Y. A., 2011, Mesoscale processes for super heavy rainfall of Typhoon Morakot (2009) over Southern Taiwan *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 345-361.
- LOUIS, H. und FISCHER, K., 1979, Allgemeine Geomorphologie (Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, Walter de Gruyter 4. Aufl. Berlin.
- MACHALEK, A., (Hrsg.), 1986, Klima und Bioklima von Niederösterreich. Heft 16. Akad. Für Umwelt und Energie. Laxenburg , 85.

- MADER, H., STEIDL, T., und WIMMER, R., 1996, Abflussregime österreichischer Fließgewässer, – Umweltbundesamt, Monographien, 82, 1-192, Wien.
- MATHEWSON, C. C., KEATON, J. R., und SANTI, P. M., 1990, “ Role of Bedrock Ground Water in the Initiation of Debris Flows and Sustained Post-Flow Stream Discharge,”.Bulletin of the Association of Engineering Geologists, 27, 73-83.
- MATSUSHI, Y., 2006, Triggering mechanism and rainfall thresholds for shallow landslides on soil-mantled hillslopes with permeable and impermeable bedrocks, Japan, Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba, Dissertation, 109, 8 Tab., 32 Abb.
- NACHTNEBEL, H. P., FUCHS, M., SCHÖBER, S. und HEBENSTREIT, K., 2001, Die Hydrologie Österreichs unter dem Einfluss von Szenarien einer möglichen Klimaänderung, Endbericht Teil 1.
- NORINI, G., CAPRA, L., BORSELLI, L., ZUNIGA, F. R., SOLARI, L. und SAROCCHI, D., 2010, Large scale landslides triggered by Quaternary tectonics in the Acambay graben, Mexico, In: Earth Surface Processes and Landforms, 35, 1445-1455.
- OBERHAUSER, R., 1968, Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 111, 1 – 88.
- OBERHAUSER, R. (Hrsg.), 1980, Der Geologische Aufbau Österreichs, 699, Wien.
- PASUTO, A. und SILVANO, S., 1998, Rainfall as a triggering factor of shallow mass movements. A case study in the Dolomites, Italy. Environmental Geology 35, 184–189.
- PLÖCHINGER, B. und PREY, S., 1974, Der Wienerwald - Sammlung geol. Führer, Berlin-Stuttgart, 59.
- PREY, S., 1968, Probleme im Flysch der Ostalpen. In: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 111, 147-174.
- PREY, S., 1975, Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich), Geol. Bundesanstalt, 1-25.
- PREY, S., 1980, Helvetikum, Flysch und Klippenzone von Salzburg bis Wien. In: OBERHAUSER, R., (Red.), Der geologische Aufbau Österreichs, 189 -217.

- PREY, S., 1987, Probleme am Flysch-Kalkalpen-Rand mit besonderer Berücksichtigung der Klippenzone von Sulz im Wienerwald, In: Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, 129, 621-629.
- RAHARDIO, H., LI, X. W., TOLL, T. G. und LEONG, E. C., 2001, The effect of antecedent rainfall on slope stability, Geotechnical and Geological Engineering, 19, 371 – 399.
- RAETZO-BRÜLHART, H., 1997, Massenbewegungen im Gurnigelflysch und Einfluss der Klimaänderung. Arbeitsbericht NFP 31 vdf-Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, 256.
- RONCHETTI, F., BORGATTI, L., CERVI, F., CORSINI, A., PICCININI, L., VINCENZI, V. und TRUFFELI, G., 2009, Hydrogeology characterization of roto-translational slides in flysch rock masses, Landslide Processes: from geomorphological mapping to dynamic modelling, Strasbourg, 183 – 189.
- SATO, A., 2006, Heavy snow fall disaster in the winter of 2005–2006, Shizen Saizai Kagaku, 25, 71–81.
- SCHINDLER, C. M., 1996, Einführung in die Grundtypen von Instabilität. In: Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse, Nachdiplomkurs in angewandten Erdwissenschaften, Hrsg. B. ODDSSON, 203 – 218.
- SCHNABEL, W., 1999, The Flysch Zone of the Eastern Alps (=Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 49, Wien. 27-35.
- SCHNABEL, W., (Red.), 2002, Geologische Karte von Niederösterreich 1 : 200.000, Geologische Bundesanstalt, 47, 2 Tafeln.
- SCHUMM, S. A., 1988, Geomorphic hazards – problems of prediction. Zeitschrift für Geomorphologie, 67, 17-24.
- SCHWENK, H., SPENDLINGWIMMER, R. und SALZER, F., 1992, Massenbewegungen in Niederösterreich, 1953 – 1990.- Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 135, Heft 2, 597-660.
- SIDLE, R. C., PEARCE, A. J. und O'LOUGHLIN, C. L., 1985, Hillslope stability and land use, American Geophysical Union, Water Resources Monograph 11, 140.
- SIDLE, R. C. und SWANSTON, D. N., 1982, Analysis of a small debris slide in coastal Alaska, Canadian Geotechnical Journal, 19, 167–174.
- SLAYMAKER, O. (Hrsg.), 1996., Geomorphic Hazards. New York.

- STROBL, T. und ZUNIC, F., 2006, Wasserbau. Aktuelle Grundlagen, Neue Entwicklungen. Berlin.
- TERLIEN, M. T. J., 1998, The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds. *Environ Geol* 35, 2–3, 124–130.
- TOLLMANN, A., 1963, Ostalpen-Synthese, Franz Deutike – Wien, 256.
- Varnes, D. J., 1978, Slope movement types and processes. In: Special Report 176: Landslides: Analysis and Control, Hrsg. SCHUSTER, R. L. und KRIZEK, R. J., Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, Washington D. C., 11-33.
- VEDER, C., 1979, Rutschungen und ihre Sanierung, Wien – New York.
- WAGENPLAST, P., 2004, Ursachen und Dynamik von Bergstürzen und Felsgleitungen in den Alpen sowie Vergleiche mit Felsbewegungen in Baden-Württemberg. – Jahresheft. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg., 40, 231-251.
- WAGENPLAST, P., 2005, Ingenieurgeologische Gefahren in Baden-Württemberg Regierungspräsidium Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau , Informationen 16, 79.
- WESSELY, G., (Red., 2006), Niederösterreich. Geologie der österreichischen Bundesländer, 26 Tabellen, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- WIDDER, R., 1988, Zur Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Grestener Klippenzone zwischen Maria Neustift und Pechgraben, In: O Ö Geonachrichten, 11- 55.
- WHITE, G. F., 1974, Natural Hazards. Oxford University Press, Oxford.
- WHITE, I. D., MOTTERSHEAD, D. N. und HARRISON, J. J., 1996, Environmental Systems. Chapman und Hall, London.
- WIECZOREK, G. F., 1987, Effect of rainfall intensity and duration on debris flows in central Santa Cruz Mountains, California. *Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology*, 7, 93-104.
- WIECZOREK, G. F., GLADE. T., 2005, Climatic Faktors influencing occurrence of debris flows. In: Debris flow Hazards and Related Phenomena, Hrsg. JAKOB, M. und HUNGR, O., Springer Berlin Heidelberg, 325–362.

- WIECZOREK, G. F. und GUZZETTI, F., 2000, A review of rainfall thresholds for triggering landslides, Hrsg. CLAPS, P. und SICCARDI, F., Mediterranean Storms, Proceedings Plinius Conference '99, Maratea, 14-16 October 1999, GNDCI pub. n. 2012. Editoriale Bios, Cosenza, 407-414.
- WIESENER, H., 1967, Zur Petrologie der ostalpinen Flyschzone. Geologische Rundschau, 56, 227—241.
- WILHELMY, H., BAUER, B., und EMBLETON-HAMANN, C., 2004, Geomorphologie in Stichworten, Endogene Kräfte, Vorgänge und Formen, Berlin, 6. Auflage, 143 Seiten, 50 Abbildungen.
- WILSON, R. C., 1989, Rainstorms, pore pressures, and debris flows: a theoretical framework. In: Landslides in a semi-arid environment, Hrsg. MORTON, D. M., SADLER, P., Publications of the Inland Geological Society, 101–117.
- WILSON, R. C., TORIKAI, J. D und ELLEN, S.D., 1992, Development of Rainfall Warning Thresholds for Debris Flows in the Honolulu District, Oahu, Department of the interior U. Geological Survey, Open – File Report 92 – 521.
- WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY, 1990, A Suggested Method for Reporting a Landslide. Bulletin International Association for Engineering Geology, 41, 5-12.
- ZEPP, H., 2002, Grundriß Allgemeine Geographie: Geomorphologie. Paderborn, München, Wien, Zürich.

Internetquellen:

- Bundesamt für Eich und Vermessungswesen (BEV)., (Hrsg.), 2012, Österreichische Karte 1:50 000, Link: <http://www.austrianmap.at/amap/index.php?SKN=1&XPX=637&YPX=492>, (Zugriff: 12.02.2012)
- Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft (Hsg.) Link: http://gis.lebensministerium.at/eBOD/frames/index.php?PHPSESSID=4b76efc0227d690f73defcf0b061585a&145=true&gui_id=eBOD (Zugriff: 23.03.2012)
- die. wildbach. Oberösterreich, 2008, 200 Tage Gschlifgraben - eine Zwischenbilanz, Link: <http://www.naturgefahren.at/filemanager/download/32964/>, (Zugriff: 10.01.2012)

FEUERBACH, J., o. J, Erdrutsch, Erdsenkung, Bergsturz - Eine wenig beachtete Elementargefahr, 10.

Link: http://www.geo-international.info/Koln_VdS_2004_FEUERBACH.pdf , (Zugriff: 28.02.2012)

Krauter, E., Lauterbach, M. und Feuerbach, J., o. J., Hangdeformationen - Beobachtungsmethoden und Risikoanalyse. geo-international Mainz und Forschungsstelle Rutschungen e.V. an der Johannes Gutenberg-Universität Mainz, 6.

Link: http://www.geo-international.info/Krauter_et_al._Hangdeformationen.pdf, (Zugriff: 28.02.2012)

Land Niederösterreich:

Link: http://www.noel.gv.at/Externeseiten/wasserstand/folder_n_lit/grafiken/N_1971_2000-.gif, (Zugriff: 05.05.2011)

Lebensministerium:

Link: <http://wisa.lebensministerium.at/article/articleview/89358/1/31032>, (Zugriff: 12.03.2012)

Link: http://gis.lebensministerium.at/geoinfo/frames/index.php?&146=true&gui_id=geoinfo , (Zugriff: 10.03.2012)

Link: http://gis.lebensministerium.at/eHYD/frames/index.php?&145=true&gui_id=eHYD, (Zugriff: 09.11.2011)

Statistik Austria:

(http://www.statistik.at/web_de/klassifikationen/regionale_gliederungen/bundeslaender/index.html), Zugriff (21.02.2012)

UNGERSBÖCK, M., AUER, I., RUBEL, F., SCHÖNER, W., SKOMOROWSKI, P., 2001, Zur Korrektur des systematischen Fehlers bei der Niederschlagsmessung. Anwendung des Fehlers für die Öklim Karten.

Link: http://www.srv.vu-wien.ac.at/i136/RUBEL/pdf/DACH-2001_1.pdf, (Zugriff: 21.03.2012)

Wetterzentrale: Link: <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html>, (Zugriff: 22.04.2012)

Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG):

Link: <http://www.zamg.ac.at/klima/klimadaten/klimanormalwerte/index.php>, (Zugriff: 21.07.2010)

<http://www.zamg.ac.at/klima/Klimawandel/Klimaforschung/Klimamessung/Messfehler/> , (Zugriff: 21.03.2012)

Stefan Wallner
Pfalzauerstraße 60a
3021 Pressbaum
✉ stefanwall@gmx.at

Lebenslauf

Vor - und Zuname : Stefan Wallner

Geburtsdatum : 25.06.1985

Staatsbürgerschaft : Österreich

Familienstand : ledig

Glaubensbekenntnis : evang. A.B.

Schulbildung : 1991 – 1995 Volksschule Pressbaum, 3021
1995 – 2000 Gymnasium Sacre Coeur Pressbaum,

2000 – 2004 ORG – Henriettenplatz

Reifeprüfung : 2004

Studium : 2005 WS Meteorologie
2006 SS – 2008 SS 1. Studienabschnitt Geographie
ab WS 2009 2. Studienabschnitt Theoretische –
und Angewandte Geographie mit Schwerpunkt
Geomorphologie, gebundene Wahlfächer: Kartografie und
Hazardforschung

Berufserfahrung
(Auszug): 01/07/2008 – 31/08/2008: KPC GmbH / Wien Abwicklung
von Umweltförderanträgen (Ferialpraktikum, Vollzeit)

01/07/2008 – 31/08/2008: KPC GmbH / Wien Abwicklung von Umweltförderanträgen (Ferialpraktikum, Vollzeit)

01/01/2010 – 28/02/2010: Projektmitarbeit an der Universität Wien, Neukodierung des österreichischen Flussnetzes für das Umweltbundesamt (freier Dienstvertrag, Teilzeit, 20h/Woche)

01/08/2010 – 31/08/2010: Wildbach - und Lawinenverbauung, Stabsstelle Geoinformation, Digitale Erstellung von Gefahrenzonenplänen (Praktikum, Vollzeit)

01/11/2010 – 31/06/2011: Projektmitarbeit an der Universität Wien, digitale Aufbereitung und Archivierung von Gemeindeakten des geologischen Dienstes der niederösterreichischen Landesregierung (freier Dienstvertrag, Teilzeit, 16h/Woche)

01/09/2011 – 31/10/2011: geologischer Dienst der niederösterreichischen Landesregierung, Aufarbeitung und Analyse von Messdaten rund um den Steinbruch Spitz (freier Dienstvertrag, Teilzeit, 20h/Woche)

besondere Kenntnisse:

MS-Office, ArcGIS, SPSS, Photoshop, Führerschein B