

AUS DEM DEPARTEMENT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN – GEOGRAPHIE
UNIVERSITÄT FREIBURG (SCHWEIZ)

**Dendrogeomorphologische Prozessanalyse zum
Schwemmholaufkommen und Rekonstruktion
von Ufererosion zweier voralpiner
Wildbachsysteme**

INAUGURAL-DISSERTATION

Zur Erlangung der Würde eines *Doctor rerum naturalium* der Mathematisch-
Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Freiburg in der Schweiz

Vorgelegt von

Oliver Markus HITZ

aus

Zürich und Hütten ZH (Schweiz)

Dissertation Nr. 1605

UniPrint, 2008

Von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Freiburg in der Schweiz angenommen, auf Antrag von Prof. Dr. Michel Monbaron, Prof. Dr. Horst Strunk, Prof. Dr. Andreas Strasser und Dr. Holger Gärtner.

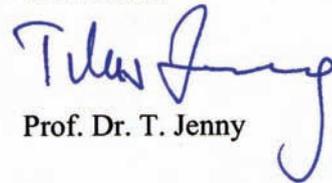
Freiburg, den 27.5.2008

Der Dissertationsleiter:



Prof. Dr. M. Monbaron

Der Dekan:



Prof. Dr. T. Jenny

Vorwort

Zum Gelingen der vorliegenden Arbeit haben viele Personen beigetragen. Danken möchte ich den Professoren der Universität Freiburg Prof. Dr. M. Monbaron als Dissertationsleiter, Prof. Dr. M. Beniston und Prof. Dr. W. Leimgruber als Leiter des Institutes. Durch ihre wohlwollende Unterstützung vorwiegend technischer und infrastruktureller Art war es möglich, in Freiburg ein gut ausgerüstetes Labor für die Präparation und Analyse von Proben zur Jahrringbreitenmessung sowie zur Holzanatomie auszubauen. Hier sind ebenfalls Prof. Dr. C. Collet und Dominik Jungo zu erwähnen, die mich immer wieder in computertechnischen Problemen und deren Lösung unterstützt und mir unter die Arme gegriffen haben. Ebenso danke ich den Sekretärinnen Marie Descloux und Sylvie Bovel, die viel gute Stimmung verbreitet haben, mir beinahe jeden Wunsch von den Augen ablesen konnten und sich ein grosses Verdienst für das gute und produktive Zusammenarbeiten am Institut zuschreiben dürfen.

Ein grosser Dank gebührt natürlich den weiteren Mitarbeitern des Institutes, die sich mit Dendrogeomorphologie beschäftigen: Dr. Ingo Heinrich, der mich in Bezug auf Holzanatomie und bei den englischen Publikationen sehr unterstützt hat, Dr. Markus Stoffel, mit dem ich lange Zeit das Büro geteilt habe und mit dem viele interessante fachliche und private Diskussionen entstanden sind, Dr. Michelle Bollschweiler, die gleichzeitig mit mir an der Dissertation gearbeitet hat, was immer wieder zu interessanten Gesprächen während der Kaffee- beziehungsweise Mittagspause führte, und cand. Dr. Dominik Schneuwly, der viele technische Arbeiten im Rahmen der vorliegenden Dissertation in Angriff genommen hat und mit dem ich später das Büro geteilt habe.

Für die fachliche Begleitung und Betreuung während der gesamten Projektdauer danke ich Dr. H. Gärtner. Als Initiant des Projektes hat er mich insbesondere in das Thema Dendrogeomorphologie mit Wurzeln eingeführt, und er ist mir immer wieder mit Rat und Tat beiseite gestanden.

Grossen Dank für die gute, anfangs sehr intensive und humorvolle Zusammenarbeit gebührt den Vertretern der WSL und des Projektes „Schwemmholz“, insbesondere Hansueli Bucher, mit dem ich viele Feldtage verbracht habe, Christian Rickli für fachliche Diskussionen und Knochenarbeit in Feld und Büro, sowie mehreren Praktikanten.

Auch möchte ich den Vertretern des BUWAL / BAFU, Jean-Jacques Thormann und Dr. André Wehrli, für ihre kompetente Begleitung und Lenkung des Projektes danken. Viele produktive und anregende Diskussionen ergaben sich mit Prof. Dr. Harald Bugmann und Dr. André Wehrli während der Ausarbeitung der Dissertation. Auch Ihnen möchte ich dafür ganz herzlich danken.

Die vorliegende Arbeit wäre kaum ohne die grosse Unterstützung seitens meiner Freundin, meiner Familie und meiner Freunde entstanden. Ihr Verdienst liegt vor allem in den vielen Diskussionen bei auftretenden Problemchen, der moralischen und teilweise tatkräftigen Unterstützung und dem Abholen und Zurückführen ins reale Leben, wenn die Gedanken manchmal bei der Arbeit blieben. Danken möchte ich vor allem meiner Freundin Annett Jähne; sie stellte sich zudem als Hobbyfotografin während mehrerer Feldtage zur Verfügung und von ihr stammen viele schöne Fotografien aus den beiden Wildbächen. Mein Bruder David und Studienkollege Dipl. Forst.-Ing. ETH Markus Reinhard stellten sich für einige Tage Feldarbeiten im Brüggewaldbach zur Verfügung. Meinem Vater Samuel Hitz, meiner Mutter Monica Hitz sowie meinen Grosseltern Peter und Therese Siblinger danke ich für ihre Unterstützung und ihren unbändigen Glauben an mich während meines Doktorates.

Schliesslich danke ich den Herren Prof. Dr. M. Monbaron, Dr. H. Gärtner und Prof. Dr. H. Strunk, dass sie sich als Gutachter und Prüfungsjury für die vorliegende Dissertation zur Verfügung gestellt haben.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	I
Inhaltsverzeichnis	III
Abbildungsverzeichnis	VII
Tabellenverzeichnis	XI
Kurzfassung	1
Brief version	5
Version abrégée	9
1 Einführung	13
1.1 Einleitung	13
1.2 Stand der Forschung	16
1.2.1 Erosionsrekonstruktion	16
1.2.2 Rutschungen	18
1.2.3 Schwemmholz	19
1.3 Zielsetzung	20
2 Grundlagen	25
2.1 Wurzelwachstum	25
2.2 Die Prozesse Erosion und Rutschung	31
2.2.1 Erosion	32
2.2.2 Rutschung	33
2.2.3 Einzelprozesse	35
2.3 Schwemmholz	41
3 Untersuchungsgebiete	43
3.1 Brüggenwaldbach	44
3.2 Steinibach	48
3.3 Gemeinsamkeiten der Wildbäche	50
4 Material und Methoden	51

4.1 Feldmethoden	51
4.1.1 Festlegung der Beprobungsbereiche	51
4.1.2 Kartierung	54
4.1.3 Probenahme	56
4.1.4 Material	57
4.2 Labormethoden der Wurzelanalysen	60
4.2.1 Präparation der Wurzelscheiben	60
4.2.2 Makroskopische Analyse	60
4.2.3 Mikroskopische Analyse	63
4.2.4 Berechnung der Erosionsraten	67
4.3 Labormethoden der Jahrringbreitenanalyse	68
4.3.1 Analyse der Jahrringbreiten und Datierung des Schwemmholzes ...	68
4.3.2 Stabilität der Ufereinhänge	69
4.4 Ursachenanalyse geomorphologischer Prozesse	71
5 Resultate	73
5.1 Holzanatomische Analyse freigelegter Wurzeln	73
5.1.1 Nadelholzwurzeln	73
5.1.2 Die Esche	81
5.1.3 Diagnostische Merkmale für die Freilegungsdatering	93
5.2 Rekonstruktion der Erosionsprozesse mit Wurzeln	94
5.2.1 Brüggewaldbach	95
5.2.2 Steinibach	96
5.3 Jahrringbreitenanalysen von Stammholz	100
5.3.1 Referenzchronologie	100
5.3.2 Rutschungsprozesse	103
5.3.2.1 Brüggewaldbach	103
5.3.2.2 Steinibach	112
5.3.3 Schwemmholz	120

5.4 Ursachenanalyse im Prozesssystem	128
6 Diskussion	131
6.1 Freilegungsdatierung von Wurzeln	131
6.1.1 Freilegung der Nadelholzwurzeln	131
6.1.2 Freilegung der Eschenwurzeln	132
6.1.3 Merkmale der Freilegung und deren Datierung	136
6.1.3.1 Diagnostische Freilegungsmerkmale	136
6.1.3.2 Unspezifische Strukturveränderungen	137
6.1.3.3 Datierung von Merkmalen	138
6.2 Dendrogeomorphologische Prozessrekonstruktion	139
6.2.1 Erosionsprozesse	139
6.2.2 Rutschungsprozesse	142
6.2.3 Schwemmholz	145
6.3 Dynamik des Prozesssystems	147
7 Schlussfolgerungen	151
7.1 Erosionsrekonstruktion: ein Methodenvergleich	151
7.2 Wichtigste Ergebnisse	152
7.3 Ausblick	157
Literaturverzeichnis	161
Anhang A: Tabelle der datierten Wurzelfreilegungen	
Anhang B: Impressionen aus der Feldarbeit	
Anhang C: Liste der Publikationen	

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1:	Dünnschnittpräparate von Fichtenholz	27
Abb. 2:	Schematische Darstellung geomorphologischer Prozesse	35
Abb. 3:	Ufererosion im Steinibach	36
Abb. 4:	Uferrutschungen am Steinibach	37
Abb. 5:	Hangrutschung im Steinibach	38
Abb. 6:	Einhang im Brüggewaldbach mit Zeichen der Denudation	39
Abb. 7:	Erosion in einem Zubringer zum Steinibach	40
Abb. 8:	Karte der Schweiz mit den Untersuchungsgebieten	43
Abb. 9:	Einzugsgebiet des Brüggewaldbaches	44
Abb. 10:	Erosion und Rutschungsprozesse im Brüggewaldbach	45
Abb. 11:	Schwemmholz im Brüggewaldbach	46
Abb. 12:	Geologisch-tektonische Übersicht über den Brüggewaldbach	47
Abb. 13:	Einhänge des Steinibaches	49
Abb. 14:	Situation des Brüggewaldbaches	52
Abb. 15:	Situation des Steinibaches	53
Abb. 16:	Schematische Darstellung einer Uferkante	55
Abb. 17:	Detaillierte Kartierung eines Abschnittes im Steinibach	56
Abb. 18:	Mit Sandpapier geschliffene Wurzelscheibe einer Esche	61
Abb. 19:	Wurzelquerschnitte mit Verletzungen	62
Abb. 20:	Mit Sandpapier geschliffene Wurzelscheibe einer Fichte	63
Abb. 21:	Jahrweise Vermessung der Tracheiden einer Fichtenwurzel	64
Abb. 22:	Jahrweise Vermessung der Faserzellen einer Eschenwurzel	65
Abb. 23:	Jahrweise Vermessung der Gefäße einer Eschenwurzel	66
Abb. 24:	Wachstumsreaktion im Stammholz eines Baumes	70
Abb. 25:	Darstellungsbeispiel der Rutschungsauswertungen	71
Abb. 26:	Darstellungsbeispiel der Niederschlagsereignisse, Wurzelfreilegungen und Schwemmholzdatierungen	72

Abb. 27: Dünnschnitt der Fichtenwurzel B1Au041a mit entsprechendem Graph	74
Abb. 28: Harzkanalreihen bei Nadelhölzern als Hinweis auf die Freilegung ..	75
Abb. 29: Vergleich der Jahrringstruktur einer Fichtenwurzel vor und nach der Freilegung	76
Abb. 30: Dünnschnittpräparat der freigelegten Fichtenwurzel B1Au01e0 mit entsprechendem Graph	77
Abb. 31: Dünnschnittpräparat der freigelegten Tannenwurzel B1Au03g0	78
Abb. 32: Dünnschnittpräparat der freigelegten Eibenwurzel B1Au022c mit entsprechendem Graph	79
Abb. 33: Dünnschnittpräparat der freigelegten Fichtenwurzel B1Au041b	80
Abb. 34: Abrupte Freilegungen bei Nadelhölzern	81
Abb. 35: Dünnschnittpräparate von Stammholz und Wurzelholz der Esche ..	82
Abb. 36: Mit Sandpapier geschliffene Scheibe einer freigelegten Eschenwurzel	82
Abb. 37: Dünnschnitt der freigelegten Eschenwurzel B1Au042d	83
Abb. 38: Mittelwerte der Lumengrösse von Gefässen und Faserzellen der Probe B1Au042d	85
Abb. 39: Boxplots der Faserlumenwerte der Probe B1Au042d	85
Abb. 40: Dünnschnitt der Eschenwurzel S1Au016a mit entsprechendem Graph	86
Abb. 41: Dünnschnitt der Eschenwurzel S1Au012d mit entsprechendem Graph	88
Abb. 42: Situation der Eschenwurzel S1Au012d vor der Probenentnahme ...	89
Abb. 43: Dünnschnitt einer freigelegten Eschenwurzel mit entsprechendem Graph. Die Freilegung kann nicht datiert werden	90
Abb. 44: Abrupte Freilegungen sind auch ohne Zellvermessung erkennbar .	91
Abb. 45: Abrupte Reduktion der Faserzelllumina der Eschenwurzel S2D0617	92
Abb. 46: Lokalisation der untersuchten Mikrostandorte im Brüggwaldbach	95
Abb. 47: Erosionsintensitäten im Brüggwaldbach	96
Abb. 48: Lokalisation der untersuchten Mikrostandorte im Steinibach	97
Abb. 49: Detailkartierung eines Abschnittes im Steinibach	97

Abb. 50: Erosionsintensitäten im Steinibach	99
Abb. 51: Detailkartierung und Erosionsintensitäten im Steinibach	99
Abb. 52: Referenzkurven von Tanne und Buche im Brüggenwaldbach	101
Abb. 53: Referenzkurven von Fichte und Tanne im Steinibach	103
Abb. 54: Geomorphologische Situation der Baumgruppen RA und RB im Brüggenwaldbach	104
Abb. 55: Reaktionen auf Rutschungsbewegungen der Baumgruppe RA im Brüggenwaldbach	105
Abb. 56: Reaktionen auf Rutschungsbewegungen der Baumgruppe RB im Brüggenwaldbach	105
Abb. 57: Rinne des Rutschkomplexes RA und RB im Brüggenwaldbach	106
Abb. 58: Rutschung RC im Brüggenwaldbach	107
Abb. 59: Geomorphologische Situation der Baumgruppe RC im Brüggenwaldbach	108
Abb. 60: Reaktionen auf Rutschungsbewegungen der Baumgruppe RC im Brüggenwaldbach	109
Abb. 61: Rutschkomplex RD, RE und RF im Brüggenwaldbach	110
Abb. 62: Reaktionen auf Rutschungsbewegungen der Baumgruppe RD und RE im Brüggenwaldbach	110
Abb. 63: Geomorphologische Situation der Baumgruppen RD, RE und RF im Brüggenwaldbach	111
Abb. 64: Bilder der Rutschung SGA im Steinibach	112
Abb. 65: Baumreaktionen auf Bewegungen der Rutschung SGA im Steinibach	113
Abb. 66: Geomorphologische Situation der Rutschung SGA im Zeitraum zwischen 1950 und 1960	114
Abb. 67: Geomorphologische Situation der Rutschung SGA im Zeitraum zwischen 1990 und 2005	115
Abb. 68: Baumreaktionen auf Bewegungen der Rutschung SGB im Steinibach	116
Abb. 69: Bilder aus der Rutschung SGB im Steinibach	117
Abb. 70: Geomorphologische Situation der Rutschung SGB im Zeitraum zwischen 1925 und 1935	118

Abb. 71: Geomorphologische Situation der Rutschung SGB im Zeitraum zwischen 1985 und 1995	119
Abb. 72: Jahrringbreitenkurven von Schwemmholz mit starkem Wachstumseinbruch	121
Abb. 73: Vergleich der Verweildauer des Schwemmholzes der beiden Bäche	124
Abb. 74: Boxplots der Verweildauer des Schwemmholzes aus beiden Bächen	125
Abb. 75: Korrelationen der Verweildauer mit dem Mittendurchmesser und der Länge	126
Abb. 76: Zersetzungsgeschwindigkeit der Nadelholzproben	127
Abb. 77: Vergleich zwischen Niederschlags- und dendrodatierten Ereignissen im Brüggenwaldbach	128
Abb. 78: Vergleich zwischen Niederschlags- und dendrodatierten Ereignissen im Steinibach	129
Abb. 79: Schematische Skizze einer in einem Gully gelegenen Eschenwurzel	134
Abb. 80: Jährliche Niederschlagssummen in Schüpfheim	135
Abb. 81: Hangmure im Steinibach als Folge der starken Niederschläge im Sommer 2005	144
Abb. 82: Verklausung im Steinibach	149

Tabellenverzeichnis

Tab. 1:	Unterschiede zwischen dem Stamm- und dem Wurzelholz der Esche	28
Tab. 2:	Untersuchte Wurzelproben nach Baumarten	58
Tab. 3:	Referenzchronologien der beiden Untersuchungsgebiete	58
Tab. 4:	Charakterisierung der untersuchten Rutschflächen beider Bäche ..	59
Tab. 5:	Anzahl entnommene Schwemmhölzer in den beiden Bächen	59
Tab. 6:	Untersuchte Prozesse, Methoden und Mengen entsprechender Mikrostandorte in den beiden Wildbächen	59
Tab. 7:	Anzahl untersuchter Baumwurzeln für die Freilegungsdatierung	93
Tab. 8:	Eignung untersuchter Baumwurzeln für die Erosionsdatierung	93
Tab. 9:	Untersuchte Einzelprozesse und Anzahl entsprechender Mikrostandorte und Wurzelproben in den beiden Wildbächen	94
Tab. 10:	Berechnung der durchschnittlichen Erosionsrate für die untersuchten Mikrostandorte im Brüggewaldbach	95
Tab. 11:	Erosionsrate der angesprochenen Einzelprozesse im Brüggewaldbach	96
Tab. 12:	Berechnung der mittleren Erosionsrate für die untersuchten Mikrostandorte im Steinibach	98
Tab. 13:	Erosionsrate der angesprochenen Einzelprozesse im Steinibach ...	100
Tab. 14:	Charakterisierung der in Bezug auf Hangstabilität beprobten Bäume im Brüggewaldbach	103
Tab. 15:	Schwemholzproben der beiden Untersuchungsgebiete	120
Tab. 16:	Beobachtete Wachstumseinbrüche in den Schwemholzproben ...	121
Tab. 17:	Anzahl der Schwemholzproben des Brüggewaldbaches (BWB) und des Steinibaches (SB) pro Zersetzungsgrad (ZG)	122
Tab. 18:	Lebensdauer und Verweildauer der Schwemholzproben des Brüggewaldbaches (BWB) und des Steinibaches (SB)	123
Tab. 19:	Verweildauer der Schwemholzproben des Brüggewaldbaches (BWB) und des Steinibaches (SB) pro Zersetzungsgrad (ZG)	123
Tab. 20:	Korrelationsmatrix der Niederschlagsextreme mit freigelegten Wurzeln, datierten Schwemmhölzern und Rutschungsaktivitäten ...	129

Tab. 21: Erosionsraten aus ähnlichen Untersuchungen	141
Tab. 22: Eignung und Datierbarkeit von Schwemholzproben	147

Kurzfassung

Aufgrund des globalen Klimawandels wird davon ausgegangen, dass regional speziell Starkniederschlagsereignisse zunehmen werden. Auch die Schweiz ist jedes Jahr von Unwetterschäden betroffen, die als Folge von Niederschlagsereignissen auftreten. Schäden entstehen beispielsweise durch Erosion und Akkumulation von Geschiebe oder durch Schwemmholz in Fließgewässern. In Wildbächen ist die Ufererosion durch Hochwasserabfluss entscheidend für die Bereitstellung von Schwemmholz, beispielsweise indem sie die Stabilität von Uferböschungen und Gerinneabhängen beeinflusst. Insbesondere in Gebieten mit hoher Reliefenergie stehen Erosionsprozesse mit anderen Massenbewegungen wie zum Beispiel Rutschungen in Wechselwirkung. Innerhalb dieses komplexen Prozesssystems besteht derzeit wenig Kenntnis über die quantitative Bedeutung der einzelnen Holzeintragsprozesse. Die Rekonstruktion der einzelnen Prozesse erlaubt eine quantitative Analyse des Holzeintrags. Hierzu spielen jahringanalytische Datierungsmethoden aufgrund ihrer jahrgenauen Auflösung eine zunehmend wichtige Rolle.

Erste dendrogeomorphologische Arbeiten zur Erosionsrekonstruktion verwendeten in den 1960er-Jahren Nadelholzwurzeln zur Abschätzung der Erosionsmenge. In den 1980er-Jahren und später werden Merkmale wie die Exzentrizität oder das Auftreten von Druckholz zur Datierung des Freilegungszeitpunktes der Wurzeln herangezogen. Neuere Arbeiten untersuchen holzanatomische Merkmale zur Datierung. Aufgrund der freilegungsbedingten Veränderung der Holzanatomie kann der Freilegungszeitpunkt von Nadelholzwurzeln eindeutig und aufs Jahr genau bestimmt werden. Die anatomische Struktur der Laubbölzer ist komplexer und vielfältiger als diejenige der Nadelhölzer, eine Freilegungsreaktion muss daher artspezifisch beschrieben werden. Bei den Laubbaumarten ist eine vergleichbare Reaktion auf Freilegung bisher erst bei Buche (*Fagus sylvatica* L.) bekannt.

Die vorliegende Arbeit untersucht zum ersten Mal die Freilegungsreaktion von Wurzeln der Baumart Esche (*Fraxinus excelsior* L.) und vergleicht sie mit den bekannten Freilegungsreaktionen der Nadelhölzer. Die Arbeit trägt somit zur Erweiterung des Methodenspektrums bei, indem sie Erosionsprozesse in Wildbächen, deren Uferbestockung mehrheitlich aus Laubbäumen besteht, rekonstruiert. Neben den Erosionsprozessen werden Rutschungsprozesse in den Abhängen der Wildbäche mit dendrogeomorphologischen Methoden untersucht. Die

Rekonstruktionen der Eintragsprozesse werden mit Datierungen von Schwemmh Holz aus dem Gerinnebereich verglichen. Dieser Methodenverbund ermöglicht im Rahmen der vorliegenden Arbeit einen Einblick in das Prozesssystem Wildbach. Zu diesem Zweck werden in der vorliegenden Arbeit zwei schweizerische, voralpine Wildbachsysteme (Brüggentalbach, Schwyz und Steinibach, Luzern) untersucht. Innerhalb eines Untersuchungsabschnittes von einem Kilometer Länge werden in beiden Wildbächen die Prozesse der direkten Ufererosion, der Ufer rutschung, der Hangrutschung, der Denudation und der Erosion im Zubringer angesprochen. Die Untersuchung dieser fünf Prozesse erfolgt anhand von freigelegten Baumwurzeln und Bohrkernen von Baumstämmen. Insgesamt werden dazu 206 Wurzelscheiben und die Bohrkern von 63 Stämmen analysiert, sowie je zwei gebietsspezifische Referenzchronologien (von Tanne und Buche im Brüggentalbach und von Fichte und Tanne im Steinibach) zum Vergleich mit den Bäumen aus den rutschungsaktiven Einhängen und zur Datierung der Schwemmh Holzproben erarbeitet. Zur Analyse der Schwemmh Holz dynamik werden im Brüggentalbach 52 Stammscheiben von Tannen (29 Proben) und Buchen (23 Proben) und im Steinibach 47 Stammscheiben von Fichten (31 Proben) und Tannen (16 Proben) aus abgestorbenen Schwemmh Holzstücken im Gerinnebereich entnommen.

Erstmals kann eine Freilegungsreaktion bei der Esche nachgewiesen werden. Basierend auf den Ergebnissen dieser Arbeit wird die Freilegungsreaktion bei der Baumart Esche über eine relative Veränderung der Faserzellgrößen definiert. An vier Stellen in den Gerinnen sind Eschenwurzeln direkt neben Nadelholzwurzeln freigelegt worden, dabei kann das bei den Eschenwurzeln eruierte Freilegungsjahr durch die Analyse der Nadelholzwurzeln bestätigt werden. Acht von zehn mittels Zellgrößenvermessung analysierten Eschenproben zeigen eine deutliche Reduktion der mittleren Lumengröße der Faserzellen. Elf weitere Eschenproben zeigen ebenfalls sehr deutliche, abrupte Reaktionen, die ohne Zellvermessung makroskopisch oder aufgrund eines Dünnschnittpräparates eindeutig datiert werden können.

Insgesamt kann bei 124 Baumwurzeln der Freilegungszeitpunkt datiert werden. Aus den Datierungen kann je nach Mikrostandort die Erosionsrate bestimmt werden. Im Brüggentalbach variieren die durchschnittlichen Erosionsraten zwischen 1.03 ± 0.08 und 6.26 ± 4.75 cm/Jahr, im Steinibach zwischen 0.90 ± 0.62 und 4.44 ± 5.27 cm/Jahr. Die direkte Ufererosion beträgt im Brüggentalbach 2.10 ± 1.92 cm/Jahr und im Steinibach 1.86 ± 2.05 cm/Jahr. Die grosse Streuung im Verhältnis zur mittleren Erosionsrate beispielsweise bei der direkten

Ufererosion ist darauf zurückzuführen, dass es sich um verschiedene Punktinformationen in hoch aktiven Systemen handelt.

Für die Analyse der Hangrutschungen können im Brüggewaldbach Jahrringe ab 1880 ausgewertet werden. Es zeigen sich dabei Aktivitätsphasen um die Jahre 1944 und 1987. Die Bestockung weiterer Rutschflächen im Brüggewaldbach ist wesentlich jünger, so dass Jahrringe erst ab 1960 analysiert werden können. Der Analysezeitraum im Steinibach beginnt bei der ersten Rutschung um 1850, bei der zweiten um 1900. Die erste Rutschung zeigt zwischen 1850 und 1950 nur sehr schwache Aktivität, danach zwei starke Aktivitätsphasen beginnend um 1950 und um 1985. Die zweite Rutschung zeigt ebenfalls zwei deutliche Aktivitätsphasen jeweils beginnend um 1929 und um 1987.

Aus den Datierungen der beprobten Schwemmholzstücke lässt sich die mittlere Verweildauer berechnen. Sie beträgt im Brüggewaldbach 18 ± 7.3 Jahre ($n = 44$ Proben), während sie mit 12 ± 8.3 Jahren ($n = 39$ Proben) im Steinibach etwas kürzer ist. Buchenholz (Brüggewaldbach) und Fichtenholz (Steinibach) weisen in beiden Bächen eine kürzere Verweildauer auf als Tannenholz.

In den Wildbächen wird der Zusammenhang von Wurzelfreilegungen, Anzahl datierter Schwemmholzstücke und Rutschungsaktivität (Steinibach) und meteorologischen Ereignissen untersucht. Sowohl monatliche, saisonale und jährliche Niederschlagssummen als auch die Anzahl jährlicher Niederschlagsextreme (Tages- und Dreitagesniederschlagssummen) werden mit den Ergebnissen aus der Studie verglichen. Es können keine signifikanten Korrelationen festgestellt werden.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass im Rahmen dieser Arbeit erstmals die Freilegungsreaktion von Wurzeln der Baumart Esche untersucht, beschrieben und zur Rekonstruktion von Erosionsprozessen benutzt wird. Daneben gelangt die Freilegungsreaktion der Nadelhölzer zur Anwendung. Mit dieser Methodik können Erosionsraten unterschiedlicher geomorphologischer Prozesse, die sich an den Ufern und in den Einhängen von Wildbächen abspielen, exakt rekonstruiert werden.

Brief version

Due to the global climate change an increase of heavy precipitation events on a regional scale is expected. Especially in Switzerland, damages from natural hazards resulting from heavy precipitation events occur every year. Damages arise from erosion and accumulation of bed load material or driftwood in mountain torrents and rivers. In mountain torrents, erosion of the embankments during high water level discharges is an essential requirement for the formation of driftwood because it destabilises the embankments and the adjacent slopes. Particularly in areas with steep slopes, erosion processes interact with other mass movements such as landslides. Within this complex process system little knowledge exists about the quantitative importance of each single process responsible for the formation of driftwood. The reconstruction of the single processes allows a quantitative description of the driftwood entry. In this context, dating methods used in dendrochronology play an increasingly important role because of their annual resolution.

In the 1960s, early dendrogeomorphological research on the reconstruction of erosion used conifer roots to estimate the amount of erosion. From the 1980s onwards, features such as eccentricity or the presence of compression wood were added as tools to date the exposure time of roots. Current research also examines wood anatomical features and uses them as dating tools. The root exposure results in changes of the wood anatomy and hence it is possible to exactly date the exposure of conifer roots in annual resolution. The wood anatomical structure of broadleaved trees is more complex and multifaceted than the structure of conifers, therefore, it is necessary to determine the reaction due to exposure for each species. Among the broadleaved trees such a wood anatomical reaction due to exposure is to date known only for beech (*Fagus sylvatica* L.).

The current study for the first time examined the anatomical reactions of Ash tree roots (*Fraxinus excelsior* L.) due to exposure and compared them with the known reactions found in conifers, and thus, the study aimed to broaden the spectrum of existing methodologies. The present study then used this method to reconstruct erosion processes in mountain torrents which are bordered mainly by broadleaved trees. In addition to the erosion processes landslide dynamics on the adjacent slopes were investigated with dendrogeomorphological methods. The reconstructions of the processes leading to driftwood entry into the torrents were compared with actual driftwood found in the torrents and dated with

dendrochronological methods. Within the frame of the current research, the combination of methods aspired to give new insights into the process system of mountain torrents. For this purpose the present study examined two Swiss pre-alpine torrents (Brüggewaldbach, Schwyz and Steinibach, Luzern). Within a research area of one kilometre length, processes of riparian erosion, landslides of the embankments, landslides of slopes, denudation and erosion in the tributaries were examined in both torrents. The investigation of these five processes was based on the analysis of exposed tree roots and increment cores of tree stems. A total of 206 root discs and cores from 63 trees were analysed and two local reference chronologies (of fir and beech in the Brüggewaldbach and of spruce and fir in the Steinibach) were compiled for comparison with the trees from the active slopes and to also date the driftwood samples. In Brüggewaldbach and Steinibach, 52 discs of fir (29 samples) and beech (23 samples) and 47 discs of spruce (31 samples) and fir (16 samples), respectively, were taken from dead wood in the vicinity of the torrents for the analysis of the driftwood dynamics.

For the first time, a reaction due to exposure was shown in Ash roots. Based on the new results of the present research the reaction of Ash roots due to exposure was defined as a relative change of the lumen area of the fibre cells. At four sites within the torrents roots of Ash trees and conifer trees growing next to the Ash trees were exposed. The dating of the root exposure in the Ash trees was confirmed by the analysis results of the conifer roots. Eight out of ten samples of Ash roots analysed for the lumen area of the fibre cells showed a distinct reduction of the mean lumen area. Eleven more samples of Ash roots also contained a distinct and abrupt reaction, which was clearly dated macroscopically or on the basis of thin micro-sections but without measuring the lumen areas.

The reaction due to root exposure was dated in a total of 124 tree roots. From these dated roots an erosion rate according to the site conditions was determined. In the Brüggewaldbach the mean rates of erosion varied between 1.03 ± 0.08 and 6.26 ± 4.75 cm/year and in the Steinibach between 0.90 ± 0.62 and 4.44 ± 5.27 cm/year. The riparian erosion amounted to 2.10 ± 1.92 cm/year in the Brüggewaldbach and to 1.86 ± 2.05 cm/year in the Steinibach. The large variation, for example of the riparian erosion in relation to the mean rate of riparian erosion, was due to the fact that the rate of erosion was always analysed at only certain points of an extremely active system.

For the analysis of the landslides on the slopes of the Brüggewaldbach tree rings going back to 1880 were utilised. The results indicated phases of landslide activity during 1944 and 1987, approximately. The forest stands on other active slopes in

the Brüggewaldbach area are considerably younger, therefore, tree rings could not be analysed before 1960. The analysed period in the Steinibach starts with the first landslide at approximately 1850 and the second at about 1900. The first landslide showed low activity between 1850 and 1950 and afterwards two phases of high activity beginning at approximately 1950 and 1985. The second landslide also had two distinct phases of activity at about 1929 and 1987.

From the dated driftwood discs a mean residence time was calculated for the Brüggewaldbach of 18 ± 7.3 years ($n = 44$ samples) and a shorter mean residence time for the Steinibach of 12 ± 8.3 years ($n = 39$ samples). In both torrents, wood of beech (Brüggewaldbach) and spruce (Steinibach) possessed a shorter residence time than wood of fir.

In both torrents the relationship between root exposure, amount of dated driftwood discs and the landslides activity (Steinibach) were compared with meteorological data. Monthly, seasonal and annual totals of precipitation as well as the amount of annual extremes of precipitation (daily totals and totals of three days) were calculated and compared with the study results, however, no significant correlations were found.

Overall, this study has for the first time analysed and specified the reaction found in Ash roots due to exposure. It has demonstrated that Ash roots can be used to reconstruct erosion processes. Moreover, the reaction of coniferous roots due to exposure has been implemented as well. It has been shown that this methodology facilitates the reconstruction of erosion rates of different geomorphological processes which take place on the embankments and the adjacent slopes of mountain torrents.

Version abrégée

En raison du changement climatique global, il faut s'attendre à l'avenir à une augmentation des événements de fortes précipitations régionales. La Suisse subit également chaque année des dégâts dus aux intempéries, conséquences directes d'événements pluviométriques exceptionnels. Les dégâts sont causés par exemple par l'érosion et l'accumulation de sédiments détritiques, ou par le bois flotté dans les cours d'eau. Dans les torrents, l'érosion des berges par des eaux de crue est déterminante pour la fourniture de bois flotté, en ce qu'elle influence la stabilité des berges et des versants adjacents. Dans les régions à forte énergie du relief, ces processus d'érosion interfèrent avec d'autres types de mouvements de masse, par exemple les glissements de terrain. Pour un tel système complexe de processus, on ne dispose actuellement que de peu de connaissances concernant l'ampleur des divers apports de bois. La reconstitution de chaque processus pour lui-même permet une analyse quantitative de l'apport de bois. Pour y parvenir, la méthode de datation par l'analyse des cernes de bois est déterminante, grâce à son échelle de résolution à l'année près.

Les premiers travaux dendrogéomorphologiques d'estimation de la valeur de l'érosion, dans les années 1960, se sont basés sur l'étude des racines de conifères. Dans les années quatre-vingts et suivantes, des indices tels que l'excentricité ou l'apparition de bois de compression furent employés pour déterminer le moment précis de la mise à nu des racines. Les travaux récents mettent à profit des éléments d'anatomie du bois pour la datation. En raison des changements anatomiques du bois causés, chez les conifères, par la mise à nu des racines, on peut déterminer à l'année près l'occurrence d'un tel événement. La structure anatomique des arbres à feuilles caduques est plus complexe que celle des conifères ; il est donc nécessaire de décrypter une réaction spécifique de ces arbres. Jusqu'à présent, seul le comportement du hêtre (*Fagus sylvatica* L.) est connu.

Le présent travail étudie pour la première fois la réaction de mise à nu des racines du frêne (*Fraxinus excelsior* L.) et la compare avec celles, mieux connues, des conifères. Cette étude propose donc un élargissement de l'arsenal méthodologique. Elle permet de reconstituer les processus d'érosion dans des torrents dont le peuplement des versants est principalement constitué d'espèces caduques. Outre les processus d'érosion, les mouvements de masses affectant les versants des torrents montagnards sont étudiés au moyen des méthodes

dendrogéomorphologiques. Les reconstitutions des processus d'apport sont comparées avec les datations de bois flottés récoltés dans les lits des torrents. Ce croisement de méthodes permet une approche du système processuel « torrent de montagne ». A cette fin, deux systèmes torrentiels préalpins suisses ont été étudiés (Brüggwaldbach (BWB), Schwytz et Steinibach (SB), Lucerne). Le long d'un tronçon d'étude de 1 km de longueur pour chaque torrent, les processus d'érosion directe du torrent, de glissement de berge, de glissement de versant, de la dénudation ainsi que de l'érosion par les petits affluents latéraux ont été abordés. L'approche de ces cinq processus s'est appuyée sur l'étude des racines mises à nu ainsi que celle de carottes prélevées dans les troncs d'arbres. Au total, ce sont 206 disques de racines et des carottes provenant de 63 troncs qui ont été analysés. En outre, dans chacun des bassins versants, deux chronologies de référence ont été réalisées (sur des sapins et des hêtres dans le Brüggwaldbach, sur des épicéas et des sapins dans le Steinibach), ceci pour les comparer aux arbres affectés par les glissements de versants actifs, ainsi que pour dater les bois flottés. Pour l'analyse de la dynamique de ces derniers, il a été prélevé 52 disques sur des troncs de sapins (29 échantillons) et de hêtres (23 échant.) dans le BWB, ainsi que 47 disques d'épicéas (31 échant.) et de sapin (16 échant.) dans le SB, le tout sur des fragments de bois flottés reposant dans le lit de ces torrents.

Pour la première fois a été mise en évidence la réaction spécifique du frêne. Ce travail démontre que la mise à nu de racines de frêne provoque une variation relative de la dimension des cellules fusiformes. En quatre endroits différents des lits torrentiels, des racines de frênes ont été dénudées juste à côté de racines de conifères, ce qui a permis de confirmer la datation de mise à nu déterminée sur les frênes. Huit des dix échantillons de frênes, étudiés au moyen de la mensuration de la dimension des cellules, montrent une nette réduction de la dimension moyenne de la lumière des cellules fusiformes. Onze autres échantillons de frênes montrent de très brutales réactions, qui peuvent être datées directement, sans avoir recours à des mensurations sur des coupes minces.

Ce sont au total 124 racines d'arbres dont on a pu déterminer la date de mise à nu par l'érosion. Sur la base de ces valeurs, on peut calculer pour chaque site des coefficients d'érosion. Dans le BWB, ces coefficients moyens varient entre 1.03 ± 0.08 et 6.26 ± 4.75 cm/an, dans le SB entre 0.90 ± 0.62 et 4.44 ± 5.27 cm/an. L'érosion de berge directe est de 2.10 ± 1.92 cm/an dans le BWB et de 1.86 ± 2.05 cm/an dans le SB.

Concernant les glissements de versants dans le BWB, on a pu y relever des cernes remontant à 1880. Des phases d'activité particulièrement marquées ont eu lieu aux alentours des années 1944 et 1987. Dans le même secteur, le peuplement d'autres zones de glissement est significativement plus jeune, si bien qu'on n'a pu y analyser les cernes qu'à partir de 1960. Dans le SB, le laps de temps analysé débute pour le premier glissement aux alentours de 1850, pour le second vers 1900. Le premier glissement ne montre qu'une très faible activité entre 1850 et 1950, mais par la suite deux phases d'activité marquée, l'une dès 1950, l'autre vers 1985. Le second glissement révèle également deux phases actives majeures, débutant vers 1929 et 1987.

En datant les bois flottés échantillonnés, on peut calculer la durée moyenne de séjour du bois. Elle est de 18 ± 7.3 ans ($n = 44$ échant.) dans le BWB, alors qu'elle est plus courte (12 ± 8.3 Jahren, pour 39 échant.) dans le SB.

Dans les deux torrents, les relations entre la dénudation des racines, le nombre de segments datés de bois flotté et l'activité des glissements (SB), respectivement les événements météorologiques, ont été étudiées. Les sommes des précipitations mensuelles, saisonnières et annuelles, ainsi que le nombre d'événements de précipitations extrêmes (sommes de précipitations journalières et sur trois jours) ont été confrontés aux résultats de cette étude. Il n'a pas été possible de démontrer de corrélations significatives.

En résumé, ce travail étudie et décrit pour la première fois la réaction de dénudation des racines du frêne, puis l'applique à la reconstitution des processus d'érosion. Autre aspect de l'étude: l'approche des réactions de dénudation des conifères. Par le croisement de ces méthodes, on peut reconstituer avec précision des taux d'érosion de divers processus géomorphologiques qui surviennent sur les versants des torrents de montagne.

1 Einführung

1.1 Einleitung

Der Klimawandel führt zu einer Erhöhung der Temperaturen und zu einer Zunahme der globalen Niederschlagsmenge (Messerli et al. 2000). Dabei resultieren die regionalen Veränderungen nicht überall in einer Zunahme der Niederschläge. Die stärksten Zunahmen werden in den mittleren und höheren Breiten der nördlichen Hemisphäre beobachtet (IPCC 2007, Zhang et al. 2007). Darüber hinaus betreffen diese regionalen Veränderungen nicht nur die jährliche Niederschlagsmenge, sondern auch die saisonale Verteilung und die Häufigkeit von Extremereignissen. So verlagern sich die Niederschläge einerseits saisonal vom Sommer in den Winter und andererseits vermehrt sich das Auftreten von Starkniederschlägen (Rebetez 2006, OcCC 2007). Diese häufigeren Starkniederschläge resultieren aus der lokalen Thermik, die wiederum massgeblich durch das Relief beeinflusst wird (Beniston 2006). Gerade für die Schweiz, die im unmittelbaren Einflussbereich der Alpen liegt, könnte dies schwerwiegende Konsequenzen haben. Da die Alpen als Klimabarriere zwischen Nord- und Südeuropa wirken, könnten sich vor allem in den nördlichen Alpenregionen sowohl heftige, einige Stunden bis einige Tage andauernde Niederschläge, als auch intensive Trockenperioden häufen (Schwandt 2004, OcCC 2007). Diese Veränderungen des Niederschlagsverhaltens wirken sich wiederum auf das Abflussverhalten von Fliessgewässern aus (Goudie 2006). Insbesondere nach längeren Trockenperioden führen daher extreme Niederschläge zu hohen Abflussspitzen, die vor allem in besiedelten Gebieten zu Überschwemmungsereignissen mit grossen finanziellen Schäden führen können (Bronstert 2003, OcCC 2003). Wie aktuelle Modellsimulationen prognostizieren, wird sowohl die Frequenz als auch die Magnitude solcher Hochwasserereignisse in ganz Europa ansteigen (Caspary 2000, Pfister et al. 2004). Die Lage der Nullgradgrenze spielt eine grosse Rolle für die Wasserspeicherkapazität der Hochlagen, und diese ist von grosser Bedeutung für die Hochwassergefahr (Bader und Kunz 1998, Häberli und Beniston 1998). So kann aus einem Starkniederschlag, der mit einer hohen Nullgradgrenze zusammenfällt, ein extremer Hochwasserabfluss resultieren (OcCC 2007). Angesichts der steigenden Temperaturen nimmt die Wahrscheinlichkeit einer solchen Konstellation zu.

Speziell Starkniederschläge werden weltweit als massgebliche Auslöseereignisse für erosive Prozesse angesehen (Coulthard et al. 2000, Nearing et al. 2005). Das Verständnis der detaillierten Prozesszusammenhänge vor allem in Relation zu extremen Erosionsereignissen ist diesbezüglich jedoch noch lückenhaft (Boardman 2006). Zwar schützt in den gemässigten Breiten die Vegetation den Boden, trotzdem hat die Erosion grosse finanzielle Verluste im Agrarsektor zur Folge, da es bei steilen Hangneigungen vor allem nach der Ernte zu erheblichem Bodenverlust kommt (Bryan 2000, Descroix und Mathys 2003, Gabris et al. 2003). Insbesondere in Gebieten mit hoher Reliefenergie stehen Erosionsprozesse mit anderen Massenbewegungen wie Rutschungen in Wechselwirkung. So entsteht im Einzugsgebiet von Wildbächen, die im Vergleich zu Tieflagenflüssen entlang der Gerinne mehrheitlich steile seitliche Einhänge aufweisen, ein komplexes Prozesssystem (Golden und Springer 2006). Dieses Prozesssystem wird massgeblich durch Niederschlag und Abfluss beeinflusst, wobei der Unterschied zwischen minimalem und maximalem Abfluss speziell bei Wildbächen enorm ist (Rebetez 2006). Aufgrund dieser Komplexität des Systems können bestehende Simulationsmodelle zum Feststoffhaushalt der Tieflagenflüsse nicht einfach auf das Verhalten von Wildbächen ausgeweitet werden (Kienholz et al. 1998).

Das Systemverständnis des Prozesssystems Wildbach erfordert die Identifizierung und Analyse der einzelnen geomorphologischen Prozesse (Lancaster 2003, Benda et al. 2005, Schuerch et al. 2006). Basierend auf diesen Erkenntnissen müssen die vielfältigen Interaktionen zwischen den einzelnen Systemkomponenten eruiert werden (Bilby und Ward 1989, Tabacchi et al. 2000, Chin und Wohl 2007). Als wichtigste Systemkomponenten können dabei fluviale Erosion und Rutschungen genannt werden (Fryirs et al. 2007). Rutschungen werden massgeblich durch extreme Niederschläge ausgelöst (De Vita und Reichenbach 1998, Ibsen und Casagli 2004, Giannecchini 2006), wobei diese in Wildbächen aber auch als Sekundärprozesse auftreten können, wenn Hänge durch die fluviale Erosion am Hangfuss destabilisiert werden (Dapporto et al. 2003). Rutschungs- und Erosionsprozesse sind zudem auch massgebliche Faktoren des Schwemmholzeintrages in Wildbäche (May und Gresswell 2003a/b, Comiti et al. 2006). Dadurch, dass Schwemmholz speziell an Engpässen im Gerinnebett zu Verklausungen führen kann, erhöht es das Risiko, dass das Fliessgewässer während der Abflussspitze ausufert. Derzeit besteht wenig Kenntnis über die quantitative Bedeutung dieser Holzeintragsprozesse.

Gravitative Prozesse wie Rutschungen, Murgänge, Steinschlag oder Lawinen lassen sich mit dendrogeomorphologischen Methoden analysieren (Alestalo 1971, Gärtner et al. 2003b, Gärtner et al. 2004, Stoffel 2006). Dabei können Einzel-

ereignisse datiert und ihre jeweilige räumliche Ausbreitung dokumentiert werden, sofern die Ereignisse lebende Bäume tangieren. Weiter können daraus ganze Zeitreihen von Ereignissen, durch die in den Stammjahren der Bäume gespeicherten Informationen, rekonstruiert werden (Stoffel et al. 2005). Aus diesen Zeitreihen lassen sich anschliessend die Frequenz und vielfach auch die Magnitude des analysierten Prozesses herleiten (Stoffel 2006). Frequenz und Magnitude dienen wiederum als Basis für die Gefahrenbeurteilung. Im Weiteren können die auslösenden Faktoren des Prozesses analysiert werden, beispielsweise indem die Zeitreihen der Ereignisse mit Niederschlagswerten korreliert werden (Stoffel et al. 2007). Mit diesem Methodenspektrum lässt sich sodann die räumliche und zeitliche Dimension gravitativer Prozesse analysieren. Im Gegensatz zu den genannten gravitativen Prozessen ist die fluviale Erosion schwieriger zu erfassen (Gärtner et al. 2004). Bisherige Arbeiten verwenden vorwiegend freigelegte Baumwurzeln von Nadelbäumen, um den Freilegungszeitpunkt basierend auf holzanatomischen Veränderungen jahrgenau zu datieren und somit Erosionsbeträge zu rekonstruieren (Gärtner 2006). Aufgrund der komplexeren, zudem artspezifisch unterschiedlichen holzanatomischen Struktur der Laubbaumarten ist eine vergleichbare Reaktion auf Freilegung bisher erst bei Wurzeln der Buche bekannt (Sahling 2007). Angesichts der Tatsache, dass jahrgenaue Freilegungsdatierungen bis anhin nur bei Nadelbaumarten und bei der Buche angewendet werden können, beschränken sich die Erosionsstudien auf das Verbreitungsgebiet der jeweiligen Baumarten. Aus diesem Grund beziehen sich die bisherigen Arbeiten vorwiegend auf Hochlagen und Buchenstandorte (Gärtner 2007). An Standorten, wie Uferbereiche von Wildbächen der mittleren und tieferen Lagen, wo mehrere Baumarten vorherrschen, erlaubt die Rekonstruktion von Ereignissen anhand von Nadelhölzern und Buchen den Vergleich mit bisher unerforschten Freilegungsreaktionen anderer Baumarten.

Die vorliegende Arbeit trägt zur Erweiterung des Methodenspektrums bei und analysiert hierzu die Freilegungsreaktion von Eschenwurzeln. Diese Freilegungsreaktion dient zur Datierung des Freilegungszeitpunktes, welcher die Rekonstruktion von Ufererosion erlaubt. Zudem wird in dieser Arbeit die Rutschungsaktivität in den Einhängen mit dendrogeomorphologischen Methoden untersucht und im Gerinnebereich vorhandenes Schwemmholz datiert. Schliesslich werden die Interaktionen der einzelnen Systemkomponenten analysiert.

1.2 Stand der Forschung

1.2.1 Erosionsrekonstruktion

Die Erosionsforschung begann am Anfang des 20. Jahrhunderts in den USA und konzentriert sich auf Landwirtschaftsflächen. Auf der Basis von Bodenerosions-Messstationen wurden erste Modelle zur Berechnung der fluvialen Bodenerosion entwickelt (Smith 1958, Wischmeier und Smith 1961). Im Gegensatz zu diesem prozessorientierten Ansatz sind in Mitteleuropa verschiedene Methoden zur Kartierung entwickelt worden (Grosse 1950, Hempel 1951, Kuron und Jung 1961, Leser 1965). Sie basieren auf der Untersuchung von Bodenprofilen und sichtbaren Abtragsformen und konzentrieren sich ebenfalls auf Landwirtschaftsflächen (Richter 1965, Richter 1980, Leser und Prasuhn 1990). Diese Kartierungen konnten in Bezug auf die Abtragsmengen nur qualitative Angaben machen, weshalb in der Folge die amerikanischen Modelle zur Berechnung von quantitativen Angaben zur flächenhaften Bodenerosion herangezogen wurden (Auerswald und Schmidt 1986, Schwertmann et al. 1987). Zur Überprüfung der Übertragbarkeit des amerikanischen Modells wurden in den 80er Jahren erstmals Regensimulatoren eingesetzt, um den Sedimentaustrag von Testparzellen zu messen (Schmidt 1981, Auerswald et al. 1992, Hassel und Richter 1992).

Erst in jüngster Zeit erfolgt die Entwicklung von verschiedenen Messmethoden zur Quantifizierung von Erosionsprozessen. Diese Messmethoden können in zwei Kategorien unterteilt werden (Bridge 2003). Einerseits gibt es Methoden, die vergangene Prozesse rekonstruieren, indem sie eine Situation zu einem bestimmten Zeitpunkt erfassen und sie mit der gleichen Situation zu einem bekannten früheren Zeitpunkt vergleichen. Andererseits können aktive Prozesse vom Zeitpunkt Null laufend in die Zukunft gemessen werden, wie beispielsweise in Parzellen unter Feldnutzungsbedingungen mit Materialfangkästen (Leser et al. 1981, Dikau 1986, Schaub 1989, Rohr 1990, Rüttimann und Prasuhn 1993, Leser et al. 2002) oder in künstlich berechneten Testparzellen mit entsprechend grossem technisch-instrumentellem Aufwand (Bunza et al. 1985, Schmidt 1981, Schwertmann et al. 1983, Richter et al. 1988, Meyer 1988). Eine weitere Methode ist die Messung an manuell installierten Erosionsmessstäben, die als Referenz dienen (Schmidt 1979, Duff 1998, Morgan 1999). Weitere Methoden zur Erosionsabschätzung in grösseren Gebieten sind die komplexe Schadenskartierung und die Messung des Gebietsabflusses (Schmidt und Morche 2006). Die komplexe Schadenskartierung umfasst die flächenhafte und quantitative Aufnahme und Darstellung von Erosions- und Akkumulationsformen und ermöglicht beispiels-

weise eine Bilanzierung der Feststoffverlagerung nach Ereignissen oder einen regionalen Überblick über Erosionsschäden (Leser und Prasuhn 1990, Prasuhn et al. 1990, Rohr et al. 1990, Rüttimann 1993, Bernsdorf et al. 1995). Die bisher benannten Methoden sind vorwiegend zur Abschätzung der Erosion in landwirtschaftlich genutzten Flächen entwickelt worden. Einige dieser Methoden werden in jüngster Zeit vermehrt auch zur Abschätzung der Feststoffverlagerung in Wildbächen herangezogen und dienen vorwiegend der Gefahrenanalyse (Spreafico et al. 1996). Sie benötigen keine Messapparaturen, da viele Arbeiten gutachterlich ausgeführt werden und sind dementsprechend eher ungenau (Duff 1998, Morgan 1999, Gautier und Peters 2002). Die oben erwähnte Methode der Messung des Gebietsabflusses untersucht gelöste und solide Feststofffrachten von Fließgewässern und berechnet daraus eine Erosionsrate für das Einzugsgebiet des entsprechenden Gewässers (Ergenzinger und Schmidt 1990, Becht und Wetzel 1992). Die Erosionsrate wird auf die gesamte Fläche des Einzugsgebietes bezogen und stellt somit eine mittlere Denudationsrate dar (Wetzel 1994, Morgan 1999, Bridge 2003, Schmidt und Morche 2006). Neueste Methoden ermöglichen mit entsprechender instrumenteller Ausstattung Echtzeitmessungen der Ufererosion oder der Suspension des Abflusses (Rakoczi und Szekeres 2002, Lawler 2005a, b). Aber auch ältere Methoden der Probenahme und der Durchflussmessung benötigen eine aufwändige Ausstattung (Zeller 1985, Schaub 1989, Prasuhn 1991, Burch 1994, Gautier und Peters 2002). Die Analyse der in den Sammlern gewonnenen Proben beinhaltet beispielsweise eine Siebanalyse zur Ermittlung der Korngrößenverteilung (Ergenzinger und Schmidt 1990).

Die oben genannten Rekonstruktionsmethoden analysieren Systemzustände zu unterschiedlichen Zeiten, beispielsweise anhand verschiedener Dokumente wie Gemälde, alte Stiche, Fotos oder Luftbilder (Duff 1998, Morgan 1999, Kasser und Egels 2001). Eine weitere Methode zur Rekonstruktion von Erosionsraten basiert auf der Messung der aktuellen Bodenoberfläche gegenüber einer datierbaren Referenz wie Baumwurzeln, um die Lage der ehemaligen Bodenoberfläche zu rekonstruieren (Gärtner 2007). In der Dendrogeomorphologie (Alestalo 1971) können über die sogenannte „process-event-response chain“ (Shroder 1978, S. 170) Erosionsereignisse datiert werden (Langlais und Bégin 1993, McCord 1996, Pelfini et al. 2004, Malik 2005). Die Datierung des Freilegungszeitpunktes von Nadelbaumwurzeln erfolgte erstmals aufgrund des Aussetzens der wurzeloberseitigen Jahrringe (LaMarche 1961, 1963, 1964, 1968). Spätere Studien bestimmten den Zeitpunkt der Wurzelfreilegung anhand des ersten Auftretens verschiedener Merkmale wie Wurzelverletzungen, exzentrischem Wachstum, Reaktionsholz (Carrara und Carroll 1979) oder anhand anatomischer Verän-

derungen der Holzstruktur von Wurzelholz zu stammähnlichem Holz (Morneau und Payette 1998). Während sich einige holzanatomische Merkmale, beispielsweise die Exzentrizität, bereits vor der Freilegung verändern, ermöglicht die Reduktion der Zellgrößen im Frühholz eine jahrgenaue Datierung des Freilegungszeitpunktes (Gärtner et al. 2001, Gärtner 2003a). Neuere dendrogeomorphologische Erosionsstudien verwenden Nadelholzwurzeln und datieren Wurzelfreilegungen aufgrund dieser Freilegungsreaktion (Bodoque et al. 2005, Pelfini und Santilli 2006, Fantucci 2007). Während LaMarche aber auch Eardly und Viavant (1967), Carrara und Carroll (1979) und Hupp und Carey (1990) die Abtragsrate berechnen, indem sie die Anzahl Jahre seit der Freilegung durch die Distanz des Wurzelzentrums zur aktuellen Bodenoberfläche dividieren, muss die Dynamik zwischen Wurzelwachstum und Bodenabtrag differenziert betrachtet werden (Gärtner 2007). Alle erwähnten Studien zur Freilegungsdatierung stützen sich auf Wurzeln von Nadelbäumen, nur eine Studie basiert auf der Analyse von Laubholzwurzeln, wobei ausschliesslich Buchenwurzeln Anwendung fanden (Sahling 2007).

1.2.2 Rutschungen

Zur Ermittlung von Rutschungsbewegungen, die in Uferbereichen von Gewässern auch als Sekundärprozesse auftreten, werden verschiedene Methoden angewandt (Gray und Leiser 1982, Thorne 1982, Hegg 1997, Dapporto et al. 2003, Hegg et al. 2004, Hubble 2004, Frehner et al. 2005). Dies sind einerseits terrestrische Methoden, die Messsysteme mit Verpfählungen, Nivellements von Markierungen, Fotoaufnahmen, Profilvermessungen, Dendrogeomorphologie oder Gegenhangbeobachtungen einsetzen (Mora et al. 2003, Schuerch et al. 2006). Andererseits kommen vermehrt luftgestützte Methoden zum Einsatz, die Luftbilder, Satellitenbilder oder Lidarmessungen (Light Detection And Ranging) zur Erkennung von Rutschbewegungen verwenden (Gomi et al. 2004, McKean und Roering 2004, Korup 2005, Glenn et al. 2006). Während die Messsysteme mit Verpfählungen Echtzeitmessungen ermöglichen, basieren die anderen Methoden auf Vergleichen zeitlich unterschiedlicher Systemzustände und dienen auch der Erkennung von langsamen Rutschprozessen. In der Prozessforschung werden zudem Bohrungen zur Ermittlung der Gleitfläche durchgeführt (Lutenegger und Hallberg 1981), die resultierenden Bohrkern ermöglichen darüber hinaus die Analyse der geotechnischen Materialeigenschaften der einzelnen Bodenschichten (Wagner 1957, Fredlund et al. 1978, Rogers und Selby 1980, Fredlund und Rahardjo 1993, Rinaldi und Casagli 1999, Dapporto et al. 2003).

Dendrogeomorphologische Methoden eignen sich speziell zur Analyse der Dynamik von Rutschungsprozessen (Bégin und Filion 1985, Van Asch und Van Steijn 1991, Fantucci 1999, Lang et al. 1999). Sie können sowohl zur Erkennung und Datierung von Hangbewegungen als auch zur Analyse des räumlich-zeitlichen Auftretens von Rutschungen angewandt werden. Zur Analyse eignen sich vorwiegend Nadelbäume wie Fichten (Denneler und Schweingruber 1993), Föhren (Moya und Corominas 1996), Tannen (Carrara und O'Neill 2003) und Douglasien (Carrara und O'Neill 2003), aber auch Eichen (Stefanini 2004) und Weissdorn (Gers et al. 2001). Ereignisse können aufgrund von Merkmalen wie abrupte Zuwachsänderungen (Fantucci und McCord 1995, Fantucci und Sorriso-Valvo 1999), Exzentrizität (Braam et al. 1987a,b, Schweingruber 1996), Wunden (Clague und Souther 1982) und Reaktionsholz (Bégin und Filion 1987, Schmid und Schweingruber 1995, Schweingruber et al. 2006) datiert werden. Die meisten Arbeiten verwenden mehrere dieser Merkmale und analysieren sie mit Hilfe eines „Skeleton-Plots“ (Stokes and Smiley 1968, Schweingruber et al. 1990). Die Interpretation der analysierten Merkmale bezüglich des sie auslösenden Prozesses setzt eine geomorphologische Prozessansprache voraus, da die Merkmale selbst nicht auf den verursachenden Prozess schliessen lassen. Aus den datierten Ereignissen kann sodann eine Ereignischronologie erstellt und in Bezug auf Auslösereignisse wie Niederschlagsschwellenwerte oder seismische Aktivitäten analysiert werden (Fantucci und McCord 1995, Stefanini und Schweingruber 2000, Carrara und O'Neill 2003, Stefanini 2004).

1.2.3 Schwemmholz

Die Literatur über Schwemmholz ist sehr umfangreich und behandelt vorwiegend grosse Tieflagenflüsse. Viele Studien basieren auf der Anzahl und Masse der Schwemmholzstücke in einem Fluss- oder Bachabschnitt (Bilby und Ward 1989, Robison und Beschta 1990, Piégay et al. 1999, Gurnell et al. 2000a, Gurnell et al. 2000b, Webb und Erskine 2003, Hassan et al. 2005, Wyzga und Zawiejska 2005). Schwerpunkt dieser Studien sind Interaktionen zwischen der Schwemmholzmenge und der Morphologie der Fliessgewässer (Piegay 1993, Piégay und Gurnell 1997, Gurnell et al. 2001, Gurnell et al. 2002, Kail 2003, Wallerstein und Thorne 2004, Dufour et al. 2005, Daniels 2006) oder die Bedeutung des Schwemmholzes für die Habitatseigenschaften von Bächen und Flüssen (Gregory und Davis 1992, Gurnell et al. 1995, Gurnell und Sweet 1998). Bei Tieflagenflüssen wird dafür gelegentlich die Fernerkundung mit Photos, Luft- oder Satellitenbildern verwendet (Piégay et al. 1999), die meisten Untersuchungen basieren jedoch auf terrestrischen Auf-

nahmen (Gregory et al. 1993, Thevenet et al. 1998, Kraft und Warren 2003, Daniels 2006). Zum Studium des Einflusses von Schwemmholz auf die Erosion und die Hydraulik wird in den USA Schwemmholz aus dem Fluss entnommen (Smith et al. 1993), während solches in Europa in die Fließgewässer eingebracht wird (Brooks et al. 2004, Brierley et al. 2005). Schwemmholztransportprozesse können beispielsweise basierend auf einem Schwemmholzinventar aufgrund von theoretischen Modellen simuliert (Braudrick und Grant 2000, Martin und Benda 2001) oder mit Laborversuchen aufgrund eines naturgetreu nachgebildeten und verkleinerten Modells eines Flussabschnittes beobachtet werden (Braudrick und Grant 2001). Mit Modellsimulationen können auch Prozesse des Schwemmholzeintrags abgeschätzt werden (Robison und Beschta 1990, Van Sickle und Gregory 1990, Martin und Benda 2001).

Schwemmholz in Wildbächen wird vorwiegend im Rahmen der Naturgefahrenforschung untersucht. Es handelt sich dabei meist um die Erstellung von Inventaren, die als Basis für die Prozessanalyse der Schwemmholzdynamik oder die Schwemmholz-Bilanz (Hassan et al. 2005) dienen. So wird das Schwemmholzaufkommen mit den ufernahen Bestockungen (Rickli und Bucher 2006) oder mit geomorphologischen Begebenheiten der Einzugsgebiete verglichen (Bilby und Ward 1989, Nakamura und Swanson 1993, May und Gresswell 2003, Benda et al. 2005, Comiti et al. 2006). Der Schwemmholzaustrag aus einem Wildbach wird beispielsweise unter Verwendung eines Schwemmholzrechens quantifiziert (Lange und Bezzola 2006), während die Verweildauer mittels chemischer (Kukulak et al. 2002) oder dendrochronologischer Datierung (Kalicki und Krapiec 1995, Dahlström et al. 2005, Malik 2005, 2006) analysiert werden kann. Aus diesen Datierungen lassen sich sodann Zersetzungsraten ableiten (Guyette et al. 2002, Scherer 2004).

Die Interaktionen zwischen Erosion, Rutschungen und Schwemmholz wurde bisher noch nie detailliert und zusammenhängend im Prozesssystem Wildbach untersucht (Hassan et al. 2005).

1.3 Zielsetzung

Wildbäche werden massgeblich durch Erosion und Rutschungen beeinflusst, wobei beide Prozesse auf kleinem Raum interagieren und sowohl als Primär- wie auch als Sekundärprozesse auftreten können. Sowohl Erosion als auch Rutschungen werden als massgebliche Prozesse des Schwemmholzeintrages in das Wildbachgerinne angesehen. Bisher sind diese Prozesse und das Schwemm-

holzaufkommen noch nie zusammenhängend als interagierendes System untersucht worden. Gerade mit der Jahrringanalyse steht jedoch eine geeignete Methode zur Verfügung, dieses System detailliert zu untersuchen.

Daher basiert die vorliegende Arbeit auf folgenden Hypothesen, die auf die Analyse des Prozesssystems Wildbach abzielen, indem unterschiedliche Datierungs- und Rekonstruktionsansätze kombinatorisch angewandt werden:

- a) Die Wurzelstruktur von Eschen verändert sich als direkte Folge einer Freilegung, ähnlich wie dies bei Nadelholzwurzeln und für die Buche bereits beschrieben ist.
- b) Eine kontinuierliche Freilegung kann von einer plötzlichen Freilegung anhand der Strukturveränderungen unterschieden werden.
- c) Die auf den Strukturveränderungen basierte Freilegungsdatierung ermöglicht die Rekonstruktion von Erosionsraten.
- d) Dendrogeomorphologische Untersuchungen von Erosions- und Rutschungsprozessen, die in Wildbächen lokalisiert werden, erlauben eine qualitative und quantitative raum-zeitliche Analyse des Prozessgeschehens.
- e) Die Datierung von Schwemmholzstücken aus Wildbächen erlaubt die Bestimmung der Verweildauer und die Abschätzung von Zersetzungsraten.
- f) Die Bedeutung von Erosions- und Rutschungsprozessen für die Bereitstellung von Schwemmholz lässt sich durch einen Vergleich der analysierten geomorphologischen Prozesse und der Schwemmholzdatierungen eruieren.

Aus diesen Hypothesen resultiert als Teilziel der Arbeit die Analyse der Freilegungsreaktion von Laubholzwurzeln. Hierzu wird erstmals die Freilegungsreaktion der Baumart Esche (*Fraxinus excelsior* L.) untersucht und mit bereits bekannten Reaktionen von Nadelholzwurzeln (hier: Eibe (*Taxus baccata* L.), Fichte (*Picea abies* (L.) H. Karst.) und Tanne (*Abies alba* Mill.)) und auch der einzig bisher untersuchten Laubholzart, nämlich der Buche (*Fagus sylvatica* L.) verglichen. Sowohl die in diesem Zusammenhang angewandten Methoden der Geomorphologie (Prozessansprache, Vermessung und Kartierung) als auch diejenigen der Dendrochronologie (Probenentnahme, -aufbereitung und -analyse), basieren auf anerkannten Ansätzen (Fritts 1976, Shroder 1980, Schweingruber 1983, 1996, Leser 2003, BUWAL 2004, Gärtner et al. 2004). Die Arbeit befasst sich somit vorerst mit der Erweiterung der Methodik zur Erosionsrekonstruktion und ermittelt anhand der Freilegungsreaktion von Eschenwurzeln Erosionsraten in Wildbachsystemen. Freigelegte Baumwurzeln werden darüber hinaus auch zur

Datierung von Rutschungsereignissen verwendet. Weiter werden die Bach-einhänge im Hinblick auf Rutschungsbewegungen mittels Stammjährringen analysiert. Damit kann die Bedeutung der Erosions- und Rutschprozesse für den Schwemmholzeintrag in die Gerinne untersucht werden. Zusätzliche Schwemmh Holzdatierungen erlauben zudem Rückschlüsse auf die Eintragsprozesse, die Verweildauer und die Zersetzungsraten. Die Analyse der Erosion, der Rutschungen und der Schwemmhölzer erlauben schliesslich eine detailliertere Erfassung des in den Wildbächen vorherrschenden Prozesssystems.

Um diese Hypothesen im Rahmen des Prozesssystems Wildbach mit dendrogeomorphologischen Methoden zu untersuchen, befasst sich die vorliegende Arbeit mit folgenden zentralen Forschungsfragen:

1. Lässt sich bei der Esche eine eindeutige strukturelle Veränderung aufgrund der Wurzelfreilegung (=Freilegungsreaktion) feststellen? Kann diese Freilegungsreaktion jahrgenau datiert werden?
2. Lassen sich abrupte und kontinuierliche Freilegungsprozesse aufgrund der anatomischen Reaktion unterscheiden?
3. Erlaubt die Untersuchung von freigelegten Baumwurzeln eine genaue Rekonstruktion des Erosionsverhaltens von schweizerischen Wildbächen?
4. Mit welcher Intensität und Kontinuität treten Erosions- und Rutschungsprozesse auf? Können sie in den Untersuchungsgebieten lokalisiert und quantifiziert werden?
5. Wie alt sind Schwemmh Holzstücke, welche Verweildauer weisen sie auf und wie schnell zersetzen sie sich?
6. Welches sind die massgeblichen geomorphologischen Prozesse des Holzeintrags in die Wildbäche?

Die vorliegende Arbeit zielt darauf ab, diese zentralen Forschungsfragen zu beantworten, indem beispielhaft zwei schweizerische, voralpine Wildbäche untersucht werden.

Hierzu wird die Freilegungsreaktion von Eschen, die gerade an den Uferbereichen der Wildbäche besonders häufig sind, analysiert. Gelingt es, den Freilegungszeitpunkt der Eschenwurzeln zu datieren, so können mehr freigelegte Wurzeln zur Erosionsrekonstruktion herangezogen werden. Dies ermöglicht beispielsweise die Verdichtung des Probenetzes bei einer Erosionsuntersuchung auf einer gegebenen Fläche mit verschiedenen Baumarten. Deshalb liegt ein Schwerpunkt dieser Arbeit auf der holzanatomischen Analyse freigelegter Eschen-

wurzeln. Die beobachteten Freilegungsreaktionen der Eschen werden beschrieben und zur Datierung des jeweiligen Freilegungszeitpunktes herangezogen. Zusammen mit der Freilegungsdatierung von Nadelholzwurzeln dienen sie sodann als Grundlage für die Berechnung von Erosionsraten an Wildbachufern.

Im Prozesssystem Wildbach wird die fluviale Erosion in dieser Arbeit wie erwähnt anhand der Wurzelanalysen erfasst, während die Rutschungsaktivität sowohl mit freigelegten Wurzeln als auch mit bekannten Methoden der Stammanalysen untersucht wird. Ferner werden die Interaktionen dieser zwei Systemkomponenten untersucht, indem die Beziehung zwischen Rutschungsereignissen respektive Phasen erhöhter Rutschungsaktivität und Erosionsereignissen analysiert wird.

Zusätzlich wird in den Gerinnebereichen vorhandenes Schwemmholz datiert. Anschliessend werden die Beziehungen zwischen dem datierten Schwemmholz und den Erosions- und den Rutschungsprozessen untersucht, um die Prozessabläufe des Schwemmholzeintrages zu analysieren und die einzelnen Eintragskomponenten zu quantifizieren. Sowohl die Erosions- und Rutschungsereignisse als auch die datierten Schwemmhölzer werden mit Niederschlagswerten verglichen, um die Auslöseereignisse zu eruieren.

Dieser Methodenverbund wird einen Einblick in das Prozesssystem Wildbach ermöglichen, der die Grundlage zur detaillierten Beurteilung des Systemverhaltens bildet und damit eine verbesserte Prognose der zukünftigen Systementwicklung erlaubt.

Für das Erreichen der gesetzten Ziele werden zwei geeignete Wildbäche aufgrund von Feldbegehungen ausgewählt, innerhalb der Wildbäche werden sodann die Untersuchungsperimeter definiert, die Prozessbereiche mit geomorphologischen Methoden ausgewiesen und kartiert. Die anschliessende Beprobung der für die Untersuchungen relevanten Bäume schliesst die Feldarbeiten ab. Die anschliessenden holzanatomischen und jahrringanalytischen Auswertungen werden im Zusammenhang mit den im Feld aufgenommenen Daten die detaillierte Analyse der Einzelprozesse ermöglichen und die Beurteilung der Prozessinteraktionen erlauben.

2 Grundlagen

Die vorliegende Arbeit stützt sich auf Grundlagen des Wachstums von Wurzeln, der Erosions- und Rutschungsprozesse in Wildbachsystemen, sowie der Dynamik von Schwemmholz. Diese Grundlagen werden hier zum Verständnis in den nachfolgenden Kapiteln erläutert.

2.1 Wurzelwachstum

Das Primärwachstum der Pflanzen erfolgt durch die Apikalmeristeme, die sich an den Wurzel- und Triebspitzen befinden (Strasburger 2002). Die Wurzelspitze ist dabei auch das Organ der Perzeption des Schwerkraftreizes und der Umgebungsbedingungen (Berührung, chemische Reize, Lichtreize), dies ermöglicht der Wurzel sich im gesamten Bodenbereich zu verzweigen ohne an die Erdoberfläche zu wachsen (Wilson 1967, Wilkins 1975). Laub- und Nadelholzwurzeln der einheimischen Gehölze wachsen daher initial immer im Boden. Findet man also, speziell im Uferbereich von Wildbächen partiell freigelegte Wurzeln, so ist diese Freilegung auf erosive Prozesse zurück zu führen.

Etwa gleichzeitig mit dem sekundären Dickenwachstum der Sprossachse setzt auch das Dickenwachstum der Wurzel ein. Der Holzkörper der Wurzel sieht dem der Sprossachse sehr ähnlich, er unterscheidet sich von diesem durch ein primäres Leitsystem, welches im Zentrum sitzt, wo sich beim Stamm ein parenchymatisches Markgewebe befindet (Nultsch 2001). Dies kann als anatomisches Unterscheidungsmerkmal zwischen Wurzeln und Ast- oder Stammholz herangezogen werden (Schweingruber et al. 2006). Jedes Jahr wird in den gemässigten Klimazonen das Wachstum der ausdauernden Pflanzen unterbrochen, wenn die teilungsfähigen Gewebe (Kambium und Meristeme) während des Winters in eine Ruhepause übergehen. Das Jahrringwachstum von Wurzeln unterscheidet sich entsprechend der zunehmenden Entfernung zum Stamm (Schulman 1945, Fayle 1980, Krause 1992, Krause und Eckstein 1993). Häufiges Auftreten von falschen, auskeilenden und fehlenden Jahrringen kann die erfolgreiche Kreuzdatierung von Wurzel- und Stammjahrringen (Ganzbaumanalysen) vorwiegend von entfernteren Teilen der Wurzeln verunmöglichen (Liese 1926, Schulman 1945, Krause 1992, Krause und Eckstein 1993, Krause und Morin 1995, 1999, Drexhage et al. 1999). Physiologische Prozesse wie Wachstumsperiodizität, und –intensität sind in der entsprechenden Fachliteratur beschrieben (z.B. Kozlowski 1971, Polomski und

Kuhn 1998, Kutschera und Sobotik 1992, Richardson 2000). Die wichtigsten Faktoren, die das Wurzelwachstum beeinflussen, sind Nährstoffverfügbarkeit, Temperatur, Feuchtigkeit, Sauerstoff und Licht (Kienholz 1934, Richardson 1958, Fayle 1968, Köstler et al. 1968, Kozlowski 1971), dabei steuern Pflanzenhormone und Kohlenhydrate sowohl ober- als auch unterirdisch das Wachstum (Kramer 1964, Wareing et al. 1964, Fayle 1968, Aloni und Zimmermann 1983, Aloni 1989).

Nadelhölzer bestehen hauptsächlich aus Tracheiden und weisen somit eine einfachere Struktur auf als Laubhölzer, die aus Faserzellen, Gefässzellen (Tracheen) und Parenchym aufgebaut sind. Die Fichte besteht beispielsweise aus 95% Tracheiden und 5% Harzkanälen und Holzstrahlen (Gindl und Teischinger 2002). Tracheiden sind lange, dünne Zellen mit sich zuspitzenden Enden und erfüllen sowohl eine Stütz- als auch eine Wassertransportfunktion, da ihre Sekundärwände durch Lignin verhärtet sind. Bei den Laubhölzern übernehmen verschiedene Zelltypen verschiedene Funktionen, zudem sind die Anteile und die Verteilung der verschiedenen Gewebe artspezifisch. Die Stützfunktion wird beim Laubholz von den Faserzellen übernommen, es sind langgestreckte, dickwandige, meist englumige, zugespitzte Zellen. Sie machen mit 50 – 60 % den Hauptanteil der Holzmasse bei Laubhölzern aus (Wagenführ 1984, Buvat 1989, Campbell 2006). Die wasserleitenden Elemente des Xylems von Laubhölzern sind die Gefässzellen (Tracheen). Sie haben normalerweise einen grösseren Durchmesser, ihre Teilabschnitte sind kürzer, dünnwandiger und weniger spitz als Tracheiden. Gefässe sind so ausgerichtet, dass sie sich mit den Enden berühren und dabei lange Mikroröhren bilden, die Xylemgefässe. Die Endwände der Gefässelemente sind perforiert, das Wasser kann daher ungehindert durch die Xylemgefässe fließen.

Das Holz der Wurzeln unterscheidet sich bereits makroskopisch von dem der Stämme und Äste, es wird meist als porös und weich, stark exzentrisch und unregelmässig gewachsen beschrieben (Kny 1908, Liese 1924, Wagenhoff 1938, Fayle 1968). Frisch ausgegrabene Baumwurzeln sind daher auch bei bereits fortgeschrittenem Durchmesser biegsam und flexibel. Die Jahrringe enthalten kaum Spätholz, wodurch die Jahrringgrenzen nur schwer erkennbar sind. Wurzeln weisen zudem oft weniger Zellen in den Jahrringen auf (kleinerer Radialzuwachs), weniger deutlich ausgeprägte Jahrringgrenzen und dafür grössere Zellen mit dünneren Zellwänden (Abbildung 1). Die grössere Ausprägung der Elemente im Wurzelholz betrifft alle Zellarten: Gefässe, Tracheiden, Fasern und Parenchym. Die Gefässe im Wurzelholz sind normalerweise kleiner in den zentrumsnächsten Jahrringen und werden gegen die Borke hin grösser. Ihre Verteilung innerhalb des Jahrringes ist oft zerstreutporig, auch wenn im Stamm Ringporigkeit vorliegt (Drexhage et al. 1999, Cutler 1976, Gasson 1985). Beispielsweise zeigt sich das

Wurzelholz der Esche in Bezug auf die Porigkeit sehr heterogen, von ringporig bis zu zerstreutporig können alle Zwischenstufen beobachtet werden (Tabelle 1). Der Faseranteil der Laubhölzer tritt im Wurzelholz allgemein zugunsten des Markstrahl- und Längsparenchymanteils zurück (Kny 1908, Liese 1924, Vater 1927, Wagenhoff 1938, Patel 1965, Fayle 1968, Köstler et al. 1968, Cutler 1976, Seth et al. 1989). Aufgrund dieser strukturellen Unterschiede ist das Wurzelholz der Laubhölzer im Mittel ca. 20% leichter als das Stammholz.

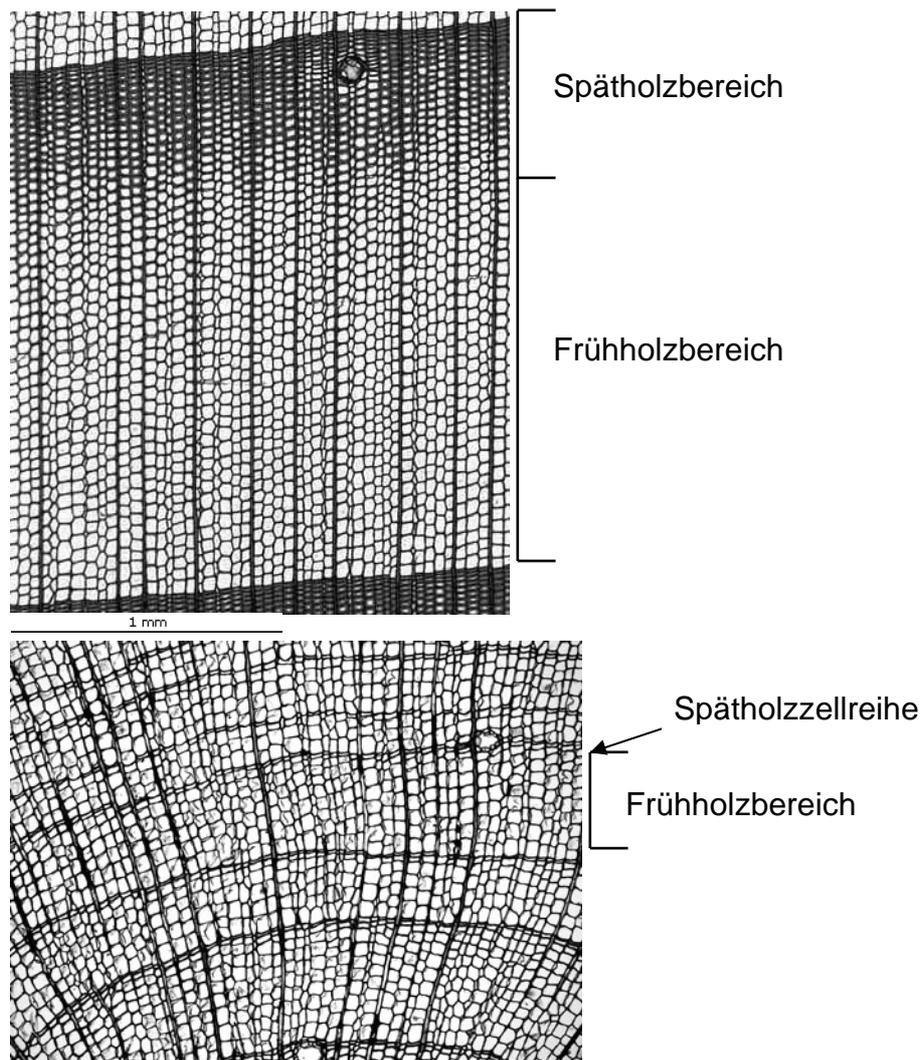


Abbildung 1: Dünnschnittpräparate von Fichtenholz. Strukturelle Unterschiede zwischen Stammholz (oben, Quelle: www.woodanatomy.ch) und Wurzelholz (unten) betreffen vor allem die Ausbildung des Spätholzes, die Grösse der Tracheiden (Früh- und Spätholz) und den jährlichen Zuwachs.

Tabelle 1: Unterschiede zwischen dem Stamm- und dem Wurzelholz der Esche

	Stammholz	Wurzelholz
Porigkeit	ringporig	halbringporig bis zerstreutporig
Jahringgrenze	deutlich	undeutlich
Thyllen	selten	häufig
Gefässanteil	mittel	sehr gross
Parenchym	vorhanden	marginal vorhanden
Faseranteil	sehr gross	mittel

Reaktionsholz ist ein aktives Richtgewebe des Baumes. Es dient dazu, die aus der ursprünglichen Lage gebrachten Organe wieder in ihre Normalstellung zurückzubringen und zu stabilisieren. Baumstämme und Äste, die aus der Normalstellung gebracht wurden, weisen daher ein exzentrisches Wachstum auf. Die Zone des vermehrten Zuwachses befindet sich bei den Laubhölzern auf der Oberseite des Stammes oder Astes (Zugholz) und bei Nadelhölzern auf der Unterseite (Druckholz). Innerhalb des Druckholzbereiches ist im Gegensatz zum Normalholz eine Unterscheidung zwischen Früh- und Spätholz kaum möglich, da auch Frühholztracheiden dickwandig und gerundet sind. Die Verstärkung der Zellwände erfolgt durch eine erhöhte Lignineinlagerung, die das Druckholz rötlich färbt (Low 1964, Westing 1965, Wagenführ 1984, Kwon et al. 2001). Zugholz hat hingegen eine weisse oder silbrige Färbung, ist aber makroskopisch kaum erkennbar. Die zusätzliche gelatinöse Sekundärwandschicht (G-Schicht) kann aber im Dünnschnittpräparat eingefärbt werden. Im Gegensatz zum Druckholz zeichnet sich Zugholz durch einen geringen Ligningehalt und einen erhöhten Zellulosegehalt gegenüber dem Normalholz aus.

Die Baumwurzel in der Funktion als mechanisches Bindeglied zwischen den oberirdischen Teilen des Baumes und des Bodens als stabiles Verankerungsmedium wird neben wenigen anderen Autoren (Krause und Eckstein 1993, Stokes und Guitard 1997, Krause und Morin 1999, Di Iorio et al. 2005) ausführlich von Mattheck und seiner Gruppe untersucht (Mattheck 1997, Mattheck und Breloer 1992, Mattheck et al. 1997). Er geht dabei von der mechanischen Gestaltoptimierung in Wurzeln aus, die besagt, dass die Verteilung der Jahrringbreite über den Umfang des Jahrringes mechanisch gesteuert wird (Mattheck und Breloer 1992). Gemäss Timell (1986) wurde in Wurzeln, die normal im Boden wachsen, mit einer Ausnahme nie Druckholz nachgewiesen. Neueste Untersuchungen von Hsu et al. (2006) bestätigen die fehlende Fähigkeit von bedeckten Wurzeln von *Pinus radiata* zur Ausbildung von Druckholz. Die Wurzeln begegnen den mechanischen Einflüssen demnach allein durch Konzentration des Wachstums an den beanspruchten Orten (exzentrisches Wachstum). Anders verhält es sich, wenn die Wurzeln nicht mehr im Substrat wachsen, sondern stellenweise

freigelegt werden. Mehrere Autoren berichten von Reaktionsgewebe (Druck- oder Zugholz) bei freigelegten, mehr oder weniger horizontal verlaufenden Wurzeln (Westing 1965, Höster und Liese 1966, Fayle 1968, 1976, Timell 1986).

Neben den Untersuchungen zur Ausbildung von Reaktionsholz in Wurzeln wurden von mehreren Autoren Veränderungen von Wurzelstrukturen aufgrund von Freilegung beschrieben (Kny 1908, Liese 1924, Vater 1927, Wagenhoff 1938, Morrison 1953, Patel 1965, Fayle 1968, Köstler et al. 1968, Cutler 1976). Neben der mehr allgemeinen Feststellung, dass das Holz freigelegter Wurzeln eine Angleichung an die Struktur des Stammholzes erfährt, zeigt Schweingruber (2001) verschiedene Abbildungen von Dünnschnittpräparaten und Wurzelquerschnitten mit teilweise kontroversen Veränderungen. Bei abrupten Freilegungen treten die stärksten Strukturveränderungen auf (Gärtner 2003a). Deshalb sind abrupt freigelegte Wurzeln am geeignetsten für einen direkten Vergleich mit nicht freigelegten Wurzeln derselben Baumart zur Bestimmung der Freilegungsreaktion (Gärtner et al. 2001). Unter Freilegungsreaktion wird ein anatomisches Merkmal im Jahrring verstanden, welches sich nach erfolgter Freilegung deutlich und andauernd verändert.

Sowohl was Stamm- als auch was Wurzelanalysen anbelangt, stellt die Verwendung von holzanatomischen Merkmalen einen Schwerpunkt in der neueren dendrogeomorphologischen Forschung dar. Gärtner (2003a) widmet sich dabei erstmals der Analyse freigelegter Nadelholzwurzeln und untersucht holzanatomische diagnostische Merkmale zur jahrgenauen Datierung des Freilegungszeitpunktes (Gärtner et al. 2001). Dabei zeigt er, dass sich einige holzanatomische Merkmale, beispielsweise die Exzentrizität bereits vor der Freilegung verändern, während die Reduktion der Zellgrößen erst nach erfolgter Freilegung einsetzt und deshalb als Freilegungsreaktion angesehen werden kann. Diese Freilegungsreaktion zeichnet sich aus durch die andauernde Reduktion des Zelllumens der Frühholztracheiden um 60% und mehr im Vergleich zum langjährigen Mittel und stellt somit ein geeignetes Merkmal zur Freilegungsdatierung dar. Ein solches Merkmal ist dann geeignet, wenn es zur jahrgenauen Bestimmung des Freilegungszeitpunktes verwendet werden kann. Damit kann das Potential freigelegter Wurzeln im Rahmen dendrogeomorphologischer Studien voll ausgenutzt werden (Gärtner 2006). Neuere dendrogeomorphologische Erosionsstudien verwenden Nadelholzwurzeln und datieren Wurzelfreilegungen aufgrund dieser Freilegungsreaktion (Bodoque et al. 2005, Pelfini und Santilli 2006, Fantucci 2007).

Bei den Nadelhölzern, die hauptsächlich aus Tracheiden bestehen, ist es naheliegend eine Reaktion auf Freilegung in den Tracheiden zu suchen (Gärtner et al.

2001). Bei Laubhölzern hingegen, die einem komplexeren Bauplan folgen, müssen die Elemente, welche auf Freilegung reagieren, zuerst identifiziert werden, um danach die entsprechenden Elemente vermessen und die Freilegungsreaktion definieren zu können. Die Freilegungsreaktion von Laubholzwurzeln muss aufgrund der Komplexität der genetisch bedingten anatomischen Ausprägung der Wurzelstruktur artspezifisch festgelegt werden. Dies gelang bisher erst bei Buchenwurzeln (Sahling 2007).

Neben der anatomischen Freilegungsreaktion können auch Verletzungen datiert werden. Verletzungen stammen jedoch nicht zwingend von erosiven Prozessen und müssen nicht in Zusammenhang mit der Freilegung stehen. Sie können also nicht zur Erosionsdatierung herangezogen werden. Es lohnt sich deshalb, die vier möglichen Ursachen von Wurzelverletzungen zu eruieren.

Zur Eruierung möglicher Ursachen von Wunden in Wurzeln müssen zuerst die Wachstumsbewegungen der Wurzel betrachtet werden. Das primäre Wachstum der Wurzeln erschliesst den Boden, das Längenwachstum der Wurzel findet ausschliesslich in der Wurzelspitze statt (Nultsch 2001). Da die Wurzel nur die Wurzelspitze durch die Partikel des Bodensubstrats schiebt, entstehen in den mehrjährigen Teilen der Wurzel keine Wunden infolge des Längenwachstums.

Infolge des sekundären Dickenwachstums nimmt der Durchmesser mehrjähriger Wurzeln jährlich zu (Campbell 2006). Baumwurzeln können durch das Dickenwachstum einen enormen Druck auf das sie umgebende Substrat ausüben und dadurch beispielsweise Strassenbeläge anheben. Da sich aber nur sehr langsame Bewegungen abspielen, welche durch einen kontinuierlich sich aufbauenden Druck charakterisiert sind, werden lediglich Verformungen der Wurzel hervorgerufen. Baumwurzeln können Einschlüsse wie Steine aufweisen (Mattheck 1997). Die Wurzeln wachsen um solche Hindernisse herum oder schliessen sie ein, jedenfalls bleibt eine dauerhafte Synform bestehen. Eine Verformung, die durch Wachstumsprozesse entstanden ist, ist somit als solche an der ihr eigenen strukturellen Beschaffenheit erkennbar.

Ursachen eigentlicher Wunden in Wurzeln können auch Bewegungen von aussen sein. Wurzeln nehmen die Kräfte, welche auf die oberirdischen Teile der Pflanze wirken, auf und leiten sie in den Boden (Mattheck und Breloer 1992). Dadurch können Bewegungen entstehen, durch welche sich die Wurzeln an den sie umgebenden Bodenpartikeln verletzen. Unabhängig davon, ob es sich um eine andauernde oder eine einmalige Verletzung handelt, ist eine Überwallung zu erwarten. Im Rahmen dieser Studie werden aufgrund der zu erwartenden mechanischen Belastung nur Baumwurzeln beprobt, die mindestens einen Meter von der

Stammbasis entfernt freigelegt worden sind und damit können auch Verletzungen, die aufgrund von passiven Bewegungen der Wurzel entstanden sind, minimiert werden (Gärtner 2003a).

Als vierte Ursache, die zu Verletzungen von Baumwurzeln führt, sind dynamische Einwirkungen von aussen, wie geomorphologische Prozesse oder Huftritte von Wildtieren (Morneau und Payette 1998) zu nennen. Sie bewegen das um die Wurzel liegende Bodensubstrat oder wirken direkt auf die Wurzel ein.

2.2 Die Prozesse Erosion und Rutschung

Gemäss Lyell (1853) besteht der Gesteinskreislauf aus vier Phasen, der Petrogenese, der Freilegung, der Denudation und der Sedimentation. Unter dem englischen Begriff der Denudation wird dabei das Ergebnis von Verwitterung und Abtrag verstanden, wobei der Abtrag im englischen als „erosion“ bezeichnet wird. Vor allem im deutschen Sprachraum wird jedoch unter der Abtragung als Oberbegriff die Denudation der Erosion gegenübergestellt (Zepp 2003). Dabei wird der Begriff der „Denudation“ für die flächenhafte Abtragung verwendet, während die Erosion den linienhaft konzentrierten Abtrag vorwiegend durch Wasser bezeichnet.

Eine andere Klassifizierung der Abtragung erfolgt aufgrund der agierenden Kräfte (Davis 1902). Dabei werden fünf Hauptprozesse genannt. Dies sind der glaziale, der gravitative, der äolische, der fluviale und der Küstenabtrag. Spätere Autoren unterscheiden zwischen Wasser- Wind-, Eis-, Schnee, und Grundabtrag (Dvorak 1994) oder zwischen Wasser-, Wind-, Eis und gravitativem Abtrag (Zepp 2003). Obwohl sich die einzelnen Prozesse je nach Autor unterscheiden, so hat die Klassifizierung des Abtragungsprozesses aufgrund der verschiedenen Loslösungs- und Transportmedien bis heute seine Gültigkeit.

Einzelne Prozesse können neben- oder übereinander auftreten. Beispielsweise überlagern sich an steilen Hängen wie sie in Wildbacheinzugsgebieten vorkommen Erosionsprozesse, die durch Wasser bestimmt werden, und Rutschungsprozesse, die durch den Einfluss der Schwerkraft dominiert sind. Zur Unterscheidung dieser beiden Prozesse benutzen Carson und Kirkby (1972) die Beziehung benachbarter Teilchen als Indikator. Bei Rutschungsprozessen agiert die Schwerkraft auf benachbarte Teilchen gleichermassen, so dass diese während der Bewegung nahe beieinander bleiben. Im Gegensatz dazu werden bei Erosionsprozessen die Teilchen einzeln losgelöst und transportiert. Die Prozesse, die im Rahmen der vorliegenden Studie untersucht werden sind ausschliesslich

Abtragsprozesse, die in Zusammenhang mit Wasser (Erosion) oder Gravitation (Rutschungen) stehen.

2.2.1 Erosion

Erosionsprozesse sind natürlicherweise untrennbar mit den lokalen meteorologischen Bedingungen verknüpft, die das erodierende Wasser auf die Erdoberfläche transportieren (Harvey 1977, Thorne 1990, Richter 1998, Morgan 1999). Neben dem Wasser als erodierendem Medium werden auch die Bodenaggregation und die Scherkraft, welche die Erosionsanfälligkeit bestimmen, wesentlich durch klimatische Faktoren wie Niederschlagsverteilung und Temperaturgang beeinflusst (Bryan 2000, Nearing et al. 2005). Sind die Feststoffe einmal in Suspension, so bestimmt wiederum der Abfluss, der aus dem Niederschlag resultiert, die Menge der transportierten Feststoffe. Dieses hydrologische System wird also massgeblich durch die meteorologischen Bedingungen bestimmt. Die aus dem globalen Klimawandel resultierenden Veränderungen der Niederschlagsverhältnisse können daher bezeichnende Folgen für die Stabilität der Wasserläufe haben (Bader und Kunz 1998, Coulthard et al. 2000). Um die möglichen Auswirkungen des Klimawandels auf die Gewässerläufe zu simulieren, werden Modelle zur quantitativen Abschätzung der Erosionsprozesse in meist grösseren Gewässereinzugsgebieten entwickelt (Leser et al. 2002, Ollesch et al. 2006, Fryirs et al. 2007) und mit hydrologischen Modellen gekoppelt (Bogaart et al. 2003a, Bogaart et al. 2003b). Sowohl Kienholz et al. (1998) als auch Hegg (1997) halten jedoch fest, dass die bestehenden Modellkonzepte zum Feststoffhaushalt den besonderen Bedingungen in einem Wildbachsystem mit kleinem Einzugsgebiet nicht gerecht werden. Speziell Hegg (1997) hält fest, dass das grundlegende Prozessverständnis noch weitgehend fehlt und im Rahmen von Feldstudien erforscht werden muss. Obwohl offensichtlich noch immer Schwierigkeiten im Erkennen, Beschreiben und Quantifizieren von Erosion existieren, gelten speziell Starkniederschläge als massgebliche Auslöseereignisse für erosive Prozesse, die einen substantiellen Anteil an der Gesamterosion bilden (Böll 1997, Kienholz et al. 1998, Boardman 2006). In einer neueren Studie zur Saisonalität von Erosionsprozessen in einem Wildbach stellen Schürch et al. (2006) sodann fest, dass der Sedimenteintrag während des Winters und im Frühling am grössten ist, wo hingegen der fluviale Sedimenttransport hauptsächlich im Sommer während kurzen, starken Sommerstürmen erfolgt.

2.2.2 Rutschung

In den meist steilen Einhängen der Wildbäche finden neben den Erosionsprozessen auch gravitative Prozesse statt. Unter dem Begriff „gravitative Massenbewegungen“ definiert Zepp (2003) Abtragungs-, Transport- und Ablagerungsvorgänge, die auf schwach geneigten bis steilen Hängen überwiegend unter dem Einfluss der Schwerkraft erfolgen. Ein erstes und umfangreiches System zur Klassifikation von Massenbewegungen basiert auf zwei Hauptvariablen: dem Bewegungstyp und dem Ausgangssubstrat (Varnes 1978). Die Bewegungstypen werden in fünf Gruppen unterteilt: stürzen, kippen, rutschen und gleiten, driften, fließen, sowie die komplexe Bewegung als Kombination von zwei oder mehreren Grundtypen.

Komplexe, gravitative Massenbewegungen sind in der Natur sehr häufig, beispielsweise setzen sich Rutschungen am Mittelhang hangabwärts in Fließbewegungen fort. Beim Ausgangssubstrat unterscheidet Varnes zwischen Fels, Lockergestein und Boden. Auch Hutchinson (1988) und Dikau et al. (1996) benutzen die Art der Bewegung als Hauptvariable der Klassifizierung, wobei Hutchinson die Morphologie und Elemente des Mechanismus, des Ausgangssubstrates und der Bewegungsrate einbezieht. Dikau et al. hingegen tendieren eher zur Vereinfachung des System von Varnes (1978) und setzen den Bewegungstyp in den Vordergrund.

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung werden vorwiegend Rutschungsbewegungen analysiert, dabei handelt es sich um hangabwärts gerichtete, gleitende Bewegungen von Hangteilen und somit eine Verlagerung von anstehendem Lockergestein und Verwitterungsmaterial (Kienholz et al. 1998). Sie treten daher an mässig geneigten bis steilen Böschungen und Hängen auf (Lateltin 1997, Rickli 2001). Je nach Bewegungstyp kann zwischen Rotationsrutschung und einer Translationsrutschung unterschieden werden. Die Translationsrutschung erfolgt dabei auf einer hangparallelen Gleitfläche, während die Gleitfläche bei einer Rotationsrutschung konkav ist (Dikau et al. 1996).

Rutschungen werden mehrheitlich durch Niederschlagsereignisse ausgelöst (Da Vita 1998). So treten Versagensbedingungen in flachgründigen Rutschungen dann auf, wenn sich in einer kritischen Tiefe, die durch die Kohäsion des Bodens und durch die Hangneigung bestimmt ist, der Feuchtigkeitsgehalt im Boden der Sättigung annähert, was eine bedeutende Erniedrigung der Bodenfestigkeit bewirkt (Van Asch et al. 1999).

Um Rutschungsfrequenzen in Bezug auf Niederschlagsmuster verlässlicher zu analysieren und die meteorologischen Auslösemechanismen besser verstehen zu

können, werden mehr detaillierte Studien dieselbe Region betreffend benötigt (Van Asch et al. 1999). So können lokale meteorologische Schwellwerte für Rutschungsaktivitäten etabliert werden. Sie beinhalten beispielsweise mittlere Intensität, Dauer und mittlere Jahressumme der Niederschläge (Giannecchini 2006). Im italienischen Porretta-Vergato stellten Ibsen und Casagli (2004) in diesem Zusammenhang fest, dass ein zweistufiges Niederschlagsmuster für die intensivste Rutschungsaktivität verantwortlich ist. Hierbei destabilisiert eine vorbereitende Regenperiode die Rutschungen, während eine anschliessende, intensive Regenperiode das Rutschereignis auslöst. Auch Rogers und Selby (1980) zeigten, dass Sommerstürme grosse hydrostatische Drücke in Spaltenöffnungen verursachen und dadurch flachgründige Rutschungen auslösen können. Basierend auf diesen meteorologischen Schwellwerten können Modelle entwickelt werden, die beispielsweise die Rutschungsaktivität unter möglichen zukünftigen Klimabedingungen simulieren (Bader und Kunz 1998, Dehn 1999, Dehn und Buma 1999, Dehn et al. 2000, Dixon und Brook 2006).

Rutschungen können aber speziell an Gerinneabhängungen von Wildbächen auch als Sekundärprozesse auftreten, beispielsweise wenn die Stabilität der Uferböschungen durch erosive Prozesse destabilisiert werden (Gray und Leiser 1982, Thorne 1982, Hegg 1997, Hegg et al. 2004, Hubble 2004, Frehner et al. 2005). Um die wichtigsten Mechanismen für Versagen und Rückschreiten der Ufer, ihre räumliche Verbreitung und ihre Auslösung zu ergründen, untersuchten Dapporto et al. (2003) die Flussufer entlang des Arno. Sie fanden dabei, dass die kritischen Bedingungen für die Uferstabilität von einer komplexen Kombination von mehreren Faktoren abhängen, die schematisch in drei Gruppen unterteilt werden können:

- a) die Materialeigenschaften, welche die Parameter für die Scherkraft bestimmen und die das Verhalten der Ufer auf ein bestimmtes Abflussereignis in Form von Porenwasserdruck beeinflussen,
- b) die Geometrie der Ufer,
- c) die Charakteristik des Abflussereignisses, wie höchster Wasserstand und die Ganglinie, die das komplexe Zusammenspiel zwischen dem Porenwasserdruck und dem stabilisierenden Druck des Flusses bestimmen.

Weiter folgern Dapporto et al., dass die Charakteristik des Abflussereignisses die Hauptrolle im Auslösemechanismus von Uferrutschungen spielt (Dapporto et al. 2003). Rutschprozesse haben wiederum gemäss vielen Studien eine grosse Bedeutung für die Bereitstellung von Geschiebe (Thorne 1982, Abernethy und Rutherford 2000a,b, Dapporto et al. 2003, Korup 2005, Schuerch et al. 2006).

Nachfolgend werden die Einzelprozesse, die Gegenstand der vorliegenden Untersuchung sind, definiert.

2.2.3 Einzelprozesse

Basierend auf obigen Grundlagen werden im Rahmen der vorliegenden Studie fünf Einzelprozesse definiert (Abbildung 2).

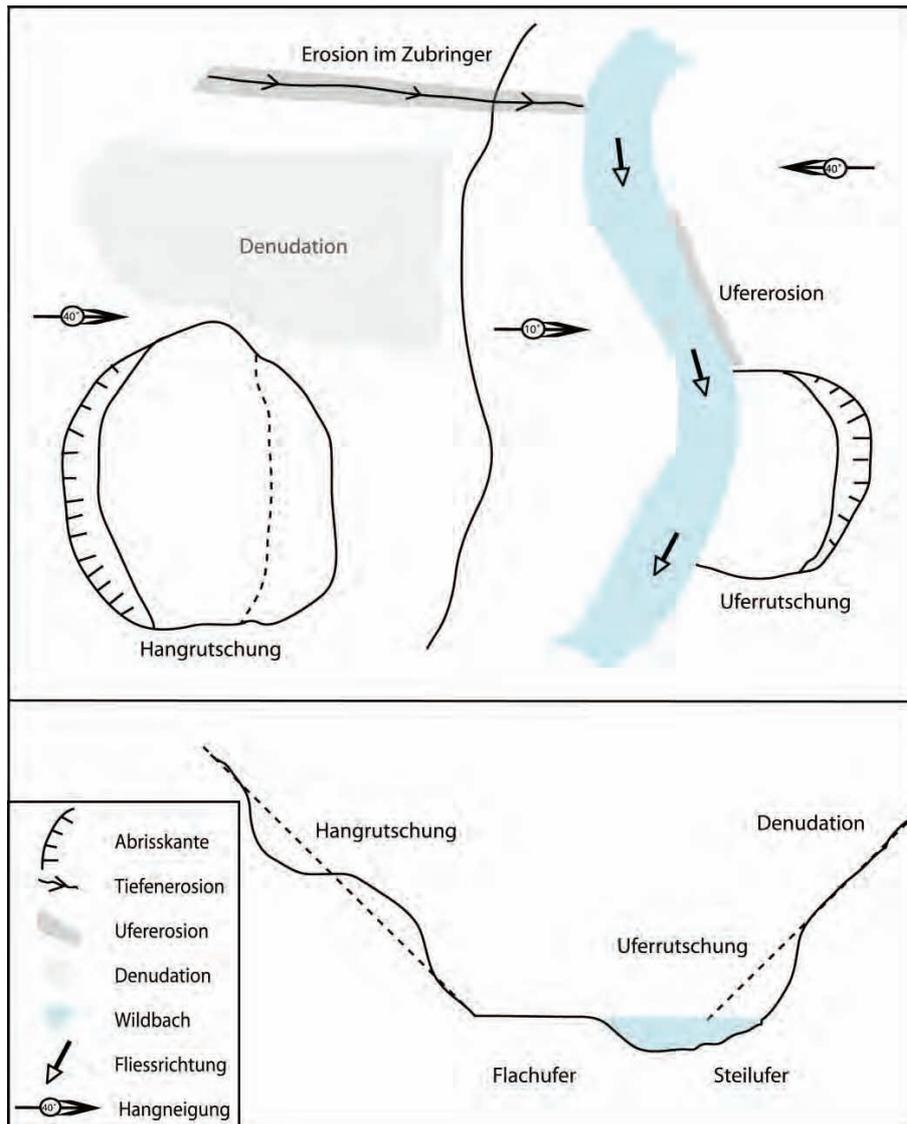


Abbildung 2: Schematische Darstellung der geomorphologischen Einzelprozesse, die in den Wildbächen untersucht werden können.

Es sind dies die direkte Ufererosion, die Uferrutschung, die Hangrutschung, die Denudation und die Erosion im Zubringer. Alle diese fünf Einzelprozesse können zur Freilegung von Baumwurzeln im Uferbereich von Wildbächen führen und können daher durch die Freilegungsdatierung auch untersucht werden. Die

einzelnen kartierten und analysierten Mikrostandorte werden diesen fünf Einzelprozessen zugewiesen.

Die fluviale Erosion als Prozess der Loslösung und des Transportes von Material erfolgt nicht nur auf dem Bachbett, sondern auch an den seitlichen Begrenzungen (Ritter et al. 2002). Die **direkte Ufererosion** bezeichnet die Abtragung von Ufermaterial durch Tiefen- beziehungsweise Seitenerosion, meist bei Hochwasser (Kienholz et al. 1998). Die seitliche Begrenzung ist dabei oftmals identisch mit dem Hangfuss (Abbildung 3).



Abbildung 3: Ufererosion mit freigelegten Wurzeln im Steinibach.

Die direkte Ufererosion ist der wichtigste und dominierende Prozess, der Wurzeln im Einflussbereich des Wildbaches freilegt. Das Material wird in kleineren Aggregaten oder im Einzelkorn erodiert. Die freigelegten Wurzeln befinden sich deshalb normalerweise nicht mehr als 1 Meter über dem Normalwasserstand. Die Wurzeln können durch mehrere kleinere oder auch durch ein grösseres Ereignis freigelegt worden sein. Die direkte Ufererosion kann auch Rutschungen auslösen (Twidale 1964, Thorne und Tovey 1981, Thorne 1982, Hagerty und Hamel 1989). Deshalb gehören hier auch kleinere Rutschungen von wenigen dm^3 , die durch fluviale Prozesse ausgelöst werden in diese Kategorie.



Abbildung 4: Zwei Uferrutschungen am Steinibach mit freigelegten Baumwurzeln. Die Unterspülung des Baches kann Rutschungen an den Einhängen (oben) oder Setzungen der Uferbereiche (unten) auslösen.

Grössere Rutschungen, die in Zusammenhang mit Ufererosion entstanden sind, werden als **Uferrutschung** bezeichnet (GHO 1982, Kienholz et al. 1998). Damit Uferrutschungen entstehen können, muss die Neigung des Hanges ausreichend hoch sein. Meist wird der Hangfuss abgetragen oder unterhöhlt, was die nähere

Umgebung des Hanges bis zum Einsetzen der Rutschung destabilisiert (Stanley et al. 1966, Laury 1971). Freigelegte Wurzeln werden vorwiegend an den Abrisskanten (Abbildung 4 oben) oder auch bei initialen Spaltenöffnungen (Abbildung 4 unten) gefunden und befinden sich deshalb in der Regel mehrere Meter über Normalwasserstand. Diese Rutschungen erfolgen normalerweise in einem Ereignis, so dass die Wurzeln plötzlich freigelegt werden. Im Gegensatz zu den Uferrutschungen sind **Hangrutschungen** Rutschungen, die ohne offensichtliche Unterschneidung des Hangfusses ausgelöst werden (Abbildung 5).



Abbildung 5: Hangrutschung (ohne Einfluss Wildbach) im Steinibach.

Ihre Auslösung scheint daher nicht direkt durch die Prozesse im Wildbach beeinflusst. Häufig fließt bei ausreichender Wassersättigung und Hangneigung das Bodenmaterial auch in Form einer Hangmure hangabwärts. Das Auftreten dieser Prozesse kann mit dem Zeitpunkt von Hochwasserereignissen im Wildbach übereinstimmen. Diese Prozesse werden meistens mit Hilfe von Stammanalysen

untersucht. Eine weitere Kategorie beinhaltet die an den Einhängen des Baches freigelegten Wurzeln (Abbildung 6).



Abbildung 6: Ein Einhang im Brüggewaldbach mit Zeichen der Denudation (oben) und freigelegten Wurzeln (unten).

Hier erfolgt die Freilegung sehr langsam durch **Spüldenudation** (im folgenden Denudation genannt). Die Spüldenudation umfasst die flächenhaft wirkende Abtragung und Umlagerung von Regolithmaterial durch die Arbeit des fließenden Wassers an der Landoberfläche ausserhalb der Bäche und Flüsse. In der Regel handelt es sich dabei um Regenwasser oder Schneeschmelzwasser, das oberflächlich abfließt (Horton 1933). Während Horton (1945) Oberflächenabfluss vor-

wiegend auch bei ungesättigten Böden beschreibt, gehen spätere Arbeiten davon aus, dass eine zumindest partielle Sättigung des Bodens vorliegt (Betson 1964, Dunne und Black 1970, Dunne 1978, Anderson und Burt 1978). Schliesslich fließen kleinere **Zubringer** und Rinnen gelegentlich in das Hauptgerinne (Abbildung 7). Sie sind normalerweise trocken, ihr Auftreten ist an Niederschlagsereignisse gebunden. Gully-artige Zubringer können bei grossen Regenereignissen plötzlich anschwellen und es erfolgt sowohl Tiefen- als auch Seiten- und teilweise rückschreitende Erosion (Brice 1966, Blong 1970, Stocking 1980).

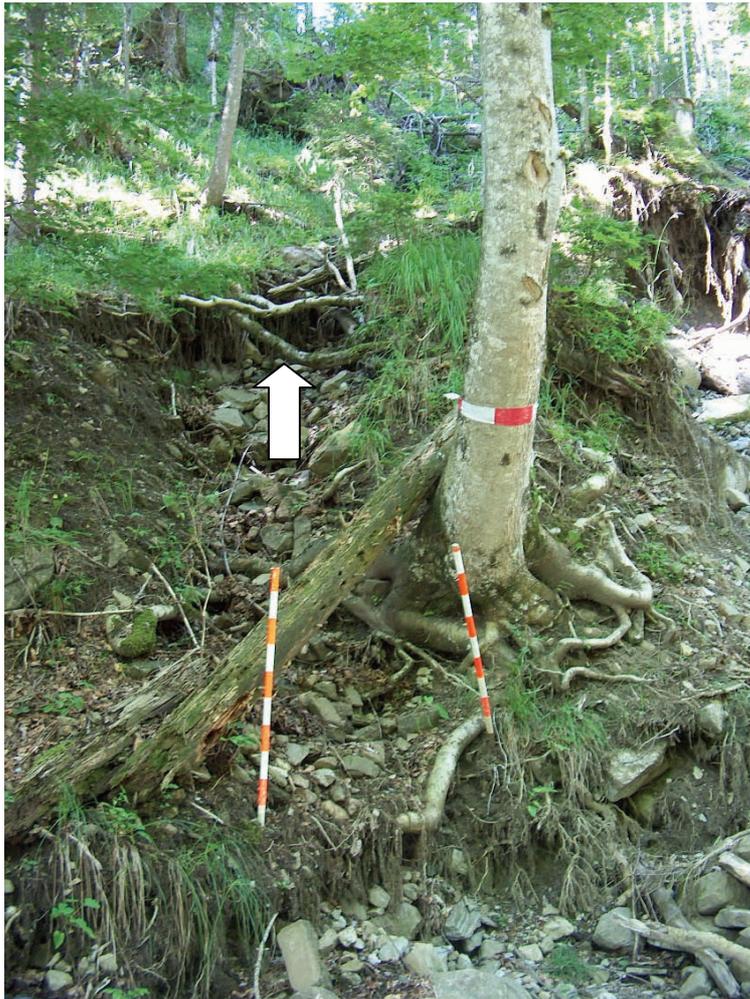


Abbildung 7: Erosion in einem Zubringer zum Steinibach. Freigelegte Baumwurzeln befinden sich links oberhalb der Markierung am Stamm.

2.3 Schwemmholz

Erosion und Rutschungen im Bereich bewaldeter Uferbereiche von Wildbächen führen zum Einkippen von ufernahen Bäumen und wirken sich damit auch auf den Eintrag von Holz in die Gerinne aus (Eyer 2005, Köchli und Waldner 2005). Wissenslücken bestehen vor allem in Bezug auf die jeweilige Bedeutung der verschiedenen Holzeintragsprozesse, wie Rutschungen, Ufererosion, Mortalität, Lawinen und menschliche Aktivitäten. Der Holzeintrag in die Wildbäche ist auch sehr veränderlich in Raum und Zeit (Comiti et al. 2006), so tragen beispielsweise Rutschungsereignisse das Holz direkt in die Bäche, selten wird das Holz von schwach geneigten Terrainabschnitten abgefangen (May und Gresswell 2003). Lokale Anhäufungen von Holz stehen daher oft in Zusammenhang mit Rutschungsprozessen (Comiti et al. 2006). Neben den Rutschungsprozessen werden die aktuellen Raten der Ufererosion von Wildbächen im Lockergestein als sehr hoch eingeschätzt und daher als ein weiterer wichtiger Prozess im Rahmen des Holzeintrages angesehen (Hassan et al. 2005). Eine neuere Studie untersucht den Einfluss der Uferbestockung auf das Schwemmholzvorkommen und stellt fest, dass die Holzmenge im Bachbett umso grösser ist, je instabiler die ufernahe Bestockung und je grösser die Totholzmenge in den Einhängen ist (Rickli und Bucher 2006). Holz, das durch die erwähnten Eintragsprozesse ins Gerinne geraten ist, kann zu Schwemmholz werden. Darunter wird das Holz verstanden, das während eines Hochwasserereignisses im Bach transportiert wird (Lange und Bezzola 2006). So untersuchen Martin und Benda (2001) die Transportdistanzen für mobiles Schwemmholz und finden, dass die mittlere Transportdistanz während der Lebenszeit von Einzelstücken von 200 m in kleinen, holzreichen Gebirgsbächen bis zu 2500 m in grösseren Gerinnen mit weniger Schwemmholz reichen. Für mehrere Autoren (Bilby und Ward 1989, Benda et al. 2005 und Comiti et al. 2006) scheint der Schwemmholztransport durch den permanenten Abfluss der Wildbäche von kleiner Bedeutung. Bilby und Ward (1989) beobachteten, dass beinahe 40 % der Schwemmhölzer kürzer als 7 m zu Sedimentablagerungen führten und dass die Schwemmhölzer, die mit Sedimenten hinterfüllt sind entlang des Gerinnes mit zunehmender Gerinnebreite abnehmen (Bilby and Ward 1989). Die hinterfüllten Schwemmholzstücke können sodann für mehrere Dekaden bis Jahrhunderte verbleiben (Kukalak et al. 2002, Scherer 2004, Dahlström et al. 2005). May und Gresswell (2003) haben in muraktiven Gerinnen der Oregon West Coast festgestellt, dass Schwemmholz die Lagerkapazität für Sedimente in steilen Gebirgsbächen aufgrund dieser Hinterfüllungen wesentlich erhöht. Die angehäuften Sedimente und Schwemmhölzer können jedoch episodisch durch Murgänge, Hochwasserereignisse oder Gully-Erosion mobilisiert und in breitere

Flüsse transportiert werden (Benda et al. 2005). Braudrick und Grant (2001) haben diesbezüglich in einem Laborexperiment beobachtet, dass Schwemmholz einmal in Bewegung die Eigenschaft hat, auf weite Strecken im Talweg zu bleiben und sich parallel zur Fließrichtung auszurichten. Wobei die Transportdistanzen in enger Beziehung zum Verhältnis zwischen Schwemmholzlänge und mittlerer Gerinnebreite, sowie zum Maximalradius von Mäandern im Gerinne stehen. Speziell in Wildbachgerinnen, die sich oft durch ein sehr variables Querschnittsprofil auszeichnen, können sich daher beispielsweise auch an Engstellen grössere Schwemmholzstücke verkeilen, woraus in der Folge Verkläusungen oder gar Schutt-Dämme entstehen können (Comiti et al. 2006). Werden solche Schwemmholzakumulationen instabil, so beinhalten sie das Potential zu plötzlicher Mobilisierung und können Schwallwellen auslösen (Tabacchi et al. 2000). Im Prozesssystem Wildbach interagieren die oben beschriebenen Prozesse oft auf kleinem Raum und in vielfältiger Weise, deshalb konnte die Schwemmholzdynamik in bisherigen Modellen noch nicht ausreichend genau simuliert werden (Hassan et al. 2005). Die vorliegende Arbeit leistet hierfür einen wesentlichen Beitrag.

3 Untersuchungsgebiete

Im Rahmen dieser Arbeit werden zwei Wildbäche untersucht. Wildbäche zeichnen sich als oberirdische Gewässer mit zumindest streckenweise grossem Gefälle, rasch und stark wechselndem Abfluss und zeitweise hoher Feststoffführung aus (FAO 1981). Beide Wildbäche befinden sich in der Zentralschweiz (Abbildung 8), der Brüggwaldbach am Vierwaldstättersee und der Steinibach im Entlebuch, und weisen eine Höhererstreckung von über 1000 m vom Vorfluterniveau bis zu den obersten Begrenzungen des Einzugsgebietes auf. Ein grosser Teil des Einzugsgebietes der beiden Wildbäche befindet sich oberhalb der Waldgrenze und wird als Alpweide genutzt. Im anschliessenden, meist steilen Mischwaldgürtel herrscht eine grosse Prozessdynamik vor, Erosions- und Rutschungsprozesse befördern potentiell Schwemmholz in die Wildbäche. Diese durchqueren anschliessend Siedlungsraum und andere Infrastrukturräume bevor sie das Vorfluterniveau erreichen. Im vom Menschen bewohnten und intensiv genutzten Raum entstehen durch die Prozesse, die sich im Einzugsgebiet und im Waldgürtel abspielen, Risiken für Menschenleben und Infrastruktur.

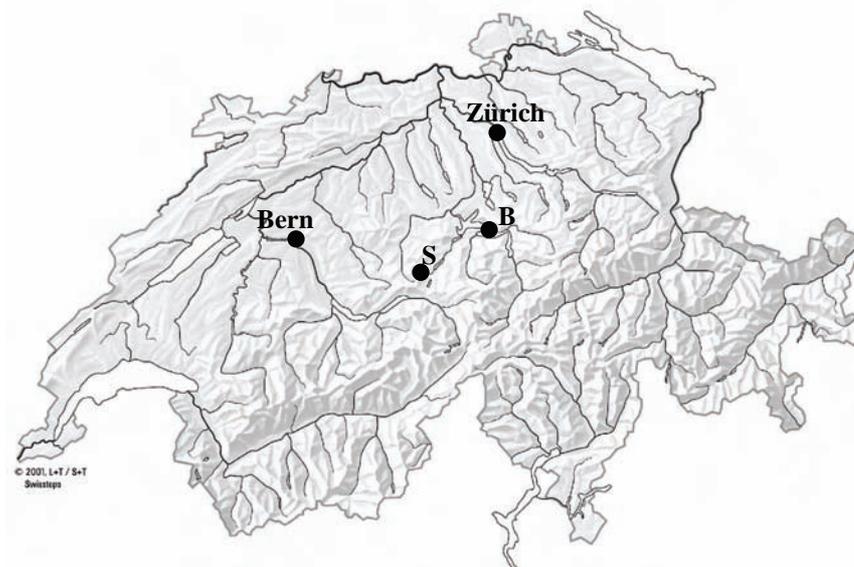


Abbildung 8: Karte der Schweiz mit den Untersuchungsgebieten Brüggwaldbach (B) bei Flüeli und Steinibach (S) bei Gersau.

3.1 Brüggewaldbach

Der Brüggewaldbach liegt im Kanton Schwyz auf dem Gemeindegebiet von Gersau. Die Fläche des Einzugsgebietes beträgt 2,5 km², wobei sich der höchstgelegene Punkt, der zugleich die nördliche Begrenzung des Einzugsgebietes bildet, auf der Rigi Scheidegg (1656 m.ü.M.) befindet (Abbildung 9).



Abbildung 9: Einzugsgebiet des Brüggewaldbaches. Blick von der Fälmisegg in östliche Richtung über das Gersauer Becken zum Gipfel der Hochflueh. Der Vierwaldstättersee liegt rechts unten ausserhalb des Bildes.

Das Vorfluterniveau befindet sich auf 438 m.ü.M., wo der Brüggewaldbach inmitten der Ortschaft Gersau in den Vierwaldstättersee mündet. Der Waldanteil im Einzugsgebiet liegt bei 33%. Neben den nadelholzreichen, aufgelösten Wald-Weide Strukturen der höheren Lagen handelt es sich bei den ufernahen Wäldern vorwiegend um Mischbestände (Tannen-Buchenwälder mit Fichten, Eschen, Ahornen, Ulmen). Die Waldungen werden schwach bis gar nicht forstlich genutzt. Nach Angaben des Forstdienstes gibt es auch keine Sturmschäden im Gebiet. Der Brüggewaldbach zeichnet sich durch seitliche Einhänge aus, welche mit stabil erscheinenden Geländerippen im Wechsel mit rutschungsanfälligeren Geländemulden durchsetzt sind. Diese Geländerippen verlaufen quer zum Bachlauf und führen oft von der Hangoberkante bis zum Gerinnebett. Rutschungen sind häufige Erscheinungen im Bereich dieser Geländemulden und variieren in ihrer Ausdeh-

nung von 10 m² bis zu ca. 50 Aren. Die Einhänge des Gerinnes sind mehrheitlich steil, teilweise mit einer Neigung > 40°, wobei sie mehrheitlich (entlang mehr als 70 % der Bachufer) über 50 m lang sind. Erosionsspuren an den Einhängen sind auf über 40 % der Länge der Bachufer vorhanden, weisen aber auf Einträge von geringer Kubatur hin (Abbildung 10).



Abbildung 10: Spuren von Erosion (oben) und Rutschungsprozessen (unten) im Brüggenwaldbach.

Die Gerinnesohle ist sehr heterogen, besteht teilweise aus feinkörnigen Lehmen (Flysch), vor allem aber aus Flussgeröllen und groben Blöcken, teilweise ist auch anstehendes Nagelfluhgestein auszumachen. Das durchschnittliche Gefälle des gestreckten, mäanderfreien Gerinneverlaufes liegt bei 19°. Die stellenweise auftretenden Nagelfluhbänke im Bereich des Gerinnes bilden vereinzelt natürliche Stufen. Das Querschnittprofil des Baches wechselt mehrfach von einem breiten Gerinne mit flachen Ufern zu einem engen, schluchtartigen Profil, wobei die mittlere Bachbreite bei 8,7 m liegt. Das Schwemmholz ist selten in Verkläusungen oder grösseren Gruppen von über 10 Stücken vorzufinden, das Schwemmholzaufkommen ist vielmehr charakterisiert durch einzelne Stücke oder kleineren, regelmässig im Gerinne- und Uferbereich verteilten Anhäufungen von bis zu 5 Stücken. Die grossen Blöcke wirken als Rückhalt für grosse und sperrige Schwemmholzstücke, beispielsweise ganze Bäume oder grössere Baumteile, diese verkeilen sich zwischen den Blöcken. Es werden daher vorwiegend kleinere Schwemmholzstücke, wie kurze Stammtrümel oder Äste transportiert (Abbildung 11).

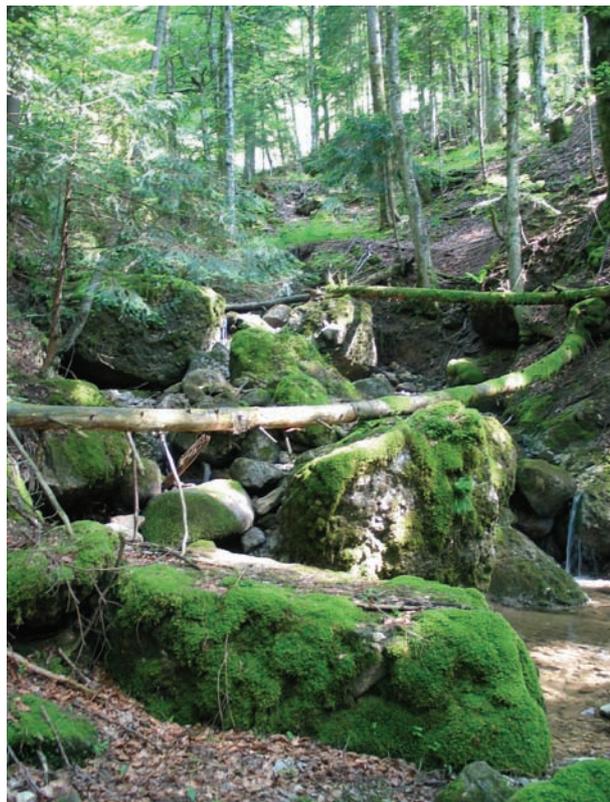


Abbildung 11: Schwemmholz im Brüggelwaldbach.

Der Brüggelwaldbach folgt gemäss Hantke (2006) genau der Randüberschiebung der Alpen (Abbildung 12). Gersau liegt in einer Mulde, die westlich durch den Gersauerstock und den Vitznauerstock, nördlich durch die Rigi, östlich durch die Hochflueh und südlich durch den Vierwaldstättersee begrenzt ist.

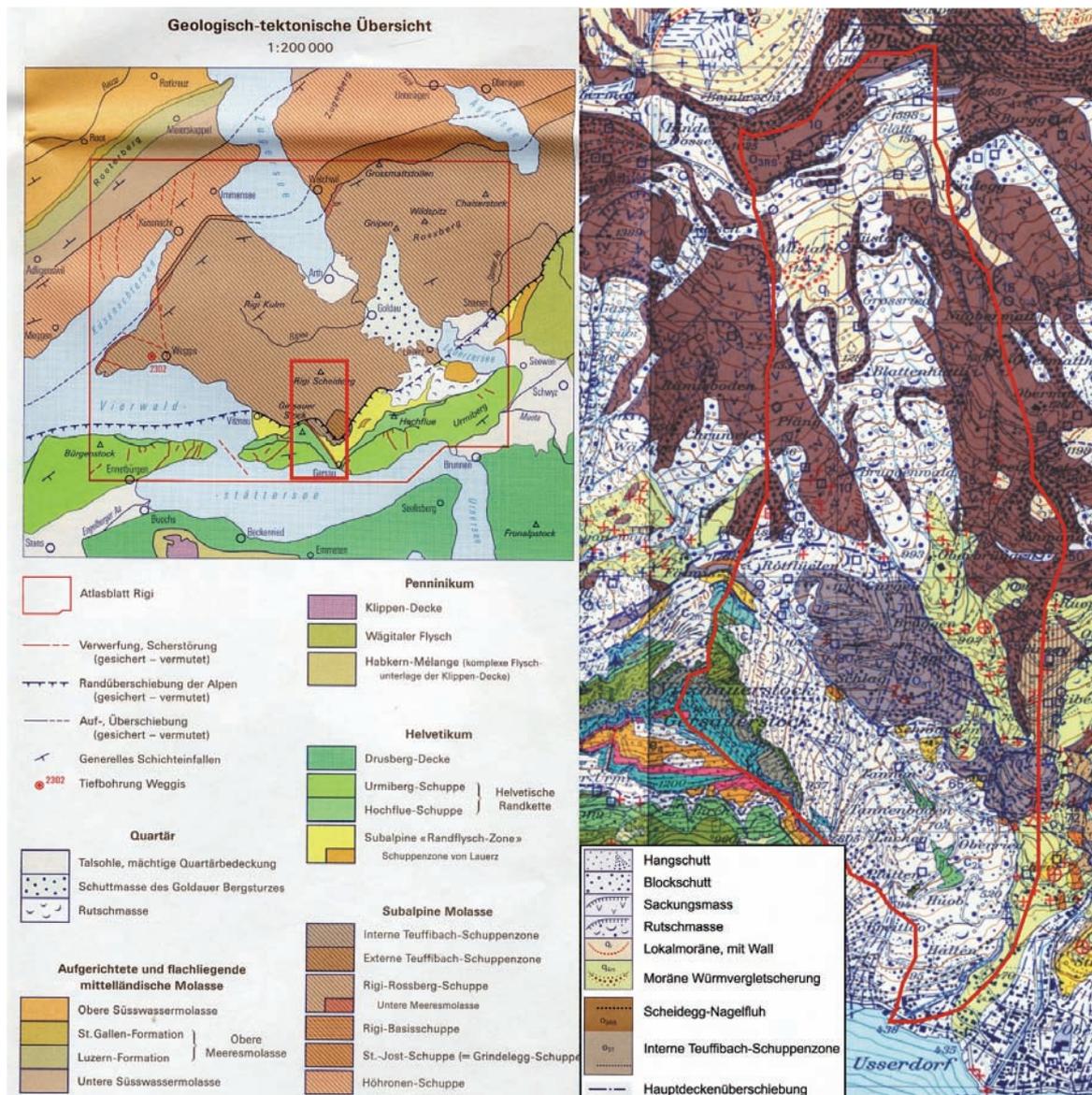


Abbildung 12: Geologisch-tektonische Übersicht über den Bruggenwaldbach (nach R. Hantke, Geologischer Atlas der Schweiz, Karte 116). Die rote Begrenzung in der rechten Bildhälfte bezeichnet das Einzugsgebiet des Bruggenwaldbaches. Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA081092).

Während der Gersauerstock, der Vitznauerstock und die Hochflueh aus den helvetischen Decken aufgebaut sind (vorwiegend Kalke der unteren Kreide) gehört die Rigi der Subalpinen Molasse an. Die orografisch links liegenden (östlichen) Einhänge im unteren Teil des Bruggenwaldbaches bestehen aus Moränenmaterial der letzten Vergletscherung (Würm), während die orografisch rechte Seite (westlich) aus der unteren Süswassermolasse stammt (Interne Teuffibach-Schuppenzone). Diese Molasseformation besteht aus einer Wechsellagerung von Nagelfluh mit Kalksandsteinen und Mergeln. Weite Teile des Einzugsgebietes des Bruggenwaldbaches bestehen aus der Scheidegg-Nagelfluh (Wechsellagerung von grobblockiger Kalknagelfluh mit über 60 % Flyschgeröllen und Mergellagen) sowie aus

quartären Rutschmassen (Hantke 2006). Alle anstehenden Gesteine an den Einhängen des Baches sind als Konglomerate (Nagelfluh) einer starken Verwitterung ausgesetzt. Sowohl die verwitterten Konglomerate als auch die unverfestigten Lockergesteine (Moränenmaterial und quartäre Rutschmassen) sind stark erosions- und rutschanfällig. Die im Gebiet stark ausgeprägten Erosions- und Rutschungsprozesse werden zusätzlich durch steile Hangneigungen und teilweise spärlichem Unterwuchs gefördert.

3.2 Steinibach

Der Steinibach befindet sich im Kanton Luzern auf dem Gemeindegebiet von Flüfli. Sein Einzugsgebiet beträgt 4 km² und ist im Südosten durch die Erhebungen der Baumgartenflue und der Schafmatt (1979 m.ü.M.) begrenzt. Die steilen Felswände der Schafmatt und der Baumgartenflue stammen aus der Kreide und bestehen aus Kalken und Mergeln des Hauterivien und Valangien. Unterhalb der Felswände schliessen mächtige Schuttfächer an. Die Uferpartien des Steinibaches werden von Flysch- und Moränenmaterialien gebildet, während in den nordwestlichen Teilen des Einzugsgebietes Kalknagelfluh der unteren Meeresmolasse ansteht (Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200'000, Mollet 1921). Der Steinibach fliesst auf 839 m.ü.M. in die Waldemme. Das Einzugsgebiet des Steinibaches weist einen Waldanteil von 17 % auf. Die ufernahen Waldungen bestehen aus Mischbeständen (Fichten-Tannenwälder mit Eschen, Ahornen, Kirschen, Weisslerlen und Buchen), werden forstlich nicht genutzt und weisen keine Sturmschäden auf. In den oberen Hangpartien stocken oft mächtige Weisstannen. Eine Furt zur Querung des Baches auf der Quote 1180 m.ü.M. wurde mit einer Sperre gesichert. Die Gerinneabhängen sind mindestens 30 m lang und weisen Neigungen zwischen 30° und 40° auf. Der Steinibach zeichnet sich aus durch rutschanfällige Einhängen. Während den Feldbegehungen werden an den ufernahen Hangpartien meist nur wenige Dezimeter mächtige Translationsrutschungen beobachtet. Dabei rutscht die Grasnarbe oft in einzelnen Schollen ab, die wiederum vom Bach erodiert werden, sobald sie in das Gerinne gelangen. Die orografisch linke Bachseite weist deutlich mehr und grössere Rutschflächen auf, dabei werden hauptsächlich Translationsrutschungen beobachtet, aber auch wenige Rotationsrutschungen. Die Rotationsrutschungen sind oft mit Jungwuchs und Sträuchern bestockt. Während den Feldarbeiten wird oft beobachtet, dass die Rutschungsbewegungen weiter in Fliessbewegungen übergehen, woraus Muren entstehen können. Die Erosions- und Rutschungsprozesse transportieren im Vergleich zum Brüggenwaldbach sehr viel Lockermaterial ins Gerinne (Abbildungen 13).

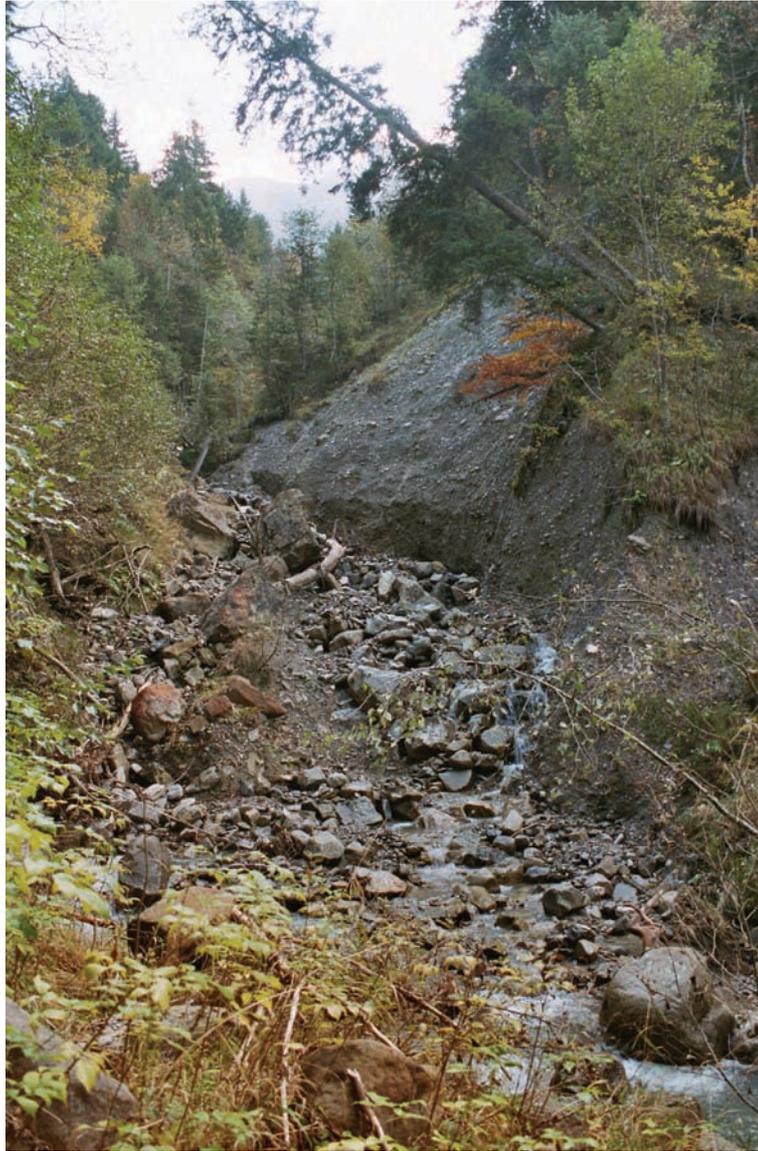


Abbildung 13: Einhänge des Steinibaches mit kleineren und grösseren Rutschungen.

Das Gerinne ist durch Murgänge und Verklausungen geprägt, die periodisch das Bachbett umgestalten und den Bachverlauf verändern. Die Gerinnesohle besteht aus Flussgeröllen, die Hauptfracht davon mit einer Korngrösse zwischen 10 und 100 cm. Das durchschnittliche Gefälle des Gerinnes ist mit 9.5° deutlich geringer als im Brüggenwaldbach. Der Gerinneverlauf mäandriert stark und weist deutliche Prallhänge auf, das Querschnittprofil des Baches weist eine mittlere Breite von 8.8 m auf und wechselt zwischen flachen Ufern und steilen Hangfüssen der Einhänge. Das aktuelle Schwemmholaufkommen ist grösser als im Brüggenwaldbach, das Schwemmholt tritt aber oft in Verklausungen auf und ist im Gegensatz zum Brüggenwaldbach weniger in Einzelstücken verteilt. Es fehlen weitgehend natürliche Hindernisse wie Engstellen oder grosse Blöcke, welche die Schwemmholttransportkapazität des Gerinnes einschränken würden.

3.3 Gemeinsamkeiten der Wildbäche

Die beiden Wildbachsysteme zeichnen sich durch ihre vielfältigen Spuren von rezenten geomorphologischen Prozessen, ihre ufernahen Mischwälder und durch minimale exogene Störungen aus. Die rezente fluviale Dynamik hinterlässt verbreitet Spuren ausgeprägter Ufererosion. Dies führt bei ufernahen Bäumen zur Freilegung von Wurzeln. Dadurch, dass die ufernahe Bestockung der Wildbäche wie auch die umliegenden Mischwälder aus Nadel- und Laubbäumen bestehen, sind die Voraussetzungen gegeben, dass Wurzeln sowohl von Nadelbäumen als auch von Laubbäumen nahe beieinanderliegend gefunden werden können, die durch dasselbe Ereignis freigelegt wurden. Freigelegte Nadelholzwurzeln können dabei als Referenz für die Bestimmung der Freilegungsreaktion in Laubholzwurzeln genutzt werden. In beiden Wildbächen ist die Baumart Esche (*Fraxinus excelsior* L.) ufernah weit verbreitet, auf sie wird daher in dieser Arbeit speziell fokussiert. Beide Wildbäche weisen zudem dicht bewaldete und steile Einhänge entlang des Gerinnes auf, deren Bestände nur minimal durch Störungen in Folge von Windwurf (keine sturmgeprägten Einzugsgebiete) oder durch Bewirtschaftung (keine Kahlfelder infolge Nutzung) beeinflusst sind. Auch die Gerinnebereiche selbst sind weitgehend naturbelassen, während den Feldarbeiten werden keine ingenieurtechnische Massnahmen zum Wildbachverbau (Längsverbau, Querverbau) beobachtet. Während der letzten 15 bis 20 Jahre wurden nach Angaben des Forstdienstes keine Massnahmen im Uferbereich zur Schwemmholzentnahme oder –zerkleinerung durchgeführt. Dies kann während den Feldarbeiten insofern bestätigt werden, als dass keine alten Wurzelstöcke oder Stämme mit Schnittflächen von Kettensägen beobachtet werden. Auch gab es nach Angaben des Forstdienstes und der Gemeindearchive während diesem Zeitraum kein Ereignis, welches einen wesentlichen Anteil an Schwemmholz aus dem Bachbereich ausgetragen hätte. Gerade deshalb bilden diese beiden Wildbäche ideale Voraussetzungen für die Untersuchung der Interaktion von Erosions- und Rutschungsprozessen mit dendrogeomorphologischen Methoden und ihres Einflusses auf die Schwemmholzentstehung. Vor allem die freigelegten Wurzeln der Uferbereiche ermöglichen die Rekonstruktion der Erosionsprozesse, während die bestockten Einhänge die Analyse von Rutschungsprozessen erlauben. Zusammen mit der Datierung von Schwemmholzproben wird ein Einblick in das Prozesssystem Wildbach gewährt.

4 Material und Methoden

Die erfolgreiche Umsetzung der vorliegenden Arbeit erfordert die Anwendung verschiedener Methoden im Feld und Labor. Diese werden im Folgenden erläutert beginnend mit den Feldmethoden, die die Basis für die Probenahme darstellen. Zur Gewährleistung eines besseren Überblicks über das verwendete Material wird nach der Erläuterung der Feldmethoden eine Zusammenstellung aller aus der Geländearbeit resultierenden Proben präsentiert. Nachfolgend werden die Labormethoden beschrieben, die zur Analyse der Proben verwendet werden.

4.1 Feldmethoden

4.1.1 Festlegung der Beprobungsbereiche

Die Detailuntersuchungen in jedem Gerinne konzentrieren sich auf einen Bachabschnitt von 1 km Länge. Die Festlegung dieses Kilometers integriert Informationen seitens der Forstdienste und der Waldbesitzer über bisher durchgeführte und geplante forstliche und ingenieurtechnische Massnahmen und erfolgt hauptsächlich aufgrund von Erosions- und Rutschungsspuren, dem Vorhandensein von Schwemmh Holzstücken und vorzugsweise homogenem Waldbestand und Waldbehandlung entlang des Gerinnes. Der Abschnitt wird zudem so festgelegt, dass ein Schwemmholzeintrag aus weiter oben liegenden Bachabschnitten unwahrscheinlich ist. Die untersuchten Abschnitte weisen entsprechend ihrer Lage ein kleineres Einzugsgebiet auf. Dieses beträgt beim Brüggenwaldbach 1 km² und liegt zwischen 700 und 1600 m.ü.M. (Abbildung 14), während es beim Steinibach 1,5 km² beträgt und zwischen 1100 und 1900 m.ü.M. liegt (Abbildung 15). Innerhalb dieses Abschnittes von einem Kilometer werden ausgewählte Schwemmh Holzstücke beprobt und die Prozessräume der Einzelprozesse ausgewiesen.



Abbildung 14: Situation des Brüggewaldbaches (Kartenblatt 1151 und 1171 der Landeskarte der Schweiz). Die rote Begrenzung bezeichnet die Einzugsgebietsgrenze, in schwarz ist der untersuchte Bachabschnitt gekennzeichnet. Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA081092).

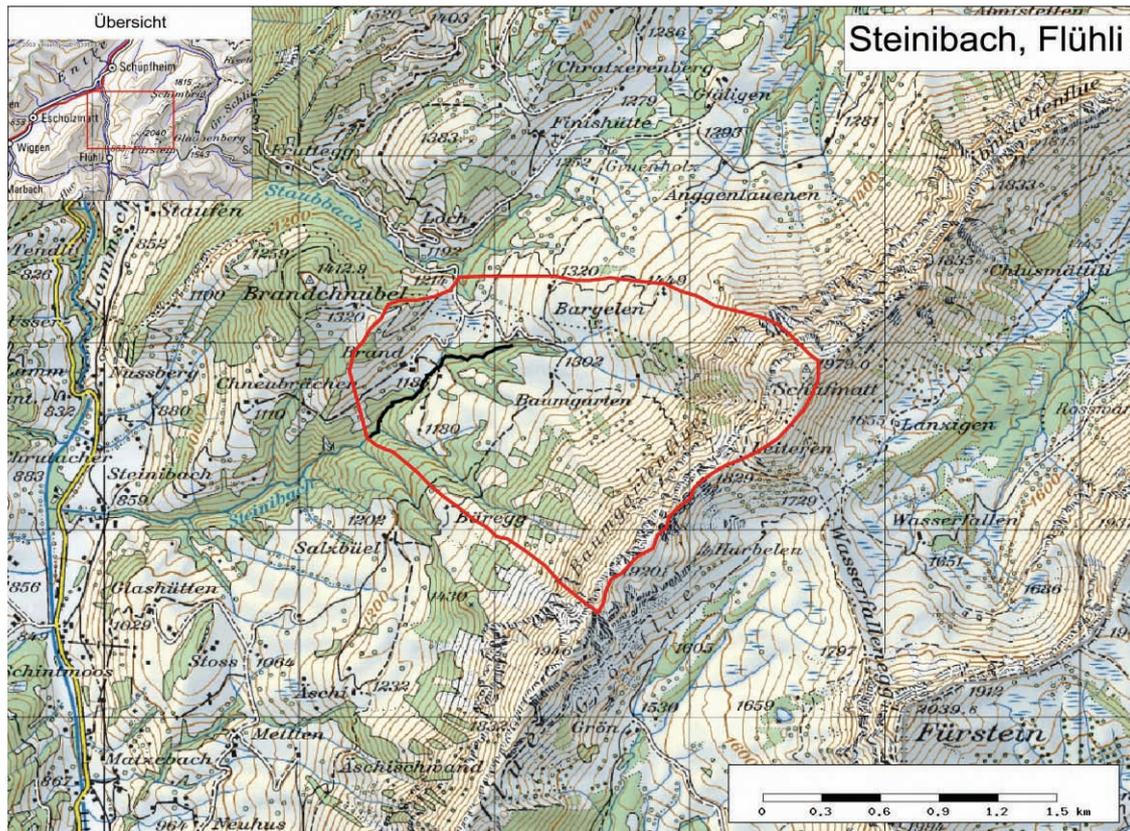


Abbildung 15: Situation des Steinibaches (Kartenblatt 1169 der Landeskarte der Schweiz). Die rote Begrenzung bezeichnet das Einzugsgebiet, in schwarz ist der untersuchte Bachabschnitt gekennzeichnet. Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA081092).

Für die Analyse des Freilegungszeitpunktes eignen sich nur Wurzeln, die mindestens einen Meter vom Stammansatz entfernt sind, da die Freilegung der Wurzel nahe des Stammes auch durch sekundäres Dickenwachstum verursacht werden kann (Gärtner 2007). Zudem müssen die durch die Stabilisierung des Stammes verursachten mechanischen Einflüsse ausgeschlossen werden. Diese können eine Strukturveränderung bewirken, die nicht durch die Freilegung bedingt ist (Mattheck und Breloer 1992, Mattheck 1997, Mattheck et al. 1997). Im Uferbereich werden sämtliche Mikrostandorte mit freigelegten Baumwurzeln, die diese Anforderungen erfüllen, markiert und einem der fünf Einzelprozesse (die direkte Ufererosion, Uferrutschung, Hangrutschung, Denudation und Erosion im Zubringer; siehe Kapitel 2.2) zugewiesen. Zusätzlich werden gebietspezifisch charakteristische Bacheinänge ausgewählt, deren Stabilität mit dendrogeomorphologischen Methoden analysiert werden soll (Shroder 1980). Dazu wird die Stabilität der Einänge im Untersuchungsabschnitt aufgrund von Rutschungshinweisen wie schräggestellte Bäume und geomorphologische Indizien vergangener und rezenter Rutschungsaktivität beurteilt. Von den verbreitetsten Formen werden ein bis zwei Beispiele für die Analyse ausgewiesen. Zur einfacheren Handhabung werden die Rutschungen mit zwei Buchstaben kodiert. Im Brüggewaldbach steht

dabei ein „R“ für „Rutschung“ und der zweite Buchstabe entspricht einer alphabetischen Nummerierung. Für die Untersuchung der Stabilität werden im Brüggentalbach zwei Geländerippen (RA, RE), sowie jeweils zwei rezente (RB, RD) und zwei inaktive (RC, RF) Rutschungen ausgewiesen. Die rezenten Rutschungen sind unbestockt, auch die Bodenvegetation kommt aufgrund rezenter Aktivität kaum auf und der Rohboden weist keine Humusschicht auf. Die inaktiven Rutschungen sind mit Bodenvegetation bewachsen und es herrscht kein Rohboden vor. Alle diese Rutschungen sind mit Ausnahme des Objektes RD kleinräumig und nur wenige 100 m² gross. Die Rutschungen RA, RB und RC befinden sich nahe beieinander am orographisch rechtsseitigen Ufer. 100 m unterhalb befinden sich die drei anderen Rutschungen (RD, RE, RF) am linksseitigen Ufer. Sie liegen ebenfalls nahe beieinander. Im Steinibach werden zwei für die rechtsseitigen Einhänge repräsentative Rutschflächen ausgeschieden. Sie werden mit Steinibach Glissement A und B (SGA, SGB) abgekürzt.

Zur Altersdatierung des Schwemmholzes und zur Auswertung der Wachstumsreaktionen der Bäume auf den Rutschungen werden lokale Referenzchronologien benötigt (Fritts 1976, Shroder 1980). Sie dokumentieren die natürliche Jahrringbreitenvariation der Bäume des Gebietes und erlauben, dass spezielle Wachstumsreaktionen gebietsspezifischen Prozessen zugeordnet werden können. Im Falle der Schwemmholzdatierung dienen die Referenzchronologien auch als Grundlage für eine genaue Datierung des Absterbezeitpunktes. Die Referenzbäume dürfen daher nicht von geomorphologischen Prozessen beeinflusst sein. Deshalb befinden sich die Referenzbäume ausserhalb des Kilometerabschnittes auf stabilen, wenig geneigten Geländerippen und Ebenen oder teilweise auch an den Hangoberkanten der Bacheinhänge, die definitiv nicht durch die zu untersuchenden Prozesse beeinflusst sind. In der Annahme, dass das Schwemmholz in Bezug auf die Anteile an Baumarten ähnlich zusammengesetzt ist wie die ufernahen Wälder, werden für die Referenzchronologie die dominierenden Baumarten des Gebietes (Brüggentalbach: Buche und Fichte, Steinibach: Fichte und Tanne) beprobt.

4.1.2 Kartierung

Die Kartierung des Abschnittes erfolgt in unterschiedlichen Massstäben (Leser 2003, BUWAL 2004). Zunächst wird der Gerinneverlauf vermessen und kartiert (Massstab 1:1000). Dazu werden entlang des Talweges die Richtungen und Neigungen mit Kompass und Klinometer gemessen, zusätzlich werden alle 100 m Querprofile des Gerinnes vermessen und ein Orientierungspunkt verankert und

markiert. Danach werden die Mikrostandorte lokalisiert und aufbauend auf die Kartierung des Gerinneverlaufes detaillierter vermessen, dokumentiert und kartiert (Massstab 1:10). Diese Mikrostandorte beschränken sich meist auf eine Ausdehnung von einigen Quadratmetern. Die Dokumentation der Mikrostandorte beinhaltet die Vermessung der Dimension der Wurzel (Gärtner 2007), das heisst die Längenausdehnung des freigelegten Teils der Wurzel und an den Beprobungsstellen die vertikale Distanz zwischen der Wurzeloberkante und der Bodenoberfläche sowie den Wurzelquerschnitt (Abbildung 16).

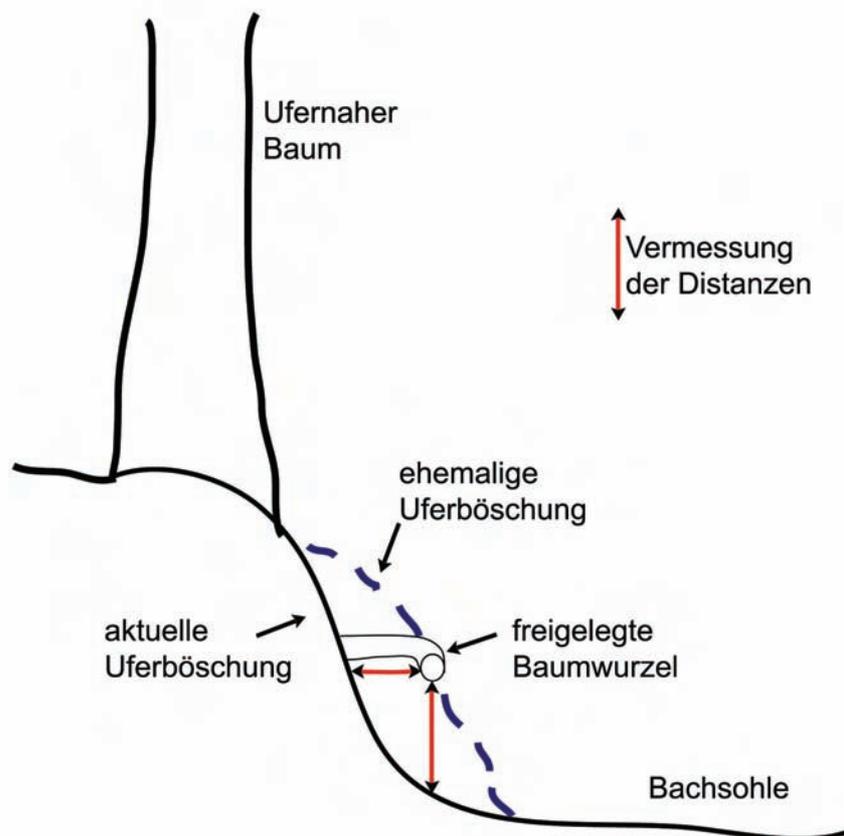


Abbildung 16: Schematische Darstellung einer typischen Situation an der Uferkante eines Bachbettes. Die Position der freigelegten Wurzel muss genau und detailliert vermessen werden (Pfeile). Die gestrichelte Linie zeigt die ehemalige Uferböschung zum Zeitpunkt der Freilegung.

Zu den Beprobungsstellen gehören die beiden Enden des freigelegten Teiles der Wurzel sowie die Stelle mit der maximalen Distanz zur Bodenoberfläche. Eine detaillierte Beschreibung der räumlichen und morphologischen Begebenheiten der Wurzelumgebung wird angefertigt. Wo freigelegte Wurzeln gehäuft vorkommen, wird jeweils der gesamte Teilabschnitt detailliert kartiert (Massstab 1:100) (Abbildung 17).

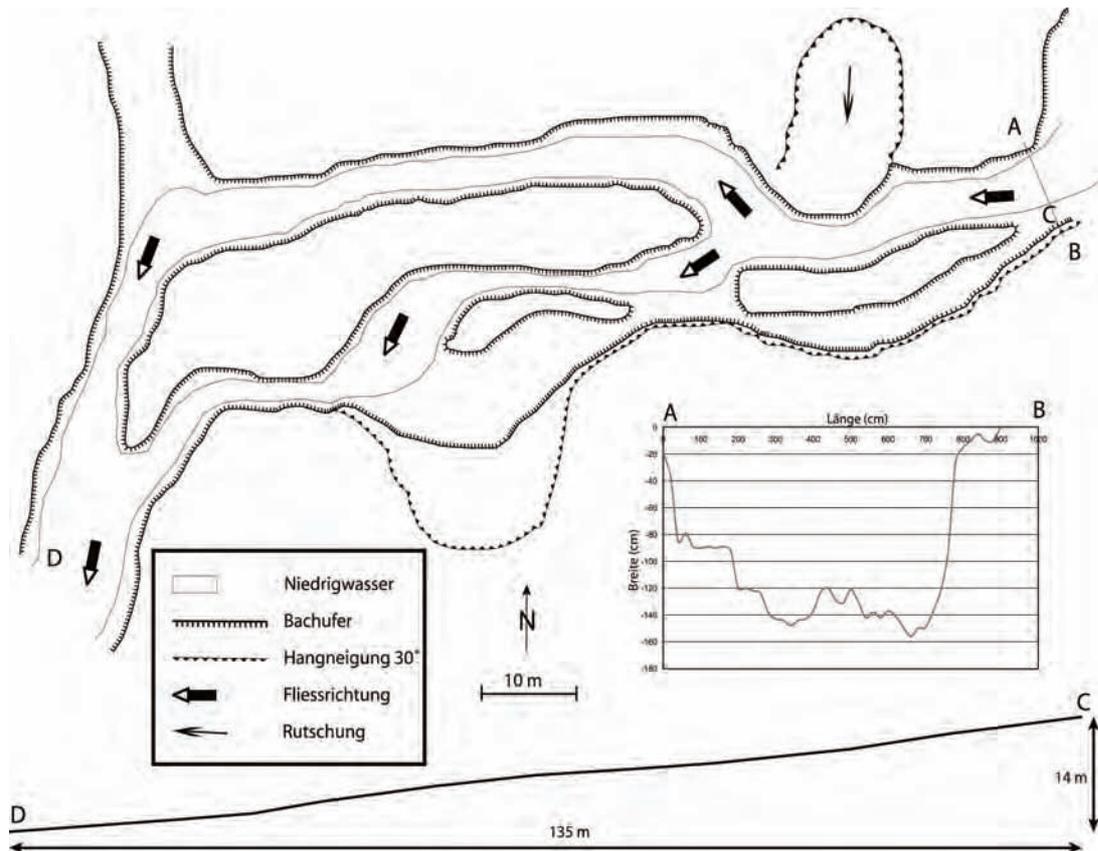


Abbildung 17: Detaillierte Kartierung eines Abschnittes im Steinibach. Profile wurden entlang (C-D, 1,25-fach überhöht) und quer (A-B, 3,5-fach überhöht) zum Flussbett vermessen.

Die geomorphologischen Kartierungen der Rutschungen erfolgen ebenfalls in einem Maßstab 1:100 (Gärtner et al. 2004). Neben der Kartierung werden zusätzlich Profillinien erstellt und vermessen, um die Hangformen zu dokumentieren. Die Anzahl der zu beprobenden Bäume richtet sich nach der Flächenausdehnung der Rutschungen und der Anzahl direkt oder indirekt betroffener Bäume. Diese werden im Rahmen der Kartierarbeiten ausgewiesen und für die spätere Probenahme markiert.

4.1.3 Probenahme

An jeder Beprobungsstelle einer Wurzel werden jeweils zwei Scheiben von ca. 2 cm Dicke entnommen, dies entspricht einer Wurzelprobe. Jeweils eine der beiden entnommenen Wurzelscheiben pro Probe dient der makroskopischen Analyse, die andere der Anfertigung von Dünnschnittpräparaten zur mikroskopischen Analyse der anatomischen Strukturen. Um zwei identische Scheiben zu erhalten, werden jeweils die einander zugewandten Querschnittsflächen der zwei entnommenen Scheiben verwendet, diese sind zwar spiegelverkehrt, zeigen aber identische

Wachstumsmuster (Gärtner 2001). Neben den vorgängig markierten Stellen des freigelegten Teiles der Wurzel werden zu Vergleichszwecken auch Wurzelscheiben von nicht freigelegten Teilen derselben Wurzel entnommen. Damit eine Beurteilung möglicher Wurzelstrukturänderungen in freigelegten Wurzeln realisiert werden kann, werden zusätzlich nicht freigelegte Wurzeln jeweils desselben Baumes, dessen freigelegte Wurzeln bereits beprobt werden, ausgegraben und in gleicher Weise beprobt.

Die markierten Probebäume auf den Rutschungen und die Referenzbäume werden mit einem Zuwachsbohrer mit jeweils zwei Bohrkernen beprobt. Dabei werden die Probebäume hangunterseitig und hangoberseitig und die Referenzbäume hangparallel beprobt (Schweingruber 1983, Cook and Kairiukstis 1990).

Die Schwemmholzdatierung bildet die Grundlage, um die Beziehungen zwischen Zersetzungsgrad, Verweildauer und Wasserkontakt zu untersuchen (Schweingruber 1996). Dafür werden Querschnitte mit Hilfe einer Kettensäge aus dem jeweils geeignetsten Bereich des Schwemmholzstückes (Kriterien sind: Waldkante, Morschheit, Anzahl Jahrringe) entnommen. Die Schwemmholzstücke werden vermessen und gemäss verschiedener Kriterien wie Holzart, Stückart (Stock, Stammteil, Krone, Ast, Ganzbaum, Stammteil mit Stock), Eintragsprozess und Zersetzungsgrad beschrieben (Rickli und Bucher 2006). Die Zersetzungsgrade werden im Gelände mittels eines Schlitzschraubenziehers der Grösse 3 festgestellt (in Anlehnung an Keller 2005), indem der am stärksten vermorschte Teil des Holzstückes auf einer Länge von einem halben Meter geprüft wird. Aufgrund der Eindringtiefe des Schraubenziehers wird das Schwemmholzstück einem der drei Zersetzungsgrade (stark, mittel, schwach) zugewiesen.

4.1.4 Material

Im Rahmen der vorliegenden Studie werden insgesamt 206 Wurzelproben von 84 Bäumen untersucht (117 aus dem Brüggwaldbach und 89 aus dem Steinibach). Dies sind insgesamt 93 Wurzeln, die durchschnittlich jeweils zweifach beprobt werden.

Diese Probemenge verteilt sich auf folgende Baumarten: Fichte (*Picea abies* (L.) H. Karst.), Tanne (*Abies alba* Mill.), Eibe (*Taxus baccata* L.) und Esche (*Fraxinus excelsior* L.). Der grösste Anteil entfällt dabei auf die Fichte (Tabelle 2), während der spezielle Fokus der Untersuchung von Freilegungsreaktionen auf der Baumart Esche liegt. Diese Baumart ist einerseits in den Einzugsgebieten von Wildbächen

der Voralpen weit verbreitet und ist andererseits bisher noch nie untersucht worden.

Tabelle 2: Untersuchte Wurzelproben nach Baumarten

Baumarten	Fi	Ta	Ei	Es
Anzahl beprobter Bäume	59	11	2	12
Anzahl untersuchter Wurzeln	61	12	2	18
Anzahl untersuchte Proben insgesamt	119	54	7	36
Davon freigelegt	99	45	7	25
Davon ausgegraben	20	9	-	11

Fi = Fichte, Ta = Tanne, Ei = Eibe, Es = Esche

Sowohl für die Analyse der Rutschprozesse als auch für die Datierung der Schwemmhölzer werden je 2 gebietsspezifische Referenzchronologien erstellt (Tabelle 3).

Tabelle 3: Referenzchronologien der beiden Untersuchungsgebiete

	Brüggewaldbach		Steinibach	
	Tanne	Buche	Tanne	Fichte
Beprobte Baumarten				
Anzahl beprobter Bäume	26	16	23	25
Anzahl Bohrkern	52	32	46	50
Anzahl Referenzchronologien	1	1	1	1

In beiden Untersuchungsgebieten werden insgesamt 8 Rutschungen analysiert, 6 im Brüggewaldbach und 2 im Steinibach (Tabelle 4). Dazu werden die Stämme von 63 Bäumen, die auf den Rutschungen stocken, beprobt. Im Brüggewaldbach werden dabei auf den kleinsten Rutschungen (RC und RF) alle darauf stockenden Bäume, bei den Rutschungen RA, RB, RD und RE werden nur die am stärksten betroffenen Bäume beprobt. Im Steinibach dienen jeweils ca. 20 Bäume im Bereich der Rutschung zur Probeentnahme.

Tabelle 4: Charakterisierung der untersuchten Rutschflächen beider Bäche

Bachname	ID	Anzahl und Art der Probebäume	Lokalität
Brüggewaldbach	RA	6 Tannen	Geländerippe
Brüggewaldbach	RB	4 Tannen, 1 Fichte	Aktive Rutschung
Brüggewaldbach	RC	3 Tannen, 1 Buche, 1 Ulme	Inaktive Rutschung
Brüggewaldbach	RD	4 Tannen	Aktive Rutschung
Brüggewaldbach	RE	3 Tannen	Geländerippe
Brüggewaldbach	RF	2 Tannen, 1 Buche	Uferrutschung
Steinibach	SGA	9 Fichten, 8 Tannen	Alte Rutschung
Steinibach	SGB	12 Fichten, 6 Tannen, 2 Buchen, 1 Ulme	Jüngere Rutschung

ID = Codierung der jeweiligen Rutschung

Aus den Bachbereichen werden 99 Schwemmhölzer zur Datierung der Verweildauer beprobt. Im Brüggewaldbach werden hierfür 52 Stammscheiben der Baumarten Tanne (29 Proben) und Buche (23 Proben), im Steinibach 47 Stammscheiben der Baumarten Fichte (31 Proben) und Tanne (16 Proben) entnommen. Alle entnommenen Proben werden gemäss Zustand erfasst (Tabelle 5).

Tabelle 5: Anzahl entnommene Schwemmhölzer in den beiden Bächen

Baumart	Anzahl Bäume Brüggewaldbach		
	Zersetzungsgrad 1	Zersetzungsgrad 2	Zersetzungsgrad 3
Tanne	6	9	14
Buche	7	5	6
Anzahl Bäume Steinibach			
Tanne	9	4	5
Fichte	7	11	11

Zersetzungsgrad: 1 = fest, 2 = Schraubenzieher dringt max. 1mm ins Holz, 3 = Schraubenzieher dringt bis 1 cm ins Holz (nach Keller 2005).

Tabelle 6 fasst die wichtigsten Charakteristika, wie Prozessort und Dynamik der fünf Einzelprozesse zusammen, weist die verwendeten Teile des Baumes (Wurzel oder Stammholz) aus und erfasst die Anzahl der entsprechenden Mikrostandorte in den zwei Untersuchungsgebieten.

Tabelle 6: Untersuchte Prozesse, Methoden und Mengen entsprechender Mikrostandorte in den beiden Wildbächen

	Direkte Ufererosion	Ufer-rutschung	Hang-rutschung	Denudation	Erosion im Zubringer
Prozess-geschwindigkeit	unbest.	Schnell	schnell	langsam	unbest.
Prozessort	Flussbett	Flussbett	Einhänge	Einhänge	Zubringer
Datierungsreferenz	Wurzel	Wurzel, Stamm	Stamm	Wurzel	Wurzel
Anz. Mikrostandorte Brüggewaldbach	8	5	2	1	1
Anz. Mikrostandorte Steinibach	15	11	2	3	2

4.2 Labormethoden der Wurzelanalysen

4.2.1 Präparation der Wurzelscheiben

Die Oberflächen aller entnommenen Wurzelscheiben werden stufenweise mit Sandpapier geschliffen (bis zu einer Körnung von 400 Mesh). Diese Vorbereitung ist sowohl für makroskopische als auch für die mikroskopische Analyse erforderlich. Die Vorgehensweise bei der Präparation der Dünnschnitte richtet sich nach Schweingruber (1978, 2001) und Gärtner (2003a). Je nach Holzart und Beschaffenheit der Probe muss diese vor der Anfertigung der Dünnschnittpräparate über einige Zeit in Wasser eingelegt oder gekocht werden. Die Dünnschnitte werden mit einem Schlittenmikrotom in einer Dicke von ungefähr 15 µm angefertigt, anschliessend mit Safranin und Astrablau eingefärbt, mit Alkohol gereinigt und dehydriert und mit Kanadabalsam fixiert (Schweingruber 1978). Die Dünnschnittpräparate werden abschliessend für die spätere Bildanalyse mit einer digitalen Mikroskopkamera fotografiert.

4.2.2 Makroskopische Analyse

In den häufigsten Fällen können die Wurzeln während den Feldaufnahmen direkt einem Baum zugeordnet werden. Somit erfolgt die Artbestimmung über die Ansprache des Baumes. Vereinzelt ist die Zuordnung aber unsicher, dann muss eine holzanatomische Artbestimmung durchgeführt werden (Cutler 1976, Cutler et al. 1987).

Es werden nur lebende Wurzeln beprobt, daher entspricht der äusserste Jahrring dem entsprechenden Beprobungsjahr. Da eine Kreuzdatierung, wie bei Stammanalysen üblich, bei Wurzeln kaum möglich ist (Liese 1926, Schulman 1945, Krause 1992), erfolgt die Datierung durch einfache Jahrringzählung der feingeschliffenen Querschnitte unter dem Binokular. Die Jahrringbestimmung an Wurzeln kann nicht immer eindeutig geleistet werden, da sich das periodische Dickenwachstum der Wurzeln oft nur auf Teile des Wurzelumfanges (auskeilende Jahrringe) bzw. nur auf wenige Zellreihen beschränkt und unter bestimmten Witterungsbedingungen sich mehrere oder gar keine klar erkennbaren Wachstumsperioden in einem Jahr identifizieren lassen (falsche und fehlende Jahrringe). Um diese Unsicherheiten zu minimieren, erfolgt die Jahrringzählung des Wurzelquerschnittes in vier Radian im Abstand von je circa 90°. Die vier Radian werden anschliessend kreuzdatiert, wobei der Radius mit den meisten Jahrringen als

provisorische Referenz gewählt wird, die mit Hilfe der drei anderen Radien überprüft wird (Krause und Morin 1995, Gärtner 2003a). So können auskeilende Jahrringe entdeckt und entsprechend berücksichtigt werden. Auch falsche Jahrringe treten oft diskontinuierlich auf (Kozlowski 1971, Krause und Eckstein 1993) und können in diesem Fall ebenfalls eruiert werden. Sie sind zudem in der Regel anatomisch als falsche Jahrringe erkennbar (Priya und Bhat 1998). Nur in Ausnahmefällen bleiben Unsicherheiten in der Wurzelaltersbestimmung von zwei Jahren oder mehr bestehen (Abbildung 18).

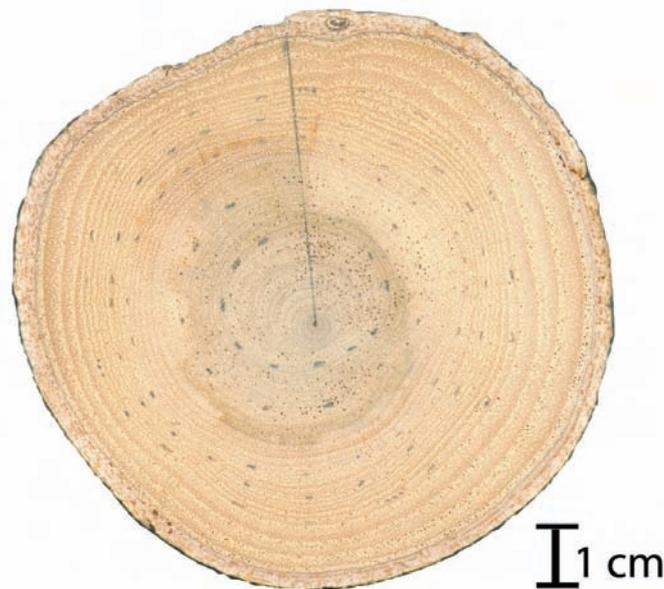


Abbildung 18: Mit Sandpapier geschliffene Wurzelscheibe (Querschnitt) einer Esche. Die Linie bezeichnet den Ort für die Dünnschnittprobe. Die Punkte markieren einzelne Jahrringe, jedes fünfte Jahr ist markiert. Die Jahrringe sind teilweise sehr eng und entsprechend schwierig zu zählen.

Neben der Datierung erfolgt eine makroskopische Analyse der Wurzelquerschnitte. Hierfür werden spezielle Beobachtungen wie Strukturveränderungen, Gefäßcharakteristika, Reaktionsholz, aber vor allem auch Verletzungen (Abbildung 19), Kallusgewebe, Veränderungen der Zellstruktur (Dimension des Zelllumens und Art der Zellwand in Tracheiden, Faserzellen und Gefäßen), traumatische Harzkanäle und Thyllen in einer chronologischen Tabelle notiert. Die Auflistung erfolgt gemäss der Wurzelentwicklung vom ersten Jahrring nach aussen. Der Grad der Veränderung bezieht sich auf die innersten (ersten) Jahrringe des entsprechenden Wurzelquerschnittes. Einige dieser Strukturen können erst nach Anfertigung des Dünnschnittpräparates unter dem Durchlichtmikroskop angesprochen werden. Im Rahmen der makroskopischen Analyse werden daher auch die geeignetsten Stellen bestimmt, welche anschliessend zu Dünnschnittpräparaten weiterverarbeitet werden (Abbildung 20).

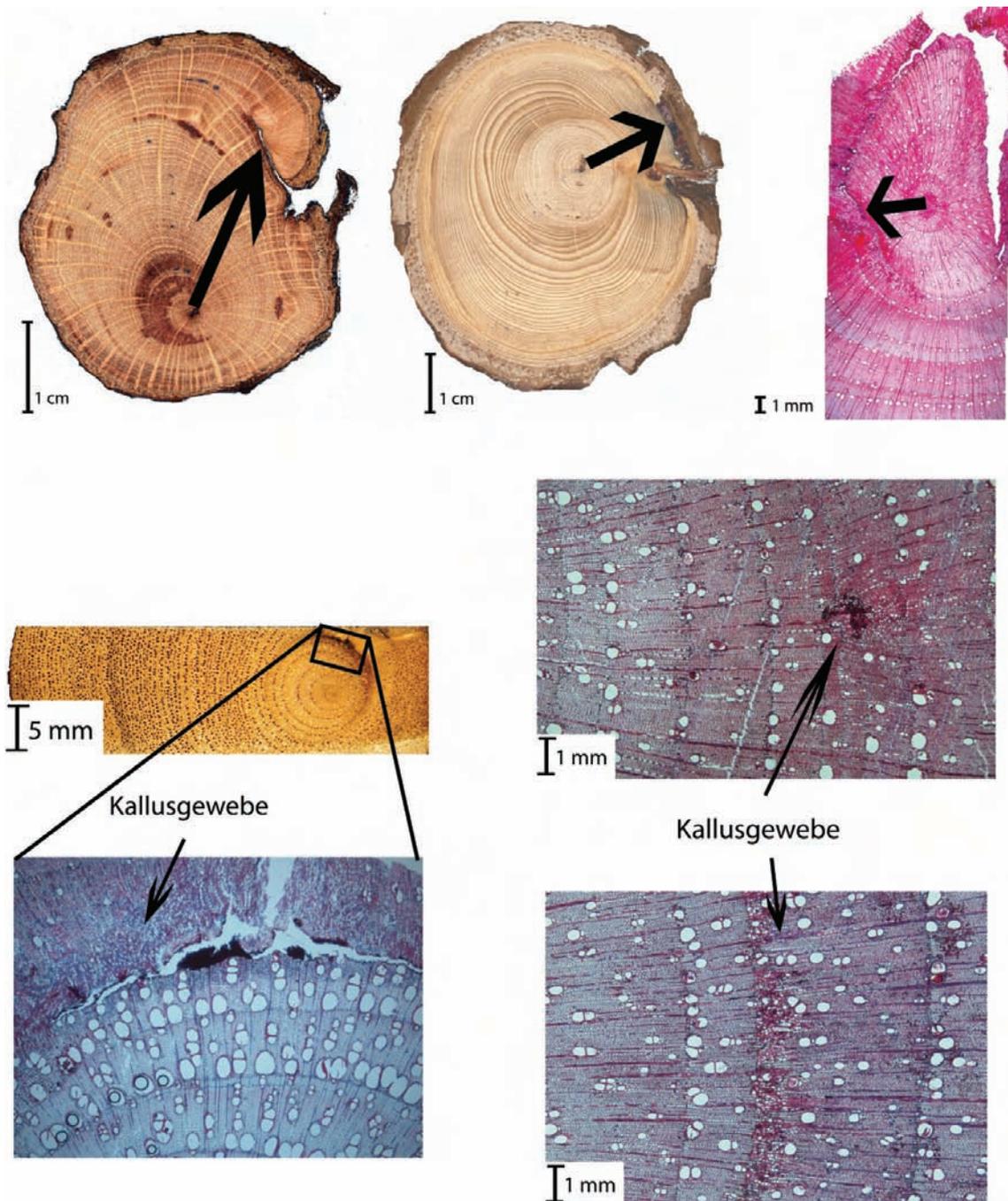


Abbildung 19: Wurzelquerschnitte verschiedener Baumarten können Verletzungen aufweisen (Pfeile). Diese weisen auf einen äusseren Einfluss hin, beispielsweise die Freilegung des entsprechenden Wurzelabschnittes, können aber nicht als eindeutiges Merkmal zur Freilegungsdatierung benutzt werden.

Verletzungen stammen nicht zwingend von erosiven Prozessen und sind nicht ursächlich mit einer Freilegung verbunden. Sie können also nur als Indiz der Freilegung betrachtet werden (Gärtner 2007).

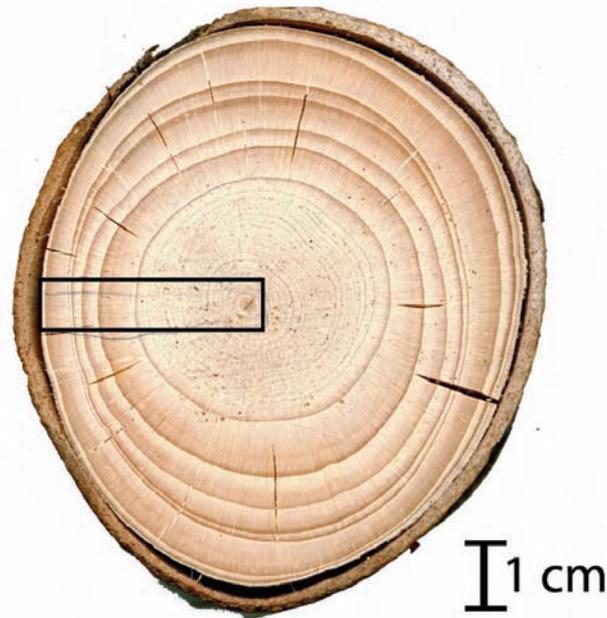


Abbildung 20: Mit Sandpapier geschliffene Wurzelscheibe (Querschnitt) einer Fichte, das Rechteck bezeichnet die für die Dünnschnittprobe vorgesehene Fläche.

4.2.3 Mikroskopische Analyse

Die Analysen beginnen mit den Nadelholzwurzeln, danach werden die Wurzeln der Eschen analysiert. Anhand der Datierung des Freilegungszeitpunktes mittels der für Nadelhölzer bekannten Freilegungsreaktion (Gärtner 2003a) können die in den Laubholzwurzeln vorgefundenen Veränderungen verifiziert und gegebenenfalls als Freilegungsreaktion identifiziert werden.

Die mikroskopische Analyse besteht im Wesentlichen aus der Vermessung der Zelldimensionen anhand des fotografierten Dünnschnittpräparates oder in der Datierung von Kallusgewebe bei Wunden. Die Zelldimensionen (Zelllumina, Zellwandstärke) werden mit dem automatischen Bildanalyse-Programm WinCELL (Regent Instruments, WinCELL Pro 2005a) vermessen. Das System ermöglicht die automatische Erkennung der Zelllumen-Fläche aufgrund eines Graustufen-Schwellenwertes, welcher für jede Probe abgestimmt werden muss. Für die verschiedenen Zelldimensionen werden Mittelwerte für jeden Jahrring im Dünnschnittpräparat berechnet.

Die Frühholztracheiden der Nadelholzwurzeln werden in jedem Jahrring auf einer Fläche von 0.5 mm^2 in radialer Richtung vermessen (Abbildung 21). Ein automatischer Grössenfilter wird nach der Objekterkennung angewandt. Die minimale Grösse einer Frühholztracheide wird artspezifisch anhand einiger Probemes-

sungen eruiert (Hitz et al. 2008a / b). Sie beträgt für Fichte 300 μm^2 und für Eibe und Tanne 200 μm^2 . Bei Objekten, die kleiner als dieser minimale Wert sind, handelt es sich um das Lumen einer Tracheide nahe an deren spitz zulaufendem Ende oder um interzelluläre Zwischenräume. Der Maximalwert des Grössenfilters wird so gross gesetzt (bei allen Nadelholzarten auf 5000 μm^2), dass keine einzelnen Tracheiden, sondern nur Objekte ausgeschlossen werden, die infolge eines Nicht-Erkennens von Zellwänden aus mehreren Tracheiden bestehen (Cutler 1976, Cutler et al. 1987).

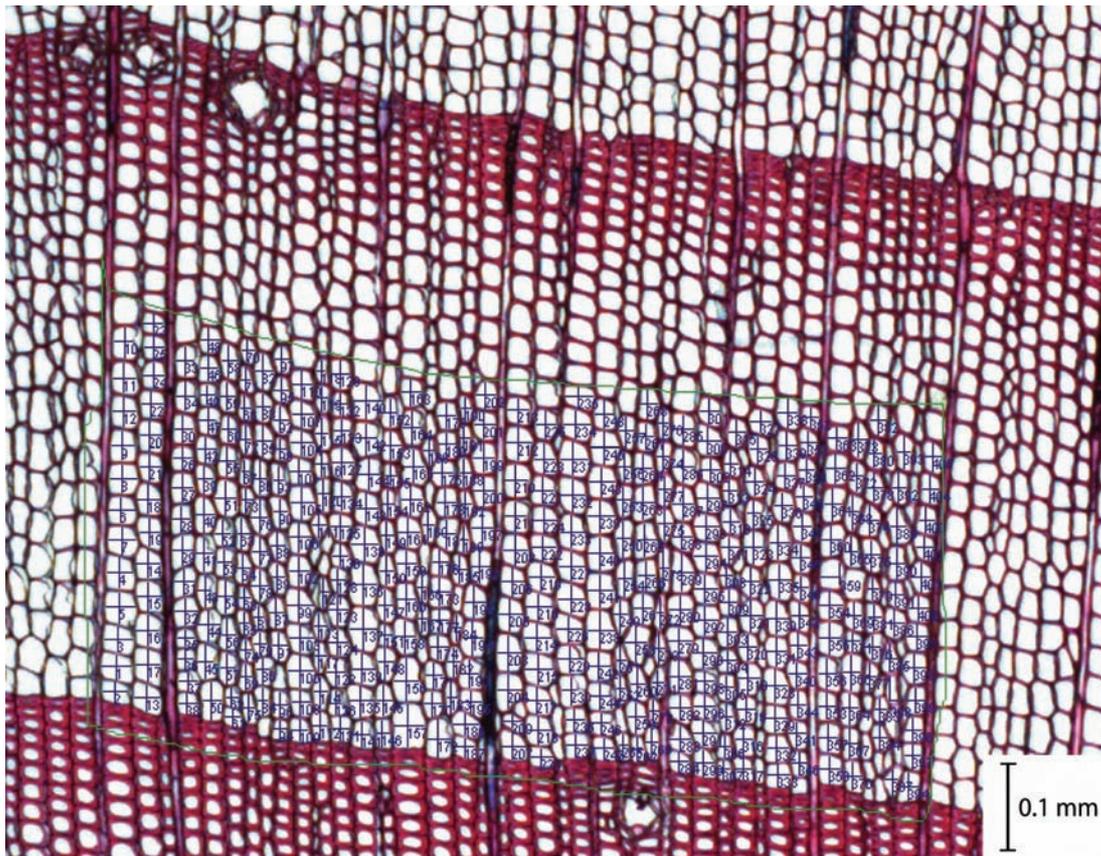


Abbildung 21: Jahrweise Vermessung der Tracheiden im Dünnschnittpräparat einer Fichtenwurzel mit der Software WinCELL. Jede vermessene Tracheide wird automatisch nummeriert. Der Analysebereich (grün umrandet) umfasst 0,5 mm^2 im Frühholz.

Der anatomische Aufbau der Laubhölzer ist komplexer als derjenige der Nadelhölzer, da mehrere Zelltypen existieren, die unterschiedliche Funktionen aufweisen. Die Analysen konzentrieren sich sowohl auf mögliche Veränderungen in den anatomischen Strukturen von Gefässen und Faserzellen als auch auf Unterschiede zwischen der Ausbildung von Früh- und Spätholz. Die Vermessungsprozedur für Laubholzgewürzeln ist vergleichbar mit derjenigen für Nadelholzgewürzeln, sie muss jedoch an die Baumart und deren generelle Anatomie

angepasst werden. Im Rahmen dieser Arbeit liegt das Schwergewicht auf der Baumart Esche.

Für die Analyse der Faserzellen der Esche werden Flächen von 1 mm^2 bestimmt, die den gesamten Jahrring mit Frühholz und Spätholz repräsentieren. Der Schwellenwert, der ein Element als Faserzelle eruiert und von einem Gefäss unterscheidet, wird auf $800 \mu\text{m}^2$ gesetzt, dies entspricht einem Lumen-Durchmesser von $16 \mu\text{m}$. Elemente, die kleiner als $40 \mu\text{m}^2$ sind, werden nicht vermessen. In den definierten Sektoren werden die Zelllumina von 500 bis 2000 Faserzellen vermessen und anschliessend gemittelt (Abbildung 22). Jede Analyse wird optisch überprüft, meistens ist es jedoch nicht notwendig, manuelle Korrekturen durchzuführen. Vereinzelt gibt es kleine Gefässe im Spätholz, die fälschlicherweise als Faserzellen erkannt werden.

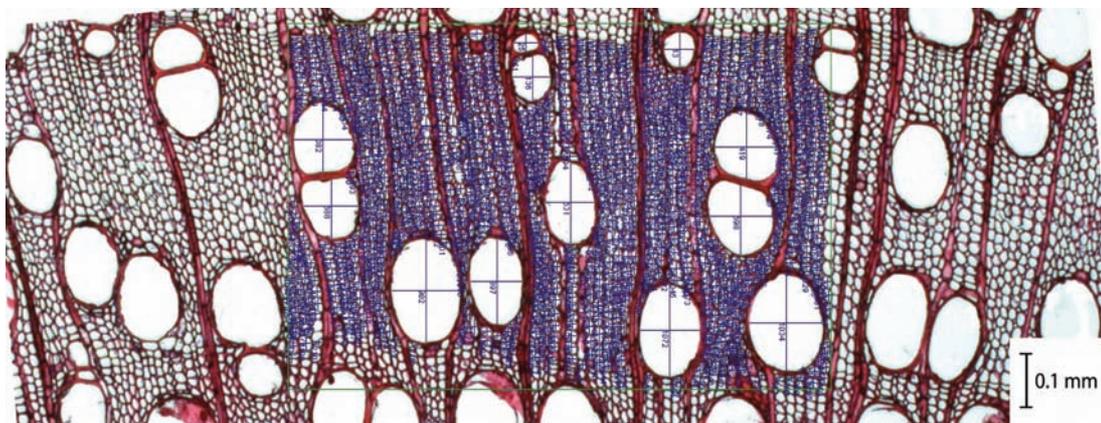


Abbildung 22: Jahrweise Vermessung der Faserzellen im Dünnschnittpräparat einer Eschenwurzel mit der Software WinCELL. Jede vermessene Zelle wird automatisch nummeriert. Der Analysebereich (grün umrandet) umfasst 1 mm^2 und sowohl Früh- als auch Spätholz.

Für die Vermessung der Gefässe werden sämtliche Gefässe jedes Jahrringes, die im Dünnschnitt erkennbar sind, analysiert. Dafür müssen die Bilder bearbeitet werden. Verschiedentlich auftretende Thyllen in den Gefässzellen werden mit weisser Farbe überdeckt, damit WinCELL die Gefässlumina richtig erkennen und vermessen kann. Diese vorbereitenden Arbeiten werden mit dem Programm Adobe Photoshop Elements (Adobe Photoshop Elements Version 5.1 Service Pack 2) durchgeführt. Gefässe treten häufig in radialen Reihen auf, dabei muss jedes Gefäss einzeln erfasst und vermessen werden. Um alle Gefässe zu erfassen, wird der Minimalwert des Grössenfilters auf $600 \mu\text{m}^2$ eingestellt (Durchmesser von $14 \mu\text{m}$), dieser Wert ist als minimale Grösse eines Spätholzgefässes eruiert worden. Eine maximale Grösse wird nicht angewandt (Abbildung 23).

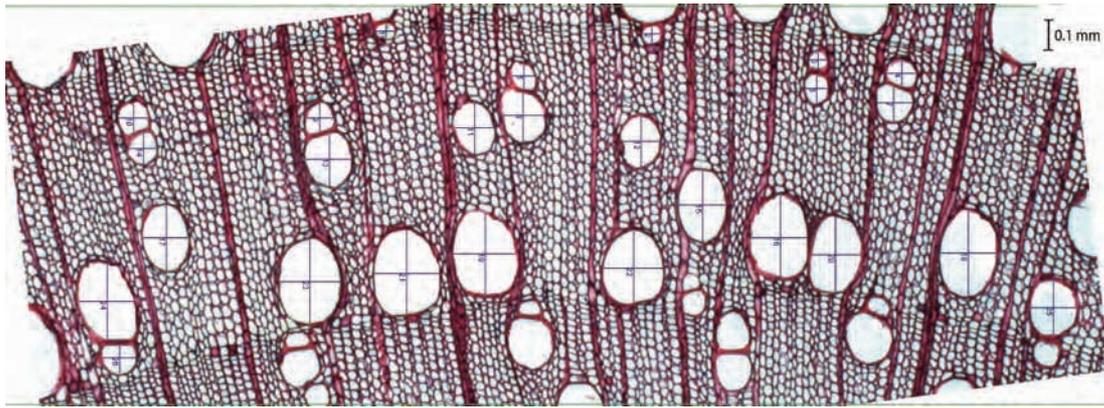


Abbildung 23: Jahrweise Vermessung aller Gefässe (nummerierte Zellen) pro Jahrring einer Eschenwurzel.

WinCELL erkennt oft fälschlicherweise Holzstrahlen, grössere Faserzellen oder Parenchymzellen als Gefässe. In diesen Fällen muss das Bild manuell korrigiert werden. In den meisten Fällen können die Elemente eindeutig als Gefäss, Faserzelle oder Parenchym identifiziert werden, wobei das Grundgewebe des Holzes durch die Faserzellen gebildet wird, während das Parenchym paratracheal, vasi-zentrisch um die Gefässe verteilt ist. In den wenigen Fällen, in denen Unsicherheiten bei der Identifikation einzelner Element entstehen, werden sie der Kategorie „Gefässe“ zugeordnet und in die Analyse einbezogen. Obwohl bei halbring- und zerstreutporigen Hölzern die zu Beginn der Vegetationsperiode gebildeten Gefässe normalerweise grösser als die später im Jahr gebildeten sind, ist es oft schwierig, die genaue Position der Grenze zwischen Früh- und Spätholz zu lokalisieren. Um dieses Problem zu umgehen, werden die 25 % grössten Gefässe pro Jahrring ermittelt und deren Grösse gemittelt. Dies umfasst in etwa die Frühholzgefässe und repräsentiert somit die durchschnittliche Frühjahrsgefässgrösse am besten. Vergessene oder falsch gemessene Gefässelemente wirken sich stark auf das Ergebnis einer Analyse aus, die Analyse muss daher mit grosser Sorgfalt erfolgen und ist allgemein sehr aufwendig.

Neben der Berechnung und Darstellung von Mittelwerten können die ermittelten Daten auch als Stichprobe betrachtet und in Form von Boxplots präsentiert werden. Die Spannweite des Boxplots wird dabei durch den maximalen und den minimalen Wert gebildet, während das Rechteck das obere Quartil (75%) und das untere Quartil (25%) und der Balken innerhalb des Rechtecks den Median bezeichnet (Stahel 1995).

4.2.4 Berechnung der Erosionsraten

Nach der Datierung des Freilegungsjahres werden die Erosionsraten aufgrund der Vermessungen und Skizzen berechnet. Dafür müssen nach Gärtner (2007) zwei Situationen unterschieden werden:

1. Der freigelegte Teil der Wurzel hängt frei in der Luft.
2. Die Wurzel ist teilweise noch im Substrat eingebettet oder liegt dem Boden auf.

Im ersten Fall wird davon ausgegangen, dass sich der Zentralzylinder der Wurzel im Laufe der Entwicklung nicht im Raume bewegt hat und deshalb als Referenzniveau angenommen werden kann. Im zweiten Fall kann die Wurzel rein aufgrund des Radialzuwachses ohne erosive Prozesse aus dem Boden herausgewachsen sein. Vor allem bei den langsamen Erosionsprozessen ist auf diesen Fall speziell zu achten.

Im ersten Fall muss auf dem jeweiligen Wurzelquerschnitt der Zuwachs zwischen dem Freilegungsjahr und der Oberkante der Wurzelscheibe gemessen werden. Diese Distanz muss von der im Feld gemessenen Distanz zwischen der Oberkante der Wurzelscheibe und der aktuellen Bodenoberfläche abgezogen werden. Daraus ergibt sich die effektive Höhe, die zwischen dem Jahr der Freilegung und dem Jahr der Datenerhebung erodiert worden ist. Die effektive Erosionshöhe wird durch die Anzahl Jahre, die zwischen dem Freilegungsjahr und dem Entnahmejahr liegen, dividiert, und dies ergibt die mittlere jährliche lokale Erosionsrate.

Im zweiten Fall muss sowohl der oberseitige als auch der unterseitige Zuwachs zwischen dem Freilegungsjahr und der Ober- resp. Unterkante berücksichtigt werden. Dies beruht auf der Annahme, dass sich die Wurzel aufgrund des geringsten Widerstandes und bedingt durch den radialen Zuwachs nur gegen die Bodenoberfläche hin oder vom Substrat weg bewegt. Dieser beidseitige Zuwachs wird von der im Feld gemessenen Distanz zwischen der Oberkante der Wurzelscheibe und der Oberkante der aktuellen Bodenoberfläche subtrahiert. Die Berechnung der durchschnittlichen Erosionsrate erfolgt analog wie im ersten Fall.

4.3 Labormethoden der Jahrringbreitenanalyse

4.3.1 Analyse der Jahrringbreiten und Datierung des Schwemmholzes

Die Bohrproben aus den Beprobungen der Referenz- und Rutschungsbäume werden auf Bohrprobenträger aufgeleimt und getrocknet. Auch die Stammscheiben aus den Schwemmholzbeprobungen werden im Labor luftgetrocknet. Anschliessend werden die Oberflächen aller entnommenen Proben stufenweise mit Sandpapier geschliffen (bis zu einer Körnung von 400 Mesh). Auf den Stammscheiben werden anschliessend zwei Radien definiert und die Jahrringe gezählt. Die Jahrringbreiten werden bei den Bohrproben und bei den Stammscheiben der Schwemmhölzer mit Hilfe eines LINTAB 5 und TSAP-WIN SCIENTIFIC (beides Rinntech) mit einer Genauigkeit von 1/100mm gemessen (Iseli und Schweingruber 1989).

Für die Erstellung der Referenzchronologie (Fritts 1976, Schweingruber 1983) werden die zwei aus der Vermessung der Bohrproben resultierenden Einzelkurven pro Baum gemittelt, sofern sie keine offensichtlichen Wachstumsstörungen (Druckholz, Exzentrizität) und eine gute optische Übereinstimmung aufweisen. Die Mittelkurven werden anschliessend indexiert (Schweingruber 1996, Bräker 2002), damit sie untereinander verglichen werden können. Danach werden die indexierten Mittelkurven mit einem gleitenden 11-jährigen Mittel geglättet (Cook und Kairiukstis 1990). Die Referenzkurve wird durch die Mittelung aller indexierten, geglätteten Mittelkurven gebildet. Zum Vergleich mit den Bäumen aus den Rutschungen und zur Datierung des Schwemmholzes wird nur der Teil der Referenzkurve verwendet, der mit mindestens 6 Mittelkurven belegt ist (Cook und Kairiukstis 1990, Bräuning 1995).

Für die Datierung des Schwemmholzes werden die zwei vermessenen Radien pro Probe ebenfalls miteinander gemittelt und mit der lokalen Referenz der entsprechenden Baumart verglichen (Douglass 1929, Dean et al. 1996). Durch den Abgleich mit der lokalen Referenzchronologie kann der jeweilige Absterbezeitpunkt der Probe datiert werden, sofern die Waldkante vorhanden ist (Fritts 1976). Falls der äusserste Umfang der Schwemmholzscheibe durchgehend durch denselben Jahrring begrenzt ist und keine Abrasionsspuren vorhanden sind, so wird davon ausgegangen, dass lediglich die Borke fehlt und die Probe wird dennoch als eindeutig datierbar eingestuft. Entsprechend werden Schwemmholzscheiben, bei denen mehr als die Hälfte des Umfanges durch denselben Jahrring gebildet wird, der

mässigen Datierungsqualität zugeordnet. Bei Proben, die Abrasionsspuren aufweisen, so dass der Umfang durch mehrere Jahrringe begrenzt ist, kann nicht mehr eruiert werden, wie viele Jahrringe jeweils noch fehlen und die Probe ist nicht datierbar. Bei der Datierung des Absterbezeitpunktes wird in dieser Studie angenommen, dass die Bäume entweder direkt durch die in den Bächen vorherrschenden geomorphologischen Prozesse entwurzelt werden (Schwemmholzproben aus dem Gerinnebereich) oder zumindest direkt nach dem Absterben als potentiell Schwemmholz angesehen werden können (Schwemmholzproben aus dem Einhang). Die beiden Fälle können aufgrund des Jahrringbildes nicht unterschieden werden. Einzig bei Rutschungen, deren Rutschungsablagerungen samt der ehemaligen Bestockung während der Beprobung noch im Gerinne liegen, kann davon ausgegangen werden, dass das Absterbejahr gleichzeitig dem Jahr des Eintrages ins Gerinne entspricht. In beiden Fällen wird die Zeitdauer vom Absterbezeitpunkt bis zum Beprobungsjahr als Verweildauer bezeichnet.

4.3.2 Stabilität der Ufereinhänge

Aus den vermessenen Jahrringbreiten der beiden Radien pro Probbaum wird zuerst eine Mittelkurve erstellt. Diese wird mit der lokalen Referenz in Bezug auf Messfehler, fehlende oder falsche Jahrringe verglichen (Douglass 1929, Fritts 1976, Dean et al. 1996). Anschliessend werden die Radien nach Wunden und traumatischen Harzkanälen, einsetzendem Druckholz und Wachstumsreaktionen (Exzentrizität, Wachstumszunahme und –einbruch, ein- oder beidseitige Reaktion) untersucht (Stokes and Smiley 1968, Schweingruber et al. 1990).

Bei den kleineren Rutschungen des Brüggenwaldbaches, die geomorphologisch deutlich abgegrenzt und mit 3 bis 5 Bäumen charakterisiert werden können, werden die Reaktionen der einzelnen Bäume anhand der Kurven und der Anomalien im Holz direkt miteinander verglichen und räumlich und zeitlich analysiert. Die grösseren Rutschungen des Steinibaches betreffen jeweils über 15 Bäume. Daher wird die Auswertung schematisiert. Jahrweise werden sämtliche Reaktionen dieser Bäume analysiert und als starke oder schwache Reaktion klassiert. Sämtliche plötzlich und verschiedenartig einsetzenden Reaktionen (z.B. plötzliche starke Exzentrizität mit Druckholzausbildung) werden als starke Reaktionen betrachtet (Shroder 1980). Ein Beispiel von plötzlich einsetzender Exzentrizität zeigt Abbildung 24, eine solche Reaktion wird von plötzlicher Schrägstellung in Folge von Rutschprozessen hervorgerufen und kann als starke Reaktion klassiert werden. Alle latenten Reaktionen (undeutliches und unscheinbar einsetzendes Druckholz mit geringer Exzentrizität) werden als schwache

Reaktionen betrachtet. Einfache Reaktionen wie einseitiger Wachstumseinbruch oder latente Druckholzausbildung werden nicht als Reaktion auf geomorphologische Prozesse bewertet.

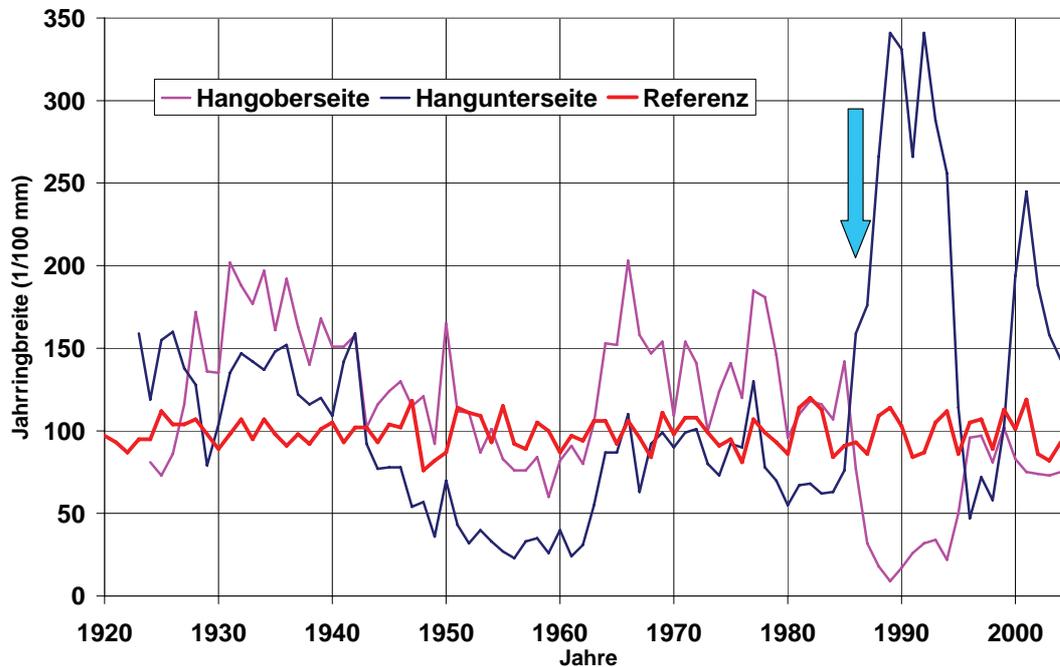


Abbildung 24: Wachstumsreaktion im Stammholz einer Tanne (Baum Nummer 14) der Rutschung SGB im Steinibach. In blau die Jahringbreiten an der Hangunterseite, in violett diejenige an der Hangoberseite. Der rote Graph zeigt die Referenzkurve der Fichten im Steinibach. Die plötzlich einsetzende Exzentrizität im Jahre 1986 (hellblauer Pfeil) deutet auf die Schrägstellung des Baumes.

Sämtliche Reaktionen, die als stark (Wert 1) oder schwach (Wert 0.5) klassiert sind, werden auf einer Zeitachse aufgetragen. Die Reaktionswerte sämtlicher Bäume eines Standortes werden anschliessend auf einer Zeitskala in Säulen aufsummiert (Shroder 1980, Fantucci 1999). Mit dieser Kurve kann die zeitliche Dynamik der Rutschungsprozesse analysiert werden (Abbildung 25). Die Reaktionswerte (stark, schwach, keine) der einzelnen Bäume werden jeweils für ein Zeitfenster von zehn Jahren auf die dafür erstellten geomorphologischen Karten übertragen. Die Zeiten mit erhöhter Aktivität können dadurch räumlich analysiert werden (Fantucci und Sorriso-Valvo 1999, Stefanini 2004).

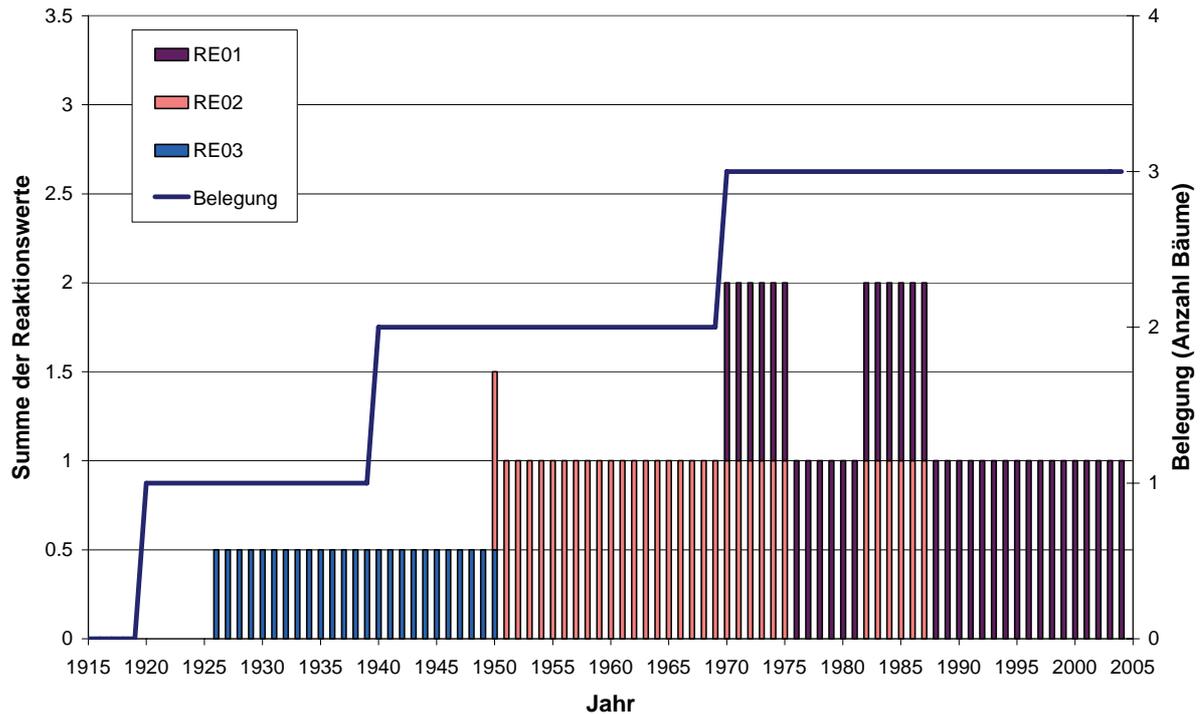


Abbildung 25: Darstellungsbeispiel der dendrogeomorphologischen Rutschungsauswertungen anhand der Prohebäume aus der Rutschung RE im Brüggelwaldbach. Die Belegungskurve bezeichnet in Abhängigkeit der Zeitachse die Anzahl Bäume, die zu einem bestimmten Zeitpunkt analysiert werden können (rechte Skala). Die Höhe der Säulen bezeichnet die Summe der Reaktionswerte (linke Skala). Bei weniger als 10 analysierten Prohebäumen sind die einzelnen Individuen farblich gekennzeichnet. Damit ist der Reaktionszeitraum und die Reaktionsstärke (Werte 0,5 oder 1) jedes Probebaumes ersichtlich.

4.4 Ursachenanalyse geomorphologischer Prozesse

Um den Zusammenhang der untersuchten geomorphologischen Prozesse und des Schwemmhölzeintrages mit dem Niederschlagsverhalten zu untersuchen, werden verschiedene Zeitreihen gebildet und miteinander korreliert (Stoffel et al. 2007). Die repräsentativsten Niederschlagsdaten liefert für den Brüggelwaldbach die Messstation Sattel-Aegeri (805 m.ü.M.; Werte ab 1961) und für den Steinibach die Messstation Schüpfheim (745 m.ü.M.; Werte ab 1905).

Im Rahmen dieser Arbeit werden zwei verschiedene Analysen durchgeführt, beide basieren auf den Zeitreihen der Niederschlagswerte (Fantucci and McCord 1995, Stefanini und Schweingruber 2000). Eine Analyse dient dazu, die Jahreszeit in welcher die untersuchten geomorphologischen Prozesse die grösste Aktivität zeigen, einzugrenzen. Hierfür werden Zeitreihen der Dreimonats- und Monatssummen der Niederschläge gebildet und mit der entsprechenden Anzahl freigelegter

Wurzeln pro Jahr, der jährlichen Rutschungsaktivität und der Anzahl abgestorbener Schwemmhölzer pro Jahr korreliert.

Die andere Analyse ist eine Extremwertanalyse, sie soll den Zusammenhang von Extremniederschlägen und geomorphodynamischer Aktivität untersuchen (Fantucci und Sorriso-Valvo 1999, Stefanini 2004). Auf der Basis aller seit Beginn der Messreihe verfügbarer Tages- beziehungsweise Dreitagessummen der Monate von März bis November werden die 5 % grössten Werte herausgefiltert. Da der Niederschlag in den Wintermonaten in Form von Schnee fällt und somit mit einer unbekanntem Zeitverzögerung relevant wird, werden die Monate Dezember, Januar und Februar nicht berücksichtigt. Die herausgefilterten 5 % grössten Niederschlagssummen werden als Extremereignisse betrachtet und dem Jahr ihres Auftretens zugeordnet. Die zwei Zeitreihen (Tagessummen ohne Winter und Dreitagessummen ohne Winter) beziffern die Anzahl dieser Extremereignisse, die pro Jahr stattgefunden haben. Diese Zeitreihen werden mit den entsprechenden geomorphologischen Zeitreihen korreliert und wie in Abbildung 26 dargestellt.

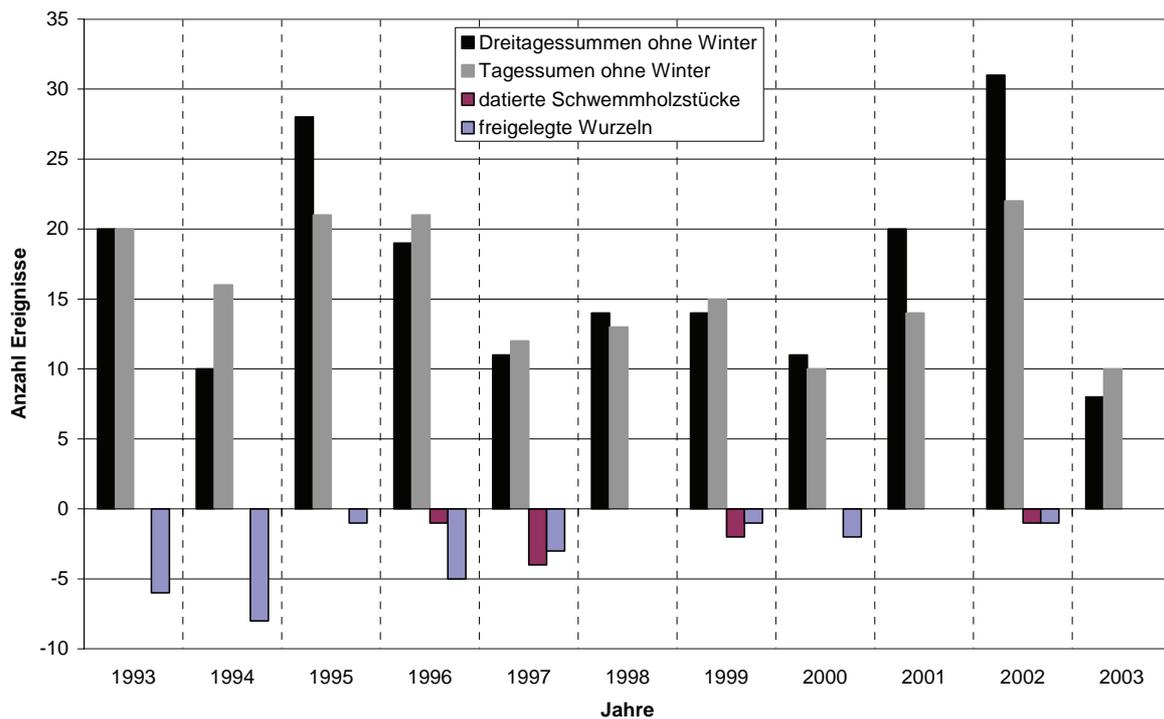


Abbildung 26: Darstellungsbeispiel des Vergleichs von Extremniederschlagsereignissen (positive y-Achse) mit den aus der Studie resultierenden dendrogeomorphologischen Zeitreihen (negative y-Achse). Die Säulen bezeichnen jeweils die Summe der entsprechenden Ereignisse (Niederschlag) oder Datierungen (Wurzelfreilegungen, Schwemmhölzer). Die Datierungen sind zur besseren Übersicht im negativen Bereich der y-Achse dargestellt.

5 Resultate

Als Hauptgegenstand der vorliegenden Arbeit werden zuerst die Resultate aus den holzanatomischen Analysen von freigelegten Wurzeln präsentiert. Darauf basierend werden in den zwei untersuchten Wildbächen aus den Freilegungsdaten der Wurzeln Erosionsraten rekonstruiert. Zusammen mit den Resultaten aus den Jahrringbreitenanalysen der untersuchten Rutschungen und den Schwemmh Holzdatierungen wird ein Einblick in das Prozesssystem Wildbach gewährt.

5.1 Holzanatomische Analyse freigelegter Wurzeln

Die Grundlage der Freilegungsdatierung von Baumwurzeln bilden Merkmale, die aufgrund der Freilegung auftreten und datiert werden können. Einzelne Beispiele der untersuchten Arten werden in den folgenden Kapiteln vorgestellt. Sämtliche Proben sind bei der Probenahme mit einem eindeutigen Identifikations-Code benannt worden, der auch für die nachfolgenden Kapitel verwendet wird.

5.1.1 Nadelholzwurzeln

Einleitend wird hier ein kurzer, zusammenfassender Überblick über die Resultate der im Rahmen dieser Arbeit analysierten Freilegungen von Nadelholzwurzeln gegeben. Dabei wurden die Wurzeln von Tanne und Eibe analog den Fichtenwurzeln für die Datierung der Freilegungsreaktion herangezogen. Bei den Tannen konnten von 45 freigelegten Wurzeln 29 datiert werden, was eine Erfolgsquote von 64 % ergab. Die Erfolgsquote der Eibenwurzeln lag bei 57 %, von 7 freigelegten Wurzeln konnten 4 datiert werden. Bei den Fichten wurden insgesamt 99 Proben von freigelegten Wurzeln untersucht. Davon konnte bei 70 Proben das Freilegungsdatum eruiert werden, was einer Erfolgsquote von 70 % entspricht. Nachfolgend werden beispielhaft und stellvertretend für alle analysierten Nadelholzwurzeln drei Beispiele von freigelegten Fichtenwurzeln ausführlicher vorgestellt.

Das erste Beispiel (Abbildung 27) zeigt einen Dünnschnitt einer Fichtenwurzel (B1Au041a) aus dem Uferbereich (direkte Ufererosion) des Brüggwaldbaches.

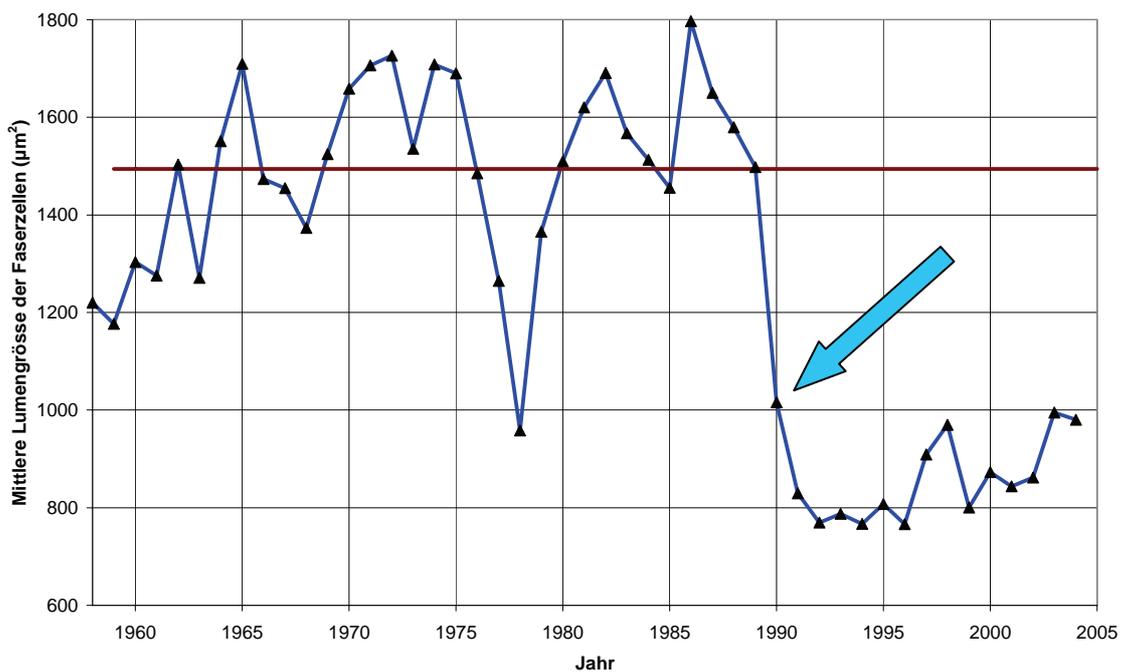
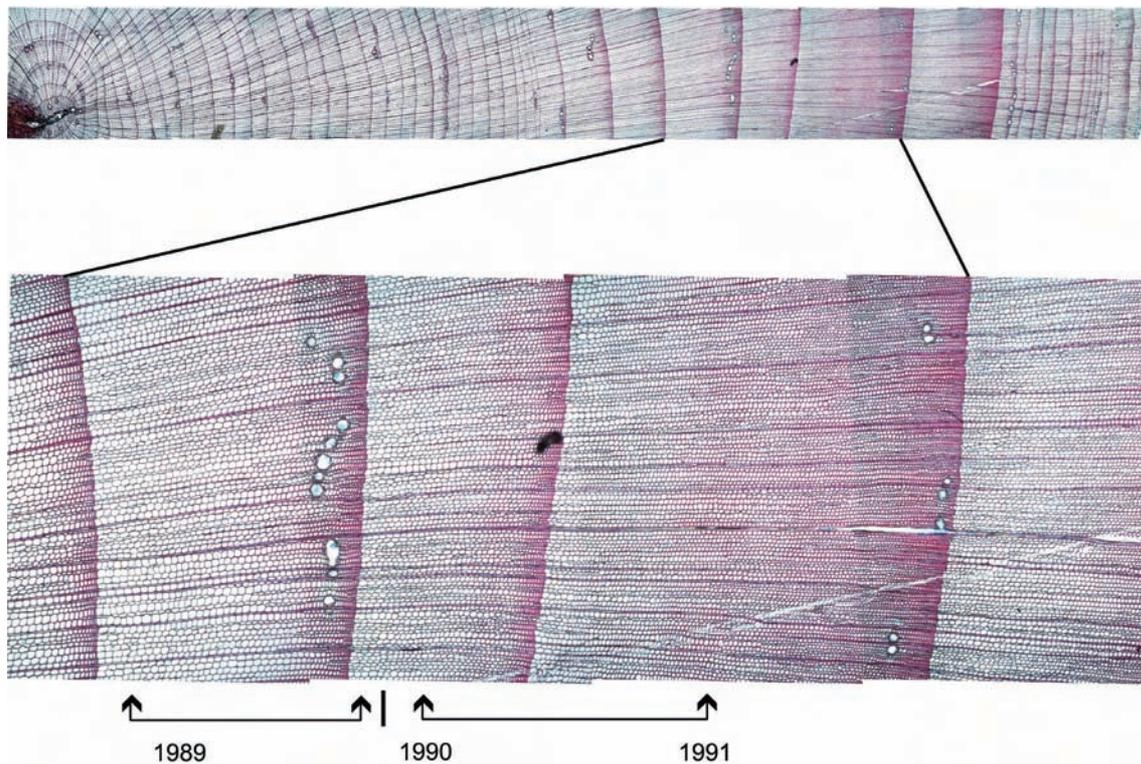


Abbildung 27: Dünnschnitt der Fichtenwurzel B1Au041a aus dem Brüggelwaldbach (oben) mit dem entsprechenden Graph (unten) der jährlichen Mittelwerte der Lumengröße der Frühholztracheiden. Die Wurzel ist durch direkte Ufererosion freigelegt worden. Die Vermessungen zeigen im Vergleich zum entsprechenden langjährigen Mittel von 1958 bis 1989 (braune horizontale Linie) eine deutliche, andauernde Reduktion der Zellgrößen nach 1990. Kurz andauernde Reduktionen wie diejenige von 1978 sind meist in extrem schmalen Jahrringen begründet, die entsprechend kleine Zellen aufweisen. Die Freilegung wird daher auf das Jahr 1990 datiert.

Die Analyse der Zelllumina der Frühholztracheiden weist eine Reduktion unter 60 % des langjährigen Mittels (1958 bis 1989) im Jahr 1990 auf. In diesem Jahrring zeigen die ersten zwei bis drei Zellreihen Zelllumina, die vergleichbar mit denjenigen von 1989 und früher sind. Die nachfolgenden Zellreihen weisen kontinuierlich reduzierende Zelllumina bis ins Spätholz auf. Im Jahr 1991 beträgt die Reduktion des mittleren Zelllumens des gesamten Frühholzes ca. 60 %. Die Zellgrößen bleiben nach der Reduktion bis zum Beprobungszeitpunkt auf diesem Niveau, dies kennzeichnet die Freilegung. Eine Reduktion der Größe der Zelllumina, wie sie im Jahr 1978 auftritt und die sich auf ein oder wenige Jahre beschränkt, gründet in sehr schmalen Jahrringen von wenigen Zellreihen, die in Folge auch kleine Zelllumina aufweisen. Zusätzlich zu den analysierten Zelllumina dienen traumatische Harzkanäle als Hinweise zur Rekonstruktion des Freilegungsprozesses (Abbildung 28). Harzkanalreihen, wie sie auch im Spätholz des Jahres 1989 ersichtlich sind (Abbildung 27), deuten auf eine Stresssituation hin.

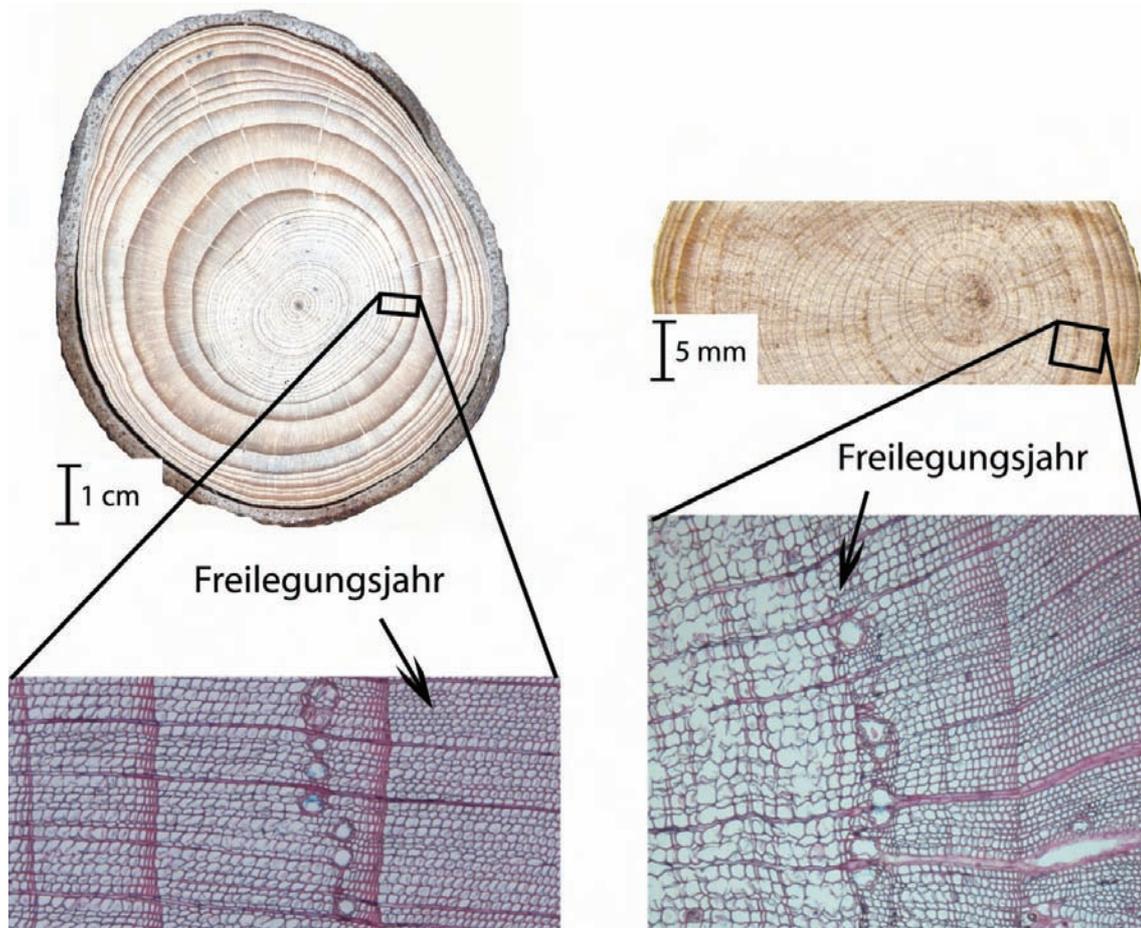


Abbildung 28: Die Freilegung bei den Wurzeln der Nadelhölzer muss aufgrund der Lumengrößenveränderung der Frühholztracheiden bestimmt werden. Harzkanalreihen treten oft in Zusammenhang mit der Freilegung auf, sei es im Jahr davor (links) oder in demselben Jahr (rechts), und können als Indizien betrachtet werden.

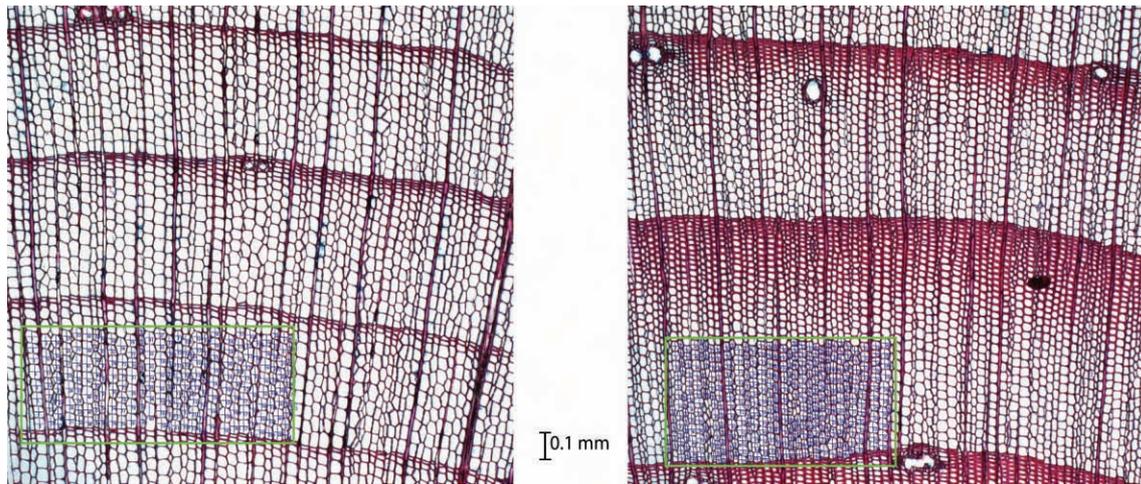


Abbildung 29: Vergleich der Jahrringstruktur einer Fichtenwurzel vor (links) und nach (rechts) der Freilegung. Die Unterschiede zeigen sich vorwiegend in der Lumengrösse der Frühholztracheiden und im Verhältnis von Frühholz zu Spätholz. Das grüne Rechteck begrenzt jeweils das Messfeld zur Vermessung der Lumengrößen der Frühholztracheiden.

Abbildung 29 zeigt zwei Ausschnitte einer Fichtenwurzel und verdeutlicht die Grössenunterschiede der Frühholztracheiden vor und nach der Freilegung. Vor der Freilegung zeigt die Wurzel grosse, dünnwandige Frühholztracheiden, der Spätholzbereich beschränkt sich auf wenige Zellreihen (1 bis 4) abgeflachter, rechteckiger, ebenfalls dünnwandiger Spätholztracheiden. Das Spätholz ist deutlich vom Frühholz abgrenzbar, der Übergangsbereich ist ein bis zwei Zellreihen breit. Im Gegensatz dazu ist die Abgrenzung zwischen Frühholz und Spätholz nach der Freilegung nicht so deutlich, der Übergang wird von bis zu sechs Zellreihen gebildet und erscheint daher gradueller. Nach der Freilegung zeigt die Wurzel deutlich kleinere Tracheiden im Frühholz, diese sind ebenfalls dünnwandig, im Gegensatz dazu weisen die Tracheiden des Spätholzes verdickte Zellwände auf, die auch im Vergleich zu den Spätholztracheiden vor der Freilegung deutlich dickwandiger sind. Nur die letzte Zellreihe des Spätholzes besteht aus rechteckig abgeflachten Tracheiden. Das Verhältnis von Frühholz zu Spätholz verändert sich nach der Freilegung zugunsten des Spätholzes.

Das zweite Beispiel (Abbildung 30) zeigt einen Ausschnitt des Dünnschnittes der Fichtenwurzel B1Au01e0. Sie entstammt ebenfalls aus dem Brüggwaldbach von einer Uferrutschung, die sich 50 m oberhalb der Entnahmestelle der Probe B1Au041a aus Abbildung 27 befindet. Die langjährige mittlere Lumengrösse der Frühholztracheiden beträgt von 1971 bis 1995 rund $1200 \mu\text{m}^2$. Bereits im Jahre 1996 zeigt sich in der entsprechenden Kurve eine deutliche Reduktion des mittleren Frühholzzelllumens. Der Jahrring 1997 ist nach der Freilegung gebildet worden, da zu diesem Zeitpunkt die Reduktion der Lumengrösse der Frühholztracheiden ca. 50% des langjährigen Mittels beträgt. Betrachtet man die Struktur

des Spätholzes, so fällt auf, dass im Jahrring 1994 der Spätholzbereich aus zwei Zellreihen mit abgeflachten, dünnwandigen Zellen besteht, während derjenige von 1995 bereits viele Zellreihen mit kontinuierlichem Übergang und quadratischeren, dickwandigeren Spätholztracheiden aufweist.

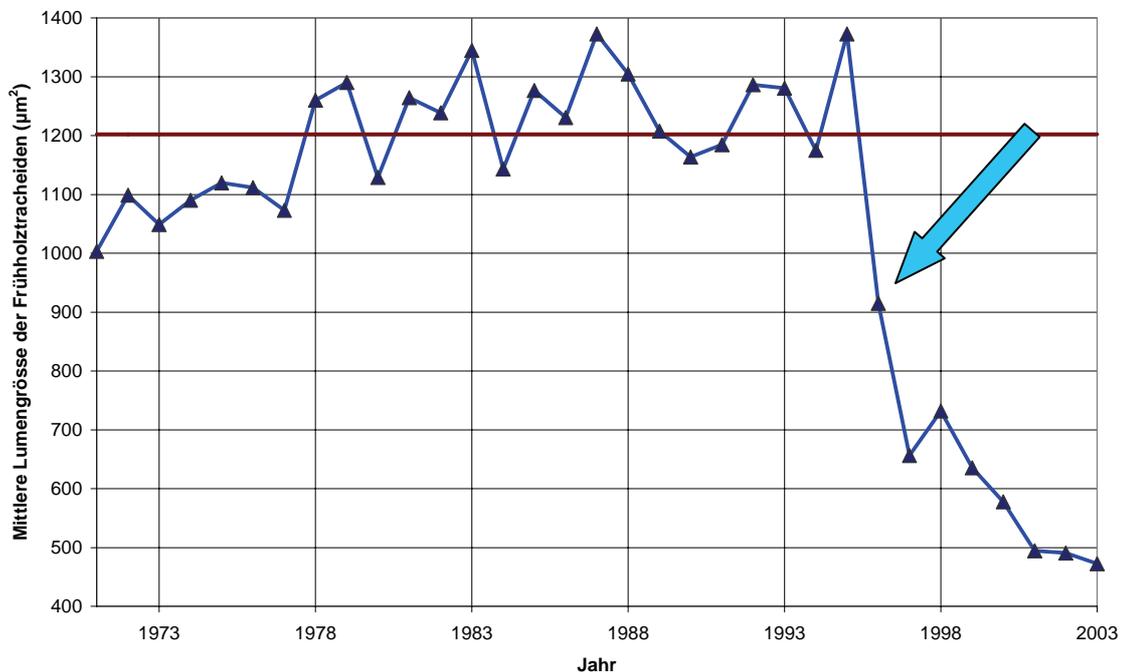
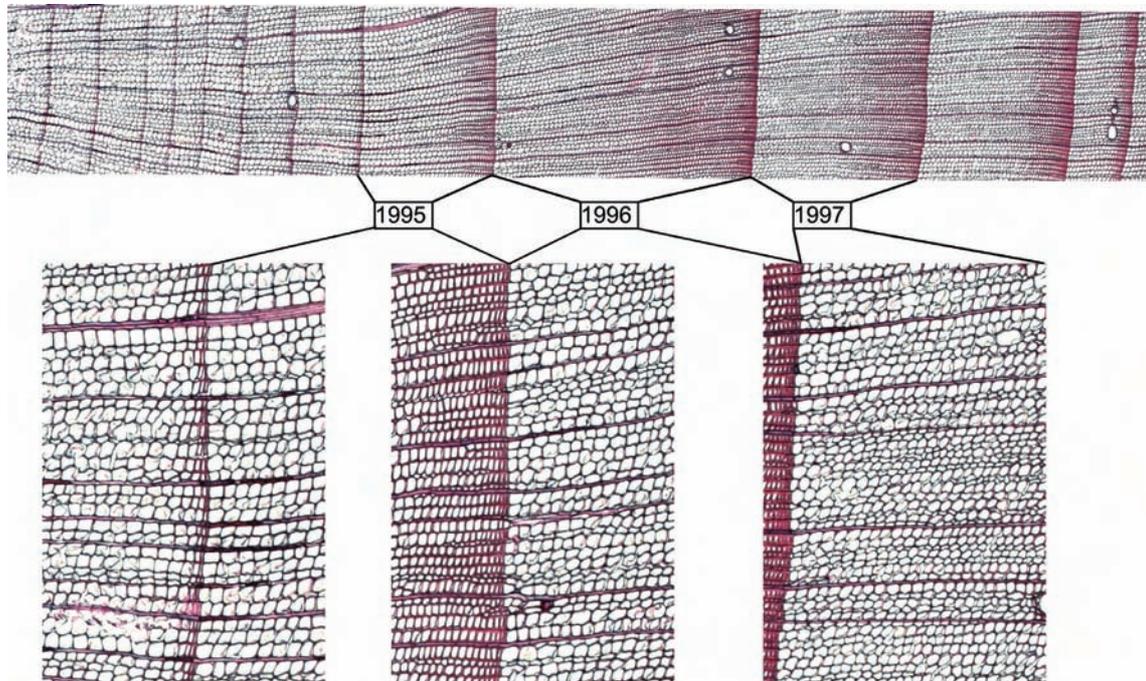


Abbildung 30: Dünnschnittpräparat (oben) und entsprechender Graph (unten) der freigelegten Fichtenwurzel B1Au01e0 von einer Uferrutschung im Brüggwaldbach. Der Graph bildet die mittlere Lumengröße der Frühholztracheiden (blau) und das entsprechende langjährige Mittel von 1971 bis 1995 (braune, horizontale Linie) ab. Die Freilegung hat während der Vegetationsperiode 1996 stattgefunden.

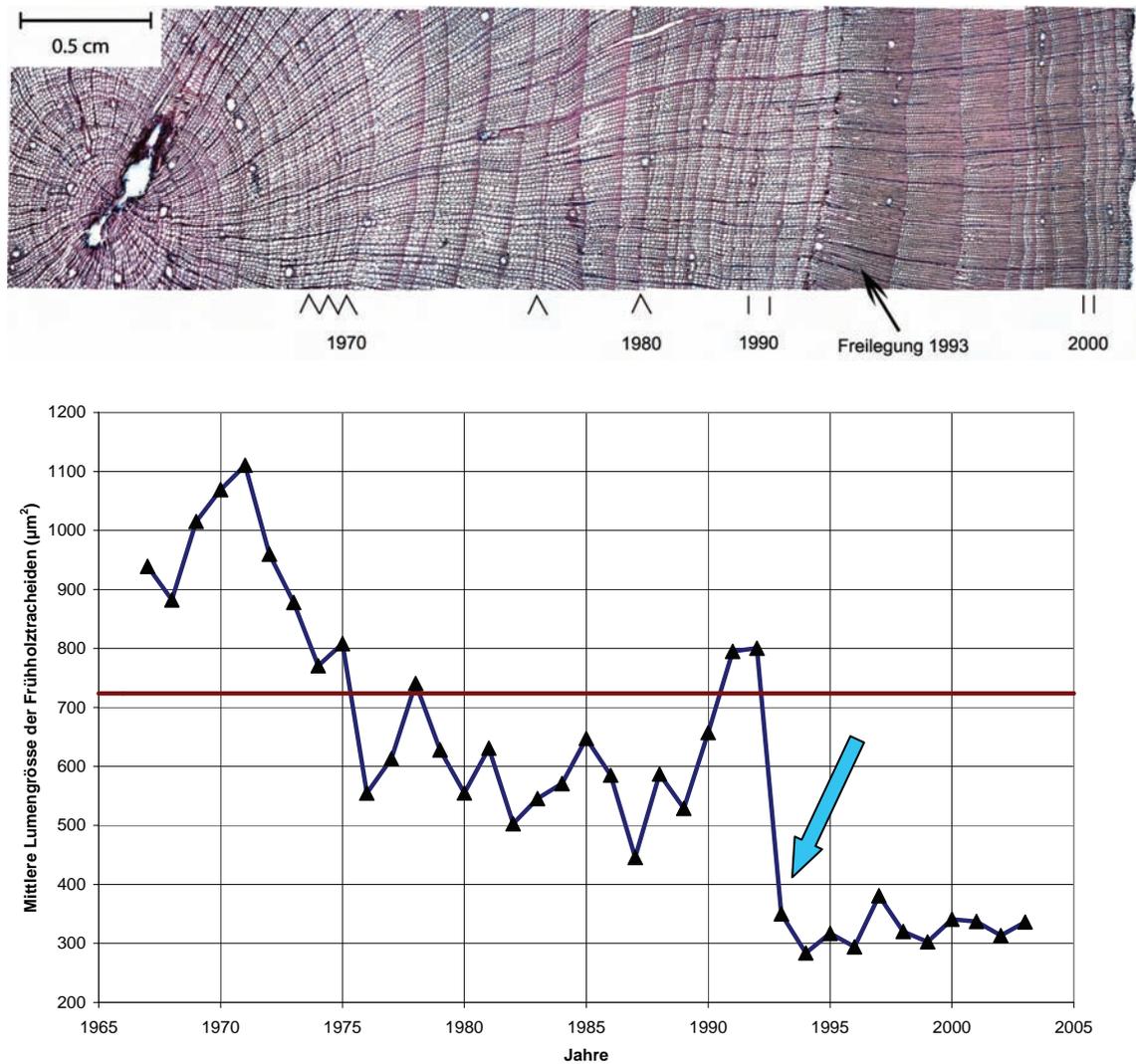


Abbildung 31: Dünnschnittpräparat der freigelegten Tannenwurzel B1Au03g0 aus einer Uferrutschung im Brüggewaldbach. Tannenwurzeln können analog zu den Fichtenwurzeln datiert werden. Die Pfeile markieren auskeilende Jahrringe, diese sind bei Tanne und Eibe häufiger als bei Fichte. Die starke Reaktion im Jahre 1993 kann auch makroskopisch datiert werden.

Die Beispiele der Tannenwurzel B1Au03g0 (Abbildung 31) und der Eibenwurzel B1Au022c (Abbildung 32) stammen aus dem Brüggewaldbach und sind infolge einer Uferrutschung (B1Au03g0) respektive direkter Ufererosion (B1Au022c) freigelegt worden. Beide Holzarten zeigen gegenüber der Fichte deutlich mehr auskeilende und sehr schmale Jahrringe. Bei insgesamt 5 Proben konnte zwar eine Freilegungsreaktion beobachtet, aber nicht datiert werden.

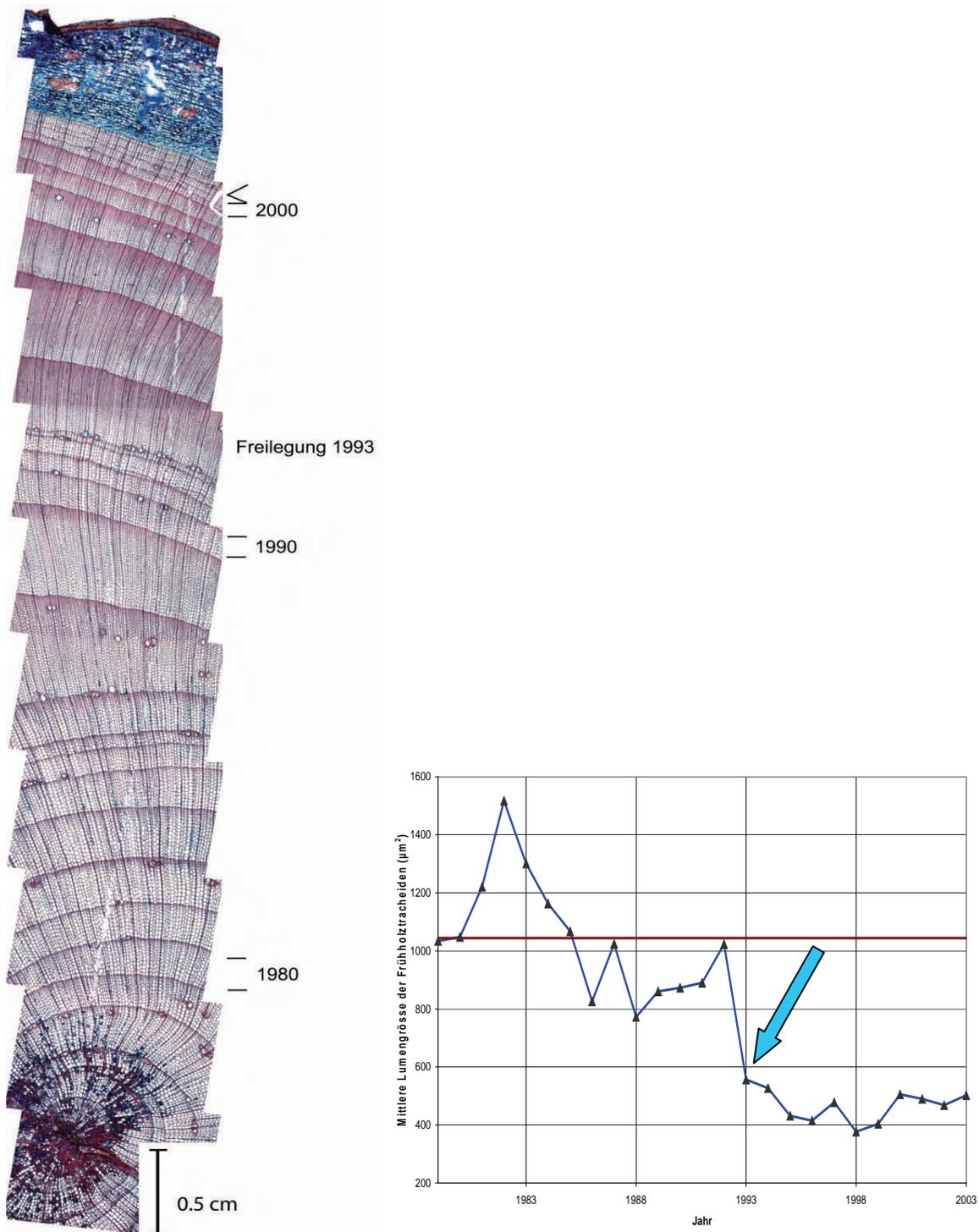


Abbildung 32: Dünnschnittpräparat der freigelegten Eibenwurzel B1Au022c (links) mit entsprechendem Graph (rechts). Sie ist durch direkte Ufererosion im Brüggelwaldbach freigelegt worden. Die Pfeile markieren auskeilende Jahrringe. Der Graph bildet die mittlere Lumengröße der Frühholztracheiden (blau) und das entsprechende langjährige Mittel von 1979 bis 1982 (braune, horizontale Linie) ab. Die Wurzel ist 1993 freigelegt worden.

Das dritte Beispiel (Abbildung 33) zeigt die Fichtenwurzel B1Au041b, die durch eine Ufererrutschung im Brüggelwaldbach freigelegt worden ist. Optisch deutlich erkennbar ist die Reduktion der Frühholztracheiden im Jahr 1988. Insgesamt

weisen 85 von 105 datierten Nadelholzwurzeln eine optisch erkennbare Freilegungsreaktion auf. Der Freilegungszeitpunkt kann bei diesen Proben ohne Zellvermessung eruiert werden (Abbildungen 34).

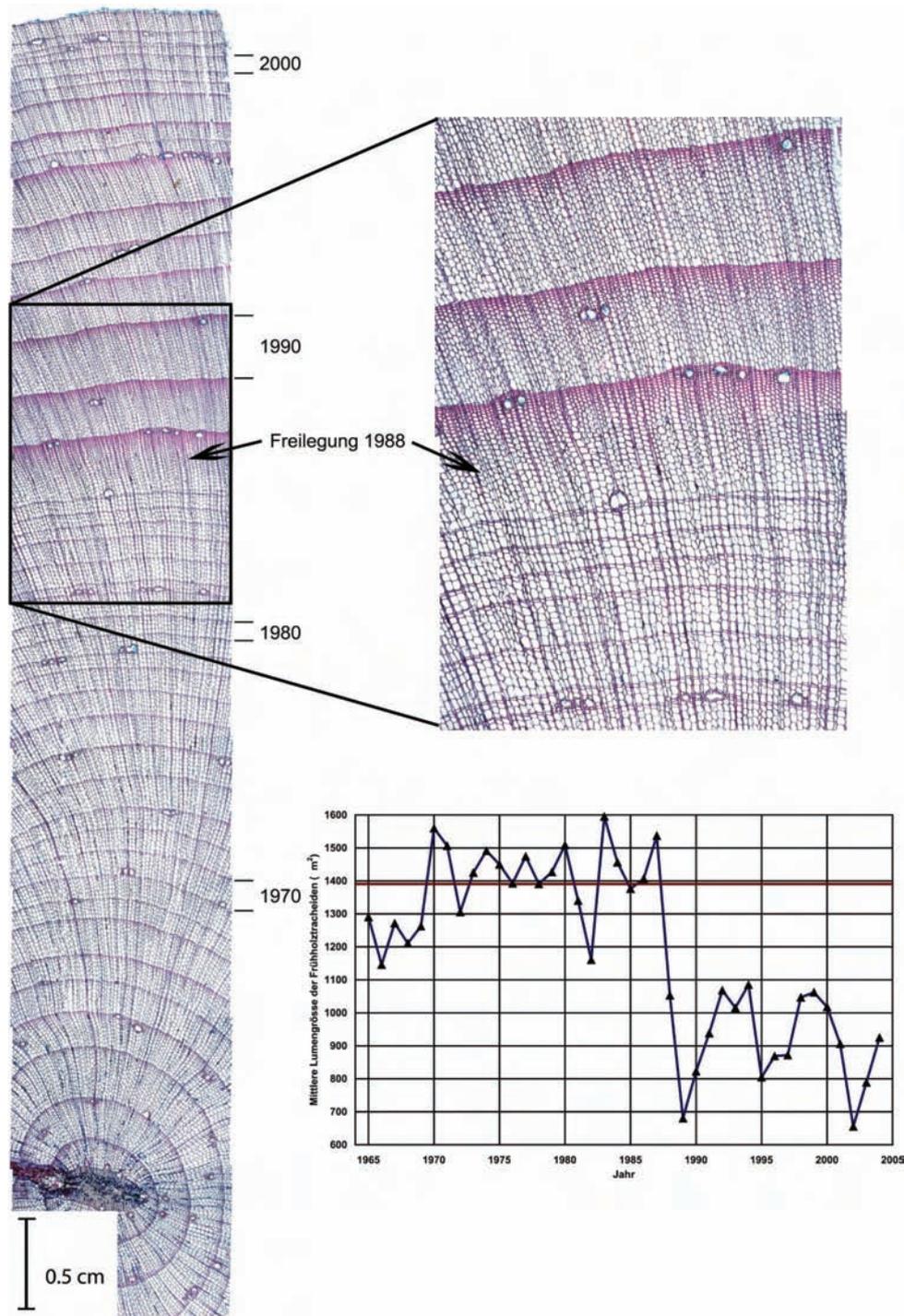


Abbildung 33: Dünnschnittpräparat der freigelegten Fichtenwurzel B1Au041b aus einer Uferrutschung im Brüggelwaldbach. Die starke Reaktion im Jahre 1988 ist deutlich erkennbar. Nach der ersten Zellreihe nimmt die Grösse der Frühholztracheiden stark ab, das Spätholz ändert sich zu stammähnlichen Strukturen. Es fand daher eine plötzliche und totale Freilegung statt. Solche eher seltenen, aber eindeutigen Reaktionen können auch ohne Zellvermessung datiert werden.

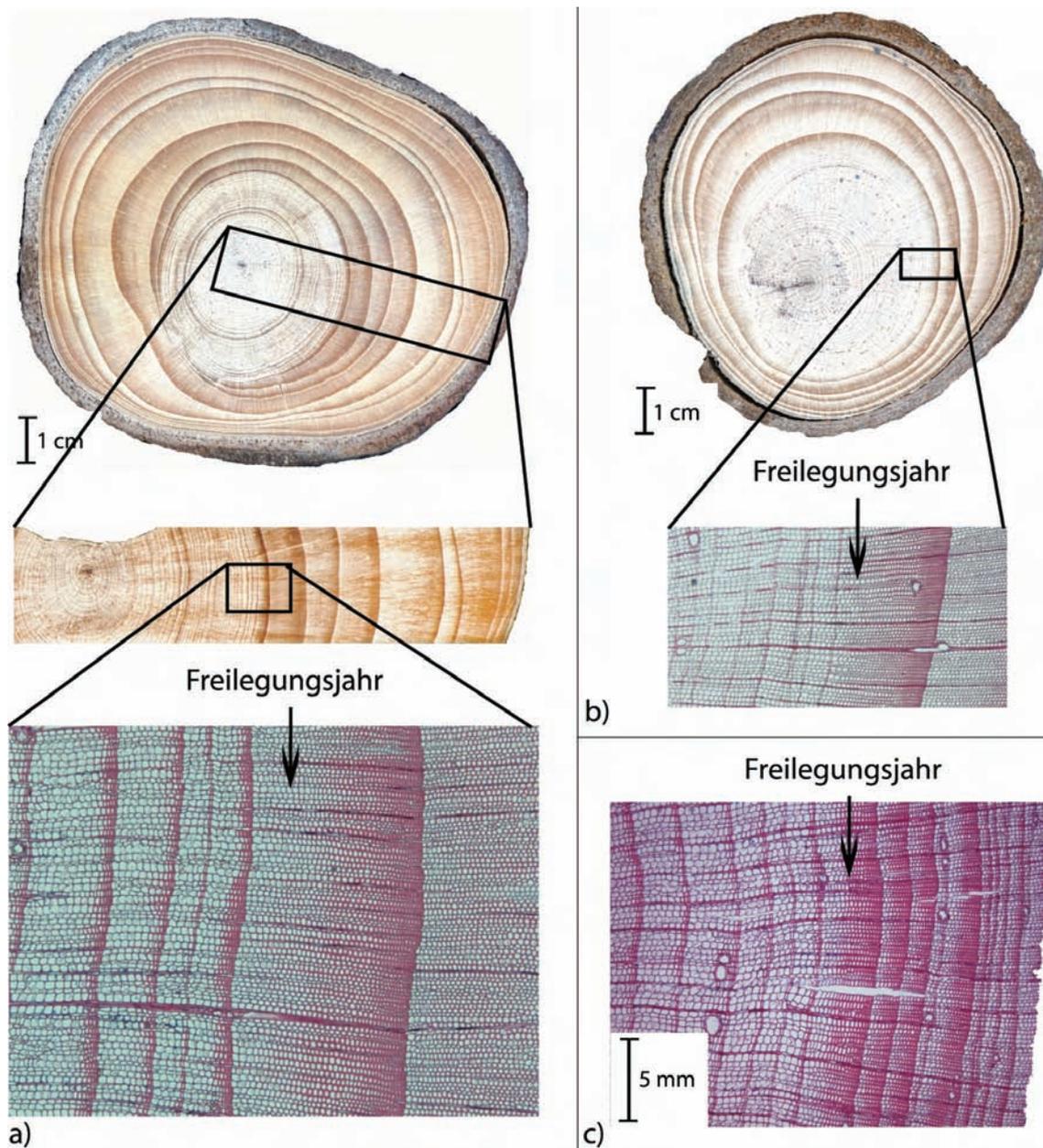


Abbildung 34: Abrupte Freilegungen können bei den Nadelholzarten auch ohne Zellvermessung erkannt und datiert werden.

5.1.2 Die Esche

Die Wurzeln der Esche werden im Rahmen dieser Studie erstmalig untersucht, deshalb wird auf diese Baumart sehr ausführlich eingegangen.

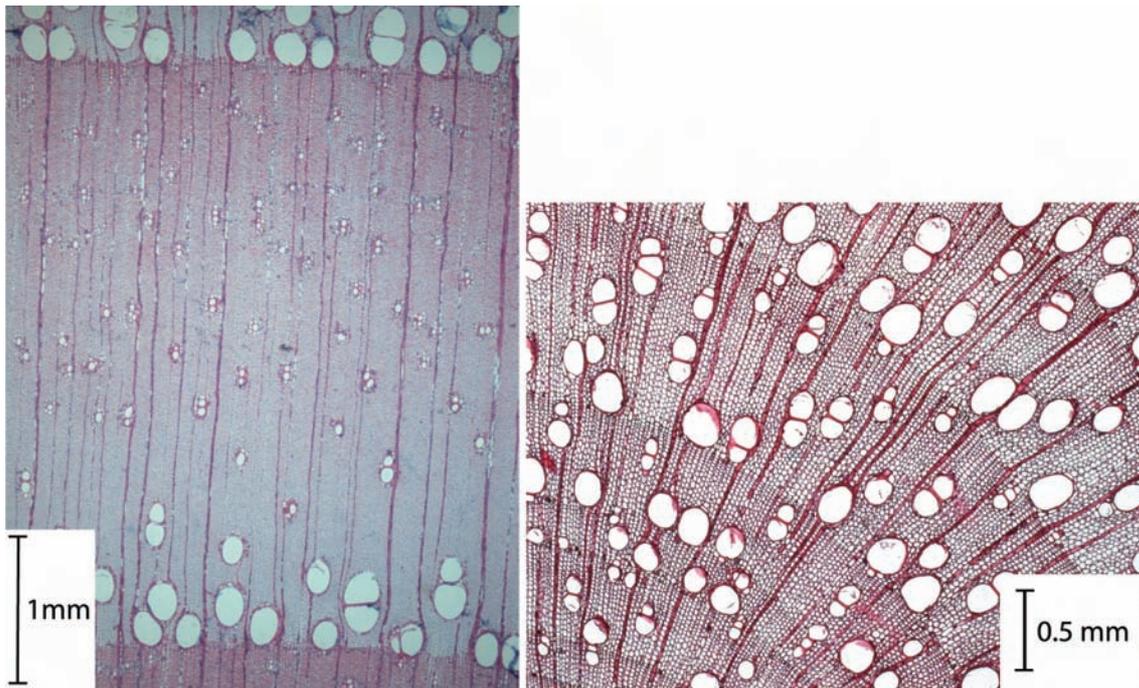


Abbildung 35: Dünnschnittpräparate von Stammholz (links) und Wurzelholz (rechts) der Esche. Bei ungestörter Entwicklung im Boden ist das Wurzelholz halbringporig und die Gefässe treten innerhalb des Jahringes meist solitär, teilweise in radialen Paaren mit angrenzender Zellwand und selten in radialen Gruppen von bis zu vier Zellen auf.

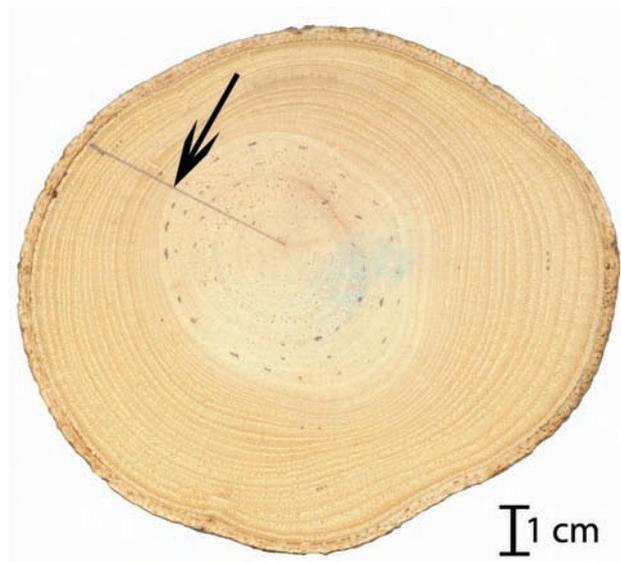


Abbildung 36: Mit Sandpapier geschliffene Scheibe (Querschnitt) einer freigelegten Eschenwurzel. Die Linie bezeichnet den Ort für die Dünnschnittprobe. Die schwach sichtbaren Punkte markieren jeden fünften Jahrring. Während im Stammholz die Jahrringgrenzen gut bestimmbar sind, zeigen sie sich im Holz einer Wurzel meist eng und eher diffus. Vor allem dort, wo die Wurzel ungestört im Boden gewachsen ist, sind die Jahrringe kaum erkennbar, während sie nach der Freilegung besser sichtbar sind (Übergang mit Pfeil markiert).

In ca. 70 % der Jahrringe ist das Wurzelholz von nicht freigelegten Wurzeln halbringporig (Abbildung 35), während das Stammholz der Esche immer ringporig ist (Schweingruber 1978). Die Jahrringe sind im Stammholz aufgrund der Ringporigkeit und der dadurch deutlich ausgebildeten Jahrringgrenze gut erkennbar. Im Wurzelholz hingegen sind die Jahrringe schwieriger abzugrenzen (Abbildung 36). Die Gefässe sind im Wurzelholz solitär oder in radialen Gruppen von zwei bis zu vier Zellen (Abbildung 35). Im Stammholz sind die Frühholzgefässe locker konzentriert, während die Spätholzgefässe solitär verteilt oder in kurzen radialen Reihen konzentriert sind (Abbildung 35). Bei der Esche werden nur marginale Anteile an Parenchymzellen in den Wurzeln beobachtet, weshalb dieser Zelltyp bei der Analyse ignoriert wird.

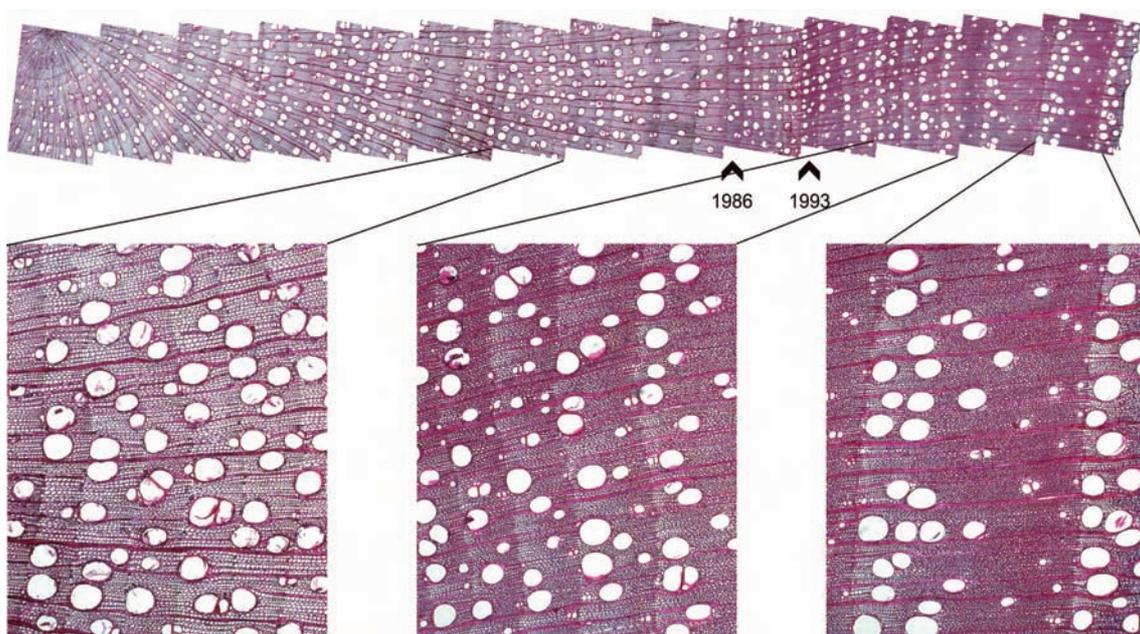


Abbildung 37: Dünnschnitt der Eschenwurzel B1Au042d, die Wurzel ist durch direkte Ufererosion im Brüggewaldbach freigelegt worden. Detaillierte Aufnahmen nahe des Zentrums, dazwischen und nahe der Borke. Die Verteilung der Gefässe ändert sich vom inneren Teil (grosse Gefässe sind über den gesamten Jahrring verteilt, diffusporig) zum äusseren Teil (die grossen Gefässe konzentrieren sich entlang der Jahrringgrenze im Frühholzbereich, meist ringporig). Die Pfeile weisen auf die Jahre mit strukturellen Veränderungen hin (siehe Abb. 38).

Freigelegte Wurzeln von Esche zeigen einen Wechsel ihrer strukturellen Beschaffenheit (Abbildung 37). Der Dünnschnitt der Wurzel B1Au042d (Abbildung 37) stammt aus dem Brüggewaldbach und ist zusammen mit den gezeigten Beispielen von Tanne (Abbildung 31) und Eibe (Abbildung 32) durch direkte Ufererosion, respektive durch eine Uferrutschung freigelegt worden. Die Wurzel ist unterspült worden, so dass sie sich im Bereich der Beprobung 21 cm über dem Boden befindet. Sie ist daher vollumfänglich freigelegt worden, auf der Wurzel-

oberseite ist jedoch ein dichtes Moospolster gewachsen. Im Dünnschnitt erscheinen die äusseren Jahrringe dunkler im Vergleich zu den Jahrringen nahe dem Zentrum. Die Faserzellen der inneren Jahrringe haben dünnere Zellwände und grössere Zelllumina, zudem ist es schwierig, zwischen Früh- und Spätholz zu unterscheiden. In den äusseren Jahrringen der Wurzel ist das Lumen der Faserzellen reduziert und die Zellwände sind verdickt, was zu einer dunkleren Erscheinung führt. Zudem nimmt die Zellwanddicke innerhalb des Jahrringes vom Frühholz zum Spätholz hin zu. Darüber hinaus sind Unterschiede zwischen den inneren und den äusseren Jahrringen in Bezug auf die Verteilung, Anzahl und Grösse der Gefässe feststellbar. Die grossen Gefässe der äusseren Jahrringe konzentrieren sich entlang der Jahrringgrenze im Frühholzbereich. Sie sind deutlich ringporig, wie es auch das Stammholz der Esche ist. Der Gefässanteil innerhalb des Jahrringes ist zentrumsnah grösser als gegen die Borke. Die Verteilung der Gefässe ist zentrumsnah im nicht freigelegten Teil der Wurzel halbring- bis zerstreutporig. Die Spätholzgefässe erreichen dieselbe Grösse wie die Frühholzgefässe, während das Spätholz der äusseren Jahrringe durch deutlich kleinere Gefässe geprägt ist, die zentrumsnah fehlen. Die Proben der freigelegten Wurzeln weisen in den zentrumsnahen Jahrringen grössere Gefässlumina auf als in denjenigen nahe der Borke.

Aufgrund dieser strukturellen Veränderungen wurden die Gefässe und die Faserzellen von 10 freigelegten Eschenwurzeln vermessen. 11 weitere Proben zeigen eine sehr deutliche, abrupte Reaktion. Nachfolgende vier Beispiele stehen stellvertretend für diese 10 Eschenproben, die mittels Zellvermessung analysiert worden sind.

Als erstes Beispiel wird die Wurzel B1Au042d aus Abbildung 37 vermessen (Abbildung 38). Die Auswertung der Wurzel B1Au042d zeigt mehrere Reaktionen auf, so enthalten die Vermessungen der Faserzellen (blaue Kurve) zwei Reduktionen, die erste um 1986 / 1987 und die zweite um 1993. Die Werte der Gefässlumina (weinrote Kurve) lassen ebenfalls zwei Reduktionen, eine im Jahr 1987, eine zweite im Jahr 1993, erkennen. Nach 1993 bleibt die Reduktion des mittleren Lumens der Faserzellen stabil um die 50 %, was den Jahrring 1993 als ersten Ring nach der Freilegung kennzeichnet. Diese klare und anhaltende Reduktion des Zelllumens ist bei den Gefässen nicht auszumachen.

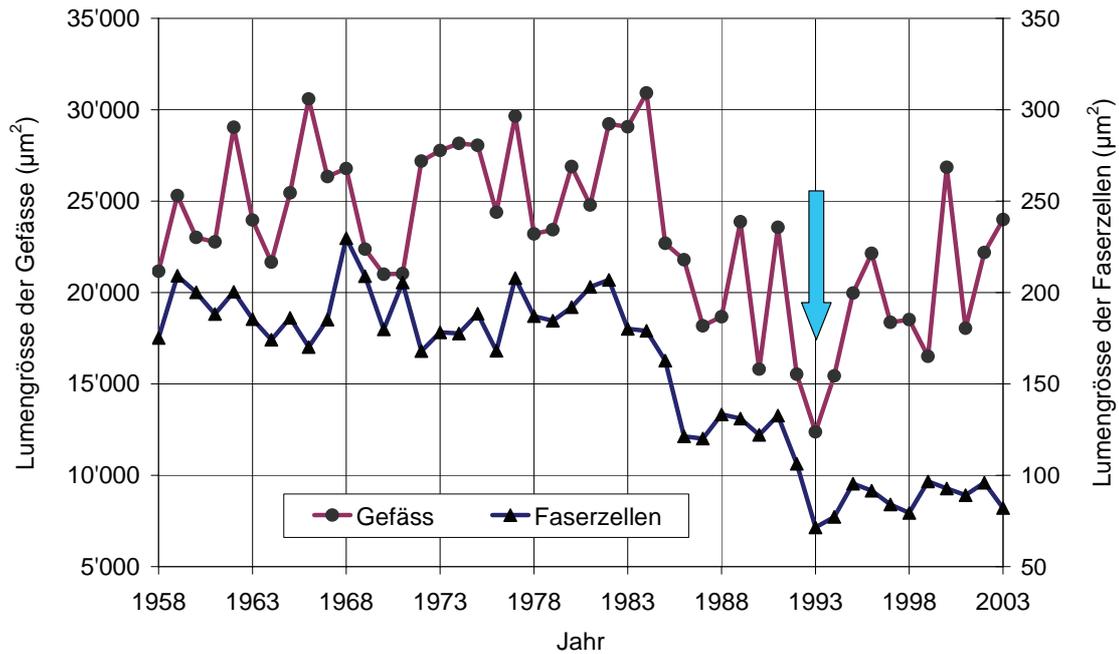


Abbildung 38: Jährliche Mittelwerte der Lumengröße von Gefässen und Faserzellen der Probe B1Au042d (Abb. 37). Sowohl die Lumengröße der Gefässe (roter Graph) als auch diejenige der Faserzellen (blauer Graph) erreichen ab 1993 (Pfeil) nur noch ca. 50 % des langjährigen Mittels.

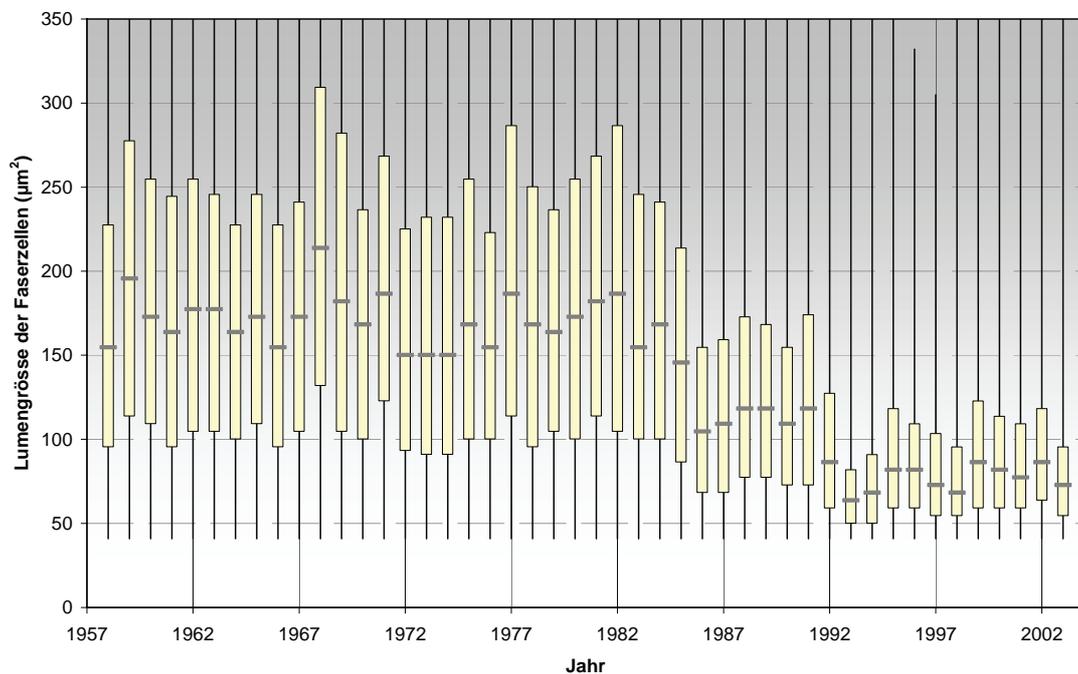


Abbildung 39: Boxplots aller gemessenen Faserlumenwerte pro Jahr der Probe B1Au042d (Abb. 37 und 38). Bedingt durch das Analyseverfahren liegen die Mindestwerte immer bei 40 µm² und die Maximalwerte zwischen 600 und 800 µm².

Die gemessenen Daten der Faserzellen der Wurzel B1Au042d0 können weiter jährlich in Boxplots aufgeschlüsselt werden (Abbildung 39). Die Minima sind alljährlich dieselben $40 \mu\text{m}^2$, die Maxima finden sich meist zwischen 600 und $800 \mu\text{m}^2$, bedingt durch die Einstellungen der minimalen und maximalen Zellgrösse dieses Analyseverfahrens (siehe Kapitel Methoden). Jedem Boxplot liegen im Minimum 700 Zahlenwerte zugrunde. Die oben beschriebenen drei Phasen (1958 bis 1985, 1986 bis 1992 und 1993 bis 2003) lassen sich deutlich erkennen. Ab 1993 unterscheiden sich die Werte signifikant zum Zeitraum 1958 bis 1985, während die Werte im Zeitraum von 1986 bis 1992 eine Zwischenstellung einnehmen.

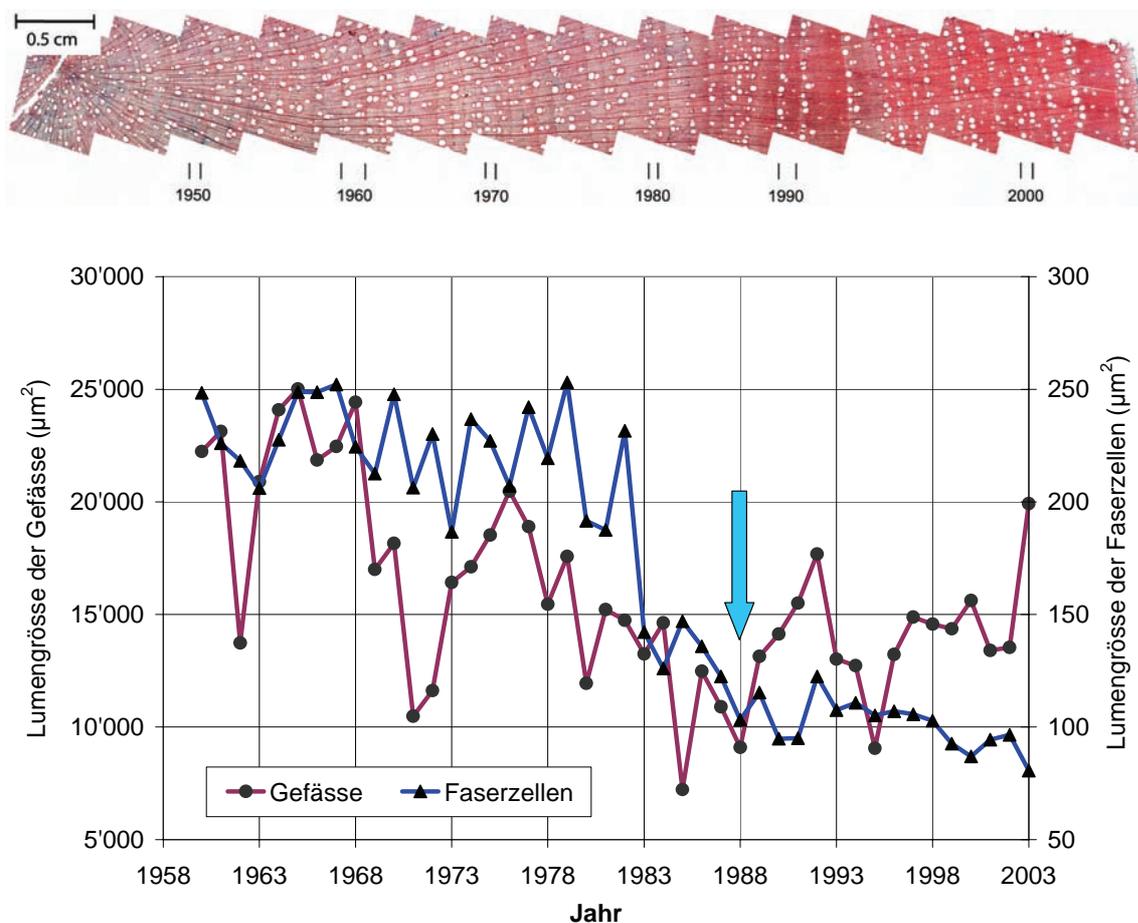


Abbildung 40: Die Eschenwurzel S1Au016a stammt aus einem Gully im Steinibach. Im Dünnschnitt erscheint die allgemeine Struktur nahe der Borke dunkler (oben). Die entsprechenden jährlichen Mittelwerte (unten) der Lumengröße der Gefässe (roter Graph) und diejenige der Faserzellen (blauer Graph) reagieren nicht gleich, nur die Faserzellen erreichen nach 1988 (Pfeil) nur noch Werte von ca. 50 %.

Ein anderes Beispiel einer freigelegten Eschenwurzel (S1Au016a) zeigt Abbildung 40. Auch bei der Wurzel S1Au016a erscheint die allgemeine Struktur nahe der Borke dunkler. Die Vermessung der Faserzellen zeigt zwei Reduktionen des mitt-

leren Lumens (blaue Kurve). Ein erstes Minimum tritt in 1984 auf, ein zweites in 1988, während zwischen diesen beiden Daten eine graduelle Reduktion der Zellgrößen stattfindet. Der Wert von 1984 ($126 \mu\text{m}^2$) beträgt nur noch ca. 60 % des langjährigen Mittels der ersten Phase von 1960 bis 1981 ($225 \mu\text{m}^2$). Alle Werte nach 1988 (Mittel von 1988 bis 2003: $101 \mu\text{m}^2$) sind unterhalb 50% des langjährigen Mittels der ersten Phase. Die Gefässgrößen (weinrote Kurve) zeigen verschiedene Minima und abrupte Änderungen der Dimensionen (Minima und Maxima). Sie reagieren nicht gleichläufig zu den Faserzellgrößen (blaue Kurve), und es ist keine generelle Reduktion der Gefässgrößen auszumachen, da die Werte der ersten analysierten Jahre nicht markant grösser sind. Das Beispiel stammt aus einem Gully, der nur während Regenperioden als Zubringer des Steinibaches aktiv ist. Die Wurzel ist auf dem Boden des Gully gewachsen, sie ist zum Zeitpunkt der Beprobung nur oberseitig freigelegt, während die untere Hälfte der Wurzel von losen Steinen umgeben ist.

Im Gegensatz zur Probe B1Au042d aus Abbildung 38, wo die Gefässlumina und die Fasern gleichzeitige Reduktionen aufweisen, ist dies in der Probe S1Au016a von Abbildung 40 nicht der Fall. Die Faserzellen zeigen in beiden Fällen eine andauernde Reduktion der mittleren Luminawerte. Im Gegensatz dazu weisen die Gefässe grosse Schwankungen auf und eine nachhaltige Reduktion kann nicht festgestellt werden.

Das dritte Beispiel zeigt die mittleren Faserlumina (blaue Kurve) einer weiteren freigelegten Eschenwurzel (Abbildung 41). Diese Wurzel (S1Au012d) stammt von demselben Baum wie diejenige aus Abbildung 40 (S1Au016a), sie überspannte jedoch den Gully 3 Meter weiter oberhalb von S1Au016a. Die Unterkante der freigelegten Wurzel befindet sich 52 cm über dem Boden des Gully und ist daher im gesamten Umfang freigelegt. Die analysierte Probe stammt nicht aus der Mitte des freigelegten Teiles der Wurzel, sondern aus dem Bereich wenige Zentimeter vor dem Ende des freigelegten Teiles am Übergang zum Boden (Abbildung 42). Im Jahr 1997 erreicht das mittlere Faserzelllumen eine Reduktion um ca. 50 % im Vergleich zum langjährigen Mittel von 1960 bis 1986 von rund $200 \mu\text{m}^2$, was den Jahrring 1997 als ersten Ring, der nach der Freilegung gebildet wurde, erkennen lässt. In den Jahren 1968 und 1987 treten ebenfalls kleinere Reduktionen auf, sie sind meist auf ein Jahr begrenzt und entstehen aufgrund eines sehr schmalen Jahrringes mit nur wenigen Zellreihen und entsprechend kleinen Zellen. Im Gegensatz zu den ersten zwei gezeigten Beispielen, welche eine deutliche und drastische Reduktion der Zelllumina abbilden, weist diese Probe in den vier Jahren vor der Freilegung im 1997 eine kontinuierliche Reduktion der mittleren Zelllumina auf.

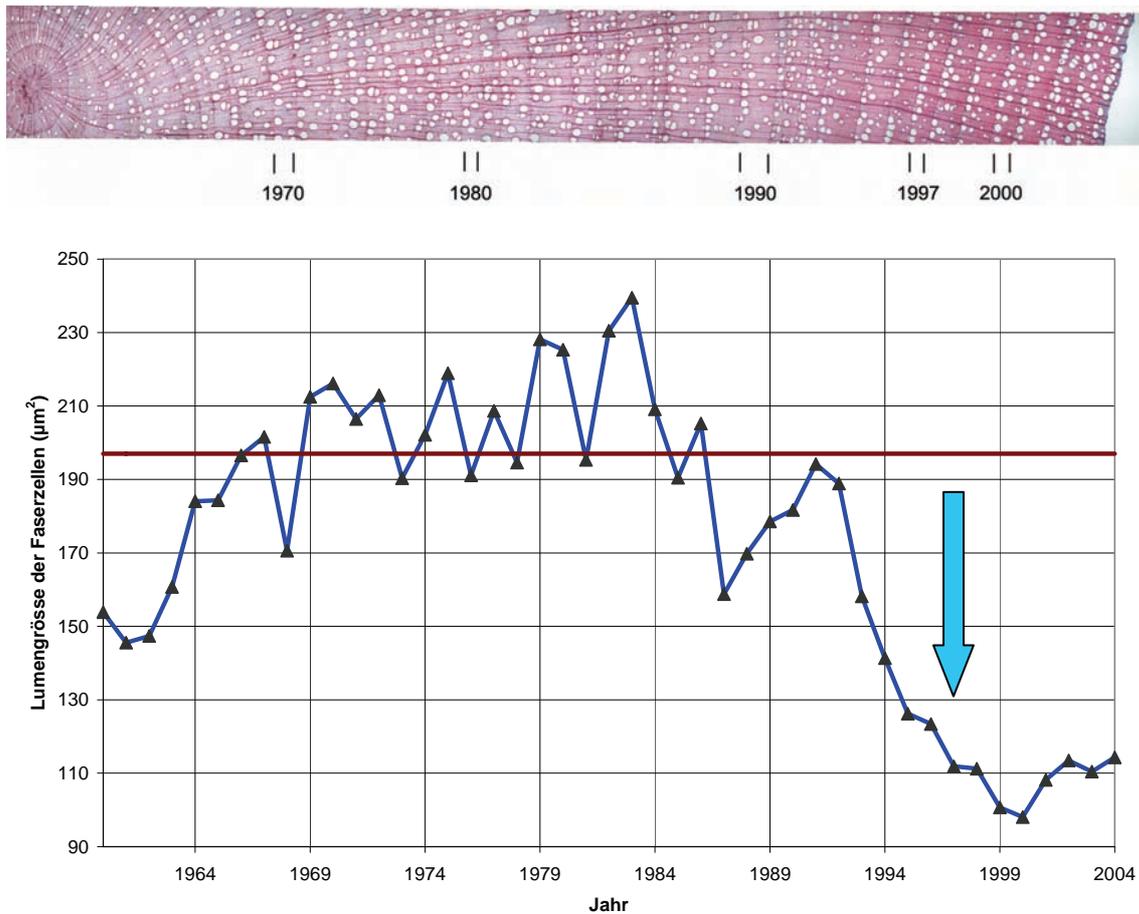


Abbildung 41: Die Eschenwurzel S1Au012d stammt aus demselben Gully im Steinibach wie S1Au016a. Im Dünnschnitt (oben) ändert sich die Verteilung der Gefässe vom inneren Teil (halbringporig) zum äusseren Teil (ringporig). Die Vermessung (unten) zeigt eine deutliche und andauernde Reduktion der Zellgrössen nach 1997 im Vergleich zum langjährigen Mittel von 1960 bis 1986 (braune horizontale Linie). Zwischen 1993 und 1997 reduziert sich das mittlere Lumen der Faserzellen kontinuierlich.



Abbildung 42: Situation der Eschenwurzel S1Au012d (Abb. 41) vor der Probenentnahme. Die Wurzel überspannt einen Gully, der als Zubringer in den Steinibach dient.

Das vierte Beispiel (Abbildung 43) einer freigelegten Eschenwurzel stammt aus dem Bereich der Abrisskante einer Uferrutschung am Brüggenwaldbach. Die Wurzel ist zwar vollumfänglich freigelegt, aber mit dichten Moospolstern bewachsen. Sie kann nicht datiert werden. Die Jahrringe sind vor allem im mittleren Bereich der Wurzel sehr schmal, eine Veränderung der Dichte des Grundgewebes ist nicht zu erkennen. Im Bereich der schmalen Jahrringe scheint die Porosität grösser, da mehr Gefässe und weniger Grundgewebe vorhanden sind. Die Vermessung der Faserzellen ist erschwert aufgrund der vielen schmalen Jahrringe. Die Analyse bestätigt den Eindruck, dass sich die Faserzellen kaum verändern.

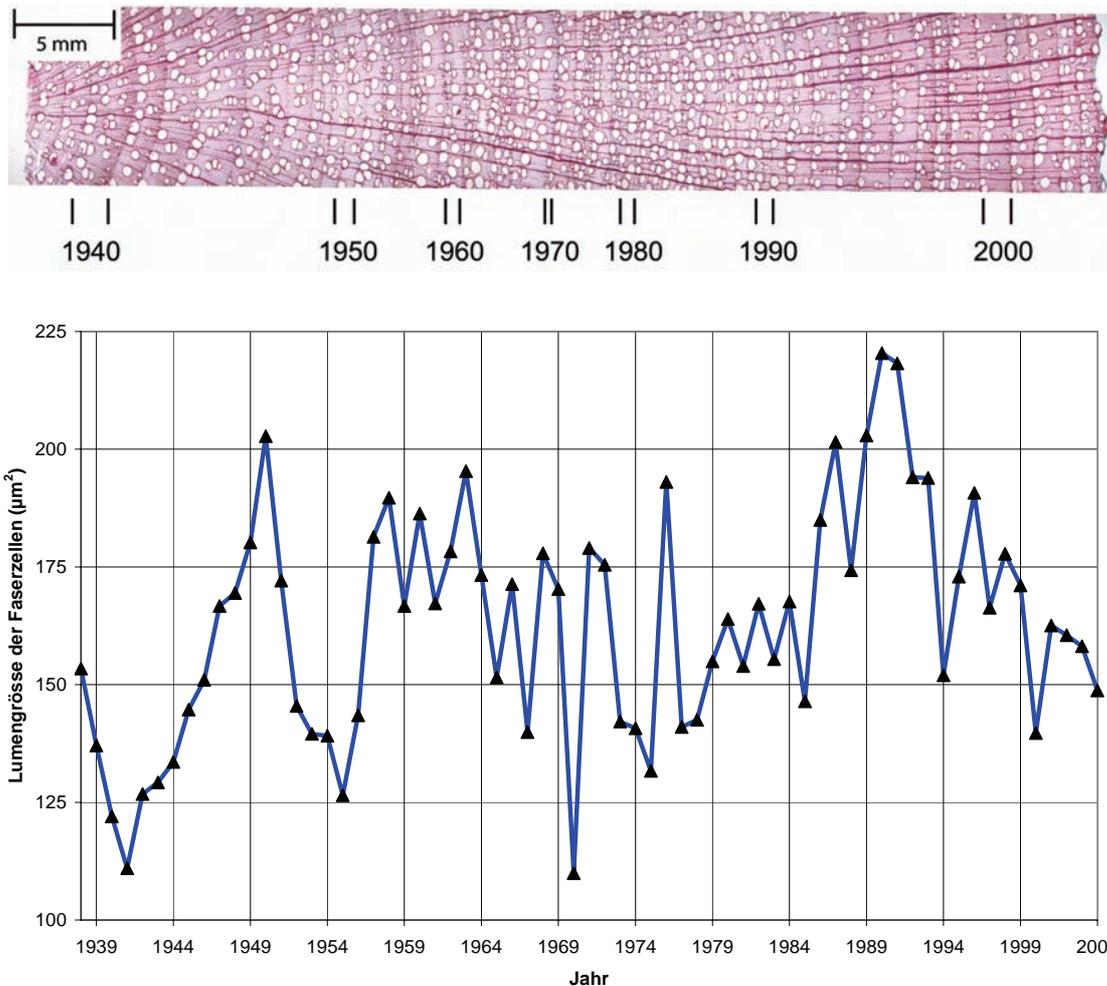


Abbildung 43: Dünnschnitt einer freigelegten Eschenwurzel (oben) mit den entsprechenden jährlichen Mittelwerten der Faserlumengröße (unten). Bei diesem Beispiel konnte die Freilegung nicht datiert werden.

Von den 10 mittels Zellvermessung analysierten Proben können 2 nicht datiert werden, eine davon ist Abbildung 43. Von den 8 datierten Proben sind oben 3 Beispiele vorgestellt worden (B1Au042d, S1Au016a, S1Au012d), 2 weitere zeigen eine kontinuierliche Reduktion und die anderen 3 weisen einen stark exzentrischen Wurzelquerschnitt mit vielen sehr schmalen und auskeilenden Jahrringen auf.

Neben den 10 mit Zellvermessung analysierten Proben, zeigen 11 weitere Eschenproben sehr deutliche, abrupte Reaktionen (Abbildungen 42, 45), die auf eine plötzliche Freilegung schliessen lassen. Sie können ohne Zellvermessung makroskopisch oder aufgrund eines Dünnschnittpräparates eindeutig datiert werden.

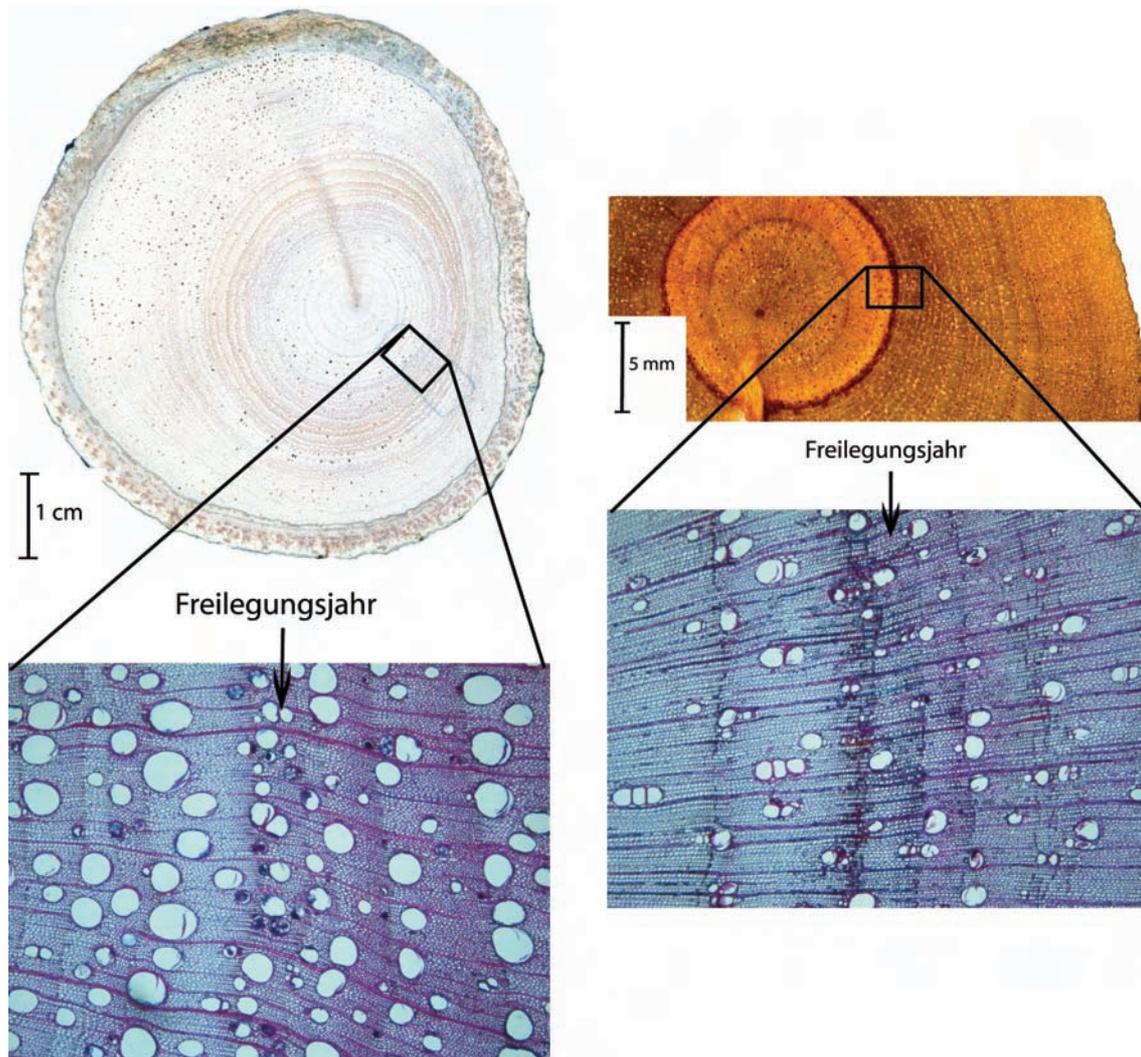


Abbildung 44: Abrupte Freilegungen äussern sich in einer plötzlich eintretenden, massiven Reduktion der mittleren Faserzelllumina und sind bei Eschenwurzeln ähnlich wie bei Nadelholzwurzeln auch ohne Zellvermessung erkennbar. Thyllen treten häufig als Begleiterscheinung aufgrund der Freilegung auf.

Von diesen insgesamt 19 datierten Freilegungen ergibt sich bei 4 Mikrostandorten die Situation, dass Eschenwurzeln direkt neben Nadelholzwurzeln freigelegt worden sind. Beispielsweise ist die oben besprochene Wurzel B1Au042d (Abbildung 37, 38) zusammen mit den Wurzeln B1Au03g0 (Abbildung 31) und B1Au022c (Abbildung 32) freigelegt worden. Bei diesen 4 Mikrostandorten kann jeweils das bei den Eschenwurzeln eruierte Freilegungsjahr durch die Analyse der Nadelholzwurzeln bestätigt werden. Differenzen ergeben sich bei einer Probe um ein Jahr, welche einem fehlenden Jahrring zugeordnet werden kann. Somit können die gefundenen holzanatomischen Veränderungen als Freilegungsreaktion betrachtet und die Freilegung datiert werden.

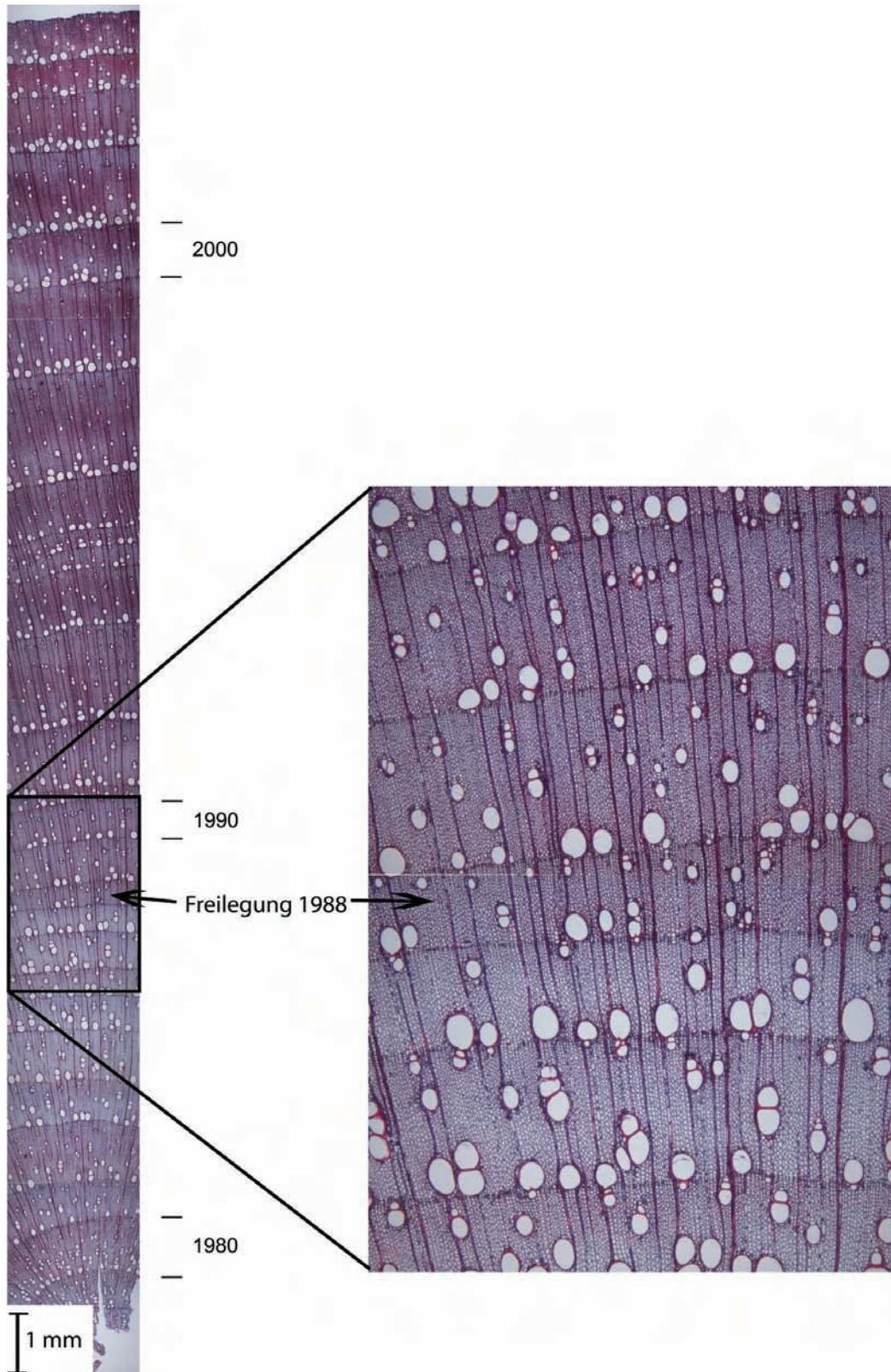


Abbildung 45: Die Freilegung von Eschenwurzeln wird aufgrund der Zelllumenveränderung der Faserzellen datiert. Die durch direkte Ufererosion im Steinibach freigelegte Probe S2D0617 zeigt eine abrupte Reduktion der Faserzelllumina im Jahr 1988. Die Verteilung der Gefäße von zerstreut- bis halbringporig zu ringporig kann als weiterer Hinweis genutzt werden.

5.1.3 Diagnostische Merkmale für die Freilegungsdatierung

Die holzanatomische Analyse der freigelegten Baumwurzeln dient der Eruiierung der Eignung einzelner Baumarten im Rahmen von dendrogeomorphologischen Fragestellungen. Tabelle 7 gibt daher zusammenfassend Auskunft über die untersuchten Baumarten und die Anzahl an Wurzeln.

Tabelle 7: Anzahl untersuchter Baumwurzeln für die Freilegungsdatierung

Baumarten	Fi	Ta	Ei	Es
Anz. untersuchte Proben insgesamt	119	54	7	36
Davon ausgegraben	20	9	0	11
Davon freigelegt	99	45	7	25
<i>Freigelegte Proben</i>				
Anzahl Wurzeln mit Freilegungsdatum	70	29	4	21
Davon Wunddatierung oder Reaktionsholz	2	0	0	2
Davon Freilegungsreaktion mit Zellvermessung	10	4	3	8
Davon Freilegungsreaktion gutachtlich	59	25	1	11
Nicht datierbar	29	16	3	4
Prozentsatz datierter Wurzeln	70	64	57	84

Fi = Fichte, Ta = Tanne, Ei = Eibe, Es = Esche

Tabelle 8: Eignung untersuchter Baumwurzeln für die Erosionsdatierung

Baumarten	Fi	Ta	Ei	Es
Erkennbarkeit Jahrringe	gut	gut	gut	mässig
Häufigkeit auskeilender Jahrringe	klein	mittel	mittel	klein
Eignung für Datierung	gut	gut	gut	gut
<i>Untersuchte anatomische Strukturen</i>				
Gefässlumen (Gefäss)				x
Zelllumen (Z)	x	x	x	x
Geeignetes Merkmal	Z	Z	Z	Z
Freilegungsreaktion	ja	ja	ja	ja
Eignung für Freilegungsdatierung	gut	gut	gut	gut

Fi = Fichte, Ta = Tanne, Ei = Eibe, Es = Esche, Z = Zelllumen

Tabelle 8 unterscheidet zwischen der generellen Datierbarkeit und der Freilegungsreaktion. Die Datierbarkeit (Eignung zur Datierung) resümiert die artspezifischen Eigenschaften des Wurzelholzes, welche die richtige Zuordnung eines bestimmten Jahrringes zum entsprechenden Kalenderjahr beeinflussen. Die Tabelle zeigt, dass sich die Nadelhölzer und die Esche gut zur Freilegungsdatierung eignen. Bei der Baumart Esche kann erstmals eine Freilegungsreaktion nachgewiesen werden.

Aus den beiden Tabellen ist ersichtlich, dass sich vor allem die Esche mit einem Prozentsatz datierter Wurzeln von 84 % und einer deutlichen, anatomisch gut erkennbaren Freilegungsreaktion als geeignet für dendrogeomorphologische Erosionsstudien erweist. Sämtliche Wurzeln, deren Freilegung datiert werden konnten, werden im folgenden Kapitel in ihren geomorphologischen Kontext gesetzt und dienen zur Rekonstruktion von Erosionsprozessen in den beiden Wildbächen.

5.2 Rekonstruktion der Erosionsprozesse mit Wurzeln

Die dendrogeomorphologischen Erosionsrekonstruktionen basieren auf den im vorhergehenden Kapitel vorgestellten Freilegungsdatierungen der Wurzeln. Tabelle 9 gibt dazu zusammenfassend Auskunft über die Anzahl Wurzelproben pro Bach, pro Mikrostandort und pro Einzelprozess, die im Rahmen dieser Studie zur Erosionsrekonstruktion analysiert werden können. Pro Mikrostandort werden dabei zwischen 1 und 32 Freilegungen datiert. Entsprechend dem Einzelprozess wird zusätzlich zur Datierung des Freilegungszeitpunktes der entsprechenden Wurzelprobe auch eine Erosionsrate berechnet (siehe auch Anhang A). Nachfolgend werden pro Wildbach zuerst die Mikrostandorte lokalisiert und anschließend die berechneten mittleren Erosionsraten ausgewiesen.

Tabelle 9: Untersuchte Einzelprozesse und Anzahl entsprechender Mikrostandorte und Wurzelproben in den beiden Wildbächen

	Direkte Ufer- erosion	Ufer- rutschung	Hang- rutschung	Denudation	Erosion im Zubringer
<i>Brüggerwaldbach</i>					
Anzahl Mikrostandorte	8	5	0	1	1
Anzahl Wurzeln	15	44	0	7	2
Anzahl Bäume	11	9	0	1	1
<i>Steinibach</i>					
Anzahl Mikrostandorte	15	9	2	3	2
Anzahl Wurzeln	28	21	3	4	12
Anzahl Bäume	16	11	3	4	4

5.2.1 Brüggenwaldbach

Im oberen Teil des Untersuchungsgebietes werden mehr Mikrostandorte des Einzelprozesses „Ufererosion“ festgestellt, während Uferrutschungen nur im unteren Teil vorkommen (Abbildung 46). Für 9 von 12 Mikrostandorten können mehrere Wurzeln beprobt werden, woraus eine mittlere Erosionsrate pro Mikrostandort berechnet wird (Tabelle 10).

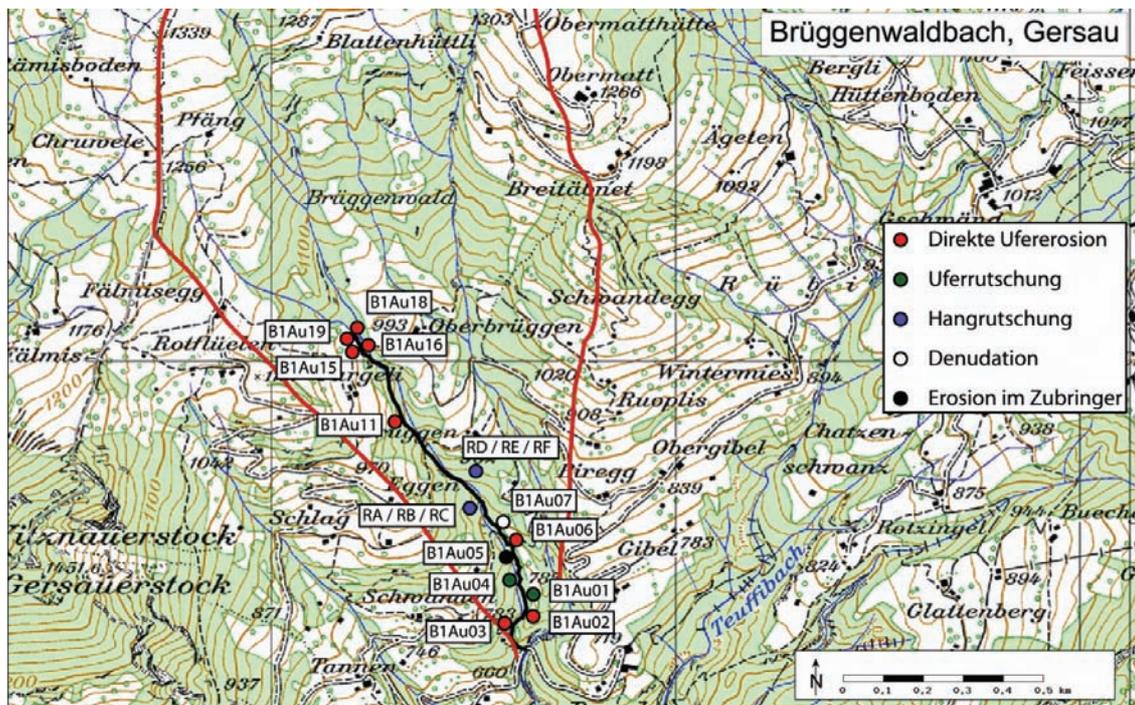


Abbildung 46: Lokalisation der untersuchten Mikrostandorte im Brüggenwaldbach. Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA081092).

Tabelle 10: Berechnung der durchschnittlichen Erosionsrate für die untersuchten Mikrostandorte im Brüggenwaldbach

Mikrostandort	Einzelprozess	Anzahl Wurzelproben	Anzahl Bäume	Minimalrate (cm/Jahr)	Maximalrate (cm/Jahr)	Mittlere Rate (cm/Jahr)
B1Au01	Uferrutschung	32	5	0.19	21.50	7.19
B1Au02	Ufererosion	3	2	2.43	5.36	3.53
B1Au03	Ufererosion	1	1	6.63	6.63	6.63
B1Au04	Uferrutschung	7	1	1.12	4.14	2.02
B1Au05	Zubringer	2	1	0.97	1.09	1.03
B1Au06	Ufererosion	2	1	1.19	3.50	2.34
B1Au07	Denudation	7	1	0.91	3.58	2.50
B1Au11	Ufererosion	1	1	0.27	0.27	0.27
B1Au15	Ufererosion	1	1	0.94	0.94	0.94
B1Au16	Ufererosion	2	2	0.50	0.59	0.55
B1Au18	Ufererosion	2	2	0.75	0.75	0.75
B1Au19	Ufererosion	2	1	1.50	2.18	1.84

Aufgrund der Resultate aus beiden Bächen werden die mittleren Erosionsraten in drei Klassen unterteilt (0 bis 1 cm/Jahr; 1.1 bis 2.5 cm/Jahr; über 2.5 cm/Jahr). Die Erosion ist am unteren Ende des Untersuchungsperimeters intensiver als im oberen Abschnitt (Abbildung 47), wobei im Brüggewaldbach die mittlere Erosionsrate durch den Einzelprozess „Uferrutschung“ am grössten ist (Tabelle 11).

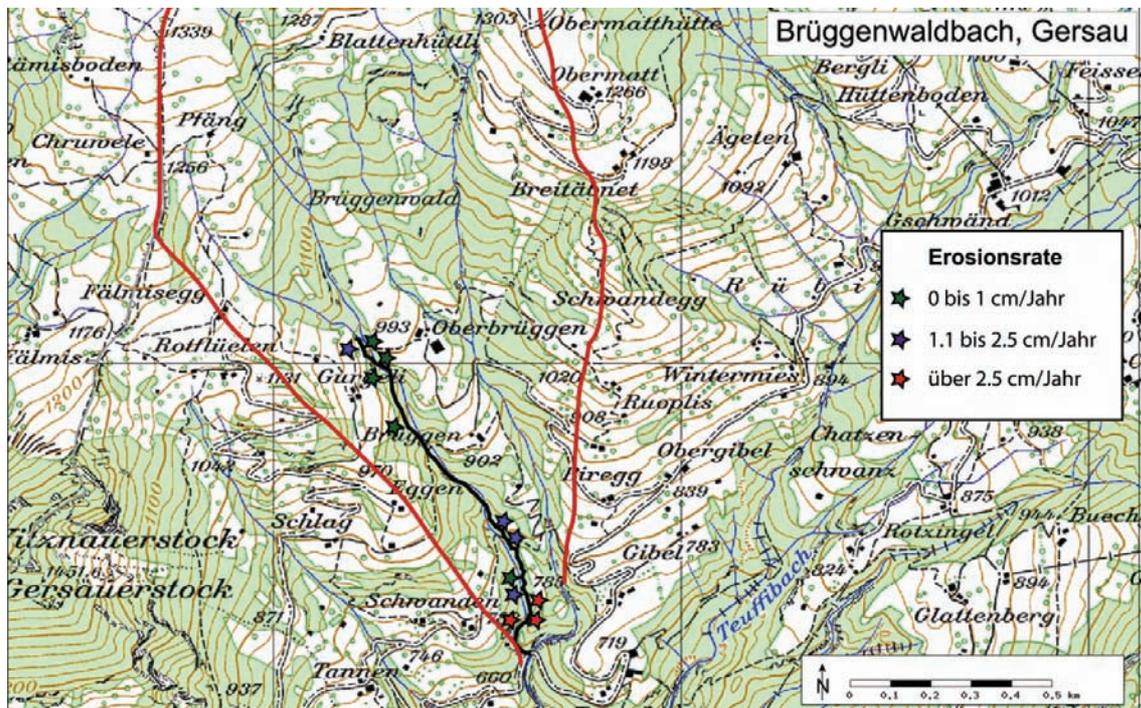


Abbildung 47: Erosionsintensitäten an den untersuchten Mikrostandorten im Brüggewaldbach. Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA081092).

Tabelle 11: Erosionsrate der angesprochenen Einzelprozesse im Brüggewaldbach

	Direkte Ufererosion	Uferrutschung	Denudation	Erosion im Zubringer	Mittel aller Prozesse
Prozessort	Flussbett	Flussbett	Einhänge	Zubringer	
Mittlere Rate (cm/Jahr)	2.10 ± 1.92	6.26 ± 4.75	2.50 ± 1.00	1.03 ± 0.08	4.73 ± 4.37
Medianrate (cm/Jahr)	1.34	4.80	2.52	1.03	3.35
Probenanzahl	14	39	7	2	62

5.2.2 Steinibach

Die Mikrostandorte des Einzelprozesses „Hangrutschung“ und „direkte Ufererosion“ verteilen sich über das ganze Untersuchungsgebiet, während „Erosion im

Zubringer“ nur im unteren Teil auftritt (Abbildung 48). Im mittleren Teil des Untersuchungsgebietes wird ein Ausschnitt detaillierter kartiert (Abbildung 49).

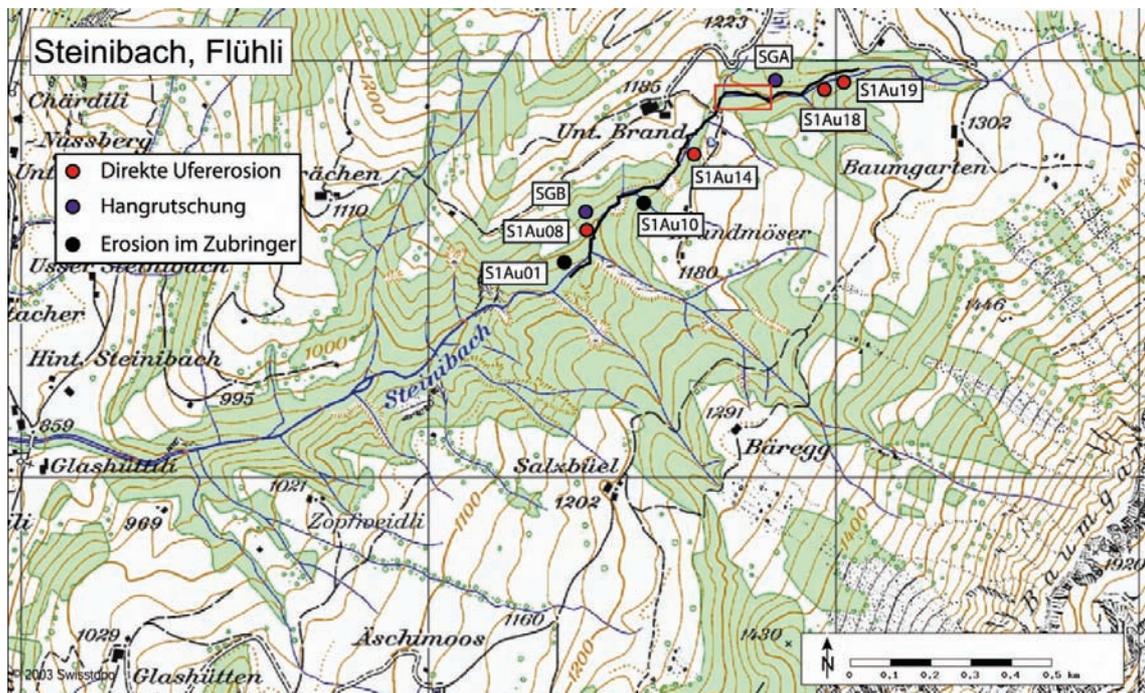


Abbildung 48: Lokalisation der untersuchten Mikrostandorte im Steinibach. Das Rechteck bezeichnet den Detailausschnitt von Abbildung 49. Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA081092).

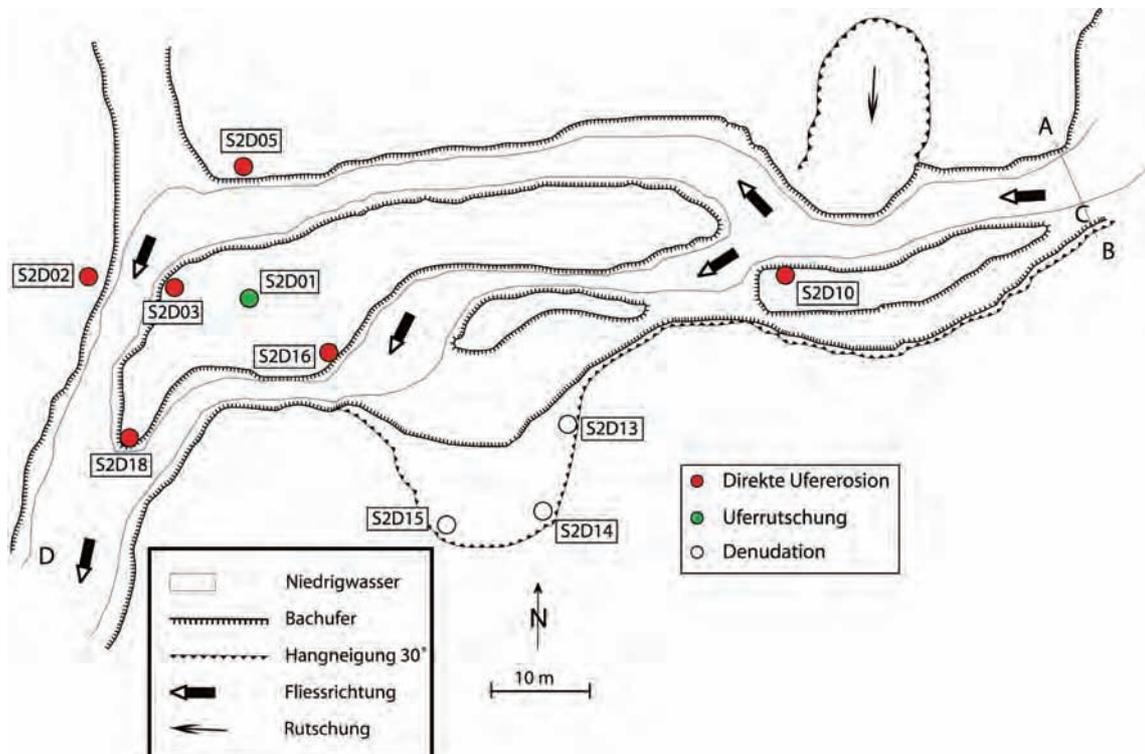


Abbildung 49: Detailkartierung eines Abschnittes (siehe Abb. 48) und Lokalisation der untersuchten Mikrostandorte im Steinibach.

Für 9 von 16 Mikrostandorten können mehrere Wurzeln beprobt werden, woraus eine mittlere Erosionsrate pro Mikrostandort berechnet wird (Tabelle 12).

Tabelle 12: Berechnung der mittleren Erosionsrate für die untersuchten Mikrostandorte im Steinibach

Mikro-standort	Einzelprozess	Anzahl Wurzelproben	Anzahl Bäume	Minimalrate (cm/Jahr)	Maximalrate (cm/Jahr)	Mittlere Rate (cm/Jahr)
S1Au01	Zubringer	9	2	0.76	18.17	5.79
S1Au08	Ufererosion	3	1	0.20	0.85	0.61
S1Au10	Zubringer	3	2	0.17	0.71	0.38
S1Au14	Ufererosion	2	1	0.62	5.06	2.84
S1Au18	Ufererosion	1	1	3.56	3.56	3.56
S1Au19	Ufererosion	1	1	3.38	3.38	3.38
S2D02	Ufererosion	2	1	1.86	3.32	2.59
S2D03	Ufererosion	6	2	0.22	0.63	0.42
S2D05	Ufererosion	2	1	4.50	8.00	6.25
S2D10	Ufererosion	1	1	1.34	1.34	1.34
S2D13	Denudation	2	1	0.58	0.85	0.71
S2D14	Denudation	1	1	0.38	0.38	0.38
S2D15	Denudation	1	1	1.77	1.77	1.77
S2D16	Ufererosion	2	1	0.52	1.77	1.14
S2D18	Ufererosion	1	1	0.85	0.85	0.85

Die mittleren Erosionsraten werden in drei Klassen unterteilt. Sie entsprechen denjenigen des Brüggewaldbaches (0 bis 1 cm/Jahr; 1.1 bis 2.5 cm/Jahr; über 2.5 cm/Jahr). Zu erkennen ist in Abbildung 50, dass die schwachen und starken Erosionsintensitäten im gesamten Untersuchungsperimeter vorkommen. Abbildung 51 zeigt erwartungsgemäss, dass starke Erosionsintensitäten vorwiegend an Prallhängen vorkommen, während die strömungsabgewandten Innenbereiche von Mäandern nur schwache Erosionsintensitäten aufweisen. Uferbereiche, die normal beströmt werden (weder strömungsabgewandt noch intensiverer Strömung ausgesetzt), zeigen mittlere Erosionsintensitäten. Im Steinibach ist die mittlere Erosionsrate für den Prozesstyp „Erosion im Zubringer“ am grössten (Tabelle 13).

Tabelle 13: Erosionsrate der angesprochenen Einzelprozesse im Steinibach

	Direkte Ufererosion	Ufer-rutschung	Denudation	Erosion im Zubringer	Mittel aller Prozesse
Prozessort	Flussbett	Flussbett	Einhänge	Zubringer	
Mittlere Rate (cm/Jahr)	1.86 ± 2.05		0.90 ± 0.62	4.44 ± 5.27	2.59 ± 3.55
Medianrate (cm/Jahr)	0.58		0.71	2.89	0.85
Probenanzahl	21		4	12	37

Neben den Erosionsprozessen führen auch Rutschungsprozesse zum Eintrag von Schwemmholz ins Gerinne. Als Grundlage für die Datierung von Schwemmholz als auch für die Analyse der rutschungsbeeinflussten Bäume werden lokale Referenzkurven benötigt. Die Resultate der nachfolgenden Kapitel basieren auf dendrogeomorphologischen Analysen von Stammholz.

5.3 Jahrringbreitenanalysen von Stammholz

5.3.1 Referenzchronologie

Als Grundlage für die spätere Analyse der Rutschprozesse und die Datierung des Schwemmholzes werden in beiden Bächen die Referenzchronologien (Normalwachstum der lebenden Bäume) von jeweils zwei Baumarten erstellt. Im Brüggenwaldbach weisen sowohl die Chronologie der Tannen als auch diejenige der Buchen ab 1925 eine Belegung von mindestens 6 Mittelkurven auf (Abbildung 52). Im Steinibach stehen längere Chronologien zur Verfügung, diejenige der Fichten weist ab 1852 eine Mindestbelegung von 6 Mittelkurven auf, während diejenige der Tannen ab 1871 zur Verfügung steht (Abbildung 53).

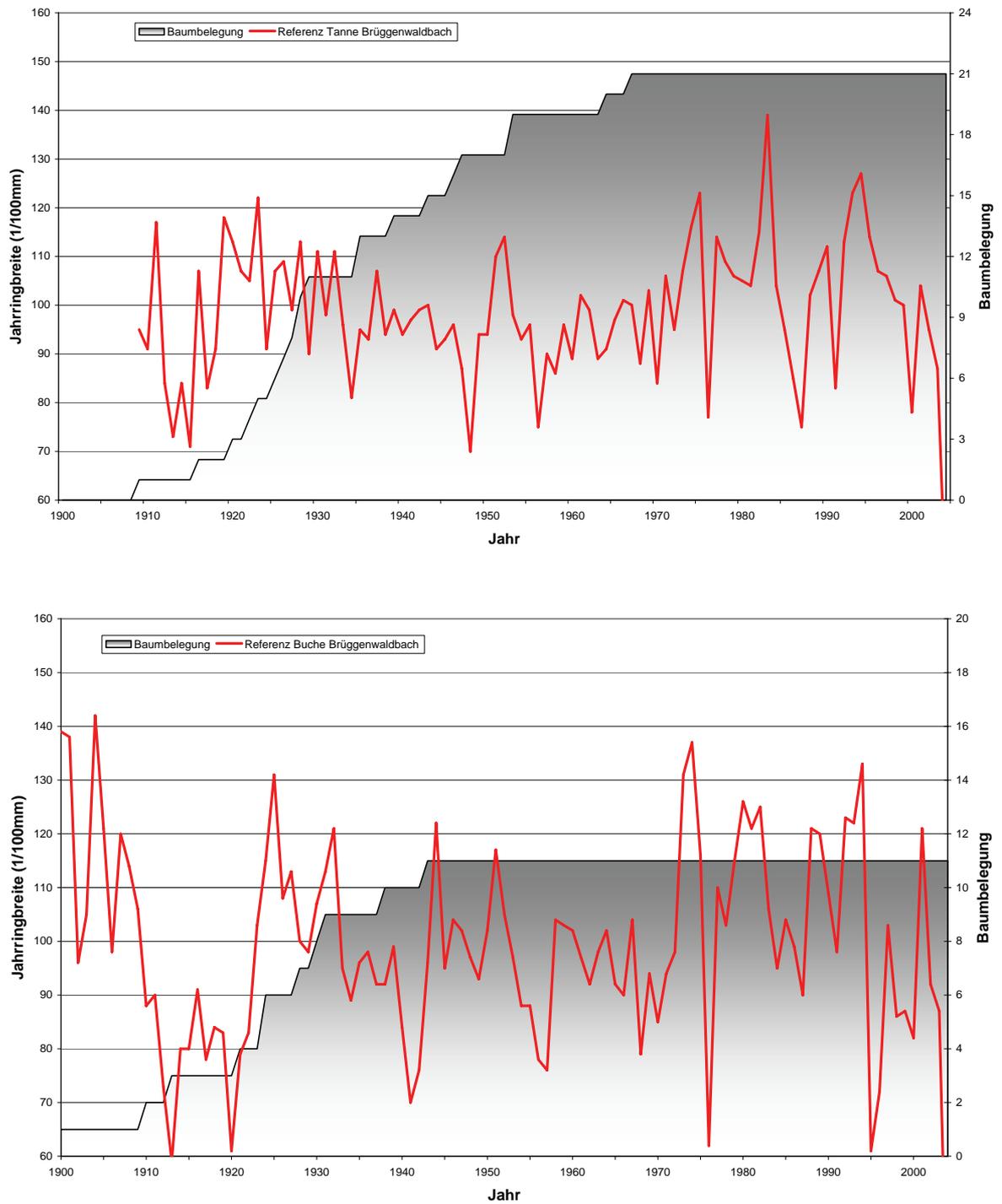


Abbildung 52: Referenzkurven (rot) und Baumbelegung (graue Fläche) von Tanne (oben) und Buche (unten) im Brüggwaldbach.

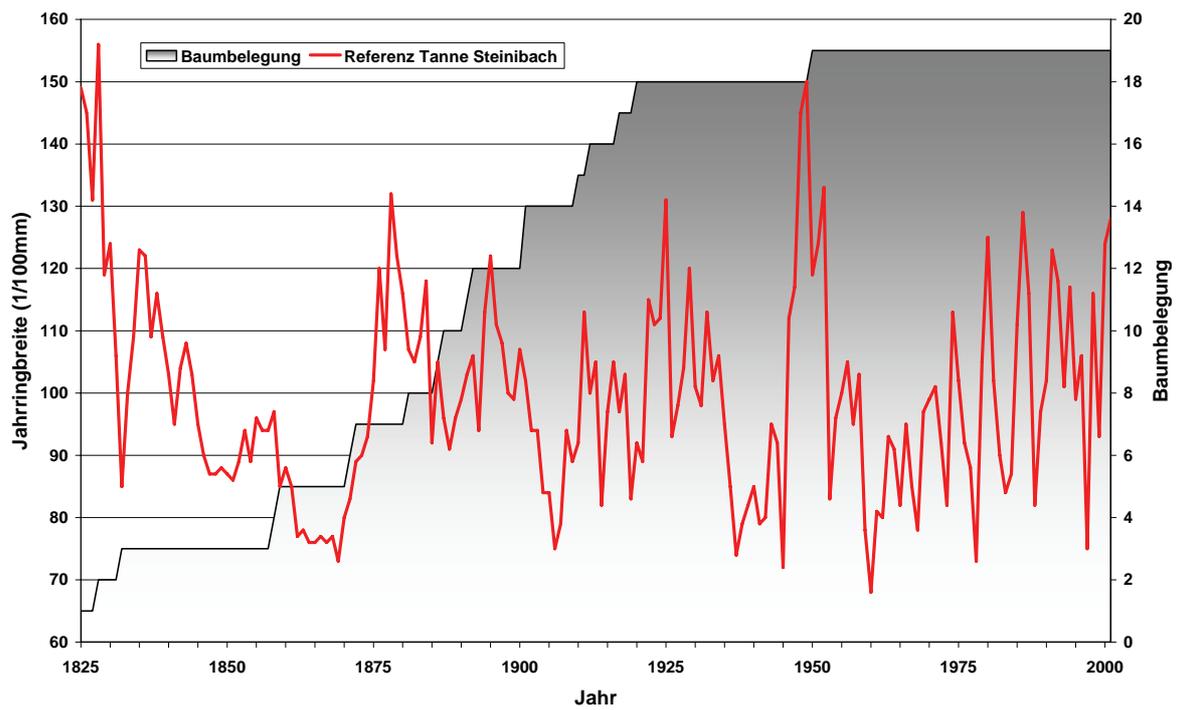
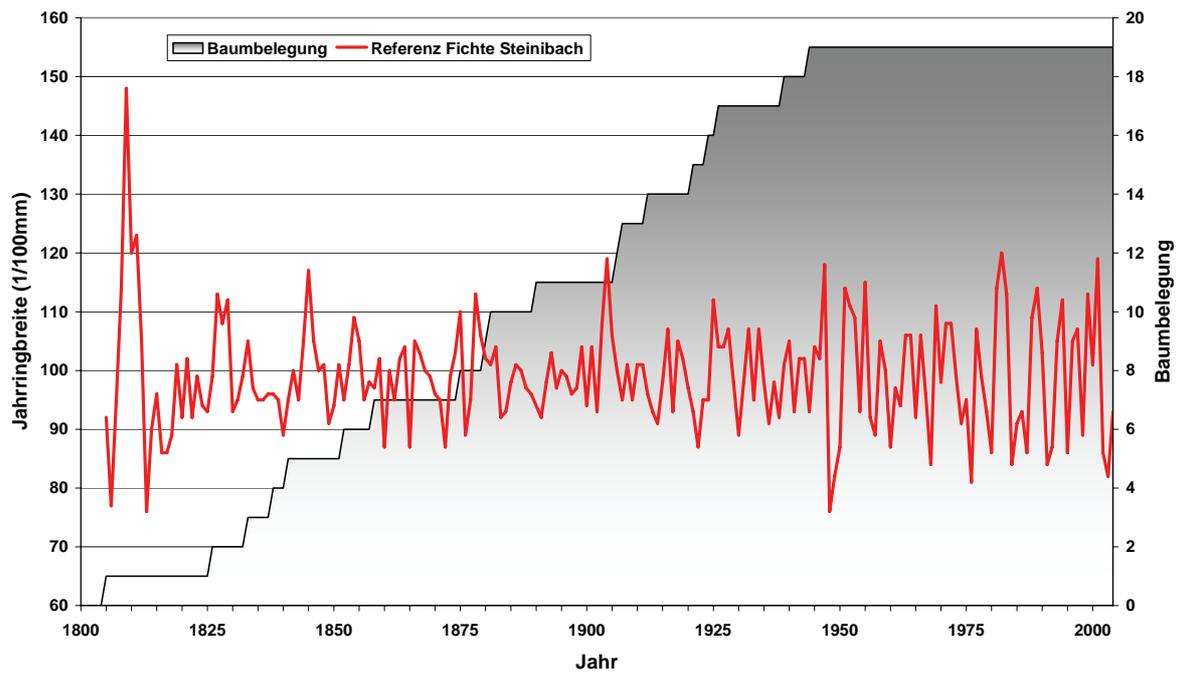


Abbildung 53: Referenzkurven (rot) und Baumbelegung (graue Fläche) von Fichte (oben) und Tanne (unten) im Steinibach.

5.3.2 Rutschungsprozesse

5.3.2.1 Brüggenwaldbach

Die Rutschungsprozesse werden mit Hilfe von rutschungsbeeinflussten Bäumen untersucht, dabei limitiert das Alter der Bäume den Analysezeitraum. Im Brüggenwaldbach können daher Jahrringe maximal bis ins Jahr 1860 ausgewertet werden (Tabelle 14). Dies entspricht nur in Ausnahmefällen dem Markalter, da die älteren Bäume im Zentrum oft morsch sind.

Tabelle 14: Charakterisierung der in Bezug auf Hangstabilität beprobten Bäume im Brüggenwaldbach

Baum	BA	BHD	Daten ab	Reaktion
RA01	Ta	32	1910	Wachstumseinbruch 1985 – 90
RA02	Ta	16	1940	Wachstumseinbruch ab 1987
RA03	Ta	24	1910	Kontinuierlicher Wachstumseinbruch ab 1970
RA04	Ta	43	1920	Extreme Reaktion ab 1987 (Druckholz, Wachstumseinbruch)
RA05	Ta	40	1920	Wachstumseinbruch 1987
RB01	Ta	24	1930	keine Reaktionen
RB02	Ta	15	1930	Wachstumseinbruch ab 1987
RB03	Ta	14	1940	Permanent viel Druckholz, Wachstumseinbruch ab 1990
RB04	Fi	40	1920	keine Reaktionen
RB05	Ta	18	1940	Einjähriger Wachstumseinbruch 1987
RC01	Ta	43	1860	Wachstumseinbruch ab 1944
RC02	Bu	63	1870	Exzentrizität ab 1892
RC03	Ul	40		Jahrringe nicht auswertbar
RC04	Ta	48	1870	Deutliche Reaktionen 1892 – 1915, 1943 – 2005 und 1987
RC05	Ta	83	1910	Wachstumseinbruch ab 1987
RD01	Ta	75	1950	Harzkanalreihe 1947 / 1971
RD02	Ta	80	1960	keine Reaktion
RD03	Ta	66	1950	keine Reaktion
RD04	Ta	53	1950	Wachstumseinbruch ab 1972
RE01	Ta	54	1970	Druckholz ab 1970
RE02	Ta	47	1940	Deutliche Reaktionen 1950 – 75 und 1982 – 87
RE03	Ta	64	1920	undeutliches Druckholz 1926 – 50
RF01	Ta	58	1960	keine Reaktion
RF02	Bu	43	1940	keine Reaktion
RF03	Ta	62	1960	keine Reaktion

BA = Baumart, BHD = Brusthöhendurchmesser

Wachstumseinbrüche setzen bei den Baumgruppen RA (Geländerippe) und RB (aktive Rutschung) meist ab 1987 ein und dauern bis zum Beprobungszeitpunkt im Jahr 2004 (Abbildung 54).

Wachstumseinbussen ab dem Jahre 1987. Die Bäume zeigen keine äusserlichen Einflüsse wie Schrägstellung.

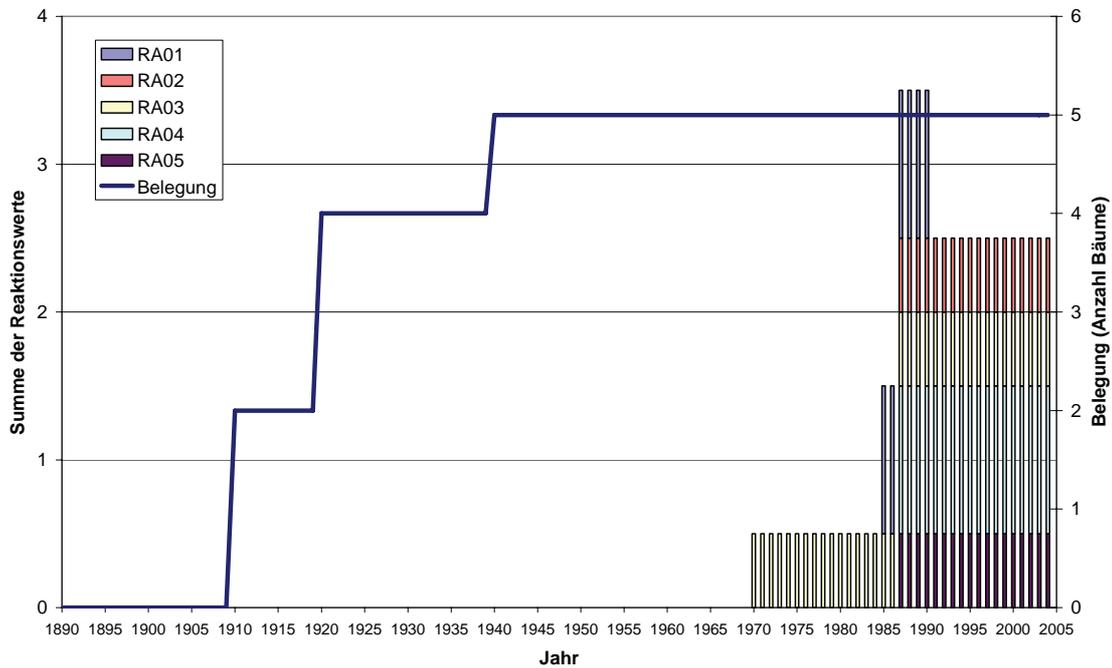


Abbildung 55: Belegung der untersuchten Bäume (blauer Graph) und deren Reaktionen auf Rutschungsbewegungen der Baumgruppe RA im Brüggelwaldbach. Erste Reaktionen (kontinuierlicher Wachstumseinbruch) setzen im Baum RA03 im Jahr 1970 ein.

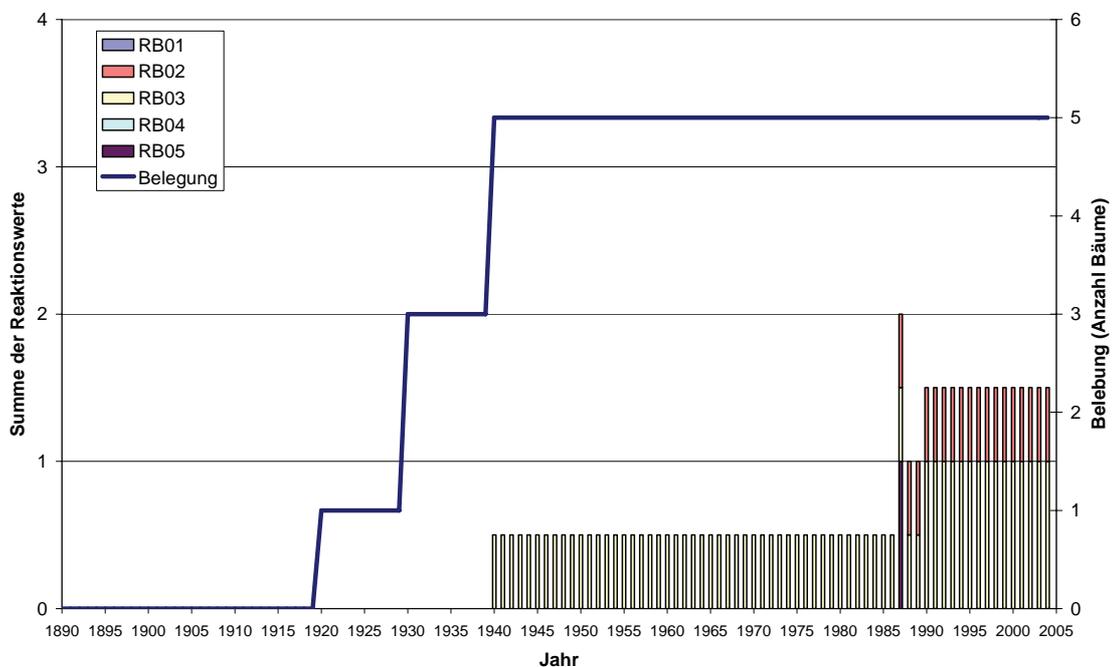


Abbildung 56: Belegung der untersuchten Bäume (blauer Graph) und deren Reaktionen auf Rutschungsbewegungen der Baumgruppe RB im Brüggelwaldbach. Erste Reaktionen (Druckholzausbildung) treten im Baum RB03 ab 1940 auf.

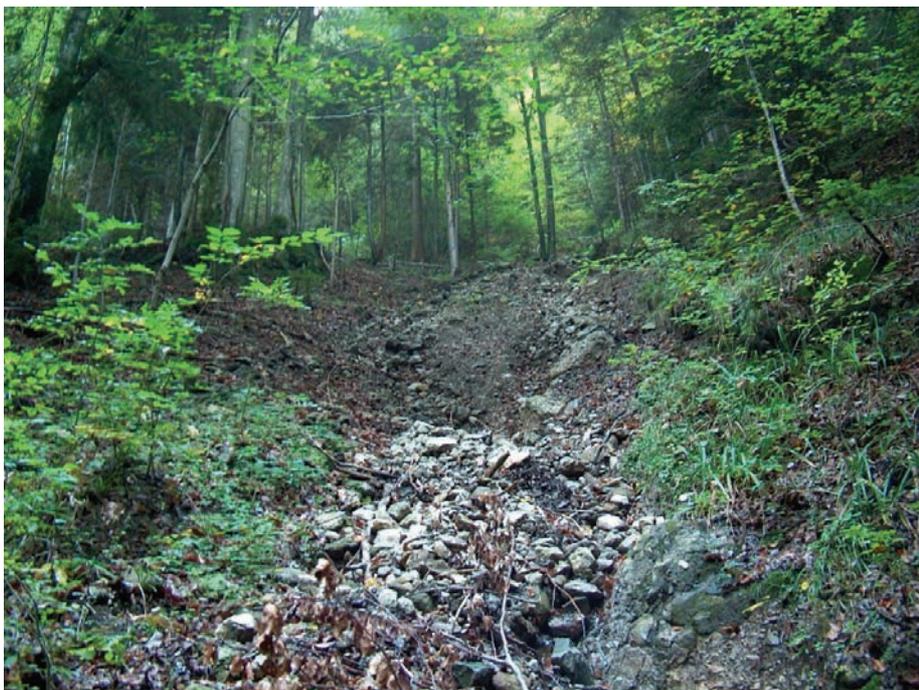


Abbildung 57: Rinne im oberen (oben) und unteren (unten) Teil des Rutschkomplexes RA und RB im Brüggelwaldbach.

Die „inaktive“ Rutschung RC (Abbildung 58 und 59) zeigt verschiedene Aktivitätsphasen (Abbildung 60). Jahrringe sind von den Bäumen RC01, RC02 und RC04 ab 1870 auswertbar, die Jahrringe vom Baum RC04 konnten aufgrund von Fäulnis nicht ausgewertet werden und vom Baum RC05 stehen die Jahrringe erst ab 1910 zur Verfügung. Die Bäume RC02 und RC04 reagieren gleichzeitig beginnend im Jahre 1892 mit Exzentrizität (RC02) und Wachstumseinbruch (RC04). Stetige Rutschungsaktivität lässt Baum RC02 bis zum Beprobungszeitpunkt exzentrisch

wachsen, während sich Baum RC04 ab 1915 wieder erholt. Mit abruptem Wachstumseinbruch ab 1943 (RC04), respektive 1944 (RC01) zeigen RC04 und RC01 allgemein sehr schlechtes Wachstum bis zum Beprobungszeitpunkt (2004). Ab 1943 weist RC04 zudem als Reaktion auf Schrägstellung deutliches Druckholz aus. Das Jahr 1987, welches bei den nahe stehenden Baumgruppen RA und teilweise RB markant war, ist in den Bäumen RC04 und RC05 ebenfalls deutlich als Wachstumseinbruch erkennbar.



Abbildung 58: Rutschung RC im Brüggewaldbach. 4 der 5 untersuchten Bäume sind sichtbar (rote Bändelung), Baum 5 befindet sich rechts ausserhalb des Fotos.

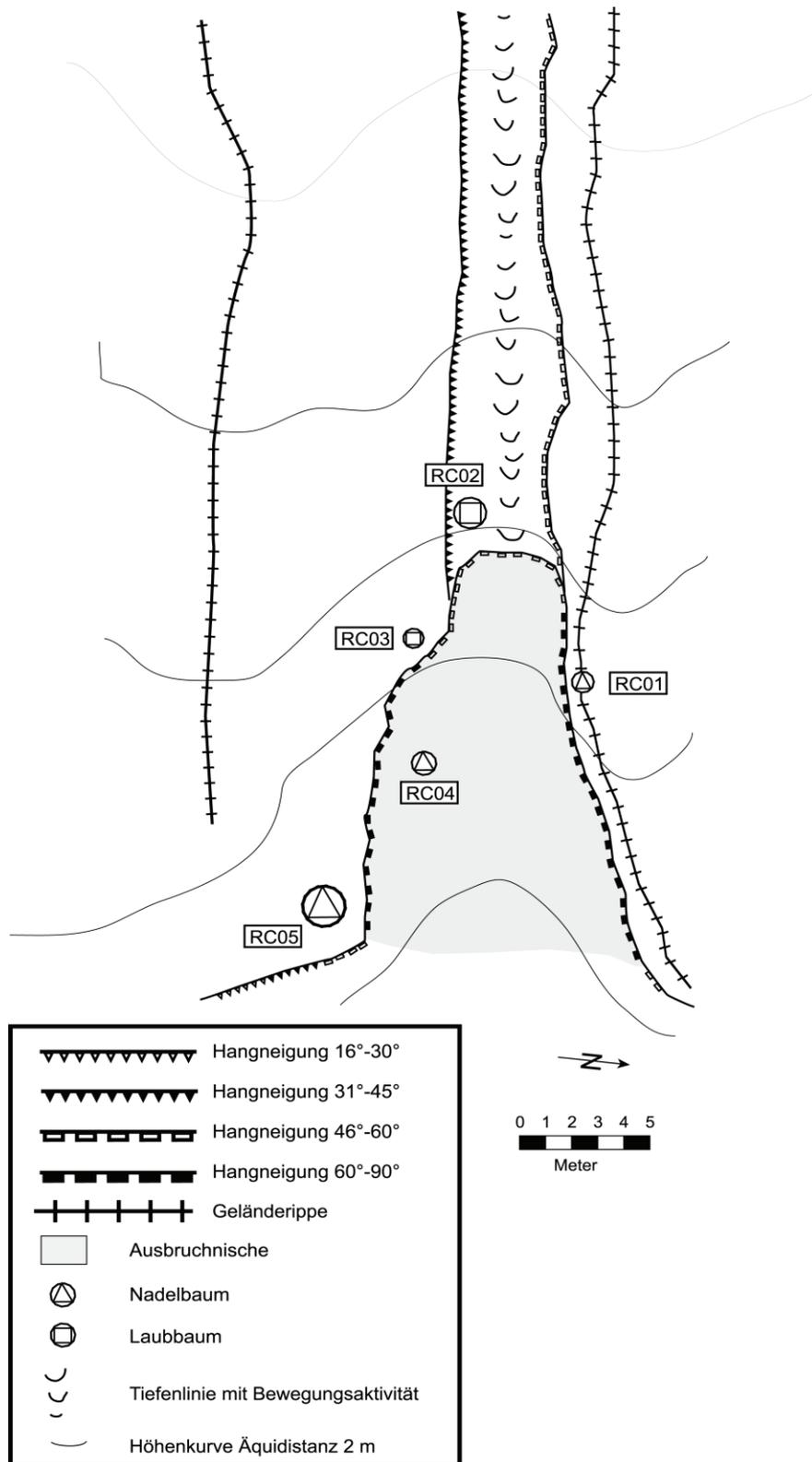


Abbildung 59: Geomorphologische Situation der Baumgruppe RC (alte Rutschung) im Brüggenwaldbach. Episodische Störungen tangieren die Bäume RC02 und RC04 mehrmals ab 1870.

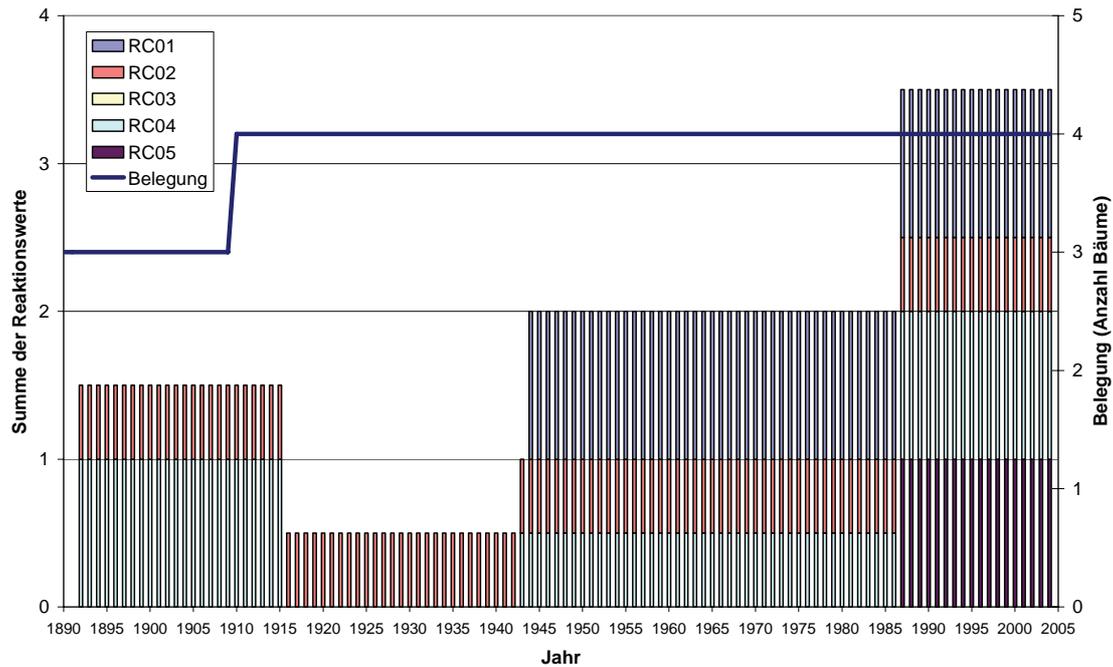


Abbildung 60: Belegung der untersuchten Bäume (blauer Graph) und deren Reaktionen auf Rutschungsbewegungen der Baumgruppe RC im Brüggewaldbach. Einzelne Bäume (z.B. RC02) reagieren über den ganzen Analysezeitraum, während andere Bäume (z.B. RC04) episodische Reaktionen zeigen (z.B. 1890-1915).

Die Bäume der aktiven Rutschung RD (Abbildung 61) und der Geländerippe RE zeigen keine einheitlichen Reaktionen (Abbildung 62), traumatische Harzkanalreihen (RD01) treten in den Jahren 1947 und 1971 auf. Der Wachstumseinbruch des Baumes RD04 (ab 1972), das einsetzende Druckholz im Baum RE01 (ab 1970) und die vielfältigen Reaktionen von RE02 (1950 bis 1975 und 1982 bis 1987) deuten auf Rutschungsaktivität hin. Die Baumgruppe RF charakterisiert eine kleine, lokale Uferrutschung. Die Jahrringe geben Aufschluss über den Zeitraum von 1940 bis 2004, während diesem Zeitraum treten keine Reaktionen auf, das Gebiet war daher stabil (Abbildung 63). Somit muss das Ufer vor 1940 abgerutscht sein.

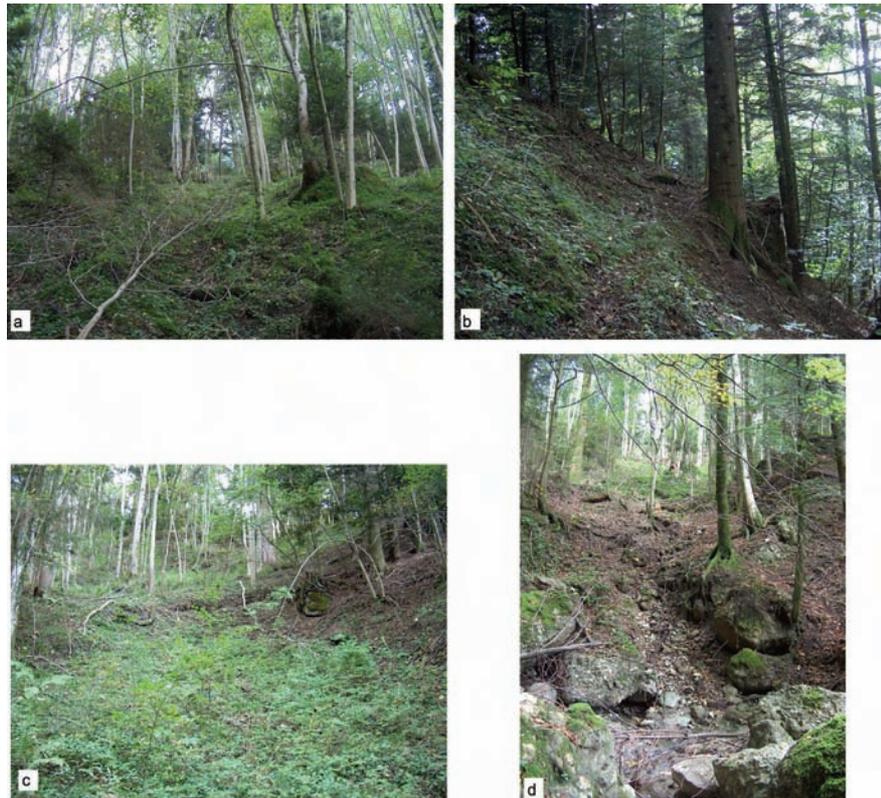


Abbildung 61: Bilder aus dem Rutschkomplex RD, RE und RF im Brüggwaldbach. Abbildung a (Bereich der Mulde, Baumgruppe RD) und b (Geländerippe, Baumgruppe RE) stammen aus den oberen Hangbereichen. Abbildung c zeigt die östliche, kleinere Mulde und Abbildung d die Baumgruppe RF.

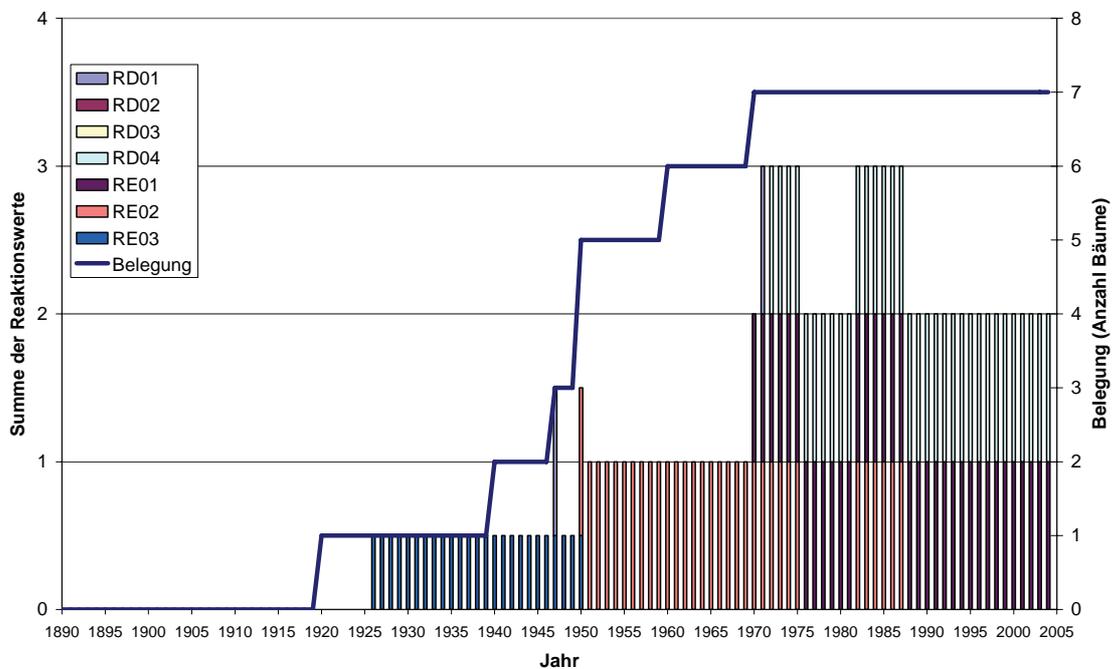


Abbildung 62: Belegung der untersuchten Bäume (blauer Graph) und deren Reaktionen auf Rutschungsbewegungen der Baumgruppe RD und RE im Brüggwaldbach. Die Bäume RE01 und RD04 zeigen starke Reaktionen ab ca. 1970 bis zum Beprobungszeitpunkt (2005).

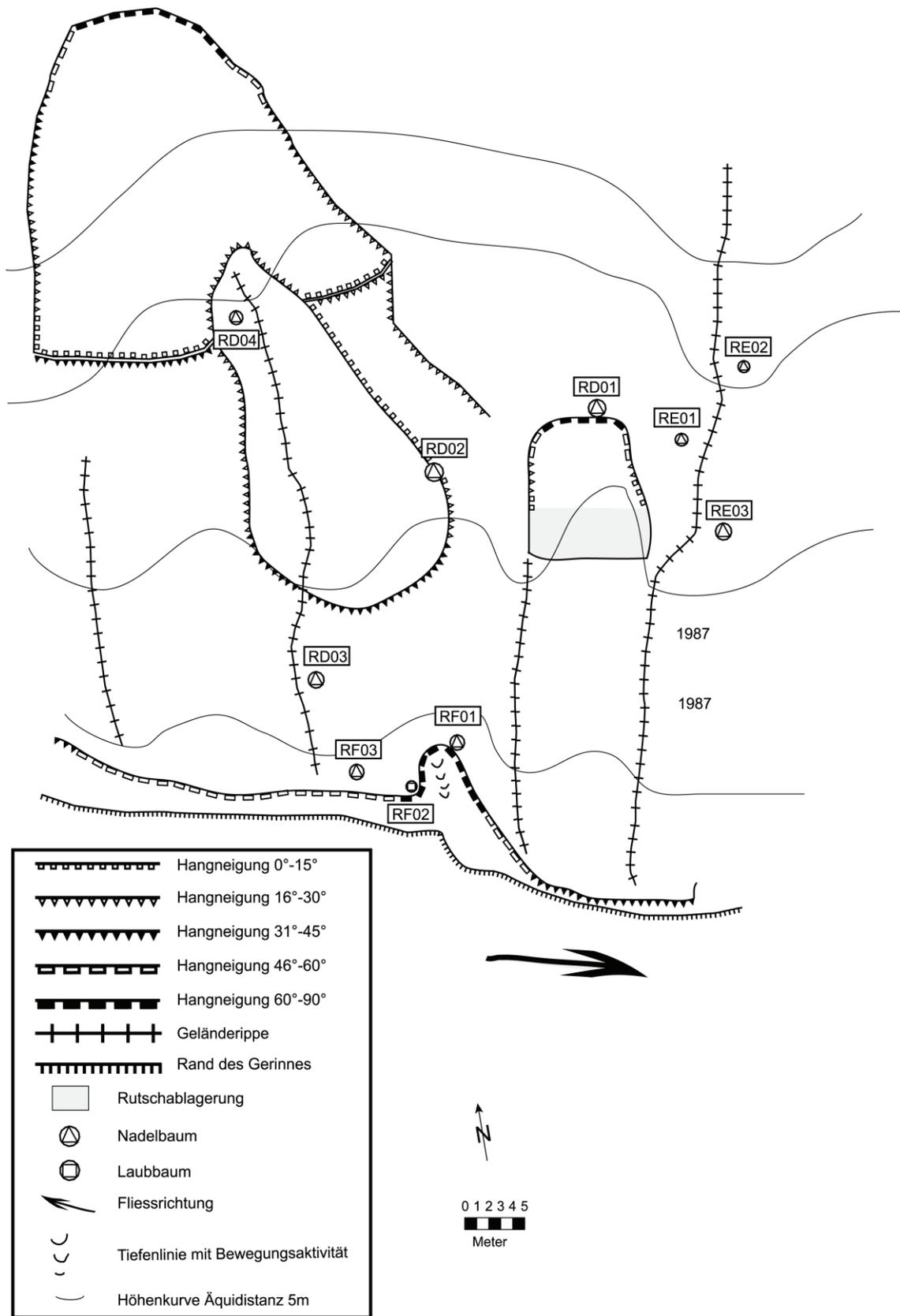


Abbildung 63: Geomorphologische Situation der Baumgruppen RD (aktive Rutschung), RE (Geländerippe) und RF (alte Rutschung) im Brüggwaldbach. Uneinheitliche Reaktionen zeigen die Bäume RD04, RE01 und RE02.

5.3.2.2 Steinibach

Glissement A (SGA)

Im Steinibach werden zwei Rutschungen (SGA, SGB) untersucht. Bei der ersten (SGA) sind 13 von insgesamt 17 untersuchten Bäumen über 150-jährig, es handelt sich dabei um 7 Weisstannen und 6 Fichten (Abbildung 64). Der Analysezeitraum liegt daher zwischen 1850 und 2005.



Abbildung 64: Bilder aus der Rutschung SGA im Steinibach. Das obere Bild zeigt die Bäume im westlichen Teil, das untere die Bäume oberhalb der Rutschung.

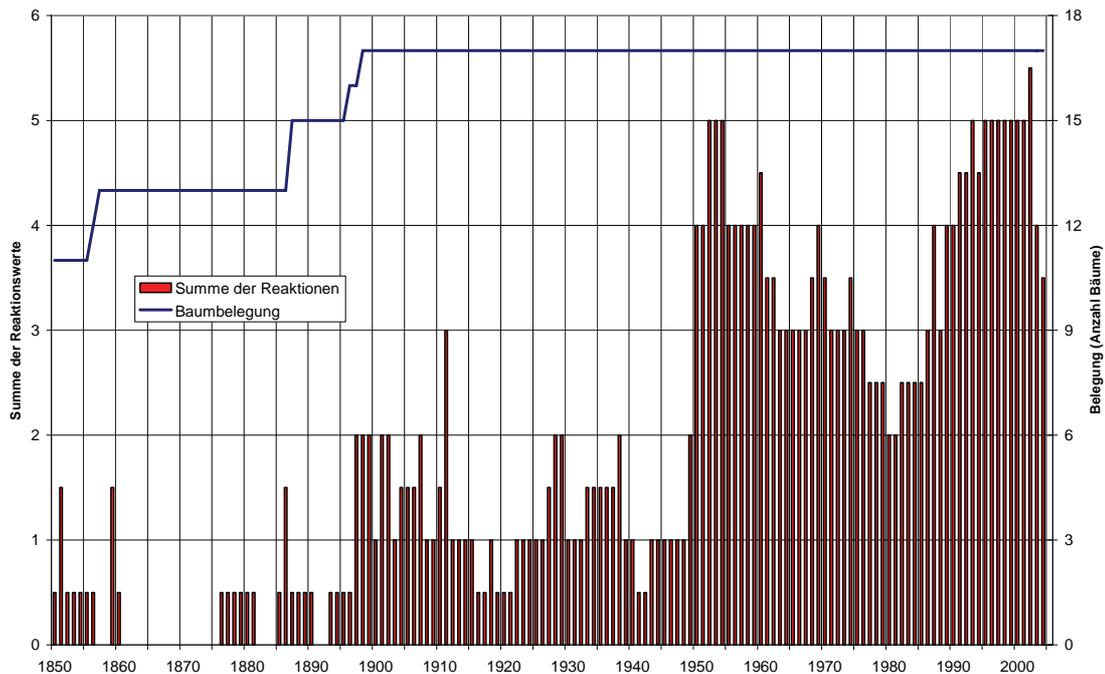


Abbildung 65: Belegungsdichte der Daten aus den untersuchten Bäumen (blauer Graph) und deren Reaktionswerte auf Bewegungen (rote Säulen) der Rutschung SGA im Steini-bach. Starke Reaktionen treten zwischen 1950 und 1960 und ab 1990 auf.

Wie aus der Datenreihe der summierten Reaktionswerte (Abbildung 65) ersichtlich ist, gibt es zwischen 1895 und 2004 jährlich Bäume, die Reaktionen aufweisen. Zwischen 1950 und 2005 zeigen aber zwei Zeitphasen deutlich stärkere Reaktionen. Um 1950 zeigen die Bäume 4, 8, 9, 10, 11, 12 und 16 eine starke Druckholzausbildung, und die Bäume 2, 5, 15 und 16 reagieren mit Wachstumsanomalien (2 mit Wachstumseinbruch, 5 mit exzentrischem Wachstum, 15 und 16 mit einseitiger Wachstumszunahme). Die Abbildung 66 zeigt die räumliche Darstellung der betroffenen Bäume im Zeitabschnitt von 1950 bis 1960. Danach folgt eine Erholungsphase, welche ab 1985 wieder in eine Phase mit starken Reaktionen überleitet. Die Bäume 4, 5, 7, 8, 9 und 11 reagieren mit deutlicher Druckholzausbildung, während die Bäume 7 und 12 stark exzentrisches Wachstum und die Bäume 1 und 2 eine Wachstumseinbusse zeigen. Markant ist auch hier das Jahr 1987 (Abbildung 65). Die nachfolgende Abbildung 67 zeigt die räumliche Darstellung der betroffenen Bäume zwischen 1990 und 2005.

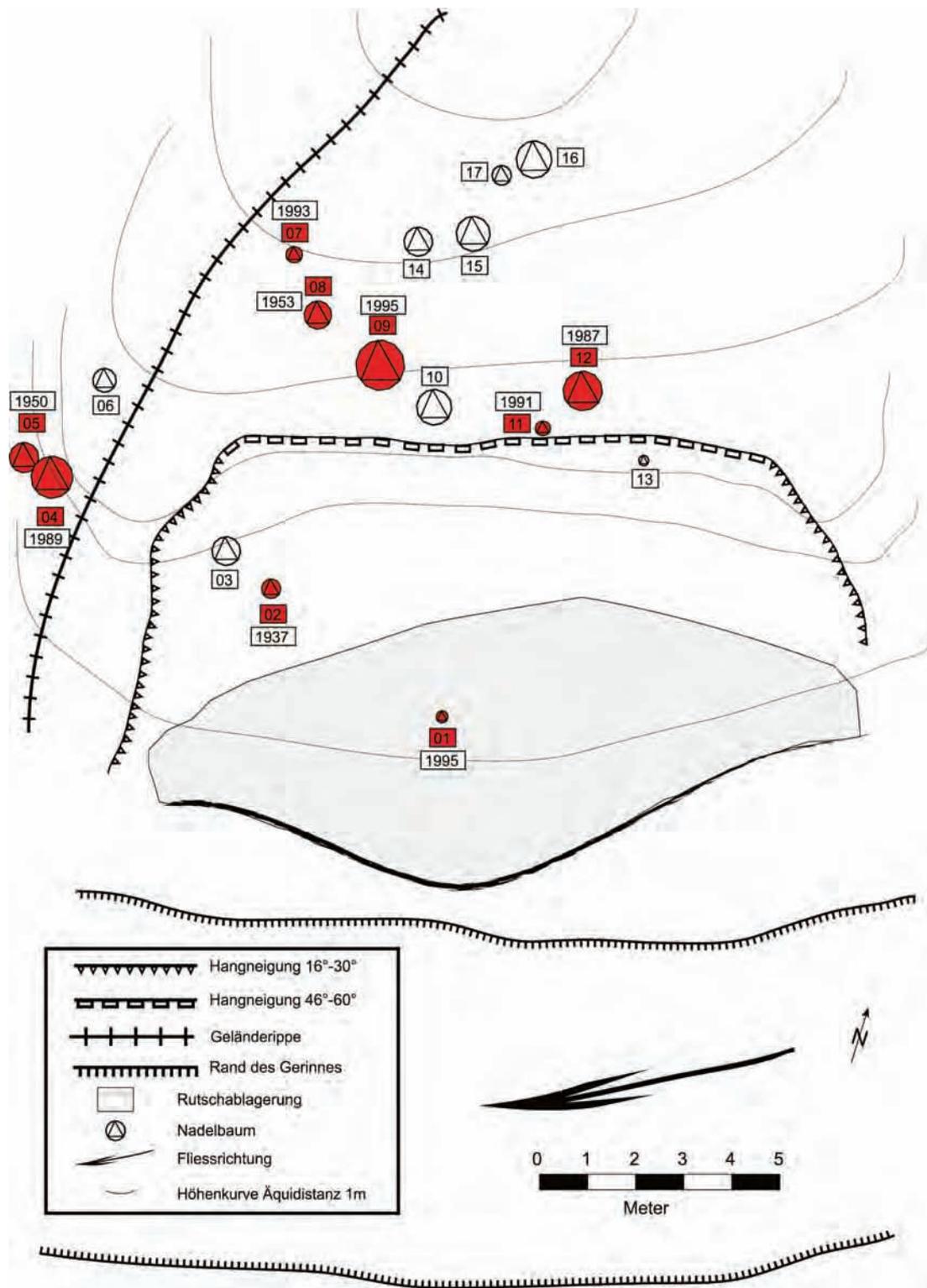


Abbildung 67: Geomorphologische Situation der Rutschung SGA im Steinibach. Die rot eingefärbten Bäume zeigen eine starke Reaktion im Zeitraum zwischen 1990 und 2005.

Glissement B (SGB)

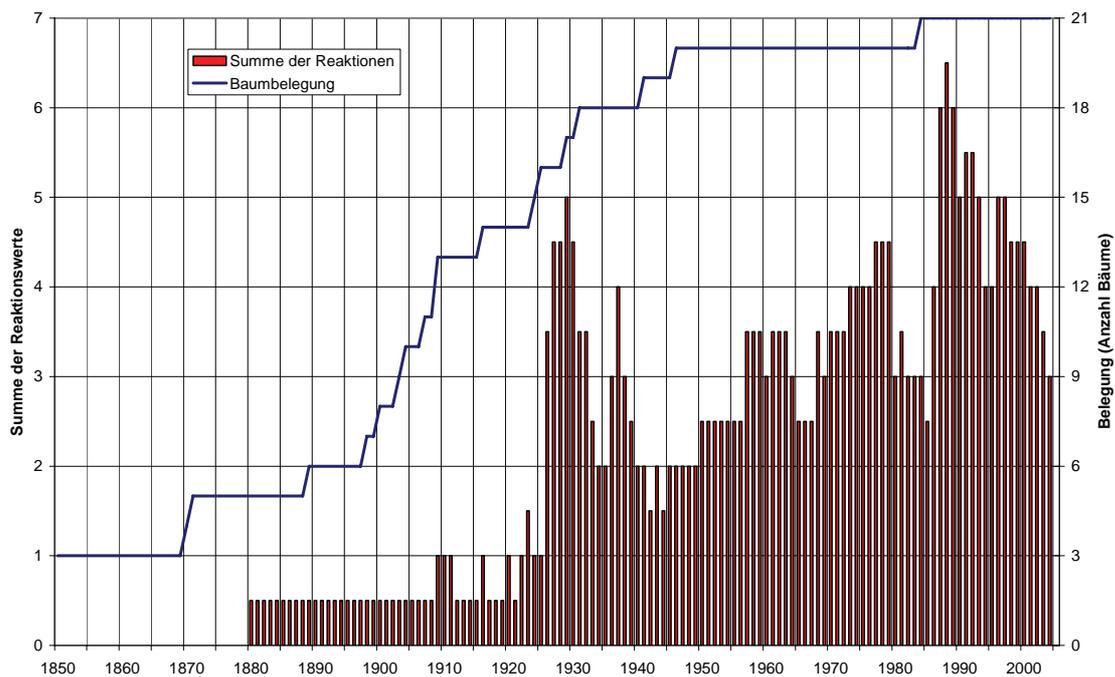


Abbildung 68: Belegungsdichte der Daten aus den untersuchten Bäumen (blauer Graph) und deren Reaktionswerte auf Bewegungen (rote Säulen) der Rutschung SGB im Steini-bach. Starke Reaktionen treten um die Jahre 1930 und 1990 auf.

Von den 21 untersuchten Bäumen der Rutschung SGB zeigt die Belegungsdichte (Abbildung 68), dass von 8 Probebäumen (5 Tannen, 2 Fichten, 1 Buche) Daten nach 1900 verfügbar sind. Die Rutschung SGB (Abbildung 69) wird als neuere Rutschung angesprochen. Die Jahrringserien von 5 Probebäumen beginnen zwischen 1900 und 1910, dies entspricht bei den meisten Bäumen dem Markalter. Die Datenreihe der summierten Baumreaktionswerte zeigt zwei deutliche Auslässe (1929 und 1987/1988), die als Ereignisse gewertet werden. Dazwischen gibt es latente Reaktionen, die als Nachwirkungen des Ereignisses um 1929 angesehen werden können (andauerndes Druckholz, Exzentrizität und Wachstumseinbussen). Die räumliche Verteilung ist in den Abbildungen 70 und 71 dargestellt.



Abbildung 69: Bilder aus der Rutschung SGB im Steinibach. Das obere Bild zeigt den abgestürzten Baum 1 und die Rutschablagerung. Das untere Bild zeigt die Anrisskante der Rutschung.

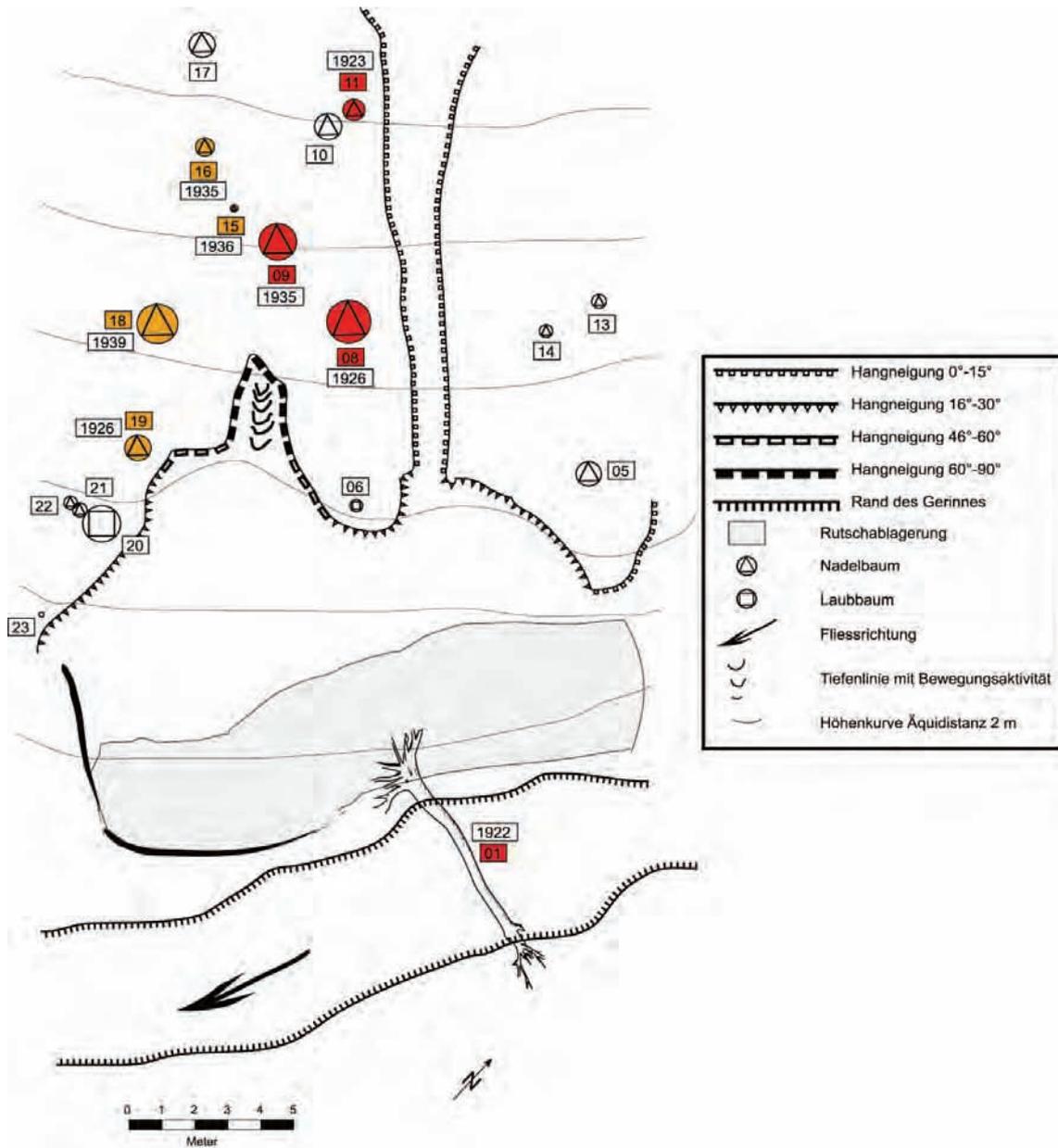


Abbildung 70: Geomorphologische Situation der Rutschung SGB im Steinibach. Die rot eingefärbten Bäume zeigen eine starke, die gelb eingefärbten eine schwache Reaktion im Zeitraum zwischen 1925 und 1935.

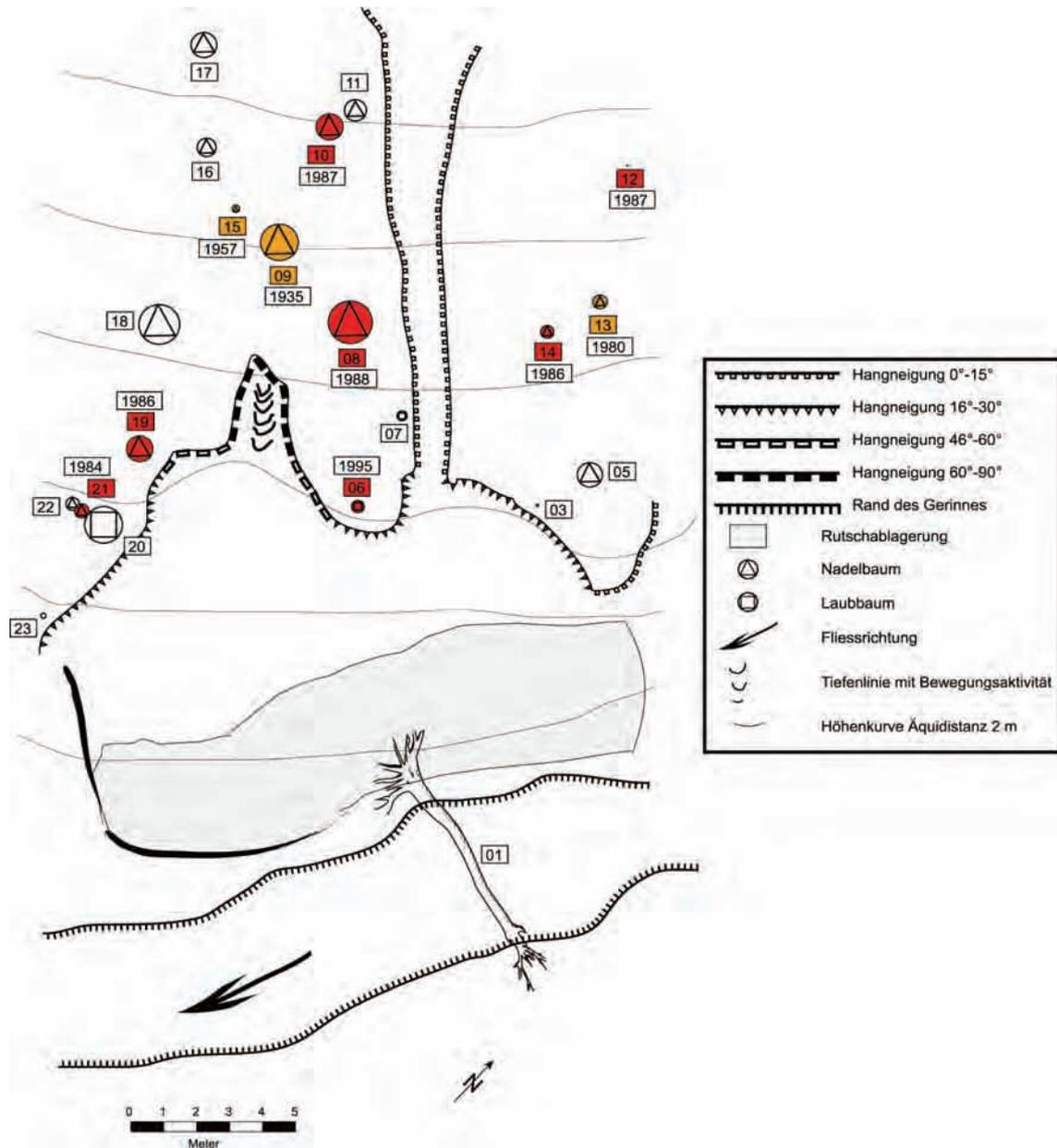


Abbildung 71: Geomorphologische Situation der Rutschung SGB im Steinibach. Die rot eingefärbten Bäume zeigen eine starke, die gelb eingefärbten eine schwache Reaktion im Zeitraum zwischen 1985 und 1995.

Die Bäume mit starker Reaktion (rot eingefärbt) in Abbildung 70 wachsen alle weniger als 4 Meter südwestlich vom Graben. Die anderen Bäume südwestlich des Grabens, die mehr als 4 Meter davon entfernt stehen, reagieren weniger stark (gelb eingefärbt) und auch zeitlich um wenige Jahre verzögert. Alle eingefärbten Bäume bilden in dieser Phase Druckholz aus, die Bäume 9, 11, 15 und 19 reagieren zusätzlich mit verändertem Wachstum. Baum 1 reagiert sehr stark mit plötzlich einsetzendem Druckholz, wobei er zu diesem Zeitpunkt noch nicht unten im Bachbett (Abbildung 70), sondern noch an der Hangkante steht. Schwierig zu eruieren ist die genaue Herkunft von Baum 1, er könnte sowohl aus der links-

seitigen als auch aus der rechtsseitigen Ausbrunnische stammen. Alle markierten Bäume reagieren mit der Ausbildung von Druckholz, was eindeutig auf Schrägstellung zurückzuführen ist.

10 Bäume reagieren im Jahre 1988 mit der Ausbildung von Druckholz, Wachstumseinbussen und einsetzender Exzentrizität (Abbildung 68 und 71). Starke Wachstumseinbrüche zeigen auch die Bäume 6, 19 und 21, die direkt an der Anrisskante stocken. Die grosse Buche (Nr. 20) ist davon kaum betroffen, es konnten keinerlei Reaktionen gefunden werden. Baum 1 ist im Jahre 2000 abgestürzt, dies entspricht dem äussersten Jahrring.

Neben den Bäumen, die mehr oder minder stark reagieren, gibt es solche, die während des gesamten analysierten Zeitraumes keine Reaktionen zeigen (Baum 5 und 17). Baum 17 steht 10 bis 15 Meter oberhalb der Anrisskante; die Rutschung hatte keinerlei Auswirkungen auf sein Wachstum. Baum 5 stockt nur 3 Meter oberhalb der Anrisskante nordöstlich der Rutschung auf einer kleinen Rippe. Die Anrisshöhe beträgt dort nur noch wenige Zentimeter, bevor sie gegen Nordosten ganz ausläuft und sich auf der Rippe verliert.

Erosions- und Rutschungsprozesse, wie sie in dieser Arbeit untersucht werden, haben einen wesentlichen Einfluss auf den Schwemmholzeintrag ins Gerinne. Um die Dynamik von Schwemmholz zu ergründen, werden nachfolgend ausgewählte Schwemmholzstücke datiert.

5.3.3 Schwemmholz

Tabelle 15 gibt einen Überblick über die Anzahl datierter Schwemmholzproben in beiden Wildbächen. Die Waldkante (letzter Jahrring des Baumes, der das Absterbejahr kennzeichnet und daher mit der Borke überdeckt ist) fehlt in 38 von 99 Fällen (meist Buche oder Tanne).

Tabelle 15: Schwemmholzproben der beiden Untersuchungsgebiete

	Brüggewaldbach	Steinibach
Beprobte Baumarten	Ta (56%), Bu (44%)	Fi (66%), Ta (34%)
Anzahl Schwemmholzproben	52	47
Davon datiert	44	39
Mit guter Datierungsqualität	31	30
Mit mässiger Datierungsqualität	13	9
Nicht datierbar	8	8

Fi = Fichte, Ta = Tanne, Bu = Buche

Die Datierung wird in 40 von 99 Fällen durch Wachstumsreduktionen erschwert oder gar verunmöglicht. Dabei kann ein extremer Wachstumseinbruch während den letzten 5-20 Jahren beobachtet werden, der von auskeilenden Jahrringen begleitet ist. Tabelle 16 zeigt, wie sich diese Wachstumseinbrüche auf Baumart und Aufnahmegebiet verteilen. Die vor allem im Brüggentalbach beobachteten Zuwachseinbrüche gegen die Waldkante sind im Steinibach weniger häufig. Während im Ersteren 25 von 52 Schwemmholzproben (48 %) davon betroffen sind, handelt es sich im Steinibach nur um 15 von 47 Proben (32 %). Die Einbrüche können sowohl schlagartig als auch kontinuierlich erfolgen (Abbildung 72).

Tabelle 16: Beobachtete Wachstumseinbrüche in den Schwemmholzproben

	Brüggentalbach		Steinibach	
	Tanne	Buche	Fichte	Tanne
Probenanzahl insgesamt	29	23	31	16
Davon Wachstumseinbrüche	12 (41%)	13 (57%)	10 (32%)	5 (31%)
Datierte Proben insgesamt	28 (97%)	16 (70%)	24 (77%)	15 (93%)
Gute Datierungsqualität	21	10	17	13
Mässige Datierungsqualität	7	6	7	2
Nicht datierbar	1 (3%)	7 (30%)	7 (23%)	1 (7%)

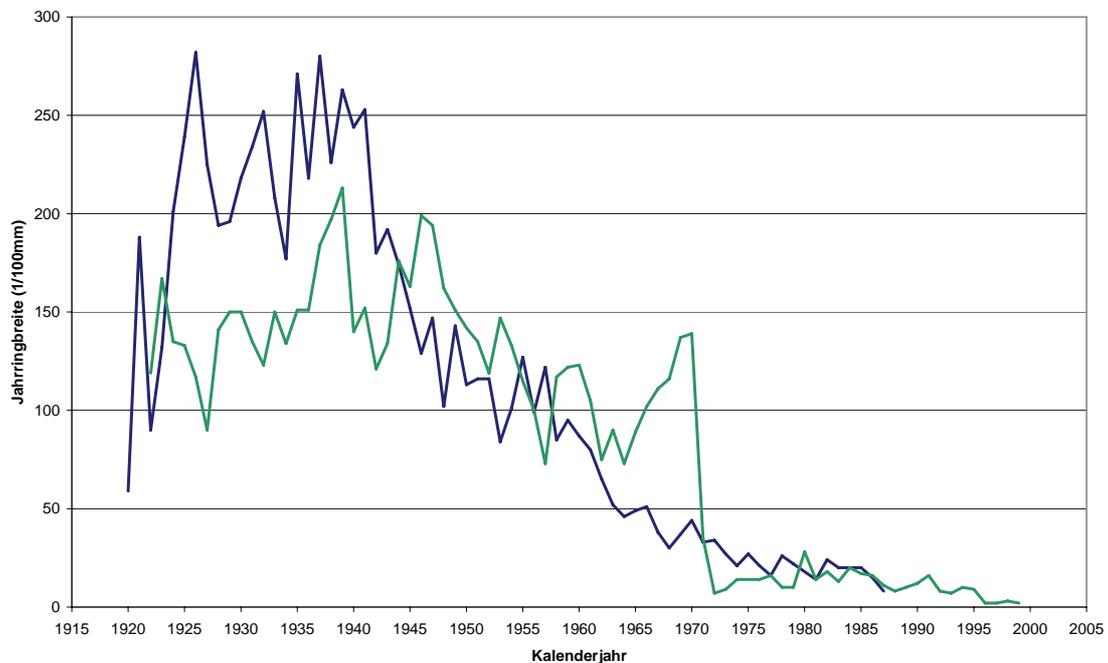


Abbildung 72: Zwei Beispiele von Jahrringbreitenkurven von Schwemmholz mit starkem Wachstumseinbruch gegen die Waldkante. In grün ein Beispiel für plötzliche Reduktion, in blau für kontinuierliche Wachstumsreduktion.

Im Brüggewaldbach werden Schwemmholzproben sowohl aus ufernahen Einhängen als auch direkt aus dem Hochwasserbereich entnommen, während die Einhänge des Steinibaches zu wenig datierbare Schwemmholzproben aufweisen und deshalb nur noch Schwemmhölzer direkt aus dem Hochwasserbereich beprobt werden (Tabelle 17). Nicht aus jeder Kategorie können gleich viele Proben entnommen werden, da der Brüggewaldbach mit 472 Holzstücken im Vergleich zum Steinibach mit 679 Holzstücken weniger Schwemmholz aufweist (Rickli und Bucher 2006). Hinzu kommt, dass die Proben im Brüggewaldbach im Schnitt kleiner sind und der Anteil an ganzen Bäumen oder Stämmen mit Stock wesentlich kleiner ist als im Steinibach und dass Tannen- und Fichtenholz im Feld schwierig zu unterscheiden ist. In beiden Bächen fällt die Datierung der Schwemmholzstücke von Tanne mit einer Erfolgsquote von 98 % erfolgreicher aus als diejenige des Buchenholzes im Brüggewaldbach (Erfolgsquote 70 %) oder des Fichtenholzes im Steinibach (Erfolgsquote 77 %).

Tabelle 17: Anzahl der Schwemmholzproben des Brüggewaldbaches (BWB) und des Steinibaches (SB) pro Zersetzungsgrad (ZG)

Bach	Wasser kontakt	BA	Anzahl Bäume		
			ZG 1	ZG 2	ZG 3
BWB	Ja	Tanne	5 (5)	4 (4)	9 (9)
BWB	Nein	Tanne	1 (1)	5 (4)	5 (5)
BWB	Ja	Buche	8 (6)	1 (0)	1 (0)
BWB	nein	Buche	4 (3)	4 (3)	5 (4)
SB	Ja	Tanne	7 (7)	4 (4)	5 (4)
SB	Ja	Fichte	9 (4)	11 (11)	11 (9)

Zersetzungsgrad (ZG): 1 = fest, 2 = Schraubenzieher dringt max. 1mm ins Holz, 3 = Schraubenzieher dringt bis 1 cm ins Holz (nach Keller 2005).

Ziffern: Zahlen ohne Klammern beziehen sich auf die beprobte Menge, Zahlen in Klammern stehen für die datierten Proben

Im Brüggewaldbach ist die mittlere Verweildauer des Tannenholzes etwas höher als diejenige des Buchenholzes, im Gegensatz dazu beträgt die mittlere Lebensdauer des Buchenholzes 8 Jahre mehr (Tabelle 18). Auch im Steinibach ist die mittlere Verweildauer des Tannenholzes höher als diejenige des Fichtenholzes, ebenso verhält sich die mittlere Lebensdauer umgekehrt, sie ist für das Fichtenholz um 13 Jahre höher.

Tabelle 18: Lebensdauer und Verweildauer der Schwemmholzproben des Brüggewaldbaches (BWB) und des Steinibaches (SB)

Bach		Lebensdauer in Jahren	Verweildauer in Jahren
BWB	Mittel und Streuung (n=44)	79 ± 23.1	18 ± 7.3
BWB	Median aller Proben	78	19
BWB	Mittel und Streuung der Buchen (n=16)	84 ± 22.8	15 ± 9.4
BWB	Median der Buchen	78	15
BWB	Mittel und Streuung der Tannen (n=28)	76 ± 23.3	19 ± 5.5
BWB	Median der Tannen	77	21
SB	Mittel und Streuung (n=39)	79 ± 37.9	12 ± 8.3
SB	Median aller Proben	74	9
SB	Mittel und Streuung der Fichten (n=24)	84 ± 35.2	12 ± 7.7
SB	Median der Fichten	89	11
SB	Mittel und Streuung der Tannen (n=15)	71 ± 42.0	19 ± 9.5
SB	Median der Tannen	59	9

Tabelle 19: Verweildauer der Schwemmholzproben des Brüggewaldbaches (BWB) und des Steinibaches (SB) pro Zersetzungsgrad (ZG)

Bach		ZG 1	ZG 2	ZG 3	Total (n)
BWB	Mittel und Streuung	15 ± 8.0	19 ± 8.0	19 ± 6.1	
BWB	Anzahl	15	11	18	44
BWB	Mittel und Streuung Buchenholz	16 ± 9.4	17 ± 15.0	13 ± 7.0	
BWB	Anzahl	9	3	4	16
BWB	Mittel und Streuung Tannenholz	14 ± 5.9	20 ± 4.9	21 ± 4.5	
BWB	Anzahl	6	8	14	28
SB	Mittel und Streuung	11 ± 7.5	10 ± 6.6	16 ± 9.9	
SB	Anzahl	11	15	13	39
SB	Mittel und Streuung Fichtenholz	12 ± 7.9	11 ± 7.3	14 ± 8.6	
SB	Anzahl	4	11	9	24
SB	Mittel und Streuung Tannenholz	11 ± 7.8	7 ± 2.9	15 ± 11.0	
SB	Anzahl	7	4	4	15

Zersetzungsgrad (ZG): 1 = fest, 2 = Schraubenzieher dringt max. 1mm ins Holz, 3 = Schraubenzieher dringt bis 1 cm ins Holz.

In beiden Bächen steigt die Verweildauer nicht eindeutig mit zunehmendem Zersetzungsgrad (Tabelle 19). Im Steinibach weisen sowohl die Fichten als auch die Tannen für den Zersetzungsgrad 2 eine geringere mittlere Verweildauer auf als für den Zersetzungsgrad 1. Die absoluten Zahlenwerte sind jedoch aufgrund ihrer grossen Streuung und dem geringen Unterschied zwischen den Kategorien nicht sehr aussagekräftig.

Die beiden Bäche unterscheiden sich in Bezug auf die Verteilung der Verweildauer (Abbildung 73). Der Zeitpunkt 0 der Abbildung 73 entspricht dabei dem Kalenderjahr der Probenentnahme (Brüggewaldbach 2004, Steinibach Frühling 2005). Die Schwemmholzstücke (im folgenden SHS genannt) im Brüggewaldbach weisen eine längere Verweildauer auf (mittlere Verweildauer = 18 Jahre) als im Steinibach (mittlere Verweildauer = 12 Jahre). Beide Bäche weisen je ein grösseres Ereignis auf (Brüggewaldbach 1982 mit 7 SHS, Steinibach 1996 mit 10 SHS). Ansonsten summieren sich nur maximal 5 SHS pro Jahr. Die durchschnittliche Anzahl SHS pro Jahr liegt im Brüggewaldbach mit 1.42 SHS etwas höher als im Steinibach mit 1.15 SHS. Die mittlere Stückzahl pro Jahr mit Eintragsereignis (beim Brüggewaldbach 19, beim Steinibach 17) beträgt im Brüggewaldbach 2.32 und im Steinibach 2.29 SHS.

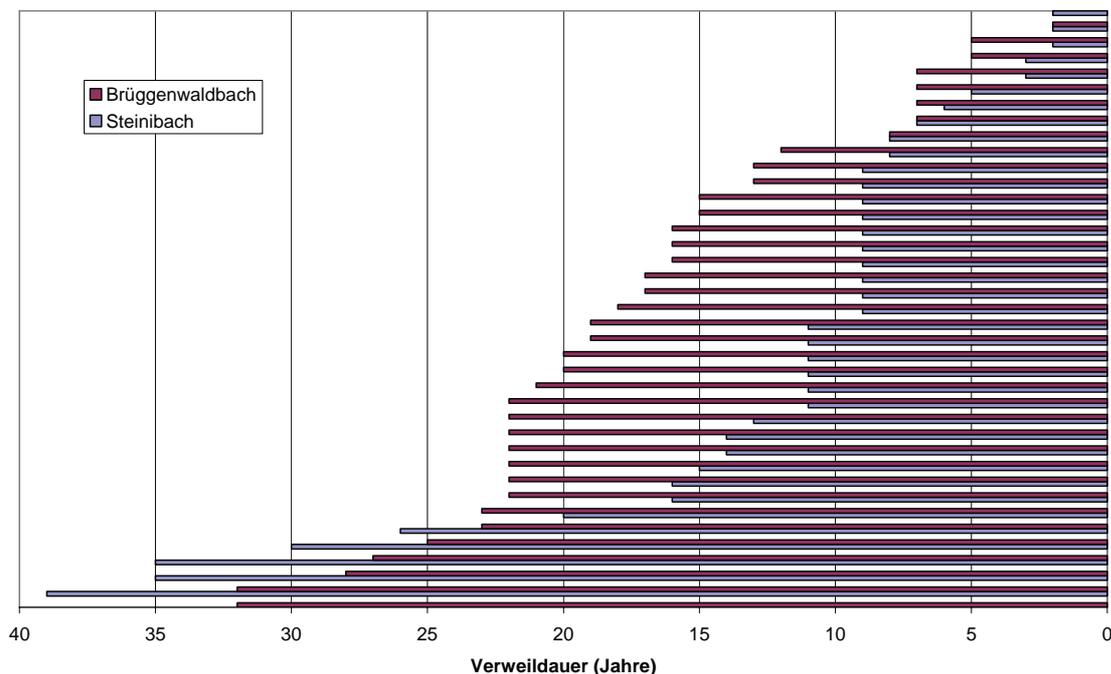


Abbildung 73: Vergleich der Verweildauer des Schwemmholzes der beiden Bäche (rot: Brüggewaldbach, blau: Steinibach).

Der Verweildauer aller beprobten Schwemmhölzer gemäss den drei Kategorien „Stammteil“ (n = 45), „Stammteil mit Stock“ (n = 27) und „Ganzbaum“ (n = 11) weist pro Kategorie ähnliche Werte auf (Abbildung 74). Das durchschnittliche „Stammteil“ verweilt mit 15 Jahren etwas länger im Gerinne als das „Stammteil mit Stock“ (14 Jahre) und der „Ganzbaum“ (12 Jahre).

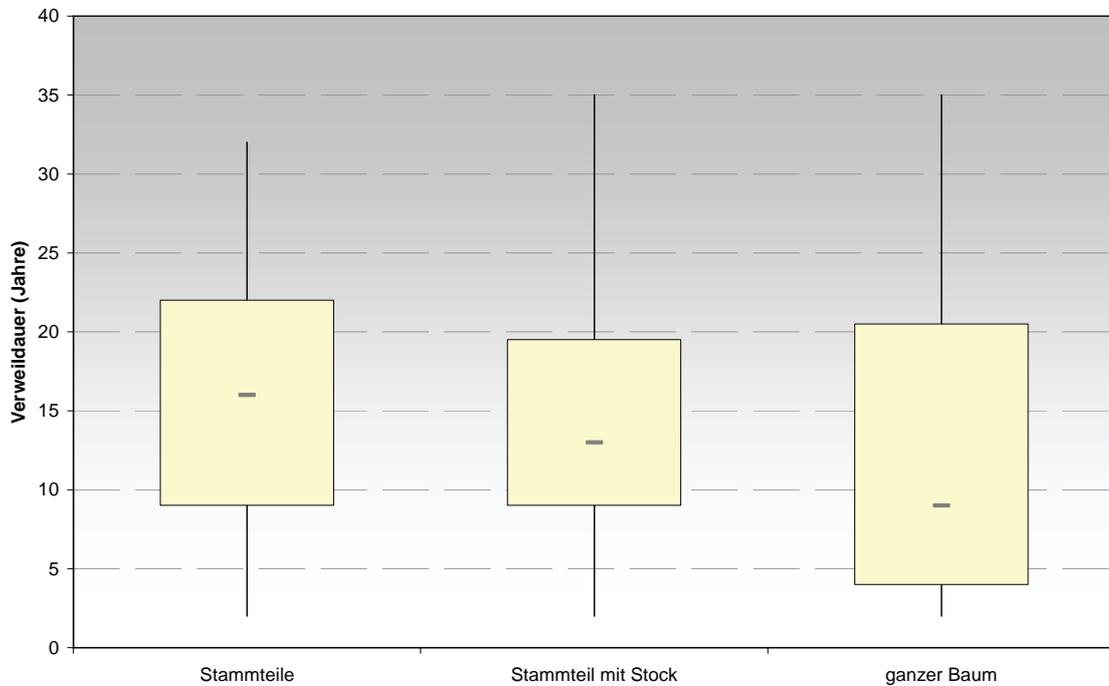


Abbildung 74: Boxplots der Verweildauer der beprobten Schwemmh Holzstücke aus beiden Bächen. Die drei Kategorien charakterisieren die Vollständigkeit der Baumgestalt (Art des Schwemmh Holzstückes).

Die Verweildauer korreliert weder mit dem Mittendurchmesser (Abbildung 75 oben) noch mit der Länge (Abbildung 75 unten), das Bestimmtheitsmass (R^2) beider Auswertungen ist sehr klein. Ältere Schwemmhölzer sind tendenziell kürzer.

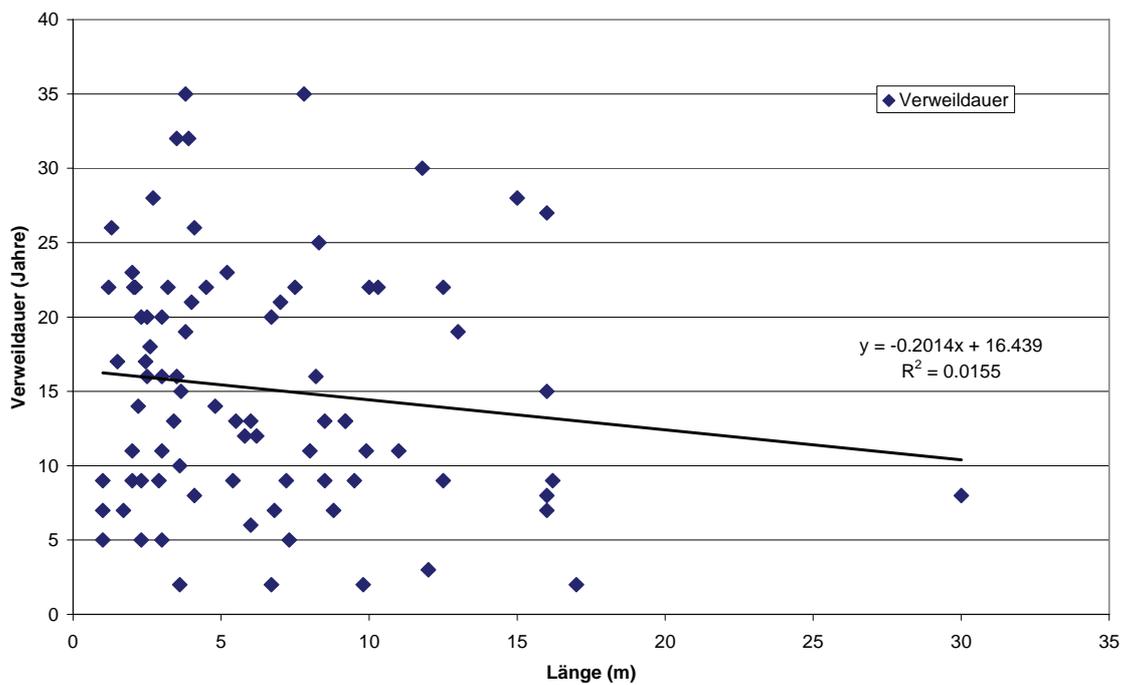
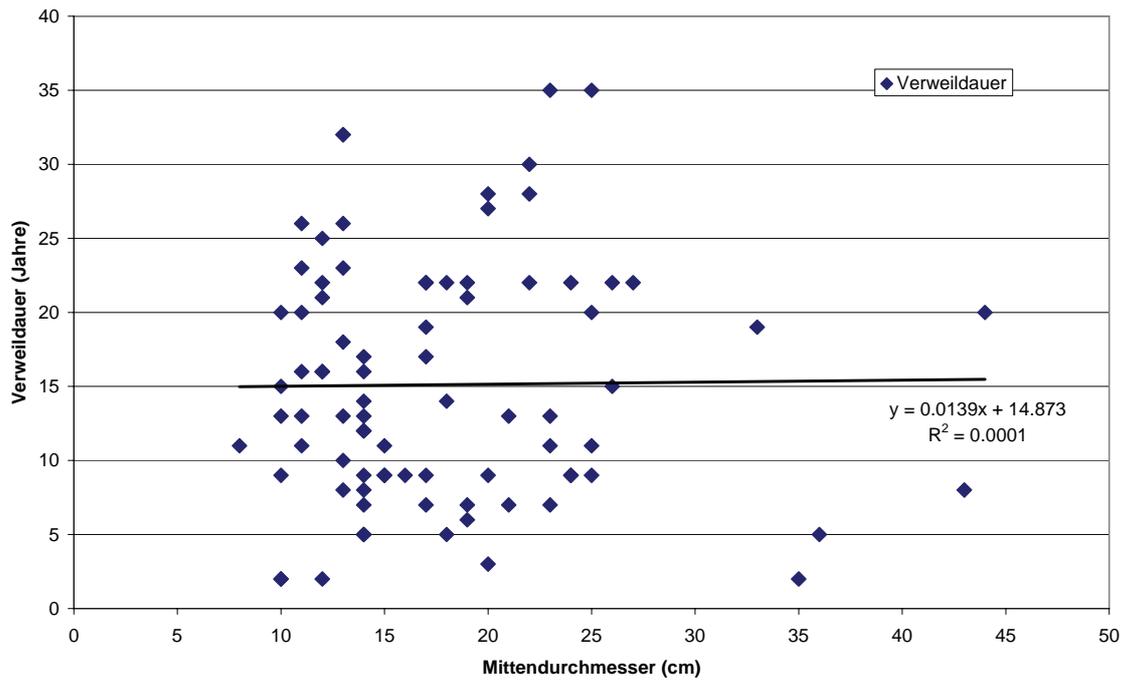


Abbildung 75: Korrelationen der Verweildauer der Schwemmholzstücke beider Bäche mit dem Mittendurchmesser (oben) und der Länge (unten).

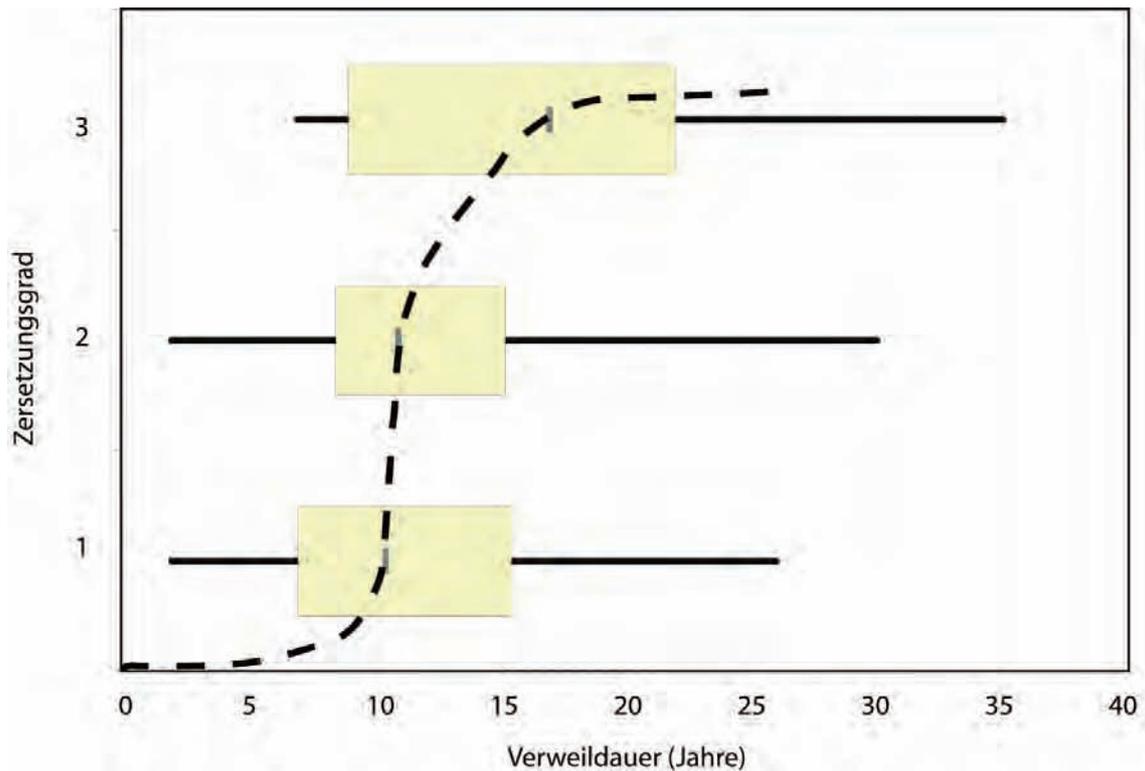


Abbildung 76: Zersetzungsgeschwindigkeit der Nadelholzproben aus dem Hochwasserbereich in Form von Boxplots pro Zersetungsgrad. Die gestrichelte Linie zeigt den sigmoiden Verlauf der Abbaukurve.

Die Verweildauer in Abhängigkeit des Zersetungsgrades wird für alle Nadelholzproben aus dem Hochwasserbereich in Form von Boxplots ausgewertet (Abbildung 76). Die entsprechende mittlere Verweildauer beträgt für die Proben des ersten Zersetungsgrades 11.8 ± 6.9 , für den zweiten Zersetungsgrad 12.7 ± 7.7 und für den dritten Zersetungsgrad 17.1 ± 8.3 . Da sich die Streuungsbereiche der drei Klassen stark überschneiden, sind die Unterschiede der drei Klassen nicht signifikant. Die Schwemmholzproben weisen in den ersten Jahren, nachdem sie als Frischholz ins Gerinne geraten sind, nur eine geringe Zersetzungsrates auf. Nach dieser Initialphase beschleunigt sich die Zersetzungsrates und der Zersetungsgrad 2 wird rasch im Mittel nach 12 Jahren erreicht. Zersetungsgrad 3 weist die grösste Streuung auf und wird durchschnittlich erst nach 17 Jahren erreicht. Dies deutet darauf hin, dass die Zersetzung nicht exponential zunimmt, sondern sich wieder verlangsamt und, dass die entsprechende Abbaukurve sigmoid verläuft.

5.4 Ursachenanalyse im Prozesssystem

Die obigen Resultate der Freilegungsdatierung von erosiv beeinflussten Wurzeln, der Rutschungsaktivität und der Datierungen von Schwemmholz werden hier mit den Niederschlagswerten verglichen. Die Korrelationen von Dreimonats- und Monatssummen des Niederschlags mit der Jahressumme der Wurzelfreilegungen, der Rutschungsaktivität und dem Absterbezeitpunkt der Schwemmhölzer ergeben sowohl im Brüggewaldbach als auch im Steinibach durchwegs sehr kleine Werte (Bestimmtheitsmass: R^2).

Tendenziell scheinen die Wurzeln eher im Frühjahr freigelegt zu werden (Brüggewaldbach $R^2 = 0.067$; Steinibach $R^2 = 0.041$). Auch die Rutschung SGA im Steinibach scheint durch die Frühlingsniederschläge beeinflusst ($R^2 = 0.069$), während das Schwemmholz im Brüggewaldbach tendenziell eher durch Niederschläge im Sommer entsteht ($R^2 = 0.128$). Alle anderen Korrelationswerte liegen unterhalb dieser Werte.

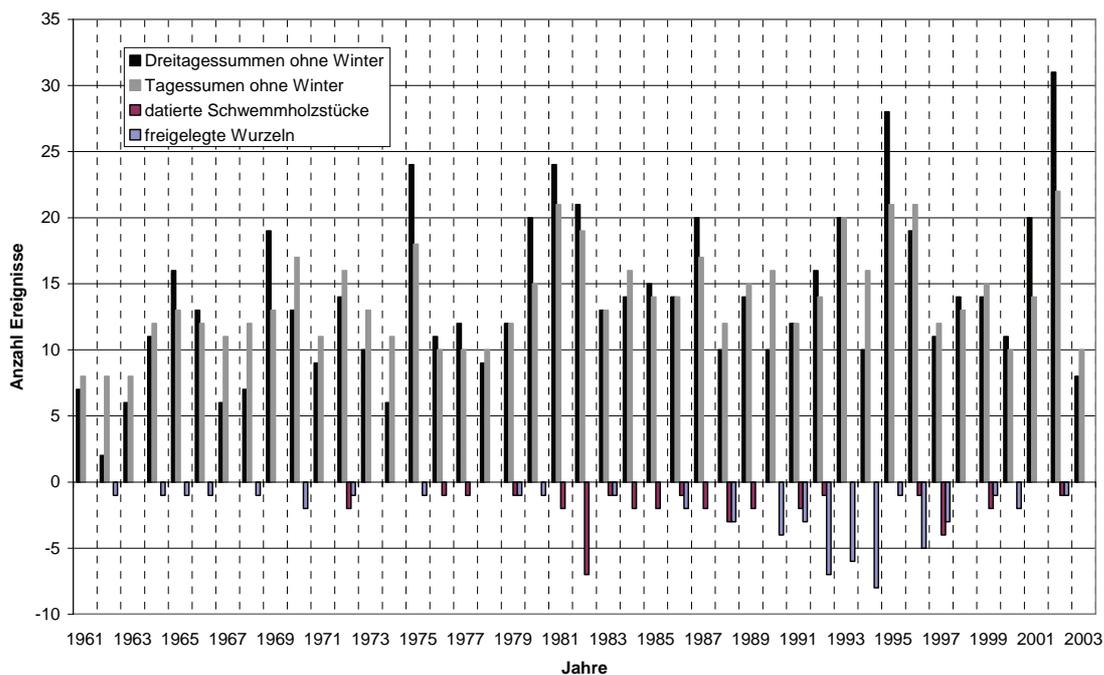


Abbildung 77: Vergleich zwischen Niederschlags- und dendrodatierten Ereignissen im Brüggewaldbach.

Auch die Extremwertanalysen führen zu kleinen Korrelationswerten (Tabelle 20). Abbildung 77 zeigt die zugrundeliegenden Datenreihen im Brüggewaldbach. Deutlich erkennbar sind die vielen Wurzelfreilegungen in den Jahren 1990 bis 1996, diese Periode ist nicht durch viele Niederschlagsereignisse geprägt, die Wurzelfreilegungen können damit nicht erklärt werden. Das Jahr 1982, in welchem

7 Schwemmhölzer abgestorben sind, weist etwas mehr Niederschlagsereignisse als die Jahre zuvor auf.

Tabelle 20: Korrelationsmatrix (R^2) der Niederschlagsextreme mit der Anzahl freigelegter Wurzeln, datierten Schwemmhölzern und Rutschungsaktivitäten.

	Wurzel- freilegung (R^2)	Schwemm- holz (R^2)		
Brüggentalbach				
Dreitagessummen ohne Winter	0.002	0.046		
Tagessummen ohne Winter	0.084	0.072		
Steinibach	Wurzel- freilegung (R^2)	Schwemm- holz (R^2)	SGA (R^2)	SGB (R^2)
Dreitagessummen ohne Winter	0.004	0.001	0.007	0.000
Tagessummen ohne Winter	0.006	0.000	0.007	0.000

In der Abbildung 78 wird der Steinibach im Zeitraum zwischen 1955 und 2003 betrachtet, deutlich erkennbar sind die Jahre 1983 und 1997 in welchen viele Wurzeln freigelegt wurden. Das vermehrte Auftreten dieser Wurzelfreilegungen kann nicht mit den Niederschlagsextremen erklärt werden. In den Jahren 1994 und 1996 sind merklich viele Schwemmhölzer entstanden, beide Jahre weisen im Vergleich zu den Vorjahren mehr Extremniederschläge auf.

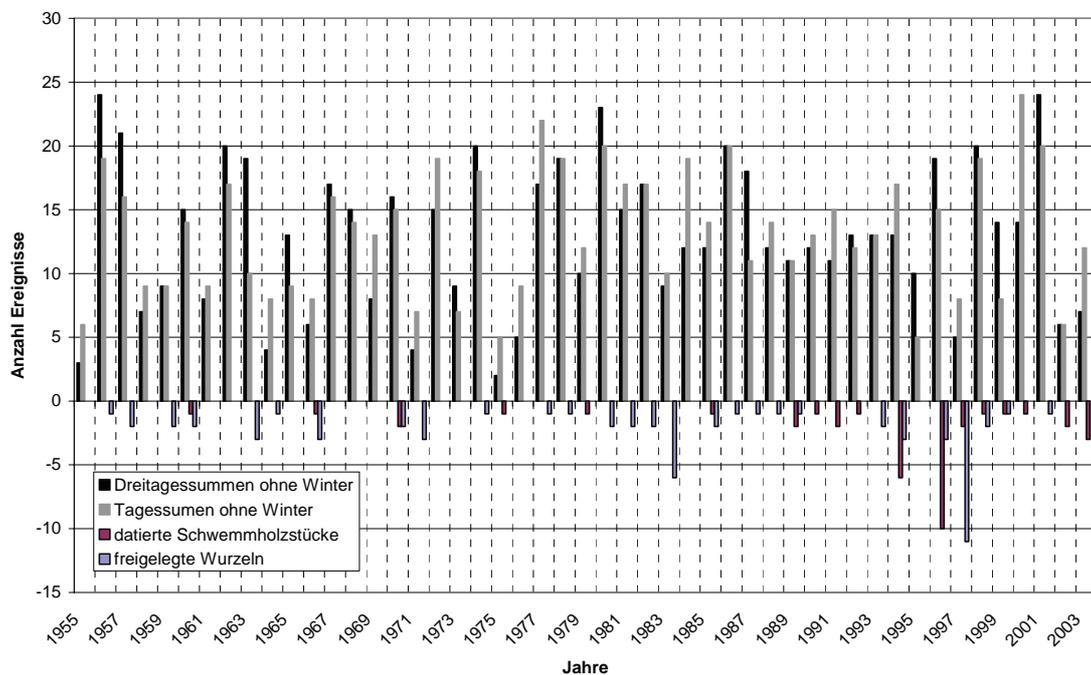


Abbildung 78: Vergleich zwischen Niederschlags- und dendrodatierten Ereignissen im Steinibach.

6 Diskussion

6.1 Freilegungsdatierung von Wurzeln

Basierend auf den im vorhergehenden Kapitel gezeigten Beispielen von freigelegten Wurzeln werden die beschriebenen anatomischen Veränderungen im Hinblick auf ihre Eignung als Freilegungsmerkmale diskutiert.

6.1.1 Freilegung der Nadelholzwurzeln

Die in dieser Studie präsentierten Beispiele von Freilegungsreaktionen äussern sich bei Fichte, Tanne und Eibe gleichartig. Dies deckt sich mit den Ergebnissen von Gärtner (Gärtner et al. 2001, Gärtner 2003a), der ebenfalls die Freilegungsreaktion von mitteleuropäischen Nadelholzarten untersucht. Analog können auch die einzelnen Freilegungsprozesse mit den Ergebnissen von Gärtner verglichen werden.

Betrachtet man beispielsweise Abbildung 27, so lässt diese deutliche und schnelle Freilegungsreaktion auf eine entsprechend schnelle und vollständige Freilegung der Wurzel aufgrund eines intensiven Erosionsereignisses am entsprechenden Ort schliessen. Die Freilegung bewirkt eine andauernde Reduktion des mittleren Frühholz-Zelllumens auf ca. 60%. Diese Interpretation deckt sich mit den Erkenntnissen von Gärtner (2003a).

Die weitere Analyse der Zellgrössenverteilung innerhalb des Frühholzes desselben Beispiels erlaubt zusätzlich auch die saisonale Eingliederung der Freilegung und gibt Hinweise für die genaue Rekonstruktion des Freilegungsprozesses. Ähnlich können auch Veränderungen im Spätholz Hinweise zum Freilegungsprozess enthalten. Abbildung 29 und 30 zeigen eine Veränderung von einem schmalen wenige Zellreihen breiten Spätholzbereich dünnwandiger Zellen zu einem breiten Bereich mit dickwandigen teilweise rundlichen Zellen. Die Strukturveränderungen im Spätholz erfolgen bereits vor der Freilegung. Gemäss Gärtner (2003a,b) erfolgen die Veränderungen im Spätholz bereits im Boden aber nahe der Bodenoberfläche, während die Reduktion der Frühholzzellen als eindeutiges Merkmal der Freilegung herangezogen werden kann.

Bei den gezeigten Beispielen der Laubholzwurzeln treten ähnliche anatomische Strukturveränderungen auf. Es werden anschliessend entsprechende Analogien zwischen Laubholzwurzeln und Nadelholzwurzeln besprochen.

6.1.2 Freilegung der Eschenwurzeln

Sahling (2007) weist die Eignung der Buche für Erosionsrekonstruktionen nach, wobei er sich auf die Gefässcharakteristik konzentriert. Im Gegensatz dazu werden im Rahmen der vorliegenden Studie sowohl Fasergewebe als auch Gefässe analysiert. Dabei kann bei der Esche eine Freilegungsreaktion definiert werden. Analog den Nadelholzwurzeln, werden anschliessend die gezeigten Beispiele von freigelegten Eschenwurzeln und ihre Besonderheiten diskutiert.

Die Abbildungen 38 und 40 zeigen eine deutliche und gleichartige Reaktion der Faserzellen, während die Reaktion der Gefässe uneinheitlich verläuft. Die Reaktion der Faserzellen zeichnet sich durch eine andauernde Reduktion der Faserlumina auf 50 % des langjährigen Mittels aus. Diese Reaktion ist identisch mit derjenigen, die Gärtner et al. (2001) in freigelegten Nadelholzwurzeln beschreibt. Mit Hilfe der Analyse von Nadelholzwurzeln, die am gleichen Mikrostandort freigelegt worden sind, kann diese Reaktion der Eschenwurzeln dadurch, dass sie im selben Jahr auftritt, eindeutig als Freilegungsreaktion identifiziert werden. Starke Reaktionen, die vom einen aufs nächste Jahr eine Reduktion um mehr als 50% zeigen, weisen analog wie bei den Nadelholzwurzeln auf eine plötzliche und schnelle Freilegung hin.

Die Freilegungsreaktionen verlaufen oft stufig. So fällt die Reaktion der Faserlumina von Probe S1Au016a in Abbildung 40 zwischen 1984 und 1988 auf 60% und nach 1988 auf ein Niveau unter 50% des langjährigen Mittels. Auch die Faserzelllumina der Probe B1Au042d (Abbildung 38, 39) stagnieren vor der Freilegung 7 Jahre auf einem Niveau von ca. 70 % des vorgängigen langjährigen Mittels. Mögliche Einflüsse auf die Variabilität dieser Strukturveränderungen haben exogene Faktoren wie Sonnenstrahlung, Temperatur und Niederschlag. Diese Einflüsse nehmen mit abnehmender Bodenbedeckung zu. Werden Wurzeln vollumfänglich freigelegt, so entfällt jegliche Pufferwirkung durch den Boden. Analog der Freilegungsreaktion der Nadelholzwurzeln wäre die Reduktion des Zelllumens und die gleichzeitige Verstärkung der Zellwände ein Ausdruck veränderter mechanischer Eigenschaften, die zu einer Stabilisierung der Struktur führten (Gärtner et al. 2001). Dies würde bedeuten, dass diese intermediären Reduktionsniveaus entweder auf eine Annäherung an die Bodenoberfläche oder eine partielle

Freilegung hindeuten würden. Beide Hypothesen wären aufgrund der geomorphologischen Situation der zwei entsprechenden Beispiele denkbar.

Die Wurzel S1Au012d (Abbildung 41) zeigt im Gegensatz zu den ersten beiden Beispielen eine kontinuierliche Reduktion der mittleren Zelllumina in den vier Jahren vor der Freilegung im Jahre 1997 auf. Diese Besonderheit deutet auf einen kontinuierlichen Prozess hin, der eine vollumfängliche Freilegung ab 1997 bewirkt hat. Ab dem Jahr 1997 hat die Wurzel keinen Bodenkontakt mehr, was zu einer veränderten mechanischen Situation führt. Um die gravitativen Kräfte, die auf die freigelegte, hängende Wurzel einwirken, aufnehmen zu können, reagiert der Baum mit der Verstärkung der Faserzellen. Die Verstärkung der Faserzellen tritt bereits ab 1993 auf, was im Umkehrschluss darauf hindeutet, dass bereits ab dem Jahr 1993 eine mechanische Veränderung der Wurzelumgebung einsetzt. Es scheint daher naheliegender, dass die stufige oder kontinuierliche Reduktion der Faserzellen auf eine partielle Freilegung hindeutet, die einen grösseren Einfluss auf die Mechanik und die exogenen Einflüsse haben muss als die blossen Annäherung an die Bodenoberfläche. Es kann daher spekuliert werden, dass der oberste Teil der Wurzel S1Au012d im 1993 freigelegt worden ist (Abbildung 79). Später wird ein grösserer Teil der Wurzel bis 1997 allmählich freigelegt, was die schrittweise Reduktion der Faserzelllumina verursacht. In Bezug auf die Geomorphodynamik des Freilegungsprozesses der Eschenwurzel aus Abbildung 41 sind zwei Erosionsphasen auszumachen: die erste Phase ist geprägt von langsamer, kontinuierlicher Erosion mit einer Erosionsrate von ungefähr 1 cm/Jahr und dauert von 1993 bis 1997. Nach der vollständigen Freilegung im Jahre 1997 sind keine weiteren Informationen über die zweite Phase aufgrund holzanatomischer Merkmale verfügbar. Da die Wurzel sich in einem Gully befindet (Abbildung 42), ist es naheliegend, dass ein oder mehrere Starkniederschlagsereignisse aufgetreten sind, die eine Zunahme der lokalen Erosion bewirkt haben. Diese Vermutung wird durch die zur Verfügung stehenden Daten der Niederschlagsmessstation Schüpfheim unterstützt (Abbildung 80). Die Regenmenge in den Jahren 1999 und 2004 war aussergewöhnlich hoch. In beiden Jahren handelt es sich um sehr feuchte Sommer (2 der 6 feuchtesten Sommer seit 1950). Zwischen 1999 und 2004 liegt der jährliche Niederschlag über dem langjährigen Mittel, was der Grund für eine grössere Erosionsrate ist. Aufgrund der geomorphologischen Aufnahme wird für die zweite Phase von 1997 bis 2004 mit ca. 6.5 cm/Jahr eine grössere Erosionsrate berechnet (Abbildung 79).

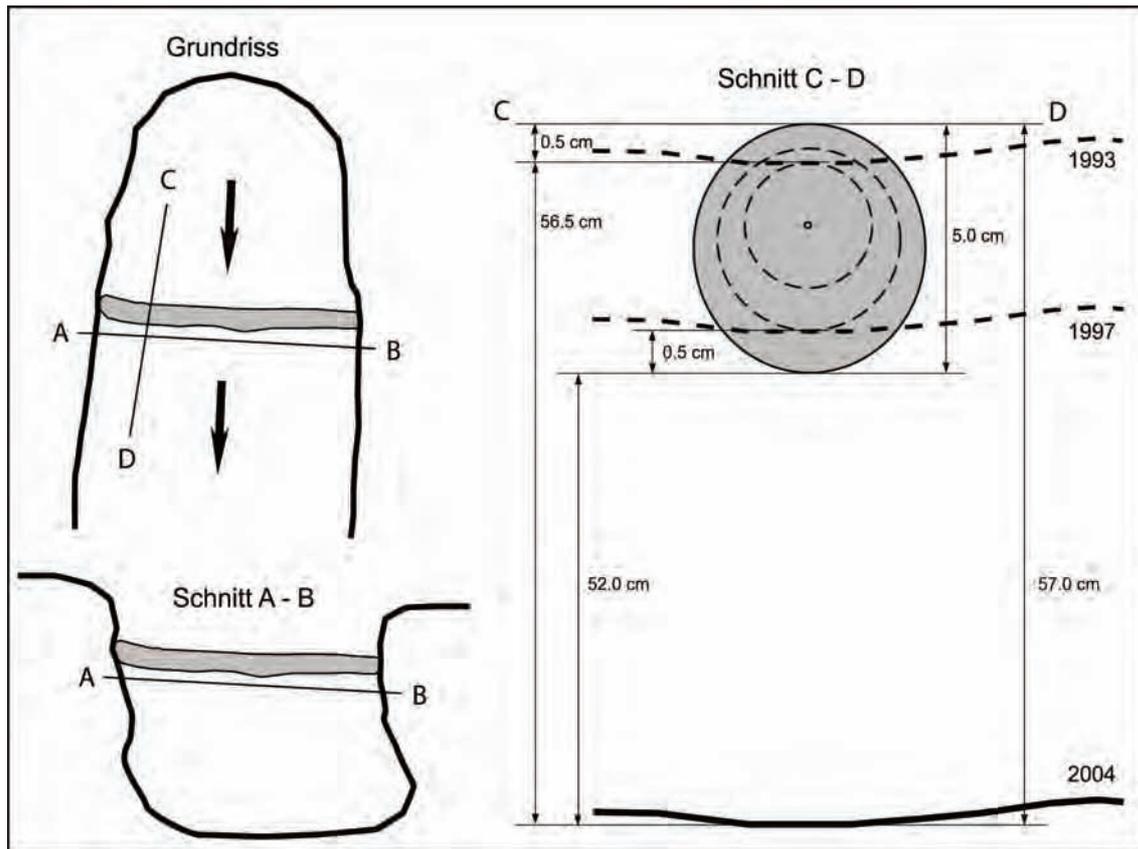


Abbildung 79: Schematische Skizze der Situation und der Ansicht einer in einem Gully gelegenen Eschenwurzel (siehe auch Abb. 41 und 42). Die durchgezogene, dicke Linie des Schnittes C – D illustriert die aktuelle Bodenoberfläche (2004), die gestrichelten, dicken Linien ihre rekonstruierte Lage in den Jahren 1993 und 1997. Die gestrichelten dünnen Linien innerhalb des Wurzelquerschnittes (graue Fläche) weisen auf die Jahrringe 1993 und 1997 hin, während dieser Zeitspanne wurde die Wurzel kontinuierlich freigelegt.

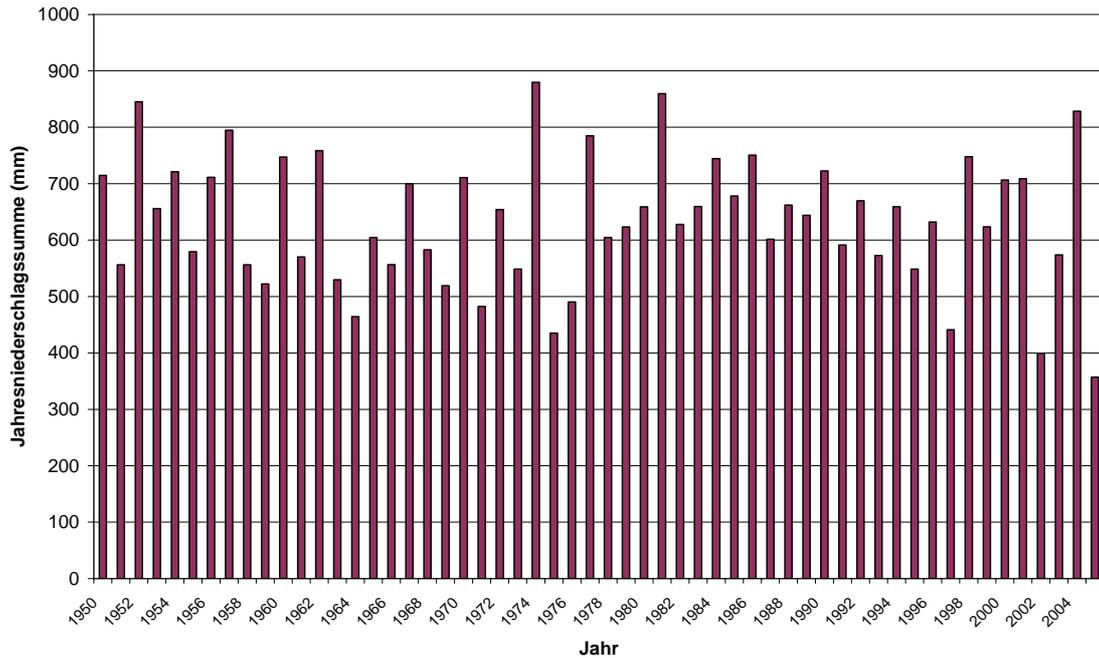


Abbildung 80: Jährliche Niederschlagssummen (1950 bis 2005) der Niederschlagsmessstation Schüpfheim.

In Abbildung 43 ist eine freigelegte Eschenwurzel zu sehen, die keine Freilegungsreaktion zeigt. Im Vergleich zu den anderen drei Beispielen hat diese Wurzel von Beginn an eher kleine mittlere Faserlumenwerte (zwischen 125 und 225 μm^2 schwankend im Gegensatz zu den anderen, die anfänglich zwischen 175 bis 250 μm^2 schwanken). Es kann daher vermutet werden, dass sich diese Wurzel entweder nahe der Bodenoberfläche mit nur wenigen Millimetern Überdeckung oder sogar in der Bodenauflage (Humus, Moospolster) entwickelt hat. Die damit verbundenen mechanischen Stabilitätsanforderungen könnten erklären, weshalb sie im Vergleich zu den anderen Eschenwurzeln gleich von den ersten Jahren an sehr kleine mittlere Lumenwerte aufweist. Als eindeutiges diagnostisches Merkmal der Freilegung wird jedoch die Reduktion der Faserzelllumina um 50% und darüber hinaus im direkten Vergleich mit den Zellgrößen der vorausgegangenen Jahre im gleichen Querschnitt herangezogen. Da diese Reduktion bei der Probe aus Abbildung 43 aufgrund der erwähnten möglichen Ursachen nicht erfolgt, kann die Freilegung nicht datiert werden.

Ein in dieser Studie häufig beobachtetes Phänomen sind einzelne Jahrringe, die sehr kleine Faserlumina aufweisen (In Abbildung 41 beispielsweise die Jahre 1968 oder 1987). Meistens sind diese Jahrringe sehr schmal und nur wenige Zellreihen breit. Schmale Jahrringe können physiologisch oder klimatisch bedingt auftreten (Priya und Bhat 1998, Schöne und Schweingruber 1999). Wurzeln werden durch das Wachstum des oberirdischen Anteils des Baumes stark beeinflusst, dieser

versorgt die Wurzeln weitgehend mit Photosyntheseprodukten. Physiologisch oder klimatisch bedingte schmale Jahrringe mit kleinen Faserzelllumina unterscheiden sich von einer Freilegungsreaktion durch ihre meist auf ein Jahr beschränkte Dauer der Reduktion. Nur bei einem Beispiel können zwei reduzierte Jahre nacheinander beobachtet werden, wohingegen eine Freilegungsreaktion als eine irreversible Reduktion definiert ist.

Die Interpretation der Resultate zeigt, dass die Veränderung in den Faserzellen der Esche als ein verlässliches Kriterium für die Freilegungsdatierung gewertet werden kann und die Wurzeln der Esche wie die Nadelholzwurzeln benutzt werden können, um den Freilegungszeitpunkt zu bestimmen (Hitz et al. 2008 a). Daraus kann je nach Lokalität eine Erosionsrate bestimmt werden, teilweise können zudem weitere Schlüsse bezüglich des Erosionsprozesses aus der Analyse der Anatomie der Wurzel gezogen werden (Hitz et al. 2008b).

6.1.3 Merkmale der Freilegung und deren Datierung

Sowohl die Freilegungsreaktionen von Nadelhölzern und der Esche als auch andere Hinweise, die mit einer Freilegung in Zusammenhang gebracht werden können, wie Reaktionsholz, werden in dieser Studie zur Freilegungsdatierung berücksichtigt. Die erwähnten Merkmale lassen sich in spezifische (wie die Freilegungsreaktion) und unspezifische (wie Reaktionsholz) Strukturveränderungen unterscheiden.

6.1.3.1 Diagnostische Freilegungsmerkmale

Im Gegensatz zu den unspezifischen Strukturveränderungen sind diagnostische Freilegungsmerkmale Strukturveränderungen, die sich als direkte Reaktion auf Freilegung ausbilden und somit eindeutig ursächlich mit der Freilegung verknüpft sind.

Ältere Studien verschiedener Autoren bestätigen sehr heterogene Veränderungen von freigelegten Baumwurzeln im Vergleich zu nicht freigelegten derselben Baumarten (Kny 1908, Liese 1924, Vater 1927, Wagenhoff 1938, Patel 1965, Fayle 1968, Köstler et al. 1968, Cutler 1976). Ebengenannte Werke fokussieren auf holzanatomische und holzphysiologische Aspekte, in Bezug auf geomorphologische Anwendungen fehlt diesen Beschreibungen die exakte Relation zur Oberfläche (Gärtner 2002). So ist in keinem Werk genau genannt, wie tief unterhalb der Oberfläche sich nicht freigelegte Wurzeln befinden. Wie Gärtner et al. (2001) feststellen, finden strukturelle Veränderungen bereits mit der Annäherung an die

Bodenoberfläche statt. Es ist daher schwierig, die in dieser Studie festgestellten Veränderungen der Esche mit den älteren Werken zu vergleichen. Einzelne Studien (Cournoyer und Bégin 1992) beschreiben anatomische Veränderungen aufgrund von Einerdung und Wiederfreilegung im Stammholz der Esche. Den Autoren fallen nach der Einerdung vorwiegend die geringere Anzahl an grossen Gefässen, respektive eine Homogenisierung der Gefässgrössen innerhalb eines Jahrringes und die vermehrte Gruppierung der Gefässe zu radialen Reihen, sowie als Folge davon ein Wechsel der Gefässanordnung von ringporig zu zerstreutporig auf. Neben den anatomischen Veränderungen der Gefässe beschreiben die Autoren auch eine Abnahme der Zellwandstärke der Faserzellen, was grössere Lumen zur Folge hat. Dieser optische Eindruck wird leider nicht mit entsprechenden Vermessungen quantifiziert. Die Autoren weisen zudem darauf hin, dass aufgrund der anatomischen Veränderungen sowohl die zeitlichen (in Bezug auf die Jahrringe, die betroffen sind) als auch die räumlichen (in Bezug auf das Einerdungs-, respektive Freilegungsniveau) Bereiche der betroffenen Bäume deutlich eingrenzbar sind.

Bezüglich der Nadelholzarten zeigt Gärtner (2003a), dass die Veränderung der Frühholztracheiden eine spezifische Reaktion auf die Freilegung ist. Die obigen Resultate zeigen, dass die Veränderung in den Faserzellen der Esche ebenfalls ein verlässliches Kriterium für die Freilegungsdatierung ist, die beschriebene Veränderung tritt zeitgleich mit der Freilegungsreaktion von benachbarten Nadelholzwurzeln ein. Somit können die Wurzeln der Esche wie die Nadelholzwurzeln benutzt werden, um den Freilegungszeitpunkt zu bestimmen.

6.1.3.2 Unspezifische Strukturveränderungen

Strukturveränderungen wie Wunden und Reaktionsholz können nicht als eindeutiges, diagnostisches Freilegungsmerkmal benutzt werden. Es sind Reaktionen, die grundsätzlich verschiedene Ursachen haben können. Im Rahmen dieser Studie werden nur Wurzelverletzungen, deren Ursache auf Rutsch- oder Erosionsprozesse zurückzuführen sind, als Hinweis zur Freilegung datiert.

Äussere Einwirkungen können Wurzeln jederzeit verletzen, sowohl im Boden als auch nach der Freilegung. Befindet sich die Wurzel noch im Boden, so steigt die Verletzungsgefahr mit abnehmender Überdeckung, das bedeutet, dass Wurzeln eher nahe der Bodenoberfläche verletzt werden. Sobald eine Wurzel oder Teile davon freigelegt sind, sind sie auch den äusseren Einwirkungen schutzlos ausgesetzt. Aufgrund dieser Unsicherheit ermöglicht die Datierung von Wunden in Wurzeln lediglich eine Eingrenzung des Freilegungsjahres (Morneau und Payette

1998). Nur die Freilegungsreaktion ermöglicht die exakte Datierung der Freilegung. Zusätzliche Merkmale wie Wunden, Strukturveränderungen der Zellen, Stressmerkmale (traumatische Harzkanäle) oder Reaktionsholz können als weitere Indizien Aufschluss über den Freilegungsprozess geben.

Reaktionsholz stellt sich als Reaktion auf mechanische Belastungen ein, es ist somit ebenfalls kein spezifisches Freilegungsmerkmal (Low 1964, Timell 1986). Verschiedene Studien bestätigen, dass Reaktionsholz nicht gebildet wird, solange sich die Wurzel in der Bodenmatrix eingebettet befindet (Kny 1908, Wagenhoff 1938, Fayle 1968, Kutschera und Sobotik 1992, Hsu et al. 2006). Andere Studien beschreiben Reaktionsholz in Wurzeln, wobei meist unklar bleibt, ob die untersuchten Wurzeln im Boden, nahe der Bodenoberfläche oder freigelegt waren (Liese 1924, Vater 1927, Morneau und Payette 1998). Bei den meisten entsprechenden Studien und Beobachtungen wird das Druckholz makroskopisch als solches bestimmt (Liese 1924, Fayle 1968, Morneau und Payette 1998). Dabei benutzen einige Arbeiten in der Erosionsforschung das Auftreten von Druckholz auch als Freilegungsmerkmal (LaMarche 1968, Carrara und Carroll 1979, Morneau und Payette 1998). In der vorliegenden Studie wird mit Zugholz, also dem Reaktionsholz der Laubbaumarten, gearbeitet. Das Zugholz unterscheidet sich anatomisch vom Druckholz der Nadelhölzer (siehe Kapitel Grundlagen). Es kann makroskopisch kaum erkannt werden, im gefärbten Dünnschnittpräparat ist die G-Schicht aber eindeutig identifizierbar (Schweingruber et al. 2006).

Für die erfolgreiche Freilegungsdatierung von Baumwurzeln ist ein geeignetes Freilegungsmerkmal eine von zwei Voraussetzungen. Die zweite Voraussetzung ist die Datierbarkeit, die es erst ermöglicht ein Freilegungsmerkmal zu datieren.

6.1.3.3 Datierung von Merkmalen

Wie bei jeder Datierungsmethode stellt sich die Frage nach der Genauigkeit. Methoden, die mit Stammholz arbeiten, weisen eine sehr grosse Genauigkeit auf, da das Verfahren der Kreuzdatierung eine jahrgenaue Datierung erlaubt. In Spezialfällen kann mittels statistischer Methoden wie sie in der Dendroklimatologie üblich sind (Buntgen et al. 2006) oder im Falle der Ausbildung holzanatomischer Anomalien wie traumatische Harzkanäle oder Druckholz (Clague und Souhter 1982, Stoffel et al. 2005b) gar eine saisonale Eingrenzung eruiert werden. Eine Kreuzdatierung ist bei den Wurzeln jedoch nur eingeschränkt möglich (Schulman 1945, Krause 1992). Aus diesem Grund genügt die Entnahme einer Bohrprobe mit dem Zuwachsbohrer, wie es im Stammholz üblich ist, im Allgemeinen nicht. Nur die Analyse einer Wurzelscheibe erlaubt es, Datierungsfehler, die aufgrund von

auskeilenden oder extrem schmalen Jahrringen entstehen, zu beseitigen. Durch die Jahrringzählung von vier Radien können schmale Jahrringe wie sie die Laubholzurzeln sehr oft aufweisen, entdeckt werden. Fehlende Jahrringe können jedoch nicht eruiert werden. Sie dürften daher auch für den grössten Fehler in der Datierung von Wurzeln verantwortlich sein. Untersuchungen über die Häufigkeit von fehlenden Jahrringen im Wurzelholz gibt es kaum (Schweingruber 2001). In Anlehnung an die Studien im Stammholz kann nur vermutet werden, dass die Häufigkeit von ausfallenden Jahrringen von verschiedenen Faktoren beeinflusst wird (Larson 1994). Die verschiedenen Baumarten weisen eine unterschiedliche, genetisch bedingte Grunddisposition auf, die durch äussere Einflüsse des Standortes und des Klimas, sowie durch physiologische Prozesse überlagert werden (Kozlowski 1971). In den beiden Untersuchungsgebieten wird eine Abschätzung der Datierungsqualität baumartspezifisch aufgrund des Auftretens von auskeilenden Jahrringen vorgenommen (Tabelle 8).

Allgemein kann festgehalten werden, dass die Qualität der Freilegungsdatierung in erster Linie von der Qualität des Untersuchungsmaterials abhängig ist. Dabei kommt der Probenaufbereitung eine zentrale Rolle zu. Diese ist gerade für die Freilegungsdatierung ziemlich aufwendig, doch entsprechend jahrgenaue Resultate rechtfertigen den Aufwand. So ergeben sich gerade für wissenschaftliche Untersuchungen beispielsweise in der Erosionsforschung grosse Potentiale.

6.2 Dendrogeomorphologische Prozessrekonstruktion

6.2.1 Erosionsprozesse

Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten Wurzeln und daraus ermittelten Freilegungsdaten oder Erosionsraten werden sowohl einem Standort als auch einem Prozess zugeordnet.

Für die meisten Mikrostandorte werden mehrere Wurzeln beprobt, daraus können maximale, minimale und mittlere Erosionsraten berechnet werden (Tabelle 10 und 12). Mit Ausnahme von 3 Mikrostandorten (B1Au01, S1Au01 und S1Au14) beträgt das Verhältnis der grössten am Mikrostandort rekonstruierten Erosionsrate (Maximalrate) zur kleinsten an demselben Mikrostandort berechneten Erosionsrate (Minimalrate) weniger als 5:1. Bei den drei Ausnahmen beträgt das Verhältnis von Maximalrate zu Minimalrate weit mehr (113:1 bei der Uferrutschung B1Au01,

24:1 beim Gully S1Au01 und 8:1 bei der Ufererosion S1Au14). Um die Einzelprozesse zu vergleichen, wird die durchschnittliche Erosionsrate, die Streuung (Standardabweichung) und der Median pro Prozessstyp und Wildbach ermittelt (Tabelle 11 und 13). Die Streuungen der Erosionsraten pro Prozessstyp sind sehr gross. Grosse Unterschiede am selben Mikrostandort oder innerhalb des Prozessstyps müssen durch Diskontinuität der Prozesse erklärt werden. Räumlich können Rutschungs- als auch Erosionsprozesse unterschiedliche Bewegungs- respektive Erosionsraten aufweisen, da einzelne Rutschmassen unterschiedlich schnell abrutschen oder der Fluss an einer der Strömung stärker ausgesetzten Stelle mehr Material zu erodieren vermag. So können im selben Bachabschnitt sowohl Prallhänge als auch strömungsabgewandte Innenbereiche von Mäandern vorkommen, die entsprechend unterschiedliche Erosionsraten aufweisen. Auch zeitliche Diskontinuitäten treten auf, gerade in den Zubringern, die nur bei Starkregen ansprechen und sonst trocken sind. Das Prozesssystem Wildbach wird durch zeitliche Diskontinuitäten geprägt. Ursache dieser zeitlichen Diskontinuitäten ist das Abflussregime, das wiederum stark vom Niederschlagsverhalten abhängt. Beispielsweise begünstigt ein Starkniederschlag das Auftreten eines grossen Hochwasserereignisses, wobei die Wasserführung im Gerinne und das Niederschlagsangebot die Erosions- und Rutschungsprozesse stark beeinflussen, so dass davon ausgegangen werden kann, dass die Erosionsraten am selben Standort zeitlich stark variieren (Boardmann 2006, Schürch et al. 2006). Da solche Starkniederschlagsereignisse episodisch auftreten, ist auch bei den Erosions- und Rutschungsprozessen ein episodisches Regime nahe liegend. Insofern kann beispielsweise bei der direkten Ufererosion kaum davon ausgegangen werden, dass es sich um einen kontinuierlichen Erosionsprozess handelt. Teilweise ergeben sich aus den freigelegten Baumwurzeln aufgrund von anatomischen Anomalien wie schnelle oder langsame Reduktion der Faserzellen oder Tracheiden, traumatischen Harzkanalreihen, Wunden oder Reaktionsholz weitere Hinweise zum Freilegungsprozess. Diese Hinweise ermöglichen die fallweise Beurteilung, ob es sich um eine schnelle und starke (episodisches Grossereignis) oder um eine langsame und kontinuierliche Wurzelfreilegung handelt. Sofern keine weiteren Hinweise vorliegen, ist diese Beurteilung kaum möglich. Insofern stellt die Berechnung von mittleren Erosionsraten, die für eine kontinuierlichen Freilegung charakteristisch wären, eine starke Vereinfachung dar. Dass die Berechnung der mittleren Erosionsrate dem Prozesssystem Wildbach nicht ganz gerecht wird, ist auch daraus zu erkennen, dass die Streuung der Werte sehr gross ist. Diskontinuitäten innerhalb des Prozessstyps können zudem auch darauf zurückgeführt werden, dass es sich um verschiedene Punktinformationen in hoch aktiven Systemen handelt. Dieselben Prozesse können unten im Bach viel stärker auf-

treten als weiter oben, wo die Wassermenge noch geringer ist (Horton 1945). Dies ist gerade im Brüggewaldbach gut zu erkennen (Abbildung 47). Im Vergleich der rekonstruierten Erosionsraten der beiden Bäche treten deutliche Unterschiede zum Vorschein. Während im Brüggewaldbach die Denudation im Vergleich zur Erosion im Zubringer ausgeprägter ist, verhält es sich im Steinibach genau umgekehrt. Die direkte Ufererosion ist in beiden Untersuchungsgebieten sehr ähnlich.

Vergleicht man die Erosionsraten der vorliegenden Studie mit Daten aus ähnlichen Untersuchungen (Tabelle 21), so fällt auf, dass die Erosionsraten der anderen Studien wesentlich kleiner sind. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die älteren Arbeiten meist Denudationsraten untersuchen, einzig die Studie von Langlais und Bégin (1993) untersucht aktive Prozesse an Küstenregionen in Kanada. Die mittlere Erosionsrate am Ästuar des St. Lawrence Stromes liegt mit 2.4 cm pro Jahr etwas über dem Wert von 1.96 cm pro Jahr, der aus der vorliegenden Studie für den Prozess der Ufererosion berechnet werden kann. Wird das gesamte Prozesssystem Wildbach betrachtet, so liegt die mittlere Erosionsrate mit 3.93 cm pro Jahr jedoch weit höher.

Tabelle 21: Erosionsraten aus ähnlichen Untersuchungen

Ort	Rate (cm/Jahr)	Autoren
Denudation White Mountains, California	0.015 – 0.122	LaMarche (1968)
Denudation Sierra Nevada	0.024 – 0.037	La Marche (1964)
Denudation Cedar Breaks, Utah	0.012 – 0.067	Eardly und Viavant (1967)
Denudation Piceance Basin, Colorado	0.056 – 0.118	Carrara und Carroll (1979)
Denudation Zentralspanien	0.11 – 0.26	Bodoque et al. (2005)
Denudation Maxey Flats, Kentucky	0.19 – 0.32	Hupp und Carey (1990)
Denudation Kenya	0.25 – 0.80	Dunne et al. (1978)
Erosion Valle del Gallo, Italien	0.6 – 7.0	Pelfini und Santilli (2004)
Küstenerosion St. Lawrence Estuary	2.4 (0.5 – 11)	Langlais und Bégin (1993)
Ufererosion Wildbäche, Schweiz	1.96 (0.20 – 8.0)	Vorliegende Studie
Erosionsprozesse Wildbäche, Schweiz	3.93 (0.17 – 21.5)	Vorliegende Studie

In der Tabelle 21 fällt auf, dass alle Studien eine grosse Streuung (Bandbreite zwischen den maximalen und den minimalen Werten) der jeweils berechneten Erosionsraten aufweisen. Dieses Verhältnis der Maximal- zur Minimalrate nimmt mit der Stärke der untersuchten Prozesse von den Denudationsprozessen in Wüsten zu den Erosionsprozessen in Wildbächen zu. Gleichzeitig scheint auch die Beschaffenheit des Untersuchungsgebietes massgeblich die Kontinuität der Prozesse zu beeinflussen. So sind vor allem die Denudationsprozesse jeweils in Gebieten, die in Bezug auf die Geologie und die Geomorphologie stark homogen ausgebildet sind, untersucht worden. Dabei kann davon ausgegangen werden, dass sowohl die Prozessdisposition als auch die Prozessintensität räumlich kaum

Unterscheide aufzeigen. Diese Voraussetzungen sind bei der vorliegenden Studie nicht gegeben, denn sowohl die Geologie und die Geomorphologie als auch die auftretenden Prozesse sind räumlich stark heterogen.

Die Methodik dieser älteren Studien weicht teilweise wesentlich von der in der vorliegenden Studie verwendeten ab. Nur teilweise werden die Wurzeln selbst als Datierungsreferenz verwendet, teilweise wird auch Stammholz datiert, und somit ein Maximalalter der Wurzeln ermittelt. In den älteren Denudationsstudien werden zudem Baum- und Straucharten verwendet, die mehrere hundert Jahre alt sind. In der vorliegenden Studie sind die Wurzeln und die entsprechenden Bäume wesentlich jünger. Wenn kontinuierliche Erosion die Bodenoberfläche über mehrere Jahrzehnte reduziert, so sind diese langsamen Prozesse bisher noch nicht ausreichend quantifizierbar. Weitere Untersuchungen der anatomischen Veränderungen in Laubholzwurzeln sind notwendig, um die Vielfalt der möglichen Reaktionen zu erhellen und um das holzanatomische Potential der Laubholzwurzeln für dendrogeomorphologische Analysen zu erfassen.

Die Analyse freigelegter Wurzeln liefert ein Ereignisdatum, beispielsweise bei schneller Erosion wenn der Freilegungszeitpunkt von Wurzeln an der Anrisskante einer Rutschung oder an einer der Ufererosion ausgesetzten Stelle datiert wird. Daraus wird nachfolgend an Stellen, die durch Erosion geprägt sind aus dem Freilegungszeitpunkt und den geomorphologischen Vermessungen eine lokale Erosionsrate berechnet. Zur Interpretation der Resultate, respektive der resultierenden Erosionsrate ist die genaue Skizzierung des Mikrostandortes, die Kartierung des Makrostandortes und die Ansprache im Feld nach geomorphologischen Gesichtspunkten zwingende Voraussetzung (Gärtner et al. 2004). Oft sind Wurzeln an Standorten mit höherer Dynamik, wie an Prallhängen, zu finden. Die Analyse freigelegter Baumwurzeln ermöglicht somit auch die quantitative Differenzierung verschiedener Erosionsprozesse innerhalb eines Bacheinzugsgebietes. Dies ermöglicht es auch, genaue Erosionsraten an Böschungen zu rekonstruieren, die der Erosion in besonderem Masse preisgegeben sind. Mit Hilfe dieser Erosionsrate kann der Zeitpunkt einer beginnenden Destabilisierung ganzer Hangpartien und somit auch deren Rutschungsgefährdung abgeschätzt werden.

6.2.2 Rutschungsprozesse

Für die Analyse der Rutschungen in den beiden Wildbächen werden sowohl Laub- als auch Nadelbäume untersucht. Bei allen Baumarten erfolgt die Datierung von Bewegungen im Untergrund hauptsächlich durch das Auftreten exzentrischen Wachstums im Stammquerschnitt, aber auch durch auffällige Wachstumsein-

brüche oder –steigerungen (Fantucci und Sorriso-Valvo 1999). Der Beginn der Schiefstellung kann mit einsetzender Exzentrizität datiert werden (Braam et al. 1987a,b, Fantucci und McCord 1995). Bei Nadelbäumen kann zusätzlich das Druckholz als Reaktionen auf Schrägstellung untersucht werden (Denneker und Schweingruber 1993, Carrara und O’Neill 2003). Bei Laubbäumen ist das entsprechende Reaktionsholz, das Zugholz, schwieriger zu analysieren, einerseits weil Zugholz im engeren Sinne (d.h. die gelatinösen Fasern) nicht von allen Laubbäumen ausgebildet wird und weil es andererseits nur mit Dünnschnitten eindeutig identifiziert werden kann (Schweingruber et al. 2006). Deshalb sind Nadelbäume grundsätzlich für derartige Untersuchungen geeigneter. Alle Reaktionen ermöglichen eine jahrgenaue Datierung geomorphologischer Prozesse, sofern eine entsprechende Referenz zur Kreuzdatierung zur Verfügung steht. Da Nadelbäume in den Voralpen oft nicht unmittelbar an Wildbächen aufzufinden sind, so muss wie auch in dieser Studie auf Laubbäume zurückgegriffen werden.

Erstaunlich viele Bäume in den beiden Untersuchungsgebieten sind über 150 Jahre alt, dies kann sowohl bei den Rutschungsbeprobungen als auch bei der Beprobung der Referenzbäume festgestellt werden. Alleine aus dem Vorhandensein von alten, lebenden Bäumen kann geschlossen werden, dass der Untergrund auf dem sie stocken höchstens geringe Bewegungsraten aufweist.

Im Brüggewaldbach erscheinen vorwiegend Geländerippen aus Nagelfluh als Stabilitätsträger, die darauf stockenden Bäume (Baumgruppe RA, Abbildungen 54 und 55) zeigen äusserlich keine Einflüsse wie Schrägstellung, die auf Rutschungsaktivität hindeuten. Trotzdem zeigen die Bäume Wachstumseinbussen, was sich in starken Reaktionen (Abbildung 55) ab dem Jahre 1987 äussert. Da diese Geländerippen sehr schmal sind, liegt die Vermutung nahe, dass die Wurzeln der Bäume von den Rippen in das rutschungsanfällige Substrat wachsen. Wenn dieser Boden abrutscht, verschlechtert sich die Wasser- und Nährstoffversorgung der Bäume plötzlich und andauernd.

Im Steinibach reagieren die Bäume der Untersuchungsfläche SGA erstaunlicherweise in der ersten Phase der Bewegung in der oberen Hangpartie stärker, als direkt über der Rutschung oder auf der Rutschfläche. Die Bewegungen setzen sich gegen die unteren Hangpartien fort (siehe rot eingefärbte Bäume zwischen 1990 und 2000 in Abbildung 67). Zu unterscheiden von den flach- bis mittelgründigen Kriechbewegungen des gesamten Hanges ist die eigentliche Rutschung, deren Rutschmasse sich am Hangfuss abgelagert hat. In den Bäumen kann kein einheitliches Indiz gefunden werden, welches die Datierung der Rutschung ermöglicht. Die Rutschung muss entweder so flachgründig sein, dass

sie die Bäume in ihrer Umgebung kaum tangiert oder sie ist so tiefgründig, dass sie die Bäume inklusive Wurzelbereich bewegt hat, ohne eine Schrägstellung zu verursachen. Der deutliche Bruchrand und die Nähe zum Wildbachniveau sind zwei Indizien, die für eine flachgründige Rutschung sprechen. Auffällig ist Baum Nummer 11, der ab 1904 plötzlich und stark auftretendes Druckholz aufweist, welches auf plötzliche Schrägstellung infolge der abgegangenen Rutschung schliessen lässt. Die umgebenden Bäume zeigen keine ähnliche Reaktion in diesem Zeitraum.

9 von 17 Bäume der Untersuchungsfläche SGB (Steinibach) sind zwischen 1900 und 1920 miteinander aufgekommen. Man könnte daher annehmen, dass in Folge einer früheren Rutschung vor 1900 oder eines Sturmes, der die vorgängigen Bäume entwurzelt und gefällt hat, eine Wiederbesiedlung durch den aktuellen Baumbestand erfolgt ist. Zwischen 1925 und 1935 zeigen die nahe des Grabens stehenden Randbäume (Abbildung 70) starke Reaktionen. Es ist anzunehmen, dass die aktuelle Rutschung in Zusammenhang mit dem eingetieften Graben steht. Wie im Jahre 2005 beobachtet, gehen bei grösseren Regenereignissen gelegentlich Hangmuren aus dem über dem Wald liegenden Weideland ab (Abbildung 81).



Abbildung 81: Hangmure im Steinibach als Folge der starken Niederschläge im Sommer 2005.

Aufgrund der Reaktionen der Randbäume des Grabens und des Bruchrandes der Rutschung kann geschlossen werden, dass die eigentliche Rutschung im Jahre 1988 plötzlich ausgebrochen ist. Viele dieser Bäume zeigen Wachstumseinbrüche, was auf die Störung des Wurzelwerkes zurückgeführt werden muss. Die darauf folgenden Jahre haben weiteres Material abgetragen bis im Jahre 2000 Baum 1 schliesslich abgestürzt ist (Abbildung 70). Die grosse Menge der Rutschungsmasse, die noch immer am Hangfuss liegt und bis zum Zeitpunkt der Aufnahme nicht durch den Bach erodiert worden ist, ist ein weiteres Indiz für das junge Alter der Rutschung.

6.2.3 Schwemmholz

Die geomorphologischen Erosions- und Rutschungsprozesse bewirken, dass Bäume aus den Einhängen und dem Uferbereich als potentielles Schwemmholz in die Wildbäche transportiert werden. Einerseits können diese geomorphologischen Eintragsprozesse rekonstruiert werden, andererseits enthalten auch die Schwemmhölzer wesentliche Informationen. Betrachtet man ihre Jahrringbreitenkurve und ihre Anatomie, so können aus den Schwemmhölzern Hinweise auf die Eintragsprozesse entnommen werden. In beiden Bächen, vor allem jedoch im Brüggewaldbach werden markant oft Wachstumseinbrüche gegen die Waldkante in Kombination mit Reaktionsholz beobachtet. Sie weisen auf schlechter werdende Wachstumsbedingungen hin. Diese können aufgrund des Kurvenverlaufs nicht klimatisch, sondern müssen vielmehr physiologisch als Mangelerscheinungen an Wasser- oder Nährstoffressourcen oder als Folge von Lichtkonkurrenz begründet sein. Die ufernahen Wälder des Brüggewaldbaches weisen gemäss Rickli und Bucher (2006) einen mittleren Vorrat von $500 \text{ m}^3/\text{ha}$ auf, während diejenigen des Steinibaches mit gut $600 \text{ m}^3/\text{ha}$ einen grösseren Vorrat aufweisen. Auf Grund dieses Unterschiedes lassen sich die häufiger auftretenden Wachstumseinbussen im Brüggewaldbach nicht erklären. Es ist nahe liegender, dass die Bäume ufernah durch die Freilegung des Wurzelsystems in der Wasser- und Nährstoffaufnahme behindert worden sind. Als weiteres Indiz für diese Begründung kann das häufig begleitend auftretende Reaktionsholz angesehen werden. Die Bäume geraten langsam in Schräglage und müssen sich mit Hilfe von Druckholz stabilisieren. Die allmähliche Freilegung des Wurzelsystems durch episodische oder kontinuierliche Erosionsprozesse lässt den Baum langsam absterben, die Wachstumseinbrüche dauern im Brüggewaldbach zwischen 5 und 20 Jahren an. Im Steinibach dagegen sind die Rutschungen massgeblich für eine schnelle Entwurzelung und Transport der Bäume ins Gerinne verantwortlich.

Für die Verweildauer der Schwemmhölzer im Gerinne sind vor allem der Austrag des Schwemmholzes durch Wassertransport aus dem Untersuchungsbereich und der Holzabbau durch Vermorschung und Zerkleinerung der einzelnen Schwemmholzstücke vor Ort massgebend. Die längere Verweildauer im Brüggewaldbach kann aufgrund seines rauheren Bachbettes mit grossen, etablierten Nagelfluhblöcken erklärt werden. Durch das Vorhandensein dieser Hindernisse wird das Schwemmholz weniger transportiert und die Schwemmholzstücke verbleiben vor Ort, während der Steinibach die Hölzer eher zu transportieren vermag. In Bezug auf den Holzabbau schränken die relativ geringen (maximal 11 Proben) und unterschiedlich zahlreich vertretenen Probemengen pro Kategorie den Interpretationsspielraum stark ein. Sie lassen daher auch keine schlüssigen Aussagen bezüglich unterschiedlicher Abbaudynamik von den drei untersuchten Holzarten (Fichte, Tanne, Buche) für jeden Wildbach zu. Einzig der Zusammenschluss beider Nadelholzarten aus dem Hochwasserbereich beider Wildbäche führt zu einer ausreichend grossen Datenmenge, die eine Auswertung der Abbaudynamik zulässt (Abbildung 76).

Über die Verweildauer von Schwemmholz in Wildbächen gibt es kaum Untersuchungen (Gurnell et al. 2002). Die entsprechenden Schwemmholzproben stammen ausnahmslos aus grossen Flussläufen und werden teilweise dendrochronologisch (Scherer 2004, Dahlström et al. 2005) und teilweise durch ^{14}C (Kukulak et al. 2002) datiert. Diese Methode wird für Holz angewandt, das in Schuttfächern oder in ehemaligen Flussarmen eingelagert worden ist. In der vorliegenden Studie sind die Jahrringserien der Schwemmhölzer wie in der Dendroarchäologie üblich mit der lokalen Referenz verglichen und datiert worden (Fritts 1976, Hillam 2003).

Die Bestimmung der Verweildauer setzt voraus, dass die Schwemmholzproben nicht nur richtig ins Zeitkontinuum eingeordnet werden können, sondern auch, dass das Absterbejahr exakt eruiert werden kann. Fehlen die äussersten Jahrringe, so kann das Absterbejahr nicht mehr eruiert werden. Dies hat zur Folge, dass die Verweildauer nur von denjenigen Schwemmholzproben exakt datiert werden kann, die noch eine Waldkante aufweisen. Dies bedeutet aber auch, dass Schwemmhölzer, die beispielsweise im Zentrum einer Verklausung oder am Grunde des Bachbettes gelegen haben und durch die abrasive Wirkung des Geschiebetransportes stark beeinflusst worden sind, nicht datiert werden können. Tabelle 22 listet einige Eignungskriterien für die Datierung auf, die aufgrund der Erfahrungen aus der vorliegenden Studie entstanden sind. Diese Eignungskriterien sind weitgehend kongruent mit dem allgemeinen Wissensstand in der Dendrochronologie. Das Laubholz ist im Rahmen dieser Studie nicht datierbar, da

keine entsprechenden lokalen Referenzchronologien, ausser für Buche, zur Verfügung stehen.

Tabelle 22: Eignung und Datierbarkeit von Schwemmholzproben

	Nicht datierbar	Grenzfälle	Ideale Voraussetzungen
Baumarten	LH, ausser Buche	Buche	Tanne
Pflanzenteile	Aeste, Wurzeln	Stamm im Kronenbereich	Stamm im BHD-Bereich
Beprobungsart	Zuwachsbohrungen		Stammscheiben
Anz. Jahrringe	< 15	20	>50
Zersetungsgrad	3	2	1
Waldkante	Rundherum abgeschliffen	Ein durchgehender äusserster Jahrring	Waldkante (Rinde) intakt

LH = Laubholz, BHD = Brusthöhendurchmesser

Unter guten Voraussetzungen und mit entsprechendem Beprobungsmuster lässt sich in relativ kurzer Zeit eine grössere Anzahl Proben mit guter Datierungsqualität erarbeiten. Gerade in Bezug auf fehlendes Wissen über Verweildauer von Schwemmholz in solchen Gebirgsbächen wäre hier ein grosses Forschungspotential vorhanden.

Da sich die einzelnen Prozesse und ihre Interaktion mit dem Schwemmholz in den zwei Untersuchungsgebieten unterschiedlich auswirken, wird die Dynamik der zwei Wildbachsysteme anschliessend diskutiert.

6.3 Dynamik des Prozesssystems

Das „Prozesssystem“ Wildbach zeichnet sich durch eine intensive Interaktion verschiedener Prozesse und Folgeprozesse aus. Grundsätzlich handelt es sich um Erosions- und Rutschungsprozesse, die in allen Wildbachsystemen vorzufinden sind. Zwischen den einzelnen Wildbächen bestehen Unterschiede im quantitativen Anteil am Gesamtsystem und in der Interaktion der Einzelprozesse. Im Rahmen der vorliegenden Studie ermöglicht die angewandte Methodik die Differenzierung und die Quantifizierung verschiedener Einzelprozesse, so dass sowohl die Einzelprozesse untereinander als auch die beiden Prozesssysteme miteinander verglichen werden können. Dabei stellt sich heraus, dass sich die beiden untersuchten Prozesssysteme sehr ähnlich sind. So beträgt beispielsweise die mittlere Erosionsrate der direkten Ufererosion im Brüggwaldbach 2.1 cm pro Jahr (Tabelle 11) und diejenige des Steinibaches 1.86 cm pro Jahr (Tabelle 13). Auch die Aktivität der untersuchten Rutschungen ist ähnlich, während den letzten 120 Jahren konnten 2 bis 3 Perioden mit deutlich erhöhter Rutschungsaktivität

nachgewiesen werden (Abbildung 60, 65, 68). Die Verweildauer des Schwemmhholzes beträgt im Brüggenwaldbach mit 18 Jahren etwas mehr als im Steinibach mit 12 Jahren (Tabelle 18). Dieser Unterschied kann damit erklärt werden, dass das Bachbett des Brüggenwaldbaches viele grosse Nagelfluhblöcke aufweist, die als Hindernisse für den Schwemmhholzaustrag wirken.

Neben diesen Ähnlichkeiten der beiden Systeme gibt es auch bedeutende Unterschiede. So beträgt die Denudation im Brüggenwaldbach mit 2.5 cm pro Jahr (Tabelle 11) deutlich mehr als im Steinibach mit 0.9 cm pro Jahr (Tabelle 13). Der Grund dafür dürfte die vermehrte Erosionsanfälligkeit der Einhänge des Brüggenwaldbaches sein, die aufgrund der mangelnden Lichtverhältnisse ohne Vegetationsbedeckung sind. Während der Brüggenwaldbach grössere Denudationsraten aufweist, verhält es sich bei der Erosion im Zubringer umgekehrt. Im Steinibach beträgt die Erosion im Zubringer mit einer mittleren Erosionsrate von 4.44 cm pro Jahr (Tabelle 13) signifikant mehr als im Brüggenwaldbach mit 1.03 cm pro Jahr (Tabelle 11). Dies hängt mit den grösseren Einzugsgebieten der periodischen Zubringer im Steinibach zusammen. Zudem kann im Brüggenwaldbach nur ein einziger Zubringer beprobt werden. In Bezug auf die Rutschungsaktivität äussern sich die geologischen Unterschiede der zwei Untersuchungsgebiete hinsichtlich der Rutschungsanfälligkeit der Einhänge. Während der Brüggenwaldbach beidseitig stabilisierende Nagelfluhrippen aufweist, die sich mit rutschungsanfälligen Lockergesteinsmulden abwechseln, ist der Steinibach von Moränen- und Flyschgesteinen geprägt. Gerade an der orografisch linken Seite des Steinbaches dominieren Rutschungs- und Erosionsprozesse die Einhänge, so dass vor allem in der oberen Hälfte des Perimeters keine Baumbestockung und teilweise auch keine Krautschicht aufkommen kann. Diese Rutschungsprozesse beeinflussen das Bachbett, indem Material aus den Einhängen ins Bachbett verlagert wird. Dies kann zu Engstellen im Bachbett und Verklausungen (Abbildung 82) führen, die aufgrund ihres Staueffektes zu verminderter seitlicher Erosion oberhalb der Verklausung oder Engstelle führen. Durch das seitlich umfliessende Wasser wird die Erosion im Bereich der Hindernisse gefördert. Diese lokalhydraulischen Effekte prägen den Charakter der Erosionsprozesse im Steinibach (Abbildung 48 bis 51). Im Brüggenwaldbach hingegen nehmen die Erosionsraten mit zunehmender Wassermenge innerhalb des untersuchten Perimeters von oben nach unten zu (Abbildung 47).

Die Rutschungs- und Erosionsprozesse der orografisch linken Seite des Steinibaches konnten mit der gewählten Methodik nicht analysiert werden. Weite Teile dieser Einhänge sind unbestockt oder nur mit Jungwuchs und Sträuchern bewachsen, viele ältere und jüngere Ausbruchsnischen kennzeichnen das

Gelände. Diese Rutschungsanfälligkeit dürfte auch wesentlicher Schwemmhholzproduzent sein, indem bestockte Hangpartien direkt in den Bachlauf rutschen und somit ganze Bäume in das Gerinne transportieren. Ihre Bedeutung für den Schwemmholzeintrag kann jedoch im Rahmen dieser Studie nicht quantifiziert werden. Die Hypothese der Rutschungen als hauptverantwortlicher Prozess für die Entstehung von Schwemmhholz wird jedoch dadurch unterstützt, dass sich die untersuchten Rutschungen im Steinibach in den 1990er Jahren in einer grossen Aktivität zeigen, während zeitgleich beziehungsweise leicht verzögert die Hauptmenge der datierten Schwemmhölzer absterben. Die datierten Schwemmhölzer zeigen keine charakteristischen, langen Phasen mit Wachstumseinbruch vor dem Absterben wie bei den Proben vom Brüggentalbach. Diese Phasen deuten eher auf ufernahe Erosionsprozesse hin. Die Schwemmhölzer des Steinibaches stammen alle aus dem Hochwasserquerschnitt, wobei zwei Hauptquellen ausgemacht werden können. Zum einen stammen viele Bäume direkt aus Rutschungen, deren Ablagerungen noch im Einflussbereich des Steinibaches vorzufinden sind. Zum anderen gibt es viele Schwemmhölzer, die meist nur noch als Teilstücke und nicht mehr als ganze Bäume vorliegen. Diese Schwemmholzstücke sind transportiert worden, ihre Herkunft ist weitgehend diffus.



Abbildung 82: Verklauung im Steinibach.

7 Schlussfolgerungen

7.1 Erosionsrekonstruktion: ein Methodenvergleich

Im Allgemeinen können Erosionsraten aus der Messung der aktuellen Bodenoberfläche gegenüber einer datierbaren Referenz (ehemalige Bodenoberfläche) wie Baumwurzeln hergeleitet werden (Gärtner 2007). Der grosse Vorteil dieser Methode gegenüber herkömmlichen Messmethoden, die erst nach einer kostspieligen Instrumentierung adäquate Daten produzieren, ist der Datenreichtum der Jahrringserie, welcher sofort zugänglich wird. Die in dieser Studie verwendete Methodik kann Erosionsraten unterschiedlicher geomorphologischer Prozesse, die sich an den Ufern und in den Einhängen von Wildbächen abspielen, exakt rekonstruieren (Hitz et al. 2008c). Die geomorphologische Ansprache beurteilt die jeweilige lokale Situation und die entsprechenden Prozesse, ähnlich wie es auch ältere Arbeiten (Monbaron 1973) oder die Abschätzung von Lehmann vorsieht (Spreafico et al. 1996). Die vorliegend angewandte Methode ermöglicht somit eine genau verortete, quantitative und qualitative Analyse der Erosion, ohne Installation und vorheriger, mehrjähriger Messperiode. Dies hat auch ingenieurtechnische Relevanz, indem bei Wildbächen, in denen der Sedimenttransport verringert werden sollte, die Hauptquellen des Transportgutes lokalisiert, quantifiziert und gezielte Massnahmen in Betracht gezogen werden können. Werden verschiedene Methoden kombiniert, so kann die Kenntnis über ein Wildbachsystem entsprechend komplettiert werden.

Die vorgestellte Methode hat natürlich auch Einschränkungen. So ist sie an das Vorhandensein von lebenden, freigelegten Baumwurzeln gebunden. Dies stellt in vieler Hinsicht einen limitierenden Faktor dar. Erstens kann die Methodik in Einzugsgebieten, die oberhalb der Waldgrenze liegen oder die aus anderen Gründen keine Waldbestockung aufweisen, nicht angewandt werden. Zweitens entwurzeln Wildbäche mit sehr hoher Dynamik oder tief eingeschnittenem Bachtobel bei einem stärkeren Ereignis meist ganze Bäume und erodieren grössere Materialmengen an den Einhängen mitsamt den darauf stockenden Bäumen. Und drittens sind Messorte von der Natur vorgegeben und können im Gegensatz zu Methoden mit künstlichen Messreferenzen (Pfähle) nicht frei gewählt werden (Schmidt 1979). Dies kann zu einer grossen standortsbedingten Heterogenität der Dynamik führen, welche die Interpretation der Resultate erschweren kann. So weisen Prallhänge

und strömungsabgewandte Stellen grundsätzlich verschiedene Erosionsraten auf. Auch müssen in einem Prozesssystem die Einzelprozesse und die entsprechende Prozessdynamik unterschieden werden. Dies bedeutet, dass detaillierte Informationen über Subsysteme in Form von Punktmessungen rekonstruiert werden können. Jedoch ist die Übertragung auf die Fläche in Form einer Herleitung einer gebietsspezifischen Erosionsrate für das ganze System kaum möglich. Sie könnte allenfalls mit Interpolationen (GIS-Modellierung) beziehungsweise mit geomorphologischer Kartierung durchgeführt werden. Im Gegensatz dazu wird bei der Messung der Feststofffracht eine Erosionsrate ermittelt, die sich auf das gesamte Einzugsgebiet des entsprechenden Fließgewässers bezieht (Wetzel 1994, Schmidt und Morche 2006). Die Untersuchung der Feststofffracht erlaubt aber keine quantitative Aussage über die Herkunft der erodierten Frachten oder gar die Zuordnung von Anteilen der Fracht zu bestimmten erodierenden Prozessen (Ergenzinger und Schmidt 1990, Becht und Wetzel 1992). Vor allem bei grösseren Flüssen der Tieflagen kann mit dieser Methode genaue Informationen beispielsweise über Bodenverlust in der Landwirtschaft ermittelt werden.

Die im Rahmen dieser Studie angewandte Methode kann somit auch sehr gut mit gängigen Methoden kombiniert werden, beispielsweise in Form von detaillierten Lokaluntersuchungen als ergänzende Information zur allgemeinen Erosions-tätigkeit von Wildbächen.

7.2 Wichtigste Ergebnisse

Das Ziel der vorliegenden Studie ist die Untersuchung von Erosions- und Rutschungsprozessen und der Schwemmholzdynamik in zwei voralpinen Wildbachsystemen (Brüggwaldbach SZ und Steinibach LU). Grundlage dieser Untersuchung ist die Erkenntnis, dass sich die Wurzelstruktur einiger Baumarten als direkte Folge einer relativen Annäherung an die Oberfläche bzw. Freilegung verändert (Gärtner et al. 2001). Der Hauptgegenstand dieser Arbeit ist daher die Anwendung holzanatomischer Methoden zur Rekonstruktion der Erosionsraten im Uferbereich durch die Analyse freigelegter Wurzeln, wobei die Erforschung der Eignung freigelegter Laubholzwurzeln im Vordergrund steht. Weitere dendrogeomorphologische Analysen der Rutschungsprozesse ermöglichen es, die Bedeutung von Erosions- und Rutschungsprozessen für die Bereitstellung von Schwemmholz zu eruieren.

Die Studie kann die einleitend gestellten zentralen Forschungsfragen (siehe Seite 22) wie folgt beantworten:

1. Lässt sich bei der Esche eine eindeutige strukturelle Veränderung aufgrund der Wurzelfreilegung (=Freilegungsreaktion) feststellen? Kann diese Freilegungsreaktion jahrgenau datiert werden?

Eine Freilegungsreaktion im eigentlichen Sinne kann bei der Esche nachgewiesen werden. Sie zeichnet sich durch eine andauernde Reduktion der Faserlumina auf 50 % des der Freilegung vorausgehenden langjährigen Mittels aus.

Die Eignung einer Baumwurzel zur Erosionsrekonstruktion ist sowohl von der Datierbarkeit, als auch von der Strukturveränderung nach erfolgter Freilegung abhängig. Die Datierbarkeit wiederum wird von der Deutlichkeit der Ausbildung der einzelnen Jahrringe (Erkennbarkeit) und von der genetisch und physiologisch bedingten Häufigkeit von fehlenden, auskeilenden und falschen Jahrringen geprägt.

2. Lassen sich abrupte und kontinuierliche Freilegungsprozesse aufgrund der anatomischen Reaktion unterscheiden?

Viele freigelegte Baumwurzeln (Nadelhölzer und Esche) zeigen eine deutliche und abrupte Freilegungsreaktion. Dies lässt auf eine entsprechend schnelle und vollständige Freilegung der Wurzel aufgrund eines intensiven Erosionsereignisses am entsprechenden Ort schliessen. Die Analyse der Zellgrößenverteilung innerhalb des Frühholzes (beim Nadelholz) und innerhalb des gesamten Jahrringes (bei Esche) erlaubt zudem die saisonale Eingliederung der Freilegung und gibt Hinweise für die genaue Rekonstruktion des Freilegungsprozesses.

Bei Wurzeln, die plötzlich und vollständig freigelegt worden sind, kann die Freilegung ohne genaue Zellvermessung bereits makroskopisch oder aufgrund des Dünnschnittpräparates datiert werden.

Kontinuierliche Freilegungsprozesse können nur bei Baumarten nachgewiesen werden, die eine Freilegungsreaktion zeigen. So kann bei Esche gezeigt werden, dass die vollständige Freilegung der Wurzel erst bei einer andauernden Reduktion der Faserlumina auf 50 % des langjährigen Mittels erreicht ist. Diese Reduktion kann abrupt (von einem aufs darauf folgende Jahr) oder kontinuierlich (über mehrere Jahre) erfolgen.

Entwickelt sich die Wurzel im Moospolster oder in unmittelbarer Nähe zur Bodenoberfläche, so kann die Freilegung nicht datiert werden, da keine relative Veränderung der Faserlumengrößen eintritt.

3. Erlaubt die Untersuchung von freigelegten Baumwurzeln eine genaue Rekonstruktion des Erosionsverhaltens von schweizerischen Wildbächen?

Aufgrund der Freilegungsreaktion (bei den Nadelhölzern und bei der Esche) lässt sich das Freilegungsjahr der entsprechenden Wurzel herleiten. Bei allen freigelegten Wurzeln können Verletzungen oder Reaktionsholz auftreten, die als Hinweise auf den Freilegungsprozess datierbar sind. Insgesamt kann bei 124 freigelegten Baumwurzeln der Freilegungszeitpunkt datiert werden.

Die Analyse freigelegter Wurzeln liefert ein Ereignisdatum, beispielsweise bei schneller Erosion wenn der Freilegungszeitpunkt von Wurzeln an der Anrisskante einer Rutschung oder an einer der Ufererosion ausgesetzten Stelle datiert wird. Daraus wird nachfolgend an Stellen, die durch Erosion geprägt sind aus dem Freilegungszeitpunkt und den geomorphologischen Vermessungen eine lokale Erosionsrate berechnet.

4. Mit welcher Intensität und Kontinuität treten Erosions- und Rutschungsprozesse auf? Können sie in den Untersuchungsgebieten lokalisiert und quantifiziert werden?

Im Brüggewaldbach variieren die durchschnittlichen Erosionsraten der untersuchten Einzelprozesse zwischen 1.03 ± 0.08 und 6.26 ± 4.75 cm/Jahr, im Steinibach zwischen 0.90 ± 0.62 und 4.44 ± 5.27 cm/Jahr. Die direkte Ufererosion beträgt dabei im Brüggewaldbach 2.10 ± 1.92 cm/Jahr und im Steinibach 1.86 ± 2.05 cm/Jahr. Die grosse Streuung im Verhältnis zur mittleren Erosionsrate beispielsweise bei der direkten Ufererosion ist darauf zurückzuführen, dass es sich um verschiedene Punktinformationen in hoch aktiven Systemen handelt.

Während sich im Brüggewaldbach die Erosion mit zunehmendem Wasserangebot bachabwärts intensiviert, kommen im Steinibach starke Erosionsintensitäten vorwiegend an Prallhängen und schwache vorwiegend an strömungsgewandten Innenbereichen von Mäandern vor. Uferbereiche, die normal beströmt

werden (weder strömungsabgewandt noch intensiverer Strömung ausgesetzt), zeigen mittlere Erosionsintensitäten.

Für die Analyse der Hangrutschungen können im Brüggewaldbach Jahrringe ab 1880 ausgewertet werden. Es zeigen sich dabei Aktivitätsphasen um die Jahre 1944 und 1987. Die Bestockung weiterer Rutschflächen im Brüggewaldbach ist wesentlich jünger, so dass Jahrringe erst ab 1960 analysiert werden können. Der Analysezeitraum im Steinibach beginnt bei der ersten Rutschung um 1850, bei der zweiten um 1900. Die erste Rutschung zeigt zwei starke Aktivitätsphasen beginnend um 1950 und um 1985. Die zweite Rutschung zeigt ebenfalls zwei deutliche Aktivitätsphasen jeweils beginnend um 1929 und um 1987.

5. Wie alt sind Schwemmholzstücke, welche Verweildauer weisen sie auf und wie schnell zersetzen sie sich?

Die Schwemmholzstücke im Brüggewaldbach weisen eine längere Verweildauer auf (mittlere Verweildauer = 18 Jahre) als im Steinibach (mittlere Verweildauer = 12 Jahre). Im Brüggewaldbach ist die mittlere Verweildauer des Tannenholzes mit 19 Jahren etwas höher als diejenige des Buchenholzes (15 Jahre), im Gegensatz dazu beträgt die mittlere Lebensdauer des Buchenholzes mit 84 Jahren 8 Jahre mehr. Auch im Steinibach ist die mittlere Verweildauer des Tannenholzes mit 19 Jahren höher als diejenige des Fichtenholzes (12 Jahre), ebenso verhält sich die mittlere Lebensdauer umgekehrt, sie ist für das Fichtenholz mit 84 Jahren um 13 Jahre höher.

Für die Verweildauer der Schwemmhölzer im Gerinne sind vor allem der Austrag des Schwemmholzes durch Wassertransport aus dem Untersuchungsbereich und der Holzabbau durch Vermorschung und Zerkleinerung der einzelnen Schwemmholzstücke vor Ort massgebend. Die längere Verweildauer im Brüggewaldbach kann aufgrund seines rauheren Bachbettes mit grossen, etablierten Nagelfluhblöcken erklärt werden. Durch das Vorhandensein dieser Hindernisse wird das Schwemmholz weniger transportiert und die Schwemmholzstücke verbleiben vor Ort, während der Steinibach die Hölzer eher zu transportieren vermag.

Die Schwemmholzproben der Nadelhölzer weisen in den ersten rund 12 Jahren, nachdem sie als Frischholz ins Gerinne geraten sind, nur eine geringe Zersetzungsrate auf. Nach dieser Initialphase beschleunigt sich die Zersetzungsrate

und eine starke Vermorschung wird bereits nach weiteren 5 Jahren erreicht. Die entsprechende Abbaukurve verläuft sigmoid.

6. Welches sind die massgeblichen geomorphologischen Prozesse des Holzeintrags in die Wildbäche?

Bezogen auf den Holzeintrag weisen beide Bäche je ein grösseres Ereignis auf (Brüggewaldbach 1982 mit 7 Schwemmholzstücken, Steinibach 1996 mit 10 Schwemmholzstücken). Ansonsten summieren sich nur maximal 5 Schwemmholzstücke pro Jahr. Die durchschnittliche Anzahl Schwemmholzstücke pro Jahr liegt im Brüggewaldbach mit 1.42 etwas höher als im Steinibach mit 1.15. Die mittlere Stückzahl pro Jahr mit Eintragsereignis (beim Brüggewaldbach 19, beim Steinibach 17) beträgt im Brüggewaldbach 2.32 und im Steinibach 2.29 Schwemmholzstücke.

In den Wildbächen wird der Zusammenhang von Wurzelfreilegungen, Anzahl datierter Schwemmholzstücke und Rutschungsaktivität (Steinibach) und meteorologischen Ereignissen untersucht. Sowohl monatliche, saisonale und jährliche Niederschlagssummen als auch die Anzahl jährlicher Niederschlagsextreme (Tages- und Dreitagesniederschlagssummen) werden mit den Ergebnissen aus der Studie korreliert. Es können keine markanten Korrelationen festgestellt werden.

Während der Brüggewaldbach beidseitig stabilisierende Nagelfluhruppen aufweist, die sich mit rutschungsanfälligen Lockergesteinsmulden abwechseln, ist der Steinibach von Moränen- und Flyschgesteinen geprägt. Gerade an der orografisch linken Seite des Steinbaches dominieren Rutschungs- und Erosionsprozesse die Einhänge, so dass vor allem in der oberen Hälfte des Perimeters keine Baumbestockung und teilweise auch keine Krautschicht aufkommen kann. Diese Rutschungsanfälligkeit dürfte im Steinibach auch wesentlicher Schwemmholzproduzent sein, indem bestockte Hangpartien direkt in den Bachlauf rutschen und somit ganze Bäume in das Gerinne transportieren. Die periodische Eintragsdynamik unterstützt diese Hypothese. Leider kann jedoch die Bedeutung dieser Prozesse für den Schwemmholzeintrag im Rahmen dieser Studie nicht quantifiziert werden. Im Brüggewaldbach deuten die Analysen der Schwemmholzproben hingegen darauf hin, dass die ufernahen Erosionsprozesse den Schwemmholzeintrag dominieren.

Die gestellten Forschungsfragen können alle weitgehend beantwortet werden. Sie geben Einblick in das Potential freigelegter Baumwurzeln im Speziellen und dendrogeomorphologischer Methoden im Allgemeinen in der Naturgefahren- und Erosionsforschung. Im Rahmen der Studie werden auch viele neue Forschungsfragen aufgeworfen, die ebenfalls ein breites Betätigungsfeld aufzeigen.

7.3 Ausblick

Die vorliegende Studie deckt auf, dass Wurzeln der Laubholzarten Esche deutliche anatomische Veränderungen als Folge einer Freilegung zeigen und somit eine Rekonstruktion lokaler Erosionsraten erlauben. Die auftretenden Reaktionen können aber nicht ohne Weiteres auf andere Laubbaum- oder auch Straucharten übertragen werden. Die in der Studie gewonnenen Erkenntnisse werden jedoch als Grundlage dienen, die Rekonstruktionsmöglichkeiten auf weitere Laubgehölze zu erweitern. Beispiele hierfür wären unter anderen die Birke (*Betula* spp.) oder die Grünerle (*Alnus viridis* DC.), die gerade in subalpinen und alpinen Bachläufen, Murrinnen oder Lawinenbahnen als Pionierbaumarten anzusehen sind. Weitere Untersuchungen der anatomischen Veränderungen in Laubholzwurzeln sind notwendig, um die Vielfalt der möglichen Reaktionen zu erhellen und um das holz-anatomische Potential der Laubholzwurzeln für dendrogeomorphologische Analysen zu erfassen. Die Untersuchung vielfältiger Freilegungsprozesse sowie auch Studien unter Laborbedingungen wären dazu geeignet. Das Spektrum der Holzarten, die sich für Freilegungsdatierungen eignen, könnte weiter untersucht werden.

Auch gelingt es in dieser Studie langsame, kontinuierlich ablaufende Erosionsprozesse im Uferbereich und an den Hängen (Denudation) zu rekonstruieren. Langsame, kontinuierliche Erosionsprozesse zeichnen sich meistens nicht durch eine deutliche Reaktion in den freigelegten Wurzeln aus. Wenn kontinuierliche Erosion die Bodenoberfläche über mehrere Jahrzehnte reduziert, so sind diese langsamen Prozesse durch die Analyse von Laubholzwurzeln bisher noch nicht ausreichend quantifizierbar. Deshalb werden im Bereich der langsam ablaufenden Erosionsprozesse neue Forschungsfragen aufgeworfen. Dies bezieht sich vor allem auf die Situation der anfänglichen Freilegung der Wurzeloberfläche, das heisst auf die ersten Millimeter der Freilegung. Gemäss Gärtner (2003a, S.103) tritt die Freilegungsreaktion bereits ein, wenn die oberen 5 Millimeter des Wurzel-durchmessers freigelegt sind. Hier könnten weitere Forschungen ansetzen, sowohl bei den Nadelhölzern als auch bei den Laubhölzern kann die Auflösung verfeinert und Denudationsprozesse könnten somit genauer rekonstruiert werden.

In der vorliegenden, wie auch in früheren Studien (Gärtner et al. 2001) wird jeweils der der Freilegung zugewandte Radius der Wurzel präpariert und analysiert. So ist derzeit nicht bekannt, wie sich die Zellen desselben Jahrringes auf der Seite, welcher der Freilegung gegenüberliegt, verändern. Diese Zellen sind zum Zeitpunkt der beginnenden Freilegung noch im Boden eingebettet. Diese detaillierten Reaktionen erfordern Langzeitstudien unter kontrollierten Bedingungen, die auf Grundlage der Studienergebnisse gezielt angegangen werden können.

Basierend auf den Ergebnissen dieser Arbeit kann die Freilegungsreaktion der Esche über eine relative Veränderung der Faserzellgrößen definiert werden. Dabei wird davon ausgegangen, dass die zu untersuchende Wurzel mehrere Jahre bis Jahrzehnte ungestört im Boden wachsen konnte. Während dieser Zeit hat sie „normale“ Faserzellen ausgebildet. Danach erfolgt die Freilegung und die Zelllumina der Faserzellen sind reduziert. Weitere Untersuchungen von Eschen (aber auch Nadelholzwurzeln) könnten sich mit der Definition von „normalen“ und „reduzierten“ Fasern (oder Tracheiden) befassen und entsprechende absolute Werte formulieren. So könnte auch ein Schwellenwert zwischen nicht freigelegten und freigelegten mittleren Faserlumina definiert werden. Wodurch nicht mehr der gesamte Radius der freigelegten Wurzel, sondern nur ein Segment von wenigen Jahren vermessen werden müsste. Auch wäre es dann möglich, Wurzeln, die bereits wenige Jahre nach ihrer primären Anlage freigelegt worden sind, zu analysieren und ihre Freilegung zu datieren. Sehr junge Wurzeln (1 bis 5 Jahre) werden aber nie zur Erosionsdatierung verwendet werden können, da die 3 bis 5 zentralsten Jahrringe einer Eschenwurzel häufig sehr kleine Faser- und Gefäßlumen aufweisen.

Die Arbeiten in der Studie konzentrieren sich auf Seitenwurzeln, welche generell am ehesten von Erosionsprozessen beeinflusst werden und die nur minimalen mechanischen Belastungen ausgesetzt sind. Über die Reaktionen von mechanisch stärker beanspruchten Teilen der Wurzeln in Stammnähe, sowie von Pfahl- und Senkerwurzeln gibt es ebenfalls noch deutlichen Forschungsbedarf.

Die durch diese Studie aufgezeigte Möglichkeit der Integration von Laubholzwurzeln in die Erosionsforschung stellt eine wertvolle Ergänzung zu bisher gängigen Erosionsrekonstruktionsmethoden dar. Während die Messung der Feststofffracht eine Abschätzung der Erosionsmenge bezogen auf das gesamte Einzugsgebiet erlaubt, ermöglicht die holzanatomische Wurzelanalyse eine genaue Bestimmung lokaler Abtragungsraten im Bachverlauf. Gerade für die Erforschung der Ursachen dieser Prozesse bietet die vorgestellte Methodik ein grosses Potential. Die Analyse der Ursachen bietet dann die Grundlage zur

Entwicklung sinnvoller Massnahmen zur Gefährdungsminderung geomorphologischer Prozesse.

Die Datierung von Schwemmholz aus verschiedenen Wildbächen würde die Möglichkeit eröffnen, mehr über Verweildauer und den Entstehungsprozess zu erfahren. Während es über technische Möglichkeiten des Schwemmholzrückhaltes und der Schwemmholzbewirtschaftung einige Studien gibt (Lange und Bezzola 2006), gibt es nur wenige Daten über die Verweildauer und den Transport von Schwemmholz. In Bezug auf Gefährdungen, welche von Schwemmholz ausgehen können, wären Projekte zur Untersuchung von Transport- und Holzabbauprozessen von grosser Wichtigkeit.

Literaturverzeichnis

- Abe, K.; Ziemer, R.R. (1991): Effect of tree roots on a shear zone: modeling reinforcement shear stress. *Canadian Journal of Forest Research* 21: 1012-1019.
- Abernethy, B.; Rutherford, I.D. (1998): Where along a river's length will vegetation most effectively stabilise stream banks? *Geomorphology* 23: 55-75.
- Abernethy, B.; Rutherford, I.D. (2000a): Does the weight of riparian trees destabilize riverbanks? *Regulated Rivers: Research and Management* 16: 565-576.
- Abernethy, B.; Rutherford, I.D. (2000b): The effect of riparian tree roots on the mass-stability of riverbanks. *Earth Surface Processes and Landforms* 25: 921-937.
- Alestalo, J. (1971): Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia* 105.
- Aloni, R. (1989): Control of xylogenesis within the whole tree. *Annales des Sciences Forestiers* 46: 267s-272s.
- Aloni, R. (1991): Wood Formation in Deciduous Hardwood Trees. In: *Physiology of Trees*. Raghavendra, A.S. (Editor). John Wiley, New York. 175-197.
- Aloni, R.; Zimmermann, M.H. (1983): The control of vessel size and density along the plant axis – a new hypothesis. *Differentiation* 24: 203-208.
- Anderson, M.G.; Burt, T.P. (1978): The role of topography in controlling throughflow generation. *Earth Surface Processes* 3: 331-344.
- Astrade, L.; Bégin, Y. (1997): Tree-ring response of *Populus tremula* L. and *Quercus robur* L. to recent spring floods of the Saône River, France. *Ecoscience* 4 (2): 232-239.
- Auerswald, K.; Kainz, M.; Schröder, D.; Martin, W. (1992): Comparison of German and Swiss rainfall simulators – experimental setup. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* 155: 1-5.
- Auerswald, K.; Schmidt, F. (1986): Atlas der Erosionsgefährdung in Bayern. Karten zum flächenhaften Bodenabtrag durch Regen. Bayerisches Geologisches Landesamt, München.

- Baas, P. (1973): The wood anatomical range in *Ilex* (Aquifoliaceae) and its ecological and phylogenetic significance. *Blumea* 21: 193-258.
- Bader, S.; Kunz, P. (1998): Klimarisiken - Herausforderung für die Schweiz: Wissenschaftlicher Schlussbericht NFP 31. VDF Zürich.
- Barajas-Morales, J. (1985): Wood structural differences between trees of two tropical forests in Mexico. *IAWA Bulletin* 6 (4): 355-364.
- Bayard, M.; Schweingruber, F.H. (1991): Ein Baumgrenzstandort: Das Wildwasserbett der Maggia im Tessin, Schweiz. Eine dendroökologische Studie. *Botanica Helvetica* 101 (1): 9-28.
- Becht, M.; Wetzel, K.-F. (1992): The Lainbach catchment / Benediktbeuren (Upper Bavaria). Its physical landscape and development. In: Becht, M. (Hrsg.) Contributions to the excursion during the international conference "Dynamics and Geomorphology of Mountain Rivers". Münchner Geographische Abhandlungen 16. GEOBUCH, München.
- Bégin, C.; Filion, L. (1985): Analyse dendrochronologique d'un glissement de terrain de la région du Lac à l'Eau Claire (Québec nordique). *Canadian Journal of Earth Sciences* 22: 175-182.
- Bégin, C.; Filion, L. (1987): Morphologie et interprétation des glissements de terrain de la région de Poste-de-la-Baleine, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire* 41 : 19-32.
- Bégin, Y.; Langlais, D.; Cournoyer, L. (1991a): A dendrogeomorphic estimate of shore erosion, upper St. Lawrence estuary, Québec. *Journal of Coastal Research* 7 (3): 607-615.
- Bégin, Y.; Langlais, D.; Cournoyer, L. (1991b): Tree-ring dating of shore erosion events (upper St. Lawrence estuary, eastern Canada). *Geografiska Annaler* 73 A (1): 53-59.
- Benda, L.; Hassan, M.A.; Church, M.; May, C.L. (2005): Geomorphology of steep-land headwaters: the transition from hillslopes to channels. *Journal of the American Water Resources Association* 41 (4): 835-851.
- Beniston, M. (2006): Mountain weather and climate: A general overview and a focus on climatic change in the Alps. *Hydrobiologia* 562: 3-16.
- Bernsdorf, B.; Richter, G.; Schmidt, R.-G. (1995): Die Kartierung der Schneeschmelz-Erosion – Probleme und Möglichkeiten der Felderhebung. Forschungsstelle Bodenerosion, Universität Trier, Heft 14. 80.

- Betson, R.P. (1964): What is watershed runoff? *Journal of Geophysical Research* 69: 1541-1551.
- Bilby, R.E.; Ward, J.W. (1989): Changes in characteristics and function of woody debris with increasing size of streams in western Washington. *Transactions of the American Fisheries Society* 118: 368-378.
- Blong, R.J. (1970): The development of discontinuous gullies in a pumice catchment. *American Journal of Science* 268: 369-383.
- Boardman, J. (2006): Soil erosion science: Reflections on the limitations of current approaches. *Catena* 68: 73-86.
- Bodoque, J.M.; Diez-Herrero, A.; Martin-Duque, J.F.; Rubiales, J.M.; Godfrey, A.; Pedraza, J.; Carrasco, R.M.; Sanz, M.A. (2005): Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: two examples from central Spain. *Catena* 64: 81-102.
- Böll, A. (1997): Wildbach- und Hangverbau. *Berichte der Eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL* 343. 123S.
- Bosman, M.T.M.; de Kort, I.; van Genderen, M.K.; Baas, P. (1994): Radial variation in wood properties of naturally and plantation grown light red meranti (*Shorea*, Dipterocarpaceae). *IAWA Journal* Vol 15 (2): 111-120.
- Braam, R.R.; Weiss, E.E.J.; Burrough, P.A. (1987a): Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology. *Catena* 14: 573-584.
- Braam, R.R.; Weiss, E.E.J.; Burrough, P.A. (1987b): Dendrogeomorphological analysis of mass movement a technical note on the research method. *Catena* 14: 585-589.
- Bräker, O.U. (2002): Measuring and data processing in tree-ring research – a methodological introduction. *Dendrochronologia* 20 (1-2): 203-216.
- Braudrick, C.A.; Grant, G.E. (2000): When do logs move in rivers? *Water Resources Research* 36 (2): 571-583.
- Braudrick, C.A.; Grant, G.E. (2001): Transport and deposition of large woody debris in streams: a flume experiment. *Geomorphology* 41: 263-283.
- Bräuning, A. (1995): Zur Anwendung der Dendrochronologie in den Geowissenschaften. *Die Erde* 126: 189-204.
- Brice, J.C. (1966): Erosion and deposition in the loess-mantled Great Plains, Medicine Creek drainage basin, Nebraska. *US Geological Survey Professional Paper* 352-H: 255-339.

- Bridge, J.S. (2003): Rivers and Floodplains. Forms, Processes, and Sedimentary Record. Blackwell, Oxford.
- Brierley, G.J.; Brooks, A.P.; Fryirs, K.; Taylor, M.P. (2005): Did humid-temperate rivers in the Old and New Worlds respond differently to clearance of riparian vegetation and removal of woody debris? *Progress in Physical Geography* 29 (1): 27-49.
- Bronstert, A. (2003): Floods and climate change: interactions and impacts. *Risk Analysis* 23 (3): 545-557.
- Brooks, A.P.; Gehrke, P.C.; Jansen, J.D.; Abbe, T.B. (2004): Experimental reintroduction of woody debris on the Williams River, NSW: geomorphic and ecological responses. *River Research and Applications* 20 (5): 513-536.
- Bryan, R.B. (2000): Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology* 32 (3-4): 385-415.
- Buntgen, U.; Frank, D.C.; Nievergelt, D.; Esper, J. (2006): Summer temperature variations in the European Alps, AD 755-2004. *Journal of Climate* 19 (21): 5606-5623.
- Bunza, G.; Deisenhofer, H.-E.; Karl, J.; Porzelt, M.; Riedl, J. (1985): Der künstliche Starkniederschlag der transportablen Beregnungsanlage nach Kral und Toldrian. *DVWK-Schrift* 71: 1-35.
- Burch, H. (1994): Ein Rückblick auf die hydrologische Forschung der WSL im Alptal. *Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie* 35: 18-33.
- Butterfield, R.P.; Crook, R.P.; Adams, R.; Morris, R. (1993): Radial variation in wood specific gravity, fibre length and vessel area for two central American hardwoods: *Hyeronima alchorneoides* and *Vochysia Guatemalensis*: natural and plantation-grown trees. *IAWA Journal* 14 (2): 153-161.
- Buvat, R. (1989): *Ontogeny, Cell Differentiation, and Structure of Vascular Plants*. Springer Verlag.
- BUWAL (1998): *Methoden zur Analyse und Bewertung von Naturgefahren*. Umwelt-Materialien Nr. 85. Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft.
- BUWAL (2004): *Symbolbaukasten zur Kartierung der Phänomene*. Mitteilungen des Bundesamtes für Wasser und Geologie 6.
- Campbell, N.A. (2006): *Biologie*. Pearson Studium.
- Carlquist, S. (1988): *Comparative Wood Anatomy. Systematic, Ecological, and Evolutionary Aspects of Dicotyledon Wood*. Springer, Berlin.

- Carrara, E.; Carroll, T.R. (1979): The determination of erosion rates from exposed tree roots in the Piceance Basin, Colorado. *Earth Surface Processes* 4: 307-317.
- Carrara, P.E.; O'Neill, J.M. (2003): Tree-ring dated landslide movements and their relationship to seismic events in southwestern Montana, USA. *Quaternary Research* 59: 25-35.
- Carson, M.A. und Kirkby, M.J. (1972): *Hillslope Form and Process*. Cambridge University Press. 475.
- Caspary, H.J. (2000): Increased risk of river flooding in southwest Germany caused by changes of the atmospheric circulation across Europe. In: PIK Report No. 65: European conference on advances in flood research. Hrsg.: Bronstert, A.; Bismuth, C.; Menzel, L.
- Chin, A.; Wohl, E. (2007): Mountain river channels. *Geomorphology* 83: 197-198.
- Clague, J.J.; Souther, J.G. (1982): The dusty creek landslide on Mount Cayley, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 19 (3): 524-539.
- Comiti, F.; Andreoli, A.; Lenzi, M.A.; Mao, L. (2006): Spatial density and characteristics of woody debris in five mountain rivers of the Dolomites (Italian Alps). *Geomorphology* 78: 44-63.
- Cook, E.R.; Kairiukstis, L.A. (1990): *Methods of dendrochronology: applications in the environmental sciences*. Dordrecht.
- Corcuera, L.; Camarero, J.J.; Gil-Pelegrin, E. (2004): Effects of a severe drought on *Quercus ilex* radial growth and xylem anatomy. *Trees* 18: 83-92.
- Coulthard, T.J.; Kirkby, M.J.; Macklin, M.G. (2000): Modelling geomorphic response to environmental change in an upland catchment. *Hydrological Processes* 14: 2031-2045.
- Cournoyer, L.; Begin, Y. (1992): Effet de l'érosion riveraine sur les structures anatomiques de *Fraxinus pennsylvanica* Marsh. dans le haut estuaire du Saint-Laurent, Quebec, Canada. *Dendrochronologia* 10 : 107-120.
- Cournoyer, L.; Filion, L. (1994): Variation in wood anatomy of white spruce in response to dune activity. *Arctic and Alpine Research* 26 (4): 341-417.
- Coutts, M.P. (1989): Factors affecting the direction of growth of tree roots. *Annales des Sciences Forestières* 46: 277s-287s.
- Cutler, D.F. (1976): Variation in root wood anatomy. *Leiden Botanical Series* 3: 143-156.

- Cutler, D.F.; Rudall, P.J.; Gasson, P.E.; Gale, R.M.O. (1987): Root identification manual of trees and shrubs. Chapman and Hall, London.
- Dahlström, N.; Jönsson, K.; Nilsson, C. (2005): Long-term dynamics of large woody debris in a managed boreal forest stream. *Forest Ecology and Management* 210: 363-373.
- Daniels, M.D. (2006): Distribution and dynamics of large woody debris and organic matter in a low-energy meandering stream. *Geomorphology* 77 (3-4): 286-298.
- Dapporto, S.; Rinaldi, M.; Casagli, N.; Vannozzi, P. (2003): Mechanisms of riverbank failure along the Arno river, central Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 28: 1303-1323.
- Davis, W.M. (1902): Base-level, grade, and peneplain. *Journal of Geology* 10: 77-111.
- De Vita, P.; Reichenbach, P. (1998): Rainfall-triggered landslides: a reference list. *Environmental Geology* 35: 219-233.
- Dean, J.S.; Meko, D.M.; Swetnam, F.W. (1996): Tree rings, environment and humanity: proceedings of the international conference, Tucson, Arizona, 17-21 May 1994. Tucson.
- Denneler, B.; Schweingruber, F.H. (1993): Slow mass movement. A dendrogeomorphological study in Gams, Swiss Rhine Valley. *Dendrochronologia* 11: 55-67.
- Denzler, L. (2005): Vom technischen zum integralen Hochwasserschutz. *Neue Zürcher Zeitung*, 31. August 2005, 211: 57.
- Descroix, L.; Mathys, N. (2003): Processes, spatio-temporal factors and measurements of current erosion in the French Southern Alps: a review. *Earth Surface Processes and Landforms* 28 (9): 993-1011.
- Di Iorio, A.; Lasserre, B.; Scippa, G.S.; Chiatante, D. (2005): Root system architecture of *Quercus pubescens* trees growing on different sloping conditions. *Annals of Botany* 95: 351-361.
- Dikau, R. (1986): Experimentelle Untersuchungen zu Oberflächenabfluss und Bodenabtrag von Messparzellen und landwirtschaftlichen Nutzflächen. *Heidelberger Geografische Arbeiten* 81. 195.
- Dikau, R.; Brunsten, D.; Schrott, L.; Ibsen, M.-L. (1996): *Landslide Recognition Identification, Movement and Causes*. John Wiley. 251.

- Douglass, A.E. (1929): The secret of the Southwest solved by talkative tree rings. National Geographic Magazine 56: 736-770.
- Drexhage, M.; Huber, F.; Colin, F. (1999): Comparison of radial increment and volume growth in stems and roots of *Quercus petraea*. Plant and Soil 217: 101-110.
- Duff, P.M.D. (1998): Holmes' Principles of Physical Geology. Chapman and Hall, London. 791.
- Dufour, S.; Piegay, H.; Landon, N.; Moulin, B. (2005): Production. Pattern and hydromorphic effects of woody debris in a stream of the Massif Central (France). Zeitschrift für Geomorphologie 49 (3): 391-409.
- Dunne, T. (1978): Field studies of hillslope flow processes. In: M.J. Kirkby (Hrsg.): Hillslope Hydrology. Wiley, Chichester: 227-293.
- Dunne, T.; Black, R.G. (1970): Partial area contributions to storm runoff production in permeable soils. Water Resources Research 6: 478-490.
- Dunne, T.; Dietrich, W.E.; Brunengo, M.J. (1978): Recent and past erosion rates in semi-arid Kenya. Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl. Bd. 29: 130-140.
- Dvorak, J.; Novak, L. (1994): Soil Conservation and Silviculture. Elsevier, Amsterdam.
- Eardley, A.J.; Viavant, W. (1967): Rates of denudation as measured by Bristlecone Pines, Cedar Breaks, Utah. Utah geological and mineralogical survey special studies 21: 3-13.
- Eilmann, B.; Weber, P.; Rigling, A.; Eckstein, D. (2006): Growth reactions of *Pinus sylvestris* L. and *Quercus pubescens* Willd. to drought years at a xeric site in Valais, Switzerland. Dendrochronologia 23: 121-132.
- Ergenzinger, P.; Schmidt, K.-H. (1990): Stochastic elements of bed load transport in a Step-pool mountain river. IAHS Publication 194: 39-46.
- Eyer, W. (2005): Unwetterereignisse vom 21.-22. August 2005. Fan-Agenda 2005 (3): 5-8.
- Fantucci, R. (1999): Dendrogeomorphology in Landslide Analysis. In: Floods and Landslides: Integrated Risk Assessment. R. Casale, C. Margottini (Hrsg.). Springer, Berlin: 69-81.
- Fantucci, R. (2007): Dendrogeomorphological analysis of shore erosion along Bolsena lake (Central Italy). Dendrochronologia 24: 69-78.

- Fantucci, R.; McCord, A. (1995): Reconstruction of landslide dynamic with dendrochronological methods. *Dendrochronologia* 13: 43-58.
- Fantucci, R.; Sorriso-Valvo M. (1999): Dendrogeomorphological analysis of a slope near Lago, Calabria (Italy). *Geomorphology* 30: 165-174.
- FAO, (1981): FAO Conservation Guide torrent control terminology. FAO Rom. Pp 156.
- Fayle, D.C.F. (1968): Radial Growth in Tree Roots - Distribution, Timing, Anatomy, Faculty of Forestry, University of Toronto, Technical Report 9, Toronto.
- Fayle, D.C.F. (1975): Distribution of radial growth during the development of red pine root systems. *Canadian Journal of Forest Research* 5: 608-625.
- Fayle, D.C.F. (1976): Stem sway affects ring width and compression wood formation in exposed root bases. *Forest Science* 22: 193-194.
- Fayle, D.C.F. (1980): Secondary Thickening in Tree Roots and Environmental Influences. In: *Environment and Root Behaviour*. David N. Sen (Ed.). Geobios International India: 93-118.
- Fredlund, D.G.; Morgenstern, N.R.; Widger, R.A. (1978): The shear strength of unsaturated soils. *Canadian Geotechnical Journal* 15 (3): 312-321.
- Fredlund, D.G.; Rahardjo, H. (1993): *Soil Mechanics for Unsaturated Soils*. John Wiley, New York. 517.
- Frehner, M.; Wasser, B.; Schwitter, R. (2005): *Nachhaltigkeit und Erfolgskontrolle im Schutzwald. Wegleitung für Pflegemassnahmen in Wäldern mit Schutzfunktion, Vollzug Umwelt*. BUWAL, Bern.
- Fritts, H.C. (1976): *Tree Rings and Climate*. Academic Press, London.
- Fryirs, K.A.; Brierley, G.J.; Preston, N.J.; Kasai, M. (2007): Buffers, barriers and blankets: The (dis) connectivity of catchment-scale sediment cascades. *Catena* 70 (1): 49-67.
- Gabris, G.; Kertesz, A.; Zambo, L. (2003): Land use change and gully formation over the last 200 years in a hilly catchment. *Catena* 50 (2-4): 151-164.
- Gärtner, H. (2002): Anatomical changes in root growth related to geomorphic processes. *Dendrochronology, Environmental Change and Human History*. 6th International Conference on Dendrochronology, Quebec, p. 106 - 108.

- Gärtner, H. (2003a): Holzanatomische Analyse diagnostischer Merkmale einer Freilegungsreaktion in Jahrringen von Koniferenwurzeln zur Rekonstruktion geomorphologischer Prozesse. *Dissertationes Botanicae*, Band 378.
- Gärtner, H. (2003b): The applicability of roots in Dendrogeomorphology. In: Schleser, G., Winiger, M., Bräuning, A., Gärtner, H., Helle, G., Jansma, E., Neuwirth, B. und K. Treydte (Eds.): *TRACE - Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology*, Vol. 1, p. 120-124.
- Gärtner, H. (2006): Glacial Landforms, Tree Rings: Dendrogeomorphology. In: Elias, S. (Ed.): *Encyclopedia of Quaternary Science 2*. Elsevier, Amsterdam: 979-987.
- Gärtner, H. (2007): Tree roots – methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. *Geomorphology* 86: 243-251.
- Gärtner, H.; Esper, J.; Treydte, K. (2004): Geomorphologie und Jahrringe – Feldmethoden in der Dendrogeomorphologie. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen* 155 (6): 198-207.
- Gärtner, H.; Hitz, O.; Monbaron, M. (2003a): Jahrringanalytische Rekonstruktion von Ufererosion und Schwemmholzaufkommen in Schweizer Wildbächen. *FAN-Agenda 2/2003*: 16-17.
- Gärtner, H.; Schweingruber, F.H.; Dikau, R. (2001): Determination of erosion rates by analyzing structural changes in the growth pattern of exposed roots. *Dendrochronologia* 19 (1): 81-91.
- Gärtner, H.; Stoffel, M.; Lièvre, I.; Monbaron, M. (2003b): Tree ring analyses and detailed geomorphological mapping on a forested debris flow cone in Switzerland. In: Rickenmann, D.; Chen, Ch. (eds) (2003): *Debris Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment 1*: 207-217.
- Gasson, P. (1985): Automatic measurement of vessel lumen area and diameter with particular reference to pedunculate oak and common beech. *IAWA Bulletin* 6 (3): 219-237.
- Gasson, P. (1987): Some implications of anatomical variations in the wood of pedunculate oak (*Quercus robur* L.), including comparisons with common beech (*Fagus sylvatica* L.). *IAWA Bulletin* 8 (2): 149-166.
- Gautier, J.N.; Peters, J.J. (2002): Morphology, bedload surveys and studies in the Loire River. In: *River Flow 2002*. Bousmar, D.; Zech, Y. (Hrsg.). Balkema Publishers, Lisse: 1177-1184.

- Geologische Generalkarte der Schweiz, Blatt 2. Schweizerische Geologische Kommission. Kümmerly und Frey, Bern, 1942.
- Gers, E.; Florin, N.; Gärtner, H.; Glade, T.; Dikau, R.; Schweingruber, F.H. (2001): Application of shrubs for dendrogeomorphological analysis to reconstruct spatial landslide movement patterns—a preliminary study. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. Suppl.-Bd.* 125:163–175.
- GHO, Arbeitsgruppe für operationelle Hydrologie (1982): Verzeichnis hydrologischer Fachausdrücke mit Begriffserklärung. GHO, Bern. Pp 86.
- Giannecchini, R. (2006): Relationship between rainfall and shallow landslides in the southern Apuan alps (Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 6: 357-364.
- Gindl, W.; Teischinger, A. (2002): Axial compression strength of Norway spruce related to structural variability and lignin content. *Composites: Part A* 33: 1623-1628.
- Glavac, V.; Koenies, H.; Ebben, U. (1990): Auswirkungen sommerlicher Trockenheit auf die Splintholz-Wassergehalte im Stammkörper der Buche (*Fagus sylvatica* L.). *Holz als Roh- und Werkstoff* 48: 437-441.
- Glenn, N.F.; Streutker, D.R.; Chadwick, D.J.; Thackray, G.D.; Dorsch, S.J. (2006): Analysis of LiDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity. *Geomorphology* 73: 131-148.
- Golden, L.A.; Springer, G.S. (2006): Channel geometry, median grain size, and stream power in small mountain streams. *Geomorphology* 78: 64-76.
- Gomi, T.; Sidle, R.C.; Swanston, D.N. (2004): Hydrogeomorphic linkages of sediment transport in headwater streams, Maybeso Experimental Forest, southeast Alaska. *Hydrological Processes* 18 (4): 667-683.
- Gonzalez, I.G.; Eckstein, D. (2003): Climatic signal of earlywood vessels of oak on a maritime site. *Tree Physiology* 23: 497-504.
- Gottesfeld, A.S.; Johnson, L.M. (1990): Floodplain dynamics of a wandering river, dendrochronology of the Morice River, British Columbia, Canada. *Geomorphology* 3: 159-179.
- Goudie, A.S. (2006): Global warming and fluvial geomorphology. *Geomorphology* 79: 384-394.
- Gray, D.H.; Leiser, A.T. (1982): *Biotechnical Slope Protection and Erosion Control*. Van Nostrand Reinhold, New York.

- Greenway, D.R. (1987): Vegetation and Slope Stability. In: Slope Stability. Anderson, M.G.; Richards, K.S. (eds.). Wiley, Chichester:187-230.
- Gregory, K.J.; Davis, R.J. (1992): Coarse woody debris in stream channels in relation to river channel management in woodland areas. *Regulated Rivers: Research and Management* 7: 117-136.
- Gregory, K.J.; Davis, R.J.; Tooth, S. (1993): Spatial distribution of coarse woody debris dams in the Lymington basin, Hampshire. *Geomorphology* 6: 207-224.
- Greminger, P. (2003): Unwetterereignisse im Alpenraum Analyse. BUWAL.
- Grosse, B. (1950): Die Bodenerosion in Westdeutschland. Vorläufiger Bericht über die bisherigen Ergebnisse der Bodenerosionskartierung. *Mitteilungen aus dem Institut für Raumforschung* 2.
- Gurnell, A.M.; Gregory, K.J.; Petts, G.E. (1995): The role of coarse woody debris in forest aquatic habitats – implications for management. *Aquatic Conservation – Marine and Freshwater Ecosystems* 5 (2): 143-166.
- Gurnell, A.M.; Petts, G.E.; Hannah, D.M.; Smith, B.P.G.; Edwards, P.J.; Kollmann, J.; Ward, J.V.; Tockner, K. (2000b): Wood storage within the active zone of a large European gravel-bed river. *Geomorphology* 34 (1-2): 55-72.
- Gurnell, A.M.; Petts, G.E.; Hannah, D.M.; Smith, B.P.G.; Edwards, P.J.; Kollmann, J.; Ward, J.V.; Tockner, K. (2001): Riparian vegetation and island formation along the gravel-bed Fiume Tagliamento, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 26 (1): 31-62.
- Gurnell, A.M.; Petts, G.E.; Harris, N.; Ward, J.V.; Tockner, K.; Edwards, P.J.; Kollmann, J. (2000a): Large wood retention in river channels: the case of the Fiume Tagliamento, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 25 (3): 255-275.
- Gurnell, A.M.; Piégay, H.; Swanson, F.J.; Gregory, S.V. (2002): Large wood and fluvial processes. *Freshwater Biology* 47: 601-619.
- Gurnell, A.M.; Sweet, R. (1998): The distribution of large woody debris accumulations and pools in relation to woodland stream management in a small, low-gradient stream. *Earth Surface Processes and Landforms* 23 (12): 1101-1121.
- Guyette, R.P.; Cole, W.G.; Dey, D.C.; Muzika, R.M. (2002): Perspectives on the age and distribution of large wood in riparian carbon pools. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 59 (3): 578-585.

- Gyssels, G.; Poesen, J. (2003): The importance of plant root characteristics in controlling concentrated flow erosion rates. *Earth Surface Processes and Landforms* 28: 371-384.
- Gyssels, G.; Poesen, J.; Bochet, E.; Li, Y. (2005): Impact of plant roots on the resistance of soils to erosion by water: a review. *Progress in Physical Geography* 29 (2): 189-217.
- Häberli, W.; Beniston, M. (1998): Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio* 27 (4): 258-265.
- Hagerty, D.J.; Hamel, J.V. (1989): Geotechnical aspects of river bank erosion. *Proceedings of the National Conference on Hydraulic Engineering*. New Orleans, Aug: 14-18.
- Hantke, R. (2006): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz 1151 Rigi, Atlasblatt 116. Bundesamt für Landestopografie.
- Hantke, R., mit Beiträgen von D. Bollinger und unter Berücksichtigung älterer Unterlagen von J. Kopp (2006): Blatt 1151 Rigi mit Nordteil von Blatt 1171 Beckenried. – Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Karte 116.
- Harvey, A.M. (1977): Event frequency in sediment production and channel change. In: *River Channel Changes*. K.J. Gregory (ed.). Wiley, Chichester: 301-315.
- Hassan, M.A.; Hogan, D.L.; Bird, S.A.; May, C.L.; Gomi, T.; Campbell, S.A. (2005): Spatial and temporal dynamics of wood in headwater streams of the Pacific Northwest. *Journal of the American Water Resources Association* 41 (4): 899-919.
- Hassel, J.M.; Richter, G. (1992): Ein Vergleich deutscher und schweizerischer Regensimulatoren nach Regenstruktur und kinetischer Energie. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* 155: 185-190.
- Hegg, C. (1997): Zur Erfassung und Modellierung von gefährlichen Prozessen in steilen Wildbacheinzugsgebieten. *Geographica Bernensia* G52.
- Hegg, Ch.; Fraefel, M.; Frick, E.; Schmid, F.; Badaux, A. (2003): Unwetterschäden in der Schweiz im Jahre 2002. *Wasser Energie Luft* 2003 (3-4).
- Hegg, Ch.; Thormann, J.J.; Böll, A.; Germann, P.; Kienholz, H.; Lüscher, P.; Weingartner, R. (2004): *Lothar und Wildbäche*. Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft.
- Hempel, L. (1951): Über Kartierungsmethoden von Bodenerosion durch Wasser. *Neues Archiv für Niedersachsen* 26: 590-598.

- Hilf, H.H. (1927): Studien über die Wurzelausbreitung von Fichte, Buche und Kiefer, in geschlossenen älteren Beständen, insbesondere auf Sandböden. Schaper, Hannover. 121.
- Hillam, J. (2003): Dendrochronology Guidelines on Producing and Interpreting Dendrochronological Dates. English Heritage, London.
- Hitz, O.; Gärtner, H.; Monbaron, M. (2006): „Jahrringanalytische Rekonstruktion von Ufererosion und Schwemmholzaufkommen in Schweizer Wildbächen.“ – Ein Beitrag zur Beurteilung minimaler Pflegemassnahmen – Schlussbericht. Universität Fribourg.
- Hitz, O.M., Gärtner, H., Heinrich, I., Monbaron, M. (2008a): Application of ash (*Fraxinus excelsior* L.) roots to determine erosion rates in mountain torrents. *Catena* 72: 248-258.
- Hitz, O.M., Gärtner, H., Heinrich, I., Monbaron, M. (2008b): Wood Anatomical Changes in Roots of European Ash (*Fraxinus excelsior* L.) after Exposure. *Dendrochronologia* in press.
- Hitz, O.M., Gärtner, H., Heinrich, I., Monbaron, M. (2008c): Erosionsrekonstruktion aufgrund holzanatomischer Veränderungen in Eschenwurzeln. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen* in press.
- Hoffmann, R. (1939): Vergleichende Untersuchungen über die Wurzeltracht forstlicher Keimpflanzen. Seibert, Giessen.
- Horton, R.E. (1933): The role of infiltration in the hydrological cycle. American Geophysical Union, Transactions 14: 446-460.
- Horton, R.E. (1945): Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. Geological Society of America Bulletin 56: 275-370.
- Höster, H.-R.; Liese, W. (1966): Über das Vorkommen von Reaktionsgewebe in Wurzeln und Ästen der Dikotyledonen. *Holzforschung* 20 (3): 80-90.
- Hsu, L.C.Y.; Walker, J.C.F.; Butterfield, B.G.; Jackson, S.L. (2006): Compression wood does not form in the roots of *Pinus radiata*. *IAWA Journal* 27 (1): 45-54.
- Hubble, T.C.T. (2004): Slope stability analysis of potential bank failure as a result of toe erosion on weir-impounded lakes: an example from the Nepean River, New South Wales, Australia. *Marine and Freshwater Research* 55: 57-65.

- Hupp, C.R. (1984): Dendrogeomorphic evidence of debris flow frequency and magnitude at Mount Shasta, California. *Environmental Geology and Water Sciences* 6 (2): 121-128.
- Hupp, C.R.; Carey, W.P. (1990): Dendrogeomorphic approach to estimating slope retreat, Maxey Flats, Kentucky. *Geology* 18: 658-661.
- Hupp, C.R.; Osterkamp, W.R.; Thornton, J.L. (1987): Dendrogeomorphic Evidence and Dating of Recent Debris Flows on Mount Shasta, Northern California. U.S. Geological Survey Professional Paper 1396-B.
- Hutchinson, J.N. (1988): Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrology, General Report. In: *Landslides, Proc. 5th. Int. Symp. On Landslides* (Hrsg. C. Bonnard), Vol. 1: 3-35.
- Ibsen, M.-L.; Casagli, N. (2004): Rainfall patterns and related landslide incidence in the Porretta-Vergato region, Italy. *Landslides* 2: 143-150.
- IPCC (2007): *Climate Change 2007*. Cambridge University Press.
- Iseli, M.; Schweingruber, F.H. (1989): Sichtbarmachen von Jahrringen für dendrochronologische Untersuchungen. *Dendrochronologia* 4: 145-157.
- Kail, J. (2003): Influence of large woody debris on the morphology of six central European streams. *Geomorphology* 51 (1-3): 207-223.
- Kalicki, T.; Krapiec, M. (1995): Problems of dating alluvium using buried subfossil tree trunks – lessons from the black-oaks of the Vistula Valley, Central-Europe. *Holocene* 5 (2): 243-250.
- Kasser, M.; Egels, Y. (2001): *Digital Photogrammetry*. Taylor und Francis, London. 351.
- Kaussmann, B.; Schiewer, U. (1989): *Funktionelle Morphologie und Anatomie der Pflanzen*. Gustav Fischer Verlag, Jena.
- Keller, M. (2005): *Schweizerisches Landesforstinventar: Anleitung für die Feldaufnahmen der Erhebung 2004-2007*. Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, Birmensdorf.
- Kienholz, H.; Keller, H.M.; Ammann, W.; Weingartner, R.; Germann, P.F.; Hegg, C.; Mani, P.; Rickenmann, D. (1998): *Zur Sensitivität von Wildbachsystemen. Schlussbericht NFP 31*. vdf, Zürich.
- Kienholz, H.; Zeilstra, P.; Hollenstein, K. (1998): *Begriffsdefinitionen zu den Themen: Geomorphologie, Naturgefahren, Forstwesen, Sicherheit, Risiko*. BUWAL.

- Kienholz, R. (1934): Leader, needle, cambial and root growth of certain conifers and their relationships. *Botanical Gazette* 96: 73-92.
- Kny, L. (1908): Über das Dickenwachstum des Holzkörpers der Wurzeln in seiner Beziehung zur Lotlinie. *Festschrift zum 25-jährigen Bestehen der Deutschen Botanischen Gesellschaft*: 19-50.
- Köchli, D.; Waldner, P. (2005): August-Hochwasser 2005: Schwemmholz war überwiegend frisch. *Informationsblatt Forschungsbereich Wald* 21: 1-2.
- Korup, O. (2005): Geomorphic imprint of landslides on alpine river systems, southwest New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms* 30 (7): 783-800.
- Köstler, J.N.; Brückner, F.; Bibelriether, H. (1968): *Die Wurzeln der Waldbäume*. Parey, Hamburg.
- Kozlowski, T.T. (1971): *Growth and Development of Trees*. Volume II Cambial Growth, Root Growth, and Reproductive Growth. Academic Press, New York and London.
- Kraft, C.E.; Warren, D.R. (2003): Development of spatial pattern in large woody debris and debris dams in streams. *Geomorphology* 51 (1-3): 127-139.
- Kramer, P.J. (1964): The role of water in wood formation. In: *The Formation of Wood in Forest Trees*. M.H. Zimmermann (ed.). Academic Press, New York: 519-532.
- Krause, C. (1992): *Ganzbaumanalyse von Eiche, Buche, Kiefer und Fichte mit dendroökologischen Methoden unter Berücksichtigung von Klima-Wachstums-Beziehungen und Weiserjahren*. Dissertation Universität Hamburg.
- Krause, C.; Eckstein, D. (1993): Dendrochronology of roots. *Dendrochronologia* 11: 9-23.
- Krause, C.; Morin, H. (1995): Changes in radial increment in stems and roots of balsam fir (*Abies balsamea* (L.) Mill.) after defoliation by spruce budworm. *The Forestry Chronicle* 71 (6): 747-754.
- Krause, C.; Morin, H. (1999): Root growth and absent rings in mature black spruce and balsam fir, Quebec, Canada. *Dendrochronologia* 16-17: 21-35.
- Kukulak, J.; Pazdur, A.; Kuc, T. (2002): Radiocarbon dated wood debris in floodplain deposits of the San river in the Bieszczady mountains. *Geochronometria* 21: 129-136.

- Kuron, H.; Jung, L. (1961): Untersuchungen über Bodenerosion und Bodenerhaltung im Mittelgebirge als Grundlage für Planungen bei Flurbereinigungsverfahren. *Zeitschrift für Kulturtechnik* 2: 129-145.
- Kutschera, L.; Sobotik, M. (1992): Wurzelatlas mitteleuropäischer Grünlandpflanzen. Band 2 Pteridophyta und Dicotyledoneae. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
- Kwon, M.; Bedgar, D. L.; Piastuch, W.; Davin, L.B.; Lewis, N.G. (2001): Induced compression wood formation in Douglas fir (*Pseudotsuga menziesii*) in microgravity. *Phytochemistry* 57: 847-857.
- LaMarche, V.C. (1961): Rate of slope erosion in the White Mountains, California. *Geological Society of America Bulletin* 72: 1579-1580.
- LaMarche, V.C. (1963): Origin and geologic significance of buttress roots of bristlecone pines, White Mountains, California. U.S. Geological Survey Professional Paper 475-C: C148-C149.
- LaMarche, V.C. (1964): Recent Denudation of the Reed Dolomite, White Mountains, California. Department of Geological Sciences, Harvard University, Cambridge, Massachusetts, Doctor Thesis.
- LaMarche, V.C. (1968): Rates of Slope Degradation as Determined from Botanical Evidence White Mountains California. Geological Survey Professional Paper 352-I.
- Lancaster, S.T.; Hayes, S.K.; Grant, G.E. (2003): Effects of wood on debris flow runout in small mountain watersheds. *Water Resources Research* 39 (6), 1168, doi:10.1029/2001WR001227, 2003
- Lang, A.; Moya, J.; Corominas, J.; Schrott, L.; Dikau, R. (1999): Classic and new dating methods for assessing the temporal occurrence of mass movements. *Geomorphology* 30 (1-2): 33-52.
- Lange, D.; Bezzola, G.R. (2006): Schwemmholz Probleme und Lösungsansätze. Mitteilungen Nr. 188 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich.
- Langlais, D.; Bégin, Y. (1993): The effects of recent floods and geomorphic processes on Red Ash populations, upper St. Lawrence estuary, Québec. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 37: 525-538.
- Larson, P.R. (1994): The Vascular Cambium Development and Structure. Springer Series in Wood Science. Timell, T.E. (ed.). Springer-Verlag, Berlin.

- Lateltin, O. (1997): Berücksichtigung der Massenbewegungsgefahren bei raumwirksamen Tätigkeiten. Empfehlungen 1997. BRP, BWW, BUWAL.
- Laury, R.L. (1971): Stream bank failure and rotational slumping. Preservation and significance in the geologic record. Geological Society of America Bulletin 82: 1251-1266.
- Lawler, D.M. (2005a): Defining the moment of erosion: the principle of thermal consonance timing. Earth Surface Processes and Landforms 30 (13): 1597-1615.
- Lawler, D.M. (2005b): The importance of high-resolution monitoring in erosion and deposition dynamics studies: examples from estuarine and fluvial systems. Geomorphology 64 (1-2): 1-23.
- Lee, D.H. (1998): Architektur der Wurzelsysteme von Fichten (*Picea abies*) auf unterschiedlich versauerten Standorten. Berichte Forschungszentrum Waldökosysteme Universität Göttingen, A 153.
- Lenz, L.; Wiedersich, B. (1993): Grundlagen der Geologie und Landschaftsformen. Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig. 348.
- Lepage, H.; Bégin, Y. (1996): Tree-ring dating of extreme water level events at Lake Bienville, Subarctic Québec, Canada. Arctic and Alpine Research 28 (1): 77-84.
- Leser, H. (1965): Die Unwetter vom 4. und 5. Juli 1963 im Ziller Tal (Pfrimmgebiet, südliches Rheinhessen) und ihre Schäden. Berichte zur deutschen Landeskunde 35: 74-89.
- Leser, H. (2003): Geomorphologie. Westermann, Braunschweig.
- Leser, H.; Meier-Zielinski, S.; Prasuhn, V.; Seiberth, C. (2002): Soil erosion in catchment areas of Northwestern Switzerland Methodological conclusions from a 25-year research programme. Zeitschrift für Geomorphologie 46 (1): 35-60.
- Leser, H.; Prasuhn, V. (1990): Möglichkeiten der Erosionsschadenkartierung im Felde und daraus entwickelte Schadens- und Gefährdungskarten. Überlegungen zu deren methodischen und arbeitstechnischen Prinzipien. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 61: 25-34.
- Leser, H.; Schmidt, R.-G.; Seiler, W. (1981): Bodenerosionsmessungen im Hochrheintal und Jura (Schweiz). Petermanns Geografische Mitteilungen 125 (2): 83-91.

- Liese, J. (1924): Beiträge zur Anatomie und Physiologie des Wurzelholzes. Berichte der deutschen Botanischen Gesellschaft 42: 91-97.
- Liese, J. (1926): Beiträge zur Kenntnis des Wurzelsystems der Kiefer (*Pinus silvestris*). Zeitschrift für Forst- und Jagdwesen 58: 129-181.
- Lindorf, H. (1994): Eco-anatomical wood features of species from a very dry tropical forest. IAWA Journal 15 (4): 361-376.
- Low, A.J. (1964): Compression wood in conifers a review of literature. Forestry Abstracts 25 (3): xxxv – li.
- Lutenegger, A.J.; Hallberg, G.R. (1981): Borehole Shear Test in geotechnical investigations. American Society for Testing Materials. Special Technical Publication 740:566-578.
- Lyell, C. (1853): A Manual of Elementary Geology. Appleton and Co. New York.
- Mägdefrau, K. (1951): Botanik eine Einführung in das Studium der Pflanzenkunde. Winter, Heidelberg.
- Malik, I. (2005): Rates of lateral channel migration along the Mala Panew River (southern Poland) based on dating riparian trees and coarse woody debris. Dendrochronologia 23: 29-38.
- Malik, I. (2006): Contribution to understanding the historical evolution of meandering rivers using dendrochronological methods: example of the Mala Panew River in southern Poland. Earth Surface Processes and Landforms 31 (10): 1227-1245.
- Martens, D.M. (1993): Hydrologic inferences from tree-ring studies on the Hawkesbury River, Sydney, Australia. Geomorphology 8: 147-164.
- Martin, D.J.; Benda, L.E. (2001): Patterns of instream wood recruitment and transport at the watershed scale. Transactions of the American Fisheries Society 130 (5): 940-958.
- Mattheck, C. (1997): Design in der Natur: der Baum als Lehrmeister. Rombach Verlag, Freiburg.
- Mattheck, C.; Breloer, H. (1992): Der Wurzelquerschnitt als Protokoll der Lastgeschichte. Allgemeine Forst- und Jagdzeitung 163 (7/8): 142–145.
- Mattheck, C.; Breloer, H. (1994): The Body Language of Trees. A Handbook for Failure Analysis. HMSO, London.

- Mattheck, C.; Teschner, M.; Schäfer, J. (1997): Mechanical Control of Root Growth: A Computer Simulation. *Journal of Theoretical Biology* 184: 261–269.
- May, C.L.; Gresswell, R.E. (2003a): Large wood recruitment and redistribution in headwater streams in the southern Oregon Coast Range, U.S.A. *Canadian Journal of Forest Research* 33: 1352-1362.
- May, C.L.; Gresswell, R.E. (2003b): Processes and rates of sediment and wood accumulation in headwater streams of the Oregon Coast Range, USA. *Earth Surface Processes and Landforms* 28: 409-424.
- McCord, V.A.S. (1996): Fluvial process dendrogeomorphology: reconstruction of flood events from the southwestern United States using flood-scarred trees. In: *Tree Rings, Environment and Humanity*. Dean, J.S.; Meko, D.M.; Swetnam, T.W. (eds.). *Radiocarbon*: 689-699.
- McKean, J.; Roering, J. (2004): Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry. *Geomorphology* 57: 331-351.
- Messerli, B.; Grosjean, M.; Hofer, T.; Núñez, L.; Pfister, C. (2000): From nature-dominated to human-dominated environmental changes. In: *Quaternary Science Reviews* 19: 459 – 479.
- Meyer, L.D. (1988): Rainfall simulation for soil erosion research. Lal, R. (Hrsg.): *Soil erosion research methods: 75-95*. Ankeny, Iowa.
- Mollet, H. (1921): Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Geologie der Schafmatt-Schimberg-Kette und ihrer Umgebung (Kt. Luzern). Geologische Kommission der Schweiz.
- Monbaron, M. (1973): Note de Géomorphologie. Incidences morphologiques d'une trombe d'eau dans le Val de Travers (NE/Suisse). *Bulletin de la Société Neuchateloise des Sciences Naturelles* 96: 109 - 121.
- Mora, P.; Baldi, P.; Casula, G.; Babris, M.; Ghirotti, M.; Mazzini, E.; Pesci, A. (2003): Global positioning systems and digital photogrammetry for the monitoring of mass movements: application to the Ca' die Malta landslide (northern Apennines, Italy). *Engineering Geology* 68: 103-121.
- Morgan, R.P.C. (1999): *Bodenerosion und Bodenerhaltung*. Enke, Stuttgart.
- Morneau, C.; Payette, S. (1998): A dendroecological method to evaluate past caribou (*Rangifer tarandus* L.) activity. *Écoscience* 5 (1): 64-76.

- Morrison, T.M. (1953): Comparative histology of secondary xylem in buried and exposed roots of dicotyledonous trees. *Phytomorphology* 3: 427-430.
- Moya, J.; Corominas, J. (1996): Determination of the spatial and temporal activity of landslides based on tree-ring analysis. Senneset, K. (Hrsg.) *Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides*: 321-326.
- Nakamura, F.; Swanson, F.J. (1993): Effects of coarse woody debris on morphology and sediment storage of a mountain stream system in western Oregon. *Earth Surface Processes and Landforms* 18 (1): 43-61.
- Nearing, M.A.; Jetten, V.; Baffaut, C.; Cerdan, O.; Couturier, A.; Hernandez, M.; Le Bissonnais, Y.; Nichols, M.H.; Nunes, J.P.; Renschler, C.S.; Souchère, V.; van Oost, K. (2005): Modeling response of soil erosion and runoff to changes in precipitation and cover. *Catena* 61: 131-154.
- Nicoll, B.C.; Ray, D. (1996): Adaptive growth of tree root systems in response to wind action and site conditions. *Tree Physiology* 16: 891-898.
- Nilaweera, N.S.; Nutalaya, P. (1999): Role of tree roots in slope stabilisation. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 57: 337-342.
- Nultsch, W. (2001): *Allgemeine Botanik*. Thieme, Stuttgart.
- OcCC (2003): *Extremereignisse und Klimaänderung*. Bern.
- OcCC (2007): *Klimaänderung und die Schweiz 2050 : Erwartete Auswirkungen auf Umwelt, Gesellschaft und Wirtschaft*. Bern.
- Osterkamp, W.R.; Hupp, C.R. (1987): Dating and interpretation of debris flows by geologic and botanical methods at Whitney Creek Gorge, Mount Shasta, California. *Reviews in Engineering Geology* 7: 157-163.
- Patel, R.N. (1965): A comparison of the anatomy of the secondary xylem in roots and stems. *Holzforschung* 19 (3): 72-79.
- Pelfini, M.; Santilli, M. (2006): Dendrogeomorphological analyses on exposed roots along two mountain hiking trails in the Central Italian Alps. *Geografiska Annaler* 88 A (3): 223-236.
- Pelfini, M.; Santilli, M.; Merlini, C. (2004): Determination of the erosion rate of escarpments at the debris-flow fan toe. *Proceedings of TRACE 04*: 70-75
- Pfister, L.; Kwadijk, J.; Musy, A.; Bronstert, A.; Hoffmann, L. (2004): Climate change, land use change and runoff prediction in the Rhine-Meuse basins. *River Research and Applications* 20 (3): 229-241.

- Piegay, H. (1993): Nature, mass and preferential sites of coarse woody debris deposits in the lower Ain Valley (Mollon reach), France. *Regulated Rivers – Research and Management* 8 (4): 359-372.
- Piegay, H.; Gurnell, A.M. (1997): Large woody debris and river geomorphological pattern: Examples from SE France and S England. *Geomorphology* 198 (1-2): 99-116.
- Piegay, H.; Thevenet, A.; Citterio, A. (1999): Input, storage and distribution of large woody debris along a mountain river continuum, the Drome River, France. *Catena* 35 (1): 19-39.
- PLANAT (2004): Strategie Naturgefahren Schweiz Synthesebericht. http://www.planat.ch/ressources/planat_product_de_543.pdf
- PLANAT (2006): Jahresbericht 2005. http://www.planat.ch/ressources/planat_product_de_749.pdf
- Polomski, J.; Kuhn, N. (1998): Wurzelsysteme. Eidgenössische Anstalt für Wald, Schnee und Landschaft Birmensdorf. Verlag Paul Haupt, Bern.
- Prasuhn, V. (1991): Bodenerosionsformen und –prozesse auf tonreichen Böden des Basler Tafeljura (Raum Anwil, BL) und ihre Auswirkungen auf den Landschaftshaushalt. *Physiogeographica* 16. 372.
- Prasuhn, V.; Schaub, D.; Unterseher, E. (1990): Vorschlag zur Klassifizierung und Nomenklatur von Erosionsformen. *Mitteilungen der deutschen bodenkundlichen Gesellschaft* 61: 39-42.
- Priya, P.B.; Bhat, K.M. (1998): False ring formation in teak (*Tectonia grandis* L.f.) and the influence of environmental factors. *Forest Ecology and Management* 108 (3): 215-222.
- Puhe, J. (1993): Die Wurzelentwicklung der Fichte (*Picea abies* (L.) Karst.) bei unterschiedlichen chemischen Bodenbedingungen. Dissertation Universität Göttingen.
- Puhe, J. (2002): Growth and development of the root system of Norway spruce (*Picea abies*) in forest stands – a review. *Forest Ecology and Management* 175 (1-3): 253-273.
- Rakoczi, L.; Szekeres, J. (2002): In-situ checking the performance of bed-load samplers by underwater video. In: *River Flow 2002*. Bousmar, D.; Zech, Y. (eds.). Balkema Publishers, Lisse: 1145-1149.
- Rebetez, M. (2006): Helvetien im Treibhaus. Der weltweite Klimawandel und seine Auswirkungen auf die Schweiz. Haupt Verlag, Bern.

- Richardson, A. (2000): Coarse root elongation rate estimates for interior Douglas-fir. *Tree Physiology* 20: 825-829.
- Richardson, S.D. (1958): Bud dormancy and root development in *Acer saccharinum*. In: *The Physiology of Forest Trees*. K.V. Thimann (ed.). Roland Press, New York. 409-425.
- Richter, G. (1965): Bodenerosion, Schäden und gefährdete Gebiete in der Bundesrepublik Deutschland. *Forschung zur deutschen Landeskunde* Bd. 152.
- Richter, G. (1980): Soil erosion mapping in Germany and in Czechoslovakia. De Boodt, m.; Gabriels, D. (Hrsg.): *Assessment of Erosion*: 29-54. Chichester, New York.
- Richter, G. (1998): Bodenerosion Analyse und Bilanz eines Umweltproblems. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt. 264.
- Richter, G.; Rohlfing, A.; Schmidt, R.-G.; Schröder, D.; Wettscherek, H.; Willger, H. (1988): Der Trierer Regensimulator. *Mitteilungen der deutschen bodenkundlichen Gesellschaft* 56: 89-92.
- Rickli, C. (2001): Vegetationswirkungen und Rutschungen: Untersuchung zum einfluss der Vegetation auf oberflächennahe Rutschprozesse anhand der Unwetterereignisse in Sachseln OW am 15. August 1997. Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, Birmensdorf.
- Rickli, C.; Bucher, H. (2006): Einfluss ufernaher Bestockungen auf das Schwemmholtzvorkommen in Wildbächen. Projektbericht Dezember 2006. WSL unveröffentlicht.
- Rickli, C.; Bucher, H.; Böll, A. (2003): Einfluss ufernaher Bestockung auf das Schwemmholtzvorkommen in Wildbächen. *FAN-Agenda* 2/2003: 12-13.
- Rimböck, A.; Strobl, T. (2002): Loads on rope net constructions for woody debris entrapment in torrents. In: *INTERPRAEVENT 2002 in the Pacific Rim*, Congress Publication, Vol. 2: 797-807.
- Rinaldi, M.; Casagli, N. (1999): Stability of streambanks formed in partially saturated soils and effects of negative pore water pressures: the Sieve River (Italy). *Geomorphology* 26 (4): 253-277.
- Ritson, P.; Sochacki, S. (2002): Measurement and prediction of biomass and carbon content of *Pinus pinaster* trees in farm forestry plantations, south-western Australia. *Forest Ecology and Management* 175 (1-3): 103-117.

- Ritter, D.F.; Kochel, R.C.; Miller, J.R. (2002): Process Geomorphology, 4th Edition. McGraw-Hill, New York. Pp 560.
- Robison, E.G.; Beschta, R.L. (1990): Identifying trees in riparian areas that can provide coarse woody debris to streams. *Forest Science* 36 (3): 790-801.
- Rogers, N.W.; Selby, M.J. (1980): Mechanism of shallow translational landsliding during summer rainstorms: North Island, New Zealand. *Geografiska Annaler* 62 A: 11-21.
- Rohr, W. (1990): Bodenerosionsschäden auf Ackerflächen: Schadenskartierung und Materialfangkästen – eine kombinierte Methode. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 61: 43-46.
- Rohr, W.; Mosimann, Th.; Bono, R.; Rüttimann, M.; Prasuhn, V. (1990): Kartieranleitung zur Aufnahme von Bodenerosionsformen und –schäden auf Ackerflächen. *Materialien zur Physiogeographie* 14.
- Röthlisberger, G. (1998): Unwetterschäden in der Schweiz. Schadenereignisse der Jahre 1972 bis 1996. Sintfluten und Überschwemmungen: einst und heute. Bericht der Eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft 346. 51.
- Rüttimann, M. (1993): Bodenerosion in Ackerbaugebieten. Möglichkeiten der Gefährdungsbestimmung für die Praxis. *Travaux et Recherches* 9: 87-98.
- Rüttimann, M.; Prasuhn, V. (1993): Feldmessgerät zur Erfassung von flächenhafter Bodenerosion und Stofffrachten auf Maisflächen. *Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung* 34: 338-348.
- Sahling, I. (2007) Rekonstruktion geomorphologischer Prozessabläufe unter Verwendung dendrogeomorphologischer Methoden und der holzanatomischen Analyse von Jahrringen in Buchenwurzeln. Dissertation, Institut für Geowissenschaften, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, pp. 133.
- Santilli, M.; Pelfini, M. (2002): Dendrogeomorphology and dating of debris flows in the Valle del Gallo, Central Alps, Italy. *Dendrochronologia* 20 (3): 269-284.
- Sass, U. (1993): Die Gefässe der Buche als ökologische Variable. Bildanalytische Erfassung, dendroklimatologische Prüfung, ökologische Bewertung. Dissertation Universität Hamburg.
- Sass, U.; Eckstein, D. (1995): The variability of vessel size in beech (*Fagus sylvatica* L.) and its ecophysiological interpretation. *Trees* 9: 247-252.

- Schaub, D. (1989): Die Bodenerosion im Lössgebiet des Hochrheintales (Möhliner Feld – Schweiz) als Faktor des Landschaftshaushaltes und der Landwirtschaft. *Physiogeographica* 13.
- Scherer, R. (2004): Decomposition and Longevity of in-stream woody debris: a review of literature from North America. In: Scrimgeour, G.J.; Eisler, G.; McCulloch, B.; Silins, U.; Monita, M. (eds.). *Forest Land-Fish Conference II – Ecosystem Stewardship through Collaboration*: 127-133.
- Schmid, D.; Schweingruber, F.H. (1995): Datierung und Nachweis von Rutschungen mit Hilfe von Jahrringen Eine dendrogeomorphologische Studie im Rutschgebiet Brunjini, Oberwallis. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen* 146 (8), 641-659.
- Schmid, F.; Fraefel, M.; Hegg, Ch. (2004): Unwetterschäden in der Schweiz 1972-2002: Verteilung, Ursachen, Entwicklung. *Wasser Energie Luft* 2004 (1-2).
- Schmidt, K.H.; Morche, D. (2006): Sediment output and effective discharge in two small high mountain catchments in the Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology* 80: 131-145.
- Schmidt, R.-G. (1979): Probleme der Erfassung und Quantifizierung von Ausmass und Prozessen der aktuellen Bodenerosion (Abspülung) auf Ackerflächen. Methoden und ihre Anwendung in der Rheinschlinge zwischen Rheinfeldern und Wallbach (Schweiz). *Physiogeographica* 1.
- Schmidt, R.-G. (1981): Quantitative Bodenerosionsforschung im Hochrheintal. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 30: 261-270.
- Schoch, W.; Heller, I.; Schweingruber, F.H.; Kienast, F. (2004): Wood anatomy of central European Species. Online version: www.woodanatomy.ch
- Schöne, B.R.; Schweingruber, F.H. (1999): Verzweigte Laubhölzer; anatomische und morphologische Besonderheiten sowie ökologische Bedeutung. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen* 150 (4), 132-141.
- Schuerch, P.; Densmore, A.L.; McArdeil, B.W.; Molnar, P. (2006): The influence of landsliding on sediment supply and channel change in a steep mountain catchment. *Geomorphology* 78: 222-235.
- Schulman, E. (1945): Root growth-rings and chronology. *Tree-ring Bulletin* 12 (1): 2-5.
- Schwandt, D. (2004): Abflussentwicklung in Teileinzugsgebieten des Rheins: Simulationen für den Ist-Zustand und für Klimaszenarien. PIK Report 88.

- Schweingruber, F.H. (1978): Mikroskopische Holzanatomie. Eidgenössische Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf.
- Schweingruber, F.H. (1983): Der Jahrring: Standort, Methodik, Zeit und Klima in der Dendrochronologie. Haupt Verlag, Bern.
- Schweingruber, F.H. (1996): Tree Rings and Environment. Dendroecology. Haupt Verlag, Bern.
- Schweingruber, F.H. (2001): Dendroökologische Holzanatomie. Anatomische Grundlagen der Dendrochronologie. Eidgenössische Forschungsanstalt WSL Birmensdorf. Haupt Verlag, Bern.
- Schweingruber, F.H.; Börner, A.; Schulze, E.D. (2006): Atlas of Woody Plant Stems Evolution, Structure, and Environmental Modifications. Springer, Berlin.
- Schweingruber, F.H.; Eckstein, D.; Serre-Bachet, F.; Bräker, O.U. (1990): Identification, presentation and interpretation of event years and pointer years in dendrochronology. *Dendrochronologia* 8: 9-38.
- Schweingruber, F.H.; Kairiukstis, L.; Shiyatov, S. (1990): Sample selection. Cook, E.R.; Kairiukstis, L. (Hrsg.): *Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Sciences*: 23-25. Kluwer, Dordrecht.
- Schwertmann, U.; Auerswald, K.; Bernard, M. (1983): Erfahrungen mit Methoden zur Abschätzung des Bodenabtrags durch Wasser. *Geomethodica* 8: 87-116.
- Schwertmann, U.; Vogl, W.; Kainz, M. (1987): Bodenerosion durch Wasser. Vorhersage des Abtrags und Bewertung von Gegenmassnahmen. Stuttgart.
- Seth, M.K.; Veena, Agrawal, H.O. (1989): Ring width variation around the circumference in blue pine roots. *Phytomorphology* 39 (2/3): 165-168.
- Shriar, A.J. (2007): In search of sustainable land use and food security in the arid hillside regions of Central America: Putting the horse before the cart. *Human Ecology* 35 (3): 275-287.
- Shroder, J.F. (1978): Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary Research* 9: 168-185.
- Shroder, J.F. (1980): Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating. *Progress in Physical Geography* 4: 161-188.
- Sidle, R.C. (1991): A conceptual model of changes in root cohesion in response to vegetation management. *Journal of Environmental Quality* 20: 43-52.

- Sigafoos, R.H. (1964): Botanical Evidence of Floods and Floodplain Deposition. U. S. Geological Survey Professional Paper 485-A.
- Smith, D.D. (1958): Factors affecting rainfall erosion and their evaluation. International Association of Scientific Hydrology 43 (1): 97-107.
- Smith, L.P.; Stockton, C.W. (1981): Reconstructed stream flow for the Salt and Verde rivers from tree-ring data. Water Resources Bulletin 17 (6): 939-947.
- Smith, R.D.; Sidle, R.C.; Porter, P.E.; Noel, J.R. (1993): Effects of experimental removal of woody debris on the channel morphology of a forest, gravel-bed stream. Journal of Hydrology 152: 153-178.
- Sperry, J.S.; Ikeda, T. (1997): Xylem cavitation in roots and stems of Douglas-fir and white fir. Tree Physiology 17: 275-280.
- Spreafico, M.; Lehmann, C.; Naef, O. (1996): Empfehlung zur Abschätzung von Feststofffrachten in Wildbächen. Mitteilung der Arbeitsgruppe für operationelle Hydrologie Mitteilung Nr. 4.
- St. George, S.; Nielsen, E. (2000): Signatures of high-magnitude 19th-century floods in *Quercus macrocarpa* tree rings along the Red River, Manitoba, Canada. Geology 28 (10): 899-902.
- St. George, S.; Nielsen, E. (2002): Flood ring evidence and its application to paleoflood hydrology of the Red River and Assiniboine River in Manitoba. Géographie physique et Quaternaire 56 (2-3): 181-190.
- St. George, S.; Nielsen, E. (2003): Palaeoflood records for the Red River, Manitoba, Canada, derived from anatomical tree-ring signatures. The Holocene 13 (4): 547-555.
- St. George, S.; Nielsen, E.; Conciatori, F.; Tardif, J. (2002): Trends in *Quercus Macrocarpa* vessel areas and their implications for tree-ring paleoflood studies. Tree-Ring Research 58 (1/2): 3-10.
- Stahel, W.A. (1995): Statistische Datenanalyse. Eine Einführung für Naturwissenschaftler. vieweg, Braunschweig. 359 Seiten.
- Stanley, D.J.; Krinitzsky, E.L.; Compton, J.R. (1966): Mississippi River bank failure, Fort Jackson, Louisiana. Geological Society of America Bulletin 77: 850-860.
- Stefanini, M.C. (2004): Spatio-temporal analysis of a complex landslide in the Northern Apennines (Italy) by means of dendrochronology. Geomorphology 63 (3-4): 191-202.

- Stefanini, M.C.; Schweingruber, F.H. (2000): Annual and seasonal reconstruction of soil movements with Turkey oak in the Northern Apennine (Toscana, Italy). *Dendrochronologia* 18: 53-62.
- Stocking, M.A. (1980): Examination of the factors controlling gully growth. In: M.D. Boodt; D. Gabriels (Hrsg.) *Assessment of Erosion*, Wiley, Chichester: 505-520.
- Stoffel, M. (2006): A review of studies dealing with tree rings and rockfall activity: The role of dendrogeomorphology in natural hazard research. *Natural Hazards* 39 (1): 51–70.
- Stoffel, M.; Conus, D.; Grichting, M.A.; Lièvre, I.; Maître, G. (2007): Unraveling the patterns of late Holocene debris-flow activity on a cone in the Swiss Alps : chronology, environment and implications for the future. *Global and Planetary Change*, in press.
- Stoffel, M.; Schneuwly, D.; Bollschweiler, M.; Lièvre, I.; Delaloye, R.; Myint, M.; Monbaron, M. (2005b): Analyzing rockfall activity (1600-2002) in a protection forest – a case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology*. 68 (3–4): 224–241.
- Stokes, A.; Guitard, D. (1997): Tree Root Response to Mechanical Stress. In: *Biology of Root Formation and Development*. Altman, A.; Waisel, Y. (eds.). Plenum Press, New York: 227-236.
- Stokes, A.; Mattheck, C. (1996): Variation of wood strength in tree roots. *Journal of Experimental Botany* 47 (298): 693-699.
- Stokes, M.A.; Smiley, T.L. (1968): *An Introduction to Tree-Ring Dating*. University of Chicago Press, Chicago.
- Strasburger, E. (2002): *Lehrbuch der Botanik für Hochschulen*. Spektrum, Heidelberg.
- Strunk, H. (1989): Dendrogeomorphology of debris flows. *Dendrochronologia* 7: 15-25.
- Strunk, H. (1991): Frequency distribution of debris flows in the Alps since the “little ice age”. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.* 83: 71-81.
- Strunk, H. (1997): Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena* 31: 137-151.
- Tabacchi, E.; Lambs, L.; Guilloy, H.; Planty-Tabacchi, A.-M.; Muller, E.; Décamps, H. (2000): Impacts of riparian vegetation on hydrological processes. *Hydrological Processes* 14: 2959-2976.

- Thevenet, A.; Citterio, A.; Piegay, H. (1998): A new methodology for the assessment of large woody debris accumulations on highly modified rivers (example of two French piedmont rivers). *Regulated Rivers – Research and Management* 14 (6): 467-483.
- Thomas, F.M.; Bartels, C.; Gieger, T. (2006): Alternations in vessel size in twigs of *Quercus robur* and *Q. petraea* upon defoliation and consequences for water transport under drought. *IAWA Journal* 27 (4): 395-407.
- Thorne, C.R. (1982): Processes and Mechanisms of River Bank Erosion. In: *Gravel-bed Rivers*. Hey, R.D.; Bathurst, J.C.; Thorne, C.R. (Hrsg.). Wiley, Chichester.
- Thorne, C.R. (1990): Effects of Vegetation on Riverbank Erosion and Stability. In: *Vegetation and Erosion*. Thornes, J.B. (ed.). Wiley, Chichester: 125-144.
- Thorne, C.R.; Tovey, N.K. (1981): Stability of composite river banks. *Earth Surface Processes and Landforms* 6: 469-484.
- Timell, T.E. (1986): *Compression Wood in Gymnosperms*. Springer, Berlin.
- Twidale, C.R. (1964): Erosion of an alluvial bank at Birdwood, South Australia. *Zeitschrift fuer Geomorphologie* 8: 189-211.
- Tyree, M.T.; Davis, S.D.; Cochard, H. (1994): Biophysical perspectives of xylem evolution: is there a tradeoff of hydraulic efficiency for vulnerability to dysfunction? *IAWA Journal* 15 (4): 335-360.
- Van Asch, T.W.J.; Van Stejin, H. (1991): Temporal patterns of mass movements in the French Alps. *Catena* 18 (5): 515-527.
- Van Sickle, J.; Gregory, S.V. (1990): Modelling inputs of large woody debris to streams from falling trees. *Canadian Journal for Forest Research* 20 (10): 1593-1601.
- Vandekerckhove, L.; Muys, B.; Poesen, J.; De Weerd, B.; Coppé, N. (2001): A method for dendrochronological assessment of medium-term gully erosion rates. *Catena* 45: 123-161.
- Varnes, D.J. (1978): Slope movements: type and processes. In: *Landslides Analysis and Control* (Hrsg.: Schuster, R.L. und Krizek, R.J.). Transp. Res. Board, Spec. Rep. 176: 11-33.
- Vater, H. (1927): Die Bewurzelung der Kiefer, Fichte und Buche. *Tharandter Jahrbuch* 78 (3): 65-85.
- Wagenführ, R. (1984): *Anatomie des Holzes*. VEB Fachbuchverlag, Leipzig. 320.

- Wagenhoff, A. (1938): Untersuchungen über die Entwicklung des Wurzelsystems der Kiefer auf diluvialen Sandböden. *Zeitschrift für Forst- und Jagdwesen* 70: 449-494.
- Wagenknecht, E.; Belitz, G. (1959): Die Fichte im Nordostdeutschen Flachland. Neumann, Radebeul. 121.
- Wagner, A.A. (1957): The use of the Unified Soil Classification System by the Bureau of Reclamation. *Proceedings 4th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*.
- Waldron, L.J.; Dakessian, S. (1981): Soil reinforcement by roots: calculation of increased soil shear resistance from root properties. *Soil Science* 132 (6): 427-435.
- Wallerstein, N.P.; Thorne, C.R. (2004): Influence of large woody debris on morphological evolution of incised, sand-bed channels. *Geomorphology* 57 (1-2): 53-73.
- Wareing, P.F.; Hanney, C.E.A.; Digby, J. (1964): The role of endogenous hormones in cambial activity and xylem differentiation. In: *The Formation of Wood in Forest Trees*. Zimmermann, M.H. (Hrsg.). Academic Press, New York: 323-344.
- Wasser, B.; Frehner, M. (1996): *Wegleitung Minimale Pflegemassnahmen für Wälder mit Schutzfunktion*. Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft, BUWAL.
- Watson, A. (2000): Wind-induced forces in the near-surface lateral roots of radiata pine. *Forest Ecology and Management* 135: 133-142.
- Watson, A.; Phillips, C.; Marden, M. (1999): Root strength, growth, and rates of decay: root reinforcement changes of two tree species and their contribution to slope stability. *Plant and Soil* 217: 39-47.
- Webb, A.A.; Erskine, W.D. (2003): Distribution, recruitment, and geomorphic significance of large woody debris in an alluvial forest stream: Tonghi Creek, southeastern Australia. *Geomorphology* 51 (1-3): 109-126.
- Wei, W.; Chen, L.D.; Fu, B.J.; Huang, Z.L.; Wu, D.P.; Gui, L.D. (2007): The effect of land uses and rainfall regimes on runoff and soil erosion in the semi-arid loess hilly area, China. *Journal of Hydrology* 335 (3-4): 247-258.
- Westing, A.H. (1965): Formation and function of compression wood in gymnosperms. *Botanical Review* 31: 381-480.

- Wetzel, K.F. (1994): The Significance of Fluvial Erosion, Channel Storage and Gravitational Processes in Sediment Production in a Small Mountainous Catchment Area. In: Dynamics and Geomorphology of Mountain Rivers. Ergenzinger, P.; Schmidt, K.H. (eds.). Springer, Berlin: 141-160.
- Wiemann, M.C.; Wheeler, E.A.; Manchester, S.R.; Portier, K.M. (1998): Dicotyledonous wood anatomical characters as predictors of climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 139: 83-100.
- Wilkins, M.B. (1975): The role of the root cap in geotropism. *Current Advances in Plant Science* 6: 317-328.
- Wilson, B.F. (1964): Structure and growth of woody roots of *Acer rubrum* L. *Harv. For. Pap.* 11:1-14.
- Wilson, B.F. (1967): Root growth around barriers. *Botanical Gazette* 128 (2): 79-82.
- Wilson, B.F. (1975): Distribution of Secondary Thickening in Tree Root Systems. In: The Development and Function of Roots. Torrey, J.G.; Clarkson, D.T. (eds.). Academic Press, London.
- Wischmeier, W.H.; Smith, D.D. (1961): A universal soil loss equation to guide conservation farm planning. *Proceedings 7th Congress of International Soil Science Society*, Madison.
- Woodcock, D.W.; Ignas, C.M. (1994): Prevalence of wood characters in eastern North America: what characters are most promising for interpreting climates from fossil wood? *American Journal of Botany* 81: 1243-1251.
- Wu, T.H.; McKinnell, W.P.; Swanston, D.N. (1979): Strength of tree roots and landslides on Prince of Wales Island, Alaska. *Canadian Geotechnical Journal* 16: 19-33.
- www.woodanatomy.ch: Schoch, W.; Heller, I.; Schweingruber, F.H.; Kienast, F. (2004): Wood anatomy of central European Species.
- Wyzga, B.; Zawiejska, J. (2005): Wood storage in a wide mountain river: case study of the Czarny Dunajec, polish Carpathians. *Earth Surface Processes and Landforms* 30: 1475-1494.
- Yanosky, T.M. (1983): Evidence of Floods on the Potomac River From Anatomical Abnormalities in the Wood of Flood-Plain Trees. U.S. Geological Survey Professional Paper 1296.

- Yanosky, T.M. (1984): Documentation of high summer flows on the Potomac river from the wood anatomy of ash trees. *Water Resources Bulletin* 20 (2): 241-250.
- Yanosky, T.M.; Jarrett, R.D. (2002): Dendrochronologic evidence for the frequency and magnitude of paleofloods. *Water Science and Application* 5: 77-89.
- Yoshida, K.; Kikuchi, S.; Nakamura, F.; Noda, M. (1997): Dendrochronological analysis of debris flow disturbance on Rishiri Island. *Geomorphology* 20: 135-145.
- Z'Graggen, S. (1992): Dendrohistometrisch-klimatologische Untersuchung an Buchen (*Fagus sylvatica* L.). Dissertation Universität Basel.
- Zeller, J. (1985): Das Gewässernetz, ein quantitativer Indikator für den Charakter von Kleineinzugsgebieten. *Zeitschrift für den Wildbach-, Lawinen-, Erosions- und Steinschlagschutz* 128: 5-64.
- Zepp, H. (2003): *Geomorphologie*. Schöningh, Paderborn.
- Zhang, X.; Zwiers, F.W.; Hegerl, G.C.; Lambert, F.H.; Gillett, N.P.; Solomon, S.; Stott, P.A.; Nozawa, T. (2007): Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends. *Nature* 488: 461-466.
- Zhou, Y.; Watts, D.; Cheng, X.; Li, Y.; Cheng, X. (1998): A case study of effect of lateral roots of *Pinus yunnanensis* on shallow soil reinforcement. *Forest Ecology and Management* 103: 107-120.
- Zhou, Y.; Watts, D.; Cheng, X.; Li, Y.; Luo, H.; Xiu, Q. (1997): The traction effect of lateral roots of *Pinus yunnanensis* on soil reinforcement: a direct in situ test. *Plant and Soil* 190: 77-86.
- Zimmermann, M.H. (1983): *Xylem Structure and the Ascent of Sap*. Springer Series in Wood Science (Ed.: T. E. Timell). Springer, Berlin.
- Zürcher, E.; Kucera, L.; Bosshard, H.H. (1985): Bildung und Morphologie der Thyllen: Eine Literaturübersicht. *Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich* 130 (3): 311-333.

A Brüggewaldbach

Probe	Distanz (Wurzeloberfläche zu Bodenoberfläche (cm))	Wurzelalter (Jahre)	Freilegungsjahr	Erosionsrate (cm/Jahr)	Prozesstyp
B1Au022a	34	42	1990	2.43	Ufererosion
B1Au022b	39	36	1990	2.79	Ufererosion
B1Au022c	59	32	1993	5.36	Ufererosion
B1Au031d	79.5	48	1992	6.63	Ufererosion
B1Au062a	87.5	56	1979	3.50	Ufererosion
B1Au062b	34.5	50	1975	1.19	Ufererosion
B1Au111a	14	74	1953	0.27	Ufererosion
B1Au151a	15	42	1988	0.94	Ufererosion
B1Au161a	21	62	1962	0.50	Ufererosion
B1Au163b	22.5	57	1966	0.59	Ufererosion
B1Au183b	7.5	45	1994	0.75	Ufererosion
B1Au184b	7.5	29	1994	0.75	Ufererosion
B1Au191b	24	30	1993	2.18	Ufererosion
B1Au191c	19.5	30	1991	1.50	Ufererosion
B1Au01c0	60.5	39	1992	5.50	Uferrutschung
B1Au01e0	13	34	1996	2.17	Uferrutschung
B1Au02a0	48	78	1993	4.80	Uferrutschung
B1Au02b0	95	67	1992	8.64	Uferrutschung
B1Au02c0	77	63	1992	7.00	Uferrutschung
B1Au02d0	64.5	53	2000	21.50	Uferrutschung
B1Au02f0	16	60	1996	2.29	Uferrutschung
B1Au02g0	76.5	52	1997	12.75	Uferrutschung
B1Au02h0	110.5	45	1996	15.79	Uferrutschung
B1Au02i0	71.5	39	1996	10.21	Uferrutschung
B1Au02j0	63.5	39	1996	9.07	Uferrutschung
B1Au02k0	58.5	32	1996	8.36	Uferrutschung
B1Au02l0	54.5	27	1997	9.08	Uferrutschung
B1Au03f0	96	70	1990	7.38	Uferrutschung
B1Au03g0	110	52	1993	11.00	Uferrutschung
B1Au03h0	108	72	1991	9.00	Uferrutschung
B1Au041a	28.5	52	1990	2.38	Uferrutschung
B1Au041b	19	44	1988	1.19	Uferrutschung
B1Au042b	44	57	1970	1.29	Uferrutschung
B1Au042c	38	55	1970	1.12	Uferrutschung
B1Au042d	21	45	1993	1.62	Uferrutschung
B1Au043b	43	64	1986	2.39	Uferrutschung
B1Au043c	74.5	60	1986	4.14	Uferrutschung

Anhang A: Tabelle der datierten Wurzelfreilegungen

B1Au04b0	100.5	38	1994	11.17	Uferrutschung
B1Au04c0	99.5	38	1995	12.44	Uferrutschung
B1Au05b0	36.5	30	1994	4.06	Uferrutschung
B1Au05c0	34	32	1994	3.78	Uferrutschung
B1Au05d0	34	31	1993	3.40	Uferrutschung
B1Au05e0	35	31	1994	3.89	Uferrutschung
B1Au05f0	23.5	29	1992	2.14	Uferrutschung
B1Au06a0	27.5	35	1992	2.50	Uferrutschung
B1Au09b0	147.5	32	1988	9.83	Uferrutschung
B1Au09c0	151.5	26	1990	11.65	Uferrutschung
B1Au09d0	2.5	18	1999	0.63	Uferrutschung
B1Au101a		81	1980		Uferrutschung
B1Au101d		75	1947		Uferrutschung
B1Au11a0	68.5	39	1994	7.61	Uferrutschung
B1Au11b0	38.5	39	1994	4.28	Uferrutschung
B1Au12b0	18	24	2000	6.00	Uferrutschung
B1Au13a0	6	34	1972	0.19	Uferrutschung
B1Au14b0	41	29	1983	2.05	Uferrutschung
B1Au071a	65	68	1985	3.42	Denudation
B1Au071b	64.5	64	1986	3.58	Denudation
B1Au071c	60.5	64	1980	2.52	Denudation
B1Au071d	25.5	56	1976	0.91	Denudation
B1Au072a	46.5	69	1979	1.86	Denudation
B1Au072b	69.5	60	1983	3.31	Denudation
B1Au072d	48	56	1979	1.92	Denudation
B1Au051a	42.5	50	1965	1.09	Zubringer
B1Au051b	35	43	1968	0.97	Zubringer

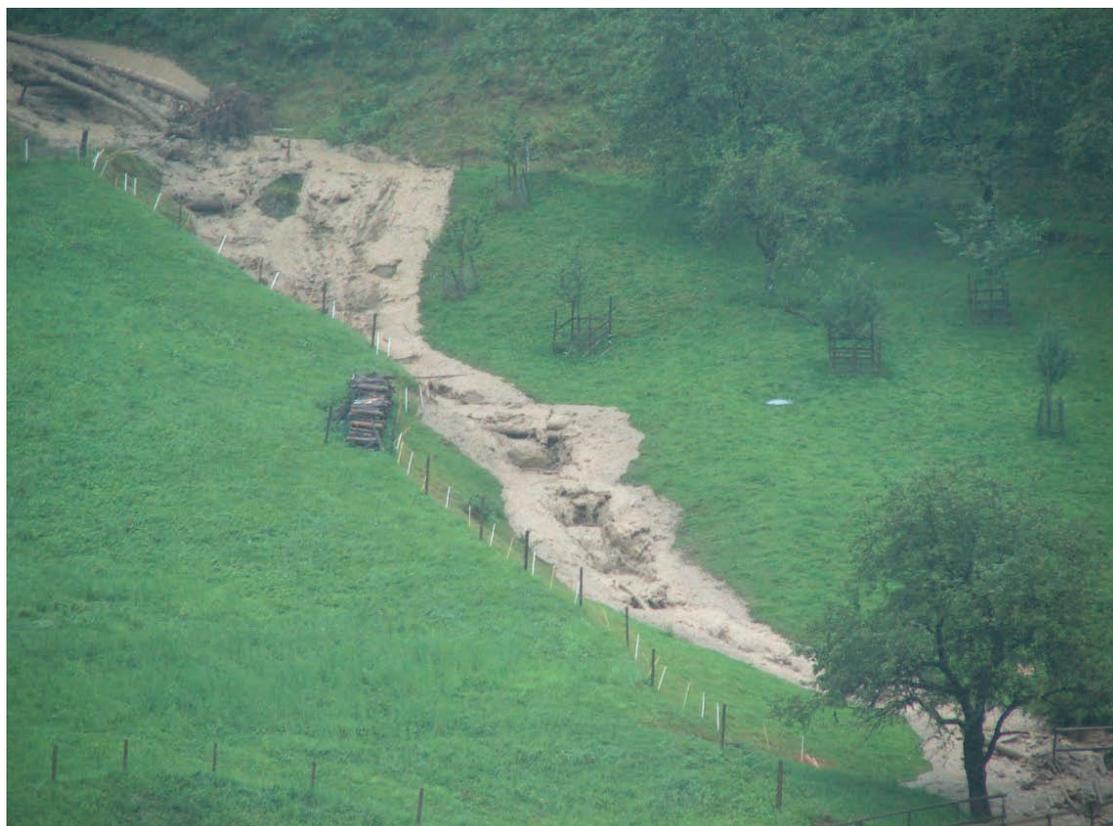
B Steinibach

Probe	Distanz (Wurzeloberfläche zu Bodenoberfläche (cm))	Wurzelalter (Jahre)	Freilegungsjahr	Erosionsrate (cm/Jahr)	Prozesstyp
S1Au081a	32	85	1963	0.78	Ufererosion
S1Au081b	35	78	1963	0.85	Ufererosion
S1Au082a	8	63	1963	0.20	Ufererosion
S1Au122a		19	1993		Ufererosion
S1Au141a	40.5	57	1996	5.06	Ufererosion
S1Au142a	10.5	41	1987	0.62	Ufererosion
S1Au151a		63	1959		Ufererosion
S1Au161a		19	1994		Ufererosion
S1Au181a	28.5	41	1996	3.56	Ufererosion
S1Au191a	27	64	1996	3.38	Ufererosion
S2D0206a	109.5	45	1971	3.32	Ufererosion
S2D0207a	70.5	45	1966	1.86	Ufererosion
S2D0308a	10	80	1959	0.22	Ufererosion
S2D0308b	20	80	1957	0.43	Ufererosion
S2D0310a	17.5	63	1960	0.40	Ufererosion
S2D0310b	25	51	1964	0.63	Ufererosion
S2D0310c	21.5	50	1960	0.49	Ufererosion
S2D0311a	16.5	53	1957	0.35	Ufererosion
S2D0514a	56	61	1997	8.00	Ufererosion
S2D0515a	27	36	1998	4.50	Ufererosion
S2D0617a		39	1988		Ufererosion
S2D1025a	25.5	26	1985	1.34	Ufererosion
S2D1638a	26.5	30	1989	1.77	Ufererosion
S2D1639a	14	34	1977	0.52	Ufererosion
S2D1843a	20.5	49	1980	0.85	Ufererosion
S1Au021a		40	1998		Uferrutschung
S1Au041a		58	1971		Uferrutschung
S1Au051a		29	1983		Uferrutschung
S1Au052a		25	1983		Uferrutschung
S1Au061a		19	1997		Uferrutschung
S1Au071b		47	1986		Uferrutschung
S1Au071d		44	1997		Uferrutschung
S1Au071e		42	1999		Uferrutschung
S1Au092a		44	1983		Uferrutschung
S1Au093a		44	1983		Uferrutschung
S1Au131a		41	1971		Uferrutschung
S1Au132a		37	1981		Uferrutschung
S2D0101a		16	1997		Uferrutschung
S2D0103a		27	1997		Uferrutschung
S2D0104a		21	1997		Uferrutschung

Anhang A: Tabelle der datierten Wurzelfreilegungen

S2D0105a		13	1997		Uferrutschung
S1Au031b		43	1966		Hangrutschung
S1Au035a		55	1966		Hangrutschung
S1Au164a		40	1994		Hangrutschung
S2D1329a	29	48	1970	0.85	Denudation
S2D1330a	15	50	1978	0.58	Denudation
S2D1433a	11	45	1975	0.38	Denudation
S2D1535a	19.5	22	1993	1.77	Denudation
S1Au011a	32	57	1994	3.20	Zubringer
S1Au011c	69.5	50	1997	9.93	Zubringer
S1Au012a	61	55	1983	2.90	Zubringer
S1Au012c	66	49	1981	2.87	Zubringer
S1Au012d	56.5	50	1997	8.07	Zubringer
S1Au012f	59	47	1982	2.68	Zubringer
S1Au014b	38.5	53	1993	3.50	Zubringer
S1Au015c	54.5	52	2001	18.17	Zubringer
S1Au016a	16	64	1988	0.76	Zubringer
S1Au101a	49	81	1935	0.71	Zubringer
S1Au103a	4.5	53	1978	0.17	Zubringer
S1Au105a	12.5	64	1956	0.26	Zubringer

Hochwasser 2005 im Raum Entlebuch

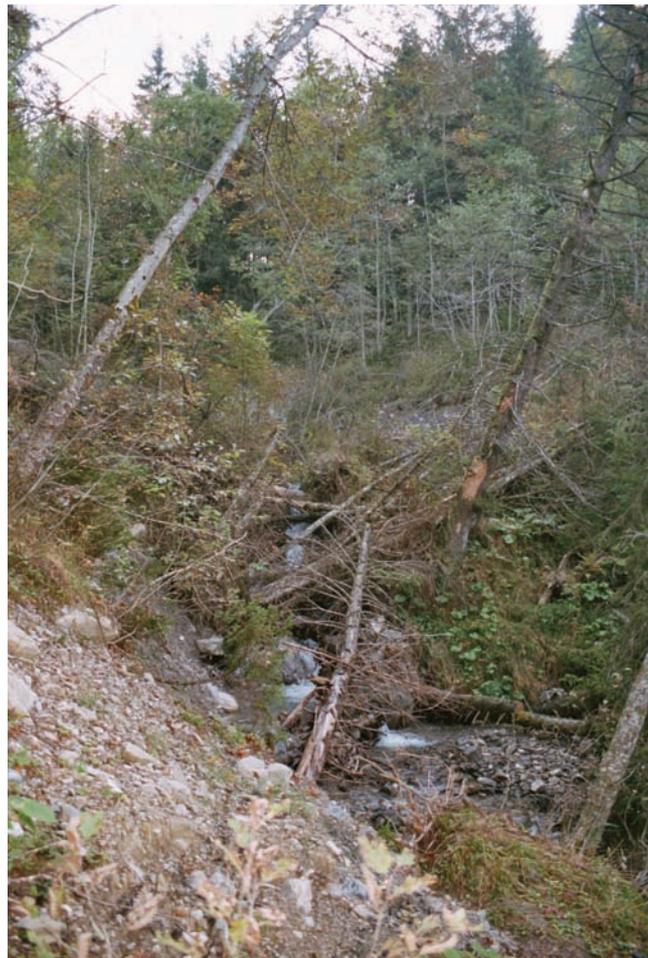




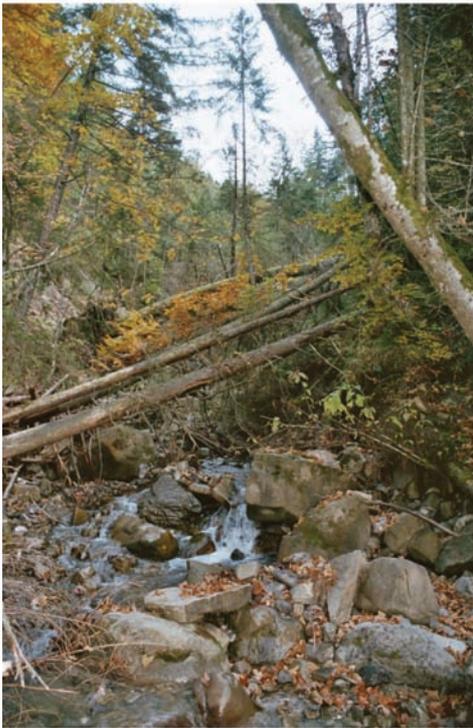
Einhänge im Brüggewaldbach



Einhänge im Steinibach



Schwemmholz im Steinibach



Ufererosion im Brüggenwaldbach



Verklausung im Steinibach



Beprobung der Rutschungsbäume



Beprobung des Schwemmholzes



Publikationen

Peer-reviewed

- Hitz, O.M., Gärtner, H., Heinrich, I., Monbaron, M. (2008a): Application of ash (*Fraxinus excelsior* L.) roots to determine erosion rates in mountain torrents. *Catena* 72: 248-258.
- Hitz, O.M., Gärtner, H., Heinrich, I., Monbaron, M. (2008b): Wood Anatomical Changes in Roots of European Ash (*Fraxinus excelsior* L.) after Exposure. *Dendrochronologia* 25: 145-152.
- Hitz, O.M., Gärtner, H., Heinrich, I., Monbaron, M. (2008c): Erosionsrekonstruktion aufgrund holzanatomischer Veränderungen in Eschenwurzeln. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen* 159 (3): 51-57.

Beiträge in Tagungsbänden

- Hitz, O., Gärtner, H., Heinrich, I., Monbaron M. (2006): Reconstruction of Erosion Rates in Swiss Mountain Torrents. *TRACE – Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology* 4: 196-202.
- Hitz, O.M. (2007): Using exposed tree roots as a dating tool for erosion in mountain torrents. *Geophysical Research Abstract* 9: 07235.
- Ballesteros, J.A., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Hitz, O., Diez-Herrero, A., Bodoque, J.M. (2008): Wood anatomy of debris-flood scars in broadleaved tree species of central Spain. *Geophysical Research Abstract* 10: 07741.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Hitz, O.M., Arbellay, E., Schlaeppey, R. (2008): Growth reactions in different deciduous trees after debris-flow and snow avalanche activity. *Geophysical Research Abstract* 10: 09518.

Andere Publikationen

- Gärtner, H., Hitz, O., Monbaron, M. (2003a): Jahrringanalytische Rekonstruktion von Ufererosion und Schwemmholzaufkommen in Schweizer Wildbächen. *FAN-Agenda* 2/2003: 16-17.
- Filipponi, M., Hitz, O. (2004): Untersuchungen in der Kristallhöhle Kobelwald – Karsthydrologie, Höhlensedimente, Holzfunde. Arbeitsgemeinschaft für Speläologie Regensdorf. Regensdorf. 1-79.

Hitz, O., Gärtner, H., Monbaron, M. (2006): „Jahrringanalytische Rekonstruktion von Ufererosion und Schwemmholzaufkommen in Schweizer Wildbächen.“ – Ein Beitrag zur Beurteilung minimaler Pflegemassnahmen – Schlussbericht. Universität Fribourg.

Mitarbeit und Beiträge zu Publikationen

Filipponi, M. (2000): Höhlenklima. Arbeitsgemeinschaft für Speläologie Regensdorf. Regensdorf. 1-67.

Filipponi, M. (2006): Karstwanderführer Gamsalp, Entdecken – Kennenlernen – Verstehen. Ortsgemeinde Grabs und Politische Gemeinde Grabs. 1-140.

Curriculum vitae

Personalien

Name	Oliver Markus Hitz Dipl. Forst. Ing. ETH geb. 02.01.77 in Zürich
Zivilstand	ledig
Heimatort	Zürich und Hütten (ZH, Schweiz)
Privatadresse	Route Neuve 7 1700 Fribourg Telefon: 026 321 12 64

Schulen

1984 – 1990	Primarschule in Zürich
1990 – 1997	Gymnasium in Zürich Wiedikon
1997	Eidgenössische Maturität Typus B

Studium / Fachausbildung

1997 – 2003	Studium der Forstwissenschaften ETH Zürich
2000 / 2001	Praktikum während des Studiums:
3.7.00 – 15.9.00	<i>WSL Bodenökologie</i>
18.9.00 – 30.3.01	<i>Kantonsforstamt Zug</i>
2.4.01 – 25.5.01	<i>Sägerei Schilliger</i>
4.6.01 – 27.7.01	<i>Waldamt der Stadt Zürich</i>
2001 – 2003	Fachstudium Forstwissenschaften ETH Zürich Vertiefung Naturgefahren

bis 28.2.03

Diplomarbeit ETH Zürich,
Gebirgswaldökologie:
**Boden- und Dendroökologische
Untersuchungen zum Vegetationsmosaik
auf Karstflächen in den Churfürsten**

24. 4. 03

Diplom als Forstingenieur der ETHZ

Nachdiplompraktikum

1.5.03 bis
31.7.03

Nachdiplompraktikum an der WSL
Bodenökologie

Dissertation

1.8.03 bis
Mai 08

Dissertation Uni Fribourg, Geographie,
Labor für Dendrogeomorphologie:
**Dendrogeomorphologische Prozess-
analyse zum Schwemmholaufkommen
und Rekonstruktion von Ufererosion
zweier voralpiner Wildbachsysteme**

Sprachen

Deutsch:
Französisch:
Englisch:

Muttersprache
gute Grundkenntnisse
gute Grundkenntnisse