

# **Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten der Schweiz**

**Interpretations- und Praxishilfe**

Inauguraldissertation  
der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Universität Bern

vorgelegt von

**Judith Dobmann**

von Menznau

Leiter der Arbeit:  
Prof. Dr. R. Weingartner  
Geographisches Institut der Universität Bern



# **Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten der Schweiz**

**Interpretations- und Praxishilfe**

Inauguraldissertation  
der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Universität Bern

vorgelegt von

**Judith Dobmann**

von Menznau

Leiter der Arbeit:  
Prof. Dr. R. Weingartner  
Geographisches Institut der Universität Bern

Von der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät angenommen.

Bern, 17. September 2009

Der Dekan:  
Prof. Dr. U. Feller



# Vorwort und Dank



Beregnungsstandort am Hostetbach, Sommer 2006

Natur heisst für mich Faszination, Schönheit und Erholung. Doch unter anderem als Hydrologin ist mir bewusst, dass die Natur auch Gefahren für den Menschen bereithält. Hochwasser, insbesondere jene in kleinen Einzugsgebieten, weisen eine hohe Dynamik sowie ein komplexes Zusammenwirken von verschiedenen Prozessen auf und können empfindlich in die vom Menschen genutzte Umwelt eingreifen. Dieser Themenbereich bietet ein spannendes Tummelfeld für eine Forscherin, der die Untersuchungen vor Ort und der Praxisbezug wichtig sind. Mir ist es ein Anliegen, eine Arbeit zu erstellen, deren Ergebnisse den Anwendenden in der Praxis dienen können, aufgrund dessen ist die vorliegende Studie im Bereich zwischen Wissenschaft und Praxis anzusiedeln.

Die Arbeit ist im Zeitraum zwischen 2004 und 2009 in der Gruppe für Hydrologie am Geographischen Institut der Universität Bern (GIUB) entstanden. Sie liegt keinem grösseren Projekt zu Grunde. Die Mittelbauvereinigung der Universität Bern (MVUB) sowie das Bundesamt für Umwelt (BAFU) haben es mir mit einer flexiblen Arbeitszeitgestaltung ermöglicht, die Dissertation nebenberuflich zu erarbeiten.

Während meiner Zeit als Doktorandin haben mich viele Personen mit unterschiedlichen Beiträgen unterstützt. Allem voran ein herzliches Dankeschön an alle! Insbesondere danke ich folgenden Personen resp. Institutionen:

- Prof. Dr. Rolf Weingartner für seine umfassende fachliche Betreuung in der Gruppe für Hydrologie und seine Unterstützung beim Strukturieren von komplexen Sachverhalten.
- Prof. Dr. Johannes Hübl für das Koreferat meiner Arbeit.
- Prof. Dr. Hans Kienholz für die vielen motivierenden Worte. Er hat mir nebst der Gruppe für Hydrologie in der Gruppe für Angewandte Geomorphologie und Naturrisiken (AGNAT) am GIUB ein zweites „zu Hause“ gegeben.
- Dr. Abdallah Alaoui und Dr. Daniel Viviroli für die fachlichen Diskussionen und das Zuhören sowie die Unterstützung beim Bewältigen des Unialltages.
- Dr. Gerhard Markart und Magister Bernhard Kohl für die Zusammenarbeit bezüglich der Diplomarbeit von Carol Hemund und für die fruchtbaren Diskussionen während Feldbegehungen in der Schweiz und Österreich.

- Jürg Schenk und Dr. Marc Rosset für die Unterstützung in technischen und methodischen Belangen. Hubert Gerhardinger für seine GIS-Unterstützung.
- Den Diplomstudierenden Barbara Sury, Florian Schaffner, Carol Hemund, den Seminarteilnehmenden Daniel Scheidegger, Daniela Schluëpp, Christian Wüthrich und dem Zivildienstleistenden Gion Meyer für ihre wertvollen Beiträge zur vorliegenden Arbeit.
- Den Mitdoktorandinnen Eva Gertsch und Franziska Schmid für all die guten Gespräche und das gegenseitige Motivieren, dem Team der Gruppe für Hydrologie und AGNAT für das angenehme Arbeitsklima und die auflockernden Pausengespräche.
- Den Kantonen AG, BL, TI, dem BAFU, der Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL) und der Abteilung für Bodenkunde am GIUB für die Lieferung verschiedenster Daten, sowie diversen Büros in der Schweiz für die Zusammenarbeit und wertvollen Inputs zur vorliegenden Studie.
- Meinen „Feldknechten“, die hauptsächlich meinem familiären Umfeld angehören, für das Schaufeln etlicher Bodenprofile, das Materialschleppen und die kulinarischen Höhenflüge im Feld.
- Einer wichtigen Personengruppe sei ebenfalls herzlich gedankt: den Sennen, Pächtern, Landwirten und Gemeinden, die mir die Felduntersuchungen auf ihrem Grund und Boden ermöglichten und mir auch Übernachtungsmöglichkeiten im Herz meiner Studienobjekte zur Verfügung stellten.
- Schliesslich den Gegenlesenden Andy Kipfer, Christan Nänni und meinen Eltern für ihren Einsatz gegen Sprachunregelmässigkeiten, logische Unzulänglichkeiten und Formatfehler.

Und zum Schluss gilt ein mir ausgesprochen wichtiges Dankeschön meinem sozialen Umfeld, allen vorab meinem Lebenspartner Christian Nänni und meiner Familie. Auch meine Freunde und Kollegen haben ihren Beitrag geleistet, mich während der Doktorandinnen-Zeit zu tragen und mir die nötige Ablenkung vom Fachlichen zu bieten. Einmal mehr durfte ich erfahren, wie wichtig ein tragfähiges soziales Netzwerk ist.



Olten, im Juli 2009

Judith Dobmann

# Zusammenfassung

Einen vollständigen Schutz vor Hochwasser mit einer grossen Wiederkehrperiode und die damit meist einhergehenden Erscheinungen wie Überschwemmungen, Rutschungen oder Murgänge wird es nie geben. Es stellt sich einerseits die Frage nach dem akzeptierten Restrisiko und andererseits nach dem möglichst genauen Abschätzen eines zukünftigen Ereignisses unterschiedlicher Wiederkehrwahrscheinlichkeit, um vorgängig beispielsweise raumplanerische oder bauliche Massnahmen treffen zu können. Mit dem heutigen differenzierten Hochwasserschutz steigen die Ansprüche an die Abschätzverfahren für Hochwasserspitzen. An diesem Punkt setzt die vorliegende Arbeit an und leistet ihren Beitrag zur hydrologischen Beurteilung und Hochwasserabschätzung in kleinen ( $<10\text{km}^2$ ) Einzugsgebieten in der Schweiz. Die Erkenntnisse aus der Arbeit werden in einer Interpretations- und Praxishilfe für die Anwendung in der Schweizer Praxis aufbereitet. Das Vorgehen wird an vier Beispielen veranschaulicht.

Als Grundlage für die Studie dienen 45 Einzugsgebiete  $<20\text{km}^2$  in der Schweiz, davon sind zwölf Schwerpunktgebiete  $<10\text{km}^2$  ausgewählt worden, in denen Hochwasserabschätzungen mit HAKESCH und der Geländeanleitung nach Markart et al. (2004) und ZEMOKOST durchgeführt wurden. Sieben dieser Schwerpunktgebiete dienen als Kerngebiete, worin Beregnungsversuche an 34 Standorten durchgeführt wurden. 35 der 45 Einzugsgebiete (19  $<10\text{km}^2$ , 16  $>10\text{km}^2$ ) verfügen über eine Abflussmessstation. Zusätzlich zu den genannten Daten bilden im GIS erhobene hydrologische Kenngrössen eine weitere Datengrundlage.

Mit den Resultaten der vorliegenden Arbeit kann gezeigt werden, dass die Nutzung resp. Vegetationsbedeckung und der Bodentyp die entscheidenden Faktoren für die Ausbildung von Oberflächenabfluss sind. Dabei steht der mengenmässige Ausdruck im Vordergrund, der zeitliche Aspekt wird nicht von einem Faktor allein beeinflusst. Die Resultate lassen zusätzlich den Schluss zu, dass die Methode von Rickli und Forster (1997) zur Abschätzung der Abflusskoeffizienten für die Software HAKESCH zuverlässige Koeffizienten liefert, wobei es sich tendenziell um tiefe Werte handelt. Bei Standorten ausserhalb des Waldes ist diese Unterschätzung grösser als bei Waldstandorten.

Die Auswertung der Daten zum Bodenwassergehalt und zum Oberflächenabfluss liefern wertvolle Informationen hinsichtlich des Prozessverständnisses auf der Plotskala. Es wird eine Methode zur Bestimmung der dominanten Abflussprozesse vorgeschlagen. Sie ermöglicht bei vorhandenen Messdaten zum Wassergehalt und zum Oberflächenabfluss eine rasche Bestimmung des dominanten Abflussprozesses. Fehlen Messdaten, kann mit Hilfe der Karte der Hochwasserdisposition das Verfahren trotzdem angewendet werden, die Unterteilung der Prozesse fällt jedoch weniger detailliert aus.

In der Arbeit wurde aus hydrologisch bewerteten und in einem GIS kombinierten Raumdaten die Ermittlung einer Karte der Hochwasserdisposition (HQ-Disp) entwickelt. Sie lässt Aussagen zu folgenden Aspekten zu:

- Schaffen eines Überblicks zur hydrologischen Situation in einem Einzugsgebiet.
- Pro Stufe der HQ-Disp lässt sich ein Wertebereich an Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) zuweisen. Damit wird die Anwendung der Karte als hypothetische Raumgliederung für HAKESCH ermöglicht.
- Aufgrund der statistischen Verteilung der Rasterzellen unterschiedlicher HQ-Disp lassen sich drei Klassen für Spitzenabflussspenden  $H_{q100}$  bilden. Dies ermöglicht eine grobe Abschätzung der Spitzenabflüsse für ein kleines Einzugsgebiet.
- Pro Stufe der HQ-Disp können dominante Abflussprozesse zugeordnet werden.

Ein weiterer Aspekt der Studie sind Sensitivitäts- und Objektivitätsanalysen für Eingabegrössen von HAKESCH. Dabei handelt es sich um den Niederschlag, das Benetzungsvolumen, den

Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) und den komplexen Abflussbeiwert nach Taubmann (1986). Einerseits wird aufgezeigt, wie sich die Spitzenabflusswerte  $HQ_{20}$  und  $HQ_{100}$  bei einer Veränderung der Eingabegrößen verhalten und andererseits kann mit einer Objektivitätsanalyse gezeigt werden, dass das Verfahren zur Bestimmung der Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) gegenüber subjektiven Aspekten robust ist.

Basierend auf den Analysen der vorliegenden Studie können für die Hochwasserabschätzung mit HAKESCH folgende Beiträge geleistet werden:

- Verfahren zur Herleitung der hypothetischen Raumgliederung (Karte der HQ-Disp).
- Bei den Eingabeparametern Abflusskoeffizient und Wasserspeichervermögen eine Erweiterung der Kategorien „Wald“ und „Freiland mit Vegetation“ um die Kategorien „Geröll“ und „Fels“, wobei beide weiter aufgeschlüsselt werden.
- Standardisierter Parametersatz für den komplexen Abflussbeiwert  $\alpha$ .
- Richtwerte für einen Parametersatz für Gletscher.
- Quantitative Empfehlungen bezüglich einer Szenarien-Bildung beim Abflusskoeffizienten.
- Anhaltspunkte zur Sensitivität der Parameter Niederschlag und Benetzungsvolumen.
- Abschätzen eines  $HQ_{30}$  und  $HQ_{300}$ .

In Kombination mit der am Bundesamt für Umwelt entwickelten Version 2 von HAKESCH bieten die oben genannten Punkte eine deutliche Optimierung der Hochwasserabschätzung mit HAKESCH. In der Version 2 wird es möglich, die Ganglinie nach Clark-WSL zu bestimmen und deren Daten zu exportieren. In der vorliegenden Arbeit wird eine Klassierung des Hydrographen für ein  $HQ_{100}$  bezüglich der Anstiegszeit und des K-Werts vorgeschlagen. Zusätzlich kann die Fracht eines  $HQ_{100}$  bestimmt werden.

Unter Verwendung der Spitzenabflüsse  $HQ_{20}$  und  $HQ_{100}$  aus HAKESCH sind Verfahren zur Abschätzung eines  $HQ_{30}$  und  $HQ_{300}$  entwickelt worden, wobei für die Abschätzung des  $HQ_{300}$  zusätzlich eine Bewertung von Schwellenbedingungen notwendig ist. Das  $HQ_{300}$  und das  $HQ_{30}$  werden für die Gefahrenkartierung in der Schweiz benötigt und stellen dabei nebst dem  $HQ_{100}$  eine Standardgrösse dar. Die vorgeschlagenen Ansätze schliessen hier somit eine Lücke.

Als Endprodukt der Arbeit liegen einerseits neue Erkenntnisse zum Prozessverständnis in der Abflussbildung in kleinen Einzugsgebieten vor und andererseits sind die Erkenntnisse mit Empfehlungen und Hilfestellungen in einer Interpretations- und Praxishilfe für die Anwendung in der Schweizer Praxis aufbereitet. Die Interpretations- und Praxishilfe gliedert sich in fünf Schritte, die sich teilweise unabhängig voneinander anwenden lassen. Vom ersten bis zum fünften Punkt steigert sich der Detaillierungsgrad der hydrologischen Bewertung sowie der Hochwasserabschätzung für das zu untersuchende Einzugsgebiet. Die fünf Schritte sind:

- Hydrologische Gliederung eines Einzugsgebiets bezüglich der Hochwasserdisposition
- Abschätzen eines  $Hq_{100}$  aufgrund von hydrologischen Kennwerten
- Hochwasserabschätzung mit HAKESCH mit Zielgrösse  $HQ_{20}$ ,  $HQ_{100}$  und Ganglinie
- Abschätzen eines  $HQ_{30}$  und  $HQ_{300}$
- Interpretation der Ganglinie und Abschätzen der Fracht für ein  $HQ_{100}$

Jeder Schritt ist kochbuchartig beschrieben. Die benötigten Grundlagedaten (Formeln, Tabellen, Abbildungen) sind bereitgestellt oder im Fall der Raumdatensätze aufgeführt. Zusätzlich werden Hilfestellungen und Interpretationsansätze in Form von Tabellen, Abbildungen oder Klassierungen gegeben. Schliesslich ist ausgewählte Literatur aufgeführt.

Die Schritte 1 und 2 sind auf der Stufe Übersichts- und Gefahrenhinweiskarte einzuordnen und können Eingabegrößen für die Anwendung von HAKESCH liefern, ab Schritt 3 sind die Anwendungen für die Stufe der Gefahrenkartierung geeignet. Die Resultate aus der Anwendung der Interpretations- und Praxishilfe können zudem als Inputparameter für die Beurteilung von geschieberelevanten Prozessen, zur Bestimmung von Bemessungsgrößen sowie der Planung von Schutzmassnahmen dienen.



# Inhaltsverzeichnis

Vorwort und Dank.....	I
Zusammenfassung.....	III
Inhaltsverzeichnis.....	V
Abbildungsverzeichnis.....	IX
Tabellenverzeichnis.....	XV
Abkürzungsverzeichnis.....	XIX
Formelverzeichnis.....	XXI
<b>1 Einleitung und Zielsetzung.....</b>	<b>1</b>
1.1 Einleitung.....	1
1.2 Zielsetzung.....	2
1.2.1 Struktur der Arbeit.....	6
<b>2 Abflussbildung und Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten: Stand der Forschung.....</b>	<b>9</b>
2.1 Abflussbildung: Historischer Abriss und Stand der Forschung.....	9
2.1.1 Beitrag und Einordnung der vorliegenden Arbeit.....	12
2.2 Hochwasserabschätzung: Historischer Abriss und Stand der Forschung.....	13
2.2.1 Beitrag und Einordnung der vorliegenden Arbeit.....	14
2.3 Hochwasserabschätzverfahren praxistauglich aufbereitet.....	15
2.3.1 Beitrag und Einordnung der vorliegenden Arbeit.....	16
<b>3 Grundlagen.....</b>	<b>17</b>
3.1 Definitionen.....	17
3.2 Grundlagendaten.....	19
3.2.1 Untersuchungsgebiete.....	19
3.2.2 Kartenwerke, Messdaten.....	22
3.3 Theoretische Grundlagen.....	23
3.3.1 Das System Wildbach und seine Prozesse.....	23
3.3.2 Gefahrenkartierung in der Schweiz und die Naturgefahr „Hochwasser“.....	28
3.3.3 Bodenhydrologie.....	33
3.3.4 Hochwasserabschätzung im Allgemeinen.....	39
3.3.5 Verfahren und Softwares zur Hochwasserabschätzung.....	43
<b>4 Methodik.....</b>	<b>49</b>
4.1 Untersuchungsgebiete und hydrologische Kenngrößen.....	49
4.2 Standortauswahl.....	52
4.3 Feldversuche und die Ermittlung der bodenhydrologischen Parameter.....	55
4.3.1 Beregnung.....	56
4.3.2 Messung des Oberflächenabflusses.....	58
4.3.3 Messung Bodenwassergehalt mit TDR-Sonden.....	59
4.3.4 Pedologische Kenngrößen.....	61

4.3.5	Oberflächenabfluss: Anlaufzeit.....	62
4.3.6	Abflusskoeffizient .....	62
4.3.7	Hochwasserdisposition anhand des Oberflächenabflusses .....	63
4.3.8	Bodenfeuchte: Speichervermögen und Bilanzierung .....	64
4.3.9	Geschwindigkeit der Feuchtefront.....	67
4.4	Dominante Abflussprozesse .....	69
4.4.1	Klassierung der Fliessprozesse und Ermittlung des dominanten Abflussprozesses pro Standort.....	69
4.4.2	Dominante Fliessprozesse nach Scherrer (2004).....	70
4.5	Raumgliederung und Hochwasserdisposition .....	72
4.5.1	Raumgliederung nach Rickli und Forster (1997).....	73
4.5.2	Raumgliederung mit der Geländeanleitung von Markart et al. (2004).....	75
4.5.3	Kombination und Klassierung von Raumdaten in einem GIS zu einer Karte der Hochwasserdisposition.....	78
4.6	Hochwasserabschätzung .....	83
4.6.1	HAKESCH.....	84
4.6.2	ZEMOKOST .....	92
4.6.3	HQx_meso_CH .....	94
4.6.4	Modell Schaffner zur Abschätzung eines HQ <sub>100</sub> .....	96
4.6.5	Abschätzung eines HQ <sub>300</sub> .....	98
4.6.6	Extremwertstatistik .....	99
4.7	Sensitivitätsanalysen von Inputparametern für die Hochwasserabschätzung .....	99
4.8	Klassierung der Hochwasserganglinie und Berechnung der Fracht für ein HQ <sub>100</sub> .....	101
4.8.1	Hochwasserganglinie nach Clark-WSL .....	101
4.8.2	Hochwasserganglinie nach ZEMOKOST .....	103
4.8.3	Hochwasserfracht für ein HQ <sub>100</sub> nach Clark-WSL .....	103
4.9	Ereigniskataster .....	104
4.10	Methodik für die Datenauswertung .....	105
<b>5</b>	<b>Resultate und Analysen.....</b>	<b>107</b>
5.1	Bodenhydrologie und Oberflächenabfluss .....	107
5.1.1	Anlaufzeit des Oberflächenabfluss.....	108
5.1.2	Oberflächenabfluss mengenmässig betrachtet.....	110
5.1.3	Vergleich von gemessenen und kartierten Abflusskoeffizienten .....	115
5.1.4	Plausibilisierung der gemessenen Wassergehaltsdaten.....	118
5.1.5	Wasserbilanz pro Standort.....	122
5.1.6	Geschwindigkeit der Feuchtefront.....	124
5.1.7	Dominante Abflussprozesse pro Standort.....	129
5.2	Hochwasserdisposition .....	136
5.2.1	Hochwasserdisposition anhand der Daten zum Oberflächenabfluss .....	137
5.2.2	Hochwasserdisposition aufgrund von Analysen mit GIS.....	139
5.3	Sensitivitätsanalysen betreffend Inputparameter für HAKESCH.....	155
5.3.1	Niederschlag .....	155

5.3.2	Benetzungsvolumen .....	157
5.3.3	Standardisierte $\alpha$ -Werte für das Verfahren Taubmann.....	159
5.3.4	Objektivitätsanalyse der Abschätzung der Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997).....	162
5.4	Gegenüberstellung von $HQ_{100}$ -Werten aus verschiedenen Abschätzungen .....	164
5.5	Die Abschätzung eines $HQ_{300}$ .....	168
5.6	Die Abschätzung eines $HQ_{30}$ .....	175
5.7	Ganglinie und Fracht für ein $HQ_{100}$ mit dem Verfahren Clark-WSL (HAKESCH) und ZEMOKOST .....	176
5.7.1	Vergleich der Ganglinie für ein $HQ_{100}$ nach Clark-WSL und ZEMOKOST.....	176
5.7.2	Reaktions-, Anstiegszeit und K-Wert aus den Ganglinien für ein $HQ_{100}$ nach Clark-WSL und ZEMOKOST .....	179
5.7.3	Hochwasserfrachten für ein $HQ_{100}$ ermittelt nach Clark-WSL und ZEMOKOST.....	180
<b>6</b>	<b>Synthese, Diskussion und Fazit.....</b>	<b>183</b>
6.1	Synthese.....	183
6.1.1	Oberflächenabfluss in Menge und Zeit.....	183
6.1.2	Bodenhydrologie.....	185
6.1.3	Hochwasserdisposition .....	187
6.1.4	Sensitivitätsanalysen betreffend Inputparameter für HAKESCH.....	189
6.1.5	$HQ_{100}$ abgeschätzt mit verschiedenen Verfahren .....	190
6.1.6	Die Abschätzung eines $HQ_{300}$ und $HQ_{30}$ .....	192
6.1.7	Ganglinien und Frachten für ein $HQ_{100}$ .....	194
6.2	Diskussion und Fazit .....	195
<b>7</b>	<b>Interpretations- und Praxishilfe.....</b>	<b>199</b>
7.1	Übersicht .....	199
7.2	Hydrologische Gliederung eines Einzugsgebiets bezüglich Hochwasserdisposition ...	201
7.2.1	Hilfestellungen und Interpretationsansätze.....	204
7.3	Abschätzen eines $HQ_{100}$ aufgrund von hydrologischen Kennwerten (nach Schaffner, 2007).....	205
7.3.1	Hilfestellungen und Interpretationsansätze.....	206
7.4	Hochwasserabschätzung mit HAKESCH Version 2 .....	207
7.4.1	Hilfestellungen und Interpretationsansätze.....	207
7.5	Abschätzung eines $HQ_{30}$ und $HQ_{300}$ .....	210
7.5.1	$HQ_{30}$ .....	210
7.5.2	Hilfestellungen und Interpretationsansätze.....	210
7.5.3	$HQ_{300}$ .....	210
7.5.4	Hilfestellungen und Interpretationsansätze.....	211
7.6	Interpretation der Ganglinie und Abschätzen der Fracht eines $HQ_{100}$ basierend auf dem Verfahren Clark-WSL .....	212
7.6.1	Hilfestellungen und Interpretationsansätze.....	212
7.7	Wichtige Literatur zu den einzelnen Themen .....	215
7.7.1	Weitere in der Interpretations- und Praxishilfe zitierte Literatur.....	215

7.8	Anhang zur Interpretations- und Praxishilfe: AML für die Berechnung der Karte der Hochwasserdisposition .....	216
<b>8</b>	<b>Hochwasserabschätzung mit der Interpretations- und Praxishilfe .....</b>	<b>219</b>
8.1	Einleitung .....	219
8.2	Die vier Einzugsgebiete .....	219
8.3	Hochwasserabschätzung Allmebach .....	222
8.4	Hochwasserabschätzung Bachligaben .....	225
8.5	Hochwasserabschätzung Kummetbach .....	229
8.6	Hochwasserabschätzung Suld Witboden .....	232
8.7	Fazit .....	235
<b>9</b>	<b>Ausblick .....</b>	<b>237</b>
<b>10</b>	<b>Quellenverzeichnis .....</b>	<b>241</b>
10.1	Publikationen .....	241
10.2	Internetquellen .....	249
10.3	Karten, digitale Daten (Messdaten zum Abfluss und TDR) .....	249
10.4	Softwares .....	250
<b>11</b>	<b>Anhang .....</b>	<b>251</b>
11.1	Hydrologische Kenngrößen zu den 45 Untersuchungsgebieten .....	251
11.2	Factsheets der 34 Beregnungsstandorte .....	256
11.3	Karten der Hochwasserdisposition für die zwölf Schwerpunktgebiete .....	291
11.4	AML für die Berechnung der Karten der Hochwasserdisposition in einem ESRI-GIS ..	297
11.5	Erklärung .....	300
11.6	Curriculum Vitae .....	301

# Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1-1: Bausteine der Interpretations- und Praxishilfe .....	5
Abbildung 3-1: Geographische Lage der Untersuchungsgebiete mit Hinterlegung der vier Hauptgeologietypen .....	20
Abbildung 3-2: Prozesssystem Wildbach (nach Kienholz et al., 1998) .....	24
Abbildung 3-3: Abflussprozesse dargestellt an einem Hangausschnitt (aus Dobmann, 2002; nach Scherrer, 1997) .....	25
Abbildung 3-4: Integrales Risikomanagement (Bundesamt für Bevölkerungsschutz, 2003) ....	30
Abbildung 3-5: Schematische Darstellung der charakteristischen Wassergehaltskurve bei präferenzialer Sickerung ausgelöst durch künstliche Beregnung (Dobmann, 2002) .....	36
Abbildung 3-6: Fünf Typen von Wassergehaltskurven erzeugt durch künstliche Beregnung (nach Germann, 1999) .....	37
Abbildung 3-7: Zusammenhang der Sondenstablänge und der Wellenform beim TDR-Messprinzip (Alaoui, 2005) .....	38
Abbildung 3-8: Entscheidungsbaum zur Hochwasserabschätzung (nach Spreafico et al., 2003) .....	40
Abbildung 3-9: Vorgehen einer Hochwasserabschätzung mit HAKESCH (nach Spreafico et al., 2003; nach Sury, 2006) .....	46
Abbildung 4-1: Die sieben Einzugsgebiete mit den Beregnungsstandorten (Stern mit Nummer) und dem um die Trockenrunsen (braun) erweiterten Gewässernetz (blau), Teil 1 .....	53
Abbildung 4-2: Die sieben Einzugsgebiete mit den Beregnungsstandorten (Stern mit Nummer) und dem um die Trockenrunsen (braun) erweiterten Gewässernetz (blau), Teil 2 .....	54
Abbildung 4-3: Beregnungsanlage mit Zubehör im Feldeinsatz (links) und in schematischer Darstellung (rechts) (Schema aus Schütz, 2000) .....	56
Abbildung 4-4: Durchflussmesser im Einsatz .....	57
Abbildung 4-5: Möglicher Randeffect bei der Messung des Bodenwassergehalts .....	57
Abbildung 4-6: Versuchsanordnung zur Erfassung des Oberflächenabflusses .....	58
Abbildung 4-7: Messsystem für die Erfassung der Bodenfeuchte (Bild oben links: Campbell Scientific Inc., 1998) .....	60
Abbildung 4-8: Messsystem für die Erfassung der Bodenfeuchte .....	61
Abbildung 4-9: Bestimmung des Fehlers nach Roth et al. (1990) und anhand der Streuung der vorliegenden Daten .....	65
Abbildung 4-10: Veranschaulichung des signifikanten Unterschieds zwischen zwei Messwerten ( $x_1$ und $x_2$ ) .....	65
Abbildung 4-11: Mächtigkeit $z_i$ des Bodenkompiments, für das die TDR-Sonde $i$ im Profil repräsentativ ist .....	66
Abbildung 4-12: Schematische Darstellung eines Bodenprofils mit TDR-Sonden mit Fortschreitender Feuchtefront und Makroporenfluss .....	68
Abbildung 4-13: Kriterien für die Klassierung der dominanten Abflussprozesse pro Standort .....	69
Abbildung 4-14: Ausschnitt aus einem Prozessbeurteilungsschema (Scherrer, 2004) .....	72

Abbildung 4-15: Entscheidungsbaum zur Bestimmung des Abflusskoeffizienten (Rickli und Forster, 1997) .....	74
Abbildung 4-16: Entscheidungsbaum zur Bestimmung des Wasserspeichervermögens (Rickli und Forster, 1997; Vogt, 2001) .....	74
Abbildung 4-17: Raumgliederung nach Rickli und Forster (1997) am Beispiel des Spissibachs (links) und des Dürrenwaldbachs (rechts) (Sury, 2006; verändert) .....	75
Abbildung 4-18: Raumgliederung mit der Geländeanleitung von Markart et al. (2004) am Beispiel des Spissibachs (oben) und Dürrenwaldbachs (unten) (Hemund, 2008) .....	77
Abbildung 4-19: Schematischer Aufbau der hydrologischen Raumgliederung durch Kombination hydrologisch klassierter Raumdaten mittels GIS .....	79
Abbildung 4-20: Zonenkoeffizient $\alpha$ nach Zeller (1995) für das Verfahren Müller .....	85
Abbildung 4-21: Komplexe mittlere Abflussbeiwerte $\alpha$ nach dem US-Soil-Conservations-Service (SCS) (nach Taubmann und Thiess, 1984) .....	90
Abbildung 4-22: Curve-Number-Werte für die GEOSTAT Arealstatistik (Kunter und Burlando, 2003) .....	91
Abbildung 4-23: Entscheidungsdiagramm für die Ermittlung der Hochwasserklasse (nach Schaffner, 2008) .....	97
Abbildung 4-24: Auswirkung der Gebietsform auf die Formfaktoren LI und Re (Schaffner, 2007) .....	97
Abbildung 4-25: Veranschaulichung der Bestimmung des K-Werts nach DVWK (1982) .....	102
Abbildung 4-26: Veranschaulichung zur Anpassung der Hochwasserfracht aus Clark-WSL an das definitiv abgeschätzte $HQ_{100}$ .....	104
Abbildung 5-1: Anlaufzeiten des Oberflächenabfluss pro Standort und Beregnung .....	109
Abbildung 5-2: Differenz bei den Anlaufzeiten des Oberflächenabfluss zwischen der ersten und zweiten Beregnung .....	109
Abbildung 5-3: Zusammenhang Anlaufzeit mit Abflusskoeffizienten .....	110
Abbildung 5-4: Summen- und Sättigungsabflusskoeffizient pro Standort und Beregnung .....	112
Abbildung 5-5: Differenzen bei den Abflusskoeffizienten zwischen der ersten und zweiten Beregnung pro Standort .....	112
Abbildung 5-6: Abflusskoeffizienten für verschiedene Nutzungsformen und Bodentypen .....	114
Abbildung 5-7: Abflusskoeffizienten für Weide, Mähwiese und Wald pro Bodentyp .....	115
Abbildung 5-8: Vergleich der am Standort kartierten Abflusskoeffizienten nach der Geländeanleitung von Markart et al. (2004) und den gemessenen Sättigungsabflusskoeffizient an den 32 Beregnungsstandorten .....	116
Abbildung 5-9: Vergleich der am Standort kartierten Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) und den gemessenen Summenabflusskoeffizienten an den 32 Beregnungsstandorten .....	117
Abbildung 5-10: Maximaler Wassergehalt der obersten Sonde für beide Beregnungen und die Porosität pro Standort .....	119
Abbildung 5-11: Differenz in den maximalen Wassergehalten zwischen der ersten und zweiten Beregnung .....	120
Abbildung 5-12: Differenz in den Ausgangswassergehalten zwischen der ersten und zweiten Beregnung .....	121
Abbildung 5-13: Bilanzierung pro Standort und Beregnung aufgrund der Messdaten zum Wassergehalt und Oberflächenabfluss .....	123

Abbildung 5-14: Mittlere Geschwindigkeiten der Feuchtefront pro Standort und Beregnung ...	126
Abbildung 5-15: Statistische Masse der mittleren Geschwindigkeiten für die Beregnungen 1 und 2 .....	126
Abbildung 5-16: Mittlere Geschwindigkeiten der Feuchtefront im Boden und die dominanten Abflussprozesse.....	127
Abbildung 5-17: Mittlere Geschwindigkeiten der Feuchtefront im Boden, Nutzungsform resp. Vegetationsbedeckung und Bodentypen .....	128
Abbildung 5-18: Dominanter Fliessprozess und Bilanzierung pro Standort und Beregnung ....	131
Abbildung 5-19: Dominante Fliessprozesse und Bodentypen .....	132
Abbildung 5-20: Dominante Fliessprozesse und Nutzung resp. Vegetationsbedeckung.....	133
Abbildung 5-21: Hochwasserdisposition anhand der Daten zum Oberflächenabfluss aufge- teilt auf die Bodentypen .....	138
Abbildung 5-22: Hochwasserdisposition aufgrund der Daten zum Oberflächenabfluss und Nutzungstypen.....	138
Abbildung 5-23: Raumgliederung bis zur Grunddisposition am Beispiel des Spissibachs. Die Addition der fünf klassierten Karten führt zur Karte der Grunddisposition .....	140
Abbildung 5-24: Raumgliederung bis zur endgültigen Hochwasserdisposition am Beispiel des Spissibachs .....	141
Abbildung 5-25: Mittlerer Abflusskoeffizient nach Rickli und Forster (1997) (HAKESCH- Raumgliederungen) und die Hochwasserdisposition aufgrund von GIS- Analysen .....	146
Abbildung 5-26: Klassen des Oberflächenabflussbeiwerts nach Markart et al. (2004) (gemittelt) und die Hochwasserdisposition aufgrund von GIS-Analysen .....	149
Abbildung 5-27: Flächengewichtete Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) und die mit HAKESCH abgeschätzten Spitzenabflüsse $HQ_{100}$ und $Hq_{100}$ für die zwölf Schwerpunktgebiete .....	150
Abbildung 5-28: Flächengewichtete Hochwasserdisposition und die Spitzenabflusspende für die 45 Untersuchungsgebiete .....	151
Abbildung 5-29: Entlang des Fliesswegs distanzgewichtete Hochwasserdisposition und die Spitzenabflusspende für die 45 Untersuchungsgebiete.....	152
Abbildung 5-30: Schiefe und Exzess einer Verteilung (Faes.de, 2009, Internetquelle).....	153
Abbildung 5-31: Schiefe und Exzess der Verteilung der fünf Hochwasserdispositionsstufen in den 45 Untersuchungsgebieten .....	153
Abbildung 5-32: Drei Stufen in der Ausprägung für die Hochwasserdisposition aufgrund der Schiefe und Exzess und die Spitzenabflusspenden $Hq_{100}$ für die 45 Untersuchungsgebiete .....	154
Abbildung 5-33: Boxplots für veränderten Niederschlagsinput in die Verfahren in HAKESCH für die Zielgrössen $HQ_{100}$ und $HQ_{20}$ . Dargestellt in den Boxplots sind Median, oberes und unteres Quartil, Maximum und Minimum .....	156
Abbildung 5-34: Boxplots für veränderte Benetzungsvolumina in die Verfahren in HAKESCH für die Zielgrössen $HQ_{100}$ und $HQ_{20}$ . Dargestellt in den Boxplots sind Median, oberes und unteres Quartil, Maximum und Minimum .....	158
Abbildung 5-35: Boxplots für standardisierte komplexe Abflussbeiwerte $\alpha$ verändert nach Sury (2006) für die Spitzenabflusswert $HQ_{25}$ und $HQ_{100}$ für das Verfahren Taubmann. Dargestellt in den Boxplots sind Median, oberes und unteres Quartil, Maximum und Minimum .....	160

Abbildung 5-36: Boxplots für standardisierte komplexe Abflussbeiwerte $\alpha$ für die Spitzenabflusswert $HQ_{25}$ und $HQ_{100}$ für das Verfahren Taubmann. Dargestellt in den Boxplots sind Median, oberes und unteres Quartil, Maximum und Minimum .....	161
Abbildung 5-37: Objektivitätsanalyse für Kartierungen mit der Methode nach Rickli und Forster (1997) in den zwölf Schwerpunktgebieten .....	163
Abbildung 5-38: Mit verschiedenen Methoden abgeschätzte spezifische Spitzenabflüsse $Hq_{100}$ für die 45 Einzugsgebiete im Vergleich .....	164
Abbildung 5-39: Abschätzung eines $HQ_{300}$ mit unterschiedlichen Verfahren .....	169
Abbildung 5-40: Quotienten $HQ_{100}/HQ_{20}$ und $HQ_{300}/HQ_{100}$ ( $n=16$ pro Verfahren) .....	170
Abbildung 5-41: $HQ_{300}$ für die zwölf Schwerpunktgebiete ergänzt mit dem abgeschätzten $HQ_{300min}$ nach der Quotientenmethode und der Beurteilung hinsichtlich der Schwellenprozesse .....	174
Abbildung 5-42: Quotienten $HQ_{100}/HQ_{20}$ und $HQ_{100}/HQ_{30}$ ( $n=16$ pro Verfahren) .....	175
Abbildung 5-43: Ganglinien für ein $HQ_{100}$ abgeschätzt mit ZEMOKOST und Clark-WSL für die zwölf Schwerpunktgebiete (Teil 1).....	177
Abbildung 5-44: Ganglinien für ein $HQ_{100}$ abgeschätzt mit ZEMOKOST und Clark-WSL für die zwölf Schwerpunktgebiete (Teil 2).....	178
Abbildung 5-45: Vergleich zweier Ansätze zur Berechnung der Fracht eines $HQ_{100}$ mit dem Verfahren Clark-WSL .....	181
Abbildung 5-46: Hochwasserfrachten und Spitzenabflusswerte für ein $HQ_{100}$ nach den Verfahren Clark-WSL und ZEMOKOST .....	182
Abbildung 6-1: Abschätzen eines $HQ_{300}$ .....	193
Abbildung 6-2: Abschätzen eines $HQ_{30}$ .....	194
Abbildung 6-3: Abschätzen der Fracht $S_{100}$ mit Hilfe des Verfahrens Clark-WSL und dem mit HAKESCH abgeschätzten $HQ_{100}$ .....	195
Abbildung 7-1: Entscheidungsbaum zur Validierung der abgeschätzten $Hq_{100}$ und Veranschaulichung der Parameter für das Verfahren Schaffner (nach Schaffner, 2007) .....	206
Abbildung 7-2: Vorgehen einer Hochwasserabschätzung mit HAKESCH (nach Spreafico et al., 2003; nach Sury, 2006) .....	207
Abbildung 7-3: Schema zur Abschätzung des Abflusskoeffizienten $\psi$ , Wasserspeichervermögens und des komplexen Abflussbeiwerts $\alpha$ für HAKESCH (nach Rickli und Forster, 1997; Taubmann, 1986) .....	208
Abbildung 8-1: Topographische Karten für den Allmebach, Bachligraben, Kummetbach und Suld Witboden .....	221
Abbildung 8-2: Allmebach: Karte der Hochwasserdisposition .....	222
Abbildung 8-3: Allmebach: Raumgliederung und Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) (Grundlagendaten für die Karte aus Zraggen, 2009, in Vorb.).....	223
Abbildung 8-4: Allmebach: Abgeschätzte Spitzenabflusswerte unterschiedlicher Jährlichkeit .....	224
Abbildung 8-5: Bachligraben: Karte der Hochwasserdisposition .....	225
Abbildung 8-6: Bachligraben: Raumgliederung und Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) (Grundlagendaten für die Karte aus Zraggen, 2009, in Vorb.).....	226



---

Abbildung 8-7: Bachligraben: Abgeschätzte Spitzenabflusswerte unterschiedlicher Jährlichkeit .....	228
Abbildung 8-8: Kummetbach: Karte der Hochwasserdisposition .....	229
Abbildung 8-9: Kummetbach: Raumgliederung und Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) (Grundlagendaten für die Karte aus GHO, 2007) .....	229
Abbildung 8-10: Kummetbach: Abgeschätzte Spitzenabflusswerte unterschiedlicher Jährlichkeit .....	231
Abbildung 8-11: Suld Witboden: Karte der Hochwasserdisposition .....	232
Abbildung 8-12: Suld Witboden: Raumgliederung und Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) (Grundlagendaten für die Karte aus Zraggen, 2009, in Vorb.) .....	233
Abbildung 8-13: Suld Witboden: Abgeschätzte Spitzenabflusswerte unterschiedlicher Jährlichkeit .....	235
Abbildung 11-1: Hochwasserdisposition der zwölf Schwerpunktgebiete Teil 1 (links Grunddisposition, rechts Hochwasserdisposition) .....	291
Abbildung 11-2: Hochwasserdisposition der zwölf Schwerpunktgebiete Teil 2 (links Grunddisposition, rechts Hochwasserdisposition) .....	292
Abbildung 11-3: Hochwasserdisposition der zwölf Schwerpunktgebiete Teil 3 (links Grunddisposition, rechts Hochwasserdisposition) .....	293
Abbildung 11-4: Hochwasserdisposition der zwölf Schwerpunktgebiete Teil 4 (links Grunddisposition, rechts Hochwasserdisposition) .....	294
Abbildung 11-5: Hochwasserdisposition der zwölf Schwerpunktgebiete Teil 5 (oben Grunddisposition, unten Hochwasserdisposition) .....	295
Abbildung 11-6: Hochwasserdisposition der zwölf Schwerpunktgebiete Teil 6 (links Grunddisposition, rechts Hochwasserdisposition) .....	296



# Tabellenverzeichnis

Tabelle 3 -1: Die 45 Untersuchungsgebiete im Überblick .....	21
Tabelle 3-2: Verwendete räumliche Daten mit den Angaben zum Datenherr und den Vertragsnummern .....	22
Tabelle 3-3: Strukturierung und Abgrenzung der Arten von Naturgefahren (nach PLANAT, 2005) .....	29
Tabelle 3-4: Darstellung von Naturgefahren in verschiedenen Detaillierungsstufen (Kipfer, 2005) .....	29
Tabelle 3-5: Richtwerte für die Intensitäten zwecks der Abgrenzung von Gefahrenstufen in der Schweiz (BWW, 1997) .....	32
Tabelle 4-1: Stärken und Schwächen der verwendeten Kartengrundlagen hinsichtlich der Hydrologie kleiner Einzugsgebiete .....	50
Tabelle 4-2: Hydrologische Kenngrößen (nach Schaffner, 2007) .....	51
Tabelle 4-3: Die sieben Einzugsgebiete mit Beregnungsversuchen im Überblick .....	52
Tabelle 4-4: Naturräumliche Eigenschaften der 34 Beregnungsstandorte, jeder Punkt entspricht einem Standort .....	55
Tabelle 4-5: Einteilung der Sättigungsabflusskoeffizienten und der Anlaufzeit in fünf Klassen der Hochwasserdisposition .....	63
Tabelle 4-6: Datenlage für Fehlerbetrachtung der Messwerte der TDR-Sonden .....	64
Tabelle 4-7: Die Abflussprozesstypen und ihre Intensität (nach Scherrer, 2004) .....	70
Tabelle 4-8: Beitrag der Wölbung zur Grunddisposition .....	80
Tabelle 4-9: Beitrag der Gerinnedichte zur Grunddisposition .....	81
Tabelle 4-10: Beitrag des Wasserspeichervermögens des Bodens zur Grunddisposition .....	81
Tabelle 4-11: Beitrag der Permeabilität des Bodens zur Grunddisposition .....	82
Tabelle 4-12: Beitrag der Permeabilität der Geologie zur Grunddisposition .....	82
Tabelle 4-13: Kategorien der primären Bodenbedeckung und die hydrologische Bewertung ...	83
Tabelle 4-14: Gültigkeitsbereich und abschätzbare Wiederkehrperioden verschiedener Verfahren zur Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten (nach Spreafico et al., 2003; nach Kohl und Stepanek, 2005; nach Schaffner, 2007)....	84
Tabelle 4-15: Benetzungsvolumen für 20-jährliche Spitzenabflüsse (nach Kölla, 1986) .....	87
Tabelle 4-16: Klassierung der Parameter der Ganglinie nach Clark-WSL .....	102
Tabelle 4-17: Klassierung der Parameter der Ganglinie nach ZEMOKOST .....	103
Tabelle 5-1: Anlaufzeiten des Oberflächenabfluss pro Standort und Beregnung .....	108
Tabelle 5-2: Abflusskoeffizienten pro Standort und Beregnung .....	111
Tabelle 5-3: Mittlere Abweichungen (arithmetisches Mittel) zwischen der ersten und zweiten Beregnung aufgeschlüsselt in Nutzung resp. Vegetationsbedeckung für den Summen- und Sättigungsabflusskoeffizienten .....	113
Tabelle 5-4: Maximale und minimale Abflusskoeffizienten für verschiedene Nutzungen und Bodentypen .....	114
Tabelle 5-5: Zusammenfassung der Vergleiche von gemessenen mit kartierten Abflusskoeffizienten für 32 Beregnungsstandorte. In die Felder sind die Anzahl Beregnungsstandorte eingetragen, an denen der jeweilige Fall zutrifft.....	118

Tabelle 5-6: Signifikanz der maximalen kurzfristigen Speichervermögen pro Standort, Sonde und Beregnung.....	122
Tabelle 5-7: Mittlere Geschwindigkeiten pro Standort und Beregnung .....	125
Tabelle 5-8: Dominanter Abflussprozess pro Standort .....	129
Tabelle 5-9: Dominanter Abflussprozess pro Standort nach Scherrer (2004) und bestimmt nach dem Vorgehen aus Kapitel 4.4.1 (Abbildung 4-13).....	135
Tabelle 5-10: Hochwasserdisposition der Beregnungsstandorte anhand der Daten zum Oberflächenabfluss.....	137
Tabelle 5-11: Vergleich der Hochwasserdisposition (HQ-Disp) aufgrund von Messungen des Oberflächenabflusses und der Raumgliederung mit GIS.....	143
Tabelle 5-12: Flächenanteil und mittlere Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) pro Hochwasserdispositionsstufe für ein günstiges und ungünstiges Szenario in den zwölf Schwerpunktgebieten .....	145
Tabelle 5-13: Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) für die fünf Hochwasserdispositionsstufen aus den GIS-Analysen .....	147
Tabelle 5-14: Flächenanteil und Klasse der Abflusskoeffizienten nach Markart et al. (2004) (gemittelt) pro Hochwasserdispositionsstufe in den zwölf Schwerpunktgebieten .....	148
Tabelle 5-15: Standardisierte komplexe Abflussbeiwerte $\alpha$ für das Verfahren Taubmann (nach Sury, 2006) .....	159
Tabelle 5-16: Standardisierte komplexe Abflussbeiwerte $\alpha$ für das Verfahren Taubmann.....	161
Tabelle 5-17: Quantitative Unterschiede in den HQ <sub>100</sub> -Werten für die Gebiete mit einer Grösse von <10km <sup>2</sup> .....	165
Tabelle 5-18: Quantitative Unterschiede in den HQ <sub>100</sub> -Werten für die Gebiete mit einer Grösse zwischen 10 und 20km <sup>2</sup> .....	167
Tabelle 5-19: HQ <sub>300min</sub> abgeschätzt mit der Quotientenmethode für die zwölf Schwerpunktgebiete und die Einflussfaktoren auf die Schwellenprozesse .....	173
Tabelle 5-20: Reaktions-, Anstiegszeit und K-Wert aufgrund der Hochwasserganglinien abgeschätzt mit Clark-WSL und ZEMOKOST für die zwölf Schwerpunktgebiete ..	179
Tabelle 6-1: Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) für die fünf Hochwasserdispositionsstufen .....	188
Tabelle 6-2: Hochwasserdisposition berechnet im GIS und dominante Abflussprozesse .....	188
Tabelle 6-3: Vergleich der Methoden ZEMOKOST und HAKESCH (Version 1) .....	191
Tabelle 7-1: Die fünf Schritte der Interpretations- und Praxishilfe .....	200
Tabelle 7-2: Beitrag der Wölbung zur Grunddisposition .....	202
Tabelle 7-3: Beitrag der Permeabilität der Geologie zur Grunddisposition.....	203
Tabelle 7-4: Kategorien der primären Bodenbedeckung und die hydrologische Bewertung (Hochwasserdisposition).....	203
Tabelle 7-5: Beispiel für die Berechnung der Schiefe und Exzess aus den Hochwasserdispositionsdaten .....	203
Tabelle 7-6: Die fünf Hochwasserdispositionsstufen, die Hochwasserrelevanz und die dominanten Fliessprozesse .....	204
Tabelle 7-7: Drei Klassen der Spitzenabflussspende aufgrund der Schiefe und des Exzess aus den Hochwasserdispositionsdaten .....	204

Tabelle 7-8: Spektren von Abflusskoeffizienten für ein günstiges und ungünstiges Szenario für die fünf Hochwasserdispositionsstufen (in Klammer steht der Median) ...	205
Tabelle 7-9: Veränderung der Spitzenabflusswerte $HQ_{20}$ und $HQ_{100}$ für die Erhöhung resp. Senkung des Niederschlagsinputs und des Benetzungsvolumens gegenüber eines ursprünglichen Parametersatzes.....	209
Tabelle 7-10: Beurteilung der Schwellenbedingungen hinsichtlich einer möglichen überproportionalen Reaktion eines Einzugsgebiets für ein $HQ_{300}$ .....	211
Tabelle 7-11: Qualitative Abschätzung einer Hochwasserganglinie .....	212
Tabelle 7-12: Beispiel zur Berechnung der Anstiegszeit und des K-Wertes.....	213
Tabelle 7-13: Wertebereich der Anstiegszeit und des K-Wertes mit einer Bewertung .....	214
Tabelle 8-1: Parameter der vier Einzugsgebiete.....	220
Tabelle 8-4: Allmebach: Beurteilung der Schwellenbedingungen.....	223
Tabelle 8-5: Allmebach: Beurteilung der Ganglinie.....	224
Tabelle 8-8: Bachligraben: Beurteilung der Schwellenbedingungen.....	227
Tabelle 8-9: Bachligraben: Beurteilung der Ganglinie.....	227
Tabelle 8-12: Kummetbach: Beurteilung der Schwellenbedingungen .....	230
Tabelle 8-13: Kummetbach: Beurteilung der Ganglinie .....	230
Tabelle 8-16: Suld Witboden: Beurteilung der Schwellenbedingungen .....	233
Tabelle 8-17: Suld Witboden: Beurteilung der Ganglinie .....	234
Tabelle 11-1: Kennwerte der 45 Untersuchungsgebiete (Teil 1) (nach Schaffner, 2007) .....	252
Tabelle 11-2: Kennwerte der 45 Untersuchungsgebiete (Teil 2) (nach Schaffner, 2007) .....	253
Tabelle 11-3: Kennwerte der 45 Untersuchungsgebiete (Teil 3) (nach Schaffner, 2007) .....	254
Tabelle 11-4: Kennwerte der 45 Untersuchungsgebiete (Teil 4) (nach Schaffner, 2007) .....	255



# Abkürzungsverzeichnis

## Allgemeine Abkürzungen

AML	ARC Macro Language
B1	Berechnung 1
B2	Berechnung 2
BAFU	Bundesamt für Umwelt
BFW	Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft in Österreich
BWG	Bundesamt für Wasser und Geologie (heute integriert im BAFU)
DHM	Digitales Höhenmodell
DHO	Delayed Hortonian Overland Flow
DOMODIS	Documentation of Mountain Desasters
DP	Deep Percolation
EHQ	Extremhochwasser
ETH	Eidgenössische Technische Hochschule
$F_N$	Einzugsgebietsfläche
Geh. MPF	Gehemmter Makroporenfluss
GHO	Gruppe für Operationelle Hydrologie
GIUB	Geographisches Institut der Universität Bern
GIS	Geographisches Informationssystem
GIS-HQ-Disp	Hochwasserdisposition aufgrund der Analysen im GIS
HADES	Hydrologischer Atlas der Schweiz
HAKESCH	Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten der Schweiz
HOF	Hortonian Overland Flow
HQ	Hochwasser, Spitzenabfluss [ $m^3/s$ ]
Hq	Spezifisches Hochwasser, spezifischer Spitzenabfluss [ $m^3/skm^2$ ]
HQ-Disp	Hochwasserdisposition
HQ-Disp <sub><math>\psi</math></sub>	Hochwasserdisposition aufgrund des Oberflächenabflusses
HQ-Disp <sub>t</sub>	Hochwasserdisposition aufgrund der Anlaufzeit des Oberflächenabflusses
HQx_meso_CH	Hochwasserabschätzung beliebiger Jährlichkeit in mesoskaligen Einzugsgebieten der Schweiz
IHW	Institut für Hydromechanik und Wasserwirtschaft der ETH Zürich
LK	Landeskarte
n. sign.	Nicht signifikant
OFA	Oberflächenabfluss
PMF	Probable Maximum Flood
PLANAT	Nationale Plattform Naturgefahren
S	Fracht [ $m^3$ ]
SCS	Soil-Conservation-Service
SOF	Saturated Overland Flow

SPk	maximales kurzfristiges Speichervermögen
SSF	Subsurface Flow
TDR	Time Domain Reflectometry
THO	Temporary Hortonian Overland Flow
Typ. MPF	Typischer Makroporenfluss
WSL	Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft
ZEMOKOST	Zeller modifiziert von Kohl und Stepanek
z.t. n. sign.	Zum Teil nicht signifikant

### **Einzugsgebiete**

alp	Alpbach	pet	Torrent de Pétérey
bee	Beerenbach	pos	Poschiavino
bue	Büetschli graben	rap	Rappengraben
buu	Buuserbach	rgn	Riale di Gnosca
cal	Calcaccia	rie	Rietholzbach
dor	Dorfbach	rog	Riale di Roggiasca
dub	Dübach	rot	Rotenbach
due	Dürrenwaldbach	sal	Salanfe
eis	Eistlenbach	sch	Schwändlibach
eng	Engstligenbach	spe	Sperbelgraben
erl	Erlenbach	spi	Spissibach
eub	Eubach	ste	Steinenbach
fer	Ferrerabach	swa	Schwarzbach
gla	Glatt	tra	Traversagna
grg	Grosse Grabu	tru	Trübbach
gro	Grossbach	var	Varunasch
hos	Hostetbach	vfr	Vordere Frenke
kru	Krummbach	vio	Violenbach
lei	Leimbach	vog	Vogelbach
mel	Melera	wil	Wilenbergbach
men	Mentue	wit	Witenbach
mo1	Baye de Montreux, Les Avants	zwi	Zwischenbergbach
mo2	Baye de Montreux, Montreux		



# Formelverzeichnis

Formel 3-1: Länge in der Wellenform .....	38
Formel 3-2: Dielektrizitätskonstante des Bodens .....	38
Formel 4-1: Porosität .....	61
Formel 4-2: Summen- oder Gesamtabflusskoeffizient .....	62
Formel 4-3: Sättigungsabflusskoeffizient .....	62
Formel 4-4: Maximales kurzfristiges Speichervermögen .....	65
Formel 4-5: Wasserbilanzgleichung .....	66
Formel 4-6: Wasserbilanzgleichung umgeformt .....	67
Formel 4-7: Tiefensickerung .....	67
Formel 4-8: Geschwindigkeit der Feuchtefront .....	68
Formel 4-9: Müller ( $HQ_{max}$ ) .....	85
Formel 4-10: Modifiziertes Fliesszeitverfahren ( $HQ_x$ ) .....	86
Formel 4-11: Konzentrationszeit (Modifiziertes Fliesszeitverfahren) .....	86
Formel 4-12: Fliesszeit (Modifiziertes Fliesszeitverfahren) .....	86
Formel 4-13: Kölla ( $HQ_x$ ) .....	87
Formel 4-14: Konzentrationszeit (Kölla) .....	87
Formel 4-15: Effektivniederschlag (Clark-WSL) .....	88
Formel 4-16: Volumenabflusskoeffizient (Clark-WSL) .....	88
Formel 4-17: Taubmann ( $HQ_x$ ) .....	89
Formel 4-18: Abstraktionszeit (ZEMOKOST) .....	93
Formel 4-19: Fliesszeit an der Oberfläche (ZEMOKOST) .....	93
Formel 4-20: Gerinnelaufzeit (ZEMOKOST) .....	93
Formel 4-21: Mittlere Fliessgeschwindigkeit nach Rickenmann (ZEMOKOST) .....	93
Formel 4-22: Gesamtlaufzeit (ZEMOKOST) .....	93
Formel 4-23: Momente-Ansatz ( $HQ_x_{meso\_CH}$ ) .....	95
Formel 4-24: Faktor für Momente-Ansatz ( $HQ_x_{meso\_CH}$ ) .....	95
Formel 4-25: Moment $mHQ$ für Momente-Ansatz ( $HQ_x_{meso\_CH}$ ) .....	95
Formel 4-26: Moment $s(HQ)$ für Momente-Ansatz ( $HQ_x_{meso\_CH}$ ) .....	95
Formel 4-27: Schaffner, Regressions-Modell ( $HQ_{100}$ ) .....	96
Formel 4-28: Schaffner, Momente-Modell ( $HQ_{100}$ ) .....	98
Formel 4-29: Moment $mHQ$ (Schaffner) .....	98
Formel 4-30: Moment $s(HQ)$ (Schaffner) .....	98
Formel 4-31: K-Wert nach DVWK (1982) .....	102
Formel 4-32: Anstiegszeit (ZEMOKOST) .....	103
Formel 4-33: Fracht ( $HQ_{100}$ ) .....	104
Formel 5-1: $HQ_{300min}$ .....	170
Formel 5-2: $HQ_{30}$ .....	175



# 1 Einleitung und Zielsetzung

## 1.1 Einleitung

Die Schweiz wurde in den letzten Jahren immer wieder von grossen Hochwasserereignissen heimgesucht. Im August 2005 ergossen sich grossflächig Starkniederschläge über die Schweiz bis in die Region Salzburg und bis nach Südbayern. In der Schweiz war praktisch der gesamte Alpennordhang vom Kanton Waadt bis zum Kanton Graubünden vom August-Ereignis 2005 betroffen, sechs Personen verloren ihr Leben und die Gesamtschadenssumme liegt bei rund Fr. 3 Mia. Damit übertraf das Ereignis alle Naturereignisse seit 1972, wobei dies das Jahr des Beginns einer systematischen Erfassung der Unwetterschäden darstellt. Als Vergleich lag die Schadenssumme für das Ereignis von 1987 bei rund Fr. 1.7 Mia. (teuerungsbereinigt). (BAFU und WSL, 2007)

Obschon das Ereignis 2005 lokal zu Rekordwerten bezüglich Niederschlag, Abfluss und Seestände führte, wird das Ereignis nicht als aussergewöhnlich, sondern höchstens als selten eingestuft. Diese Schlussfolgerung wird gezogen, wenn man das Ereignis über das gesamte betroffene Gebiet und über einen längeren Zeitraum betrachtet. Die Autoren der Ereignisanalyse (BAFU und WSL, 2007) legen sich damit nicht auf eine konkrete Jährlichkeit fest, fügen jedoch an, dass jenes Hochwasser vom August 2005 kein singuläres Ereignis ist und in Zukunft in der Schweiz mit dem wiederholten Auftreten ähnlicher Ereignisse zu rechnen ist. Um zu verhindern, dass dabei ähnliche oder noch grössere Schäden auftreten als 2005, ist eine konsequente Fortsetzung einer umfassenden Hochwasserschutzpolitik notwendig. Grundlage dafür bilden unter anderem die Gefahrenkarten. Diese zeigen auf, wo und mit welchen Ereignismassen gerechnet werden muss. Auf dieser Grundlage können präventive Massnahmen raumplanerischer oder baulicher Art getroffen werden. (BAFU und WSL, 2007)

Das Ereignis 2005 ist in guter Gesellschaft, führten doch auch Unwetter in den Jahren 2007, 2000, 1999, 1993 oder 1987 zu beträchtlichen Schäden in der Schweiz und zum Teil im benachbarten Ausland. Einen vollständigen Schutz vor Hochwassern mit einer grossen Wiederkehrperiode und der damit meist einhergehenden Erscheinungen wie Überschwemmungen, Rutschungen oder Murgängen wird es auch in Zukunft nicht geben. Es stellt sich einerseits die Frage nach dem akzeptierten Restrisiko und andererseits jene nach dem möglichst genauen Abschätzen eines zukünftigen Ereignisses unterschiedlicher Wiederkehrwahrscheinlichkeit, um vorgängig beispielsweise raumplanerische oder bauliche Massnahmen treffen zu können. Mit

der Vergrößerung der Siedlungsflächen und Flächen für Industrie und Infrastruktur steigt bei einem Hochwasserereignis die potentielle Schadenssumme an. Mit dem heutigen differenzierten Hochwasserschutz, wo je nach Art des zu schützenden Objektes resp. der zu schützenden Fläche ein anderes Dimensionierungsereignis gewählt wird, steigen die Ansprüche an die Abschätzverfahren für Hochwasserspitzen. In kleinen Einzugsgebieten ( $<10\text{km}^2$ ) bestehen für die Hochwasserabschätzung zusätzlich Lücken im Prozessverständnis, hinsichtlich der Parametrisierung der Modelle sowie in den Grundlagendaten. An diesen Punkten setzt die vorliegende Arbeit an, sie leistet ihren Beitrag zur hydrologischen Beurteilung und Hochwasserabschätzung in kleinen ( $<10\text{km}^2$ ) Einzugsgebieten in der Schweiz. Dabei sollen Empfehlungen und Anwendungen für die Praxis erarbeitet werden. Diese enthalten zudem Interpretationshilfen für die Resultate aus den bestehenden und den in der vorliegenden Studie erarbeiteten Methoden.

Die vorliegende Arbeit wurde am Geographischen Institut der Universität Bern (GIUB) in der Gruppe für Hydrologie realisiert und steht mit keinem anderen grösseren Projekt am GIUB in einem engeren Zusammenhang. Am Bundesamt für Umwelt (BAFU) wurde in einem separaten Projekt die Neuprogrammierung und Erweiterung von HAKESCH (Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten der Schweiz) (BAFU, 2009, Internetquelle) realisiert. Dieses Projekt steht für sich, hat aber einen engen thematischen Zusammenhang mit der vorliegenden Arbeit. Die Projekte von Gertsch (2009) „Geschiebelieferung alpiner Wildbachsysteme bei Grossereignissen“ und Frick (in Vorb.) „SEDEX - eine praxistaugliche Methodik zur Herleitung der Feststoff-Szenarien in Wildbächen“ stehen ebenfalls je für sich, bilden aber thematisch eine ausgezeichnete Ergänzung. Sie fokussieren auf den Feststoffhaushalt in kleinen Einzugsgebieten der Schweiz, wobei sie die Abschätzung des Geschiebepotentials in Wildbacheinzugsgebieten der Schweiz zum Ziel haben.

## 1.2 Zielsetzung

Das Hauptziel der vorliegenden Arbeit ist, einen Beitrag zur Hochwasserabschätzung in kleinen ( $<10\text{km}^2$ ) Einzugsgebieten der Schweiz zu leisten. Es stehen dazu einerseits ein verbessertes Prozessverständnis und eine verfeinerte Abschätzung der Inputparameter für die verschiedenen Verfahren im Vordergrund. Andererseits wird auf eine Ergänzung von bestehenden Verfahren zur Hochwasserabschätzung mit neuen Ansätzen fokussiert. Dabei handelt es sich um das Verfahren HAKESCH und die Methode nach Schaffner (2007). Die Wahl der beiden Verfahren erfolgt, weil sich Ersteres in den letzten Jahren in der Schweiz zu einem Standardverfahren zur Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten entwickelt hat, und weil die Methode von Schaffner (2007) basierend auf hydrologischen Kenngrössen eine rasche Abschätzung eines 100-jährlichen Spitzenabflusses zulässt. Die dazu notwendigen Inputparameter werden grösstenteils ebenfalls für das Verfahren HAKESCH verwendet und haben deswegen für die Anwendung in der Praxis lediglich einen geringen Zusatzaufwand zur Folge.

Die Ergänzungen und Erweiterungen der bestehenden Verfahren werden in der vorliegenden Studie in einer Interpretations- und Praxishilfe für die Anwendung in der Schweizer Praxis zusammengefasst, und das Vorgehen an vier Beispielen veranschaulicht. Die Resultate der vorliegenden Arbeit mit der Interpretationshilfe sollen schliesslich der Optimierung und Ergänzung von Inputparametern für die Analyse geschieberelevanter Prozesse, der Bestimmung von Bemessungsgrössen und der Gefahrenkartierung und -beurteilung sowie der Planung von Schutzmassnahmen in der Schweiz dienen. Die Arbeit ist praxisorientiert, liefert jedoch auch Beiträge an die Grundlagenforschung, beispielsweise im Bereich der Bodenhydrologie. Das Hauptziel kann in fünf Themenbereiche aufgeteilt werden. Im Folgenden sind diese aufgeführt und zu jedem sind die spezifischen Zielsetzungen aufgelistet:

### **Hochwasserdisposition eines kleinen Einzugsgebietes**

- Räumliche Gliederung eines Einzugsgebietes mit einem Geographischen Informationssystem (GIS) bezüglich Einstufung in Klassen der Hochwasserdisposition (HQ-Disp) und Erkennen von hydrologisch relevanten Flächen in einem Einzugsgebiet.
- Verifikation der Raumgliederung durch in Feldexperimenten ermittelte Messdaten.
- Ermittlung der Hochwasserdisposition eines Einzugsgebietes als Ganzes.
- Erarbeiten einer Methodik zur räumlichen Gliederung eines Einzugsgebietes hinsichtlich dessen Hochwasserdisposition und zur Bestimmung der Hochwasserdisposition des gesamten Einzugsgebietes.
- Bestimmen der dominanten Fließprozesse abgeleitet aus der Hochwasserdisposition.
- Ergänzung der Raumgliederung durch eine Interpretations- und Praxishilfe.

### **Abschätzen von Spitzenabflusswerten mit unterschiedlicher Wiederkehrperiode**

- Methodenvergleich verschiedener Verfahren zur Abschätzung von Spitzenabflusswerten unterschiedlicher Jährlichkeit. Dabei handelt es sich um HAKESCH, ZEMOKOST und das Modell Schaffner (2007).
- Empfehlung für die Abschätzung von Inputparametern für HAKESCH (oder andere Hochwasserabschätzverfahren), um eine weitere Standardisierung bezüglich der Zielgrößen  $HQ_{20}$  und  $HQ_{100}$  zu erreichen.
- Empfehlungen zur Bestimmung der Inputparameter für das Verfahren nach Taubmann (1986) implementiert in HAKESCH.
- Erweiterung des Ansatzes nach Rickli und Forster (1997) bezüglich der Abschätzung von Abflusskoeffizienten auf unterschiedlichen Boden-, Nutzungs- bzw. Vegetationseinheiten.
- Erarbeiten eines praxistauglichen Vorgehens zur zuverlässigen Abschätzung eines Spitzenabflusswertes mit einer 30- und 300-jährlichen Wiederkehrperiode für kleine Einzugsgebiete in der Schweiz, um dem in der Schweiz geltenden Standard für Gefahrenkartierungen und -beurteilung zu begegnen.
- Ergänzung dieses Vorgehens zur Abschätzung eines  $HQ_{30}$  und  $H_{300}$  mit einer Interpretationshilfe.

### **Hochwasserganglinie und -fracht**

- Methodenvergleich von Verfahren zur Abschätzung einer Hochwasserganglinie für ein  $HQ_{100}$ . Dabei werden das Verfahren Clark-WSL aus HAKESCH und das Hochwasserabschätzmodell ZEMOKOST miteinander verglichen.
- Parametrisierung der Hochwasserganglinien für ein  $HQ_{100}$  des Verfahrens Clark-WSL und des Hochwasserabschätzmodells ZEMOKOST.
- Bestimmung einer Hochwasserfracht für ein  $HQ_{100}$  mit Clark-WSL implementiert in HAKESCH.
- Interpretationshilfe und Empfehlungen zur Abschätzung der Hochwasserganglinie und -fracht eines  $HQ_{100}$  mit Clark-WSL implementiert in HAKESCH.

### **Interpretations- und Praxishilfe zur Hochwasserabschätzungen in kleinen Einzugsgebieten der Schweiz**

- Erarbeiten einer übersichtlich gestalteten Interpretations- und Praxishilfe für die Anwendung in der Schweizer Praxis. Sie ist modular aufgebaut und in einer Weise gestaltet, die es dem Anwendenden erlaubt, zeitlich optimiert eine hydrologische Beurteilung eines kleinen Einzugsgebietes vorzunehmen.
- Sie ergänzt HAKESCH und ermöglicht die Bestimmung der Hochwasserdisposition eines Einzugsgebietes. Diese kann als standardisierte Herleitung der hypothetischen Raumgliederung für HAKESCH verwendet werden.
- Sie ermöglicht eine zuverlässige Abschätzung von Spitzenabflusswerten mit einer 20-, 30-, 100- und 300-jährlichen Wiederkehrperiode und die Interpretation der Ganglinie sowie die Abschätzung der Fracht für ein  $HQ_{100}$ .

### **Bodenhydrologie**

- Bereitstellen von Messdaten einerseits zur Verifikation der Hochwasserdisposition und andererseits zur Erarbeitung der Empfehlung und Erweiterung der Inputparameter für unterschiedliche Hochwasserabschätzverfahren.
- Prozessverständnis der Wasserwege an der Oberfläche und im Boden bei zwei aufeinander folgenden künstlich erzeugten Niederschlagsereignissen auf eine Fläche von  $1\text{m}^2$ .
- Ausscheiden der dominanten Abflussprozesse auch in Zusammenhang mit der hydrologischen Raumgliederung hinsichtlich der Hochwasserdisposition.
- Charakterisierung von 34 Standorten betreffend der Abflussprozesse an der Oberfläche und im Boden.

Die Erkenntnisse aus der vorliegenden Arbeit werden in einer Interpretations- und Praxishilfe (Kapitel 7) zusammengefasst. Die Bausteine des Tools sowie die Relation der oben genannten Zielsetzungen bezüglich der einzelnen Bausteine sind in der Abbildung 1-1 illustriert. Der Kern bildet das Hochwasserabschätzverfahren HAKESCH in der Version 2. Drei Module (weisse Sechsecke in Abbildung 1-1) bieten je als Methodik die Möglichkeit, zusätzliche hydrologische Informationen zu gewinnen. Die vier Bausteine (graue Kästen in Abbildung 1-1) liefern Parameter für die Module oder dienen der optimierten Einordnung und Quantifizierung von Inputgrößen für HAKESCH direkt. Schliesslich fließen Messdaten (weisser Kasten links Abbildung 1-1) in verschiedene Elemente ein.

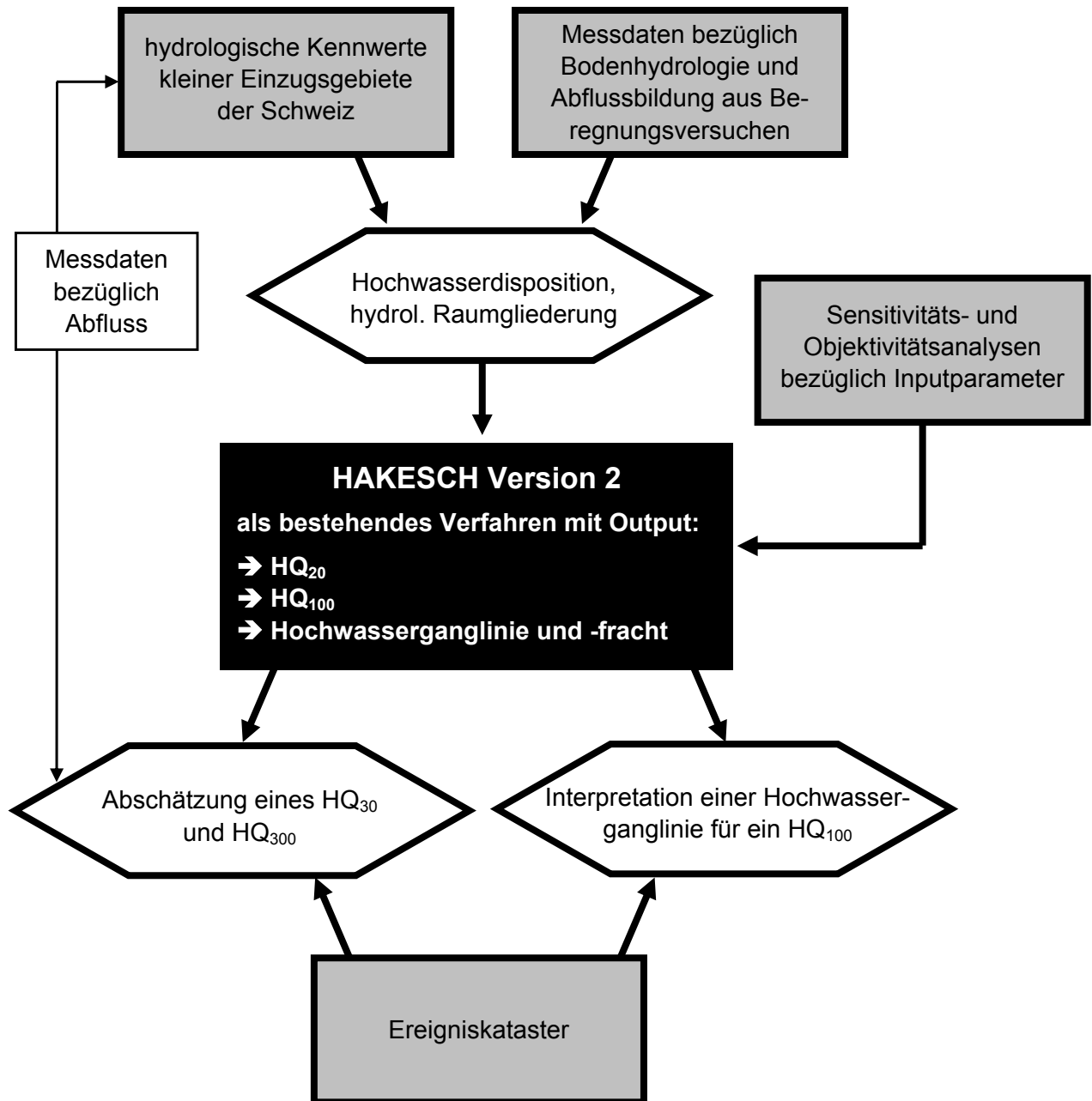


Abbildung 1-1: Bausteine der Interpretations- und Praxishilfe

Die Interpretations- und Praxishilfe ist modular aufgebaut und bietet, je weiter die Analysen fortschreiten, einen umso höheren Detaillierungsgrad der Informationen hinsichtlich der Hydrologie kleiner Einzugsgebiete. Auf der tiefsten Stufe im Detaillierungsgrad steht die Hochwasserdisposition. Damit wird eine hydrologische Raumgliederung erreicht, die einen Überblick über das Einzugsgebiet erlaubt und als hypothetische Raumgliederung für HAKESCH verwendet werden kann. Zusätzlich zur hydrologischen Raumgliederung erlaubt ein einfaches Abschätzverfahren aufgrund von hydrologischen Kennwerten die Abschätzung eines  $HQ_{100}$ . Mit der Anwendung von HAKESCH in der Version 2 wird eine höhere Ebene im Detaillierungsgrad erreicht. Mit HAKESCH erfolgt die Abschätzung der Spitzenabflüsse  $HQ_{20}$  und  $HQ_{100}$  sowie einer Hochwasserganglinie mit der entsprechenden -fracht. Zusätzlich wird die Interpretation der Ganglinie ermöglicht. Schliesslich kann aufgrund der abgeschätzten  $HQ_{20}$ - und  $HQ_{100}$ -Werte ein  $HQ_{30}$  und  $HQ_{300}$  ermittelt werden. Damit wird der höchste Detaillierungsgrad mit der Anwendung der Interpretations- und Praxishilfe hinsichtlich der Hydrologie kleiner Einzugsgebiete erreicht. Als Zielgrösse für die Interpretations- und Praxishilfe gelten Einzugsgebiete mit einer Fläche

von  $<10\text{km}^2$ . Die vorgeschlagenen Anwendungen beschränken sich nicht auf Wildbacheinzugsgebiete sondern auf allgemein kleine Gebiete mit der genannten Einzugsgebietsgrösse.

Im Kapitel 7, Tabelle 7-1 wird der Aufbau der Praxis- und Interpretationshilfe geschildert. Dazu werden dort die einzelnen Schritte genau erläutert. Im Kapitel 8 wird die Praxis- und Interpretationshilfe an vier Beispiel-Einzugsgebieten angewendet.

### 1.2.1 Struktur der Arbeit

Für die Bearbeitung einzelner Themen wurden im Rahmen dieser Dissertation mehrere Diplom- und Seminararbeiten sowie ein Zivildiensteinsatz durchgeführt. Diese Beiträge sind in die vorliegende Arbeit eingeflossen und bilden teilweise einzelne Module. Diese werden an den entsprechenden Orten erwähnt. Die vorliegende Studie ist wie folgt aufgebaut:

Kapitel 1: Einleitung und Zielsetzung

Kapitel 2: Stand der Forschung bezüglich Abflussbildung und Hochwasserabschätzung

Kapitel 3: Grundlagen

- Definitionen
- Daten
- Theoretische Grundlagen: System Wildbach, Gefahrenkartierung und Naturgefahr Hochwasser, Bodenhydrologie, Hochwasserabschätzung

Kapitel 4: Methodik und Definitionen

- Untersuchungsgebiete und hydrologische Kenngrössen
- Standortauswahl für die Beregnungsversuche
- Feldversuche und die Ermittlung bodenhydrologischer Parameter
- Raumgliederung und Hochwasserdisposition
- Hochwasserabschätzung
- Sensitivitätsanalysen
- Parametrisierung von Hochwasserganglinien eines  $HQ_{100}$
- Ereigniskataster

Kapitel 5: Resultate

- Bodenhydrologie und Oberflächenabfluss
- Hochwasserdisposition
- Sensitivitätsanalysen
- Spitzenabflusswerte mit Wiederkehrperiode von 30, 100 und 300 Jahren
- Ganglinie eines  $HQ_{100}$

Kapitel 6: Synthese und Schlussfolgerungen

- Synthese zu den einzelnen Themen
- Diskussion und Fazit

Kapitel 7: Interpretationshilfe für die Praxis

- Übersicht
- Hydrologische Gliederung eines Einzugsgebietes
- Abschätzen eines  $Hq_{100}$  aufgrund hydrologischer Kennwerte
- Hochwasserabschätzung mit HAKESCH
- Abschätzen eines  $HQ_{30}$  und  $HQ_{300}$
- Interpretation von Ganglinien eines  $HQ_{100}$

Kapitel 8: Interpretations- und Praxishilfe an vier Einzugsgebieten angewendet

Kapitel 9: Ausblick



Kapitel 10: Quellenverzeichnis

Kapitel 11: Anhang

- Kennwerte der 45 Untersuchungsgebiete
- Factsheets der 34 Berechnungsstandorte
- Karten der Hochwasserdisposition für die zwölf Schwerpunktgebiete
- AML-Programm (ARC Macro Language) für die Berechnung der Hochwasserdisposition mit GIS
- Formales



## **2 Abflussbildung und Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten: Stand der Forschung**

### **2.1 Abflussbildung: Historischer Abriss und Stand der Forschung**

Hydrologische Prozesse sind in den letzten Jahrzehnten intensiv erforscht worden. Es wurden beachtliche Fortschritte im Prozessverständnis und der hydrologischen Reaktionsweise eines Einzugsgebietes erzielt. In den Dreissigerjahren des letzten Jahrhunderts begann jene Forschung, die für die heutige wissenschaftliche Tätigkeit betreffend Abflussbildung von Bedeutung ist. Unzählige Feldversuche auf der ganzen Welt in unterschiedlichen Untersuchungsgebieten, auf verschiedenen Skalen (Plot-, Hang- und Einzugsgebietsskala) sind nebst der Erarbeitung von Verfahren zur Modellierung von hydrologischen Reaktionsweisen durchgeführt worden. Im Folgenden wird auf die wichtigsten Eckpunkte im Forschungsfeld der Abflussbildung eingegangen. Dabei stützt sich die Zusammenstellung auf die Werke von Anderson und Burt (1990), Balin (2004), Scherrer (1997) und Schmocker-Fackel (2004).

Sherman (1932) entwickelte den Unit-Hydrograph, ein Black-Box-Modell, welches die Transformation von Niederschlag in eine Abflussganglinie ermöglicht. Parallel dazu stellte Horton (1933) seine Theorie zur Infiltration auf, woraus der „Infiltration-Excess Overland Flow“ hervorging. Die Hortonsche Theorie geht davon aus, dass die Bildung von Oberflächenabfluss massgeblich von der Infiltrationskapazität des Bodens bestimmt wird. Bei einem Niederschlagsereignis entspricht gemäss Horton (1933) der Oberflächenabfluss dem Gerinneabfluss und das infiltrierte Wasser bildet den Basisabfluss. Die Theorien von Sherman und Horton passen gut zusammen und dominierten die hydrologische Forschung über Jahrzehnte. Hursh (1944) beschäftigte sich mit Infiltration, der Wasserbewegung in Böden und dem Einfluss der Vegetation auf den Abfluss. Er beobachtete, dass in bewaldeten Gebieten selten Oberflächenabfluss vorkommt und deshalb die Theorie von Horton oft nicht gültig ist.

Gesättigte Flächen in einem Einzugsgebiet kommen auf Böden mit einer geringen Wasserspeicherkapazität vor, liegen in Hangfusslagen oder in Talböden, wo die Sättigung durch laterale Fliessprozesse in den Hängen zusammenfliesst. Basierend darauf und auf den Erkenntnissen von Hursh (1944) wurde in den 60er Jahren des letzten Jahrhunderts das Konzept der „Variable-Source-Area“ entwickelt (Cappus, 1960; Hewlett, 1961; Hewlett und Hibbert, 1967). Es geht davon aus, dass Flächen in einem Einzugsgebiet während eines Ereignisses unterschiedlich zum Abfluss beitragen. Dunne und Black (1970a und 1970b) stellten fest, dass die Ausdehnung der beitragenden Flächen von verschiedenen Faktoren beeinflusst wird, so zum Beispiel von der Vorfeuchte im Boden oder vom Ablauf des Niederschlagsereignisses. Um diese Erkenntnis weiter zu erforschen, kamen unterschiedlichste Feldversuchsmethoden zur Anwendung. Dabei handelt es sich beispielsweise um den Einsatz von Tracern oder Anlagen zur Starkregensimulationen oder auch um das Monitoring der hydrologischen und meteorologischen Prozessen in kleinen Einzugsgebieten, wobei mit diesen Methoden die unterschiedlichen Skalen vom Plot über den Hang bis hin zum gesamten Einzugsgebiet abgedeckt werden können.

In der Idee des „Variable-Source-Area-Konzeptes“ sahen Dickinson und Whiteley (1970) eine Interpretation des Abflusskoeffizienten, der sich mit zunehmender Niederschlagsdauer erhöht. Dies ist auf die Ausdehnung der beitragenden Flächen während des Ereignisses zurückzuführen. Als Weiterentwicklung des „Variable-Source-Area-Konzeptes“ kann dasjenige der „Partial-Area“ von Betson (1964) angeschaut werden. Er ging davon aus, dass der „Infiltration-Excess Overland Flow“ der massgebende Abflussprozess ist, er jedoch nur auf sehr begrenzten Teilflächen in einem Einzugsgebiet vorkommt. In den 60er und 70er Jahren des letzten Jahrhunderts wurde die Forschung bezüglich Abflussbildung an Hängen stark intensiviert, wobei sich daraus ein eigener Forschungszweig entwickelte, die „Hillslope Hydrology“. Das grundlegende Ziel besteht darin, das Verständnis der physikalischen Abflussprozesse zu erweitern. Mithilfe von Messungen in Gräben an Hängen wurde das schnelle Fliessen von Wasser durch präferenzielle Fliesswege im Boden gemessen, und mit Tracern ging man der Messung der Geschwindigkeit von „Subsurface flow“ auf den Grund. Zu diesen Sachverhalten sind beispielsweise die Arbeiten von Whipkey (1965), Weyman (1973), Pilgrim et al. (1978) oder Mosely (1979 und 1982) aufzuzählen. Aus diesen Arbeiten gehen Fliessgeschwindigkeiten von Wasser im Boden hervor, die nur mit präferenziellem Fliessen in Makroporen und „Pipes“ zu erklären sind. Aktuellere Forschung weist ebenfalls auf den entscheidenden Einfluss der Makroporen und des präferenziellen Fliessens auf die Abflussbildung hin. Für die Skala des Einzugsgebietes kann dies in Arbeiten von beispielsweise Feyen (1998), McDonnell (1990), Peters et al. (1995) oder Tani (1997) nachgelesen werden. Für die Skala des Hangs oder des Plots haben Autoren wie Beven und Germann (1982), Germann (1990), Flury et al. (1994), Mikovari et al. (1995), Scherrer (1997), Weiler et al. (1998), Bronstert (1999) oder Weiler (2001) gearbeitet. Einen guten Überblick über den Forschungszweig „Hillslope Hydrology“ liefert das gleichnamige Werk von Kirkby (1978) oder die Arbeit von Anderson und Burt (1990) oder jene von Anderson und Brooks (1996). Trotz all dieser Erkenntnisse aus der Forschung bleiben nach wie vor Fragen offen, wie auch McGlynn et al. (1999) festhalten: “[...], the mechanism or mechanisms responsible for rapid delivery of upland water to the riparian zone and stream remain in question”.

Die in den letzten Jahren zunehmende Anzahl an leistungsfähigeren Computern ermöglichte die Entwicklung von zahlreichen Modellen. Dazu gehören auch die aus der „Hillslope Hydrology“ abgeleiteten „physically distributed models“. Diese versuchen, unter Einbezug von Einzugsgebietskenngrössen, Stoff- und Wasserflüsse zu modellieren. Dabei kann zum Beispiel das physikalisch basierte zweidimensionale Modell „Qsoil“ von Zuidema (1985) oder das Modell „HILLFLOW“ (Bronstert und Plate, 1997; Bronstert, 1999) genannt werden. „Qsoil“ beschreibt verschiedene Prozesse zur Infiltration und zu den Abflussprozessen, es sind dies der Oberflächenabfluss, Makroporen- und Matrixfluss sowie „Pipe Flow“. Der Wasseraustausch zwischen Matrix und Makroporen wird mit einem eigenen Modul beschrieben. HILLFLOW ist ausgerichtet

auf die Modellierung der Abflussbildung und der Bodenwasserdynamik von ebenen Standorten, Hängen und Kleineinzugsgebieten. Die wesentlichen Prozesse, die in diesem Modellsystem berücksichtigt werden, sind: Interzeption, Verdunstung, Infiltration in Bodenmatrix und Makroporen, Oberflächenabfluss, oberflächennaher schnell reagierender lateraler Abfluss (Zwischenabfluss) und die Wasserbewegung in der Bodenmatrix (Bronstert, 1999).

Unter anderem die Simulation und Interpretation von Resultaten aus Beregnungsversuchen mit „Qsoil“ führte zu folgenden Erkenntnissen: Kölla (1986), Faeh (1997) und Scherrer (1997) stellten fest, dass auf benachbarten Plots und in einem Einzugsgebiet verschiedene Abflussprozesse ablaufen. Ausserdem zeigte Beven (1989) auf, dass während desselben Niederschlagsereignisses alle bekannten Abflussprozesse auf verschiedenen Flächen in einem Einzugsgebiet vorkommen können. Es stellte sich daher die Frage nach den dominanten Abflussprozessen, sei dies bezüglich eines Einzugsgebietes oder von Teilflächen in einem Gebiet. Zu diesem Themenkreis ist die Arbeit von Scherrer und Naef (2003) zu erwähnen, die mit Hilfe eines Entscheidungsbaumes sowie den Erkenntnissen aus Feldbegehungen und Experimenten die Bestimmung der dominanten Abflussprozesse in einem Einzugsgebiet ermöglicht. Weitere Arbeiten, die sich dem Thema der dominanten Abflussprozesse widmen, sind beispielsweise jene von Uhlenbrook (2004), Schmocker-Fackel (2004) oder Tilch et al. (2003).

Im Gegensatz zu den dominanten Abflussprozessen werden durch die Ansätze von Rickli und Forster (1997) oder von Markart et al. (2004) Abflusskoeffizienten aufgrund von standörtlichen Beurteilungen abgeschätzt. Dabei werden an für eine Teilfläche in einem Einzugsgebiet repräsentativen Standorten auf Basis der Beurteilung des Bodens und der Vegetation Abflusskoeffizienten bestimmt. Rickli und Forster (1997) berücksichtigen in ihrem Ansatz zur Schätzung des Abflusskoeffizienten hauptsächlich die Infiltrationsbedingungen und die Wasseraufnahmefähigkeit des Bodens. Es werden dabei die Faktoren Nässezeiger, Verdichtung, Skelettgehalt, Mächtigkeit des Humushorizontes im Boden und des gesamten Bodens berücksichtigt. Zur Beurteilung der Faktoren werden eine Bodenansprache und die Vegetation verwendet. Die abgeschätzten Abflusskoeffizienten werden für die Anwendung von HAKESCH vorgeschlagen. Markart et al. (2004) berücksichtigen in ihrer Geländeanleitung hydrologische Vegetationseinheiten als Ausgangspunkt für die Schätzung des Abflusskoeffizienten. Nach der Beurteilung der Faktoren Boden, Nutzung, standörtliche Besonderheiten und ökologische Feuchtestufe erfolgt eine Zuordnung der hydrologischen Vegetationseinheit zu einer Abflussbeiwertsklasse. Zur Hochwasserabschätzung basierend auf der Karte mit den Abflussbeiwertsklassen wird das Laufzeitverfahren ZEMOKOST (Kohl und Stepanek, 2005a und 2005b) vorgeschlagen.

Der zunehmende Trend zur Modellierung hat auf der einen Seite zu einer Verminderung der prozessorientierten Forschung geführt, dies obwohl zuverlässige Daten über die Abflussprozesse die Grundlage für diese Modelle wären (Scherrer, 1997). Auf der anderen Seite sieht Balin (2004) als die heutige Herausforderung in der hydrologischen Modellierung, die verfügbaren Informationen aus den Feldexperimenten in einer Art in die Modelle einzubauen, damit eine bessere Simulation der Resultate gelingt, und gleichzeitig die Unsicherheiten im Modell und den Parametern gesenkt werden.

In der Gruppe für Hydrologie des GIUB hat das Projekt „A concept to up-scale soil hydrological processes in space scale“ zum Forschungsziel, eine Brücke zwischen der Bodenphysik und der Einzugsgebietshydrologie zu schlagen. Dabei geht es um die Erarbeitung einer hoch aufgelösten Karte der dominanten Abflussprozesse, wobei diese hydrodynamisch angelegt werden soll. Dazu werden einerseits Beregnungsversuche auf Flächen von 1m<sup>2</sup> und andererseits Arbeiten mit einem physikalisch basierten Modell durchgeführt.

Einige Institute resp. Abteilungen speichern ihre Daten zu durchgeführten Starkregensimulationen in Datenbanken. So umfasst die Datenbank der Abteilung für Bodenkunde am GIUB Daten von Beregnungsversuchen an rund 100 Standorten. Die Abteilung Bodenkunde führt haupt-

sächlich Starkregensimulationen auf Kleinflächen durch. Eine eigens dafür entwickelte Berechnungsanlage ermöglicht die Berechnung einer Fläche von  $1\text{m}^2$ .

Am Institut für Hydromechanik und Wasserwirtschaft (IHW) der ETH Zürich sind zahlreiche Flächen unter anderem mit Berechnungsversuchen beprobt worden. Darunter sind die Arbeiten von Scherrer (1997), Scherrer (2004) oder Scherrer und Naef (2002) zu nennen. Sie haben für ihre Arbeiten Berechnungsversuche auf Flächen von bis zu  $60\text{m}^2$  durchgeführt.

Am Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft (BFW) in Österreich haben unter anderem Markart et al. (2004) Berechnungsversuche auf Grossflächen durchgeführt. Zurzeit umfasst die Datenbank des BFW Daten zu rund 700 Starkregensimulationen mit Grossregenanlagen auf Versuchsflächen zwischen  $50$  und  $100\text{m}^2$ .

### **2.1.1 Beitrag und Einordnung der vorliegenden Arbeit**

An 34 Standorten in sieben Einzugsgebieten aus den vier Hauptgeologiegruppen Kristallin, Kalk, Flysch und Molasse wurden Berechnungsversuche durchgeführt. Standortbeurteilungen dieser Versuche liefern auf der Plotskala für zwei aufeinander folgende Niederschlagsereignisse auf Flächen unterschiedlicher Nutzung, Bodentypen und weiteren Kriterien einen Beitrag zum Prozessverständnis der Wasserwege im Boden und an der Oberfläche. Die Analyse des oberflächlich abgeflossenen Wassers trägt zur Quantifizierung von Oberflächenabfluss bei unterschiedlichen Bedingungen bei, wobei die Dimensionen Menge und Zeit von Interesse sind. Dies ermöglicht eine Differenzierung der Abflusskoeffizienten für unterschiedliche Nutzungsformen, Bodenbedeckungsarten und Bodentypen als Inputparameter für die Hochwasserabschätzmodelle. Damit wird zur verbesserten Parametrisierung der Hochwasserabschätzmodelle beigetragen.

Der Zusammenzug der obigen Erkenntnisse und deren Ergänzung mit Resultaten aus weiteren Untersuchungen sollen zu einer räumlichen Aussage auf der Einzugsgebietsskala beitragen. Dabei geht es um die Übertragung von standortbezogenen Punktinformationen in die Fläche und daraus folgend um die Lokalisierung von Teilflächen in einem Einzugsgebiet mit einer hohen Disposition für einen Beitrag an ein Hochwasser und solchen mit einer tiefen Disposition. Es resultiert eine Karte der Hochwasserdisposition für ein kleines Einzugsgebiet ( $<10\text{km}^2$ ). Wie bereits im Kapitel 2.1 erläutert, arbeiteten verschiedene Forscher auf dem Bereich der hydrologischen Raumgliederung und diese Überlegungen werden bei der Erarbeitung der Karte der Hochwasserdisposition aufgenommen: Shermann (1932), Horton (1933) und Hursh (1944) stellten fest, dass einerseits ein direkter Zusammenhang zwischen der Bildung von Oberflächenabfluss und der Infiltrationskapazität der Böden besteht resp. die Vegetation einen entscheidenden Einfluss auf die Menge an oberflächlich abfließendes Wasser hat. Das „Variable-Source-Area-Konzept“ sowie die Ansätze der beitragenden Flächen, der Raumgliederung unter Anwendung der Geländeanleitung von Markart et al. (2004) und der Methode von Rickli und Forster (1997) beruhen darauf, dass in einem Einzugsgebiet Teilflächen hydrologisch verschieden bewertet werden und diese folglich unterschiedlich zum Abfluss beitragen. Für die Anwendung von hydrologischen Modellen werden in einem Einzugsgebiet Flächen mit vergleichbaren hydrologischen Eigenschaften oder vergleichbarer hydrologischer Reaktion zusammengefasst, wobei eine hydrologische Raumgliederung entsteht. Schliesslich trägt die Überlegung der dominanten Abflussprozesse in einem Einzugsgebiet zu einer hydrologischen Differenzierung des Raumes bei. Basierend auf diesen Konzepten und Ansätzen wird in der vorliegenden Arbeit eine Raumgliederung angestrebt, die ein Einzugsgebiet in Flächen einteilt, die hinsichtlich der Abflussbildung im Hochwasserfall eine unterschiedliche Disposition aufweisen.

## 2.2 Hochwasserabschätzung: Historischer Abriss und Stand der Forschung

Hochwasserabschätzungen in ungemessenen Gebieten begannen in einer Zeit, als kaum Abfluss- aber bereits einige Niederschlagsdaten zur Verfügung standen. In der Mitte des 19. Jahrhunderts präsentierten irische Ingenieure um Thomas Murvaney (1822-1892) erstmals eine Methode zur Abschätzung von Hochwasserspitzen vom Typ Rational Formula (Dooge, 1957; Biswas, 1970). (Barben et al., 2001)

Um 1850 wurden in Mitteleuropa verschiedene hydrometrische Dienste gegründet, zu deren Aufgaben der Aufbau von Messnetzen für die Aufnahme von Wasserständen gehörte. Nach den ersten Jahren der Messung, in der Schweiz dauerte dies rund zehn Jahre, wurden die ersten Formeln für die Schätzung von Hochwasserabflüssen entwickelt. Der Schweizer namens Lauterburg veröffentlichte eine der weltweit ersten Abschätzformeln für Hochwasser. Diese gehört dem Typ Hüllkurve an. Die Entwicklung erster Formeln zur Hochwasserabschätzung fällt mit der Zeit zusammen, als die Nachfrage nach Bemessungsgrößen stark anstieg. Gründe hierfür sind einerseits zahlreiche Flusskorrekturen, die in der besagten Zeit projektiert und ausgeführt wurden. Andererseits stand der Ausbau der Wasserkraftnutzung unmittelbar bevor. (Barben et al., 2001)

Als aus den hydrometrischen Aufzeichnungen erste längere Messreihen zur Verfügung standen, war die Extremwertanalyse bereits relativ weit entwickelt. Die aufwändige Analyse der Messreihen wurde mit dem Aufkommen der Computer stark erleichtert. Darauf gründen auch die grossen Fortschritte der letzten Jahre bis Jahrzehnte an allen Fronten der Hochwasserabschätzung. Bereits bestehende Ansätze wurden weiter entwickelt und ergänzt, und neue Verfahren entstanden. Solche Verfahren gehören zu der Gruppe der regressionsanalytischen Verfahren und zu den allgemeinen Übertragungsfunktionen. Schliesslich ist dank der fortschreitenden Computertechnologie der Einsatz von deterministischen Modellen für die Hochwasserabschätzung erleichtert, jedoch ist deren Einsatz in Einzugsgebieten ohne Abflussmessungen nach wie vor eingeschränkt. Schliesslich erlauben Niederschlag-Abfluss-Modelle eine Abschätzung von verschiedenen Hochwasserparametern, wie die Ganglinie, Fracht oder das grösstmöglich auftretende Hochwasser in einem Einzugsgebiet. (Barben et al., 2001)

Das BAFU misst heute an rund 180 Stationen die Fliessgewässer in der Schweiz, davon weisen gut 7% der Einzugsgebiete eine Fläche von weniger als 10km<sup>2</sup> auf (BAFU, 2009, Internetquelle). Die Kantone betreiben zusätzlich eigene Messnetze an Fliessgewässern, wobei sich darin die Vertretung der kleinen Einzugsgebiete (<10km<sup>2</sup>) in einem ähnlichen Rahmen bewegt. Daher bietet die extremwertstatistische Auswertung von Messreihen kleiner Einzugsgebiete keine Unterstützung bei der Hochwasserabschätzung in ungemessenen kleinen Einzugsgebieten; für solche Gebiete verbleiben die Methoden der „Regionalen Übertragung“. Dazu zählen beispielsweise Verfahren vom Typ Hüllkurven oder Regression. Die Hüllkurvenverfahren stammen aus früherer Zeit (z.B. Lauterburg (1887), Hofbauer (1916), Kürsteiner (1917), Melli (1924) oder Müller (1943)), sie werden auch heute noch angewendet. Regressions-Modelle sind beispielsweise jene von Düster (1994) oder Schaffner (2007). Für kleine Einzugsgebiete stellt deren Anwendung jedoch eine zusätzliche Herausforderung dar, da wie oben beschrieben der Vergleich mit gemessenen Gebieten in einem weitaus schlechteren Verhältnis steht, als dies bei grösseren Gebieten der Fall ist.

In jüngster Zeit hat sich die Verfügbarkeit von leistungsfähigen Computern auch in der Entwicklung von hydrologischen Modellen niedergeschlagen. Dazu zählen beispielsweise das Modellsystem PREVAH (Precipitation-Runoff-Evapotranspiration-Hydrotope) oder WaSiM-ETH (Water balance Simulation Model ETH). Beide Modelle sind an der Eidgenössischen Technischen Hochschule (ETH) in Zürich erarbeitet worden und erlauben das Bearbeiten von unterschiedli-

chen hydrologischen Aufgabenstellungen, darunter auch die extremwertstatistische Auswertung von generierten Ganglinien. Diese Modelle sind jedoch in ihrer standardmässigen Ausführung nicht auf kleine Gebiete ausgerichtet sondern auf Einzugsgebiete mit einer Grösse ca.  $>20\text{km}^2$ .

Um erfolgreich Hochwasserabschätzungen durchführen zu können, muss zwischen kleinen ( $<10\text{km}^2$ ) und grösseren (10 bis  $500\text{km}^2$ ) Einzugsgebieten unterschieden werden. Gründe hierfür liegen einerseits bei der mangelhaften Datenlage, dabei hauptsächlich in der zu geringen Auflösung der räumlichen Daten für kleine Gebiete. Andererseits aber ist die Abschätzung von Hochwasserabflüssen in kleinen Gebieten besonders heikel, da sich die auf die Hochwasserhydrologie positiv auswirkenden Effekte der räumlichen Ausmittelung von Gebietseigenschaften nicht auswirken. Zudem werden die Abflussbildung und die Abflusskonzentration in kleinen Einzugsgebieten nicht von denselben Prozessen dominiert wie in grösseren Einzugsgebieten. Eine möglichst treffende Beurteilung der Abflussprozesse ist für die erfolgreiche Hochwasserabschätzung in kleinen Gebieten jedoch von entscheidender Bedeutung. (Spreafico et al., 2003)

Für ungemessene Einzugsgebiete bleibt es eine Herausforderung, mit den bestehenden Methoden Hochwasserabschätzungen durchzuführen sowie Hochwasserganglinien und -frachten abzuschätzen. Denn es bestehen für die Anwendung der Modelle zur Hochwasserabschätzung, insbesondere bei jenen für kleine Einzugsgebiete, nach wie vor Mängel hinsichtlich der Modellparametrisierung und der Grundlagendaten sowie Lücken im Verständnis hinsichtlich der Abflussbildung im Boden und an der Oberfläche. Es handelt sich unter anderem um den Abflusskoeffizienten oder um eine hoch aufgelöste schweizweit verfügbare Bodenkarte, aus der die für die Hydrologie kleiner Einzugsgebiete notwendigen Informationen in ausreichender Auflösung abgeleitet werden können.

### 2.2.1 Beitrag und Einordnung der vorliegenden Arbeit

In kleinen Einzugsgebieten, insbesondere jenen im voralpinen und alpinen Raum, ist die Messung des Wasserstandes erschwert durch den teilweise rasch und stark wechselnden Abfluss sowie die zeitweise hohe Feststoffführung. Daraus ergibt sich für den Betrieb einer Messstation ein hoher zeitlicher wie finanzieller Aufwand. Demzufolge ist auch in Zukunft nicht damit zu rechnen, dass in kleinen Einzugsgebieten systematisch und in genügend grosser Anzahl Messstationen betrieben werden, um räumlich hoch aufgelöst extremwertstatistische Auswertungen durchführen zu können. Daher muss der Fokus auf Hochwasserabschätzverfahren liegen, die unabhängig von Abflussmessdaten sind. Aus den oben (vgl. Kapitel 2.2) aufgeführten Mängel resp. Lücken hinsichtlich der Modellparametrisierung, der fehlenden Grundlagendaten sowie des Prozessverständnisses folgt die Motivation, in der vorliegenden Arbeit im Bereich der Hochwasserabschätzung für kleine Einzugsgebiete hauptsächlich zu folgenden Themen einen Beitrag zu leisten:

- Optimierung der Inputparameter für bestehende Hochwasserabschätzverfahren.
- Bereitstellen von Abflusskoeffizienten für Kategorien der Landnutzung und Bodenbedeckung, die nicht explizit in den Schemen von Rickli und Forster (1997), Taubmann (1986) und Thiess (1975) berücksichtigt sind.
- Ein Verfahren bereitstellen, welches die Abschätzung eines  $HQ_{30}$  und  $HQ_{300}$  zulässt.
- Empfehlungen zur Abschätzung einer Hochwasserganglinie für ein  $HQ_{100}$  bereitstellen.
- Bereitstellen eines Tools zur hydrologischen Raumgliederung eines Einzugsgebietes in Flächen unterschiedlicher Hochwasserdisposition.
- Erhöhung des Verständnisses der Abflussbildungsprozesse im Boden und an der Oberfläche für die Plot- bis Einzugsgebietskala.



## 2.3 Hochwasserabschätzverfahren praxistauglich aufbereitet

In der nahen Vergangenheit sind in der Schweiz aus der Vielzahl der bestehenden Abschätzverfahren und -modellen zwei Software-Produkte entwickelt worden, die mehrere Verfahren vereinen und eine „Multi-Model-Hochwasserabschätzung“ zulassen. Dabei handelt es sich um HQx\_meso\_CH (Hochwasserabschätzung beliebiger Jährlichkeit in mesoskaligen Einzugsgebieten der Schweiz) und HAKESCH. Ersteres wurde vom damaligen Bundesamt für Wasser und Geologie (BWG) herausgegeben. HAKESCH ist ebenfalls an diesem Bundesamt gemeinsam mit der Eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL) entwickelt worden. In den Jahren 2008 und 2009 wurde in einem Projekt, finanziert vom BAFU unter Mithilfe des GIUB, HAKESCH neu programmiert und mit Funktionserweiterungen versehen. Daraus entstand HAKESCH in der Version 2. Mit den beiden Softwarepaketen ist die Abschätzung von Spitzenabflüssen unterschiedlicher Wiederkehrperioden möglich. Eine weiterführende Beschreibung der Tools ist in der Praxishilfe von Spreafico et al. (2003) und im Kapitel 4 zu finden.

Im Bereich der Niederschlags-Abfluss-Modelle ist in der Schweiz durch die Arbeit von Viviroli (2007) mit dem Modellsystem PREVAH eine Annäherung an die Praxis erreicht worden. Das Modellsystem ist im Rahmen dieser Arbeit mit einem Tool für die Regionalisierung erweitert worden, und die befehlszeilenorientierte Bedienung wurde teilweise in menugesteuerte Bedienung überführt. Mit PREVAH können langjährige Abflussganglinien für ungemessene Einzugsgebiete in der Schweiz gerechnet werden, die schliesslich zur Hochwasserabschätzung extremwertstatistisch ausgewertet werden können. PREVAH kann auf Einzugsgebiete mit einer Grösse von ca.  $>20\text{km}^2$  angewendet werden.

Auf die Softwares HQx\_meso\_CH, HAKESCH und ZEMOKOST wird im Kapitel 4.6 eingehender eingegangen. Bei der näheren Betrachtung der einzelnen Abschätzverfahren wird auffallen, dass teilweise über 100-jährige Methoden in den drei genannten Tools berücksichtigt sind. Barben (2001) greift, um diese Feststellung auszuleuchten, auf ein Zitat von Lang (1992) zurück: „Weil das Wasser ein entscheidendes Grundelement des Lebens ist, musste sich der Mensch rein pragmatisch von Anfang an damit befassen. Dazu brauchte es keine Wissenschaft, sondern vor allem technisches und handwerkliches Können, den Praktiker, Baumeister und Ingenieur. (...) In Grundlagenwissenschaften wie Physik, Chemie, Geologie u. a. wird das Fachgebiet weitgehend auf der Basis von mehr oder weniger zweckfreier Grundlagenforschung weiterentwickelt. Die Ergebnisse der Grundlagenforschung bilden dann die Basis zur Anwendung. Ganz anders in der Hydrologie: Hier steht die existentielle Notwendigkeit der Praxis mit ihren täglichen Problemen unübersehbar im Vordergrund. (...) Dadurch kam sogenannten einfachen, rein empirischen Verfahren eine grosse Bedeutung zu. (...) Die andere Seite der Verbreitung vieler praktikabler Methoden kann nicht übersehen werden: Es hatte zur Folge, dass in weiten Kreisen der Praxis dieses Wissensniveau als genügend erachtet wurde. Eingespielte, einfach zu behandelnde Verfahren werden nicht gerne verlassen.“ Barben (2001) fügt dem einen weiteren wichtigen Grund hinzu: Der Wunsch nach Vergleichbarkeit der Ergebnisse. Durch eine konsequente Anwendung von allgemein akzeptierten und standardisierten Hochwasserabschätzverfahren in der Schweiz können die damit erzielten Ergebnisse untereinander besser eingeordnet werden.

In Österreich ist am BFW, im Institut für Naturgefahren und Waldgrenzregionen, an der Abteilung Gebietswasserhaushalt für die Praxis das Verfahren ZEMOKOST (Zeller modifiziert von Kohl und Stepanek) für die Hochwasserabschätzung in Gebieten ca.  $<10\text{km}^2$  entwickelt worden. Mit Hilfe der „Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflussbeiwertes bei konvektiven Starkregen“ (Markart et al., 2004) werden im Feld die Abfluss- und Rauigkeitsbeiwerte kartiert, welche die Grundlage für die Parameterbestimmung für ZEMOKOST bilden.

Zur Abschätzung von Hochwasserkennwerten wird in der österreichischen Praxis nebst ZEMO-KOST, extremwertstatistischer Verfahren auch das Modell VUT-FLOOD (Vienna University of Technology FLOOD frequency system) eingesetzt. Damit können x-jährliche Hochwasserabflüsse in Gebieten mit und ohne Abflussmessung abgeschätzt werden. Das Modell ist modular aufgebaut und wird je nach verfügbaren Daten und Zielgrößen unterschiedlich angewendet. (Barben et al. 2001)

In Deutschland wird für die Hochwasserabschätzung in der Praxis nebst extremwertstatistischer Verfahren mit der Hüllkurve nach Wundt (1949 und 1965), mit der Rational Formula und anderen Ansätzen gearbeitet. Es besteht jedoch keine Software, die standardmässig verwendet wird und empirische und regionalhydrologische Modelle vereint. Auf der Ebene der deterministischen Niederschlags-Abfluss-Modellen ist eine Vielzahl von Modellen in Anwendung. Bei den am verbreitetsten angewendeten Verfahren dürfte es sich um FGM (Flussgebietmodell, IHW/IWK-Paket: Hochwasseranalyse), NASIM (Niederschlag-Abfluss-Simulation), LARSIM (Large Area Runoff Simulation Model) handeln. Die beiden erstgenannten Modelle sind auch für kleine Gebiete einsetzbar, LARSIM hat seine untere Grenze der Anwendbarkeit bei 10km<sup>2</sup>. (Barben et al. 2001)

### **2.3.1 Beitrag und Einordnung der vorliegenden Arbeit**

Die Aufbereitung und Darstellung der unter Kapitel 2.1.1 und 2.2.1 dargelegten Beiträge geschieht praxisorientiert. Sie werden in einer Interpretations- und Praxishilfe in einer Art und Weise zusammengestellt, dass sie für die Schweizer Praxis effizient genutzt werden können. Es wird darauf geachtet, eine hohe Funktionalität bei einer hohen Bedienerfreundlichkeit zu erreichen. Eine zentrale Rolle der Interpretations- und Praxishilfe spielt HAKESCH in der Version 2. Es ist bereits praxisorientiert aufgebaut und deckt die Abschätzung von Spitzenabflüssen wie die einer Ganglinie ab.

Die Interpretations- und Praxishilfe ist in die fünf folgenden Themenbereiche aufgeteilt:

- Hydrologische Gliederung eines Einzugsgebiets bezüglich der Hochwasserdisposition
- Abschätzen eines  $H_{q_{100}}$  aufgrund von hydrologischen Kennwerten
- Hochwasserabschätzung mit HAKESCH mit den Zielgrößen  $H_{Q_{20}}$  und  $H_{Q_{100}}$
- Abschätzen eines  $H_{Q_{30}}$  und  $H_{Q_{300}}$
- Interpretation der mit HAKESCH abgeschätzten Ganglinie eines  $H_{Q_{100}}$

## 3 Grundlagen

### 3.1 Definitionen

Es folgen die wichtigsten Definitionen und Erläuterungen zu den in der vorliegenden Arbeit behandelten Themen. Stehen für die Definition zwei Begriffe zur Verfügung, werden diese als Synonyme verwendet.

Abflusskoeffizient	Der Anteil am Niederschlag, der oberflächlich abfließt. Er wird in Prozent angegeben. Es werden zwei Koeffizienten unterschieden: Summen- (oder Gesamt-) und Sättigungsabflusskoeffizient. Welcher von beiden jeweils gemeint ist, wird im Text entsprechend erwähnt. Die Formeln 4-2 und 4-3 werden im Kapitel 4.3.6 eingeführt.
Abtrocknung	Dieser Begriff wird in der Bodenhydrologie nicht verwendet. Er bezeichnet den längerfristigen Prozess des Abtrocknens in einem Boden oder auf einer Fläche und hat seinen Ursprung in der Botanik. In der Bodenhydrologie wird entsprechend von der Drainage gesprochen.
Anlaufzeit, Abstraktionszeit	Sie bezeichnet jene Zeit, die verstreicht, bis Oberflächenabfluss einsetzt.
Bemessungs- ereignis	Es beschreibt die Hochwasserganglinie oder Abflussmenge, die bei der Projektierung von Bauwerken oder der Planung von Schutzmassnahmen zugrunde liegt. (Loat und Meier, 2003, ergänzt)
Boden	Der Boden ist das Resultat von lang andauernden Prozessen und besteht aus Luft, Wasser, mineralischer und organischer Substanz. Es wird in der vorliegenden Arbeit jener Teil als Boden bezeichnet, der über dem C-Horizont liegt. Darunter liegt das Anstehende oder das Muttergestein.
Drainage	Sie folgt der Feuchtefront im Boden. Es handelt sich um einen schnellen Prozess von einer Dauer von <12h.

EHQ, Extremhochwasser	Unter dieser Abkürzung versteht sich ein sehr seltenes Hochwasserereignis, bei dem der höchste bekannte Abflusswert überschritten wird (Loat und Meier, 2003). Gemäss BAFU (2008) weist ein EHQ eine Wiederkehrperiode von 1000 Jahren auf.
Feuchtefront	Nach der Infiltration fliesst das Wasser in einer Feuchtefront durch den Boden. Dabei zeichnet sich eine charakteristische Kurvenform ab (vgl. Kapitel 3.3.3.3).
HHQ, Höchsthochwasser	Darunter wird das höchste in einer längeren Zeitspanne beobachtete Hochwasser verstanden. (Loat und Meier, 2003)
Hochwasser, Spitzenabfluss	Loat und Meier (2003) verstehen darunter ein Abflussereignis mit hoher Wasserführung, das oft mit einem raschen Anstieg verbunden ist. Die Abflussmenge liegt deutlich über dem Mittelwasserabfluss. In der vorliegenden Arbeit werden die Begriffe „Hochwasser“ und „Spitzenabfluss“ als Synonyme verwendet. Die Einheit beträgt $m^3/s$ und die Abkürzung lautet HQ, oder wenn es sich um das spezifische Hochwasser resp. den spezifischen Spitzenabfluss handelt Hq mit der dazugehörigen Einheit $m^3/skm^2$ .
Hochwasserdisposition	Sie beschreibt die Disposition oder das Potential einer Fläche oder einer Rasterzelle, zu einem Hochwasser beizutragen. Es wird in fünf Klassen eingeteilt: Ein tiefes Potential wird mit 1 angegeben, das höchste Potential liegt in der Klasse 5. Die in der vorliegenden Arbeit definierte Hochwasserdisposition ist ein statischer Begriff und nimmt keinen Bezug auf die hydrodynamischen Prozesse in einem Einzugsgebiet.
Infiltration	Dabei handelt es sich um einen schnellen Prozess, der an der Bodenoberfläche während eines natürlichen oder künstlichen Niederschlages stattfindet.
Initialabstraktion	Sie beschreibt das Niederschlagsvolumen während der Abstraktionszeit.
Jährlichkeit, Wiederkehrperiode	Unter diesen Begriffen wird eine Zeitspanne verstanden, in der ein Ereignis einen Wert im Durchschnitt einmal erreicht oder überschreitet (Loat und Meier, 2003).
PMF, Probable Maximum Flood	Das PMF beschreibt das grösste Hochwasser, welches in einem Einzugsgebiet zu erwarten ist, wenn die ungünstigste Kombination der für das betreffende Gebiet charakteristischen meteorologischen und hydrologischen Faktoren angenommen wird. (Loat und Meier, 2003)
Praxis	Firmen und Institutionen, die Projekte realisieren, welche die hydrologische Beurteilung von kleinen Einzugsgebieten beinhalten.
Primäre Bodenbedeckung	Dieser Begriff wird nicht im engen Sinn verwendet, vielmehr wird darunter die natürliche und anthropogen beeinflusste Bedeckung des Bodens verstanden. Wald als Ökosystem oder Weide als Nutzungsform werden ebenso unter diesen Begriff zusammengefasst wie die Landbedeckung mit Gewässern, Gletschern oder Geröll.

Speichervermögen	Darunter wird jene Menge Wasser verstanden, die in den Boden infiltriert und kurzfristig festgehalten werden kann. Es wird jeweils eine Zeitspanne genannt, für die das Speichervermögen gilt. Das in der vorliegenden Arbeit diskutierte Speichervermögen beinhaltet das Makroporen- und Matrixwasser in einer kurzfristigen Betrachtungsweise. Die Formel 4-4 zur Berechnung wird im Kapitel 4.3.8 eingeführt.
Verdichtung	Unter Verdichtung wird die Einwirkung von Beweidung, maschineller Bewirtschaftung oder von Skipistennutzung auf eine Fläche verstanden. Sie hat zur Folge, dass der Oberboden im Bereich bis zu ca. 30cm verdichtet wird, und dadurch die Infiltrationsbedingungen und die Wasseraufnahmefähigkeit beeinträchtigt werden können.
Vernässung	Infolge Stau- oder Hangnässe neigen gewisse Böden zur Vernässung. Dabei handelt es sich um Gley oder Pseudogley. Sie weisen aufgrund ihrer natürlichen hohen Wassersättigung eine verminderte Wasseraufnahmefähigkeit und -durchlässigkeit auf.

## 3.2 Grundlagendaten

In den folgenden zwei Unterkapiteln werden die der Arbeit zu Grunde liegenden Daten vorgestellt. Sie werden in drei Gruppen unterteilt: Untersuchungsgebiete, Grundlagendaten wie Karten, Messdaten und Datenbanken sowie hydrologische Software.

### 3.2.1 Untersuchungsgebiete

Die Studie fokussiert auf kleine Einzugsgebiete. Es wurden zwölf Schwerpunktgebiete ausgewählt, die folgende Kriterien erfüllen:

- Einzugsgebietsfläche  $<10\text{km}^2$
- Abdecken der vier Hauptgeologietypen: Kristallin, Kalk, Flysch/Bündnerschiefer, Molasse
- Lage auf der Alpennord- und -südseite
- Zugänglichkeit zu Fuss und mit einem Fahrzeug für den Hauptteil des Einzugsgebietes

Aus den Schwerpunktgebieten sind sieben Kerngebiete ausgeschieden und mit Beregnungsversuchen beprobt worden. Sie erfüllen die oben aufgezählten Kriterien, ergeben jedoch eine heterogene Stichprobe. Die Kerngebiete liegen ausschliesslich auf der Alpennordseite.

Die Stärke der Gebietsauswahl liegt bei der Heterogenität der Gebiete, die ein Abbild von für die Schweiz typischen kleinen Gebieten darstellt, dies jedoch ohne den Anspruch der Vollständigkeit zu erheben. Zudem liegen für den grössten Teil der Auswahl Dokumentationen in Form von technischen Berichten oder Beschreibungen durch das Geschiebemessnetz der Gruppe für Operationelle Hydrologie (GHO) vor. Schliesslich weisen zwei der Schwerpunktgebiete eine Abflussmessstation auf. Leider fehlt in der Gebietsauswahl die Möglichkeit der Replikation. Dies gründet auf der ausgeprägten Heterogenität der Gebiete im Allgemeinen, denn jedes Einzugsgebiet ist individuell, und dem eher kleinen Stichprobenumfang.

Da die Anzahl kleiner Einzugsgebiete mit einer Abflussmessreihe beschränkt ist (vgl. Kapitel 2.2), wurde die Stichprobe mit Gebieten mit einer Fläche von  $<20\text{km}^2$  auf insgesamt 45 vergrössert, davon sind 16  $>10\text{km}^2$  und 29  $<10\text{km}^2$ . Von den 45 Untersuchungsgebieten verfügen

35 über eine (langjährige) Abflussmessreihe (19 <10km<sup>2</sup>, 16 >10km<sup>2</sup>). In der folgenden Abbildung wird die geographische Lage und Verteilung der Untersuchungsgebiete ersichtlich.

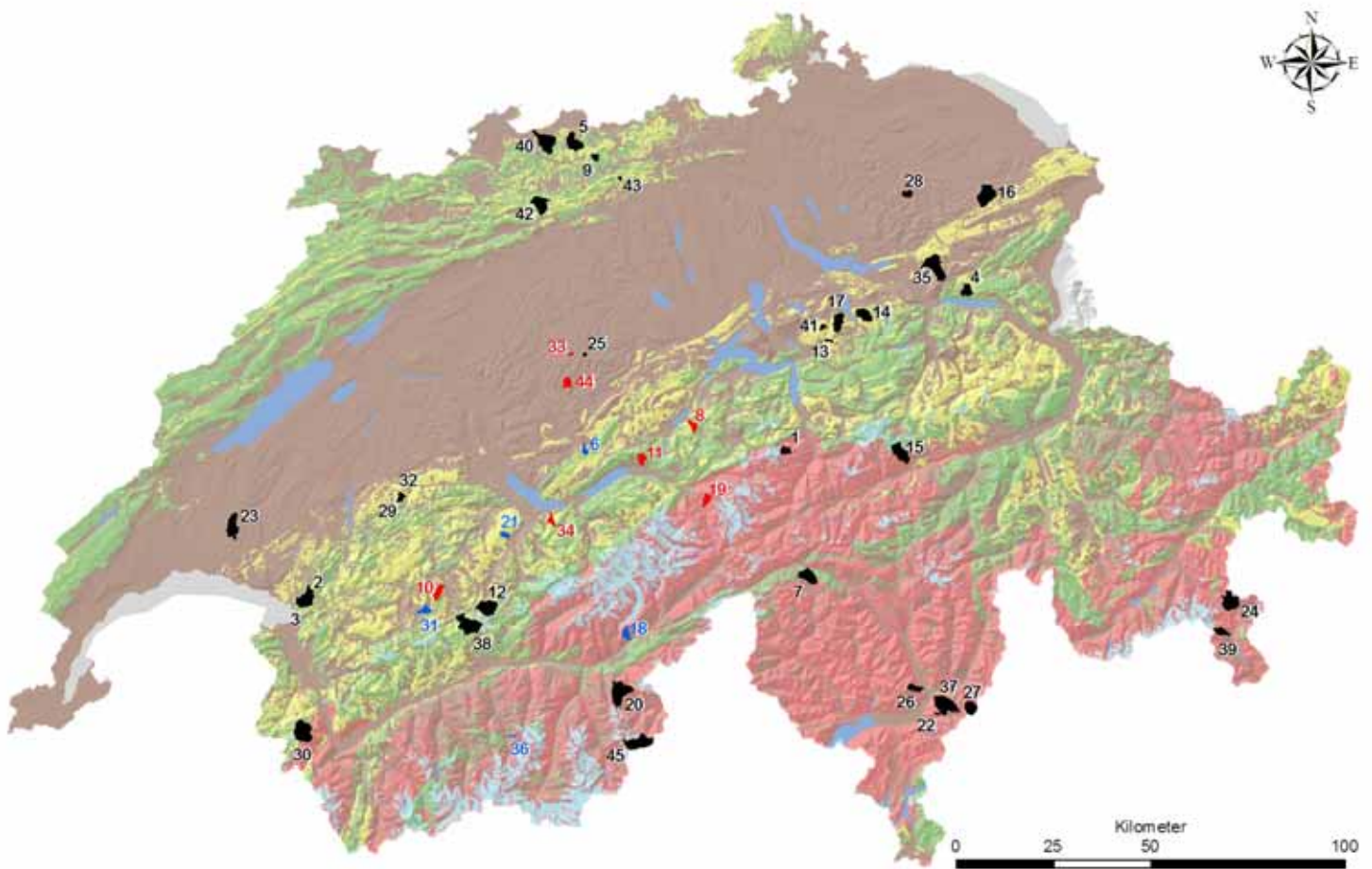


Abbildung 3-1: Geographische Lage der Untersuchungsgebiete mit Hinterlegung der vier Hauptgeologietypen (Rot: Kristallin; Grün: Kalk; Gelb: Flysch/Bündnerschiefer; Braun: Molasse; Grundlage für Einteilung Geologie: Geotechnische Karte der Schweiz (Bundesamt für Landestopographie, 2001))

Bäche: Rot: Kerngebiete; Blau: Schwerpunktgebiete; Schwarz: übrige Einzugsgebiete; Nummern: vgl. Tabelle 3-1

Durch die vergrößerte Stichprobe sind die Hauptregionen der Schweiz Jura und Nordostschweiz, Westliches und Östliches Mittelland, West- und Ost-Alpen, West- und Ost-Zentralalpen und die Südalpen mit je einem oder mehreren Gebieten vertreten. Das Engadin ist leider durch kein Gebiet repräsentiert. Die vier Hauptgeologietypen Kristallin, Kalk, Molasse und Flysch/Bündnerschiefer sind berücksichtigt, wobei die Kategorie „Molasse“ mit sieben Einzugsgebieten die geringste Anzahl Bäche aufweist. In der Tabelle 3-1 sind detaillierte Informationen zu den 45 Untersuchungsgebieten aufgelistet.

Tabelle 3-1: Die 45 Untersuchungsgebiete im Überblick (Nummern und geographische Lage vgl. Abbildung 3-1)  
 Rot: Kerngebiete, Blau: Schwerpunktgebiete, Schwarz: übrige Einzugsgebiete

Nr.	Bachname	Gemeinde, Kanton	Einzugsge- bietsgrösse [km <sup>2</sup> ]	Abflussmess- station ja/nein
1	Alpbach	Erstfeld, Obersee, UR	3.7	ja
2	Baye de Montreux	Les Avants, VD	6.8	ja
3	Baye de Montreux	Montreux, VD	13.7	ja
4	Beerenbach	Amden, SG	5.7	ja
5	Buuserbach	Maisprach, BL	11.3	ja
6	Büetschligraben	Schangnau, BE	2.3	nein
7	Calcaccia	Airolo, TI	10.9	ja
8	Dorfbach	Sachseln, OW	3.2	nein
9	Dübach	Rothenfluh, BL	2.2	ja
10	Dürrenwaldbach	St. Stephan, BE	5.2	nein
11	Eistlenbach	Hofstetten, BE	3.9	nein
12	Engstligenbach	Engstligenalp, BE	14.2	ja
13	Erlenbach	Alptal, SZ	0.7	ja
14	Eubach	Euthal, SZ	8.8	ja
15	Ferrerabach	Trun, GR	12.5	ja
16	Glatt	Herisau, Zellersmühle, AR	16.6	ja
17	Grossbach	Gross, Säge, SZ	9.0	ja
18	Grosse Grabu (Dorfbach)	Mörel, VS	4.0	nein
19	Hostetbach	Guttannen, BE	4.0	nein
20	Krummbach	Klusmatten, AG	19.4	ja
21	Leimbach	Frutigen, BE	2.5	nein
22	Melera	Melera (Valle Morobbia), TI	1.1	ja
23	Mentue	Dommartin, VD	12.4	ja
24	Poschiavino	La Rösa, GR	14.1	ja
25	Rappengraben	Wasen, Riedbad, BE	0.6	ja
26	Riale di Gnosca	Gnosca, TI	4.4	ja
27	Riale di Roggiasca	Roveredo, TI	8.1	ja
28	Rietholzbach	Mosnang, Rietholz, SG	3.2	ja
29	Rotenbach	Plaffeien, Schweinsberg, FR	1.7	ja
30	Salanfe	Montagne de Salanfe, VS	18.6	ja
31	Schwarzbach	Lauenen, BE	3.5	nein
32	Schwändlibach	Plaffeien, Schweinsberg, FR	1.4	ja
33	Sperbelgraben	Wasen, BE	0.6	ja
34	Spissibach	Leissigen, BE	2.6	ja
35	Steinenbach	Kaltbrunn, Steinenbrugg, SG	18.7	ja
36	Torrent de Pétérey	Ayer Zinal, VS	0.5	nein
37	Traversagna	Arbedo, TI	16.2	ja
38	Trübbach	Rätzliberg, BE	18.8	ja
39	Varunasch	Poschiavo, Vederscion, GR	4.5	ja
40	Violenbach	Augst, BL	16.5	ja
41	Vogelbach	Alptal, SZ	1.6	ja
42	Vordere Frenke	Waldenburg, BL	11.9	ja
43	Wilenbergbach	Küttigen, Wasserfluh, AG	0.5	ja
44	Witenbach	Langnau, BE	4.1	nein
45	Zwischenbergbach	Im Fah, VS	17.0	ja

### 3.2.2 Kartenwerke, Messdaten

Wegen ihrer thematischen Breite gründet die vorliegende Arbeit auf verschiedensten Grundlagentdaten. Dabei stehen digitale Kartenwerke, Messdaten und Hochwasserabschätzungen unterschiedlicher Wiederkehrperioden im Vordergrund. Des Weiteren sind zahlreiche nicht publizierte Dokumente und Berichte mitberücksichtigt worden, letztere vor allem für den Ereigniskataster.

Die digitalen Kartenwerke standen vom Bundesamt für Wasser und Geologie (BWG) (heute integriert im BAFU) zur Verfügung (Verträge DV002234.1 und DV002232.1 vom 14. Januar 2005, Einvernehmen mit dem Bundesamt für Landestopographie). Es wurden für die Analysen hauptsächlich Kartendaten verwendet, die für die gesamte Schweiz verfügbar sind und digital vorliegen. Sie sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt.

Tabelle 3-2: Verwendete räumliche Daten mit den Angaben zum Datenerherr und den Vertragsnummern

Thema	Kartenwerk, Datenquelle
Landeskarte	Landeskarte der Schweiz 1:25'000, Pixelkarte PK25: © 2005 Bundesamt für Landestopographie (DV 351.5)
Relief	Digitales Höhenmodell, DHM25: © 2005 Bundesamt für Landestopographie (DV002234.1)
Gewässernetz	Digitales Gewässernetz der Schweiz 1:25'000, DGN Vector25: © 2005 Bundesamt für Landestopographie (DV002232.1)
Bodenbedeckung	Primärflächen der Schweiz 1:25'000, PRI Vector25: © 2005 Bundesamt für Landestopographie (DV002232.1) Arealstatistik der Schweiz 1992/97: © 1997 Bundesamt für Statistik Luftbilder der Schweiz swissimages: © 2005 Bundesamt für Landestopographie
Bodeneigenschaften	Bodeneignungskarte 1:200'000, Vector200: © 2000 Bundesamt für Landestopographie (DV002233.2)
Hydrogeologie	Vereinfachte Geotechnische Karte der Schweiz 1:200'000, Vector200: © 2001 Bundesamt für Landestopographie (DV002233.2)
Niederschlag	HADES Tafeln 2.2, 2.4, und 2.4 <sup>2</sup> : © 1991, 1989, 1996 Landeshydrologie, Bundesamt für Wasser und Geologie Starkniederschläge in der Schweiz (7 Bände) © 1979, 1981, 1992 WSL

Für 35 der insgesamt 45 in der Studie berücksichtigten Einzugsgebiete liegen Abflussmessreihen in unterschiedlicher Auflösung vor. Zusätzlich werden teilweise eigene Hochwasserabschätzungen von den Urhebern der Daten angeboten. Meist handelt es sich dabei um extremwertstatistisch erhobene Spitzenabflüsse. Die Datenherrschaft der Abflussdaten liegt bei folgenden Institutionen:

- Bundesamt für Umwelt (BAFU), Abteilung Hydrologie
- WSL
- Kanton Aargau
- Kanton Basel-Landschaft
- Kanton Tessin

Bei der Beurteilung von Wildbacheinzugsgebieten betreffend der integralen Reaktion auf Starkniederschläge, d.h. Hochwassergeschehen und Geschiebelieferung, ist der Informationsgewinn aus historischen Daten sehr wichtig. Aus diesem Grund wurde aus verschiede-



nen Datenbanken und Berichten im Rahmen eines Zivildiensteinsatzes (Meier, 2005) ein Ereigniskataster für die 45 Wildbäche zusammengestellt. Dabei wurden folgende Quellen berücksichtigt:

- Datenbank „stürme“ des BAFU
- „Unwetterdatenbank“ der WSL
- Kantonale Unwetterdatenbanken
- Kantonale Studien und Berichte
- Studien und Berichte der Gemeinden
- Gefahrenkarten resp. das Büro, welches sie erstellt hat
- Unterschiedliche Fachpersonen (z.B. Revierförster, Schwellen-, Wuhrkorporationspräsidenten)
- Verschiedene Seminar- und Diplomarbeiten sowie Dissertationen
- Hydrologische Jahrbücher
- Internet

### **3.3 Theoretische Grundlagen**

Im Kapitel 3.3 werden jene theoretischen Grundlagen zu den Fachbereichen zusammengefasst, die von der vorliegenden Studie tangiert werden. Es handelt sich dabei um das System Wildbach mit seinen hydrologischen Komponenten und dem Feststoffhaushalt. Die Thematik der Gefahrenkartierung einschliesslich der Risikoanalyse wird ebenfalls dargelegt. Einen Einblick in den Fachbereich Bodenhydrologie und Hochwasserabschätzung gewähren weitere Unterkapitel.

#### **3.3.1 Das System Wildbach und seine Prozesse**

Die Definition eines Wildbaches gemäss DIN 19663 (1985) lautet: „Wildbäche sind oberirdische Gewässer mit zumindest streckenweise grossem Gefälle, rasch und stark wechselndem Abfluss und zeitweise hoher Feststoffführung.“ Bereits die Definition lässt unterschiedliche Einflussfaktoren vermuten, die auf die Dynamik eines Wildbachsystems einwirken, sei es hinsichtlich hydrologischer oder feststoffspezifischer Aspekte. Dabei handelt es sich um das Niederschlagsgeschehen in unterschiedlicher zeitlicher Betrachtung (z.B. jährliche, saisonale oder stündliche Auflösung), die geologischen und hydrogeologischen Bedingungen, das Relief und die unterschiedlichen Bodenverhältnisse wie Mächtigkeit, Skelettgehalt, Infiltrations- und Speichervermögen. Weitere Faktoren stellen die Vegetationsbedeckung und die Nutzungsart und -intensität in einem Wildbach dar. Wie diese unterschiedlichen Faktoren interagieren ist in der Abbildung 3-2 illustriert.

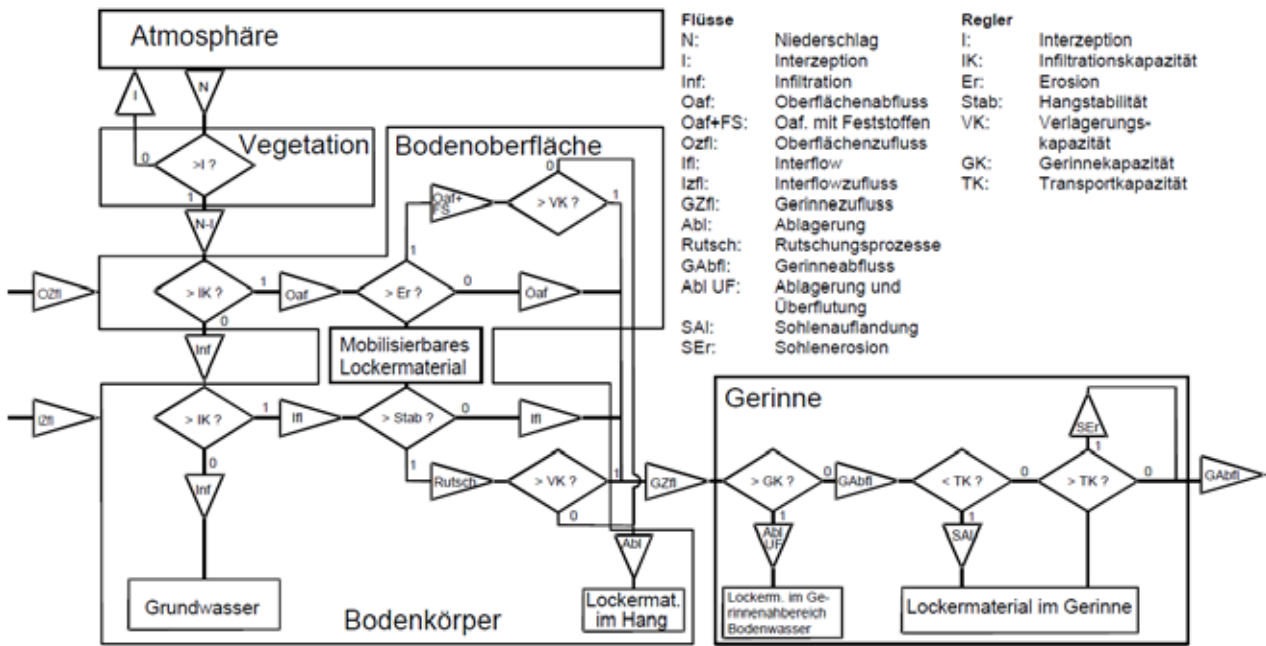
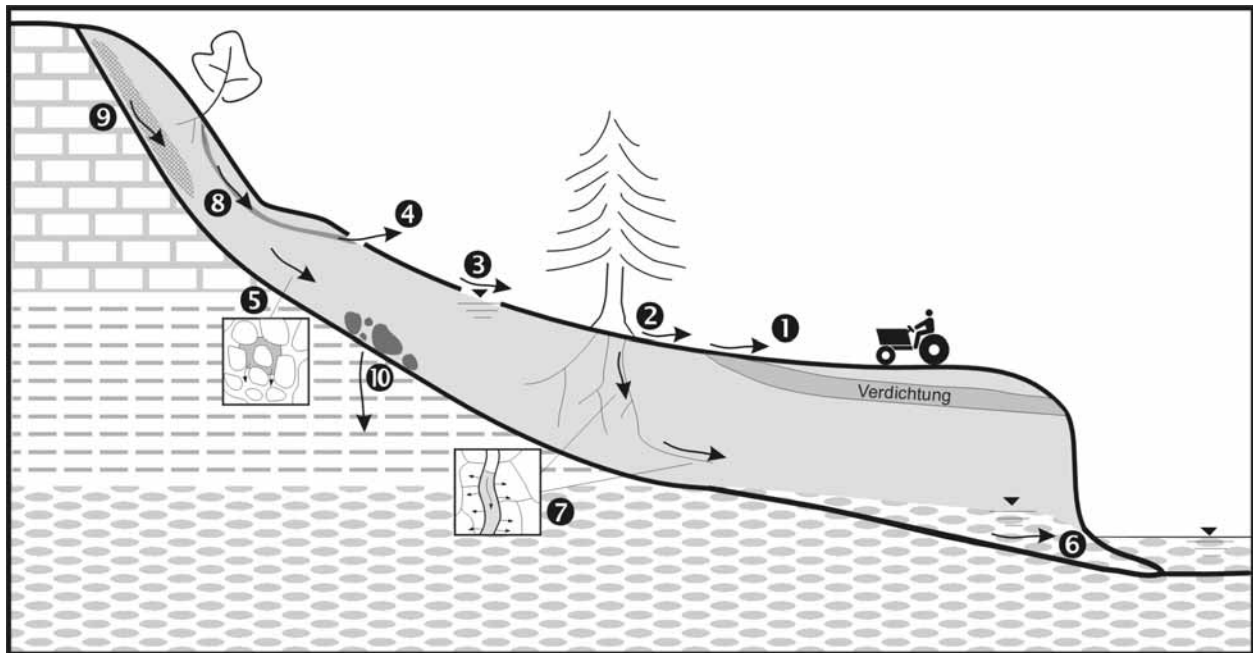


Abbildung 3-2: Prozesssystem Wildbach (nach Kienholz et al., 1998)

Wasser fließt auf seinem Weg ins Gerinne und schliesslich aus dem Wildbacheinzugsgebiet hinaus in den Vorfluter in unterschiedlichen Prozessen zu Tal. Diese Fließprozesse können in solche an der Oberfläche, im Boden und in Infiltrationsprozesse unterschieden werden. Die folgenden drei Unterkapitel fassen diese Prozesse zusammen. Sie sind in den Werken von Scherrer (1997) und Bonell (1998) ausführlicher beschrieben. Weiterführende Erläuterungen zu den Fließprozessen in Wildbacheinzugsgebieten geben Spreafico et al. (2003), Scherrer (2004) oder Badoux (2005). Wie der Abbildung 3-2 entnommen werden kann, laufen in einem Wildbach nebst den hydrologischen Fließprozessen Prozesse des Feststoffhaushalts ab. Diese werden im Kapitel 3.3.1.4 zusammengefasst.

Die folgende Abbildung zeigt schematisch an einem Hangausschnitt die verschiedenen Fließprozesse, mithilfe deren Wasser vom Einzugsgebiet in den Vorfluter gelangt.



- |  |                                 |
|--|---------------------------------|
| ① Absolute Hortonian Overland Flow                                   | ⑥ Groundwater Flow              |
| ② Delayed Hortonian Overland Flow, Temporary Hortonian Overland Flow | ⑦ Macropore Flow                |
| ③ Saturated Overland Flow  | ⑧ Pipe Flow                     |
| ④ Return Flow  | ⑨ Flow in high permeable Layers |
| ⑤ Matrix Flow  | ⑩ Deep Percolation              |

Abbildung 3-3: Abflussprozesse dargestellt an einem Hangausschnitt (aus Dobmann, 2002; nach Scherrer, 1997)

In den folgenden zwei Unterkapiteln werden die Fließprozesse an der Oberfläche, jene im Boden und die Infiltrationsprozesse erläutert.

### 3.3.1.1 Oberflächenabflussprozesse

Da für die Bezeichnung der Oberflächenabflussprozesse in der Literatur hauptsächlich englische Begriffe verwendet werden und treffende deutsche Übersetzungen fehlen, werden hier die Prozesse ebenfalls mit englischen Begriffen beschrieben. Die Beschreibung der Oberflächenabflussprozesse stammt hauptsächlich aus Scherrer (1997).

Die Voraussetzung für die Bildung von Oberflächenabfluss ist die ausreichende Benetzung der Oberfläche. Diese kann zum Beispiel in den Tiefenlinien des Mikroreliefs zu Stande kommen. Die Abflussprozesse an der Bodenoberfläche werden aufgrund ihrer Entstehung in fünf Typen unterschieden. Alle fünf Typen gelten als hochwasserrelevante Abflussprozesse.

Bei hoher Niederschlagsintensität und wenig durchlässigem Boden kann bereits kurz nach Niederschlagsbeginn kaum mehr Wasser in den Boden eindringen. Es entsteht ein Oberflächenabfluss, der als „**Absolute Hortonian Overland Flow**“ bezeichnet wird. Ist die Niederschlagsintensität geringer oder der Boden durchlässiger, kann der Boden zu Beginn des Niederschlags noch Wasser aufnehmen. Bei zunehmender Bodenbefeuchtung nimmt die Infiltrationsrate ab, und es setzt Oberflächenabfluss ein. Dieser wird als „**Delayed Hortonian Overland Flow**“ bezeichnet.

Herrschen im Boden zeitweilig Infiltrationshemmnisse, und es entsteht deswegen Oberflächenabfluss, wird dieser als „**Temporary Overland Flow**“ bezeichnet. Infiltrationshemmnisse können beispielsweise bei starker Austrocknung durch den Benetzungswiderstand der Bodenpartikel auftreten oder durch chemische Substanzen im Boden bedingt werden, wie sie beispielsweise bei hydrophoben Humusformen vorkommen.

Der „**Saturation Overland Flow**“ entsteht, wenn nach vollständiger Sättigung des Bodens dessen Speicherkapazität erschöpft ist, und jeder weitere Niederschlag unabhängig von der Intensität oberflächlich abfließt.

Als „**Return Flow**“ wird Wasser bezeichnet, das nach der Infiltration in den Boden nach kurzer Fliessstrecke wieder an der Oberfläche erscheint. Das Wasser fließt aus bevorzugten Fliesswegen wie Makroporen an die Oberfläche oder tritt diffus als Folge von Gefällswechseln im Hang oder Ausstreichen von Verdichtungshorizonten aus.

### 3.3.1.2 Fliessprozesse im Boden

Die Beschreibung der Fliessprozesse im Boden stammt hauptsächlich aus Scherrer (1997). Hat Niederschlagswasser die Bodenoberfläche einmal überwunden und dringt in den Boden ein, kann es entweder in der Matrix gebunden werden oder sickert getrieben von der Gravitation bis zu einem allfälligen Grundwasserkörper in die Tiefe. Das Wasser bewegt sich entweder kapillar in den Poren  $<10\mu\text{m}$  oder dringt durch Makroporen nichtkapillar in den Boden ein. Als bevorzugte Fliesswege im Boden gelten Makroporen (0.01mm – 10mm), Röhren ( $>10\text{mm}$ ) und hochdurchlässige Schichten („high permeable Layers“). Letztere können für lateral wegfließendes Wasser verantwortlich sein, wenn ein gut durchlässiger Horizont über einem weniger oder nicht durchlässigen Horizont liegt.

Als „**Matrix Flow**“ wird Wasser bezeichnet, das sich kapillar durch die Poren kleiner als  $10\mu\text{m}$  bewegt. Es werden der gesättigte und der ungesättigte „Matrix Flow“ unterschieden. Die Geschwindigkeit der Wasserbewegung hängt von der Durchlässigkeit des Bodens ab, diese wiederum ist vor allem von der Körnung und der Porosität bestimmt. Bei feuchtem Boden ist die Durchlässigkeit höher als bei trockenem.

Im Untergrund angesammeltes, die Hohlräume der Lockersedimente und Gesteine füllendes Wasser speist den Grundwasserabfluss und wird als „**Groundwater Flow**“ bezeichnet. Dieser kann nur massgebend zu einem Hochwasser beitragen, wenn eine ungehinderte Verbindung zwischen der Oberfläche, dem Grundwasser und dem Vorfluter besteht.

Beim „**Macropore Flow**“ und „**Pipe Flow**“ handelt es sich um den Fluss durch Makroporen und Bodenröhren. Beide Flüsse können hochwasserrelevant sein. Der Makroporenfluss unterliegt nur der Gravitation und kann vertikal als Infiltration oder Tiefensickerung und lateral erfolgen. Die Geschwindigkeit kann bis zu 2cm/s betragen und hängt vom Aufbau des Bodens, dessen Feuchte und der Beschaffenheit der Makroporen wie Durchmesser, Kontinuität und Interaktion mit der umgebenden Matrix ab. „Pipe Flow“ entsteht wie „Macropore Flow“ auch, wenn der Niederschlagsinput grösser ist als alle Verluste an die Matrix. Der „Pipe Flow“ tritt oft an Unterhängen, Gefällsknicken und Stellen, wo ein Wechsel der Bodeneigenschaften auftritt, an die Oberfläche. Dabei handelt es sich, wie im Kapitel 3.3.1.1 beschrieben, um „Return Flow“.

Aus Fels oder schwach durchlässigen Substraten können durch Auswaschung von Feinmaterial hochdurchlässige Schichten entstehen. Im Zusammenwirken mit Hohlräumen, entstanden durch verschiedene Prozesse, vermögen diese gut durchlässigen Schichten, das Wasser schnell durch den Boden zu leiten. Dieser Fluss wird als „**Flow in high permeable Layers**“ bezeichnet und zählt, wie der vorangehend beschriebene Makroporenfluss, zu den hochwasserrelevanten Abflussprozessen.

In den Boden infiltrierte Wasser kann, sofern eine durchlässige geologische Unterlage vorhanden ist, in diese als „**Deep Percolation**“ weitersickern. Diese Art von Sickerung kann sowohl als „Matrix Flow“ als auch als „Flow along preferential pathways“ erfolgen.

Sehr wirksamer „Pipe Flow“, „Macropore Flow“ und „Flow in high permeable Layers“ wird als „Subsurface Stormflow“ bezeichnet und kann zu einer Hochwasserspitze beitragen.

### 3.3.1.3 Infiltrationsprozesse

Der Infiltrationsprozess ist für die Art des Abflusses ausserhalb des Gerinnes entscheidend. Kann ein grosser Teil eines Niederschlags in den Boden eindringen, ist dies eine wichtige Voraussetzung für Speicherung, Grundwasserabfluss und für laterale Abflussprozesse. Infiltriert wenig Wasser in den Boden, laufen vor allem Oberflächenabflussprozesse ab.

Die Infiltrationsprozesse beinhalten den „Matrix Flow“ und den „Macropore Flow“, wie sie im Kapitel 3.3.1.2 beschrieben wurden. Die Fliesswege in Makroporen, Röhren und hochdurchlässigen Schichten fördern die Infiltration, da sie die „aktive“ Oberfläche wesentlich vergrössern.

### 3.3.1.4 Prozesse des Feststoffhaushaltes in einem Wildbach

Die Geschiebedynamik in einem Wildbach wird durch verschiedene Faktoren beeinflusst:

- Reliefverhältnisse: z.B. Neigung im Einzugsgebiet und im Gerinne, Reliefenergie
- Charakteristika des Gewässernetzes: z.B. Anordnung im Einzugsgebiet, Längs-, Querprofil
- Vorkommen und Lage von Geschiebeherden: im Hang, im Gerinne, Lage im Einzugsgebiet
- Abflussverhältnisse

Es gibt verschiedene funktionale Komponenten hinsichtlich der Feststoffdynamik: Geschiebeaufbereitung, Geschiebemobilisierung wie -transport im Hang und Gerinne und die Ablagerung von Geschiebe. Aufbereitet wird Lockermaterial einerseits in Form von Jungschutt, wobei es sich um Verwitterungsmaterial handelt, das fortlaufend erneuert wird. Dies geschieht z.B. in Ablösungsgebieten von Felssturzmassen oder Steinschlag. Jungschutt ist locker gelagert, gut wasserdurchlässig und hat einen kleinen Feinanteil. Andererseits kann auch Altschutt aufbereitet werden, der heute keinen Zuwachs mehr erhält. Altschutt besteht z.B. aus eiszeitlichen Moränen, Talverfüllungen oder reliktsche Schwemm- und Schuttkegel. Er weist einen bedeutenden Anteil an verkittenden Feinkomponenten auf und ist unterschiedlich wasserdurchlässig. (Stiny, 1931)

Im Gerinne selbst wird Geschiebe entweder durch Sohlen- oder Tiefenerosion oder durch Erosion in den Nachböschungen mobilisiert. Bei der Geschiebelieferung vom Hang ins Gerinne können verschiedene Prozesse einwirken: Es liefern Rutschungen, Hangmurgänge und Sturzprozesse Material ins Gerinne, aufbereitetes Material kann aber auch durch Erosion in Runsen ins Gerinne gelangen. Schliesslich befördern auch Lawinen Feststoffe vom Hang ins Gerinne. (Spreafico et al., 1996)

Im Gerinne ist fluvialer Geschiebetrieb oder Murgang für den Transport der Feststoffe verantwortlich. Beim erstgenannten handelt es sich nach Hegg et al. (2001) um eine rollende, gleitende oder springende Verlagerung von Feststoffen entlang der Sohle eines Gerinnes. Die antreibende Kraft ist die Schleppspannung des Wassers. Murgang wird von DIN 19663 (1985) wie folgt definiert: „Muren sind eine wildbachtypische Sonderform der Hochwasserabflüsse. Sie sind Gemische aus Wasser und Feststoffen (Boden, Gesteinsschutt aller Korngrössen, Holz). Sie bewegen sich in Wildbachbetten oder Hangfurchen schnell bis sehr schnell zu Tal und erreichen den Vorfluter unmittelbar oder entmischen sich im Bereich abnehmenden Gefälles, wobei sich die Feststoffe ganz oder teilweise in Umlagerungsstrecken, auf Schwemmkegeln oder im Talboden ablagern. Muren entstehen durch starke Feststoffeinstösse, beim Durchbruch von Verklausungen oder bei Damnbrüchen“. Murgänge können einen Volumenanteil an Feststoffen zwischen 30 und 70% enthalten und zählen zu den effizientesten Massenverlagerungsprozessen in Gebirgsregionen (Spreafico et. al., 1996). Als Voraussetzung für die Entstehung von

Murgängen nennen Spreafico et al. (1996) ein grosses Schutt- und Wasserangebot sowie ein genügend grosses Gefälle.

In einem Wildbachgerinne kommt es zur Ablagerung von Feststoffen, wenn die Transportkapazität des Wassers in einem Ausmass nachlässt, dass nicht mehr alles vorher mobilisierte Material weiterbewegt werden kann. Für eine solche Verringerung der Transportkapazität kann z.B. eine Verbreiterung des Gerinnequerschnittes und damit verbunden eine abnehmende Abflusstiefe verantwortlich sein. Eine abnehmende Fliessgeschwindigkeit aufgrund einer Gefällsreduktion kann auch die Ursache für eine abnehmende Transportkapazität darstellen. Schliesslich führt auch eine Verklausung zur Ablagerung von Material. (Hegg et al., 2001)

### 3.3.1.5 Schwellenprozesse bei Hochwasserereignissen hoher Jährlichkeit

Bei der Abschätzung von Spitzenabflüssen unterschiedlicher Jährlichkeit wird von theoretischen Verteilungsfunktionen ausgegangen. Die meisten Methoden oder Modelle zur Hochwasserabschätzung gehen von einer logarithmischen Verteilungsfunktion aus. In BAFU (2007) wird festgehalten, dass robuste Statistiken für eine umfassende Gefahrenbeurteilung nicht ausreichend sind. Unter anderem aufgrund von Ereignisanalysen ist man zur Erkenntnis gelangt, dass bei Extremereignissen die Prozesse und deren Auswirkungen auf die Höhe eines Spitzenabflusses nicht entlang einer theoretischen Funktion resp. nicht proportional zunehmen. Die Autoren der Ereignisanalyse Hochwasser 2005 (BAFU, 2007) sprechen in diesem Zusammenhang von Schwellenprozessen, Prozesswechseln oder -kombinationen. Sie sind bezüglich ihrer Eintretenswahrscheinlichkeit schwer zu beurteilen und treten beim Erreichen gewisser Bedingungen im Einzugsgebiet auf. Dabei kann es sich zum Beispiel um eine überproportionale Zunahme des Abflusses handeln, der aufgrund zunehmender Wassersättigung im Untergrund auftritt oder das Überlaufen eines Karstspeichers.

BAFU (2007) hält fest, dass bisher davon ausgegangen wurde, dass steile, gebirgige Einzugsgebiete vergleichsweise wenig Wasser speichern und somit in der Regel rasch auf ein Niederschlagsereignis reagieren. Durch vertiefte Analysen konnte gezeigt werden, dass auch gebirgige Einzugsgebiete bei Hochwasser ein nichtlineares Verhalten aufweisen können: Vorerst reagieren sie gedämpft, beim Erreichen einer bestimmten Niederschlagsmenge nimmt der Abfluss jedoch rasch und überproportional zu. Diese Abflussspitzen lassen sich kaum statistisch einordnen. Die Wasserspeicherfähigkeit des Untergrundes wie des Bodens und die Abflusskoeffizienten bilden die Schlüsselfaktoren bei der Frage nach den möglichen Schwellenprozessen.

## 3.3.2 Gefahrenkartierung in der Schweiz und die Naturgefahr „Hochwasser“

Unter dem Begriff der Naturgefahren versteht die Nationale Plattform Naturgefahren PLANAT (2005) alle Vorgänge und Einwirkungen der Natur, die für den Menschen und für Sachwerte schädlich sein können. Die Tabelle 3-3 zeigt die Naturgefahren im Überblick.

Tabelle 3-3: Strukturierung und Abgrenzung der Arten von Naturgefahren (nach PLANAT, 2005)

Naturgefahren	Unterthema
Biologische	– Schädlinge – Pollen – Seuchen/Epidemien
Gravitative	– Lawinen: Schnee- und Eislawinen – Geologische Massenbewegungen: Rutschung, Steinschlag, Fels-/Bergsturz, Hangmure
Meteoritische	-
Meteorologisch-hydrologische	– Niederschlag: Starkschneefall/Schneedruck, Gewitter/Starkniederschlag – Hochwasser: statisch, dynamisch, Wildbach/Murgang – Wind/Sturm – Extremtemperaturen: Kältewelle, Trockenheit/Hitze, Wald- und Flurbrand
Radiologische	– Nichtionisierende Strahlung (v.a. UV-Strahlung) – Ionisierende Strahlung (v.a. natürliche Radioaktivität, v.a. Radonstrahlung)
Seismische	-
Vulkanische	– Eruptionen – Auswürfe (z.B. Auswirkungen in Stratosphäre)

In der Schweiz werden für die Bearbeitung von Gefahrenkarten nur alle gravitativen Naturgefahren sowie die Naturgefahr „Hochwasser“ berücksichtigt (Kipfer, 2005). Der Massstab für die kartographische Umsetzung ist in der Regel der entscheidende Indikator für den Inhalt wie die Detailschärfe einer Karte (Kipfer, 2005). Es können drei Typen von Karten bezüglich Naturgefahren unterschieden werden (vgl. Tabelle 3-4):

Tabelle 3-4: Darstellung von Naturgefahren in verschiedenen Detaillierungsstufen (Kipfer, 2005)

	Übersichtskarte	Gefahrenhinweiskarte	Gefahrenkarte
Massstab	1:100'000 bis 1:1'000'000	1:10'000 bis 1:100'000	1:2'000 bis 1:10'000
Zweck	Übersichtsdarstellung auf nationaler oder überregionaler Ebene	Erkennen und Lokalisieren von Gefahren Grundlage für Regionalplanung Grobe Erkennung von Interessenskonflikten	Analysieren und Beurteilen von Gefahren Grundlage für die Ortsplanung Grundlage für die Projektierung von Schutzmassnahmen
Inhalt	Übersichtsdarstellung über Gefährdungssituationen von einzelnen Regionen bis Gemeinden	Übersicht über die Gefährdungssituation von einzelnen Gemeindegebieten Evtl. mit Abstufung in mehrere Gefährdungsgrade	Details zu Art, räumlicher Ausdehnung und Grad der Gefährdung Detaillierte Dokumentation ist nötig
Arbeitstiefe	Sehr niedrig	Niedrig	Hoch bis parzellenscharf
Zielgruppe	Raumordnung, Politik	Regionalplanung, Wasserwirtschaft, Politik, Rückversicherer, Gesellschaft	Orts- und Bauplanung, Lokalpolitik, Erstversicherer, Notfallplanung, betroffene Bevölkerung

Im Fachbereich der Naturgefahren ist es wichtig, zwischen den Begriffen „Gefahr“ und „Risiko“ zu unterscheiden:

- Gefahr: „Zustand, Umstand oder Vorgang, aus dem ein Schaden für Mensch, Umwelt und/oder Sachgüter entstehen kann.“ (PPRS, 1993)
- Risiko: „Qualitative oder quantitative Charakterisierung eines Schadens hinsichtlich des Eintreffens und der Tragweite der Schadenswirkung.“ (PPRS, 1993)

Wie Kipfer (2005) festhält, ist nur beim Begriff „Risiko“ die Nutzung miteinbezogen. Dieser Umstand wird bei den raumplanerischen Instrumenten wie beispielsweise der Risiko- oder Gefahrenkarte wichtig. PPRS (1993) versteht unter dem Begriff des Risikomanagement „Methodik zur Gestaltung, Entwicklung und Steuerung von Systemen zur Risikoreduktion. Risikomanagement umfasst Strategien und Massnahmen, die zu einem Entscheid über den Handlungsbedarf, zu Massnahmen und zu deren Implementation und Überwachung führen.“

Für eine gesamtheitliche Sicherheitsplanung beschreibt das Bundesamt für Bevölkerungsschutz (2003) in einem Kreislauf des Integralen Risikomanagements verschiedene Stufen, die idealerweise durchlaufen werden sollten (Abbildung 3-4).

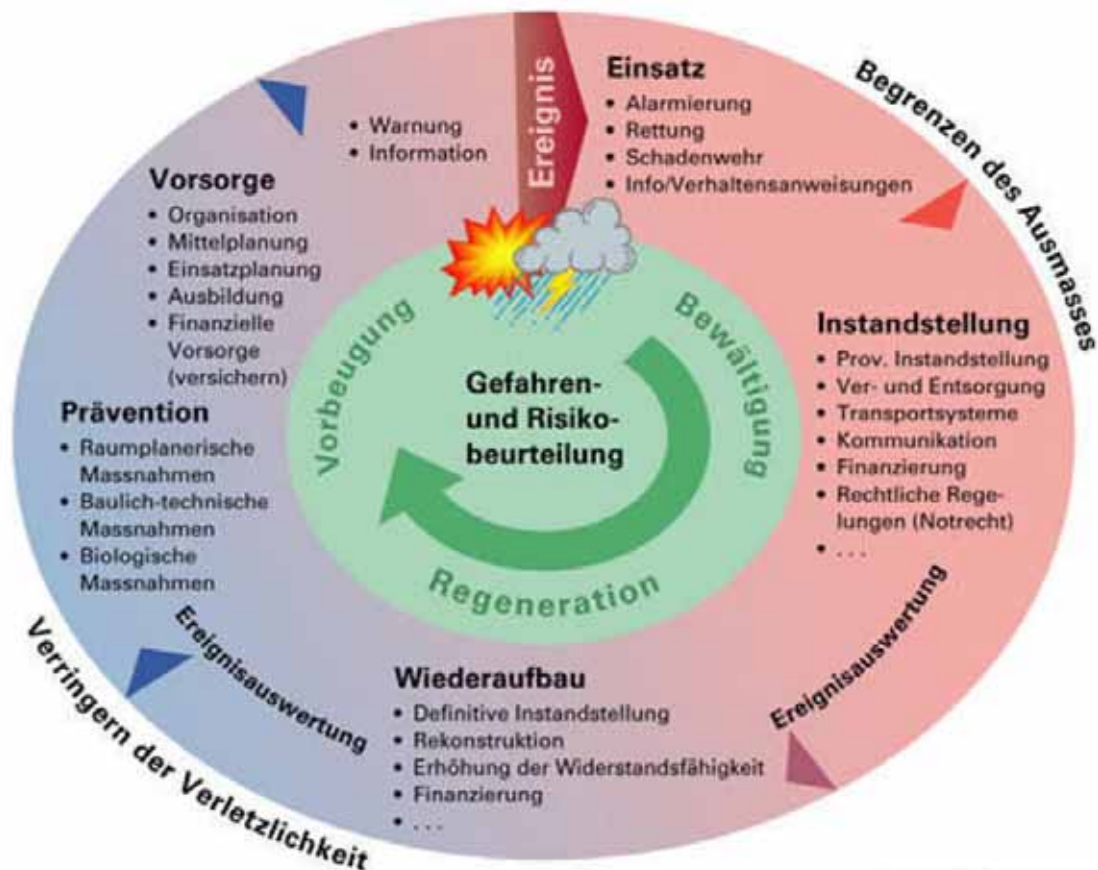


Abbildung 3-4: Integrales Risikomanagement (Bundesamt für Bevölkerungsschutz, 2003)

Nimmt eine Person oder eine Gesellschaft eine Aktivität auf oder erweitert sie, wie etwa mit der Umnutzung von Land oder einer Bautätigkeit, sollten vorab die Chancen und Risiken abgeklärt werden, die von der Aktivität ausgehen könnten. Es darf danach nicht nur das Potential ausgehend von der genannten Aktivität im Vordergrund stehen, sondern es müssen auch potentiell vorhandene Gefahren und Risiken abgeklärt und in die Aktivität einbezogen werden. Es gehören neben den Naturrisiken auch die technischen oder gesellschaftlichen Risiken dazu. Die Vorgehensweise sollte demnach mit einer umfassenden Risikobeurteilung beginnen. (Kipfer, 2005)



Die im vorangehenden Abschnitt diskutierten Massnahmen können der Vorsorge und Prävention im Kreislauf des Integralen Risikomanagement zugeordnet werden. Wie Kipfer (2005) bemerkt, handelt es sich beim im oberen Abschnitt beschriebenen Vorgehen um eine Idealvorstellung, denn in der Realität beginnt der Kreislauf auch heute noch vielerorts mit einem „unerwarteten“ Ereignis, auf das man besser oder schlechter vorbereitet ist. Es folgt darauf der Einsatz, die Instandstellung und schliesslich der Wiederaufbau (Abbildung 3-4).

In der Phase der Bewältigung und Regeneration wird wieder zum „Alltag“ übergegangen. Dabei ist wichtig, dass aus gemachten Fehlern gelernt wird, um diese bei einem nächsten Ereignis nicht zu wiederholen. Damit schliesst sich der der Kreislauf. Die Übergänge im Kreislauf sind fließend und sollten sich überlappen. (Kipfer, 2005)

Um die abgelaufenen Ereignisse zu verstehen, daraus für die Zukunft zu lernen oder um nach einem Ereignis den Ablauf zu analysieren kann eine Dokumentation des Ereignisses von grossem Nutzen sein. Eine Grundlage dafür bietet beispielsweise DOMODIS (Documentation of Mountain Desasters) (Hübl et al., 2006). DOMODIS dient der Dokumentationsarbeit während oder unmittelbar nach einem Ereignis. Es werden primär die Aufnahme des abgelaufenen Naturprozesses durchgeführt und sekundär die vom Ereignis verursachten Schäden aufgenommen (Hübl et al., 2006). Im Kreislauf des Integralen Risikomanagements wird die Arbeit mit DOMODIS der Bewältigung und Ereignisauswertung zugeordnet.

Der in der Abbildung 3-4 dargestellte Kreislauf bewegt sich in zwei Dimensionen und bildet einen endlosen Kreislauf. Verbesserungen oder Verschlechterungen im Schutzniveau oder Änderungen in der Risikobewertung können darin nicht abgebildet werden. Aus diesem Grund wurde der Kreislauf zu einem Kegel weiterentwickelt. Der Standort auf dem Risikomanagement-Kegel bestimmt die Höhe des Schutzniveaus. Diese Höhe ist relativ, gebietspezifisch und auf den Zeitraum der Betrachtung bezogen. Durch eine Verbesserung des Schutzniveaus wird eine höhere Ebene erreicht, bei einer Verschlechterung fällt man eine Ebene tiefer. Die Kegeloberfläche oberhalb des momentanen Schutzniveaus entspricht dem Restrisiko. Wird das Schutzniveau angehoben, verkleinert sich das Restrisiko. Der Begriff Restrisiko umfasst sämtliche Risiken, gegenüber denen nur beschränkter oder gar kein Schutz besteht. Es wird auch mit einer Notfallplanung nicht vollständig zu beseitigen sein. (Kipfer, 2005)

### 3.3.2.1 Die Naturgefahr „Hochwasser“

Diezig (2006) typisiert sechs verschiedene Hochwassertypen: Schauer-Hochwasser, Kurzregen-Hochwasser, Dauerregen-Hochwasser, Regen-auf-Schnee-Hochwasser, Schneeschmelz- und Gletscherschmelz-Hochwasser. Als Ursprung für Hochwasser stehen daher hauptsächlich Niederschläge. Es gibt zwei Ausnahmen: einerseits die Hochwasser, die durch Schmelzprozesse verursacht werden und andererseits Flutwellen, die durch Massenbewegungen oder Dammbruch ausgelöst werden. Wie sein Auslöser können auch Hochwasser kurz und intensiv oder lang anhaltend und weniger scharf ablaufen. Das Entstehungsgebiet für Hochwasser liegt bei kleinen Einzugsgebieten meist in unmittelbarer Nähe zum Wirkungsgebiet. Aus diesem Grund sind die Vorwarnzeiten meist sehr kurz und betragen in Wildbacheinzugsgebieten meist weniger als 30 Minuten.

Wie in der Tabelle 3-3 dargestellt, kann die Hochwassergefahr in drei Bereiche eingeteilt werden. Kipfer (2005) beschreibt diese wie folgt:

- Statische Überschwemmung: Das Wasser fliesst, wenn überhaupt, langsam; Pegel, auch ausserhalb des Gewässers, steigen in der Regel gemächlich. Die statische Überschwemmung findet vor allem entlang von Seen oder grösseren Flüssen statt. In der Schweiz sind sie für Personen kaum gefährlich, können jedoch hohe Sachschäden verursachen.
- Dynamische Überschwemmung: Neben der Überschwemmungstiefe ist hier die Fliessgeschwindigkeit die entscheidende Grösse. Die dynamische Überschwemmung tritt im geneigten Gelände entlang von Fliessgewässern auf. Im flachen Gelände kann sie im Bereich von Verengungen oder bei Damnbrüchen zu einer hohen Dynamik führen. Neben der Überschwemmungsgefährdung kann auch Erosion auftreten. Ferner können mitgeführte Feststoffe (Geschiebe, Holz) insbesondere bei Engrissen oder Durchlässen rasch zu Problemen führen. Entscheidend für die Schäden ist der Strömungsdruck (Produkt aus mittlerer Fliessgeschwindigkeit und Wassertiefe). Dynamische Überschwemmungen können in der Schweiz v.a. hohe Sachschäden aber auch Personenschäden verursachen. Dies gilt insbesondere, wenn die Intensität des Prozesses hoch und die Vorwarnzeit kurz ist.
- Wildbach/Murgang: Der Prozess erreicht durch hohe Fliessgeschwindigkeiten und wegen der mittransportierten Feststoffe sehr hohe Intensität. Bei Murgängen kann der Volumenanteil an Feststoffen zwischen 30 und 70% betragen (BWW, 1997). Diese hohe Intensität, zusammen mit der grossen Erosionskraft und den mächtigen Ablagerungen von Feststoffen kann sehr hohe Schäden bei Personen und Sachwerten verursachen. Aufgrund der üblicherweise kleinen Einzugsgebiete ist die Vorwarnzeit zudem meist sehr kurz.

Die Tabelle 3-5 zeigt die Kriterien, mit welchen die Intensitäten für Hochwassergefahren in der Schweiz bestimmt werden. Überschwemmungstiefen von <0.5m können mit verhältnismässig einfachen Mitteln abgehalten werden. Hingegen gilt eine Tiefe von >2m als lebensgefährlich und eine Abwehr ist kaum mehr möglich. Bei einer Übermuerung liegen aufgrund der hohen Dichte des Gemisches aus Wasser, Schlamm und Geröll die entsprechenden Grenzwerte tiefer. Zudem existiert bei der Übermuerung keine „schwache Intensität“. (Kipfer, 2005)

Tabelle 3-5: Richtwerte für die Intensitäten zwecks der Abgrenzung von Gefahrenstufen in der Schweiz (e = mittlere Mächtigkeit der Abtragung; h = Wassertiefe bzw. Mächtigkeit der Murgang-Ablagerung; v = Fliessgeschwindigkeit des Wassers bzw. Murgangs) (BWW, 1997)

Intensität	Überschwemmung	Ufererosion	Übermuerung
<b>schwach</b>	h < 0.5m oder v*h < 0.5m <sup>2</sup> /s	e < 0.5m	-
<b>mittel</b>	2m > h > 0.5m oder 2m <sup>2</sup> /s > v*h > 0.5m <sup>2</sup> /s	2m > e > 0.5m	h < 1m oder v < 1m/s
<b>stark</b>	h > 2m oder v*h > 2m <sup>2</sup> /s	e > 2m	h > 1m oder v > 1m/s

Der Mensch sucht seit jeher gezielt die Nähe zum Wasser als Siedlungsraum. Im Alpenraum liegen viele Dörfer auf Wildbachkegeln, weil dort Überschwemmungen im Vergleich zu den Talböden seltener waren. Bis Mitte des 19. Jahrhunderts schützte man sich durch angepasste Nutzung und durch Ausweichen auf sichere Standorte vor Hochwasser. Nach der Einführung

des technischen Hochwasserschutzes gingen das Interesse und in der Folge auch das Wissen um angepasste Nutzungen und Bauweisen aber oft verloren. (BWG, 2004)

Will man sich vor Hochwasser schützen, stehen heute verschiedene Massnahmen zur Verfügung. Böhm et al. (2002) unterscheiden folgende Handlungsfelder:

- Sicherung und Erweiterung von Retentionsräumen: z.B. Ausscheiden von Überschwemmungsgebieten, Deichrückverlegung, Vertiefung von Retentionsräumen
- Rückhalt in der Fläche: z.B. Regenwasserbewirtschaftung, Begrenzung der Versiegelung, Beeinflussung der Landnutzung, Renaturierung der Gewässer
- Minimierung des Schadenpotentials: z.B. Raumnutzungssteuerung, Bauvorsorge, Schaffung von Problembewusstsein, Hochwasservorhersage, -warnung
- Technischer Hochwasserschutz: z.B. Deiche, Dämme, Hochwasserschutzmauern, Rückhaltebecken, Talsperren

Wie die Auflistung zeigt, gibt es nicht DIE Hochwasserschutzmassnahmen, sondern sie müssen jeweils den vorliegenden Situationen angepasst werden. In Wildbacheinzugsgebieten können gefährdete Objekte vor allem durch Lenken des Wassers geschützt werden. Zudem kann mit einer Verteilung des Abflusses auf die Fläche die Energie gebrochen und damit die Gefährdung für Personen und Gebäude reduziert werden. (BWG, 2004b)

Insbesondere in Wildbacheinzugsgebieten können zusätzlich zu Hochwassern Interaktionen mit gravitativen Naturgefahren (z.B. Rutschungen) zu einer Erhöhung des Gefahrenpotentials führen. Dadurch können beispielsweise das Feststoffangebot beträchtlich erhöht oder gar kurzfristige Rückstaueffekte und anschliessende Durchbrüche provoziert werden. (Kipfer, 2005)

### 3.3.3 Bodenhydrologie

In diesem Unterkapitel werden bodenhydrologische Aspekte näher erläutert, dabei geht es hauptsächlich um die Interaktion von (Niederschlags-)Wasser und dem Medium Boden. Es folgen Ausführungen zum Porensystem des Bodens und zum Bodenwasser. Schliesslich wird die Theorie der kinematischen Wellen erläutert.

#### 3.3.3.1 Das Porensystem im Boden und das Bodenwasser

Boden ist ein über einen langen Zeitraum gewachsenes strukturiertes Medium, welches hauptsächlich durch die drei Phasen Festsubstanz, Bodenwasser und Bodenluft aufgebaut ist. Das enge Zusammenspiel dieser drei Phasen ist die Ursache unterschiedlicher Charakteristika verschiedener Böden. Ein intaktes Porensystem, mit der Fähigkeit Wasser und Nährstoffe zu speichern, ist sowohl für Pflanzen und Tiere als auch für die Zwischenspeicherung von Niederschlagswasser wichtig. (Gisi et al., 1997)

Im Hohlraumssystem des Bodens unterscheidet man Primär- und Sekundärporen. Erstere sind gegeben durch die Körnung der Matrix, letztere sind im Verlauf der Bodenentwicklung gebildet worden. Bei den Primärporen werden anhand der Grösse drei Klassen unterschieden: Grobporen ( $>50\mu\text{m}$ ), Mittelporen ( $0.2 - 50\mu\text{m}$ ) und Feinporen ( $<0.2\mu\text{m}$ ). Die groben Poren binden Wasser nur schwach und werden in Böden ohne Stauschicht durch die Gravitation leicht drainiert. Ihre Hauptaufgabe liegt in der Durchlüftung des Bodens. Sie sind die einzige Klasse der Poren, die durch Wurzeln erschlossen werden können. Mittelporen können lediglich von Wurzelhaaren und Mikroorganismen erschlossen werden. Sie speichern kapillares Wasser, das durch Pflanzenwurzeln aufgenommen werden kann. In den Feinporen hingegen ist Wasser so stark gebunden, dass es von den meisten Pflanzen nicht mehr verwertbar ist. Unter humidem

Klima sind sie praktisch immer wasserführend. Bei den Sekundärporen handelt es sich um Schrumpf-, Schwundrisse, Wurzelkanäle sowie um Gänge und Kammern der bodenbewohnenden Tiere. Da die Sekundärporen im Vergleich mit den Primärporen den grösseren und konstanteren Durchmesser aufweisen, weniger gewunden sind und meist in vertikaler Richtung verlaufen, sind es genau sie, die für den Transport des Niederschlagswassers entscheidend sind. Die Sekundärporen sind weniger stabil als die Primärporen, da sie dem dynamischen Wechsel zwischen strukturbildenden und -zerstörenden Prozessen unterworfen sind. (Gisi et al., 1997)

Die Grobporen können weiter unterteilt werden. Scherrer (1997) unterscheidet sie in Makroporen und Pipes, wobei letztere einen Durchmesser von  $>10\text{mm}$  aufweisen. Die Entstehung von Pipes kann zurückgeführt werden auf die Auswaschung von Feinmaterial, auf abgestorbene und verwesene Wurzeln sowie Hohlräume, wie sie von Tieren (z.B. Mäusen) verursacht werden. Eine festgelegte Grenze zwischen Makroporen und Pipes ist nicht definiert. In anderen Arbeiten als bei Scherrer (1997) werden die Pipes zu den Makroporen gezählt. (Scherrer, 1997)

Als Bodenwasser wird jene Wassermenge definiert, die durch Trocknen bei  $105^{\circ}\text{C}$  aus dem Boden ausgetrieben werden kann. Niederschläge, Grundwasser und in einem geringem Ausmass Kondensation aus der Atmosphäre speisen das Bodenwasser. Der Begriff Bodenwasserhaushalt fasst die jahreszeitlich unterschiedlichen Wasserzufuhren und -verluste in einem Boden zusammen. (Scheffer und Schachtschabel, 2002)

Das durch die Vegetationsdecke auf die Bodenoberfläche gelangte Niederschlagswasser fliesst entweder oberflächlich ab oder infiltriert unter Einwirkung der Schwerkraft oder der Kapillarität in den Boden. Ist die Schwerkraft die treibende Kraft, spricht man von Sickerwasser, das schliesslich als Grund- oder Stauwasser endet. Das entgegen der Schwerkraft zurückgehaltene und im Boden verbleibende Wasser wird Bodenfeuchte oder Haftwasser genannt. Es trägt entscheidend zur Speicherung und Bewegung des Wassers im Boden bei. Fällt der Niederschlag jedoch auf trockenen Boden, kommt es nicht zur sofortigen Infiltration, da die Bodenoberfläche im Verlauf der Austrocknung Wasser abstossend geworden ist. Sie erlangt ihre Benetzbarkeit durch den Kontakt mit Wasser wieder. Darauf erreicht die Infiltrationsrate in der Regel ein Maximum und geht bei anhaltender Wassernachlieferung auf ein Gleichgewicht zu. Übersteigt die Wasserzufuhr an der Bodenoberfläche das Infiltrationsvermögen, fliesst der Überschuss als Oberflächenwasser ab. Das Infiltrationsvermögen eines Bodens steht in Wechselwirkung mit der Textur. Verschlämmen, Verkrusten oder Verdichten der Bodenoberfläche kann die Infiltration hemmen. (Gisi et al., 1997)

Von einer wassergesättigten Zone wird gesprochen, wenn in einem bestimmten Bereich alle Poren mit Wasser gefüllt sind. Bei einer teilweisen Sättigung bezeichnet man den Zustand als wasserungesättigt. Hier verhindern verschiedene Bindungskräfte das Absickern des Wassers. Damit Haftwasser entstehen kann, sind hauptsächlich zwei Bindungskräfte verantwortlich: Adsorptionskräfte vermögen an die Oberfläche von Mineralpartikeln im Boden, einen Film an Wassermolekülen zu binden, und dank der Kapillarität bilden sich in den Kapillaren Menisken aus, welche das Wasser ebenfalls festhalten. (Hartge und Horn, 1991; Scheffer und Schachtschabel, 2002)

Anthropogen wird der Boden und damit der Bodenwasserhaushalt massgebend von der Nutzungsart (z.B. Beweidung, Ackerbau, Forstwirtschaft) beeinflusst. Dabei wird auf das Mikrorelief an der Bodenoberfläche, das Porensystem in den obersten Bodenschichten und die Belegung durch Bodentiere eingewirkt. Zudem kann beispielsweise eine intensive Beweidung zu vermehrter Erosion der obersten Bodenschicht führen. Schliesslich sind Auswirkungen auf den Bodenwasserhaushalt durch anthropogene Eingriffe wie etwa grossräumige Abholzungen möglich.

### 3.3.3.2 Theorie der kinematischen Wellen

Frühere Modelle für die Art der Sickerung im Boden gingen von homogenen und nicht strukturierten Böden aus, wie auch Darcy (1856) Mitte des 19. Jahrhunderts und Richards (1931) in den 30er Jahren des 20. Jahrhunderts. Die von ihnen formulierten Gesetze hielten hauptsächlich fest, dass die Voraussetzung für Fliessprozesse von Wasser im Boden vor allem durch das Kapillarpotential und durch die Schwerkraft beeinflusst sind. Diese Annahme führte zu einem langsam ablaufenden Diffusionsprozess. Die Modelle von Darcy (1856) und Richards (1931) bilden die Basis für die Grundvorstellungen der klassischen Bodenphysik. Es können jedoch mit diesen Modellen nicht alle im Boden auftretenden Wasserflüsse erfasst werden. Neben den langsam ablaufenden Sickerungsprozessen können speziell bei intensiven Niederschlägen im Boden schnell ablaufende Wasserflüsse auftreten, die mit den oben genannten Modellen nicht beschreibbar sind. Seit den 80er Jahre des letzten Jahrhunderts werden die Modelle von Darcy (1856) und Richards (1931) für die allgemeine Sickerung durch die Theorie der präferenziellen Sickerung ergänzt. Sie beschreiben die Wassersickerung im Boden, die in der Grössenordnung von Stunden auftritt und sich hauptsächlich in den Grobporen des Bodens abspielen. (Schütz, 2000)

Die Theorie der kinematischen Wellen beschreibt das Vordringen von Wasser im Boden in verschiedenen Tiefen vor, während und nach einem Niederschlagsereignis. Es werden grundsätzlich zwei Arten von Wasserflüssen unterschieden: die präferenzielle Sickerung und der Fluss in der Matrix. Letzterer wird vom Kapillarpotential dominiert und läuft in den Poren  $<10\mu\text{m}$  ab. Es handelt sich um eine reversible Diffusion des Kapillarpotentials. Die präferenzielle Sickerung hingegen ist eine irreversible Dissipation von Impulsen und wird von der Gravitation dominiert. Dabei handelt es sich um einen kurzfristig auftretenden mobilen Wassergehalt im Boden, der relativ schnell durch die Gravitation getrieben in den Grobporen in die Tiefe wandert. Längerfristig werden die Wasserflussprozesse im Boden durch die Kapillarkräfte dominiert. Dank der Theorie der kinematischen Wellen kann die präferenzielle Sickerung von der allgemeinen unterschieden werden. Damit präferenzielle Sickerung auftreten kann, müssen folgende Voraussetzungen erfüllt sein: Über grössere Strecken vorhandene Makroporen, ein minimaler Wassergehalt und eine minimale Infiltrationsrate. (Germann, 1999)

Um präferenzielle Sickerung künstlich zu erzeugen, wird auf einen Boden ein Starkniederschlag aufgetragen. Das Wasser fliesst als Feuchtefront von der Bodenoberfläche durch die Grobporen in die Tiefe. Je nach Eigenschaften des Porensystems, beispielsweise wie stark die Poren zusammenhängen oder die Ausprägung des Systems, wandert die Front unterschiedlich schnell in die Tiefe. Läuft die Feuchtefront bei einer Time-Domain-Reflectometry-Sonde (TDR) (Kapitel 3.3.3.4) vorbei, registriert diese einen rasch ansteigenden Wassergehalt. Mit dem Ende der künstlichen Beregnung fehlt der Wassernachschub, und es bildet sich eine Entwässerungs- oder Drainagefront. Die TDR-Sonden sind in unterschiedlicher Bodentiefe installiert und zeichnen bei präferenzieller Sickerung eine charakteristische Kurve auf, wie sie in der Abbildung 3-5 dargestellt ist. (Germann, 1999)

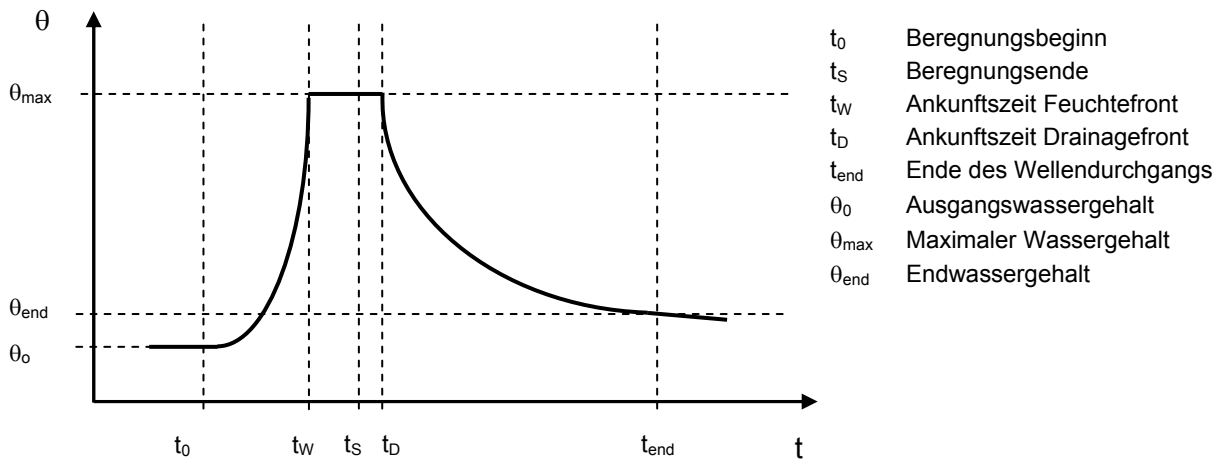


Abbildung 3-5: Schematische Darstellung der charakteristischen Wassergehaltskurve bei präferenzzieller Sickerung ausgelöst durch künstliche Beregnung (Dobmann, 2002)

Die künstliche Beregnung beginnt beim Zeitpunkt  $t_0$  und endet bei  $t_s$ . Die Feuchtefront bildet sich an der Bodenoberfläche und wandert durch die Grobporen in die Tiefe. Je tiefer die TDR-Sonde liegt, desto mehr Zeit vergeht, bis die Front die Sonde erreicht. Der Ausgangswassergehalt  $\theta_0$  steigt bei der Ankunft der Feuchtefront zum Zeitpunkt  $t_w$  stark an und erreicht ein Maximum ( $\theta_{max}$ ). Dieses bleibt so lange erhalten, bis nach Beregnungsende die Drainagefront die Sonde zum Zeitpunkt  $t_D$  erreicht hat. Nach dem Durchgang der Entwässerungsfront nimmt der Wassergehalt langsam ab und erreicht den Endstand  $\theta_{end}$  bei Beobachtungsende.

Für eine formale Beschreibung der Theorie der kinematischen Wellen wird auf Germann (1999), Schütz (2000) oder Jäggi (2001) verwiesen.

### 3.3.3.3 Typisierung der mit künstlicher Beregnung erzeugten Wassergehaltskurven

Künstliche Beregnungen führen je nach Durchlässigkeit und Sättigung des Bodens zu unterschiedlichen von TDR-Sonden aufgezeichneten Kurvenformen. Diese Kurven können nach Germann (1999) in fünf Typen eingeteilt werden:

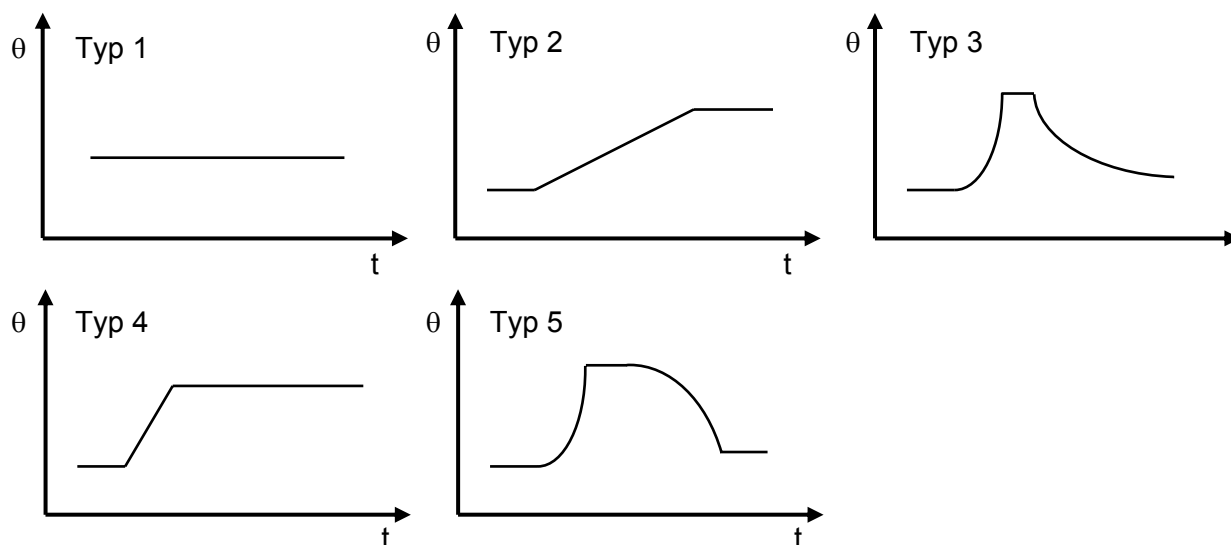


Abbildung 3-6: Fünf Typen von Wassergehaltskurven erzeugt durch künstliche Beregnung (nach Germann, 1999)

Der Typ 1 beschreibt die „**stationäre Sickerung**“. Der Wassergehalt in einer bestimmten Bodentiefe ändert sich nicht signifikant. Die Infiltrationsfront ist nicht bis zur Sonde vorgestossen oder der Boden war bereits vor der Beregnung wassergesättigt. Das Wasser wurde am präferenziellen Fließen gehindert, weil es oberhalb der Sonde kapillar festgehalten wurde oder weil eine weniger durchlässige Schicht ohne Makroporen, oberhalb der Sonde liegt. Eine präferenzielle Sickerung ist eher auszuschliessen. (Germann, 1999)

Die Kurve des „**Matrixflusses**“ (Typ 2) weist eine stetige Zunahme des Wassergehalts bis zu einem konstanten Endwert auf, wobei das Ansprechen bei Beregnungsbeginn stark verzögert ist. Der Endwert liegt deutlich höher als der Ausgangswert und ist während mindestens der fünffachen Beregnungsdauer konstant. Das bis zur Sonde vorgedrungene Wasser wurde von der Matrix absorbiert, unabhängig von der Art der Sickerung. Eine präferenzielle Sickerung ist eher auszuschliessen. (Germann, 1999)

Beim Typ 3 handelt es sich um den „**typischen Makroporenfluss**“. Der Wassergehalt steigt schnell auf ein kurz andauerndes konstantes Maximum und sinkt nahezu gleich schnell mit konkavem Kurvenverlauf. Der Endwert liegt zwischen dem Anfangswert und dem Maximum. Die Kurve steht für eine rasche Füllung der groben Poren, die sich nach Abschluss der Infiltration ziemlich rasch wieder entleeren. Dieses Verhalten wird als wellenartiger Durchgang einer Wasserfront angesehen und gilt als typische Erscheinung präferenzieller Sickerung. (Germann, 1999)

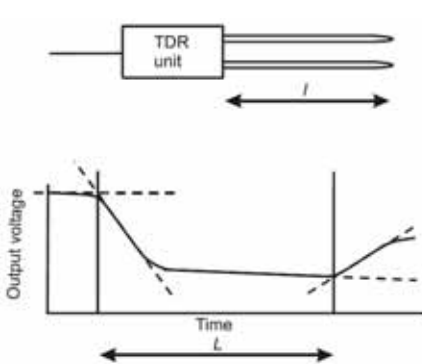
Der Typ 4 beschreibt den „**gehemmten Makroporenfluss**“ und gleicht stark dem Typ 2, läuft jedoch wesentlich schneller ab. Der gehemmte Makroporenfluss ist während einer Beregnung in verschiedenen Tiefen des Profils beobachtbar. Diese Art der Sickerung kommt vor allem in Pseudogleyen vor und wird ebenfalls als typische Erscheinung präferenzieller Sickerung betrachtet. (Germann, 1999)

Ebenfalls als „**gehemmter Makroporenfluss**“ wird der Typ 5 bezeichnet. Die Wassergehaltskurve gleicht der des Typs 3, zeigt aber nach dem Erreichen des Maximums einen konvexen Kurvenverlauf. Die Welle wird von einer unterhalb der Sonde liegenden Schicht behindert und drainiert seitlich weg. Dieses Verhalten ist nur unter den Bedingungen einer künstlichen Beregnung auf eine eng begrenzte Fläche zu beobachten. Diese Art der Sickerung wird ebenfalls als eine typische Erscheinung von präferenzieller Sickerung betrachtet. Unter natürlichen Niederschlagsbedingungen mit grossflächiger Infiltration würde das Wasser entweder oberflächennah

und lateral abfließen oder zu vollständiger Sättigung des Bodens und Oberflächenabfluss führen. (Germann, 1999)

### 3.3.3.4 Messung vom Bodenwassergehalt mittels Time Domain Reflectometry (TDR)

Das Prinzip der TDR-Methode basiert auf der Messung der Zeit, die eine elektromagnetische Welle in einem Medium für eine bestimmte Strecke braucht. Die Sondenstäbe dienen als Leiter, und der Boden dazwischen stellt das dielektrische Medium dar. Entlang der Sondenstäbe werden aus dem Sondenkopf Impulse ausgesendet, die am Ende der Stäbe reflektiert werden und wieder zurück laufen. Die Zeit, die dabei verstreicht, wird aufgezeichnet. Je höher die Dielektrizitätskonstante des Mediums ist, umso langsamer laufen darin die Wellen. Weil diese Konstante bei Wasser sehr viel höher ist als bei den meisten anderen Medien, läuft eine elektromagnetische Welle in einem nassen oder feuchten Medium markant langsamer, als im selben Medium in trockenem Zustand. Die Ionenleitfähigkeit beeinflusst dabei nur die Amplitude des Signals, jedoch nicht deren Laufzeit. Aufgrund dieser Tatsachen kann der Feuchtegehalt des Bodens anhand der Laufzeit entlang einer bekannten Sondenstablänge ermittelt werden. (nach Alaoui, 2005)



Das aufgezeichnete Signal, welches durch das Laufen des Impulses entlang der Sondenstäbe entsteht, hängt von der Geschwindigkeit des Fortschreitens des Impulses und der Stablänge ab (Abbildung 3-7). Die Zeit, die der Impuls braucht, um entlang des Sondenstabes hin und zurück zu laufen, ist proportional zu Länge L in der aufgezeichneten Wellenform (Abbildung 3-7). Die Länge L kann mit folgender Formel berechnet werden:

$$L = 2 * l \tag{Formel 3-1}$$

Dabei steht l für die Länge der Sondenstäbe.

Abbildung 3-7: Zusammenhang der Sondenstablänge und der Wellenform beim TDR-Messprinzip (Alaoui, 2005)

Die Geschwindigkeit hängt, wie oben beschrieben, von der Dielektrizitätskonstante des umgebenden Mediums ab. Alaoui (2005) beschreibt den mathematischen Zusammenhang der verschiedenen Größen mit der folgenden Formel:

$$\epsilon_c = \left( \frac{c * t}{2 * l} \right)^2 \quad \text{oder} \quad t = \frac{2 * l * \sqrt{\epsilon_c}}{c} \tag{Formel 3-2}$$

- $\epsilon_c$  Dielektrizitätskonstante des Bodens [ ]
- c Lichtgeschwindigkeit ( $= 3 * 10^8$ ) [m/s]
- t Zeit, die verstreicht, bis Impuls entlang der Sondenstäbe hin und zurück gelaufen ist [s]
- l Länge der Sondenstäbe [m]

Der Zusammenhang zwischen der Dielektrizitätskonstante und des Wassergehalts des Bodens wurde von verschiedenen Autoren beschrieben, so beispielsweise von Topp et al. (1980). Es stehen dadurch verschiedene Kalibrierfunktionen zur Verfügung. Der Output der Messung mit den in der vorliegenden Studie verwendeten TDR-Sonden des Typ CS615 von Campbell Scientific Inc. (1998) ist eine Zeit in ms. Im Manual werden Kalibrierungsformeln angegeben, um aus dieser Zeit einen volumetrischen Wassergehalt zu berechnen.



### 3.3.4 Hochwasserabschätzung im Allgemeinen

Die Disziplin „Wasserbau“ bearbeitet die Hochwasserbemessung einschliesslich der Risikoüberlegung und der Massnahmenplanung. Doch damit eine Bemessung vorgenommen werden kann, muss vorab eine Hochwasserabschätzung realisiert werden, wobei der Fachbereich Hydrologie zum Tragen kommt. Die Hochwasserabschätzung wird unter Anwendung von verschiedenen Modellen durchgeführt, die teilweise in Softwarepaketen implementiert sind. Bei einer Hochwasserabschätzung können verschiedene Zielgrössen abgeschätzt werden: Anstiegszeit, Spitzenabfluss, Dauer des Ereignisses, Abflussvolumen und weitere. In der Praxis steht der Spitzenabfluss jedoch meist im Fokus, hierfür sind auch die meisten Modelle verfügbar. Eine kleinere Anzahl von Abschätzmethoden erlauben das Design eines (Hochwasser)-Hydrographen oder die Quantifizierung der Hochwasserfracht. (Spreafico et al., 2003)

Für Hochwasserabschätzungen werden verschiedene Methoden eingesetzt. Die Auswahl eines Verfahrens hängt nicht nur von der Einzugsgebietsgrösse ab, sondern auch von der verfügbaren Datenlage bezüglich Abfluss und Niederschlag sowie der Kenntnis über die ablaufenden Prozesse in einem Gebiet. Die Methoden zur Hochwasserabschätzung lassen sich in drei Gruppen einteilen: Extremwertstatistik, Regionalhydrologische Ansätze und die Niederschlag-Abfluss-Modellierung. In den folgenden Unterkapiteln werden die drei Gruppen näher erläutert und die jeweiligen Vor- und Nachteile angesprochen. Zusätzlich illustriert die Abbildung 3-8 die jeweiligen Vorgehensweisen.

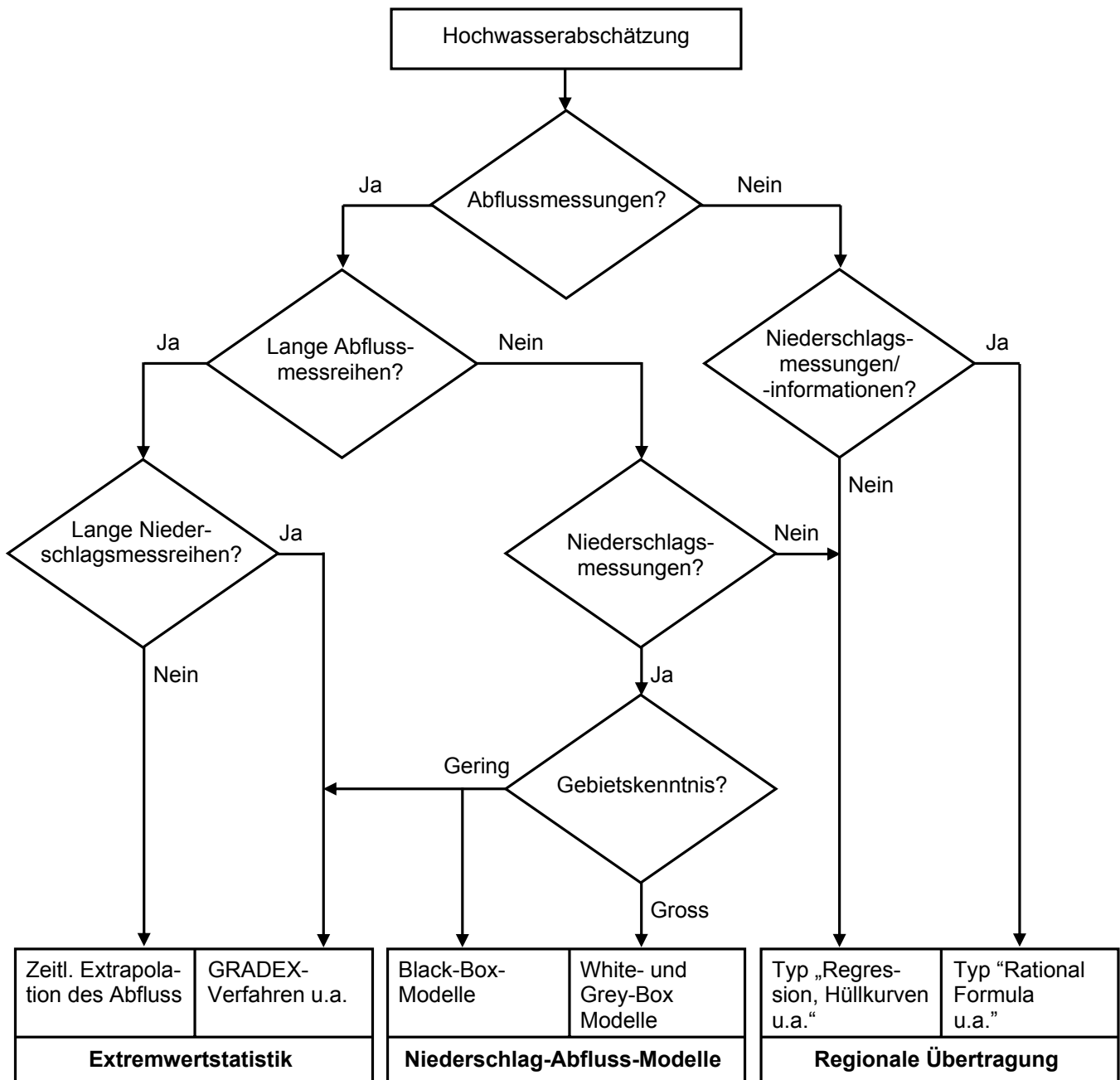


Abbildung 3-8: Entscheidungsbaum zur Hochwasserabschätzung (nach Spreafico et al., 2003)

### 3.3.4.1 Extremwertstatistik

Liegen in einem Gebiet langjährige Abflussmessreihen vor, kann zur Hochwasserabschätzung auf die Extremwertstatistik zurückgegriffen werden. Sie ist ohne grösseren Aufwand einsetzbar und gut etabliert. Es wird jedoch nicht auf die Abflussprozesse eingegangen, die sich auch während eines Ereignisses ändern können. Zudem hat die Entstehungsgeschichte eines Hochwassers keinen Einfluss auf die abgeschätzten Werte. Hier können Analysen von Ereignistypen, wie sie beispielsweise Merz (2002) oder Diezig (2006) vorschlagen, eine gewisse Annäherung an das Prozessverständnis gewähren. Für die Auswahl der geeigneten Extremalverteilungen und Parameterabschätzmethode bestehen Unsicherheiten. Die Berücksichtigung von Extremen in den Niederschlagsverhältnissen oder der Einbezug von vertrauenswürdigen historischen

Hochwasserereignissen können die Aussagekraft einer Hochwasserabschätzung mit Extremwertstatistik steigern. (Viviroli, 2007; Spreafico et al., 2003)

Das Wiederkehrintervall für einen Spitzenabfluss abgeschätzt mit Extremwertstatistik wird allgemein auf das Dreifache der Messdauer angegeben (DVWK, 1999; Software HQ-Ex (Wasy, 1997)). Das heisst, dass für die zuverlässige Abschätzung beispielsweise eines  $HQ_{100}$  eine Messreihe von mehr als 33 Jahren vorliegen sollte.

Die praktische Anwendung sieht vor, der empirischen Verteilung der Messwerte eine theoretische Verteilungsfunktion anzupassen. Bei den Messwerten handelt es sich meist um Jahreshöchstwerte oder um eine partielle Serie (Messwerte über einer bestimmten Schwelle). (Spreafico et al., 2003)

Das GRADEX-Modell beruht auf der Annahme, dass jedes Einzugsgebiet einen durchschnittlichen Sättigungspunkt aufweist. Ist dieser erreicht, sind die Steigungen der Verteilungsfunktionen für den mittleren Abfluss und für den Niederschlag gleich gross. Die Methode erlaubt das Ersetzen einer Hochwasserhäufigkeitsverteilung durch eine Niederschlagsverteilung für einen bestimmten Zeitraum (Webworld.unesco.org, 2008). Liegt also eine lange Messreihe des Niederschlages vor, kann aus kurzen Abflussmessreihen der Informationsgewinn gesteigert werden. (Spreafico et al., 2003)

#### 3.3.4.2 Niederschlag-Abfluss-Modelle

Der DVWK (1999) definiert die hier vorgestellten Modelle wie folgt: „Hydrologische Niederschlag-Abfluss-Modelle beschreiben die kausalen Zusammenhänge zwischen Niederschlag und Abfluss mathematisch und dienen zur Ermittlung der Abflüsse aus einem Einzugsgebiet. Das Ziel der Modellanwendung ist vor allem, aus vorgegebenen Niederschlagsereignissen die resultierenden Hochwasserganglinien zu berechnen“ (DVWK, 1999).

Die Niederschlag-Abfluss-Modelle simulieren die Hydrologie eines Einzugsgebietes und werden dadurch den hydrologischen Prozessen, soweit es die Genauigkeit des Modells zulässt, gerecht. Dabei wird auf Raumdaten für die Ermittlung der Einzugsgebietsparameter und Messwerte zum Niederschlag und Abfluss zurückgegriffen. Die Messwerte werden verwendet, um die freien Parameter des Modells zu kalibrieren. (Viviroli, 2007)

Es können zwei Vorgehensweisen unterschieden werden:

- Ereignisbezogene Simulation: Ein Bemessungsniederschlag wird auf ein Einzugsgebiet aufgetragen und die hydrologische Reaktion wird analysiert.
- Kontinuierliche oder Langzeit-Simulation: Die hydrologische Vorgeschichte in einem Einzugsgebiet und der Ereignisverlauf ergeben sich aus dem meteorologischen Input ins Modell. Dieser besteht aus langen Messreihen (Parameter sind Niederschlag, Temperatur, Strahlung u.a.). Die dadurch generierten Abflussreihen können mit extremwertstatistischen Verfahren (vgl. Kapitel 3.3.4.1) bezüglich Hochwasserspitzen unterschiedlicher Wiederkehrperioden ausgewertet werden.

Bei der ereignisbezogenen Simulation hängt das Resultat entscheidend von den gewählten Rahmenbedingungen bezüglich Bodenfeuchte und dem Niederschlags-Intensitätenverlauf ab. Aus demselben Grund ist auch die Angabe zu Wiederkehrintervallen nicht möglich. Die kontinuierliche Simulation erhält ihre hydrologischen Rahmenbedingungen zur Bodenfeuchte und zum Niederschlags-Intensitätenverlauf vom meteorologischen Modellinput, sie müssen demnach nicht geschätzt werden. (Viviroli, 2007; Spreafico et al., 2003)

Die Niederschlag-Abfluss-Modelle benötigen für die Eichung zeitlich hoch aufgelöste Messwerte als Inputgrössen. Sind diese verfügbar, bieten die Modelle für die Hochwasserabschätzung

interessante Möglichkeiten. Die Langzeitsimulation hat entscheidende Vorteile, jedoch ist es mit einem grossen Aufwand verbunden, die nötigen Inputdaten für ein beliebiges Einzugsgebiet zu erstellen. Es handelt sich dabei um die räumliche Interpolation aus benachbarten meteorologischen Stationen oder der Verwendung von Wettergeneratoren. (Spreafico et al. 2003)

White-Box-Modelle sind vollständig physikalisch basiert. Ein Beispiel hierfür ist die Beschreibung der Wasserflüsse im Boden durch das Darcy-Gesetz, wobei die Parameter mit Laborversuchen an Bodenproben bestimmt werden. Die Anwendung dieser Art von Modellen ist wegen des grossen Aufwandes auf sehr kleine homogene Einzugsgebiete beschränkt. Zum Beispiel ist eine Anwendung für die Beschreibung von kleinflächig ablaufenden Prozessen in homogenen Teilräumen möglich. Eine einfache Übertragung von White-Box-Modellen auf andere Einzugsgebiete ist in der Regel nicht möglich. (Weingartner, 1999)

Bei der Modellierung mit Grey-Box-Modellen werden wichtige hydrologische Prozesse physikalisch möglichst exakt wiedergegeben, weniger wichtige in vereinfachter Weise abgebildet oder unter Umständen weggelassen (Weingartner, 1999).

Das Black-Box-Modell setzt eine Ursache-Wirkungs-Beziehung (Input-Output) voraus, die oft mit Hilfe von Messdaten aufgestellt wird. Auf eine Berücksichtigung der Feinstruktur eines Systems wird bewusst verzichtet. Zum Black-Box-Modell gehört beispielsweise das Einheitsganglinienverfahren.

Der Übergang von den Niederschlag-Abfluss-Modellen zu den Verfahren der Regionalen Übertragung ist fließend. Letztere verwenden jedoch als Input regionalisierte Parameter, wo hingegen die Niederschlag-Abfluss-Modelle ihre Parameter aus den Standorteigenschaften eines Einzugsgebietes (z.B. aus Karten) gewinnen. Aus diesem Grund kann beispielsweise die Rational Formula beiden Methodengruppen zugeordnet werden. (Spreafico et al., 2003)

### 3.3.4.3 Regionale Übertragung

Schwerpunkte der regionalhydrologischen Analysen sind die Analyse, Simulation sowie die Inter- und Extrapolation raumvarianter Strukturen (Weingartner, 1999). Wo nicht anders vermerkt, wird dieses Unterkapitel aus Weingartner (1999) zusammengefasst.

Als grundlegendes Prinzip der Regionalen Übertragung gilt das in Funktion setzen von hydrologischen Grössen oder Parametern eines hydrologischen Modells mit Gebietskenngrössen. Sie stellen die unabhängigen Grössen dar und beschreiben folgende Eigenschaften:

- Einzugsgebiet: z.B. die geographische Lage, Grösse, Höhen- und Neigungsverhältnisse, Exposition, Form
- Gerinne: z.B. Länge oder Gefälle
- Verhältnisse im Untergrund: z.B. Durchlässigkeit, Speichervermögen
- Bodenbedeckung: z.B. Vegetationsformen (wie Anteil Wald oder Weide), Landnutzung (Art und Intensität)
- Klimatologische Bedingungen: z.B. Niederschlag, Temperatur, Strahlung
- Anthropogene Beeinflussung: z.B. Versiegelungsgrad, Drainagen

Bei den Modellen der Gruppe „Regionale Übertragung“ werden die hydrologischen Prozesse nicht in einen direkten kausalen Zusammenhang gebracht, sondern es wird die räumliche Variabilität hydrologischer Grössen mathematisch formuliert. Dies hat zum Ziel, hydrologische Grössen abzuschätzen, für die keine Messwerte vorliegen. Die Verfahren lassen sich in drei Gruppen einteilen:

Bei den Nachbarschaftsverfahren werden Werte benachbarter Stationen direkt oder indirekt übertragen. Dies geschieht zum Beispiel mit einer Distanzgewichtung.

Mithilfe von Regressionsmodellen werden hydrologische Kenngrößen, wie etwa Spitzenabflusswerte, in Funktion unabhängiger Gebietskenngrößen abgeschätzt. Einzugsgebiete mit gemessenen Parameterwerten bilden für diese Art von Modellen die Basis. Eine wichtige Bemerkung hierzu ist, dass die Regressionsmodelle keine physikalisch begründeten Modelle sind, sondern primär eine formale Darstellung der räumlichen Variabilität einer hydrologischen Größe darstellen.

Die dritte Gruppe bilden die geostatistischen Ansätze. Dazu gehört zum Beispiel das Kriging, wobei ein unbekannter Wert durch ein gewichtetes Mittel der bekannten Nachbarwerte geschätzt wird. Die räumliche Varianz der Parameter wird durch ein Variogramm beschrieben. Der negative Einfluss von räumlichen Häufungen der Messpunkte wird gesenkt, indem bei einer Clusterung die Gewichte innerhalb dieses Clusters gesenkt werden. (Heinrich, 1981)

Bei konzeptionellen Verfahren müssen zumindest einzelne Modellparameter durch Eichung ermittelt werden, die auf gemessenen Niederschlags-Abfluss-Ereignissen basieren. So muss beispielsweise bei der „Rational Formula“ der Abflussbeiwert geschätzt werden.

Eine wichtige Verfahrensgruppe innerhalb der Regionalen Übertragung bilden die Regional-taxonomischen Verfahren (Spreafico et al, 2003). Sie gehen von einem klassischen Verständnis der Regionalisierung aus, wobei es um die „Unterteilung der Landoberfläche in Regionen mit ähnlichem oder einheitlichem hydrologischen Regime“ (Becker, 1992) ausgeht. Es ist jedoch eine grosse Herausforderung, hydrologisch ähnlich reagierende Gebiete auszuscheiden, und es gelingt nicht immer (Weingartner, 1999). So ist Weingartner (1999) der Meinung, dass sich Ähnlichkeiten – wenn überhaupt – nur problembezogen, also bezüglich einer bestimmten hydrologischen Größe, bestimmen lassen.

Die beiden Ansätze „Regional-taxonomische Verfahren“ und „Regionale Übertragungsfunktionen“ lassen sich unter dem Oberbegriff „Regionale Übertragung“ zusammenfassen (Schwentker und Streit, 1983). Es kann je nach Fragestellung und Zielgröße sinnvoll sein, die beiden Verfahrensgruppen zu kombinieren. Wird eine problembezogene taxonomische Untersuchung vorgeschaltet, lassen sich hydrologisch ähnlich reagierende Einzugsgebiete oder Regionen identifizieren. Diese dienen schliesslich als Basis für die Entwicklung Regionaler Übertragungsfunktionen. Erfahrungen zeigen, dass sich bei regional differenzierten Modellen (im Vergleich mit den so genannten Globalmodellen) die Werteintervalle der Modellparameter verkleinern und damit die Aussagekraft und Güte der regionalhydrologischen Modelle verbessern lassen. (Weingartner, 1999)

### 3.3.5 Verfahren und Softwares zur Hochwasserabschätzung

Für die Hochwasserabschätzung gibt es keine allgemeingültige Methode, die auf ein beliebiges Einzugsgebiet angewendet werden kann und vertrauenswürdige Resultate liefert. Heutzutage mit der elektronischen Datenverarbeitung ist es jedoch möglich, innert relativ kurzer Zeit mehrere Verfahren zur Abschätzung von Hochwasserspitzenabflüssen anzuwenden und dadurch ein breites Spektrum an Ergebnissen zu erreichen. Jedes Verfahren hat Stärken und Schwächen und diese wirken sich je nach Einzugsgebiet unterschiedlich stark aus. Mit einem breiten Spektrum an Verfahren und den entsprechenden Resultaten können die jeweiligen Stärken und Schwächen der Verfahren gezielt eingesetzt resp. umgangen werden. Es braucht dennoch nach wie vor Fachwissen, um die zur Verfügung stehenden Mittel optimal einsetzen und schliesslich die Ergebnisse richtig interpretieren zu können.

In der Schweiz wird für die Hochwasserabschätzung in kleinen (<10km<sup>2</sup>) Einzugsgebieten hauptsächlich auf die Software HAKESCH zurückgegriffen, für mesoskalige (10 bis 500 km<sup>2</sup>) Einzugsgebiete gelangt vor allem HQx\_meso\_CH zur Anwendung. Die Gründe für die Anwen-

derung unterschiedlicher Methoden für kleine und grössere Einzugsgebiete wurden im Kapitel 2.2 bereits erläutert. Die beiden Softwares werden unter anderen in den folgenden Unterkapiteln näher erläutert. Ferner sind diverse weitere Methoden in der Schweizer Praxis im Einsatz.

In der vorliegenden Studie wird dieses breite Spektrum an Verfahren für unterschiedliche Analysen zu Nutzen gemacht. Aus diesem Grund werden in den folgenden Unterkapiteln verschiedene Hochwasserabschätzverfahren und hydrologische Softwares beschrieben.

Es wird hier darauf verzichtet, einzelne Methoden zur Hochwasserabschätzung formell vorzustellen. Beispielsweise präsentieren Barben et al. (2001) oder Spreafico et al. (2003) in ihren Arbeiten diverse Methoden und Verfahren zu Hochwasserabschätzung in Einzugsgebieten mit und ohne Direktmessung. Zudem werden im Kapitel 4.6 die in der vorliegenden Arbeit verwendeten Verfahren näher beschrieben.

### 3.3.5.1 Abschätzmethode für ein $HQ_{100}$ nach Schaffner (2007)

Auf der Basis der Analyse von Einzugsgebietskenngrössen entwickelte Schaffner (2007) im Rahmen der vorliegenden Studie einen Ansatz zur Abschätzung eines Spitzenabflusses mit einem Wiederkehrintervall von 100 Jahren in Gebieten ohne Direktmessung. Der Gültigkeitsbereich des Ansatzes ist beschränkt auf Einzugsgebiete mit einer Grösse zwischen 0.5 und 20km<sup>2</sup> und einer mittleren Hangneigung von >10°. Die Kenngrössen decken die Bereiche Morphometrie, Bodenbedeckung, Bodeneigenschaften, Hydrogeologie und Niederschlag ab und wurden mit einem Geographischen Informationssystem erhoben. Die Datengrundlage bildeten schweizweit verfügbare digitale Datensätze und die Spitzenabflusswerte von 44 Untersuchungsgebieten (<20km<sup>2</sup>). Bei den Gebieten handelt es sich um dieselben wie in der vorliegenden Arbeit, wobei bei der Entwicklung der Modelle von Schaffner (2007) der Leimbach noch fehlte. Aus den erhobenen Parametern wurden zwei Methoden zur Abschätzung eines  $HQ_{100}$  erarbeitet:

- Regressions-Methode: Für ein beliebiges Einzugsgebiet kann ein Spitzenabflusswert mit einem Wiederkehrintervall von 100 Jahren abgeschätzt werden.
- Entscheidungsdiagramm-Methode: Einem beliebigen Einzugsgebiet kann ein Wertebereich für die zu erwartende 100-jährliche Abflusspende zugeordnet werden. Die Methode ermöglicht eine Validierung der Regressions-Methode.

Die Entwicklung der Regressions-Methode erfolgte mittels multipler Regressionsanalyse. Durch eine schrittweise Variablenauswahl wird gewährleistet, dass jede in das Regressions-Modell einflussende Variable einen signifikanten Beitrag zur Erklärung der abhängigen Grösse  $HQ_{100}$  leistet und zwar unter Ausschluss der Wirkung der bereits im Modell enthaltenen Variablen. Das entwickelte Regressions-Modell enthält die Regressoren kumulative Gerinnelänge, Waldanteil, Niederschlagsintensität (100-jährlich, 1h) und die minimale Gebietshöhe. Der Einfluss der Regressoren sinkt in der Reihenfolge der Aufzählung. Das Regressions-Modell erreicht einen jackknife-korrigiertes Bestimmtheitsmass von 0.72 und kann einen  $HQ_{100}$ -Referenzwert zu 57% mit genügender Genauigkeit abschätzen. (Schaffner (2007))

Die Entscheidungsdiagramm-Methode beruht auf Schwellenwerten von Kenngrössen, die möglichst unabhängige Informationen tragen. Die Herleitung der Schwellenwerte erfolgte qualitativ anhand von Scatterplots. Unabhängige Parameter wurden durch eine Hauptkomponentenanalyse ermittelt. Mit Hilfe der beiden Formfaktoren Shape Factor nach McCuen (2004) und Elongation Ration nach Seyhan (1976) gelingt eine Einteilung der Untersuchungsgebiete bezüglich Hochwasserabflusspende in zwei Klassen (vgl. Kapitel 4.6.4). Die Entscheidungsdiagramm-Methode eignet sich nur für Einzugsgebiete <10km<sup>2</sup>. (Schaffner (2007))

Für Gebiete  $<10\text{km}^2$  lässt sich mit der Regressions-Methode ein  $HQ_{100}$ - resp.  $Hq_{100}$ -Wert abschätzen. Dieser wird mit der Entscheidungsdiagramm-Methode validiert. Stimmen die beiden Werte überein, kann von einer brauchbaren Abschätzung mit der Regressions-Methode ausgegangen werden. Sonst muss die Abschätzung angezweifelt werden. Liegt die Einzugsgebietsgrösse zwischen 10 und  $20\text{km}^2$ , kommen zwei Ansätze der Regressions-Methode zur Anwendung. (Schaffner, 2007)

### 3.3.5.2 HAKESCH

HAKESCH ist eine an der WSL und am damaligen Bundesamt für Wasser und Geologie (BWG) entwickelte Software. Sie wurde im Rahmen eines vom BAFU finanzierten Projektes unter Mitarbeit des GIUB optimiert und weiterentwickelt und zur Version 2 geführt. Das Projekt kommt Mitte 2009 zum Abschluss. Für die Anwendung von HAKESCH werden verschiedene Grundlagentdaten benötigt: Kartenwerke, Niederschlagskennwerte, Parameter zu den Standorteigenschaften. Letztere werden bei einer Feldbegehung erhoben.

Für die Praxis stellt HAKESCH ein effizientes Tool zur Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten ( $<10\text{km}^2$ ) dar. Sie vereint fünf Verfahren (Taubmann, modifiziertes Fliesszeitverfahren, Kölla, Müller, Clark-WSL) zu einer Software und hat als Zielgrösse der Abschätzung ein  $HQ_{100}$  und ein  $HQ_{20}$ . Einzelne Verfahren bieten jedoch auch die Abschätzung von weiteren Wiederkehrintervallen an:

- Müller:  $HQ_{\max}$
- Modifiziertes Fliesszeitverfahren:  $HQ_x$ , x beliebig im 5-Jahres Schritt, aber im HAKESCH auf höchstens 100 beschränkt
- Kölla:  $HQ_{20}$ ,  $HQ_{100}$
- Clark-WSL;  $HQ_x$ , x beliebig im 5-Jahres Schritt, aber im HAKESCH auf höchstens 100 beschränkt
- Taubmann:  $HQ_5$ ,  $HQ_{10}$ ,  $HQ_{25}$ ,  $HQ_{50}$   $HQ_{100}$

Die für HAKESCH berücksichtigten Verfahren wurden von Forster und Hegg (2002) aus mehreren Methoden ausgewählt. Sechs Verfahren wurden im Verlauf der Untersuchungen aus unterschiedlichen Gründen ausgeschlossen: Die Verfahren „SACKL“ und „TM61“ wurden im Ausland entwickelt und lassen sich nicht ohne grössere Anpassungen auf schweizerische Verhältnisse anpassen. Die Ansätze „Hager“ und der Regressionsansatz des IfK-ETH weisen in kleinen Einzugsgebieten eine sehr hohe Streuung der Resultate auf, und das Verfahren des „Unit Hydrograph“ berücksichtigt die räumlichen Inhomogenitäten kleiner Einzugsgebiete zu wenig. Schliesslich ist das Laufzeitverfahren nach Zeller zu aufwändig und zu wenig objektiv für eine zuverlässige Hochwasserabschätzung. (Spreafico et al., 2004)

Forster und Hegg (2002) haben die fünf in HAKESCH integrierten Verfahren in sieben kleinen voralpinen Einzugsgebieten getestet wobei die Geologietypen Molasse und Flysch dominierten. Dabei hat sich gezeigt, dass keine der untersuchten Abschätzmethode das breite Spektrum möglicher Gebietseigenschaften abdeckt, jedoch systematische Tendenzen der Über- und Unterschätzung der Hochwasserabflüsse zu erkennen sind. Das Verfahren Müller ist das einzige dieser fünf Verfahren, welches eine maximale Hochwasserspitze berechnet, wobei die Wiederkehrperiode nicht definiert ist. Aus diesem Grund gilt es als oberen Grenzwert. Die Methode Taubmann liegt systematisch im unteren Bereich der Abschätzung und gibt deshalb den unteren Grenzwert vor. Die drei übrigen Verfahren stellen die so genannten Mittelwertverfahren dar: Ihre Resultate der Hochwasserabschätzung werden zur Bildung des Vorschlags für einen Spitzenabfluss gemittelt. Es muss erwähnt sein, dass die Gebietsbeurteilung bei verkarstetem und hochdurchlässigem Boden durch die Untersuchungen nicht abgedeckt wurde. Gleiches gilt auch für hochalpine Gebiete, wo Gletscher, Schuttflächen und Fels dominieren können. Bei der

Bestimmung der Parameter und beim Einsatz der Verfahren in solchen Gebieten ist daher Vorsicht geboten (Barben et al., 2001).

Mit dem Projekt zur Optimierung und Erweiterung von HAKESCH erfolgten Änderungen von der Version 1.x zur Version 2, die vor allem folgende Aspekte betreffen: Benutzerführung, Funktionserweiterungen, das zur Verfügung stellen von Vergleichswerten, Möglichkeit Varianten zu rechnen, Darstellung von Hochwasserganglinien. An der Grundstruktur und am Ablauf einer Hochwasserabschätzung mit HAKESCH (Abbildung 3-9) hat sich nichts geändert. Das folgende Schema ist nach wie vor gültig:

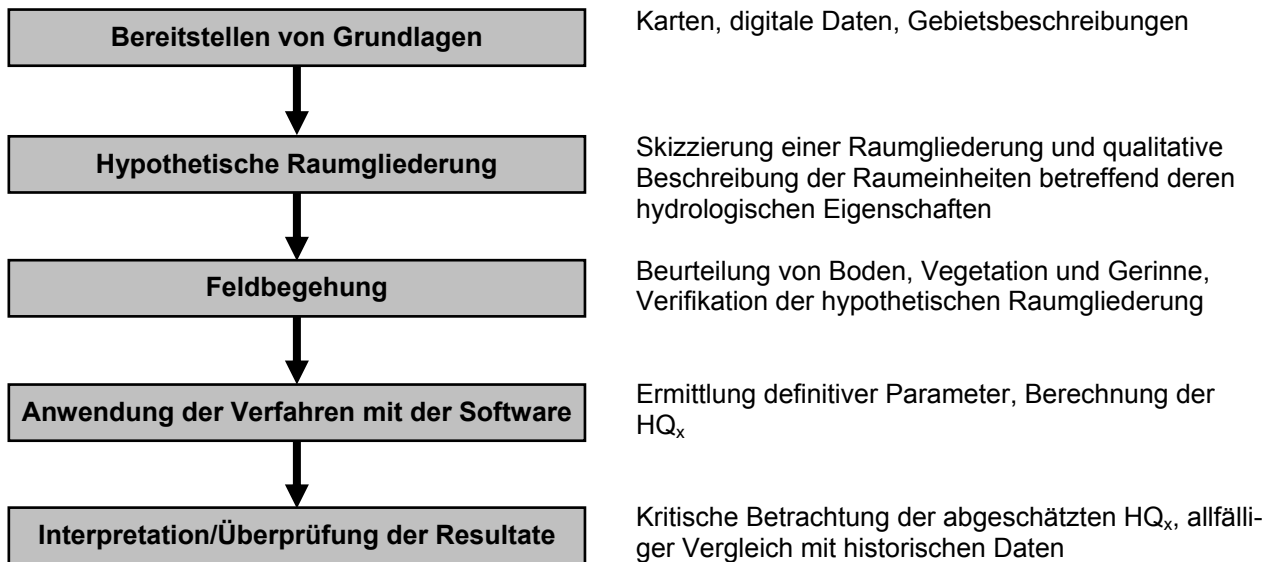


Abbildung 3-9: Vorgehen einer Hochwasserabschätzung mit HAKESCH (nach Spreafico et al., 2003; nach Sury, 2006)

In der Abbildung 3-9 stehen links die Hauptpunkte zum Vorgehen, rechts werden sie erklärt. Es wird hier darauf verzichtet, näher darauf einzugehen. Eine detaillierte Beschreibung des Vorgehens steht im Hilfesystem von HAKESCH v2.0 (BAFU, 2009, Internetquelle), der Praxishilfe von Spreafico et al. (2003) oder kann der Arbeit von Sury (2006) entnommen werden.

### 3.3.5.3 $HQ_x$ \_meso\_CH

Die Software  $HQ_x$ \_meso\_CH dient der Abschätzung von Hochwasserspitzenabflüssen unterschiedlicher Wiederkehrintervalle für beliebige mesoskalige (10 bis 500 km<sup>2</sup>) Einzugsgebiete in der Schweiz. Im Rahmen einer Dissertation wurden verbreitete Hochwasser-Abschätzmodelle nach vorgängigen fundierten Analysen zur Software verknüpft. Bei den implementierten Verfahren handelt es sich um Kürsteiner, Müller-Zeller, Kölla meso, GIUB'96, Momente und BaD7. Es werden zusätzlich Angaben zur Genauigkeit geliefert, mit der beurteilt werden kann, wie vertrauenswürdig die Schätzungen der Spitzenabflüsse sind. Mit  $HQ_x$ \_meso\_CH gelangt der Anwender rasch zu Ergebnissen, und es bleibt mehr Zeit, sich mit den Eigenheiten der Modelle und des Einzugsgebietes auseinanderzusetzen. Damit sollen die Abschätzungen insgesamt vertrauenswürdiger und qualitativ besser werden. (Barben, 2001)

$HQ_x$ \_meso\_CH ist in einer Weise konzipiert, dass keine weiteren Zusatzprogramme oder Grundlagendaten benötigt werden. Sämtliche Inputparameter für die Verfahren werden aus den in der Software implementierten Grundlagendaten (100m-Raster Auflösung) abgeleitet. Die von  $HQ_x$ \_meso\_CH automatisch ermittelten Inputparameter sollen als Vorschlag verstanden sein. Liegen vertrauenswürdige Daten vor, können diese manuell ins Programm eingegeben werden.



Schliesslich werden die Resultate der Hochwasserabschätzungen mit den verschiedenen Modellen graphisch dargestellt und als Textdatei gespeichert. Zudem können die wichtigsten Modellparameter und die erwarteten Fehler der Abschätzung in einer kleinmassstäblichen Karte abgefragt werden. Dies soll bei der Interpretation der Ergebnisse helfen. Es wird jedoch darauf hingewiesen, dass HQ<sub>x</sub>\_meso\_CH den Anwendenden die Entscheidung über die Grösse der Hochwasserspitze nicht abnimmt, sondern lediglich unterstützende Hilfsmittel bei den verschiedenen Berechnungen und Arbeitsschritten anbietet. (Spreafico et al., 2003)

Die Abschätzung von Spitzenabflusswerten mit HQ<sub>x</sub>\_meso\_CH wird in vier Schritte eingeteilt:

- Anwendung der verschiedenen Methoden
- Analyse der Streuung der Ergebnisse
- Korrektur oder Streichung unplausibler Ergebnisse
- Ermittlung des Schätzwertes für HQ<sub>x</sub> mit zugehörigem Streubereich und Validierung der Ergebnisse

HQ<sub>x</sub>\_meso\_CH ermöglicht die Abschätzung von Spitzenabflusswerten unterschiedlicher Wiederkehrintervalle. Je nach Verfahren sind diese verschieden:

- Kürsteiner: HQ<sub>max</sub>
- Müller-Zeller: HQ<sub>max</sub>
- Kölla meso: HQ<sub>20</sub> und HQ<sub>100</sub>
- GIUB'96: HQ<sub>max</sub> und HQ<sub>100</sub>
- Momente: HQ<sub>x</sub>, x beliebig, aber im HQ<sub>x</sub>\_meso\_CH auf höchstens 100 beschränkt
- BaD7: HQ<sub>x</sub>, x beliebig, aber im HQ<sub>x</sub>\_meso\_CH auf höchstens 100 beschränkt

#### 3.3.5.4 ZEMOKOST

Das Excel-basiert programmierte ZEMOKOST ist ein Laufzeitverfahren zur Hochwasserabschätzung in Wildbacheinzugsgebieten nach „Zeller modifiziert von Kohl und Stepanek“. Die vollständige Automatisierung der Berechnung und die Verwendung nachvollziehbarer, einfach zu erhebender Parameter ermöglichen dem Anwender eine intensivere Auseinandersetzung mit den hydrologischen Eigenheiten des jeweils betrachteten Einzugsgebietes. Es gilt jedoch immer noch, dass die Gebietskenntnisse, das Prozessverständnis und die Erfahrung des Anwendenden die Erhebungs- und Plausibilisierungsschritte bestimmen müssen. (Kohl und Stepanek, 2005b)

ZEMOKOST kann für die Abschätzung von Spitzenabflüssen beliebiger Wiederkehrintervalle verwendet werden. Der Anwendungsbereich liegt in Einzugsgebieten mit einer Grösse von kleiner als ca. 10km<sup>2</sup>.

Die in ZEMOKOST eingegebene Niederschlagsmenge erzeugt für definierte Teileinzugsgebiete Abflussganglinien, die anhand ihrer Laufzeiten an der Oberfläche und im Gerinne berechnet werden. Als abflusswirksamen Niederschlag gelangt das Produkt aus Abflussbeiwert und gesamter Niederschlagsmenge ins Programm. Die Berechnung der Laufzeiten erfolgt für den Oberflächenabfluss mit den Fließformeln von Izzard und für den Gerinneabfluss mit jener von Manning-Strickler. (Kohl und Stepanek, 2005a)

Aus den Ergebnissen von über 700 Einzelberechnungen ist am Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald (BFW) eine Datenbank aufgebaut worden. Ein erstes Produkt daraus ist die „Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflussbeiwertes bei konvektiven Starkregen“ (Markart et al., 2004). Damit wird in einem Wildbacheinzugsgebiet vor Ort eine Abflussbeiwertkarte erstellt, die schliesslich der Berechnung der Abflussspitze und -fracht dient. Im Kapitel 4.5.2 wird das Vorgehen nach Markart et al. (2004) erläutert. Unter Anwendung der Geländeanleitung werden auch die zur Berechnung der Fließzeiten benötigten Rauigkeiten

für ZEMOKOST ermittelt. Aus diesen Inputdaten und dem Niederschlag als weitere Eingabegröße können mit ZEMOKOST für eine gewählte Wiederkehrperiode die jeweils kritischen Dauerstufen und die entsprechenden Abflussspitzen ermittelt werden. Es werden in einem Half-split-Verfahren Dauerstufen zwischen fünf Minuten und 24 Stunden gerechnet, die jeweiligen Abflussspitzen herausgeschrieben und gegenübergestellt. Letztlich wird jene Dauerstufe errechnet und graphisch dargestellt, welche die höchste Abflussspitze erzeugt hat. (Kohl und Stepanek, 2005a)

Als Zusatzfunktion können mit ZEMOKOST Retentions- oder Speicherräume bei der Ermittlung der Spitzenabflüsse und Hydrographen berücksichtigt werden. Am Pegel kann der Staubedarf einer gewählten Durchlassmenge berechnet werden. Ferner zählt zu den Stärken des Programms die Möglichkeit, Szenarien (z.B. Landnutzungsänderungen) zu bilden. (Kohl und Stepanek, 2005a)

### 3.3.5.5 HQ-EX

Das Programm HQ-EX (Wasy, 1997) dient der Berechnung von Hochwasserwahrscheinlichkeiten auf der Basis von Zeitreihen der Jahreshöchstabflüsse eines Einzugsgebietes. Die Software entstand in Übereinstimmung mit dem DVWK-Merkblatt 251 (DVWK, 1999). Sie vereint extremwertstatistische Verfahren zur Hochwasserabschätzung (vgl. Kapitel 3.3.4.1) und lässt sich auf einer Windowsoberfläche komfortabel anwenden.

Ausgehend von einer Zeitreihe können mit der Software verschiedene Auswertungen vorgenommen werden. Eine Trendanalyse und -bereinigung der Datenreihe sowie die Bestimmung von Ausreißern werden ermöglicht. Der Datenreihe kann eine empirische Verteilungsfunktion zugeteilt werden. Diese wird durch sieben verschiedene analytische Verteilungsfunktionen approximiert:

- Extremwertverteilung Typ I (Gumbel-Verteilung)
- Allgemeine Extremwertverteilung
- Gemischte Extremwertverteilung (Rossi-Verteilung)
- Logarithmische Normalverteilung (mit drei Parametern)
- Pearson-Typ 3-Verteilung
- Logarithmische Pearson-Typ 3-Verteilung
- Weibull-Verteilung (mit drei Parametern)

Für die Parameterschätzmethoden stehen drei Verfahren zur Verfügung: Momentenmethode, Maximum-Likelihood-Methode und die Methode der wahrscheinlichkeitsgewichteten Momente. Dabei wird die Güte durch drei Anpassungsmasse (Kolmogorov,  $n\omega^2$ -Anpassungsmasse, Quantil-Korrelation) quantifiziert. (Wasy, 2008, Internetquelle)

HQ-EX stellt tabellarisch die Parameter der Verteilungen, die Anpassungsmasse sowie die Abflüsse für Wiederkehrintervalle von 1.1 bis 1'000 Jahre dar. Als Graphiken lassen sich die Zeitreihen mit Trendgeraden und Ausreißern, die Verteilungsfunktionen mit oder ohne Konfidenzintervall für vorgegebene Signifikanzniveaus und die Dichtefunktionen darstellen. (Wasy, 2008, Internetquelle)

## 4 Methodik

### 4.1 Untersuchungsgebiete und hydrologische Kenngrößen

Aus Kartenwerken und Messdaten (vgl. Kapitel 3.2) sind für die 45 Untersuchungsgebiete hydrologische Kenngrößen abgeleitet worden. Es werden schweizweit verfügbare Kartenwerke und Datensätze benötigt, um die Vergleichbarkeit der Erkenntnisse zu gewährleisten und um den Anwendenden in der Praxis der gesamten Schweiz die Verwendung der entwickelten Interpretations- und Praxishilfe zu ermöglichen. Dabei stellten die zur Verfügung stehenden Grundlegenden Daten den limitierenden Faktor bezüglich Auflösung. Schweizweit verfügbare Kartenwerke und Datensätze in möglichst hoher Auflösung decken nicht alle gewünschten Bereiche ab. So musste beispielsweise für die Bodeneigenschaften die Bodeneignungskarte der Schweiz im Massstab 1:200'000 (Bundesamt für Landestopographie, 2000) oder für die geologischen Informationen die geotechnische Karte der Schweiz (Bundesamt für Landestopographie, 2001) im selben Massstab genügen. Die folgende Tabelle fasst die Schwächen und Stärken der verwendeten Datensätze zusammen.

Tabelle 4-1: Stärken und Schwächen der verwendeten Kartengrundlagen hinsichtlich der Hydrologie kleiner Einzugsgebiete

Karte, Datengrundlage	Stärken und Schwächen
Landeskarte, Primärflächen, Luftbilder	<p><b>Stärken</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Differenzierte Raumgliederung in 28 Klassen (Primärflächen)</li> <li>- Unterscheidung zwischen Fels und Geröll ist möglich</li> <li>- Auflösung (Massstab 1:25'000)</li> <li>- Aktueller Stand</li> </ul> <p><b>Schwächen</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Primärflächen scheiden keine Weiden aus</li> </ul>
Arealstatistik	<p><b>Stärken</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Differenzierte Raumgliederung in 72 Kategorien der Bodennutzung und -bedeckung</li> <li>- Bei den landwirtschaftlichen Flächen wird eine Unterscheidung in Ackerland, Wiesen, Weiden, Obst-, Reb- und Gartenbau angeboten</li> </ul> <p><b>Schwächen</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Auflösung (Raster 100m)</li> <li>- Zusammengefasste Kategorie „Fels, Sand, Geröll“ lässt keine Unterscheidung zwischen Fels und Geröll zu</li> <li>- Aktualität der Daten (12 Jahreszyklus der Nachführung)</li> </ul>
Relief (DHM25)	Keine Bemerkungen
Gewässernetz	<p><b>Stärken</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Lagegenauigkeit der Gewässer</li> </ul> <p><b>Schwächen</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Trockenrunsen sind im Datensatz nicht enthalten und müssen zusätzlich auf der Grundlage der Landeskarte digitalisiert werden</li> </ul>
Bodeneignungskarte	<p><b>Stärken</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Einzige schweizweit verfügbare und vektorisierte Information zum Boden</li> <li>- Aufschlüsselung in folgende Kategorien möglich: Gründigkeit, Skelettgehalt, Wasserspeichervermögen, Wasserdurchlässigkeit und Vernässung</li> </ul> <p><b>Schwächen</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Auflösung (Massstab 1:200'000)</li> </ul>
Hydrogeologie	<p><b>Stärken</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Einzige schweizweit verfügbare und vektorisierte Information zum Untergrund</li> </ul> <p><b>Schwächen</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Auflösung (Massstab 1:200'000)</li> </ul>
HADES-Tafeln 2.4, 2.4 <sup>2</sup> , Starkniederschläge der Schweiz	<p><b>Stärken</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Schweizweit aufbereitete Datensätze</li> </ul> <p><b>Schwächen</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Repräsentativität der Daten für heutige Niederschlagsverhältnisse</li> </ul>

Für die morphometrischen Eigenschaften und die Bodenbedeckung wurde auf Kartenwerke im Massstab 1:25'000 resp. auf Datensätze mit einer Rasterauflösung von 25m und 100m zurückgegriffen. Die erhobenen hydrologischen Kenngrößen stehen in der Tabelle 4-2, die numerischen Werte finden sich im Anhang in den Tabellen 11-1 bis 11-4. In der Tabelle 4-2 sind zusätzlich die Kartenwerke und Grundlagendaten erwähnt, die der Gewinnung der entsprechenden hydrologischen Kenngrößen dienen.

Tabelle 4-2: Hydrologische Kenngrößen (nach Schaffner, 2007)

Thema	Kenngrösse	Einheit	Kartenwerke <sup>1)</sup>
Morphometrische Eigenschaften	Einzugsgebietsfläche	[km <sup>2</sup> ]	- Digitales Höhenmodell, 25m Raster
	Relativ beitragende Fläche <sup>2)</sup>	[km <sup>2</sup> ]	- Digitales Gewässernetz, 1:25'000
	Gebietsumfang	[km]	- Pixelkarte, 1:25'000
	Radiale Länge des Einzugsgebietes	[km]	
	Hydrologische Länge des Einzugsgebietes	[km]	
	Länge Hauptfluss bis zum Gebietsschwerpunkt	[km]	
	Verschiedene Formfaktoren	[ ]	
	Kreisförmigkeitsindex	[ ]	
	Umfangsentwicklung	[ ]	
	Mittlere, maximale und minimale Gebietshöhe	[m]	
	Reliefenergie	[m]	
	Relatives Relief	[m/km <sup>2</sup> ]	
	Mittlere Hangneigung	[°]	
	Verschiedene Hangneigungsklassen	[°]	
	Hauptgerinnegefälle	[m/m]	
	Topografischer Faktor	[km]	
	Kumulative Gerinnelänge	[km]	
	Gerinnedichte	[km/km <sup>2</sup> ]	
Bodenbedeckung	Waldfläche	[%]	- Primärflächen, 25m Raster
	Fläche mit offenem Wald	[%]	- Arealstatistik, 100m Raster
	Landwirtschaftsflächen	[%]	
	Weidland (alpwirtschaftliche Nutzflächen)	[%]	
	Felsfläche	[%]	
	Flächen mit Geröll	[%]	
	Siedlungsflächen	[%]	
	Anteil der Vergletscherung	[%]	
See- und Sumpfflächen	[%]		
Bodeneigenschaften	Bodenbedeckte Fläche	[%]	- Bodeneignungskarte, 1:200'000
	Mittleres Wasserspeichervermögen	[mm]	
	Mittlere Bodenpermeabilität	[cm/s]	
Hydrogeologie	Permeabilitätsindex des Gesteins	[ ]	- Geotechnische Karte, 1:200'000
Niederschlag	Jährliche Niederschlagshöhe	[mm/a]	- HADES Tafeln 2.2, 2.4 und 2.4 <sup>2</sup>
	100-jährlicher 1-Stundenwert	[mm/h]	

<sup>1)</sup> Die Datenquelle der Kartenwerke ist im Kapitel 3.2.2 erläutert.

<sup>2)</sup> Die Hanglänge für die Bestimmung der beitragenden Fläche in Anlehnung an Kölla (1986, 1987) wurde für alle Gebiete auf 120m festgelegt.

Die Wahl der in der Tabelle 4-2 aufgeführten hydrologischen Kenngrößen erfolgte anhand verschiedener Überlegungen bezüglich der Hydrologie kleiner Einzugsgebiete:

- Die für die verschiedenen Verfahren zur Hochwasserabschätzung benötigten Inputparameter.
- Auswahl der Parameter aufgrund der Relevanz für die Hochwasserabflussbildung mit dem Ziel, Informationen hinsichtlich der (dominanten) Abflussprozesse und Infiltrationsprozesse, des Wasserspeichervermögens sowie des Abflusskoeffizienten zu gewinnen.
- Abstützung auf in der Literatur (Gamma (1992), Düster (1994), Aschwanden (1996), Breinlinger (1996)) erwähnte Kenngrößen.

## 4.2 Standortauswahl

Zur Übersicht über alle 45 Untersuchungsgebiete wird auf das Kapitel 3.2.1, insbesondere auf die Abbildung 3-1 und die Tabelle 3-1, verwiesen. Da nicht alle 45 Einzugsgebiete mit Beregnungsversuchen beprobt werden konnten, wurde aus den zwölf Schwerpunktgebieten eine Auswahl getroffen. Schliesslich sind in sieben Einzugsgebieten (Kerngebiete) Feldversuche mit Beregnungen durchgeführt worden. Über diese sieben Gebiete gibt die Tabelle 4-3 einen Überblick.

Tabelle 4-3: Die sieben Einzugsgebiete mit Beregnungsversuchen im Überblick

Bach (Abkürzung) Gemeinde Kanton Nr. (vgl. Kapitel 3.2.1)	Haupt- geologietyp [ ]	Fläche [km <sup>2</sup> ]	Min. Höhe	Mittlere Neigung [°]	Anzahl Beregnungsstandorte [ ]
			Max. Höhe Mittlere Höhe [m ü.M.]		
Dorfbach (dor) Sachseln OW 8	Kalk	3.2	565 2010 1299	33.8	4
Dürrenwaldbach (due) St. Stephan BE 10	Flysch	5.2	1179 2360 1813	23.5	4
Eistlenbach (eis) Hofstetten BE 11	Kalk	3.9	746 2200 1503	32.8	4
Hostetbach (hos) Guttannen BE 19	Kristallin	4.0	1158 2919 2191	32.2	4
Sperbelgraben (spe) Wasen BE 33	Molasse	0.6	901 1199 1050	26.0	5
Spissibach (spi) Leissigen BE 34	Flysch	2.6	592 2195 1314	27.4	9
Witenbach (wit) Langnau BE 44	Molasse	4.1	728 1102 909	20.1	4

Die Auswahl der Beregnungsstandorte erfolgte nach unterschiedlichen Kriterien. Dem hydrologischen Konzept der beitragenden Flächen folgend liegt ein Standort höchstens 120m von einem perennierenden Gerinne entfernt. Unterschiedliche Neigung und Exposition sowie verschiedene Positionen im Hang und differente Vegetation wurden für die Auswahl berücksichtigt. Aus praktischen Gründen benötigt ein potentieller Standort die Nähe zu einem Brunnen oder einem Gerinne mit ausreichender Wasserführung. Zudem muss er gut erreichbar sein. Schliesslich ist das Einverständnis des Bauern oder Pächters nötig, um ein Bodenprofil ausheben zu dürfen. Die Auswahl der Standorte entpuppte sich als Gratwanderung zwischen einem standardisierten Verfahren und der Individualität jedes einzelnen Gebiets.

Insgesamt sind für die vorliegende Arbeit 20 Standorte beprobt worden. Diese Stichprobe wurde mit Standorten aus Dobmann (2002), Helbling (2005), Sieber (2005) und mit Daten aus der Datenbank der Abteilung für Bodenkunde am GIUB erweitert. Dabei wurden vor allem Waldstandorte ausgewählt, um die Stichprobe der 20 Standorte aus der vorliegenden Arbeit optimal ergänzen zu können. Insgesamt liegen der Studie die Daten von 34 Beregnungsstandorten in den in der Tabelle 4-3 beschriebenen sieben Einzugsgebieten zu Grunde. In den folgenden beiden Abbildungen sind Kartenausschnitte der Einzugsgebiete mit den eingezeichneten Be-

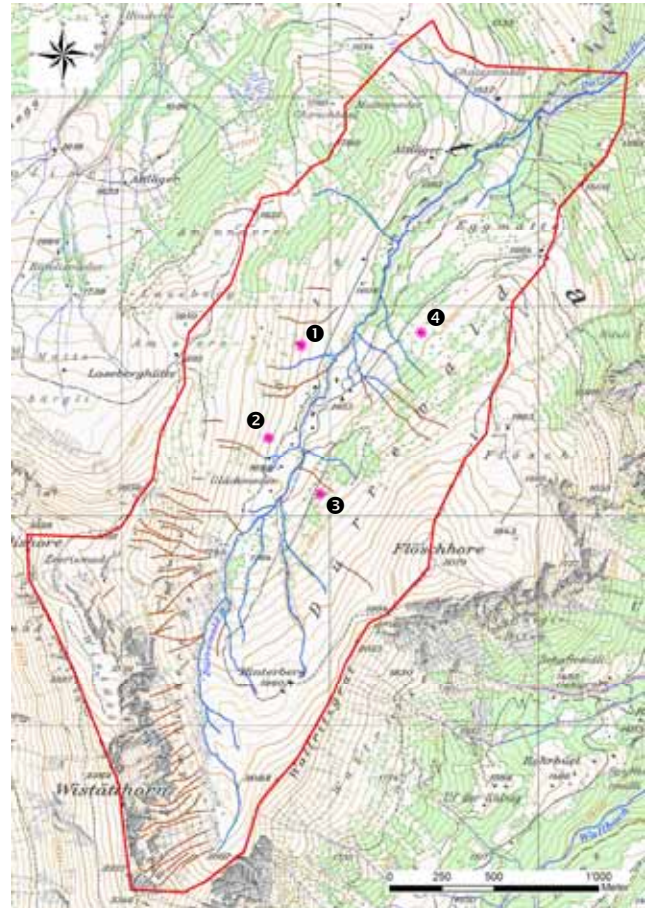


regnungsstandorten dargestellt. Aufgrund der vorgegebenen Rahmenbedingungen konnten die Beregnungsstandorte nicht gleichmässig über die Einzugsgebiete verteilt werden, und es konnten nicht alle in einem Einzugsgebiet vorkommenden Teilflächen beprobt werden.

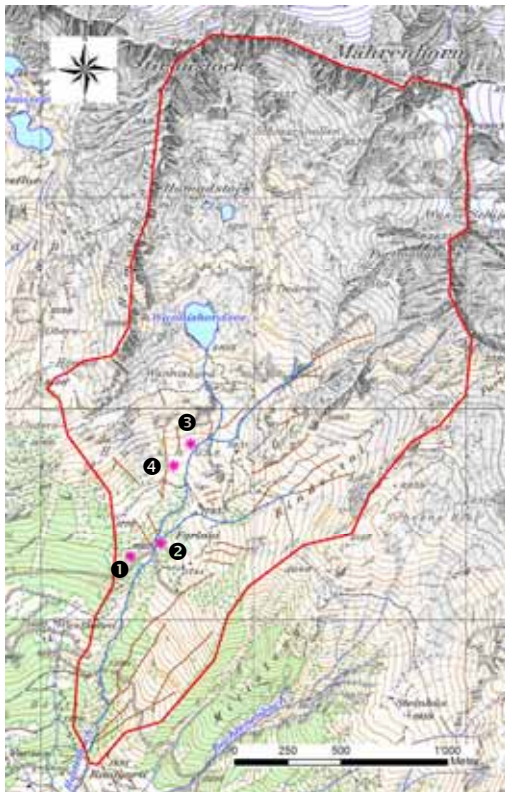
Dorfbach, Sachseln OW



Dürrenwaldbach, St. Stephan BE



Hostetbach, Guttannen BE



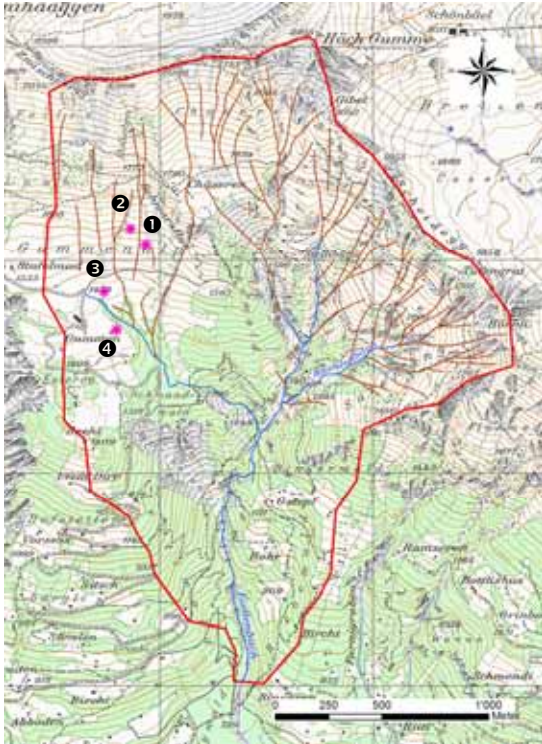
Witenbach, Langnau BE



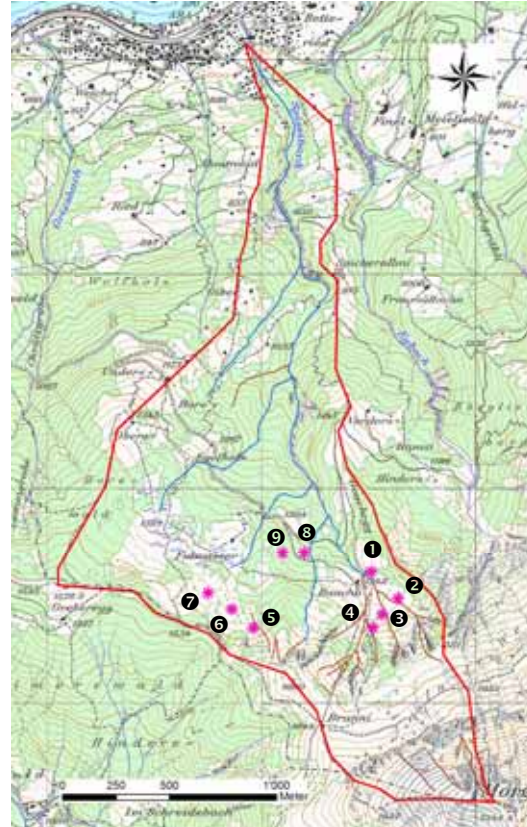
Abbildung 4-1: Die sieben Einzugsgebiete mit den Beregnungsstandorten (Stern mit Nummer) und dem um die Trockenrunsen (braun) erweiterten Gewässernetz (blau), Teil 1 (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA091424))



Eistlenbach, Hofstetten BE



Spissibach, Leissigen BE



Sperbelgraben, Wasen BE



Bemerkung:

Standort 1 bis 7 aus Dobmann (2002); Standort 8 und 9 aus der Datenbank der Abteilung für Bodenkunde am GIUB

Bemerkung:

Standorte aus Helbling (2005) und Sieber (2005)

Abbildung 4-2: Die sieben Einzugsgebiete mit den Beregnungsstandorten (Stern mit Nummer) und dem um die Trockenrunsen (braun) erweiterten Gewässernetz (blau), Teil 2 (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA091424))

Aus den Messungen während der Beregnungsversuche werden schliesslich pro Standort folgende Parameter bestimmt:


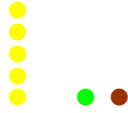






- Oberflächenabfluss in Menge und Zeit (vgl. Kapitel 4.3.5 und 4.3.6)
- Hochwasserdisposition (vgl. Kapitel 4.3.7)
- Speichervermögen und Bilanzierung (vgl. Kapitel 4.3.8)
- Geschwindigkeit der Feuchtefront (vgl. Kapitel 4.3.9)
- Art der Sickerung (vgl. Kapitel 3.3.3.3)

Diese Parameter dienen dem Prozessverständnis der Wasserwege an der Oberfläche und im Boden bei zwei aufeinander folgenden Niederschlagsereignissen pro Standort, liefern Grundlagendaten für weitere Analysen und nützen der Verifikation unterschiedlicher Parameter (z.B. Hochwasserdisposition, Inputparameter für Hochwasserabschätzverfahren).

Die 34 Beregnungsstandorte weisen ein breites Spektrum an naturräumlichen Eigenschaften auf. Drei dieser Kennzeichen sind in der Tabelle 4-4 dargestellt: Bodentyp, Landnutzung und die vier Hauptgeologietypen.



Tabelle 4-4: Naturräumliche Eigenschaften der 34 Beregnungsstandorte, jeder Punkt entspricht einem Standort (in Farbe sind die vier Hauptgeologietypen dargestellt: Rot: Kristallin; Grün: Kalk; Gelb: Flysch; Braun: Molasse)

	Braunerde	Gley	Gesteinsboden
Weide			
Mähwiese			
Wald			

Weitere erhobene Kennwerte der Beregnungsstandorte sind Neigung, Höhenlage und Exposition. Die sieben Kerngebiete sind an sich heterogen (vgl. Tabelle 4-3, Tabelle 4-4, Abbildung 4-1 oder Abbildung 4-2). Die kleinräumige Betrachtung mit den Beregnungsstandorten verstärkt die Unterschiede zusätzlich. Die naturräumlichen Eigenschaften der Beregnungsstandorte und deren bodenhydrologischen Kennwerte sind auf den Factsheets im Anhang (Kapitel 11.2) aufgeführt.

### 4.3 Feldversuche und die Ermittlung der bodenhydrologischen Parameter

Eine Beregnungsanlage, TDR-Sonden zur Messung der Bodenfeuchte, ein Instrument zur Erfassung des Oberflächenabflusses und Datalogger zur automatischen Aufzeichnung der Messdaten gelangten zum Einsatz. Die Geräte werden im Folgenden näher erläutert. Der Aufbau des Unterkapitels ist wie folgt:

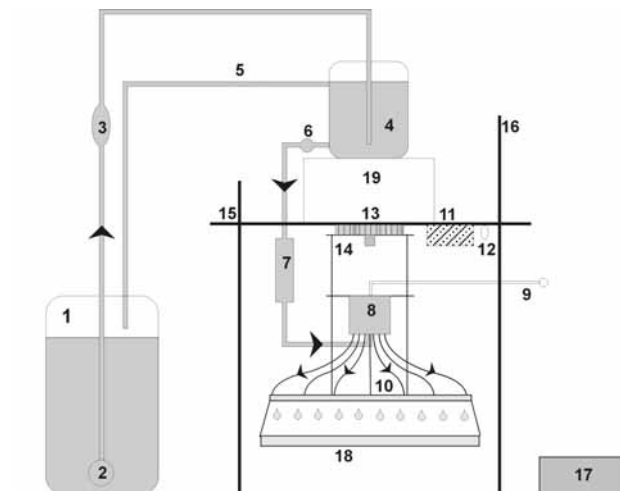
- Beregnung
- Messung des Oberflächenabflusses
- Messung Bodenwassergehalt mit TDR-Sonden
- Pedologische Kenngrößen
- Oberflächenabfluss: Anlaufzeit
- Abflusskoeffizient
- Hochwasserdisposition anhand des Oberflächenabflusses
- Bodenfeuchte: Speichervermögen und Bilanzierung
- Geschwindigkeit der Feuchtefront

Um die Messungen des Bodenwassergehalts und des Oberflächenabflusses durchführen zu können, wurde an jedem Standort eine Profilgrube ausgehoben. Die Tiefe des Bodenprofils reichte jeweils bis zum C-Horizont. An den ausgewählten Standorten wurden an zwei aufeinander folgenden Tagen je ein Beregnungsversuch durchgeführt, um bei verschiedenen Vorfeuchtebedingungen beproben zu können. Für die Feldversuche wurde trockene Witterung abgewartet, das heisst idealerweise kein natürlicher Niederschlag einen Tag vor und während der beiden Versuchstage. Diese Rahmenbedingung konnte nicht immer eingehalten werden, da sich in den Abendstunden über den Einzugsgebieten einzelne Gewitter entluden.

### 4.3.1 Beregnung

Die Abteilung für Bodenkunde am GIUB stellte für die vorliegende Studie eine Beregnungsanlage mit Zubehör zur Verfügung (vgl. Abbildung 4-3). Sie ermöglicht die Erzeugung eines konstanten künstlichen Niederschlags beliebiger Intensität. Die beregnete Fläche beträgt  $1\text{m}^2$ . Die Intensität des aufgetragenen Niederschlags wurde für die vorliegende Arbeit auf  $60\text{l/h}$  festgelegt, die Dauer auf  $1\text{h}$ . Durch diese hohe Intensität, die in den Kerngebieten in der Grössenordnung eines 100-jährlichen 1-stündigen Niederschlagsereignisses liegt, wird eine Durchfeuchtung des gesamten Bodenkörpers erreicht.

Die Beregnungsanlage der Abteilung für Bodenkunde ist einfach zu handhaben, und sie ermöglicht die Durchführung eines Versuchs, wenn nötig, auch nur durch eine Person. Ist das Material am Standort, kann inklusive Ausheben des Profils in einem knappen Tag die gesamte Versuchsanordnung aufgebaut werden. In der Abbildung 4-3 ist die Beregnungsanlage dargestellt, und anschliessend werden die Komponenten und deren Funktionen erklärt.



**Legende:**

- |                                      |                          |
|--------------------------------------|--------------------------|
| 1 Wasserreservoir                    | 11 Elektromotor          |
| 2 Wasserpumpe                        | 12 Spannungsregler       |
| 3 Filter                             | 13 Kreuzschlitten        |
| 4 Druckgefäss                        | 14 Zentralstück          |
| 5 Überlauf                           | 15 Rahmen mit Tragplatte |
| 6 Regulierungshahn                   | 16 Stützbeine            |
| 7 Durchflussmesser                   | 17 Batterie 12 V         |
| 8 Plexiglaszylinder                  | 18 Auffangblech          |
| 9 Entlüftungsschlauch mit Ventil     | 19 Harasse               |
| 10 Verteilerplatte mit 100 Röhrrchen |                          |

Abbildung 4-3: Beregnungsanlage mit Zubehör im Feldeinsatz (links) und in schematischer Darstellung (rechts) (Schema aus Schütz, 2000)

Mit Hilfe einer Pumpe (2), betrieben durch eine 12V-Batterie (17), wird Wasser in ein Druckgefäss (4) auf der Anlage gepumpt. Der Ausfluss aus diesem Reservoir kann reguliert werden (6) und das Wasser gelangt durch einen Durchflussmesser (7) in einen Zylinder (8), der mit 100 Schläuchen verbunden ist. Diese sind auf einer beweglichen Verteilerplatte (10) festgesteckt. Dank des ausgeklügelten Systems der Bewegung, ermöglicht mit einem Elektromotor (11), wird das Wasser durch die 100 Schläuche gleichmässig auf die  $1\text{m}^2$  grosse Fläche verteilt. Dadurch wird eine Veränderung der Bodenoberfläche aufgrund von ständigem Tropfen auf denselben Punkt verhindert. Grösse und Fallgeschwindigkeit der Tropfen eines Niederschlags spielen vor allem bei der Erforschung der Bodenerosion eine Rolle. Von untergeordneter Bedeutung ist das Tropfenspektrum bei Fragestellungen, wie sie in der vorliegenden Arbeit behandelt werden, wie auch Scherrer (1997) in seiner Arbeit festhält.

Das Auffangblech (18) hängt solange unter der Verteilerplatte (10), bis das ganze System der Beregnungsanlage mit Wasser gefüllt ist und eine konstante Beregnungsintensität, kontrolliert

mit dem Durchflussmesser (7), erreicht ist. Das im Auffangblech während des Einstellens der Anlage angesammelte Wasser wird durch einen Schlauch von der Versuchsfläche weggeleitet. Der Versuch startet, wenn das Auffangblech entfernt wird und die Tropfen ungehindert auf die zu beregnende Fläche treffen.



Mithilfe eines Durchflussmessers (vgl. Abbildung 4-4) kann die Flussrate abgelesen werden, aus der schliesslich die Beregnungsintensität berechnet wird. Der Messer weist eine Markierung von 0 bis 2l/min in Schritten von 0.1l/Min. auf, die Ablesegenauigkeit liegt bei 0.05l/min.

Abbildung 4-4: Durchflussmesser im Einsatz

Die Intensität des aufgetragenen Niederschlages betrug 60l/h, die Dauer 1h. Dies entspricht für die Kerngebiete einem 1-stündigen Niederschlagsereignis mit einer Wiederkehrperiode in der Grössenordnung von 100 Jahren. Durch diese hohe Intensität wird eine Durchfeuchtung des gesamten Bodenkörpers erreicht, und es wird sichergestellt, dass das Signal der Bodenfeuchtemesssonden deutlich ausfällt und die Verluste vernachlässigt werden können. Da die beregneten Flächen geneigt sind, sind auch Verluste in die Profilgrube in Form von lateralem Fliesen möglich. Zudem entzieht der den Quadratmeter umgebende trockene Boden der befeuchteten Fläche Wasser. Die Quantifizierung dieses Effekts ist sehr schwierig. Diese Randeffekte sind in der Abbildung 4-5 schematisch dargestellt.

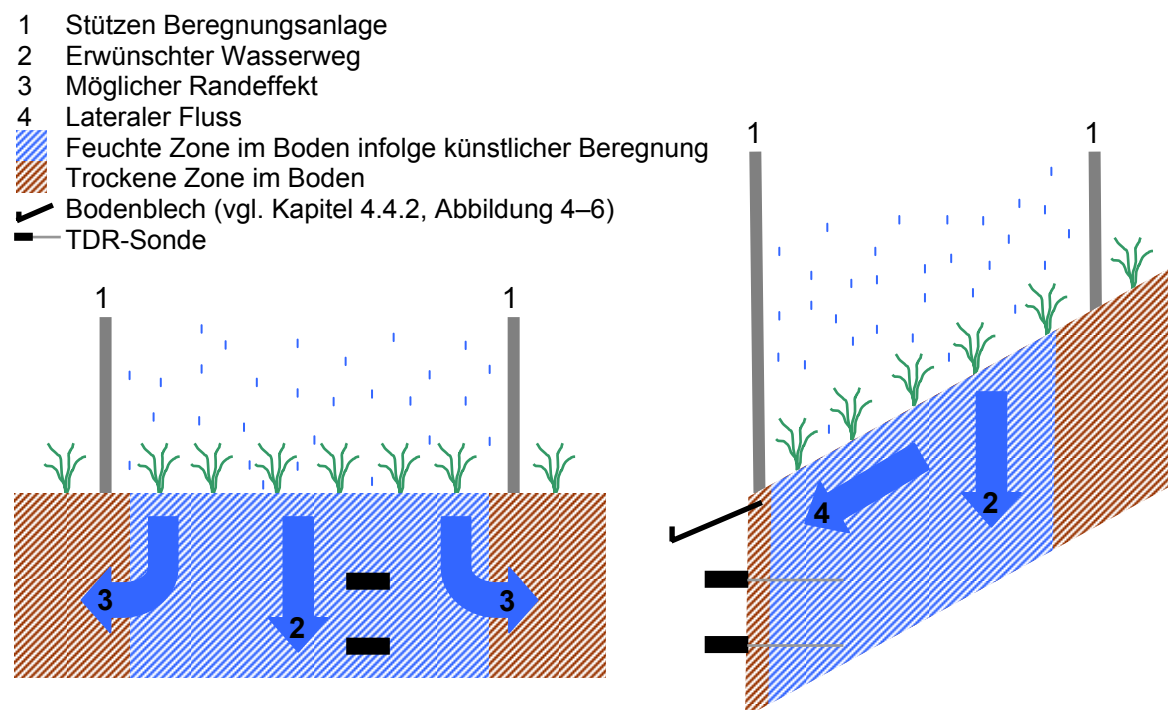


Abbildung 4-5: Möglicher Randeffekt bei der Messung des Bodenwassergehalts (Links: Aufsicht (ohne Auffangblech), Rechts: Seitenansicht)

Die Berechnung auf  $1\text{m}^2$  ist repräsentativ für die Plotskala. Die Fehler in der Messung des Bodenwassergehalts aufgrund von Randeffekten sind gering, da eine hohe Berechnungsintensität gewählt wurde, und die betrachteten Zeiträume kurz sind. Die mengenmässige Erfassung der Verluste ist sehr schwierig. Das laterale Fliessen wird quantifiziert (Kapitel 5.1.5). Die Randeffekte an den Seiten wurden nicht analysiert, werden aber als vernachlässigbar klein eingestuft.

### 4.3.2 Messung des Oberflächenabflusses

Das hierfür verwendete Gerät wurde am GIUB entwickelt. Durch einen Logger gesteuert, erfasst ein Wassersammler mit integrierter Pegelmessung den am Profil mit einem Blech gesammelte Oberflächenabfluss. Bei einem definierten Füllstand entleert das Gerät automatisch. Alle fünf Sekunden wird auf dem Logger ein Wert in mV gespeichert, der schliesslich mit Hilfe einer vorab im Labor bestimmten Eichkurve in Liter umgerechnet werden kann. Dadurch wird eine automatische Erfassung des Oberflächenabflusses in Menge und Zeit ermöglicht. Die Abbildung 4-6 illustriert den Versuchsaufbau.



Abbildung 4-6: Versuchsanordnung zur Erfassung des Oberflächenabflusses (Oben links: Auffangblech am Profil; rechts: Wassersammler; Unten links: Logger und Stromversorgung)

Zur Kontrolle sind die Leerungen aufgefangen und mit einem Messzylinder von Hand gemessen worden. Dabei hat sich herausgestellt, dass das Gerät mengenmässig zuverlässig misst. Es gibt mengenmässige Verfälschungen, die bei der Anwendung der vorgestellten Methode in Kauf genommen werden müssen. Sie werden insgesamt auf rund 0.5dl geschätzt und führen demnach bei einer Berechnungsmenge von 60l zu einem Fehler von rund 0.1%. Dieser Fehler setzt sich aus folgenden Komponenten zusammen:

- Wird an warmen Sommertagen das Auffangblech für den Oberflächenabfluss nicht beschattet, verdunstet beim Einsetzen des Oberflächenabflusses Wasser auf dem heissen Blech.



- Das Blech wie der Schlauch, der das gesammelte Wasser in den Wassersammler leitet, werden beim Einsetzen des Oberflächenabfluss benetzt, bevor dieses den Sammler erreicht.
- Wasser kann seitlich am Auffangblech vorbei fließen und wird dadurch nicht im Sammler aufgefangen und gemessen.
- Das Auffangblech konnte nicht bei allen Versuchsstandorten in derselben Tiefe im Profil eingebaut werden. Die Gründe hierfür liegen beim Skelettgehalt des Bodens, bei groben Wurzeln sowie an den unterschiedlichen Neigungen der Standorte.

Verschiedene Arbeiten, wie beispielsweise jene von Markart et al. (2004) oder Kainz et al. (1992), haben gezeigt, dass eine Berechnungsfläche von  $1\text{m}^2$  zu einer Unterschätzung der Abflusskoeffizienten führt. Wie gross diese ist, kann jedoch nicht abschliessend geklärt werden. Der Grund liegt bei den Verlusten, die im Verhältnis zur kleinen berechneten Fläche stärker ist Gewicht fallen, als wenn grössere Flächen berechnet werden. Kainz et al. (1992) erachten eine Versuchsfläche von mindestens ca.  $40\text{m}^2$  als notwendig, damit repräsentative Abflusskoeffizienten für grössere Flächen eines Einzugsgebietes erzielt werden können (Markart et al., 2004). Werte ermittelt durch Versuche mit Kleinregenanlagen, wie sie im Rahmen der vorliegenden Studie durchgeführt wurden, führen deshalb zu einem minimalen Abflusskoeffizienten.

### 4.3.3 Messung Bodenwassergehalt mit TDR-Sonden

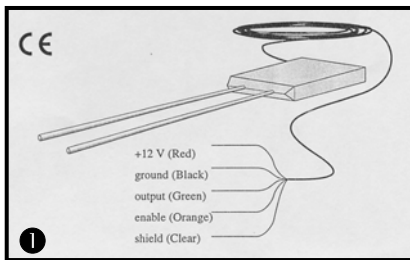
Das Messprinzip der TDR basiert im Wesentlichen auf einer Laufzeitmessung eines Impulses. Die Messung mit TDR-Sonden ergibt einen über die Länge der Sondenstäbe gemittelten Bodenwassergehalt. Damit werden Inhomogenitäten in der Befeuchtung des Bodens teilweise ausgeglichen. Weitere Ausführungen zum Messprinzip mittels TDR können dem Kapitel 3.3.3.4 oder den Arbeiten von Schütz (2000) oder Rook et al. (1993) entnommen werden.

Für die Feldversuche an den 34 Berechnungsstandorten kamen zwei Typen von TDR-Messsystemen zum Einsatz:

- TDR-Sonden vom Typ CS615 von Campbell Scientific Inc. (1998)
- TDR-Sonden (entwickelt am GIUB) mit Tektronix 1502B für die Impulssendung

Für die 20 Versuche, durchgeführt im Rahmen der vorliegenden Arbeit, wurden die TDR-Sonden vom Typ CS615 verwendet. Sie sind einfach zu handhaben, leicht und benötigen wenig Strom. Die 14 ergänzenden Standorte wurden mit dem zweiten System beprobt. Das Messsystem mit den TDR-Sonden und dem Tektronix 1502B ist komplexer anzuwenden, weist ein hohes Gewicht auf und verbraucht verhältnismässig viel Strom. Die Messung des Bodenwassergehalts im Allgemeinen und mit den beiden Messsystemen wird im Folgenden erläutert.

Die TDR-Sonden werden horizontal in die der Berechnungsanlage zugewandten Profilwand getrieben. Dabei ist darauf zu achten, dass die Stäbe parallel bleiben und die Löcher nicht ausgeweitet werden und dadurch den direkten Kontakt der Sondenstäbe mit dem Boden verhindern. Die TDR-Sonden vom Typ CS615 von Campbell Scientific Inc. (1998) sind mit Stäben von 30cm Länge und einem Durchmesser von 3.2mm versehen. Der Abstand zwischen den Stäben misst 3.2cm. Die Sonden werden direkt auf einen Logger geschaltet, der Impuls zur Messung der Laufzeit wird von einem im Sondenkopf eingebauten Gerät gesendet. Die folgende Abbildung zeigt eine solche TDR-Sonde schematisch und im Feldeinsatz.



- 1 TDR-Sonde
- 2 Messsonde für Bodentemperatur
- 3 Logger
- 4 Stromversorgung

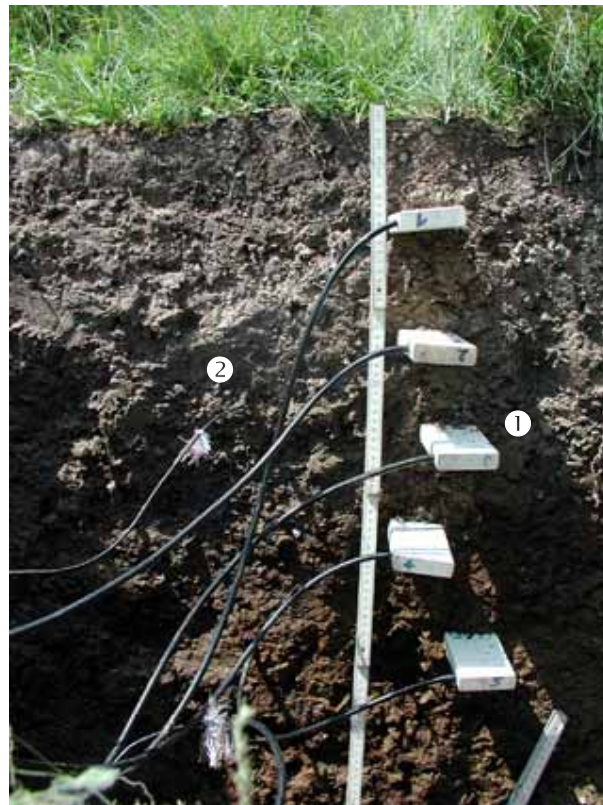


Abbildung 4-7: Messsystem für die Erfassung der Bodenfeuchte (Bild oben links: Campbell Scientific Inc., 1998)

Je nach Mächtigkeit des Bodenprofils sind zwischen einer und sechs Sonden im Boden eingebracht worden. Der Abstand der einzelnen Sonden lag zwischen 1cm und 36cm. Dieser ist abhängig vom Bodenaufbau und dem Skelettanteil. Der hohe Skelettanteil vor allem der Gesteinsböden erwies sich stellenweise als limitierender Faktor für eine höhere Anzahl an Messsonden und für eine Anpassung im Abstand der Sonden, der schliesslich unter Umständen nicht optimal dem Bodenaufbau resp. den -horizonten folgte. Die Bodentemperatur wurde ungefähr in der Tiefe der Sonde 1 und in der Mitte des Bodenprofils gemessen. Es hat sich gezeigt, dass diese zusätzlich erhobenen Daten der Bodentemperatur für die Analysen des Bodenwassergehalts nicht relevant sind.

Zur Abschätzung der Messgenauigkeit der eingesetzten TDR-Sonden (nur Typ CS615) erfolgte jeweils vor den beiden Feldsaisons 2006 und 2007 eine Labormessung in Luft, Sand mit 30Vol-% Wasser und Wasser je während mindestens einer Stunde. Damit konnte die Messgenauigkeit des absoluten Wassergehalts bestimmt werden. Die Labormessungen ergaben eine gute Qualität der Daten und setzten die Grundlage für die Wahl der Umrechnung der Rohdaten in Wassergehaltsdaten. Der Hersteller (Campbell Scientific Inc., 1998) stellt für die Umrechnung drei Gleichungen zur Verfügung. In der vorliegenden Arbeit wird mit der Gleichung für eine elektrische Leitfähigkeit von  $\leq 1.0\text{dS/m}$  gearbeitet. Zum Vergleich: Leitungswasser in Bern hat eine elektrische Leitfähigkeit von ca. 0.04 bis 0.05S/m (EWB, März 2009, Internetquelle).

Für die Standorte im Sperbelgraben und im Spissibach kam ein anderes System zur Messung der Bodenfeuchte mit TDR zur Anwendung. Das Messprinzip mit dem Impuls ist identisch, es wurden lediglich andere Geräte eingesetzt. Diese sind auf der nächsten Seite aufgeführt und in der Abbildung 4-8 illustriert.

- Tektronix für die Impulssendung (Tektronix 1502B)
- Sonden für die Messung (gemäss Entwicklung am GIUB)
- Multiplexer: Für die Messung mit bis zu maximal sechs Sonden
- Logger CR21X für die Steuerung und Speicherung der Daten



Abbildung 4-8: Messsystem für die Erfassung der Bodenfeuchte

#### 4.3.4 Pedologische Kenngrössen

Die ausgehobenen Bodenprofile wurden in Anlehnung an die Bodenklassifikation von Peyer und Frei (1992) mit einer Bodenansprache beschrieben. Die Aufnahme umfasst die Parameter Gefüge, Skelettanteil, Kalkgehalt, pH-Wert und Farbe. Eine Skizze des Profils und der Lage im Gelände runden die Ansprache ab. Die Klassifikation nach Peyer und Frei (1992) erlaubt schliesslich die Bestimmung eines Bodentyps.

Zusätzlich sind mit Stechzylindern von 1l Volumen Bodenproben vertikal an der Bodenoberfläche entnommen worden. Das Gewicht der Proben vor und nach der Trocknung bei 104° während mindestens 24h, das Volumen der Probe und die Dichte des mineralischen Materials ermöglicht die Kalkulation der Porosität. Sie wird aus dem Quotient zwischen der Lagerungsdichte und der Dichte des mineralischen Materials gemäss folgender Formel berechnet:

$$\varepsilon = 1 - \frac{\frac{m}{V}}{\rho_{\min}} \quad \text{Formel 4-1}$$

$\varepsilon$	Porosität [ $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ]
$m$	Masse der bei 104°C getrockneten Bodenprobe [g]
$V$	Volumen des Zylinders [ $\text{cm}^3$ ]
$\rho_{\min}$	Dichte des mineralischen Materials [ $\text{g}/\text{cm}^3$ ] (Annahme: $\rho_{\min} = 2.65\text{g}/\text{cm}^3$ )

### 4.3.5 Oberflächenabfluss: Anlaufzeit

Unter der Anlaufzeit des Oberflächenabflusses wird die Zeit verstanden, die verstreicht, bis Oberflächenabfluss einsetzt. Anhand der auf dem Logger aufgezeichneten Daten konnte die zeitliche Komponente ausgewertet und die Anlaufzeit des Oberflächenabflusses bestimmt werden. Die Anlaufzeit wird in Minuten angegeben. Eine kleinere Auflösung in Sekunden würde der Genauigkeit der Daten nicht gerecht. Das Messintervall von 5s stellt hier nicht das Problem dar, jedoch gibt es eine Verzögerung der Aufzeichnung verglichen mit der Realität. Bei dieser Verzögerung handelt es sich um jene Zeit, die verstreicht, bis das Wasser über das Blech, durch den Schlauch in den Wassersammler fließt und aufgezeichnet werden kann. Die Schlauchlänge hat hierbei einen wesentlichen Einfluss. Sie wurde jeweils so kurz wie möglich gehalten, konnte aber an keinem Standort unter 3m gekürzt werden, da anderenfalls kaum Gefälle vom Blech zum Wassersammler erreicht worden wäre.

### 4.3.6 Abflusskoeffizient

Bei der Berechnung des Abflusskoeffizienten wird keine zeitliche Komponente berücksichtigt, und die ablaufenden Prozesse gelangen nicht direkt in die Berechnung. Für den formellen Zusammenhang des Summen- oder Gesamtabflusskoeffizienten werden das oberflächlich abgeflossene Wasser und der aufgebrauchte Niederschlag je aufsummiert und der Quotient gebildet:

$$\psi_j = \frac{\sum_{i=1}^n Q_{i,j}}{\sum_{i=1}^n N_{i,j}} \quad \text{Formel 4-2}$$

$\psi_j$	Summen- oder Gesamtabflusskoeffizient für das j. Ereignis [ ]
$Q$	Oberflächenabfluss [l]
$N$	Niederschlag [l]
$i$	Messintervall [s]

Der Sättigungsabflusskoeffizient nach Markart et al. (2004) widerspiegelt jenen Prozentsatz am Niederschlag, der zum Zeitpunkt einer konstanten Infiltration oberflächlich abfließt. Zur Berechnung dessen wird die Formel 4-2 analog zum Summenabflusskoeffizienten angewendet, jedoch zum Zeitpunkt einer konstanten Infiltration. Der formelle Zusammenhang beschreibt sich demnach wie folgt:

$$\psi_t = \frac{Q_t}{N_t} \quad \text{Formel 4-3}$$

$\psi_t$	Sättigungsabflusskoeffizient zum Zeitpunkt t [ ]
$Q_t$	Oberflächenabfluss zum Zeitpunkt t [l]
$N_t$	Niederschlag zum Zeitpunkt t [l]
$t$	Zeitpunkt, bei dem konstante Infiltration herrscht [s]

Das Konzept des Sättigungsabflusskoeffizienten bedeutet, dass dieser Zustand von Abflusskonstanz reproduzierbar und nahezu unabhängig von den Vorfeuchtebedingungen ist. Stepanek (2004) hält fest, dass mit einer grossen Anzahl an Beregnungsversuchen die Abstraktionszeit mit der dazugehörigen Initialabstraktion hinreichend genau beschrieben werden kann und daher der Sättigungsabflusskoeffizient nahezu unabhängig von den Vorfeuchtebedingungen und demnach reproduzierbar ist.



Rickli und Forster (1997) verstehen unter dem Abflusskoeffizienten denjenigen, der in die Formel von Müller oder für das Fliesszeitverfahren verwendet wird. Dabei handelt es sich um den Gesamt- oder Summenabflusskoeffizienten (vgl. Formel 4-2).

Beim Vergleich der Abflusskoeffizienten berechnet aus den Daten der Beregnungsversuche (Summen- und Sättigungsabflusskoeffizient), den mit der Geländeanleitung von Markart et al. (2004) (vgl. Kapitel 4.5.2) ermittelten und den Koeffizienten bestimmt mit den Schemen von Rickli und Forster (1997) (vgl. Kapitel 4.5.1) ist demnach Vorsicht geboten. Es werden Abflusskoeffizienten miteinander verglichen, denen unterschiedliche Berechnungen und Prinzipien zu Grunde liegen.

### 4.3.7 Hochwasserdisposition anhand des Oberflächenabflusses

Aufgrund der Anlaufzeit und des Sättigungsabflusskoeffizienten werden die 34 Beregnungsstandorte in unterschiedliche Klassen der Hochwasserdisposition eingeteilt. Dabei ist die Klasse 1 jene mit der tiefsten Disposition und die Klasse 5 jene mit der höchsten. Die Klassengrenzen für die Einteilung der Standorte sind in der Tabelle 4-5 für die jeweiligen Dispositionsstufen dargestellt.

Tabelle 4-5: Einteilung der Sättigungsabflusskoeffizienten und der Anlaufzeit in fünf Klassen der Hochwasserdisposition

Klasse Hochwasserdisposition	HQ-Disp <sub>ψ</sub> Klassengrenzen Sättigungsabflusskoeffizient [ ]	HQ-Disp <sub>t</sub> Klassengrenzen Anlaufzeit [min]
1	≤ 0.10	> 20
2	0.11 - 0.30	15.1 - 20
3	0.31 - 0.50	10.1 - 15
4	0.51 - 0.75	5.1 - 10
5	> 0.75	≤ 5

Die Festlegung der Klassengrenzen erfolgt beim Abflusskoeffizienten anlehnend an die Klasseneinteilung für den Abflussbeiwert von Markart et al. (2004) (vgl. Kapitel 4.5.2). Bei der Anlaufzeit werden zwei Aspekte berücksichtigt: zum einen Erkenntnisse aus den Beregnungsversuchen von Scherrer (1997) und zum anderen die Verteilung der gemessenen Daten. In der Arbeit von Scherrer (1997) weist ein Standort, der für eine rasch reagierende Fläche repräsentativ ist, eine Anlaufzeit von <10min auf. Ein Standort repräsentativ für eine stark verzögert reagierende Fläche hingegen zeigt eine Anlaufzeit von rund 25min.

Daraus resultieren je fünf Klassen für die Hochwasserdisposition bezüglich der Menge (HQ-Disp<sub>ψ</sub>) und Anlaufzeit (HQ-Disp<sub>t</sub>) des Oberflächenabflusses. Damit eine Aussage betreffend beider Parameter des Oberflächenabflusses pro Standort erreicht werden kann, werden die Einteilungen für die zwei Beregnungen kombiniert. Differiert die Klasseneinteilung um eine Stufe, wird anhand der Lage der beiden Werte innerhalb seiner Klasse bestimmt, welche Klasseneinteilung am plausibelsten ist. So wird beispielsweise dem Wertepaar 0.17 als Abflusskoeffizient für die erste Beregnung und 0.10 für die zweite Beregnung die Hochwasserdispositions-klasse 2 zugeordnet. Die Einteilung betreffend der Anlaufzeit erfolgte analog derjenigen der Abflusskoeffizienten.

Die Einteilungen in Klassen der Hochwasserdisposition pro Standort für die Abflusskoeffizienten und für die Anlaufzeit (unabhängig von den beiden Beregnungen) werden schliesslich verrechnet, indem die Einteilung anhand der Abflusskoeffizienten doppelt und jene mit der Anlaufzeit

einfach gewichtet wird. Schliesslich erfolgt das mathematische Runden auf die ganze Zahl. Diese Kombination der Hochwasserdispositionen aus dem mengenmässigen und dem zeitlichen Aspekt des Oberflächenabflusses erfolgt aufgrund der Überlegung, dass einerseits tendenziell bei einer langen Anlaufzeit eine kleine Menge Wasser oberflächlich abfließen wird (vgl. Abbildung 5-3), der umgekehrte Fall trifft ebenfalls zu, und andererseits der mengenmässige Aspekt für den Beitrag zu einer Hochwasserspitze besonders massgebend ist.

#### 4.3.8 Bodenfeuchte: Speichervermögen und Bilanzierung

Damit die Speichervermögen berechnet werden können, muss das Signifikanzniveau für die Änderung im Wassergehalt festgelegt werden. Dazu wird vorab eine Fehlerbetrachtung in der Stichprobe der Daten aus den 34 Standorten durchgeführt. Die Abweichungen innerhalb der fünf Messwerte im Initialwassergehalt unmittelbar vor Beregnungsbeginn dienen als Grundlage für die Fehlerbetrachtung. Die Schwankungen in der Wassergehaltsmessung unmittelbar vor Beregnungsbeginn kommen durch Messunregelmässigkeiten des Systems, Lufteinschlüsse, hoher Skelettanteil und Unregelmässigkeiten beim Einbau der TDR-Sonden zustande. Die Datenlage für die Fehlerbetrachtung entspricht der Zusammenstellung in der folgenden Tabelle.

Tabelle 4-6: Datenlage für Fehlerbetrachtung der Messwerte der TDR-Sonden

Sondentyp	CS615	Sonden GIUB
Standorte	20 in 5 Einzugsgebieten	14 in 2 Einzugsgebieten
Anzahl Sonden pro Standort	1 bis 6	3 bis 6
Tiefe im Profil	bis 70cm	bis 108cm
Messintervall	2min	3 bis 5min
Total an Daten-Quintetten pro Beregnung	83	66
Total Daten-Quintette	166	132

Die Fehlerbetrachtung und Bestimmung des Signifikanzniveaus wurde für die beiden Sondentypen nach demselben Vorgehen aber getrennt durchgeführt. Die Arbeiten von Roth et al. (1990) und Alaoui und Helbling (2005) dienen als Anhaltspunkt für die Quantifizierung der Fehlerwerte. Das Vorgehen bei der Fehlerbetrachtung richtet sich nach folgenden Schritten:

- Berechnen des Fehlers nach Roth et al. (1990): Für trockene Verhältnisse (0.08Vol-%) liegt der Fehler bei 16%, bei feuchten Verhältnissen (0.93Vol-%) liegt er bei 1.2%. (vgl. auch Abbildung 4-9). Dieser Wert ist für die beiden Sondentypen gleich gross.
- Isolieren der fünf Messwerte im Initialwassergehalt unmittelbar vor Beregnungsbeginn pro Kurve und Beregnung für die beiden Sondentypen. Dies ergibt 166 resp. 132 Werte-Quintette.
- Innerhalb dieser fünf Werte alle absoluten Abweichungen berechnen. Dies ergibt pro Quintett zehn Werte.
- Aus diesen zehn Werten pro Kurve und Beregnung die statistischen Kennzahlen Minimum, Maximum, Mittelwert, Varianz, Standardabweichung, Schiefe, Median, 25%-, 15%-, 90%- und 95%-Quantil berechnen.
- Die Verteilung der Daten überprüfen: Beide Datenreihen wurden in einem Q-Q-Plot aufgetragen: Sie sind nicht normalverteilt, sondern folgen am ehesten einer Gammaverteilung. Daher wird nicht mit dem Mittelwert und der Standardabweichung weitergerechnet.
- Bestimmung des absoluten Fehlers anhand der Abweichungen: Als Fehlergrenze wird das 90%-Quantil festgelegt. Für die CS615-Sonden liegt es bei 0.0006 und für die GIUB-

Sonden bei 0.0028Vol-%. Mit diesem Vorgehen wird davon ausgegangen, dass ein möglicher Messwert mit 90% Wahrscheinlichkeit im Fehlerintervall liegt und zu 10% ausserhalb. Es erfolgt keine Differenzierung der Fehlerwerte für trockene und feuchte Bedingungen, wie dies von Roth et al. (1990) vorgenommen wird. Dies aufgrund der Verteilung der Wassergehaltsdaten aus der vorliegenden Arbeit: Der tiefste Initialwassergehalt liegt bei 0.169Vol-% der höchste der maximalen Wassergehalte bei 0.699Vol-%. Dabei werden die Werte, die Roth et al. (1990) für die beiden Extreme „trocken“ und „feucht“ gewählt hat, nicht erreicht.

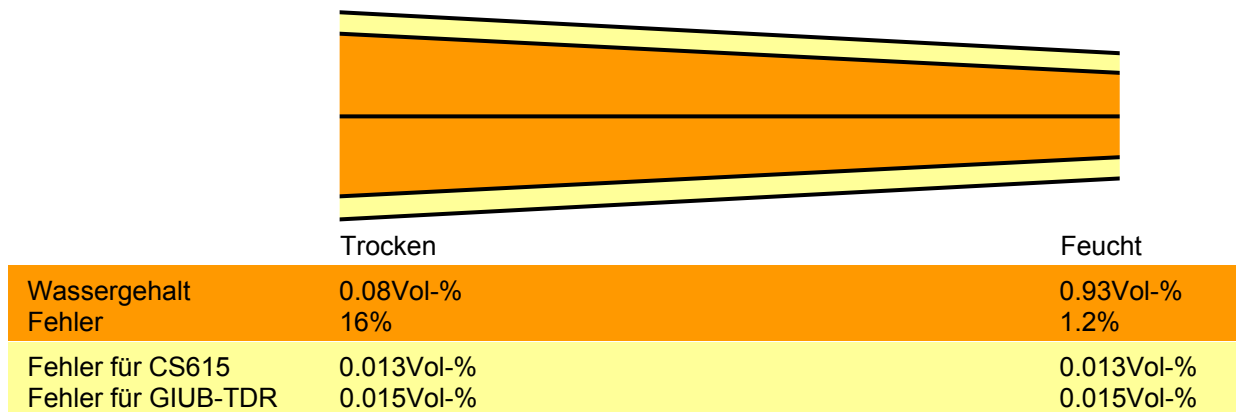


Abbildung 4-9: Bestimmung des Fehlers nach Roth et al. (1990) und anhand der Streuung der vorliegenden Daten (orange: Fehler nach Roth et al. (1990); gelb: Fehler aufgrund der vorliegenden Messungen)

- Die Fehler berechnet nach Roth et al. (1990) addiert mit dem 90%-Quantil aus den Abweichungen in den Messwerten wird für den Wertebereich von 0.08 bis 0.93Vol-% gemittelt und ergibt den definitiven absoluten Fehler in Vol-%. Dieser liegt für die Sonden CS615 bei 0.013 und für die GIUB-Sonden bei 0.015Vol-%.
- Zwei Messwerte werden als signifikant verschieden voneinander betrachtet, wenn sie mindestens im Wert des halben absoluten Fehlers voneinander verschieden sind (vgl. Abbildung 4-10).

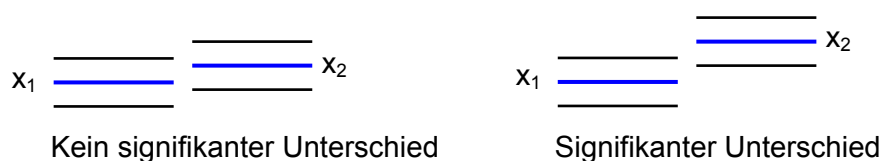


Abbildung 4-10: Veranschaulichung des signifikanten Unterschieds zwischen zwei Messwerten ( $x_1$  und  $x_2$ ) (blaue Linie: Messwert; schwarze Linien: Fehlerintervall)

Das Ausmass des kurzfristigen maximalen Speichervermögens für einen repräsentativen Bereich im Boden wird aus dem Ausgangswassergehalt, dem maximalen Wassergehalt und dem repräsentativen Bodenkompartment einer Sonde wie folgt berechnet:

$$SPk_i = z_i (\theta_{\max,i} - \theta_{0,i}) \tag{Formel 4-4}$$

- SPk<sub>i</sub> Maximales kurzfristiges Speichervermögen für die Sonde i [l]
- z<sub>i</sub> Mächtigkeit des Bodenkompiments, für das die Sonde i repräsentativ ist (vgl. Abbildung 4-11) [mm]
- θ<sub>max,i</sub> Maximaler Wassergehalt gemessen von der Sonde i [Vol-%]
- θ<sub>0,i</sub> Ausgangswassergehalt gemessen von der Sonde i [Vol-%]

Der Ausgangswassergehalt ergibt sich aus dem arithmetischen Mittelwert der fünf Werte vor Beregnungsbeginn. Als maximaler Wassergehalt gilt der höchste Wert, der innerhalb von drei Stunden nach Beregnungsbeginn erreicht wird. Sind der Ausgangs- und Maximalwassergehalt signifikant voneinander verschieden, gilt das kurzfristige maximale Speichervermögen ebenfalls als signifikant. Für das gesamte Profil wird das kurzfristige maximale Speichervermögen durch die Aufsummierung der Speichervermögen aller Sonden errechnet. Dabei gilt es zu beachten, dass damit die Speicherung von Wasser in allen Poren berücksichtigt wird, das heisst in den Makroporen resp. in den Grob- und Mittelporen.

Die Mächtigkeit des Bodenkompartment für das eine Sonde repräsentativ ist, wird wie folgt ermittelt (Abbildung 4-11): Der Abstand zwischen zwei Sonden wird halbiert. Die Distanz zwischen diesen Mitteln gilt als die Mächtigkeit  $z_i$ , für die eine Sonde relevant ist. Die erste Sonde gilt für den Bereich von der Bodenoberfläche bis zur Mitte zwischen der ersten und zweiten Sonde als repräsentativ, die letzte Sonde für den Bereich von der Mitte zwischen der zweitletzten und letzten Sonde bis zum Profillende.

Eine Berücksichtigung der Grenzen der Bodenhorizonte zur Ermittlung der Mächtigkeit  $z_i$  stösst aus folgenden Gründen an Grenzen und wird daher nicht angewendet:

- Bodenhorizonte lassen sich nicht immer scharf abgrenzen.
- Allfällige Horizontgrenzen können im Boden variieren, demnach müssen die Grenzen, die an der Profilwand sichtbar sind, im Bodenkörper dahinter nicht identisch verlaufen.
- Sonden konnten nicht immer pro Horizont eingebaut werden (vgl. Kapitel 4.3.3)

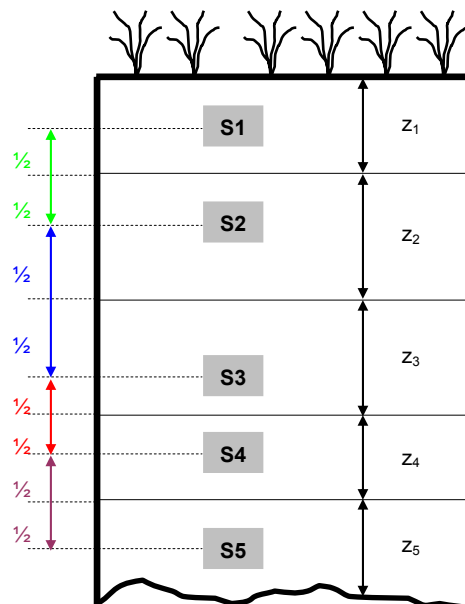


Abbildung 4-11: Mächtigkeit  $z_i$  des Bodenkompartmentes, für das die TDR-Sonde  $i$  im Profil repräsentativ ist

Für die Bilanzierung und die Quantifizierung des lateralen Flusses wird die klassische Wasserbilanzgleichung herangezogen. Demnach kann folgende Grundgleichung aufgestellt werden:

$$NS = R + Evapo + \Delta s \quad \text{Formel 4-5}$$

- NS Aufgetragene Niederschlagsmenge [l]
- R Gesamtabfluss [l]
- Evapo Evapotranspiration [l]
- $\Delta s$  Speicheränderung [l]

Für den in der vorliegenden Arbeit betrachteten Sachverhalt wird die Evapotranspiration vernachlässigt. Nach Frei und Peyer (1991) verdunstet von einer nassen Bodenoberfläche ähnlich viel Wasser wie von einer offenen Wasseroberfläche. Dabei handelt es sich um 1 bis 10mm pro Tag. Dies entspricht umgerechnet auf eine Stunde 0.04 bis 0.42mm. Der Term R setzt sich aus dem Oberflächenabfluss, lateralen Fließen und der Tiefensickerung zusammen, und die Speicheränderung kann als das kurzfristige Speichervermögen betrachtet werden. Daraus folgt die unten stehende Gleichung:

$$NS = OFA + LF + TS + SPk \quad \text{Formel 4-6}$$

NS	Aufgetragene Niederschlagsmenge [l]
OFA	Oberflächenabfluss [l]
LF	Lateraler Fluss [l]
TS	Tiefensickerung [l]
SPk	Kurzfristiges maximales Speichervermögen [l]

Die Tiefensickerung wird als jene Menge Wasser bezeichnet, die bei der untersten Sonde in die Tiefe sickert. Sie wird zum Zeitpunkt 3h nach Beregnungsbeginn gemäss folgender Formel berechnet:

$$TS_i = z_i (\theta_{\max,i} - \theta_{3h,i}) \quad \text{Formel 4-7}$$

$TS_i$	Tiefensickerung bei der Sonde i [l]
$z_i$	Mächtigkeit des Bodenkompartment, für das die Sonde i repräsentativ ist (vgl. Abbildung 4-11) [mm]
$\theta_{\max,i}$	Maximaler Wassergehalt gemessen von der Sonde i [Vol-%]
$\theta_{3h,i}$	Wassergehalt 3h nach Beregnungsbeginn gemessen von der Sonde i [Vol-%]

Die Formel 4-6 lässt die Berechnung des lateralen Fließens (LF) in einem Boden zu. Dieser Term beinhaltet jedoch auch die Fehler der gesamten Berechnung: die Verluste durch Interzeption, Verdunstung aus dem Profil (natürliche Abtrocknung) und durch das Austreten von Wasser aus der Profilwand unterhalb des Auffangblechs. Diese Tatsache ist bei der Interpretation der Ergebnisse zu berücksichtigen. Zusätzlich ist zu beachten, dass die verwendeten Formeln, insbesondere jene für das kurzfristige maximale Speichervermögen, lediglich für eine Analyse in einer kleinen Zeitspanne geeignet sind. Sollen Bilanzierungen über mehrere Tage ermittelt werden, wird auf die Methodik von Mdaghri-Alaoui und Eugster (2001) verwiesen.

### 4.3.9 Geschwindigkeit der Feuchtefront

Aufgrund des Zeitunterschieds, der sich aus dem Beginn der Beregnung und der Ankunft der Feuchtefront bei den verschiedenen Sonden ergibt, sowie der Tiefe der Sonde im Bodenprofil wird die Geschwindigkeit des Fortschreitens der Feuchtefront ermittelt. Es handelt sich dabei um eine mittlere Geschwindigkeit, da Makro- und Mikroporen am Sickerungsprozess beteiligt sind (vgl. Abbildung 4-12). Mit der vorgestellten Methode ist es nicht möglich, die Prozesse in den verschiedenen Poren getrennt zu betrachten, wie dies auch zum Beispiel Alaoui und Helbling (2006) in ihrer Studie festhalten. Aufgrund von Makroporenfluss und Heterogenitäten im Boden kann es vorkommen, dass eine tiefer gelegene Sonde schneller auf die Befeuchtung anspricht als die Sonde darüber. Zusätzlich erfolgt eine Mittelung bereits bei der Messung der Bodenfeuchte, denn diese Messung erfolgt über die gesamte Länge der Sondenstäbe.

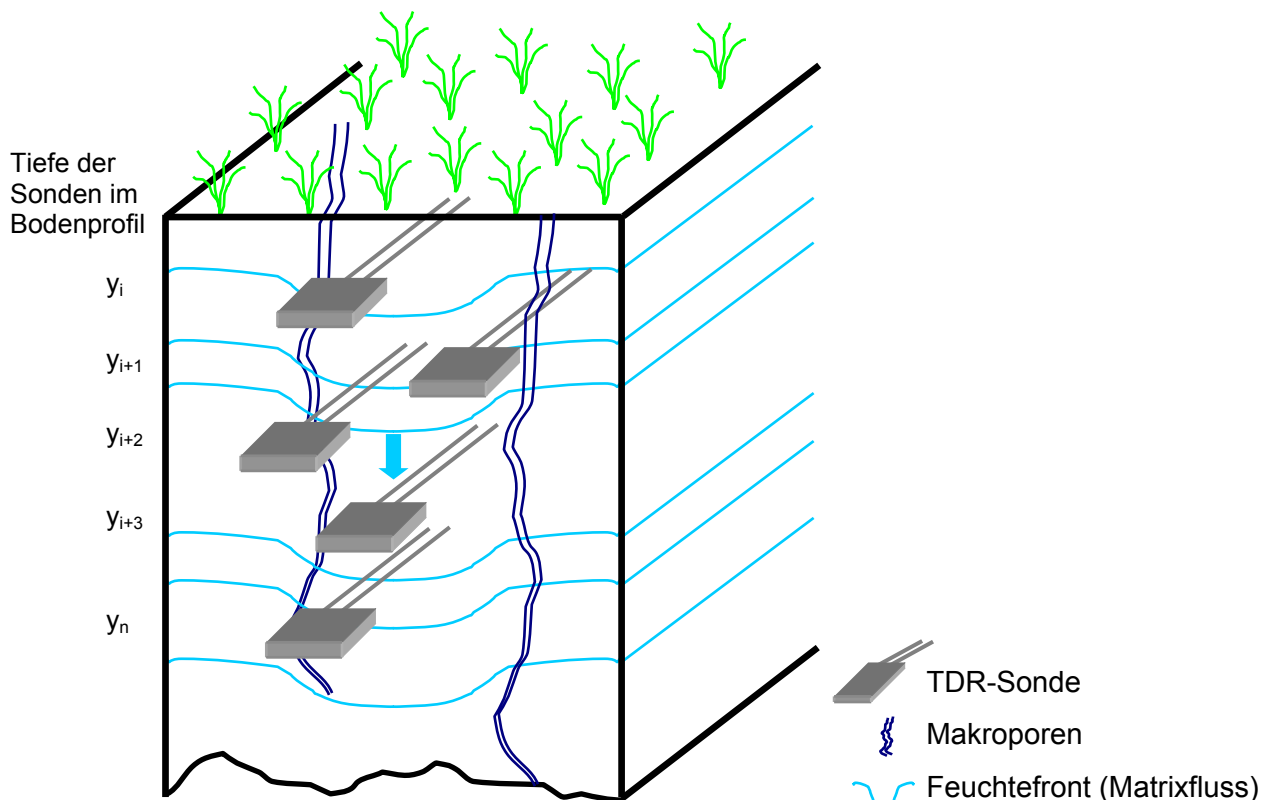


Abbildung 4-12: Schematische Darstellung eines Bodenprofils mit TDR-Sonden mit Fortschreitender Feuchtefront und Makroporenfluss

Vorab werden die Geschwindigkeiten der Feuchtefronten pro Beregnung und Sonde in einem Profil mit der folgenden Formel berechnet:

$$\bar{v}_i = \frac{y_i}{t_i - t_0} \quad \text{Formel 4-8}$$

- $\bar{v}_i$  Mittlere Geschwindigkeit zwischen der Bodenoberfläche und der Sonde i [m/s]
- $y_i$  Absolute Tiefe der Sonde i [m]
- $t_i$  Zeitpunkt bei Anstieg des Wassergehalts der Sonde i [s]
- $t_0$  Beregnungsbeginn [s]

Für die mittlere Geschwindigkeit des Fortschreitens der Feuchtefront im Profil werden die Werte der einzelnen Sonden arithmetisch gemittelt.

Da die Datengrundlage zum einen aus eigenen Versuchen und zum anderen aus dritter Hand stammt, konnte der Zeitpunkt des Beregnungsbeginns aus den Metadaten nicht immer exakt ermittelt werden. In diesen Fällen, wird die Ankunft der Feuchtefront bei der ersten Sonde dem Beregnungsbeginn gleichgesetzt, und es gehen die Tiefen der Sonden ab der ersten Sonde in die Berechnung der Geschwindigkeit ein. Diese Fälle werden in der Auswertung explizit erwähnt.

## 4.4 Dominante Abflussprozesse

Es folgend zwei Unterkapitel zur Herleitung der dominanten Abflussprozesse. Im ersten wird die Entwicklung einer eigenen Methodik zur Ermittlung der dominanten Abflussprozesse erläutert, im zweiten Unterkapitel wird die Methodik von Scherrer (2004) erklärt.

### 4.4.1 Klassierung der Fliessprozesse und Ermittlung des dominanten Abflussprozesses pro Standort

Für die Klassierung der Fliessprozesse im Boden wurde für jede TDR-Sonde anhand der aufgezeichneten Daten die Kurvenform gemäss Kapitel 3.3.3.3 für die erste und zweite Berechnung bestimmt. Dabei gelangten qualitative Kriterien zur Anwendung. Pro Berechnung und Standort wurden die Kurvenformen aller Sonden zusammengefasst und einem Fliessprozess zugeordnet.

Für die Bestimmung des dominanten Fliessprozesses an der Oberfläche gelangen Kriterien zur mengenmässigen und zeitlichen Dimension des Oberflächenabflusses in Form der Hochwasserdispositionsklassen (vgl. Tabelle 4-5, Kapitel 4.3.7) zur Anwendung.

Die Kombination der beiden Typisierungsverfahren ermöglicht die Zuordnung eines dominanten Fliessprozesses pro Standort. Das Schema in Abbildung 4-13 illustriert diese Klassierung.

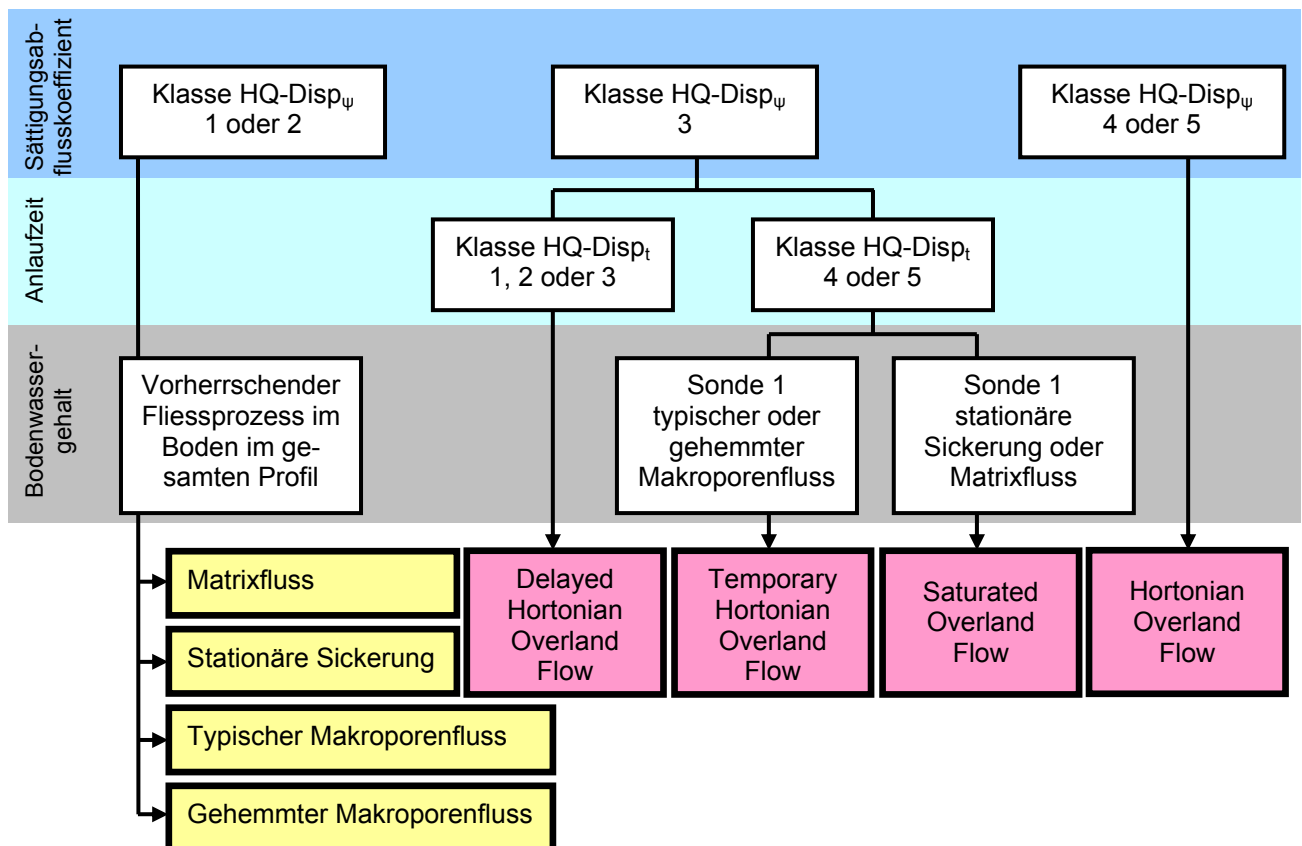


Abbildung 4-13: Kriterien für die Klassierung der dominanten Abflussprozesse pro Standort (HQ-Disp<sub>ψ</sub> und HQ-Disp<sub>t</sub> siehe Tabelle 4-4, Kapitel 4.3.7)  
 Rosa Kasten: Oberflächenabflussprozesse; Gelbe Kasten: Fliessprozesse im Boden

Schliesslich kann aufgrund der unterschiedlichen Vorfeuchtebedingungen der beiden Berechnungen jedem Standort ein dominanter Prozess für die gewünschten Rahmenbedingungen zugeordnet werden. Während eines Ereignisses können sich die an der Sickerung im Boden und am Fließen an der Bodenoberfläche beteiligten Prozesse verändern, man spricht von der Nicht-Linearität der Prozesse. Dieser Sachverhalt wird in der hier vorgeschlagenen Typisierung nicht berücksichtigt.

#### 4.4.2 Dominante Fließprozesse nach Scherrer (2004)

Scherrer (2004) hat in seiner Arbeit einen Leitfaden entwickelt, mit dem die Ermittlung massgebender Abflussprozesse hochwasserrelevanter Flächen durchgeführt werden kann. Diese Arbeit wird dazu verwendet, das im Kapitel 4.4.1 vorgestellte Verfahren zur Bestimmung der dominanten Abflussprozesse einzuordnen. Dazu werden die nach dem Leitfaden von Scherrer (2004) bestimmten dominanten Abflussprozesse mit jenen nach dem Vorgehen erläutert im Kapitel 4.4.1 ermittelten Prozesse verglichen.

Bei Scherrer (2004) spielen Prozessbeurteilungsschemen eine zentrale Rolle. Sie erlauben, die je nach Bodenaufbau unterschiedlichen Abflussprozesse zu ermitteln. Für die Nutzungsarten Wiese/Weide, Ackerland und Rebhänge sind solche Schemen als Entscheidungsbäume verfügbar, worin die wichtigen Boden- oder Geländemerkmale die Bausteine bilden. Als Grundlage für die Verwendung der Entscheidungsbäume dient Feldarbeit, insbesondere jene, die bodenkundliche Aspekte abdeckt. Die Überprüfung der Beurteilung erfolgt mit hydrologischen Felduntersuchungen wie beispielsweise Infiltrationsversuche, Kleinberegnungsversuche mit und ohne Farb-Tracer. (Scherrer, 2004)

Das von Scherrer (2004) vorgeschlagene Vorgehen ermöglicht die Beurteilung, wie Abfluss entsteht und wie rasch eine Fläche bei Starkniederschlägen reagiert. Es wird eine Unterscheidung in die Prozessarten möglich, dargestellt in der Tabelle 4-7.

Tabelle 4-7: Die Abflussprozessstypen und ihre Intensität (nach Scherrer, 2004)

Fließweg	Prozessgruppe	Abkürzung	Intensität und kurzer Beschrieb des Abflussprozesses
Oberfläche	Hortonscher Oberflächenabfluss	HOF1	Sofortiger Oberflächenabfluss als Folge von Infiltrationshemmnissen
		HOF2	Leicht verzögerter Oberflächenabfluss als Folge von Infiltrationshemmnissen
	Gesättigter Oberflächenabfluss	SOF1	Sofortiger Oberflächenabfluss als Folge sich schnell sättigender Flächen
		SOF2	Verzögerter Oberflächenabfluss als Folge sich sättigender Flächen
		SOF3	Stark verzögerter Oberflächenabfluss als Folge sich langsam sättigender Flächen
	Unterirdisch	Laterale Fließprozesse im Boden	SSF1
SSF2			Verzögerter Abfluss im Boden
SSF3			Stark verzögerter Abfluss im Boden
Tiefensickerung		DB	Tiefensickerung in geologische Schichten



Die in der Tabelle 4-7 skizzierten Prozessarten können vom zeitlichen Aspekt her weiter in Prozesse, die sofort (1), leicht (2) oder stark (3) verzögert ablaufen, unterteilt werden. Dies wird mit der Zahl hinter der Abkürzung in Tabelle 4-7 verdeutlicht. Dies erlaubt eine Aussage bezüglich ihres Masses der Hochwasserrelevanz. Zur Quantifizierung der tatsächlich bei Hochwasser auftretenden Abflüsse sind jedoch weitere Arbeiten notwendig. (Scherrer, 2004)

Für den konkreten Ablauf der Anwendung der Bestimmungsschlüssel wird in Scherrer (2004) folgendes Vorgehen vorgeschlagen:

- Grundlagen zusammentragen: Informationen aus diversen Kartenwerken
- Vorerkundung im Feld: Gebietsbesichtigung, mögliche Repräsentativflächen ausscheiden, Planung der Felduntersuchungen
- Untersuchungen im Feld: Bodenansprache, erste Einschätzung gemäss des Bestimmungsschlüssels und Beurteilung der Abflussprozesse, festlegen allfälliger Zusatzuntersuchungen
- Auswertung der Felduntersuchungen: Einbezug von weiteren Daten, definitive Festlegung der Abflussprozesse, Übertragung der Standortergebnisse auf grössere Flächen
- Plausibilisierung der Ergebnisse: beispielsweise Überschlägige Abflussberechnung, Vergleich mit historischen Ereignissen

Die Abbildung 4-14 zeigt als Beispiel einen Ausschnitt eines Prozessbeurteilungsschema nach Scherrer (2004). Sämtliche verfügbaren Schemen finden sich in Scherrer (2004).

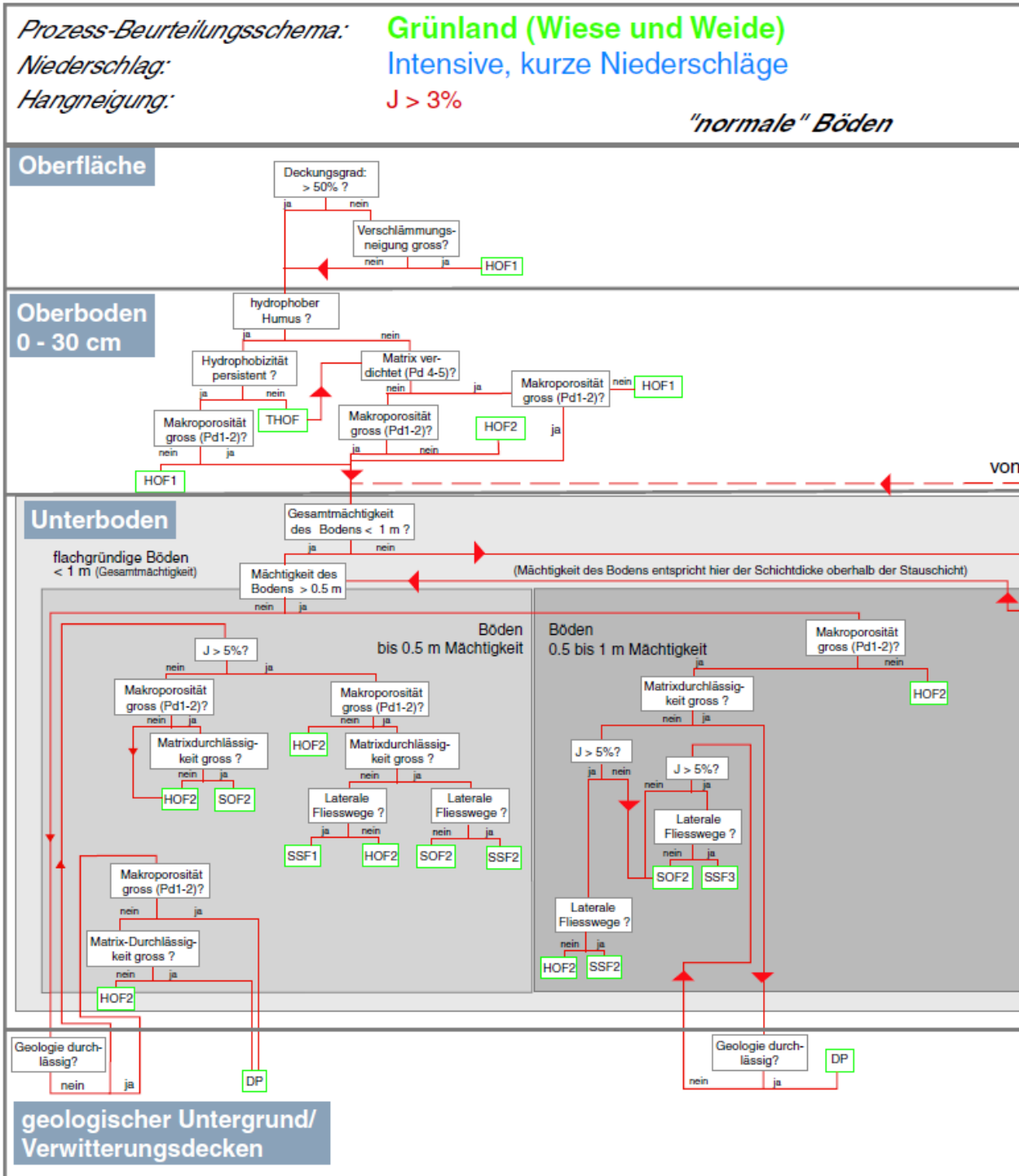


Abbildung 4-14: Ausschnitt aus einem Prozessbeurteilungsschema (Scherrer, 2004)

### 4.5 Raumgliederung und Hochwasserdisposition

Um ein Einzugsgebiet in Räume unterschiedlicher hydrologischer Relevanz einzuteilen gibt es verschiedene Möglichkeiten. Die Wahl der geeigneten Methode hängt vom Ziel der Raumgliederung und von der Grösse des Betrachtungsraumes ab. In der vorliegenden Arbeit werden drei Vorgehen zur Strukturierung der Einzugsgebiete durchgeführt und verglichen:

- Raumgliederung nach Rickli und Forster (1997) (Summenabflusskoeffizienten)
- Raumgliederung mit der Geländeanleitung von Markart et al. (2004) (klassierte Sättigungsabflusskoeffizienten)
- Raumgliederung mithilfe eines GIS (Hochwasserdispositionsclassen)

Die drei Arten von Raumgliederungen zielen darauf ab, ähnliche Gebiete in einem Einzugsgebiet zusammenzufassen. Bei den ersten beiden Verfahren liegt der Fokus auf boden- und vegetationskundlichen Kennwerten, das dritte Vorgehen versucht mit digital verfügbaren Raumdaten zu einer hydrologischen Gliederung eines Einzugsgebietes zu gelangen. Allen drei Ansätzen liegt zu Grunde, dass sie eine statische Betrachtung des Einzugsgebietes zum Ziel haben und nicht auf hydrodynamische Aspekte eingehen.

Die Verfahren nach Rickli und Forster (1997) und Markart et al. (2003) sind in den zwölf Schwerpunktgebieten und der GIS-Ansatz in allen 45 Untersuchungsgebieten angewendet worden.

#### **4.5.1 Raumgliederung nach Rickli und Forster (1997)**

Der Inhalt dieses Unterkapitels stammt aus den Arbeiten von Rickli und Forster (1997), Spreafico et al. (2003) und Sury (2006). Als Inputdatensatz für HAKESCH ist unter anderem die im Folgenden erläuterte Raumgliederung notwendig, wobei es sich dabei um die räumliche Verteilung der Summenabflusskoeffizienten und des Wasserspeichervolumens handelt. Das Kapitel 3.3.5.2 widmet sich HAKESCH allgemein, hier wird näher auf die Raumgliederung nach Rickli und Forster (1997) eingegangen.

Bei der Vorgehensweise nach Rickli und Forster (1997) steht nicht im Vordergrund, Detailfragen zu klären, die der vollständigen Klärung der Parameter zur Abflussbildung an einem bestimmten Standort dienen, sondern es geht vielmehr um eine Standortbeurteilung, die den natürlichen Vorgängen Rechnung trägt. Dazu wurden Ergebnisse aus Infiltrations- und Berechnungsversuchen ausgewertet und ein Vorgehen erarbeitet, das eine angemessene und nachvollziehbare Beurteilung und Bewertung eines Standortes hinsichtlich der Hochwasserentstehung erlauben soll. Rickli und Forster (1997) erarbeiteten ein Schema zur Abschätzung des Abflusskoeffizienten anhand der Infiltrationsbedingungen an der Bodenoberfläche und der Wasseraufnahmefähigkeit des Bodens. Vogt (2001) erweiterte das Schema mit Werten für das Wasserspeichervermögen. Als Kriterien für die Infiltrationsbedingungen werden die Vernässung und Verdichtung angewendet. Diese beiden Aspekte lassen sich mit Hilfe von Zeigerpflanzen bzw. Kenntnissen der Bewirtschaftung (z.B. Beweidung, Befahren mit land- und forstwirtschaftlichen Maschinen, Skipistennutzung) beurteilen. Die Wasseraufnahmekapazität wird mittels einer einfachen Bodenansprache beurteilt. Dabei wird dem Bodenaufbau, Skelettgehalt und der Gründigkeit Beachtung geschenkt.

Die Raumgliederung erfolgt in verschiedenen Schritten. Als erstes wird eine hypothetische Raumgliederung primär aufgrund der Landnutzung und der Bodenbedeckung erarbeitet. Diese kann im GIS durch Verschneiden und Zusammenfassen von Raumdaten entstehen oder auch von Hand auf einer Karte skizziert werden. In einem zweiten Schritt wird im Feld einerseits falls notwendig die räumliche Begrenzung der hypothetischen Raumgliederung modifiziert und andererseits den Teilflächen mit Hilfe von zwei Ablaufschemen ein Abflusskoeffizient und ein Wasserspeichervermögen zugeordnet (vgl. Abbildung 4-15 und Abbildung 4-16). Dabei werden die verschiedenen Einflussfaktoren an unterschiedlichen Standorten einer Teilfläche beurteilt: Verdichtung des Bodens, Deckungsgrad der Vegetation (Unterscheidung in Wald oder Freiland), Bodenvernässung, -mächtigkeit, Skelett- und Porenanteil und Zeigerpflanzen. Bei letzteren handelt es sich vor allem um solche, die auf einen vernässten Boden hindeuten.

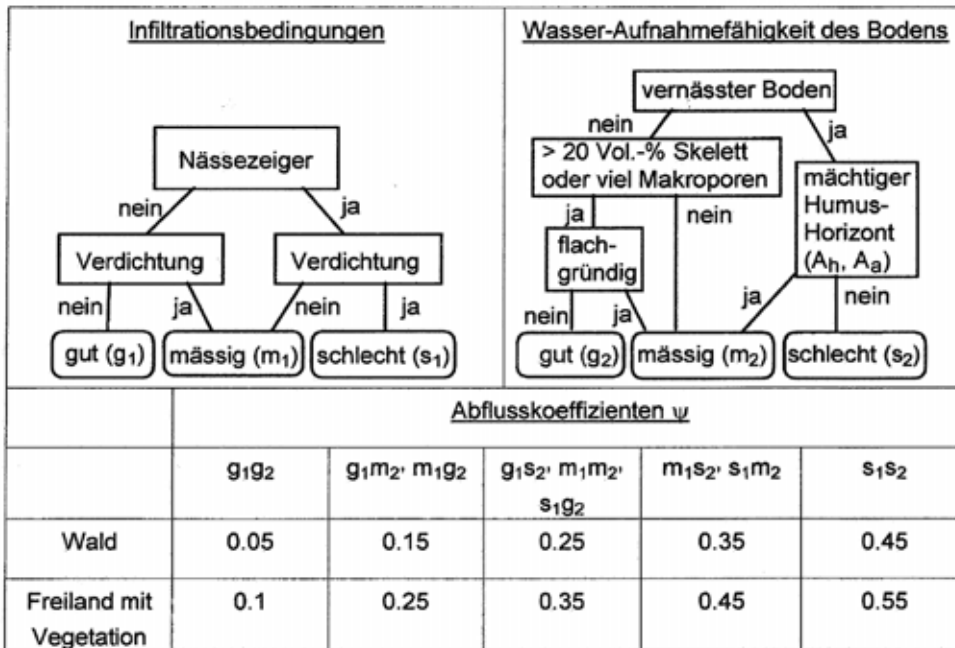


Abbildung 4-15: Entscheidungsbaum zur Bestimmung des Abflusskoeffizienten (Rickli und Forster, 1997)

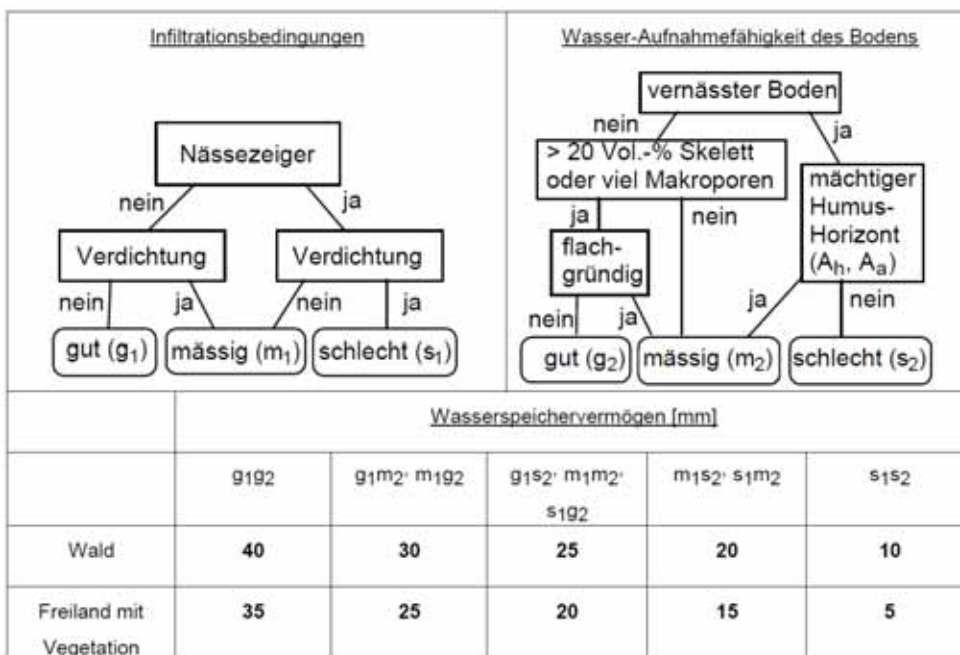


Abbildung 4-16: Entscheidungsbaum zur Bestimmung des Wasserspeichervermögens (Rickli und Forster, 1997; Vogt, 2001)

Schliesslich werden im Feld aus den unterschiedlichen Standortbeurteilungen pro Teilfläche ein Abflusskoeffizient und ein Wasserspeichervermögen bestimmt. In einem letzten Schritt wird nach der Feldarbeit aus der hypothetischen Raumgliederung die definitive Raumgliederung erstellt. In der folgenden Abbildung sind als Beispiel die Raumgliederungen nach Rickli und Forster (1997) für den Spissi- und den Dürrenwaldbach dargestellt.

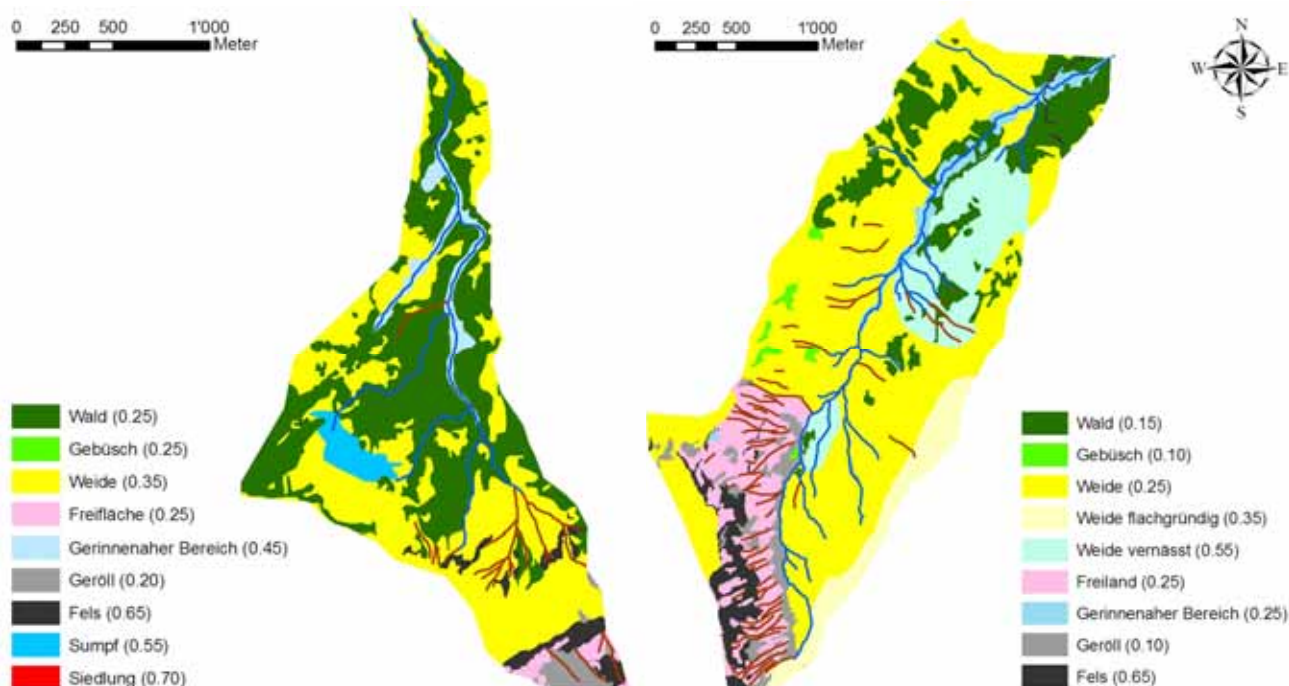


Abbildung 4-17: Raumgliederung nach Rickli und Forster (1997) am Beispiel des Spissibachs (links) und des Dürrenwaldbachs (rechts) (Sury, 2006; verändert)  
 Blau: Gerinnesystem; Braun: Runsen  
 In Klammern hinter der Beschriftung der Teilflächen sind die Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (18997) aufgeführt.

Die in der vorliegenden Arbeit verwendeten Raumgliederungen nach Rickli und Forster (1997) der zwölf Schwerpunktgebiete stammen aus den Arbeiten von Sury (2006) und Zraggen (2009, in Vorb.). Wie im Kapitel 4.3.6 erwähnt, handelt es sich beim Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) um den Summenabflusskoeffizienten.

#### 4.5.2 Raumgliederung mit der Geländeanleitung von Markart et al. (2004)

Der Inhalt dieses Unterkapitels stammt aus den Arbeiten von Markart et al. (2004), Hemund (2008) und Hemund et al. (2009, in Vorb.). Die „Provisorische Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflussbeiwertes auf alpinen Boden-/Vegetationseinheiten bei konvektiven Niederschlägen“ von Markart et al. (2004) hat zum Ziel, dem Praktiker eine Methode zur Verfügung zu stellen, mit der eine Karte der Abflussbeiwerte erstellt werden kann. Damit und mit der Ergänzung durch eine Karte der Rauigkeitsbeiwerte wird es möglich, mit einem hydrologischen Abschätzverfahren, Spitzenabflüsse und -frachten zu bestimmen.

Die Geländeanleitung ist zusammen mit dem Laufzeitverfahren ZEMOKOST (Kohl und Stepanek, 2005a und 2005b) essentieller Bestandteil des in ETAlp (Erosion, Transport in Alpinen Systemen) entwickelten Werkzeugkoffers. ETAlp steht für eine gesamtheitliche Erfassung und Bewertung von Erosions- und Transportvorgängen in Wildbacheinzugsgebieten.

Die Kartierungen unter Anwendung der Geländeanleitung erfolgen im Feld und werden auf einer mittleren (1:10'000) bis detaillierten (1:5'000) Massstabsebene durchgeführt. Die Geländeanleitung ist für Österreich entwickelt worden und gilt vorerst für den dortigen Ostalpenraum. Die Grundlagendaten für die Anleitung bilden Resultate aus 700 Starkregensimulationen mit Grossregenanlagen auf Versuchsflächen zwischen 50 und 100m<sup>2</sup>. Mit den Arbeiten von He-

mund (2008) und Hemund et al. (2009, in Vorb.) erfolgte eine Anwendung der Methodik in der Schweiz und eine geringfügige entsprechende Ergänzung der Anleitung.

Bei der Abschätzung des Abfluss- und Rauigkeitsbeiwertes im Feld wird von einem „Worst-Case-Szenario“ ausgegangen. Darunter verstehen die Autoren die in einem Gebiet realistisch auftretenden schlechtesten Rahmenbedingungen. Dabei kann es sich zum Beispiel um einen hochsommerlichen Starkregen handeln, der auf ausgiebig vorgefeuchteten Boden fällt. Unter der Annahme des „Worst-Case-Szenarios“ werden üblicherweise keine weiteren Szenarien wie beispielsweise bei Rickli und Forster (1997) unterschieden. Gemäss Markart et al. (2004) gelten unter der Annahme des „Worst-Case-Szenarios“ die abgeschätzten Beiwerte für ein Niederschlagsereignis von einer Intensität zwischen 30 und 120 mm/h, da sich der Abflussbeiwert bei zunehmender Niederschlagsintensität nur geringfügig erhöht.

Bei der Anwendung der Geländeanleitung nach Markart et al. (2004) wird das Einzugsgebiet im Feld in hydrologische Vegetationseinheiten eingeteilt, wobei es sich dabei um Pflanzengesellschaften handelt, die nach Hartl et al. (2001) unterschieden werden und auf den Ostalpenraum zugeschnitten sind. Mit Hilfe dieser Pflanzengesellschaften werden hydrologisch ähnlich reagierende Flächen vor Ort zusammengefasst. In Abhängigkeit von den unterschiedlichen Indikatoren wie Boden, Nutzung, standörtliche Besonderheiten und ökologischer Feuchtestufe werden die Pflanzengesellschaften den entsprechenden Abflussbeiwertsklassen zugeordnet. Konkret wird dabei an einem für die ausgeschiedene Teilfläche typischen Standort, mithilfe eines Formulars, von Tabellen und Fotobeispielen aus der Geländeanleitung, der Teilfläche eine Abfluss- und Rauigkeitsbeiwertsklasse zugeordnet.

Der Abflussbeiwert wird in sieben Klassen kartiert:

- Abflussbeiwertsklasse 0: 0.00 (kein Oberflächenabfluss)
- Abflussbeiwertsklasse 1: >0.00 bis 0.10
- Abflussbeiwertsklasse 2: 0.11 bis 0.30
- Abflussbeiwertsklasse 3: 0.31 bis 0.50
- Abflussbeiwertsklasse 4: 0.51 bis 0.75
- Abflussbeiwertsklasse 5: >0.75
- Abflussbeiwertsklasse 6: 1.00 (sämtlicher Niederschlag fliesst oberflächlich ab)

Der Schwerpunkt bei der Beurteilung des Rauigkeitsbeiwerts liegt bei der Art und Beschaffenheit des Bewuchses. Um der Saisonalität des Bewuchses gerecht zu werden, wird auch hier vom „Worst-Case-Szenario“ ausgegangen. Dies entspricht beispielsweise für die Beurteilung einer Mähwiese der Klassierung des Zustandes nach der sommerlichen Beweidungszeit. Zu diesem Zeitpunkt ist die Beschaffenheit des Bewuchses eher glatt und hat einen abflussverschärfenden Effekt. Der Rauigkeitsbeiwert wird in sechs Klassen unterschieden, wobei zur Klassierung Kriterien wie die Art der Bodenbedeckung, Vegetationstypen oder Standortcharakteristiken angewendet werden.

Schliesslich liegen nach der Kartierung mit der Geländeanleitung vor Ort im zu beurteilenden Einzugsgebiet eine Karte der Abfluss- und der Rauigkeitsbeiwertsklassen vor. In der Abbildung 4-18 sind als Beispiele die Karten des Spissi- und des Dürrenwaldbachs dargestellt. Diese Karten ermöglichen eine Umsetzung der Raumgliederung in ein Hochwasserabschätzmodell. Markart et al. (2004) schlagen diesbezüglich ZEMOKOST (Kohl und Stepanek, 2005a und 2005b) vor. Auf ZEMOKOST wird im Kapitel 4.6.2 näher eingegangen.



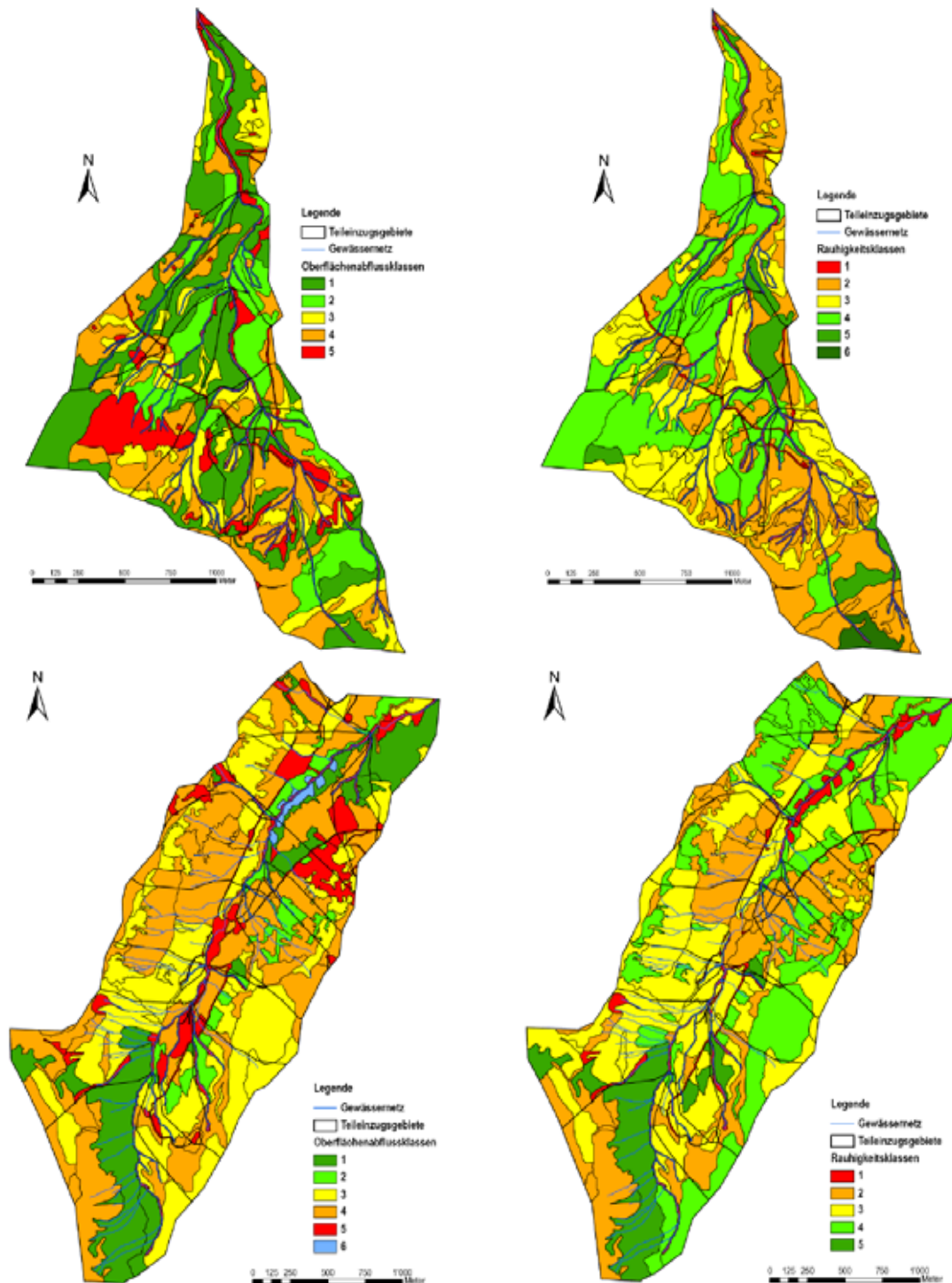


Abbildung 4-18: Raumgliederung mit der Geländeanleitung von Markart et al. (2004) am Beispiel des Spissibachs (oben) und Dürrenwaldbachs (unten) (Hemund, 2008)

Die in der vorliegenden Arbeit verwendeten Raumgliederungen der zwölf Schwerpunktgebiete mit der Geländeanleitung von Markart et al. (2004) stammen aus den Arbeiten von Hemund (2008) und Hemund et al. (2009, in Vorb.). Im Unterschied zum Koeffizient nach Rickli und Forster (1997) handelt es sich beim Abflusskoeffizient in der Geländeanleitung nach Markart et al. (2004) um den Sättigungsabflusskoeffizient. Er beinhaltet jenen Anteil am Niederschlag, der bei Abflusskonstanz oberflächlich abfließt.

### 4.5.3 Kombination und Klassierung von Raumdaten in einem GIS zu einer Karte der Hochwasserdisposition

Die in diesem Unterkapitel beschriebene hydrologische Raumgliederung hat zum Ziel, ein Einzugsgebiet in Flächen unterschiedlicher Hochwasserdisposition einzuteilen. Dazu werden im GIS flächenhaft verfügbare Parameter kombiniert. Sie lassen sich aus den folgenden digital schweizweit vorhandenen Datensätzen ableiten:

- Digitales Höhenmodell (DHM) (25m Raster)
- Gewässernetz (VECTOR25)
- Landeskarte (Pixelkarte 1:25'000)
- Bodenbedeckung: Primärflächen (VECTOR25), Arealstatistik (100m Raster)
- Bodeneignungskarte (VECTOR200'000)
- Geotechnische Karte (VECTOR200'000)

Die Datenquellen und -herren der Raumdaten sind im Kapitel 3.2.2 u.a. in der Tabelle 3-2 aufgelistet. Die Auflösung und der Massstab der Datensätze sind für die vorliegende Anwendung in Einzugsgebieten  $<10\text{km}^2$  resp.  $<20\text{km}^2$  teilweise nur bedingt geeignet. Dies gilt insbesondere für die Bodeneignungskarte und die geotechnische Karte, beide liegen im Massstab 1:200'000 vor. Auf einer Karte mit diesem Massstab entspricht ein Millimeter in Realität 200m. Dies kann bei der Begrenzung einer Flächeneinheit oder der Zuordnung von in dieser Auflösung vorliegenden Parametersätzen zu einer Flächeneinheit entscheidend sein. Aus Mangel an schweizweit verfügbaren alternativen Datensätzen werden sie jedoch trotzdem verwendet. Die Arealstatistik liegt als Raster mit einer Zellengrösse von 100m vor. Sie wird jedoch nur dazu verwendet, um auf der mit der Primärflächenkarte ausgeschiedenen Freiflächen die Weidenutzung auszuscheiden. Daher hält sich der Einfluss dieser grösseren Rasterzellendimension in Grenzen. Schliesslich wird die hydrologische Raumgliederung pro Einzugsgebiet im Rasterformat mit einer Zellengrösse von 25m gerechnet.

Für die Raumgliederung werden verschiedene Parameter verwendet, die hydrologisch bewertet und vorerst zu einer Grunddisposition zusammengeführt werden. Diese wird schliesslich mit der ebenfalls hydrologisch bewerteten primären Bodenbedeckung zur Hochwasserdisposition kombiniert. Schematisch zeigt die Abbildung 4-19 den Aufbau der Raumgliederung.

Die Auswahl der hydrologischen Parameter für die Karte der Hochwasserdisposition erfolgte anhand folgender Überlegungen:

- Schweizweit vektorisiert verfügbare Informationen.
- Parameterauswahl aufgrund der Relevanz für die Hochwasserabflussbildung (vgl. auch Kapitel 4.1).
- Anlehnung an bestehende Modelle (z.B. Kölla (1986 und 1987), Clark-WSL von Vogt (2001) und Vogt und Forster (1999)) und Ansätze zur Raumgliederung (z.B. Tilch et al. (2003), Hörsch (2001), Rickli und Forster (1997)).



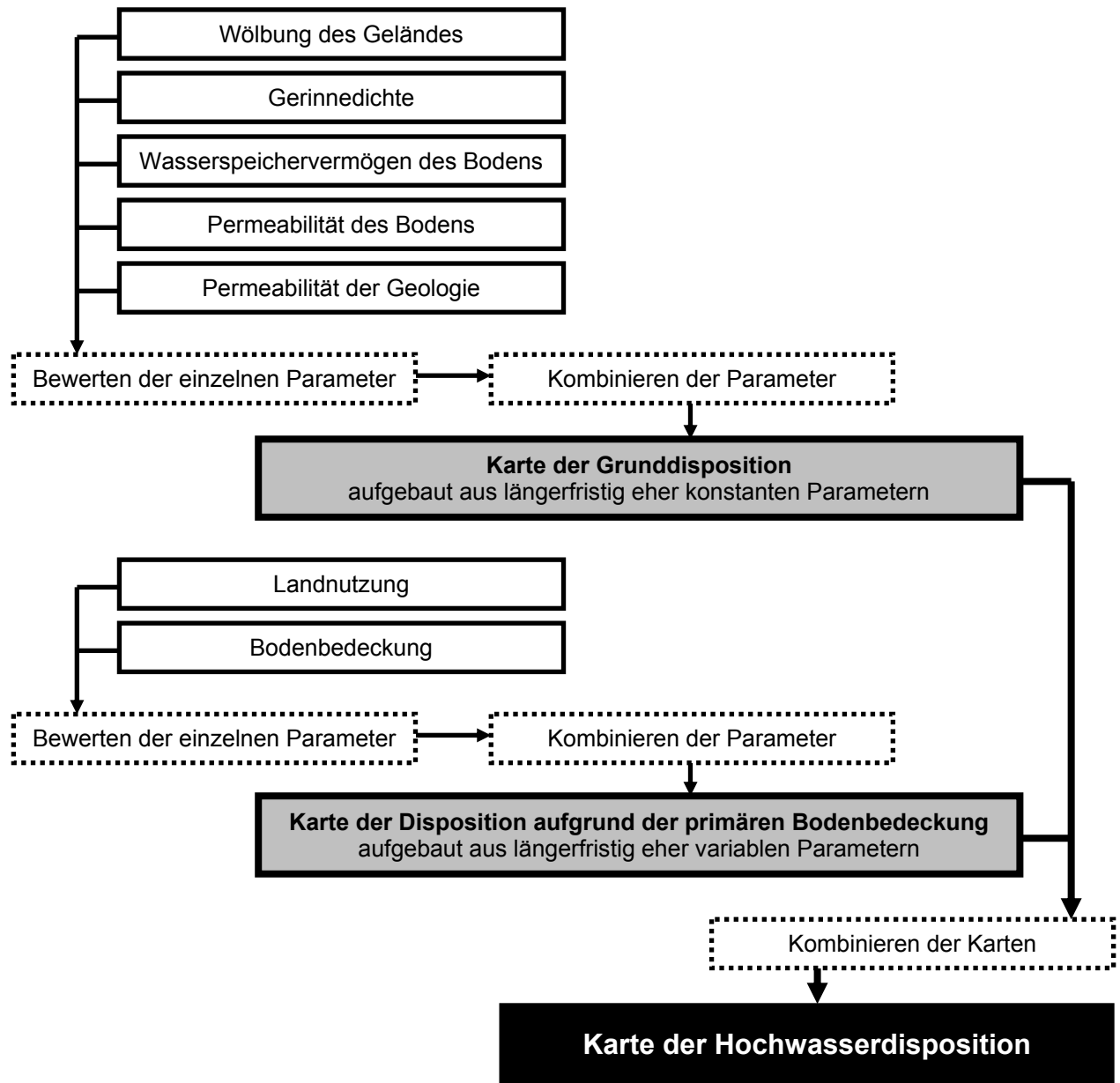


Abbildung 4-19: Schematischer Aufbau der hydrologischen Raumgliederung durch Kombination hydrologisch klassierter Raumdaten mittels GIS

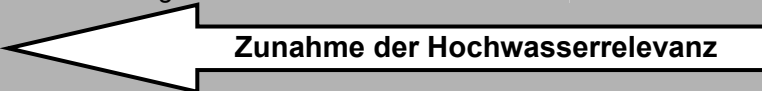
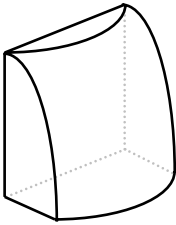
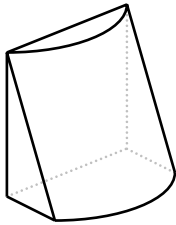
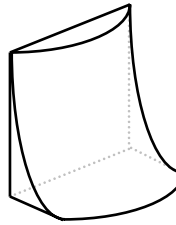
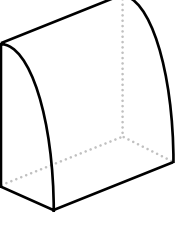
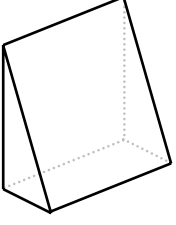
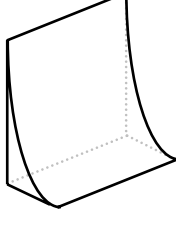
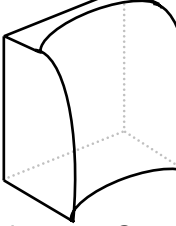
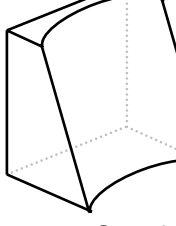
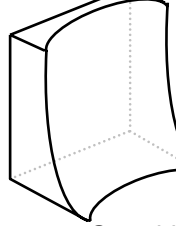
Die Parameter, welche für die „Karte der Grunddisposition“ und die „Karte der Disposition aufgrund der primären Bodenbedeckung“ verwendet werden, sind im Folgenden erläutert. Die Punkte a) bis e) werden für die „Karte der Grunddisposition“ verwendet und der Punkt f) für die „Karte der Disposition aufgrund der primären Bodenbedeckung“.

Die Bewertung der einzelnen Parameter der Grunddisposition und der Disposition aufgrund der primären Bodenbedeckung erfolgt anhand eines Bonus-Malus-Systems: Für die Erhöhung der Disposition wird eine eins vergeben, für die Senkung eine minus eins und für eine gleich bleibende Disposition wird der Parameter mit null bewertet.

**a) Wölbung des Geländes**

Sie wird aus dem digitalen Höhenmodell abgeleitet und setzt sich aus der Horizontal- und Vertikalwölbung zusammen. Es können daraus neun Formelemente ausgeschieden werden (vgl. Tabelle 4-8). Die hydrologische Bewertung resp. der Beitrag zur Grunddisposition geschieht anhand der Überlegung, dass bei der Vertikalkrümmung eine konkave Hangform zu einer Verzögerung in der Abflussbildung führt, wogegen eine konvexe Hangform eine beschleunigte Abflussbildung zur Folge hat. Bei der Horizontalkrümmung kann bei einer konkaven Hangform von einem konvergenten, bei einer konvexen Hangform von einem divergenten Abfluss ausgegangen werden.

Tabelle 4-8: Beitrag der Wölbung zur Grunddisposition

		Vertikalwölbung		
		Konvex Beschleunigte Abflussbildung	Gestreckt	Konkav Verzögerte Abflussbildung
				
Horizontalwölbung	Konvex Divergente Abflussbildung	 Beitrag zur Grunddisposition: 1	 Beitrag zur Grunddisposition: 0	 Beitrag zur Grunddisposition: -1
	Gestreckt	 Beitrag zur Grunddisposition: 2	 Beitrag zur Grunddisposition: 1	 Beitrag zur Grunddisposition: 0
	Konkav Konvergente Abflussbildung	 Beitrag zur Grunddisposition: 2	 Beitrag zur Grunddisposition: 2	 Beitrag zur Grunddisposition: 1

Die konkrete Umsetzung im ESRI-GIS erfolgt in einem ersten Schritt mit der Berechnung der „Curvature“, wobei mit einem drei Mal Tiefpass-gefiltertem DHM gerechnet wird. Die Filterung erfolgt, um eine Glättung der Oberfläche zu erreichen und wird gestützt auf die Arbeit von Hörsch (2001) durchgeführt. In einem zweiten Schritt werden die Grenzwerte für die Wölbungsradien in Anlehnung an die Arbeit von Hörsch (2001) bestimmt: Werte für die Wölbung von

<-0.2 gelten als konkav, solche zwischen -0.2 und 0.2 als gestreckt und solche >0.2 als konvex. Die hydrologische Bewertung der neun Formelemente für die Grunddisposition wird gemäss Tabelle 4-8 durchgeführt.

### b) Gerinnedichte

Es wird davon ausgegangen, dass die auf der Landeskarte 1:25'000 schwarz gepunkteten Runsen im Hochwasserfall Wasser führend sind. Daher wird die kumulative Gerinnelänge aus dem digitalen Gewässernetz abgeleitet und um die Runsen erweitert. Die Gerinnedichte errechnet sich schliesslich aus der kumulativen Gerinnelänge und der Einzugsgebietsfläche.

Eine hohe Gerinnedichte spricht für ein schnelles Ansprechen eines Einzugsgebietes auf Starkniederschläge. Der Schwellenwert von  $2\text{km}/\text{km}^2$  erfolgt in Anlehnung an die Arbeit von Schaffner (2007). Aufgrund dessen wird die hydrologische Bewertung der Gerinnedichte wie in der Tabelle 4-9 dargestellt vorgenommen.

Tabelle 4-9: Beitrag der Gerinnedichte zur Grunddisposition

Parameter	Schwellenwert [ $\text{km}/\text{km}^2$ ]	Beitrag zur Grunddisposition
Gerinnedichte	>2	1
Gerinnedichte	<2	0

Dieser Parameter ist in einem Einzugsgebiet räumlich nicht differenziert. Dies führt dazu, dass das gesamte Einzugsgebiet entweder mit einer 1 oder einer 0 in die Grunddisposition eingeht.

### c) Wasserspeichervermögen des Bodens

In der Bodeneignungskarte der Schweiz (Bundesamt für Landestopographie, 2000) sind den verschiedenen Klassen Werte für das Bodenspeichervermögen zugeordnet. Daraus leitet sich die hydrologische Bewertung für die Raumgliederung ab (vgl. Tabelle 4-10).

Tabelle 4-10: Beitrag des Wasserspeichervermögens des Bodens zur Grunddisposition

Legende aus der Bodeneignungs- karte	Wasserspeichervermö- gen Klassengrenzen [mm]	Wasserspeichervermö- gen Klassen mitten [mm]	Beitrag zur Grunddisposition
Sehr gut	>100	120	-1
Gut	60 – 100	80	-1
Mässig	45 – 60	52.5	0
Gering	30 – 45	37.5	1
Sehr gering	15 – 30	22.5	1
Extrem gering	<15	7.5	1

### d) Permeabilität des Bodens

Die Bodeneignungskarte der Schweiz (Bundesamt für Landestopographie, 2000) enthält für die verschiedenen Klassen Werte für die Permeabilität des Bodens. Die hydrologische Bewertung für die Raumgliederung erfolgt wie in der folgenden Tabelle dargestellt.

Tabelle 4-11: Beitrag der Permeabilität des Bodens zur Grunddisposition

Legende aus der Bodeneignungskarte	k-Wert Klassengrenzen [cm/s]	k-Wert Klassenmitten [cm/s]	Beitrag zur Grunddisposition
Extrem	>0.1	0.5	-1
Übermässig	bis 0.01	0.05	-1
Normal	bis 0.001	0.005	0
Schwach gehemmt	bis 0.0001	0.0005	0
Gehemmt	bis 0.00001	0.00005	1
Stark gehemmt	bis 0.000001	0.000005	1
Undurchlässig	<0.000001	0.0000005	1

### e) Permeabilität der Geologie

Für die hydrologische Bewertung der Durchlässigkeit der Geologie wird die geotechnische Karte der Schweiz (Bundesamt für Landestopographie, 2001) verwendet. Dabei hat sich Breinlinger (1996) auf die Arbeit von Magnin (1990) gestützt und die Kategorien der geotechnischen Karte in drei Klassen der Permeabilität der Geologie eingeteilt. Bezug nehmend darauf, wird dieser Parameter für die Raumgliederung hydrologisch bewertet (vgl. Tabelle 4-12).

Tabelle 4-12: Beitrag der Permeabilität der Geologie zur Grunddisposition

Kartiereinheit in der geotechnischen Karte	Permeabilität nach Magnin (1990) aus Breinlinger (1996)	Beitrag zur Grunddisposition
5, 7, 19, 20, 22	Hoch	-1
2, 3, 6, 10, 13-15, 21, 23-30	Mittel bis gering	0
4, 8, 9, 11, 12, 16-18	Sehr gering	1

### f) Landnutzung und Bodenbedeckung

Dieser Parameter geht nicht in die Grunddisposition ein, sondern bildet eine alleinige Karte der Hochwasserdisposition (vgl. Abbildung 4-19). Die Daten zur primären Bodenbedeckung (vgl. auch Definition, Kapitel 3.1) stammen aus den Primärflächen (Bundesamt für Landestopographie, 2005) und der Arealstatistik (Bundesamt für Statistik, 1997). Letztere wird nur verwendet, um bei einer mit den Primärflächen ausgeschiedenen Freifläche die Weiden auszuscheiden. Die Tabelle 4-13 zeigt die Kategorisierung der primären Bodenbedeckung und die hydrologische Bewertung.

Tabelle 4-13: Kategorien der primären Bodenbedeckung und die hydrologische Bewertung

Kategorien der primären Bodenbedeckung	Hochwasserdisposition
Wald	2
Offener Wald	3
Freiland, Wiese	3
Weide	4
Sumpf	5
Landwirtschaftsfläche	4
Fels: Kristallin	4
Fels: Kalk	2
Fels: Molasse	3
Fels: Flysch und Bündnerschiefer	4
Geröll	1
Gewässer	5
Gletscher	4
Siedlung, Infrastruktur	5

#### g) Berechnung der Karte der Hochwasserdisposition

Die Karten der verschiedenen Parameter (Punkt a bis e) werden zur „Karte der Grunddisposition“ addiert. Dabei kann es je nach räumlicher Anordnung zu Rasterzellen kommen, die eine negative Grunddisposition aufweisen. Dies bedeutet, dass sie bezüglich der Abflussbildung sehr günstige Voraussetzungen aufweisen und im Ereignisfall kaum zu einem Hochwasser beitragen werden. Je höher die Grunddisposition ausfällt, im Maximum bis Stufe 6, umso grösser ist die Relevanz einer Fläche, grundlegend zu einem Hochwasser beizutragen.

Schliesslich wird gemäss Abbildung 4-19 die „Karte der Grunddisposition“ und die „Karte der Disposition aufgrund der primären Bodenbedeckung“ verrechnet. Dabei erfolgt eine unterschiedliche Gewichtung der Karten, wobei die Grunddisposition mit 0.2 und die Disposition aus der primären Bodenbedeckung mit 0.8 gewichtet werden. Diese Verteilung der Gewichte auf die Karten erzielte die besten Resultate im Vergleich mit den Raumgliederungen nach Rickli und Forster (1997) (vgl. Kapitel 4.5.1) und Markart et al. (2003) (vgl. Kapitel 4.5.2). Dabei erfolgten Vergleiche zwischen der Dispositionsstufe und den Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) resp. den Abflussbeiwertsklassen nach Markart et al. (2003) sowie hinsichtlich der räumlichen Begrenzung der Flächen unterschiedlicher Disposition, Abflusskoeffizienten und Abflussbeiwertsklassen. Die Karte der Hochwasserdisposition liegt schliesslich in den Stufen 1 bis 5 vor.

## 4.6 Hochwasserabschätzung

Für die Hochwasserabschätzung kamen bestehende Verfahren zur Anwendung. Dabei handelt es sich um HAKESCH, ZEMOKOST, HQx\_meso\_CH und extremwertstatistische Ansätze. Zusätzlich wurde im Rahmen der vorliegenden Studie von Schaffner (2007) ein eigener Ansatz entwickelt (vgl. auch Kapitel 3.3.5.1), dieser wird ebenfalls in die Analysen einbezogen. Mit der breiten Auswahl an Hochwasserabschätzverfahren können verschiedenste Wiederkehrperioden und Ganglinien ermittelt werden. Dabei wird je nach Verfahren eine Auswahl aus den 45 Untersuchungsgebieten getroffen, um der unterschiedlichen Einzugsgebietsgrösse Rechnung zu

tragen. Die Tabelle 4-14 gibt einen Überblick über die verwendeten Verfahren und deren Gültigkeitsbereiche. Anschliessend werden die einzelnen Modelle und Verfahren vorgestellt.

Tabelle 4-14: Gültigkeitsbereich und abschätzbare Wiederkehrperioden verschiedener Verfahren zur Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten (nach Spreafico et al., 2003; nach Kohl und Stepanek, 2005; nach Schaffner, 2007)

Modell	Gültigkeitsbereich	abschätzbare Wiederkehrperioden
HAKESCH	$F_N < 10\text{km}^2$	HQ <sub>20</sub> und HQ <sub>100</sub>
Müller	$F_N > 1\text{km}^2$	HQ <sub>max</sub>
Mod. Fliesszeitverfahren	$F_N < 5\text{km}^2$	HQ <sub>x</sub> , x beliebig in 5er-Schritten bis max. x=100
Kölla	$0.5\text{km}^2 < F_N < 100\text{km}^2$	HQ <sub>20</sub> und HQ <sub>100</sub>
Clark-WSL	$F_N < 1\text{km}^2$ bis ca. $5\text{km}^2$	HQ <sub>x</sub> , x beliebig in 5er-Schritten bis max. x=100, Ganglinie für HQ <sub>x</sub>
Taubmann	$F_N < 1\text{km}^2$ bis ca. $30\text{km}^2$	HQ <sub>5</sub> , HQ <sub>10</sub> , HQ <sub>25</sub> , HQ <sub>50</sub> , HQ <sub>100</sub> , Ganglinie für HQ <sub>x</sub>
ZEMOKOST	$F_N < \text{ca. } 10\text{km}^2$	HQ <sub>x</sub> , x beliebig, Ganglinie für HQ <sub>x</sub>
HQ <sub>x_meso_CH</sub>	$10\text{km}^2 < F_N < \text{ca. } 500\text{km}^2$	HQ <sub>max</sub> , HQ <sub>100</sub> resp. HQ <sub>x</sub> , x beliebig bis max. x=100
Momente	$10\text{km}^2 < F_N < 200\text{km}^2$	HQ <sub>x</sub> , x beliebig bis max. x=100
BaD7	$10\text{km}^2 < F_N < 200\text{km}^2$	HQ <sub>x</sub> , x beliebig bis max. x=100
Schaffner	$0.5\text{km}^2 < F_N < 10$ resp. $20\text{km}^2$	HQ <sub>100</sub>
Regressionsmodell	$0.5\text{km}^2 < F_N < 10\text{km}^2$ und mittlere Neigung $> 10^\circ$	HQ <sub>100</sub>
Regressionsmodell, Momente	$10\text{km}^2 < F_N < 20\text{km}^2$	HQ <sub>100</sub>

#### 4.6.1 HAKESCH

HAKESCH wurde im Rahmen der vorliegenden Studie von Sury (2006) und von Zraggen (2009, in Vorb.) auf die zwölf Schwerpunktgebiete angewendet. Die Grundidee von HAKESCH wird im Kapitel 3.3.5.2 erläutert. Hier werden die einzelnen Verfahren vorgestellt (Punkt a bis e) und näher auf die Optimierung der Software und die Erarbeitung von HAKESCH in der Version 2 im Projekt „Neuprogrammierung und Erweiterung von HAKESCH“ eingegangen (Punkt f).

HAKESCH schlägt schliesslich, wie in Kapitel 3.3.5.2 erläutert, aus den Resultaten der fünf integrierten Abschätzverfahren ein HQ<sub>20</sub> und ein HQ<sub>100</sub> vor. Die einzelnen Verfahren werden im Folgenden erläutert, dabei wird auf die Arbeiten von Spreafico et al. (2003) und Barben (2001) zurückgegriffen. Über die Güte der Verfahren und deren Einsatzbereich wird auf Spreafico et al. (2003) verwiesen. Der Abflusskoeffizient wird, wo in der Beschreibung der Verfahren nicht anders erwähnt, mit dem Schema von Rickli und Forster (1997) bestimmt (vgl. Abbildung 4-15, Kapitel 4.5.1).

### a) Das Verfahren nach Müller zur Abschätzung eines $HQ_{\max}$

Das Verfahren nach Müller (1943) ist eine Hüllkurven-Funktion, die durch einen empirischen Zusammenhang von Abflusskoeffizient, Einzugsgebietsfläche und einem Zonenkoeffizient den maximalen Hochwasserabfluss ausdrückt. Die Charakteristik des Einzugsgebiets wird durch den Abflusskoeffizient beschrieben, der Zonenkoeffizient dient der naturräumlichen Einordnung. Die Formel von Müller (1943) lautet:

$$HQ_{\max} = \alpha * \psi * E^{2/3} \quad \text{Formel 4-9}$$

$HQ_{\max}$	Höchstes mögliches Hochwasser im Einzugsgebiet [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]
$\alpha$	Zonenkoeffizient nach Zeller [ ]
$\psi$	Abflusskoeffizient [ ]
E	Einzugsgebietsfläche [ $\text{km}^2$ ]

Für die Anwendung von HAKESCH wird der Abflusskoeffizient mit dem Verfahren nach Rickli und Forster (1997) (Abbildung 4-15) für das gesamte Einzugsgebiet kartiert und geht schliesslich flächengemittelt in die Formel von Müller ein.

Die Formel von Müller wird in HAKESCH modifiziert verwendet: Es wird standardmässig von einem Zonenkoeffizient  $\alpha = 43$  ausgegangen. Das Originalverfahren sieht vor, einem Einzugsgebiet je nach seiner geographischen Lage in der Schweiz einen Koeffizienten von 20, 35 oder 50 zuzuweisen (vgl. Abbildung 4-20). In HAKESCH Version 2 ist bei der Variantenrechnung möglich, diesen Koeffizient entsprechend dem Originalverfahren zu ändern.



Abbildung 4-20: Zonenkoeffizient  $\alpha$  nach Zeller (1995) für das Verfahren Müller

Die Formel ergibt für Einzugsgebiete mit einer Fläche  $\leq 1\text{km}^2$  überhöhte Werte, da der Term  $E^{2/3}$  grösser wird als die Einzugsgebietsfläche an sich.

### b) Das modifizierte Fliesszeitverfahren zur Abschätzung eines $HQ_x$

Das Fliess- oder Laufzeitverfahren gehört zum Typ „Rational Formula“ der Abschätzverfahren für Hochwasserspitzen. Dabei wird eine Niederschlagsintensität mit einem Abflusskoeffizienten und der Einzugsgebietsfläche multipliziert. Die Niederschlagsintensität ist abhängig von der Konzentrationszeit im Einzugsgebiet und der Wiederkehrperiode des abzuschätzenden Hochwassers. Das  $HQ_x$  nach dem modifizierten Laufzeitverfahren berechnet sich wie folgt:

$$HQ_x = 0.278 * i(T_c x) * \psi_s * E \quad \text{Formel 4-10}$$

$HQ_x$	Hochwasser mit der Wiederkehrperiode $x$ [ $m^3/s$ ]
$i$	Massgebende Niederschlagsintensität [ $mm/h$ ]
$\psi_s$	Abflusskoeffizient [ ]
$E$	Einzugsgebietsfläche [ $km^2$ ]
$T_c$	Konzentrationszeit [ $min$ ]
$x$	Wiederkehrperiode [ $a$ ]

Der Faktor 0.278 ergibt sich aus der Umrechnung der gewählten Einheiten von [ $mm/h$ ] in [ $m^3/s$ ].

Für die Bestimmung der massgebenden Niederschlagsintensität wird von folgenden Annahmen ausgegangen:

- Wenn die Dauer des Bemessungsniederschlags der Konzentrationszeit entspricht, treten die höchsten Spitzenabflüsse auf.
- Die Niederschlagsintensität bleibt über die gesamte Dauer konstant.

Die Konzentrationszeit setzt sich beim modifizierten Fließzeitverfahren aus der Summe der Benetzungszeit  $T_B$  und der Fließzeit  $T_{Fl}$  zusammen:

$$T_c = T_B + T_{Fl} \quad \text{Formel 4-11}$$

Die Fließzeit  $T_{Fl}$  errechnet sich nach dem Ansatz von Kirpich (Chow, 1964):

$$T_{Fl} = 0.0195 * L^{0.77} * J^{-0.385} \quad \text{Formel 4-12}$$

$T_{Fl}$	Fließzeit [ $min$ ]
$L$	Maximale Fließlänge [ $m$ ]
$J$	Mittleres Gefälle entlang der maximalen Fließlänge [ $m/m$ ]

Unter der maximalen Fließlänge  $L$  wird die Distanz entlang des Haupttals zwischen dem Gebietsauslass und dem entferntesten Punkt des Einzugsgebiets verstanden. Die Benetzungszeit gilt als jene Zeit, die verstreicht, bis der Bemessungsniederschlag das Benetzungsvolumen (vgl. Punkt c und Tabelle 4-15) aufgefüllt hat. Über das Benetzungsvolumen und den Abflusskoeffizienten geschieht die naturräumliche Zuordnung. Die Jährlichkeit des Hochwasserabflusses liegt der Jährlichkeit des Bemessungsniederschlags zugrunde.

### c) Das Verfahren nach Kölla zur Abschätzung eines $HQ_{20}$ und $HQ_{100}$

Das Fließzeitverfahren wurde aufgrund von neuen Erkenntnissen von Kölla (1986, 1987) abgeändert. Kölla geht davon aus, dass lediglich die gerinnenahen Bereiche zur Abflussspitze beitragen und die gerinnefernen Teilflächen in einem Einzugsgebiet keinen wesentlichen Beitrag leisten. Daher geht anstelle der gesamten Einzugsgebietsfläche nur die effektiv beitragende Fläche in die Berechnungen ein. Diese Fläche wird beidseitig der Gerinne durch die erste oberirdische Wasserscheide bzw. durch eine definierte Hanglänge begrenzt, welche von der Wiederkehrperiode des abzuschätzenden Spitzenabflusses abhängig ist. Sie beträgt nach Kölla (1986) für ein  $HQ_{100}$  ca. 120m und für ein  $HQ_{20}$  100m. Das Verfahren wurde von Kölla für die Abschätzung des  $HQ_{20}$  hergeleitet und darauf mit Umrechnungsmöglichkeiten für ein  $HQ_{100}$  ergänzt.

Die massgebende Niederschlagsdauer entspricht der Konzentrationszeit und ist hauptsächlich vom Benetzungsvolumen abhängig (vgl. auch Punkt b). Dies entspricht dem Regenvolumen, das benötigt wird, um die oberste Bodenschicht aufzusättigen und damit Abflussprozesse an der Oberfläche zu ermöglichen. Das Benetzungsvolumen wird gemäss Tabelle 4-15 bestimmt.



Mit den Anpassungen der Fließformel mit dem Konzept der beitragenden Flächen durch Kölla (1986, 1987) wird sie schliesslich wie folgt formuliert:

$$HQ_x = [i(T_c, x) - f(T_c, x)] * FL_{eff} * k_G + Q_{Gl} \quad \text{Formel 4-13}$$

mit  $T_c = T_B + T_{Fl}$  Formel 4-14

HQ <sub>x</sub>	Hochwasser mit der Wiederkehrperiode x [m <sup>3</sup> /s]
i(T <sub>c</sub> , x)	Niederschlagsintensität der Wiederkehrperiode x und der Dauer T <sub>c</sub> [mm/h]
f(T <sub>c</sub> , x)	Verluste an den Untergrund [mm/h]
FL <sub>eff</sub>	Effektiv zum Hochwasser beitragende Fläche [km <sup>2</sup> ]
k <sub>G</sub>	Faktor für abflusserhöhenden Effekt von feuchten Vorbedingungen [ ]
Q <sub>Gl</sub>	Gletscherabfluss [m <sup>3</sup> /s]
T <sub>c</sub>	Konzentrationszeit [h]
T <sub>B</sub>	Benetzungszeit [h]
T <sub>Fl</sub>	Fließzeit [h]

Die entscheidenden und sensitivsten Parameter sind die effektiv beitragende Fläche und das Benetzungsvolumen. Die Grösse der beitragenden Flächen hängt massgeblich vom gewählten Gerinnenetz ab. Je nach Auswahl der Gerinneabschnitte, die im Hochwasserfall wasserführend sind, vergrössert oder verkleinert sich die beitragende Fläche. Für die Abschätzung des Benetzungsvolumens wird die Tabelle 4-15 verwendet. Sie enthält die Benetzungsvolumina für die Abschätzung von 20-jährlichen Spitzenabflüssen. Die Werte für die 100-jährlichen Abflüsse rechnet HAKESCH selbständig nach den Faktoren von Kölla (1986, 1987) um.

Tabelle 4-15: Benetzungsvolumen für 20-jährliche Spitzenabflüsse (nach Kölla, 1986)

	Alpine kristalline Berglandschaften		Alpine Kalk-Berglandschaften		Flysch-/Bündnerschiefer Landschaften		Voralpine Nagelfluh-Landschaften		Molasse-Landschaften des Mittel-landes		Jura-Kalk-Landschaften	
	Standard	Trogtäler mit Talschotter	Standard	Trogtäler mit Talschotter	Standard	Trogtäler mit Talschotter	Standard	Sohlentäler	Standard	Sohlentäler	Standard	Sohlentäler
Bodenkarte	V, W	R, Y (Y8, W8)	U	R, Y (U8)	S (T)	R, Y (Q)	M, N, O, P, X, (G)	R, Y, (Q)	G, H, K, L	G1, H4, J1, Q	A, B, C, D, E	B2, B5
Basiswert	40	25	30	25	35	25	30	25	35	25	30	25
Tiefgründige Böden	45	30	35	30	35	30	30	30	35	30	35	30
Flachgründige Böden	35	25	25	25	25	25	25	25	35	25	30	25
Starkes Relief	40	25	30	25	30	25	25	25	30	25	25	25
Schwaches Relief	40	25	30	25	35	25	35	25	40	25	30	25
FL <sub>eff</sub> hauptsächlich in Nähe von Vorfluter	25	20	25	20	25	20	30	25	35	20	30	20

#### d) Das Verfahren Clark-WSL zur Abschätzung eines $HQ_x$

Clark-WSL (Vogt, 2001; Vogt und Forster, 1999) kombiniert die Ansätze linearer Speicherung und linearer Translation und basiert auf dem Konzeptmodell von Clark, einem Niederschlag-Abfluss-Modell, das in Vogt und Forster (1999) näher beschrieben wird. Der lineare Einzelspeicher liegt am Gebietsausfluss und wird mit der Konstante  $K$  (Dimension Zeit) beschrieben. Die Konstante ist ein Mass der Speichereigenschaften im Einzugsgebiet und beeinflusst massgeblich die zeitliche Verteilung des Abflusses und damit die Höhe der Abflussspitze. Die Konstante  $K$  wird über den Effektivniederschlag und somit über das Wasserspeichervermögen parametrisiert. Die lineare Translation wird über ein Zeit-Flächen-Diagramm berücksichtigt, welches die Inputfunktion zum linearen Speicher definiert. Es wird ermittelt, welcher Anteil des gefallenen Niederschlages als Effektivniederschlag abflusswirksam wird und in welcher zeitlichen Verteilung dieser dem Linearspeicher am Gebietsausfluss zugeführt wird. Für einen wählbaren Zeitschritt werden alle Rasterzellen eines Einzugsgebiets mit gleicher Fliesszeit bis zum Gebietsausfluss zu einer Isochrone zusammengefasst. Dazu wird für das Gerinne und die Landoberfläche je eine Fliessgeschwindigkeit abgeschätzt.

Die Abflussbildung basiert auf der Unterteilung des Einzugsgebietes in hydrologisch ähnlich reagierende Teilgebiete, wobei in HAKESCH diese Raumgliederung mit dem Wasserspeichervermögen nach Rickli und Forster (1997) und Vogt (2001) (vgl. Abbildung 4-16) vorgenommen wird. Die Abflusskonzentration wird, wie oben beschrieben, über das Zeit-Flächen-Diagramm berücksichtigt.

Der Effektivniederschlag wird über ein modifiziertes SCS-Verfahren (Soil-Conservation-Service) bestimmt, wobei die Speichereigenschaften des Einzugsgebiets über das Wasserspeichervermögen, erhoben mit der Methode nach Rickli und Forster (1997) und Vogt (2001), in die Formel eingehen. Aus dem Effektivniederschlag und Bemessungsniederschlag wird der Volumenabflusskoeffizient  $\psi_v$  berechnet. Dazu gelangen folgende Formeln zur Anwendung:

$$N_{eff} = \frac{(N - 0.2 * WSV)^2}{N + 0.8 * WSV} \quad \text{Formel 4-15}$$

$$\psi_v = \frac{N_{eff}}{N} \quad \text{Formel 4-16}$$

$N_{eff}$	Effektivniederschlag [mm]
$N$	Bemessungsniederschlag [mm]
$WSV$	Wasserspeichervermögen [mm]
$\psi_v$	Volumenabflusskoeffizient [ ]

Der Jährlichkeit des abgeschätzten Spitzenabflusses liegt die Jährlichkeit des Bemessungsniederschlages zugrunde. Dank dem Einsatz der linearen Translation ermöglicht das Verfahren Clark-WSL die Abschätzung einer Hochwasserganglinie für eine beliebige Wiederkehrperiode. Dabei muss jedoch berücksichtigt werden, dass als Input ein Blockniederschlag verwendet wird. Dadurch kann methodisch bedingt nur eine eingipflige Ganglinie resultieren. Die Spitze dieser abgeschätzten Ganglinie entspricht schliesslich dem vom Verfahren ausgegebenen Spitzenabfluss der gewählten Jährlichkeit. Den naturräumlichen Gegebenheiten wird im Verfahren Clark-WSL über die flächendifferenzierte Ermittlung des Wasserspeichervermögens und über die Bestimmung des Zeit-Flächen-Diagramms Rechnung getragen.

### e) Das Verfahren Taubmann zur Abschätzung eines $HQ_5$ , $HQ_{10}$ , $HQ_{25}$ , $HQ_{50}$ , $HQ_{100}$

Das Verfahren Taubmann in HAKESCH basiert auf einem von Chow (1962, 1964) in den USA entwickelten Abschätzverfahren für Hochwasserabflüsse. Dieses stützt sich einerseits auf das SCS-Verfahren und andererseits geht es davon aus, dass das Abflussmaximum auftritt, wenn die massgebende Regendauer gleich der Konzentrationszeit ist (Fließzeitverfahren). Das Verfahren wurde von Thiess (1975) auf die hydrologischen Verhältnisse in Baden-Württemberg angepasst und von Taubmann (1986) in verschiedenen schweizerischen Einzugsgebieten getestet. Die Formel nach Taubmann/Thiess lautet:

$$HQ(t,T) = A * X(t,T,\alpha) * Y(t,T) * Z(t) \quad \text{Formel 4-17}$$

HQ(T)	Hochwasser mit der Wiederkehrperiode T [m <sup>3</sup> /s]
A	Einzugsgebietsfläche [km <sup>2</sup> ]
X	Abflussfaktor [ ]
Y	Klimafaktor [ ]
Z	Scheitelreduktionsfaktor [ ]
t	Massgebende Niederschlagsdauer (Konzentrationszeit) [h]
T	Wiederkehrperiode [a]
$\alpha$	Flächengemittelter komplexer Abflussbeiwert [ ]

Weitere für die Berechnung der Konzentrationszeit notwendige Eingabegrößen sind:

$i_E, i_u$	Tatsächliche Niederschlagsintensität im Einzugsgebiet und in Urbana (Illinois, USA) [mm/h]
L	Länge des Hauptgerinnes [km]
J	Mittleres Gefälle des Hauptgerinnes [m/m]
H	Geschätzte mittlere Fließtiefe [m]

Als Abflussfaktor X wird die abflusswirksame Niederschlagsintensität bezeichnet. Diese wird auf die hydrologisch-physiographischen Verhältnisse von Urbana (Illinois, USA) bezogen. Der Abflussfaktor X ist abhängig vom gemittelten komplexen Abflussbeiwert  $\alpha$ . Dieser wird bei einer Begehung des Einzugsgebiets bestimmt. Dabei wird die Tabelle mit den komplexen Abflussbeiwerten nach dem US-Soil-Conservations-Service (SCS) zu Hilfe genommen. Die naturräumliche Zuordnung geschieht demnach über den komplexen Abflussbeiwert.

## Methodik

Nr.	Anbauart	Richtung der Pflugfurche	Hydrolog. Zustand Bemerkungen	α - Werte für die Bodengruppen			
				A	B	C	D
1	Undurchlässige Flächen		-	100	100	100	100
2	Kahle, vegetationsarme Flächen mit Verarmung, Aushagerung und Dichtschlammung des Bodens		schlecht	77	86	91	94
3	Strasse mit fester Oberfläche			74	84	90	92
4	Erd- oder Schotterwege			72	82	87	89
5.1	Hackfrüchte mit grösseren Pflanzenabständen (z.B. Rebkulturen)	geradlinig in Hangneigung	schlecht	72	81	88	91
5.2			gut	67	78	85	89
5.3		quer zum Hang	schlecht	70	79	84	88
5.4			gut	65	75	82	86
5.5		quer zum Hang u. terrassiert	schlecht	66	74	80	82
5.6			gut	62	71	78	81
6.1	Getreide	geradlinig in Hangneigung	schlecht	65	76	84	88
6.2			gut	63	75	83	87
6.3		quer zum Hang	schlecht	63	74	82	85
6.4			gut	61	73	81	84
6.5		quer zum Hang u. terrassiert	schlecht	61	72	79	82
6.6		gut	59	70	78	81	
7	Ackerflächen			55	64	71	76
8.1	Dicht gesäte Hülsenfrüchte oder Grünland	geradlinig in Hangneigung	schlecht	66	77	85	89
8.2			gut	58	72	81	85
8.3		quer zum Hang	schlecht	64	75	83	85
8.4			gut	55	69	78	83
8.5		quer zum Hang u. terrassiert	schlecht	63	73	80	83
8.6			gut	51	67	76	80
9.1	Weide: sehr stark beweidet	Grünanteil < 50%	schlecht	68	79	86	89
9.2	stark beweidet	Grünanteil 50 - 75%	mittel	49	69	79	84
9.3	normal beweidet	Grünanteil > 75%	gut	39	61	74	80
10	Ödland: nicht bewirtschaftete Flächen mit kümmerlichem, jedoch deckendem Bewuchs, z. B. Borstgrasrasen mit Zwergsträuchern			60	71	79	82
11	Brachland: brachliegendes Acker- oder Grünland		gut - mittel	40	65	74	80
12	Dauerviese		gut	30	58	71	78
13.1	Wald: Nadelwald (Fichtenforst mit Rohhumusauflage)		mittel	36	60	73	79
13.2		Laubwald, Mischwald mit sehr dichtem Unterholz	gut	25	55	70	77
13.3		Schlag- u. Vorwaldflächen: Vegetationsdecke > 75%	sehr gut	15	44	54	61
13.4		Anteil von Gesträuch, Stauden > 30%	gut	25	55	70	77
14.1	Haine: Obstanlagen						
14.2	wenig Unterholz	mittel	mittel	36	60	73	79
14.3	dichtes Unterholz	dicht	gut	25	55	70	77
15	Wirtschaftshöfe o. ä.			59	74	82	86

### Bodengruppen

A: tiefgründige, lockere Kies-, Sand- und Lössböden

B: mitteltiefe festere Sandböden, Mehlsand, Lössböden

C: flache Böden, Böden mit Kolloiden: lehmiger Mehlsand, sandiger Lehm, tonig-lehmiger Sand

D: sehr flache Böden oder Böden mit stark quellenden Kolloiden, fette Lehm- und Tonböden

Abbildung 4-21: Komplexe mittlere Abflussbeiwerte  $\alpha$  nach dem US-Soil-Conservations-Service (SCS) (nach Taubmann und Thiess, 1984)

Die Tabelle nach Taubmann und Thiess (1984) (Abbildung 4-21) hat einen Fokus auf landwirtschaftliche Nutzflächen, wie sie in kleinen schweizerischen (Wildbach-)Einzugsgebieten nicht die Regel sind. Daher haben Kuntner und Burlando (2003) diese Landnutzungskategorien auf schweizerische Verhältnisse angepasst. Sie verwendeten für die Einteilung in die Kategorien hauptsächlich die Arealstatistik. Gegenüber den Kategorien von Taubmann und Thiess (1984) findet sich in der Tabelle von Kuntner und Burlando (2003) eine Erweiterung des Wertebereichs bei Gewässern und Siedlungsflächen.

K	Kategorie	Beschreibung	Hydrologische Bodengruppe				Entsprechende Kategorie bei Taubmann
			A	B	C	D	
1	Öd- und Unland	Schnee, Eis, Fels, Geröll, Sumpf, Streu und Torfland	77	86	91	94	2
2	Flüsse	Flüsse von mehr als 50m Breite	100	100	100	100	-
3	Seen	Seeflächen > 1ha	100	100	100	100	-
4	Wald	geschlossener, offener Wald, Wytweide, Waldweide und Gebüsch	36	60	73	79	13.1
5	Weiden	Alpweiden, absolutes Weideland Heualpen und Wildheumäder	59	74	83	87	Mittel aus 9.1 und 9.2
6	Wies- und Ackerland, Obstbau	enthält auch Gewässer, Wege und Gebäude soweit sie nicht in die Nutzungsarten Seen, Flüsse, überbautes Gebiet einbezogen werden konnten	51	70	80	85	Mittel aus 5.1 und 12
7	Rebbau		64	73	79	82	Mittel aus 5.5 und 5.6
8	Gebiete mit hoher Bebauungsdichte	Kerngebiete grösserer Städte	89	92	94	95	-
9	Gebiete mit mittlerer Bebauungsdichte	Kerngebiete mittlerer Städte	77	85	90	92	-
10	Gebiete mit niedriger Bebauungsdichte	viele kleine Gebäude in lockerer Anordnung	54	70	80	85	-
11	Verkehrsanlagen	flächenhafte Anlagen (Bahnhöfe, Knotenpunkte, Flughäfen)	98	98	98	98	-
12	Industrieanlagen	>5ha	81	88	91	93	-

Abbildung 4-22: Curve-Number-Werte für die GEOSTAT Arealstatistik (Kuntner und Burlando, 2003)

Der Klimafaktor  $Y$  berechnet sich aus dem Verhältnis zwischen der massgebenden Niederschlagsintensität des betrachteten Einzugsgebiets und derjenigen in Urbana (Illinois, USA). Die Niederschlagsintensität ist abhängig von der Konzentrationszeit  $t$ . Diese wird über die Fließgesetze von Chezy und Strickler bestimmt.

Beim Scheitelreduktionsfaktor  $Z$  handelt es sich um einen Zeitbeiwert des Fließzeitverfahrens. Er berücksichtigt die Retentionswirkung des Einzugsgebiets.

Das Verfahren Taubmann/Thiess ermöglicht die Abschätzung der Hochwasserspitze und des -volumens. Letzteres durch die Bestimmung einer Hochwasserganglinie. Als Input wird ein Blockniederschlag verwendet. Dadurch wird methodisch bedingt die Ganglinie immer eingipflig ausfallen. Die Spitze der Ganglinie entspricht schliesslich dem abgeschätzten Spitzenabfluss der gewählten Jährlichkeit. Die Jährlichkeit des abgeschätzten  $HQ_x$  resp. der Ganglinie entspricht jener des Niederschlags.

## f) Optimierung und Funktionserweiterung von HAKESCH v1.x zur Version 2

Das Projekt „Neuprogrammierung und Erweiterung von HAKESCH“, finanziert vom BAFU unter Mitarbeit des GIUB, hat zum Ziel, die Software HAKESCH v1.0.x zu optimieren und die Funktionalität auszubauen. Dabei wurde in Firmen und Institutionen der Schweiz eine Bedürfnisabklärung mit einem Fragebogen durchgeführt, um die Punkte ausfindig zu machen, deren Optimierung den Praktikern besonders am Herzen liegen.

Die Grundidee, eine Hochwasserabschätzung in kleinen Gebieten mit fünf Verfahren durchzuführen, wird in der Version 2 von HAKESCH beibehalten, daher gilt die Praxishilfe von Spreafico et al. (2003) nach wie vor. Das Projekt verfolgt zu den folgenden Punkten eine Optimierung der Software:

- Funktionserweiterung: beispielsweise Darstellen von Ganglinien für ein  $HQ_x$  oder das Tool zur Georeferenzierung von gescannten Karten
- Automatischen Erhebung der Inputparameter: z.B. Starkniederschlagswerte, kumulative Gerinnelänge
- Benutzerführung
- Die Möglichkeit, nebst dem ursprünglichen Szenario, drei weitere Varianten einer Hochwasserabschätzung zu berechnen

#### 4.6.2 ZEMOKOST

ZEMOKOST, entwickelt durch Kohl und Stepanek (2005a und 2005b), wurde im Rahmen der vorliegenden Studie von Hemund (2008) und Hemund et al. (2009, in Vorb.) in den zwölf Schwerpunktgebieten angewendet. Die Parametererhebung für das Verfahren ZEMOKOST erfolgte hauptsächlich mit der Geländeanleitung von Markart et al. (2004) (vgl. Kapitel 4.5.2).

Hemund (2008) hat in ihrer Arbeit die einzelnen Schritte beschrieben, die sich für das Vorgehen einer Hochwasserabschätzung mit der Geländeanleitung von Markart et al. (2004) und ZEMOKOST ergeben:

- Bereitstellen von Grundlagendaten wie Karten, Luftbilder, Gelände- oder Niederschlagsdaten und Feldutensilien wie Formulare, Beilagen oder technische Hilfsmittel
- Erstellen einer Einzugsgebietsübersicht bezüglich Vegetation (inkl. Bewirtschaftung und Nutzung), Boden und Geologie und Flächengliederung wie Teileinzugsgebietsgliederung, Ausscheiden des Gerinnenetzes und vernässter Flächen
- Feldbegehung: Teilflächenbildung und Zuweisen einer Abfluss- und Rauigkeitsbeiwertsklasse, Gerinnebeurteilung an den Teilgebietsausflüssen und des gesamten Einzugsgebietes
- Erstellung der Karten bezüglich Abfluss- und Rauigkeitsbeiwert im GIS
- Inputparameter für ZEMOKOST aufbereiten: Parameter hinsichtlich Niederschlag ( $i_T$ ,  $T$ ), Topologie (Teileinzugsgebiete), Topographie ( $A$ ,  $L_{OB}$ ,  $J_{OB}$ ), Gerinne ( $L_G$ ,  $J$ ,  $d_{90}$ ) und Teilflächen ( $C$ ,  $c$ )
- Anwendung von ZEMOKOST: Abschätzung des Spitzenabflusses und der Hochwasserganglinien unterschiedlicher Jährlichkeit

Die Anwendung der Geländeanleitung nach Markart et al. (2004) wird im Kapitel 4.5.2 erläutert. Zusätzlich wird auf Hemund (2008) und Hemund et al. (2009, in Vorb.) verwiesen. Allgemeines zum Verfahren ZEMOKOST (Kohl und Stepanek, 2005) findet sich im Kapitel 3.3.5.4, eingehender befasst sich der folgende Abschnitt damit.

ZEMOKOST ist ein Laufzeitverfahren. Aufgrund der Gliederung der Einzugsgebietsfläche in mehrere Teileinzugsgebiete ermöglicht ZEMOKOST die Berechnung einer Gesamtlaufzeit und einer Abflussspitze sowohl für die einzelnen Teile wie auch für das gesamte Einzugsgebiet. Die Gesamtlaufzeit ( $t_{tot}$ ) setzt sich aus der Summe von Abstraktionszeit ( $t_A$ ), der Oberflächenlaufzeit ( $t_{OB}$ ) und der Gerinnelaufzeit ( $t_G$ ) zusammen. Die folgenden Formeln zeigen die mathematischen Zusammenhänge der unterschiedlichen Parameter:

$$t_A = 13.65 * \psi_{con}^2 - 34.72 * \psi_{con} + 26.74 \quad \text{Formel 4-18}$$

$t_A$	Abstraktionszeit pro Teileinzugsgebiet [min]
$\psi_{con}$	Abflussbeiwert nach Markart et al. (2004) [ ]

Die Zeit, welche verstreicht, bis ein Wassertropfen von der Wasserscheide über die Oberfläche bis ins nächste Gerinne gelangt, wird als Fließzeit an der Oberfläche bezeichnet. Sie wird nach der Izzard-Gleichung (Zeller, 1974 und 1981) unter Annahme von  $v = L_{OB}/t_{OB}$  berechnet:

$$t_{OB} = \frac{527 * c * L_{OB}^{\frac{2}{3}}}{J_{OB}^{\frac{1}{3}} * (C * i_T)^{\frac{2}{3}}} \quad \text{Formel 4-19}$$

$t_{OB}$	Fließzeit an der Oberfläche [min]
$c$	Rauhigkeitsbeiwert [ ]
$L_{OB}$	Mittlere maximale Fließlänge an der Oberfläche (gerinneslos) [m]
$J_{OB}$	Mittlere Hangneigung (Absolutwert) [ ]
$C$	Abflussbeiwert nach Markart et al. (2004) [ ]
$i_T$	Mittlere Niederschlagsintensität der Wiederkehrperiode T [mm/s]
$C * i_T$	Effektivniederschlag [mm/s]

Die Fließzeit im Gerinne  $t_G$  berechnet sich gemäss folgender Formel:

$$t_G = \frac{L_G}{v_m} \quad \text{Formel 4-20}$$

$t_G$	Gerinnelaufzeit [s]
$L_G$	Gerinnelänge [m]
$v_m$	Mittlere Fließgeschwindigkeit im Gerinne (nach Rickenmann, 1996) [m/s]

Die mittlere Fließgeschwindigkeit berechnet sich nach der Formel nach Rickenmann (1996):

$$v_m = \frac{0.37 * g^{0.33} * Q^{0.34} J^{0.20}}{d_{90}^{0.33}} \quad \text{Formel 4-21}$$

$g$	Erdbeschleunigung [m/s <sup>2</sup> ]
$Q$	Abfluss ( $Q = C * i_T * A$ ) [m <sup>3</sup> /s]
$J$	Mittleres Sohlgefälle (Absolutwert) [ ]
$d_{90}$	Charakteristische Korngrösse [m]
$A$	Einzugsgebietsfläche [km <sup>2</sup> ]

Die Gesamtlaufzeit ( $t_{tot}$ ) wird aus der Summe der Abstraktions-, Oberflächenlauf- und der Gerinnelaufzeit berechnet:

$$t_{tot} = t_A + t_{OB} + t_G \quad \text{Formel 4-22}$$

$t_{tot}$	Gesamtlaufzeit [s]
$t_A$	Abstraktionszeit [s]
$t_{OB}$	Oberflächenlaufzeit [s]
$t_G$	Gerinnelaufzeit [s]

Die Konzentrationszeit  $t_C$  wird der Gesamtlaufzeit  $t_{tot}$  gleichgesetzt, denn sie entspricht der Zeit, die verstreicht, bis am Gebietsausfluss der maximale Abfluss auftritt. Bis anhin wurde von der generellen Annahme ausgegangen, dass die Konzentrationszeit dann erreicht ist, wenn die

Regendauer solange anhält, bis auch der am weitesten entfernte Geländepunkt zum Abflussgeschehen beiträgt. Massgeblichen Einfluss auf die Abflussspitze eines Einzugsgebietes hätte demzufolge das entferntest liegende Teileinzugsgebiet. Bei einem Niederschlag von kurzer Dauer ist es gemäss Stepanek et al. (2004) möglich, dass sich die Abflussspitze eines Teileinzugsgebietes nicht mit den Ganglinien aus anderen Teileinzugsgebieten zu überlagern vermag. Das Gebiet würde demnach verspätet reagieren. Dies hätte zur Folge, dass der für den Maximalabfluss verantwortliche Teil eines Hochwassers den Pegel bereits passiert hätte. Die Konzentrationszeit des besagten Teileinzugsgebietes entspräche also in diesem speziellen Fall nicht jener ausschlaggebenden Regendauer, die für die Abflussspitze eines ganzen Einzugsgebietes verantwortlich ist. Die massgebliche Regendauer müsste kürzer gewählt werden als die Konzentrationszeit. Da allerdings davon ausgegangen werden kann, dass im Verlauf eines natürlichen Niederschlags die Intensität abnimmt, würde mit der Annahme einer kürzeren Regendauer der Spitzenabfluss unterschätzt. Daraus folgern Stepanek et al. (2004), die Konzentrationszeit und die massgebliche Regendauer getrennt und unabhängig voneinander zu betrachten. In ZEMOKOST werden aus diesem Grund, bezogen auf das gesamte Einzugsgebiet wie auch auf die Teileinzugsgebiete, für jede Dauerstufe die jeweils zugehörige Abflussganglinie mit Anlauf-, Konzentrations- und Nachlaufzeit sowie den entsprechenden Spitzenabfluss ermittelt. Schliesslich werden jene Abflussganglinien pro Teileinzugsgebiet und für das gesamte Einzugsgebiet graphisch dargestellt, die derjenigen Dauerstufe zugrunde liegen, welche die höchste Abflussspitze verursacht hat. Die entsprechende kritische Regenmenge legt sich damit von selbst fest und ist als Funktion der Einzugsgebietscharakteristik zu sehen. Damit kann sie deutlich von der Laufzeit des am weitesten entfernten Teileinzugsgebiets abweichen.

Grundsätzlich geht ZEMOKOST von einem blockförmigen Niederschlag aus, es erlaubt jedoch auch die Eingabe von räumlich und zeitlich variablen Niederschlägen. Mit ZEMOKOST können unterschiedliche Szenarien gerechnet werden. Zum Beispiel besteht die Möglichkeit, den Einfluss von Retentionsbauten oder Landnutzungsänderungen im Einzugsgebiet auf die Ausbildung eines Spitzenabflusses unterschiedlicher Jährlichkeit oder auf die Ganglinie zu bestimmen.

Die naturräumliche Zuordnung in ZEMOKOST geschieht über die Abfluss- und Rauigkeitsbeiwerte. Unter dem Abflussbeiwert wird jener Prozentsatz des Niederschlags verstanden, der bei konstanter Infiltration oberflächlich abfließt (Stepanek et al., 2004; Markart et al., 2004). Die Zuordnung der Abfluss- und Rauigkeitsbeiwertsklassen erfolgt jeweils an einem Standort im Gelände. Dieser soll für den kartierten homogenen Bereich bezüglich Abflussbereitschaft repräsentativ sein.

### **4.6.3 HQx\_meso\_CH**

Das Softwarepaket HQx\_meso\_CH ermöglicht eine Hochwasserabschätzung mit sechs Modellen. In der vorliegenden Studie wurden davon zwei für die Abschätzung der HQ<sub>300</sub> resp. HQ<sub>100</sub> verwendet: Momente und BaD7. Die Auswahl traf auf diese zwei Verfahren, weil nur sie die Möglichkeit geben, ein HQ<sub>300</sub> abzuschätzen. Die Anwendung erfolgte auf die 16 der 45 Untersuchungsgebiete mit einer Grösse von über 10km<sup>2</sup>. Die genannten Verfahren werden im Folgenden näher erläutert. Die Grundidee von HQx\_meso\_CH wird im Kapitel 3.3.5.3 zusammengefasst.



### a) Das Verfahren „Momente“ zur Abschätzung eines $HQ_x$

Die Beschreibung des Verfahrens wurde der Arbeit von Barben (2001) entnommen. Beim Modell Momente von Düster (1994) wird von der hydrologischen Grundgleichung ausgegangen. Es werden die Parameter mittlere Jahreshochwasserspitze und die Standardabweichung der Jahreshochwasserspitzen mit Hilfe von Gebietsparametern geschätzt. Dabei gelten die folgenden Formeln:

$$HQ_x = mHQ + K_T * s(HQ) \quad \text{Formel 4-23}$$

$HQ_x$	Hochwasser mit der Wiederkehrperiode von x a [ $m^3/s$ ]
mHQ	Mittlere Jahreshochwasserspitze [ $m^3/s$ ]
$K_T$	Faktor in Abhängigkeit von der Jährlichkeit T und der Verteilung [ ]
s(HQ)	Standardabweichung der Jahreshochwasserspitzen [ $m^3/s$ ]

mit

$$K_T = -\frac{\sqrt{6}}{\pi} (0.5772 + \ln(\ln(\frac{T}{T-1}))) \quad \text{Formel 4-24}$$

T	Jährlichkeit [a]
---	------------------

Die ursprüngliche Form des Momente-Modells stammt von Sydler et al. (1982). Düster (1994) hat mit optimierten Datengrundlagen die Momente mHQ und s(HQ) neu berechnet:

$$mHQ = f(F_n, Vgl, N, I_m, Oed, WSV) \quad \text{Formel 4-25}$$

$$s(HQ) = f(F_n, N, WSV) \quad \text{Formel 4-26}$$

$F_n$	Beitragende Fläche [ $km^2$ ]
Vgl	Vergletscherungsgrad [%]
N	Jahresniederschlag [mm]
$I_m$	Mittlere Hangneigung im Einzugsgebiet [°]
Oed	Ödlandanteil [%]
WSV	Mittleres Wasserspeichervermögen [mm]

Die Gebietsparameter  $I_m$ , Oed und WSV werden mit dem relativen Flächenbeitrag gewichtet. Dieser gründet auf der Annahme, dass alle Teile eines Einzugsgebietes zum Hochwasserabfluss beitragen, jedoch nicht im gleichen Ausmass. Der relative Flächenbeitrag im Modell Momente hängt von der Hangneigung und der Entfernung zum Gerinnenetz ab. Je grösser die Hangneigung und je kleiner die Entfernung zum Gerinnenetz ist, umso grösser wird der relative Flächenbeitrag und damit die Gewichtung des Parameters mHQ resp. s(HQ).

Mit dem Modell Momente können Hochwasserspitzen unterschiedlicher Jährlichkeit berechnet werden, wobei die Parameter mHQ und s(HQ) konstant bleiben, denn in der Formel ist nur der Faktor  $K_T$  von der Jährlichkeit abhängig. In der Literatur (z.B. Barben (2001) oder Düster (1994)) ist keine obere Begrenzung der Jährlichkeit zu finden.

Es wird darauf hingewiesen, das Modell nicht in Gebieten mit extremen Parameterkonstellationen zu verwenden. Darunter versteht sich beispielsweise ein städtisches Einzugsgebiet oder ein solches mit einem hohen Vergletscherungsgrad. Ansonsten hat Barben (2001) bei der Analyse seiner Resultate keine systematische Unter- resp. Überschätzung der Abflusswerte durch den Momente-Ansatz feststellen können.

## b) Das Verfahren BaD7 zur Abschätzung eines $HQ_x$

Auch die Beschreibung des Verfahrens BaD7 wurde der Arbeit von Barben (2001) entnommen. Im Rahmen seiner Dissertation hat Barben (2001) das hier vorgestellte Modell entwickelt. Der Ansatz lehnt sich an die Momente-Methode, wobei für die Schätzung der Parameter  $mHQ$  und  $s(HQ)$  die Mittelung der Momente der sechs ähnlichsten Gebiete verwendet wird. Diese sechs Gebiete stammen aus den 95 Referenzgebieten, die im  $HQx\_meso\_CH$  auch für andere Verfahren verwendet werden. Näheres zur Auswahl der 95 Referenzgebiete und zu deren Charakteristika ist der Arbeit von Barben (2001) zu entnehmen.

Zur Schätzung der Momente wird aus den folgenden standardisierten Gebietsparametern ein sieben-dimensionaler Raum aufgespannt:

- Elongationsfaktor [ ]
- Vergletscherungsgrad [%]
- Jahresniederschlag [mm]
- Versiegelungsgrad [%]
- Neigung [°]
- Ödlandanteil [%]
- Weideanteil [%]

Die drei letzten aufgeführten Parameter werden mit dem relativen Flächenbeitrag gewichtet. Im sieben-dimensionalen Raum bildet das Gebiet, wofür das  $HQ_x$  abgeschätzt werden will, den Startpunkt. Von da aus wird zu allen 95 Datenpunkten der Referenzgebiete die euklidische Distanz berechnet. Die  $mHQ$  und  $s(HQ)$  der sechs Gebiete mit den kleinsten euklidischen Distanzen werden schliesslich gemittelt und daraus die spezifische Hochwasserspitze berechnet.

Wie beim Modell Momente sind die beiden Momente  $mHQ$  und  $s(HQ)$  von der Jährlichkeit unabhängig, nur der Faktor  $K_T$  ist von der Jährlichkeit abhängig und berechnet sich analog dem Verfahren Momente. Dadurch können Hochwasserspitzen beliebiger Wiederkehrperioden abgeschätzt werden. Es ist auch hier keine Angabe zur oberen Begrenzung der Jährlichkeit festgehalten.

Die Einschränkung betreffend extremer Parameterkonstellationen, wie unter Punkt a) beim Modell Momente beschrieben, gilt beim Modell BaD7 ebenfalls. Zudem ist auch beim BaD7 keine systematische Unter- oder Überschätzung der Abflusswerte durch das Verfahren festgestellt worden.

### 4.6.4 Modell Schaffner zur Abschätzung eines $HQ_{100}$

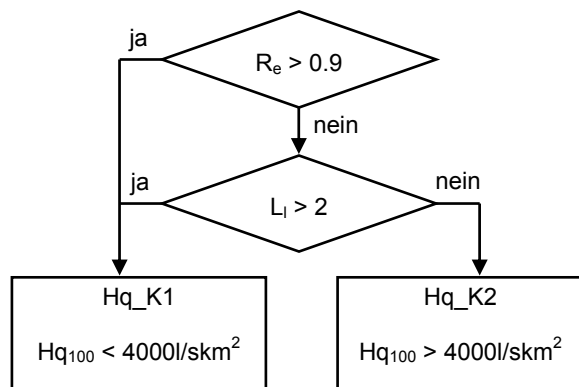
Das Modell Schaffner (Schaffner, 2007) wurde in einem Projekt im Rahmen der vorliegenden Arbeit entwickelt. Grundlegendes zum Modell findet sich im Kapitel 3.3.5.1. Die folgenden Ausführungen decken hauptsächlich die formalen Aspekte ab.

Für Gebiete zwischen  $0.5 \text{ km}^2$  und  $10 \text{ km}^2$  schlägt Schaffner (2007) für die Abschätzung eines  $HQ_{100}$  folgende Formel vor:

$$HQ_{100} = GL^{0.47} * N_{Int}^{1.175} * 10^{-0.0000672 * (F_{Wald})^2 - 0.000000117 * (H_{min})^2 - 1.205} \quad \text{Formel 4-27}$$

$HQ_{100}$	Hochwasser mit der Wiederkehrperiode von 100a [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]
GL	Kumulierte Gerinnelänge [km]
$N_{Int}$	100-jährliche 1-stündige Niederschlagsintensität [mm/h]
$F_{Wald}$	Waldanteil [%]
$H_{min}$	Minimale Gebietshöhe [m]

Zur Validierung des abgeschätzten  $HQ_{100}$  wird nach Schaffner (2007) ein Entscheidungsdiagramm verwendet, wobei das  $HQ_{100}$  in das spezifische Hochwasser  $Hq_{100}$  umgerechnet wird.



Stimmt das mit dem Regressionsmodell abgeschätzte  $Hq_{100}$  mit den in Abbildung 4-23 dargestellten  $Hq$ -Klassen überein, kann davon ausgegangen werden, dass die Abschätzung zu rund 75% genügend genau ist. Ist die Übereinstimmung nicht vorhanden, muss das mit dem Regressionsmodell abgeschätzte  $Hq_{100}$  angezweifelt werden. Das  $Hq_{100}$  ist jedoch im Bereich der Hochwasserklassen zu erwarten. Der Schwellenwert von  $4000l/skm^2$  kann mit einer gewissen Toleranz betrachtet werden.

Abbildung 4-23: Entscheidungsdiagramm für die Ermittlung der Hochwasserklasse (nach Schaffner, 2008)

- $R_e$  Formfaktor Elongation Ratio nach Seyhan (1976):  $R_e = (2 \cdot \sqrt{F_N}) / (L_h \cdot \sqrt{\pi})$  [ ]
- $L_i$  Formfaktor Shape Factor nach McCuen (2004):  $L_i = (L_h \cdot L_{ca})^{0.3}$  [ ]
- $F_N$  Einzugsgebietsfläche [km<sup>2</sup>]
- $L_h$  Hydrologische Länge im Einzugsgebiet [km]
- $L_{ca}$  Länge des Hauptflusses bis zum Gebietsschwerpunkt [km]

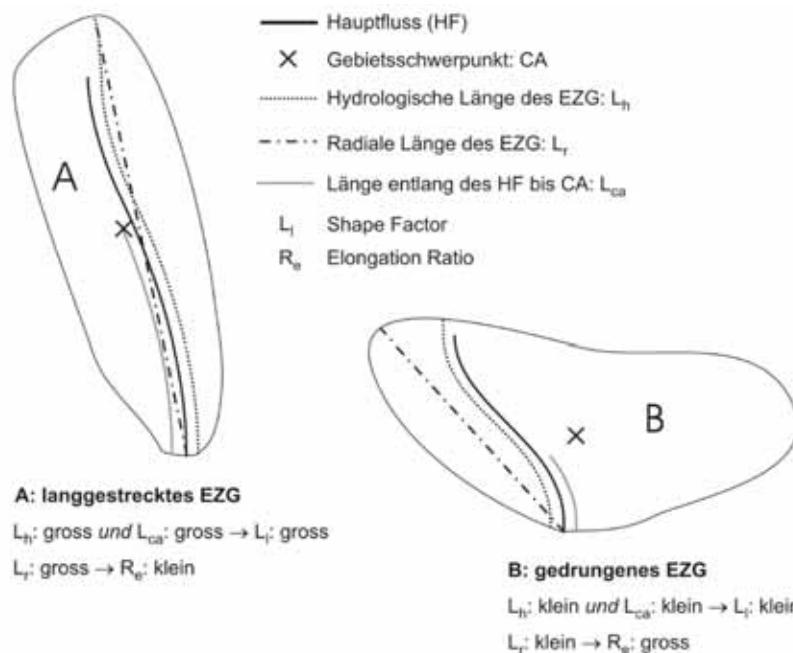


Abbildung 4-24: Auswirkung der Gebietsform auf die Formfaktoren  $L_i$  und  $R_e$  (Schaffner, 2007)

Für Einzugsgebiete mit einer Grösse zwischen  $10km^2$  und  $20 km^2$  schlägt Schaffner (2007) vor, zuerst das  $HQ_{100}$  mit der Formel 4-27 zu schätzen und zusätzlich eine Abschätzung mit der folgenden Momente-Methode durchzuführen. Hierzu wählte Schaffner (2007) andere Gebietsparameter für die Schätzung des  $mHQ$  und  $s(HQ)$  als Barben (2001) (vgl. Kapitel 4.6.3):

$$HQ_{100} = mHQ + 3.14 * s(HQ) \quad \text{Formel 4-28}$$

mit 
$$mHQ = GL^{0.832} * N_{Hoe}^{1.854} * 10^{-0.0437 * \sqrt{I_{25}} + 0.0000579 * (mWsv)^2 - 6.311} \quad \text{Formel 4-29}$$

mit 
$$s(HQ) = GL^{0.627} * 10^{0.0106 * N_{Int} + 0.0000561 * (mWsv)^2 - 1.151} \quad \text{Formel 4-30}$$

HQ <sub>100</sub>	Hochwasser mit der Wiederkehrperiode von 100a [m <sup>3</sup> /s]
mHQ	Mittleres jährliches Hochwasser [m <sup>3</sup> /s]
s(HQ)	Standardabweichung der Jahreshochwasserspitzen [m <sup>3</sup> /s]
GL	Kumulierte Gerinnelänge [km]
N <sub>Hoe</sub>	Jährliche Niederschlagshöhe [mm/a]
I <sub>25</sub>	Flächenanteil mit Hangneigung >25° [%]
mWsv	Mittleres Wasserspeichervermögen im Boden [mm]

Die Auswahl der Gebietsparameter für die Schätzung der Momente mHQ und s(HQ) erfolgte anhand einer multiplen Regressions-Analyse. Um das Risiko einer Unterschätzung des abgeschätzten HQ<sub>100</sub> zu reduzieren, empfiehlt Schaffner (2007), den höheren Wert der beiden Abschätzungen (Regressions- und Momente-Methode) als Richtwert zu verwenden.

#### 4.6.5 Abschätzung eines HQ<sub>300</sub>

In der Schweizer Praxis werden unterschiedliche Verfahren zur Abschätzung eines HQ<sub>300</sub> verwendet, die sich im Verlauf der Zeit eingebürgert haben. Aus Gesprächen mit Personen aus der Praxis wurden untenstehende Vorgehensweisen zur Abschätzung eines HQ<sub>300</sub> zusammengetragen. Sie werden einzeln oder kombiniert angewendet, um schliesslich mit einer „Multi-Model-Abschätzung“ das HQ<sub>300</sub> bestimmen zu können.

- Abschätzen eines HQ<sub>100</sub> und dieses mit Faktor 1.2 bis 1.5 multiplizieren. Diese Faktoren beruhen vermutlich auf den Quotienten von abgeschätzten HQ<sub>300</sub> und HQ<sub>100</sub>.
- Das Verfahren Kölla anwenden und die beitragenden Flächen um Faktor 1.3 bis 1.5 erhöhen.
- Verfahren festlegen, die bei einer Abschätzung erfahrungsgemäss eher höhere Werte ergeben als HQ<sub>300</sub>. Dabei handelt es sich beispielsweise um das Verfahren Müller (HQ<sub>max</sub>, vgl. Kapitel 4.6.1).

In der vorliegenden Arbeit werden einerseits die vorgeschlagenen Ansätze angewendet und andererseits mit anderen Verfahren ergänzt. Dabei werden für Gebiete >10km<sup>2</sup> die Verfahren Momente und BaD7 aus HQx\_meso\_CH (vgl. Kapitel 4.6.3) verwendet und für Gebiete <10km<sup>2</sup> werden das modifizierte Laufzeitverfahren und Clark-WSL aus dem HAKESCH (vgl. Kapitel 4.6.1) und ZEMOKOST (vgl. Kapitel 4.6.2) angewendet.

Um die Nicht-Linearität der Prozesse zu berücksichtigen, sind die Abschätzungen eines HQ<sub>300</sub> mittels Verfahren der Hochwasserabschätzung, die zwischen der Abflussmenge und der Jährlichkeit einen logarithmischen Zusammenhang beschreiben, mit Daten aus der Raumgliederung und mit hydrologischen Kennwerten ergänzt worden. Dies erfolgte mit der Absicht, daraus Schwellenbedingungen abzuleiten, die für die Nicht-Linearität der Prozesse verantwortlich sein können.

#### 4.6.6 Extremwertstatistik

34 der 45 Einzugsgebiete verfügen über langjährige Abflussmessreihen. Für diese Gebiete sind extremwertstatistische Auswertungen vorgenommen worden. Dabei wurde die Software HQ-Ex (vgl. Kapitel 3.3.5.5) angewendet. Die sieben analytischen Verteilungsfunktionen und die drei Verfahren zur Parameterschätzung werden hier nicht näher erläutert; es wird auf Wasy (2008) verwiesen. Für die in der vorliegenden Studie vorgenommenen Extrapolationen wurde immer die Allgemeine Extremwertverteilung mit der Momente-Methode als Parameterschätzmethode verwendet. Dies ermöglicht eine gewisse Objektivität beim Vergleich der Einzugsgebiete untereinander. Zusätzlich wurden die drei von HQ-Ex vorgeschlagenen Verfahren mitberücksichtigt. Wie die Ergebnisse aus der Extremwertstatistik schliesslich verwendet wurden, wird an den entsprechenden Stellen erläutert.

Der Gültigkeitsbereich von extremwertstatistischen Auswertungen wird eingeschränkt durch den zulässigen Extrapolationsbereich und den Einfluss der Schwellenprozesse (vgl. Kapitel 3.3.1.5). Eine Extrapolation auf eine Jährlichkeit grösser als drei Mal die Messperiode wird als nicht zulässig eingestuft. Schwellenprozesse können zudem dazu führen, dass extremwertstatistisch abgeschätzte Spitzenabflüsse unterschätzt werden.

Die 35 Abflussmessreihen, welche für die vorliegende Arbeit verwendet wurden, verfügen über eine unterschiedliche Messdauer, wie die folgenden statistischen Masszahlen verdeutlichen: Für die Messlängen der Stationen liegt der Median bei 30.0a, das untere Quartil bei 27.3a und das obere Quartil bei 41.8a. Daraus lässt sich schliessen, dass für knapp 75% der Messreihen der Extrapolationsbereich bis 100a zulässig ist und für gut 25% der Datenreihen eine Extrapolation auf 100a nicht zulässig wäre. Die kürzeste Messreihe beträgt 13 Jahre die längste 53 Jahre.

### 4.7 Sensitivitätsanalysen von Inputparametern für die Hochwasserabschätzung

Erfahrung aus der Praxis bei der Hochwasserabschätzung mit HAKESCH und ZEMOKOST zeigen, dass - abgesehen vom Niederschlag - folgende Parameter zu den sensitivsten gehören:

- Müller in HAKESCH: Abflusskoeffizient nach Rickli und Forster (1997), Zonenkoeffizient  $\alpha$  nach Zeller (1975)
- Mod. Fliesszeitverfahren in HAKESCH: Abflusskoeffizient nach Rickli und Forster (1997), Konzentrationszeit
- Kölla in HAKESCH: beitragende Fläche, Benetzungsvolumen
- Clark-WSL in HAKESCH: Konzentrationszeit, Wasserspeichervermögen
- Taubmann in HAKESCH: Konzentrationszeit, komplexer Abflussbeiwert  $\alpha$
- ZEMOKOST: Abflusskoeffizient nach Markart et al. (2004), Konzentrationszeit

Die oben genannten sensitiven Parameter hängen wiederum mit anderen Eingabegrössen zusammen. Zum Beispiel leitet sich die beitragende Fläche bei Kölla direkt von der kumulativen Gerinnelänge ab.

Für die Sensitivitätsanalysen werden bei den verschiedenen Verfahren zur Hochwasserabschätzung implementiert in HAKESCH einzelne Parameter geändert, um deren Einfluss auf die Zielgrössen  $HQ_{20}$  und  $HQ_{100}$  zu untersuchen. Dabei stehen folgende drei Parameter im Vordergrund:

- Starkniederschlagswerte
- Benetzungsvolumen nach Kölla
- Komplexer Abflussbeiwert  $\alpha$  nach Taubmann

Für den Einfluss der Veränderung der Starkniederschläge werden alle übrigen Eingabeparameter unverändert belassen und die Niederschlagswerte für die Verfahren in HAKESCH um 5% und 10% erhöht. Die Erhöhung der Niederschlagswerte geschieht in Anlehnung an Hegg und Vogt (2005). Ihr Artikel handelt von der Höhe der Starkniederschläge in Abhängigkeit der betrachteten Periode. Sie kommen zum Schluss, dass es deutliche Hinweise für eine Unterschätzung der Starkniederschläge gibt, wenn bei deren Ermittlung einzig die Tafel 2.4 (Geiger et al., 1992) und 2.4<sup>2</sup> (Jensen et al., 1997) des Hydrologischen Atlases der Schweiz (HADES) berücksichtigt werden. In der Analyse der vorliegenden Arbeit werden die Inputdaten aus dem Hydrologischen Atlas systematisch um 5% und 10% erhöht. Dabei wird keine räumliche Differenzierung der Erhöhung durchgeführt, das heisst, es wird für alle berücksichtigten Einzugsgebiete derselbe Zuschlag im Niederschlagsinput (5% und 10%) vorgenommen. Mit dieser Erhöhung der Inputdaten beim Niederschlag liegen die Starkniederschlagswerte bei keinem Einzugsgebiet über der Hüllkurve aus den gemessenen Schweizer Rekorden (Forster und Baumgartner, 1999).

Das Benetzungsvolumen wird in den beiden Mittelungsverfahren von HAKESCH Kölla und modifiziertes Fliesszeitverfahren verwendet. Es hat demnach einen Einfluss auf zwei Verfahren, die den von HAKESCH ermittelten Vorschlag massgeblich beeinflussen können. Aus diesem Grund wird der Einfluss eines veränderten Benetzungsvolumens auf die Abschätzung des Spitzenabflusses untersucht. Dabei wird der jeweilige Wert des Benetzungsvolumens, der nach Tabelle 4-15 bestimmt wurde, um 5mm erhöht resp. vermindert. Die übrigen Parameter werden beibehalten.

Der komplexe Abflussbeiwert  $\alpha$  nach Taubmann stützt sich auf das SCS-Verfahren. Die Abschätzung von  $\alpha$  ist erschwert durch die Tatsache, dass das Verfahren ursprünglich aus den USA stammt, später auf die Verhältnisse in Baden-Württemberg angepasst und schliesslich von Taubmann (1986) in verschiedenen Schweizer Einzugsgebieten getestet wurde. Taubmann (1986) stellt für die Abschätzung des  $\alpha$ -Wertes eine Tabelle nach dem US-Soil-Conservation-Service (SCS) zur Verfügung. Die darin aufgeführten Anbauarten entsprechen kaum jenen, die in Schweizer Wildbacheinzugsgebieten oder kleinen Einzugsgebieten in den Schweizer Voralpen anzutreffen sind. Kuntner und Burlando (2003) erweiterten die Tabelle und lehnten sich dabei an die Kategorien der Arealstatistik. Gegenüber den Werten von Taubmann (1986) findet sich eine Erweiterung des Wertebereichs vor allem bezüglich der Gewässer und Siedlungsflächen. Jedoch ist nach wie vor schwierig, für die im Feld kartierten Flächen die entsprechenden  $\alpha$ -Werte zu bestimmen. Aus diesem Grund wird in der vorliegenden Studie eine Analyse mit standardisierten Werten durchgeführt. Entsprechend dem Bewertungsschema nach Rickli und Forster (1997) (vgl. auch Abbildung 4-15) werden  $\alpha$ -Werte nach Taubmann festgelegt. Sury (2006) hat in ihrer Arbeit eine Standardisierung der  $\alpha$ -Werte für das Verfahren Taubmann entwickelt. Einerseits werden ihre  $\alpha$ -Werte angewendet und andererseits werden diese Werte angepasst, um schliesslich die Spitzenabflusswerte abgeschätzt mit dem Verfahren nach Taubmann zu vergleichen.

Das Verfahren zur Abschätzung der Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) könnte eine subjektive Komponente beinhalten, die dazu führen könnte, dass eine Anwendung des Verfahrens durch verschiedene Personen auf gleiche Flächen unterschiedliche Abflusskoeffizienten zur Folge hat. Um diesem Sachverhalt auf den Grund zu gehen, werden die Abschätzungen der Abflusskoeffizienten aus zwei Arbeiten verglichen. Für die zwölf Schwerpunktgebiete stehen die digitalen Karten von Sury (2006) und Zraggen (2009, in Vorb.) mit einer Abschätzung der Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) für ein günstiges und ein

ungünstiges Szenario zur Verfügung. Aus den Arbeiten von Hemund (2008) und Hemund et al. (2009, in Vorb.) liegen vergleichbare Karten der Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) vor, jedoch lediglich für das „Worst-Case-Szenario“. Da das Hauptziel von Hemund (2008) und Hemund et al. (2009, in Vorb.) darin bestand, die Methodik nach Markart et al. (2004) anzuwenden, liegen die Teilflächen aus den beiden letztgenannten Arbeiten in einem höheren Detaillierungsgrad vor. So sind darin beispielsweise Strassen ausgewiesen und mit einem separaten Abflusskoeffizienten bewertet. Sury (2006) und Zraggen (2009, in Vorb.) haben Strassen in einem Einzugsgebiet nicht separat ausgewiesen, sondern der umgebenden Teilfläche zugeordnet.

Es wird basierend auf den oben genannten voneinander unabhängigen Kartierarbeiten eine Analyse zur Bewertung der Objektivität der verschiedenen Arbeiten durchgeführt (Objektivitätsanalyse):

- Vergleich 1: günstige Abschätzung
- Vergleich 2: ungünstige Abschätzung

Für die Vergleiche sind die Differenzen in den Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) im GIS gerechnet worden. Dazu wurden die jeweiligen Vektordatensätze in Rasterfiles mit einer Zellengrösse von 25m umgewandelt und anschliessend verrechnet.

## **4.8 Klassierung der Hochwasserganglinie und Berechnung der Fracht für ein $HQ_{100}$**

In der vorliegenden Studie werden die Hochwasserganglinien, abgeschätzt mit dem Verfahren Clark-WSL (HAKESCH) und ZEMOKOST, klassiert, um bei der Abschätzung eines Hydrographen eine Idee über den zeitlichen Aspekt zu erhalten. Die Ganglinie nach Clark-WSL liegt in 10-min-Schritten vor, jene nach ZEMOKOST in 1-min-Schritten.

Das Verfahren Taubmann in HAKESCH stellt ebenfalls die Abschätzung einer Ganglinie zur Verfügung. Die Abschätzung von Spitzenabflüssen nach Taubmann in kleinen schweizerischen Einzugsgebieten fällt meist zu tief aus (vgl. Kapitel 3.3.5.2 und Forster und Hegg (2002)), daher stellt es in HAKESCH das untere Grenzwertverfahren dar. Aufgrund der systematischen Unterschätzung wird eine Abschätzung mit Taubmann kaum in den Bereich desjenigen Wertes ( $HQ_{100}$ ) gelangen, der mit der gesamten HAKESCH-Methode abgeschätzt wird. Aus diesem Grund wird die Ganglinie nach Taubmann nicht in die Analysen der vorliegenden Arbeit miteinbezogen.

Dank der Abschätzung einer Hochwasserganglinie lässt sich die Hochwasserfracht abschätzen. Dieser Wert wird ebenfalls für die beiden Verfahren Clark-WSL und ZEMOKOST für ein  $HQ_{100}$  ermittelt.

### **4.8.1 Hochwasserganglinie nach Clark-WSL**

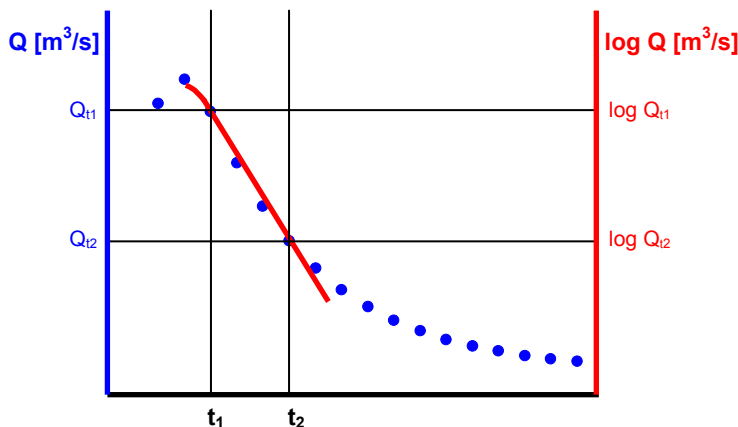
Das Verfahren Clark-WSL ermöglicht die Abschätzung eines Hydrographen beliebiger Jährlichkeit. In der Version 2 von HAKESCH wird diese Ganglinie ermittelt und dargestellt sowie die Fracht berechnet. Um zu einer Aussage bezüglich Anstiegszeit und Verlauf des Rezessionsasts zu gelangen, werden folgende zwei Kennwerte bestimmt: Anstiegszeit und K-Wert (Speicherkonstante nach DVWK (1982)).

Die Anstiegszeit entspricht der Dauer zwischen dem Zeitpunkt, bei der die Ganglinie zu steigen beginnt bis die Spitze der Ganglinie erreicht wird. Der Hydrograph nach Clark-WSL steigt unmittelbar an, die Reaktionszeit (Zeit bis die Ganglinie ansteigt) ist demnach gleich 0.

Der K-Wert entspricht der Steigung des Rezessionsasts und wird aus der halblogarithmischen Darstellung der Abflussganglinie gemäss DVWK (1982) berechnet:

$$K = \frac{t_2 - t_1}{\ln\left(\frac{Q_{t1}}{Q_{t2}}\right)} \quad \text{oder} \quad K = \frac{t_2 - t_1}{2.33 * \log\left(\frac{Q_{t1}}{Q_{t2}}\right)} \quad \text{Formel 4-31}$$

- K K-Wert nach DVWK (1982) [min]
- t<sub>1</sub> Zeitpunkt nach Abflussmaximum, ab dem der Graph in der halblogarithmischen Darstellung eine Gerade bildet [min]
- t<sub>2</sub> Zeitpunkt nach Abflussmaximum, bevor der Graph in der halblogarithmischen Darstellung einen Knick aufweist [min]
- Q<sub>t1</sub> Abfluss zum Zeitpunkt t<sub>1</sub> [m<sup>3</sup>/s]
- Q<sub>t2</sub> Abfluss zum Zeitpunkt t<sub>2</sub> [m<sup>3</sup>/s]



Der Zeitpunkt t<sub>2</sub> wird vom DVWK (1982) als Zeitpunkt nach dem Niederschlagsereignis definiert. In der vorliegenden Arbeit wird er spätestens zu jenem Zeitpunkt gesetzt, bevor in der halblogarithmischen Darstellung der Graph einen Knick zeigt. Die nebenstehende Abbildung verdeutlicht das Vorgehen.

Abbildung 4-25: Veranschaulichung der Bestimmung des K-Werts nach DVWK (1982)

Die Anstiegszeit und der K-Wert werden schliesslich gemäss der Tabelle 4-16 in drei Klassen mit je einer Bewertung eingeteilt. Die Klassengrenzen entsprechen dem 25%- resp. 75%-Quartil aus den jeweiligen Parametern der Ganglinien der zwölf Schwerpunktgebiete.

Tabelle 4-16: Klassierung der Parameter der Ganglinie nach Clark-WSL

Anstiegszeit t <sub>Anstieg_C</sub>		K-Wert	
[min]	Bewertung	[min]	Bewertung
≤40	Schnell	≤31.2	Eher steiler Rezessionsast
50 bis 60	Mittel	>31.2 bis 40.3	Mittel steiler Rezessionsast
≥70	Verzögert	>40.3	Eher flacher Rezessionsast

Methodisch bedingt, fällt die Ganglinie nach Clark-WSL immer eingipflig aus. Dies ist auf die Verwendung eines Blockniederschlags zurückzuführen und zusätzlich darauf, dass das gesamte Einzugsgebiet nicht in Teilgebiete eingeteilt wird, deren Ganglinien schliesslich zu einer addiert werden. Im Verfahren Clark-WSL werden Isozonen gebildet, und für jeden Zeitschritt (10min) wird die Menge Wasser berechnet, die beim Pegel durchfliesst. Daraus wird schliesslich die Ganglinie ermittelt, deren Maximum dem Spitzenabfluss der gewählten Jährlichkeit entspricht.



## 4.8.2 Hochwasserganglinie nach ZEMOKOST

ZEMOKOST beruht auf einem Laufzeitverfahren, wobei das Einzugsgebiet in Teilgebiete unterteilt wird. Für jedes dieser Gebiete wird eine Ganglinie berechnet, die schliesslich zur Gesamtreaktion des Einzugsgebiets überlagert werden. Diese kann für eine beliebige Jährlichkeit bestimmt werden. Dadurch lässt das Verfahren zu, dass die Ganglinie nicht gleich beim ersten Zeitschritt ansteigt, sondern erst dann, wenn das erste Teilgebiet auf den Niederschlag reagiert und dessen Wasser beim Pegel durchfließt. Aus diesem Grund wird für die Ganglinie nach ZEMOKOST ein weiterer Parameter für die Klassierung einbezogen: die Reaktionszeit. Sie gilt als jene Zeitspanne, die zwischen dem Beginn der Aufzeichnung und dem Ansteigen der Ganglinie liegt.

Die beiden anderen Kennwerte, Anstiegszeit und K-Wert, sind dieselben wie beim Verfahren Clark-WSL. Die Anstiegszeit wird jedoch beim Verfahren ZEMOKOST nach der unten stehenden Formel berechnet.

$$t_{\text{Anstieg}_Z} = T_{\text{Peak}_Z} - t_{\text{Reaktion}} \quad \text{Formel 4-32}$$

- $t_{\text{Anstieg}_Z}$  Anstiegszeit: Zeit zwischen Anstieg der Ganglinie und Abflussmaximum [min]  
 $T_{\text{Peak}_Z}$  Zeitpunkt beim Abflussmaximum [min]  
 $t_{\text{Reaktion}}$  Reaktionszeit: Zeit zwischen Aufzeichnungsbeginn und Beginn des Anstiegs der Ganglinie [min]

Diese drei Parameter werden einzeln klassiert und mit einer Bewertung versehen, wie es in der folgenden Tabelle dargestellt ist. Die Klassengrenzen bilden die 25%- und 75%-Quartile der jeweiligen Parameter aus den Ganglinien der zwölf Schwerpunktgebiete.

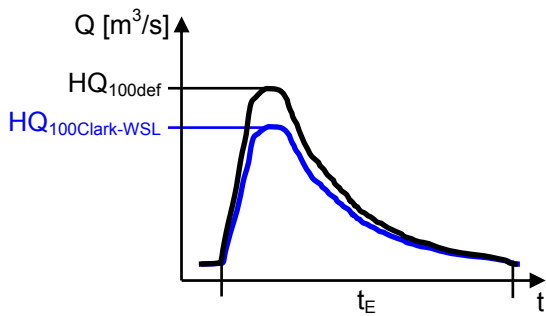
Tabelle 4-17: Klassierung der Parameter der Ganglinie nach ZEMOKOST

Reaktionszeit $t_{\text{Reaktion}_Z}$ [min]		Anstiegszeit $t_{\text{Anstieg}_Z}$ [min]		K-Wert	
	Bewertung		Bewertung	[min]	Bewertung
$\leq 20$	Schnell	$\leq 34$	Schnell	$\leq 27.2$	Eher steiler Rezessionsast
21 bis 35	Mittel	35 bis 67	Mittel	$> 27.2$ bis 41.6	Mittel steiler Rezessionsast
$> 35$	Verzögert	$> 67$	Verzögert	$> 41.6$	Eher flacher Rezessionsast

Je nach Konstellation der Teilgebiete und deren Überlagerung beim Pegel lässt die Methode ZEMOKOST eine mehrgipflige Ganglinie zu. Dieser Fall tritt jedoch bei den zwölf Schwerpunktgebieten nicht auf.

## 4.8.3 Hochwasserfracht für ein $HQ_{100}$ nach Clark-WSL

Durch das Aufsummieren der Hochwasserabflüsse pro Zeitschritt ergibt sich die Hochwasserfracht. Dies wird für die beiden Verfahren für das jeweilige abgeschätzte  $HQ_{100}$  durchgeführt. Dieses  $HQ_{100}$  weicht jedoch vom definitiv festgelegten ab. Denn dieses wurde beispielsweise mit HAKESCH unter Berücksichtigung der drei Mittelungsverfahren und der beiden Grenzwertverfahren ermittelt. Aus diesem Grund wird die vom Verfahren berechnete Fracht dem definitiv abgeschätzten  $HQ_{100}$  angepasst. Die Abbildung 4-26 veranschaulicht das Vorgehen.



Das Verhältnis  $HQ_{100def}$  zu  $HQ_{100Clark-WSL}$  gibt an, um wie viel die Fracht reduziert resp. erhöht werden muss (vgl. auch Formel 4-33). Dabei wird für ein  $HQ_{100}$  von einer Dreiecksganglinie und konstanten Ereignisdauer ( $t_E$ ) ausgegangen. Beim Verfahren Clark-WSL ist diese Annahme gerechtfertigt, denn die Ereignisdauer der zwölf Schwerpunktgebiete bewegt sich zwischen 410 und 450min.

Abbildung 4-26: Veranschaulichung zur Anpassung der Hochwasserfracht aus Clark-WSL an das definitiv abgeschätzte  $HQ_{100}$

$$S_{100def} = \frac{HQ_{100Clark-WSL}}{HQ_{100def}} * S_{100Clark-WSL} \quad \text{Formel 4-33}$$

$S_{100def}$	Fracht des mit HAKESCH abgeschätzten $HQ_{100}$ [ $m^3$ ]
$HQ_{100Clark-WSL}$	$HQ_{100}$ abgeschätzt mit dem Verfahren Clark-WSL [ $m^3/s$ ]
$HQ_{100def}$	$HQ_{100}$ abgeschätzt mit HAKESCH [ $m^3/s$ ]
$S_{100Clark-WSL}$	Fracht des mit Clark-WSL abgeschätzten $HQ_{100}$ [ $m^3$ ]

Für das Verfahren ZEMOKOST kann das oben geschilderte Vorgehen nicht angewendet werden, da sich die Ereignisdauer stark unterscheidet und daher der Fehler unverhältnismässig gross würde. Daher können die mit ZEMOKOST abgeschätzten Frachten nicht auf das definitiv festgelegte  $HQ_{100}$  skaliert werden.

## 4.9 Ereigniskataster

Im Rahmen eines Zivildienstesatzes hat Meier (2005) einen Ereigniskataster zu 44 Untersuchungsgebieten (ohne Leimbach) erstellt. Dabei wurden zur Gewinnung von Informationen folgende Institutionen in der aufgeführten Reihenfolge angegangen:

- Kantonale Ämter
- Gemeinden
- Datenbanken: beispielsweise die Unwetterdatenbank der WSL, Datenbank für Unwetter im Kanton Wallis, storne
- Literatur
- Private Büros, WSL, ETH, GIUB
- Zuständige Instanzen vor Ort: beispielsweise Schwellen-/Wuhrkorporation, Revierförster
- Internet: beispielsweise Homepages der Gemeinden, Online-Zeitungsberichte, Suchmaschinen

Aus den gewonnenen Informationen ist eine einfache Excel-basierte Datenbank aufgebaut worden, die zu jedem Bach die wichtigsten Ereignisse, Quellenangaben und Bemerkungen festhält.

Ein wichtiger Hinweis zum Ereigniskataster ist, dass aufgrund des Hochwasserereignisses im Jahr 2005 die Informationsbeschaffung von Daten erschwert war. Die Ämter und zuständigen Behörden waren mit der Bewältigung des Ereignisses ausgelastet.

## 4.10 Methodik für die Datenauswertung

Für die Auswertungen sind deskriptive, explorative und konfirmatorische Datenanalysen angewendet worden. Folgende Softwares kamen dabei zur Anwendung: Desktop GIS von ESRI, Excel von Microsoft, Grapher von Golden Software, Mathcad von MathSoft Engineering & Education und SPSS.

Die Auflösung der verschiedenen Raumdaten für die Arbeit mit GIS ist unterschiedlich. An den entsprechenden Stellen wird in der Arbeit darauf Bezug genommen und deren Einfluss auf die Auswertungen diskutiert.

Die Daten der 34 Berechnungsstandorte stammen teilweise aus verschiedenen Studien, sie liegen jedoch alle in vergleichbarer Auflösung vor. Einzig die Daten von Dobmann (2002) betreffend Bodenwassergehalt und Oberflächenabfluss wurden von 2-stündigen Berechnungen auf 1-stündige umgerechnet.



# 5 Resultate und Analysen

## 5.1 Bodenhydrologie und Oberflächenabfluss

Dieses Kapitel beinhaltet die parameterbezogene Datenauswertung aller im Rahmen der Beregnungsversuche erhobenen Daten zum Oberflächenabfluss, Bodenwassergehalt und zu den Bodenparametern. Zudem werden die Zusammenhänge der Parameter untereinander wie auch der Einfluss der Standorteigenschaften auf die Parameter analysiert. Einen Überblick der verschiedenen ausgewerteten Parameter pro Standort bieten die Factsheets im Anhang (Kapitel 11.2). Die Daten der Standorte spi8 und spi9 stammen aus einem Projekt der Abteilung für Bodenkunde am GIUB. Dabei wurde keine Messung des Oberflächenabflusses durchgeführt. Aus diesem Grund fehlen im Folgenden die beiden Standorte bei den entsprechenden Auswertungen.

Der Einfluss der zu Beginn des Kapitels 4.3 erwähnten Gewitter auf die Daten des Oberflächenabflusses und des Bodenwassergehalts wird als vernachlässigbar gering eingestuft, dies aufgrund der kurzfristigen Betrachtungsweisen und der hohen Intensität der künstlichen Beregnungen.

Im Folgenden werden trockene und feuchte Vorbedingungen genannt. Unter letzteren werden die Bedingungen verstanden, die rund einen Tag nach der ersten Beregnung mit 60l/h während 1h an der Bodenoberfläche und im Boden herrschen. Die vor der ersten Beregnung herrschenden Bedingungen werden trockene Vorbedingungen genannt. Diese können jedoch unterschiedlich sein, je nach natürlichem Niederschlag, der einen Tag davor oder zu einem früheren Zeitpunkt gefallen ist. Der Einfluss dieser unterschiedlichen Vorbedingungen für die erste Beregnung kann mit den in der vorliegenden Arbeit durchgeführten Analysen nicht erfasst werden.

Aufgrund der teilweise nominal skalierten Daten, wie beispielsweise Nutzung oder Bodentyp, ist bei der zeitlichen wie mengenmässigen Dimension des Oberflächenabflusses und der Auswertung der Wassergehaltsdaten auf eine Korrelationsanalyse und ähnliches verzichtet worden.

Ferner ist die Stichprobengrösse von 34 Standorten für eine statistische Analyse zu klein. Diese Tatsache verstärkt sich, wenn die Daten zusätzlich in Gruppen (z.B. Waldstandorte oder Braunerdestandorte) unterteilt werden.

### 5.1.1 Anlaufzeit des Oberflächenabfluss

Die Anlaufzeiten des Oberflächenabflusses weisen ein breites Spektrum von 2min bis 60min auf (vgl. Tabelle 5-1 und Abbildung 5-1). Wobei 60min denjenigen Standorten zugeordnet werden, die keinen Oberflächenabfluss erzeugt haben. Diese sind in der folgenden Tabelle mit einem \* markiert.

Tabelle 5-1: Anlaufzeiten des Oberflächenabfluss pro Standort und Beregnung

Standort	Anlaufzeit Beregnung 1 [min]	Anlaufzeit Beregnung 2 [min]	Standort	Anlaufzeit Beregnung 1 [min]	Anlaufzeit Beregnung 2 [min]
dor1	14	6	spe1	2	12
dor2	7	4	spe2	12.5	7.5
dor3	4.5	4.5	spe3	60	60
dor4	4.5	4	spe4	3.5	12.5
due1	14	10	spe5	60 *	60 *
due2	60 *	60 *	spi1	5	5.5
due3	9	8.5	spi2	16	13
due4	9	9.5	spi3	7	7
eis1	12.5	27.5	spi4	8.5	9
eis2	4.5	6	spi5	11	10.5
eis3	5	13.5	spi6	28	26
eis4	3	8	spi7	9.5	8
hos1	13.5	13	wit1	22.5	7
hos2	7.5	7.5	wit2	60 *	60 *
hos3	12	12	wit3	6.5	7
hos4	11.5	7.5	wit4	7.5	6

Die untenstehende Abbildung zeigt die Anlaufzeit für jeden Standort für die zwei Beregnungen. Die zwei Punkte stehen jeweils für den ersten und zweiten künstlichen Niederschlag, die graue Verbindungslinie zeigt gegen oben rechts, wenn die zweite Beregnung eine längere Anlaufzeit aufweist und gegen unten rechts, wenn bei der zweiten Beregnung eine kürzere Anlaufzeit gemessen wurde. Punkte, die bei 60min. liegen, bedeuten, dass an diesem Standort kein Oberflächenabfluss aufgetreten ist.

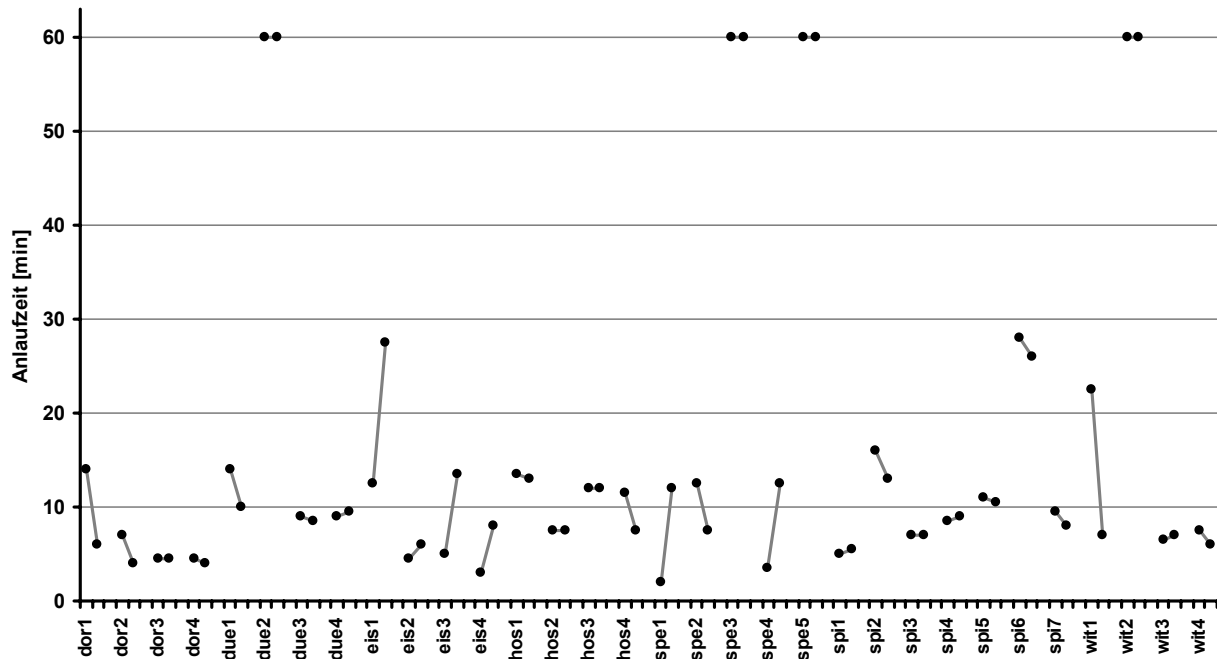


Abbildung 5-1: Anlaufzeiten des Oberflächenabfluss pro Standort und Beregnung

Tritt Oberflächenabfluss auf, beträgt die längste Anlaufzeit 28min (spi6). 2min (spe1) dauert die kürzeste Zeit bis zum Einsetzen des Oberflächenabflusses. Bei der Analyse der Daten fällt auf, dass es keinen eindeutigen Zusammenhang der Zeiten zwischen der ersten und zweiten Beregnung gibt (vgl. der Abbildung 5-2):

- 25% der Standorte zeigen keine Differenz zwischen der ersten und zweiten Beregnung. Dabei sind die vier Standorte enthalten, die keinen Abfluss erzeugt haben und denen eine Anlaufzeit von 60min zugeordnet wurde.
- Bei 44% der Standorte ist die Anlaufzeit bei der ersten Beregnung länger als bei der zweiten.
- An 31% der Standorte dauert es bei der zweiten Beregnung länger bis Oberflächenabfluss einsetzt als bei der ersten Beregnung.

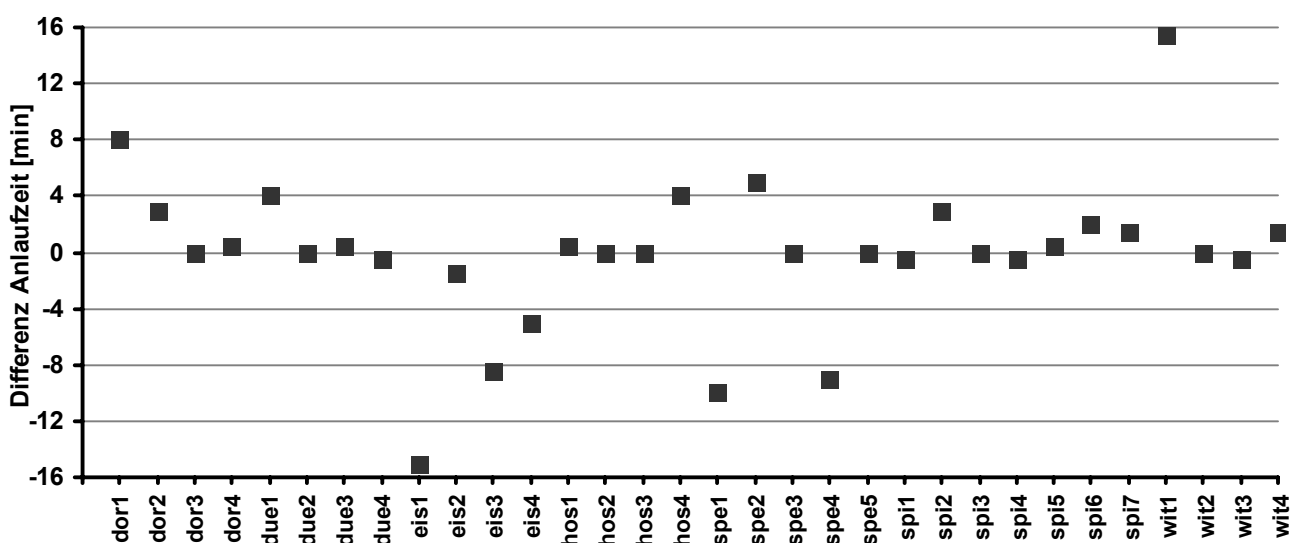


Abbildung 5-2: Differenz bei den Anlaufzeiten des Oberflächenabfluss zwischen der ersten und zweiten Beregnung (negative Werte: Anlaufzeit B1<B2; positive Werte: Anlaufzeit B1>B2)

Weder die Nutzung noch die geotechnischen Eigenschaften, Porosität oder die Neigung der berechneten Fläche zeigen einen Zusammenhang mit dem zeitlichen Aspekt des Oberflächenabflusses. Als einziger Parameter liefert der Abflusskoeffizient eine gewisse Relation mit der Anlaufzeit, wie untenstehende Abbildung zeigt.

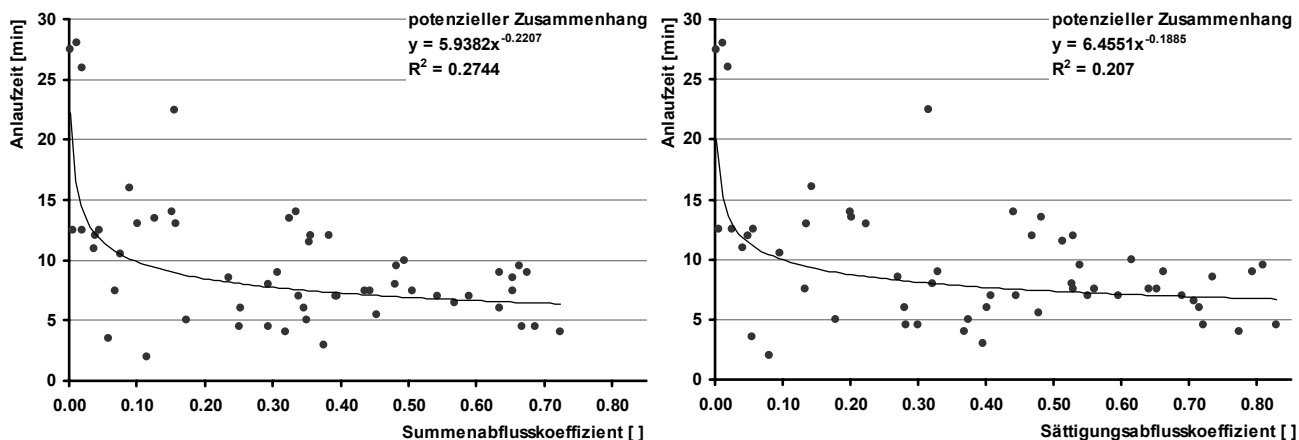


Abbildung 5-3: Zusammenhang Anlaufzeit mit Abflusskoeffizienten (die 60min-Werte der Standorte ohne Oberflächenabfluss sind nicht berücksichtigt)

Tendenziell darf festgehalten werden, dass je länger die Anlaufzeit dauert, umso kleiner wird die Menge Oberflächenabfluss ausfallen. Der Zusammenhang weist jedoch ein tiefes Bestimmtheitsmass (0.27 resp. 0.21) auf. Dabei spielt es keine Rolle, ob der Summen- oder der Sättigungsabflusskoeffizient betrachtet wird. Aufgrund des niedrigen Bestimmtheitsmasses wurde die Tendenz nicht weiter statistisch analysiert.

### 5.1.2 Oberflächenabfluss mengenmässig betrachtet

Der mengenmässige Aspekt des Oberflächenabflusses ist mit den Abflusskoeffizienten in der Tabelle 5-2 und der Abbildung 5-4 dargestellt. Dabei wird zwischen dem Summen- und Sättigungsabflusskoeffizienten (vgl. Kapitel 4.3.6) unterschieden.



Tabelle 5-2: Abflusskoeffizienten pro Standort und Beregnung

Standort	Summenabflusskoeffizient		Standort	Sättigungsabflusskoeffizient	
	Beregnung 1 [ ]	Beregnung 2 [ ]		Beregnung 1 [ ]	Beregnung 2 [ ]
dor1	0.15	0.35	dor1	0.20	0.40
dor2	0.59	0.72	dor2	0.69	0.77
dor3	0.67	0.69	dor3	0.72	0.83
dor4	0.25	0.32	dor4	0.30	0.37
due1	0.33	0.49	due1	0.44	0.61
due2	0.00	0.00	due2	0.00	0.00
due3	0.67	0.65	due3	0.79	0.73
due4	0.63	0.66	due4	0.66	0.81
eis1	0.01	0.00	eis1	0.01	0.00
eis2	0.29	0.25	eis2	0.28	0.28
eis3	0.17	0.32	eis3	0.18	0.48
eis4	0.38	0.29	eis4	0.40	0.32
hos1	0.13	0.16	hos1	0.20	0.22
hos2	0.44	0.44	hos2	0.53	0.56
hos3	0.36	0.38	hos3	0.47	0.53
hos4	0.35	0.51	hos4	0.51	0.65
spe1	0.12	0.04	spe1	0.08	0.05
spe2	0.05	0.07	spe2	0.06	0.13
spe3	0.00	0.00	spe3	0.00	0.00
spe4	0.06	0.02	spe4	0.06	0.03
spe5	0.00	0.00	spe5	0.00	0.00
spi1	0.35	0.45	spi1	0.37	0.48
spi2	0.09	0.10	spi2	0.14	0.14
spi3	0.34	0.39	spi3	0.41	0.44
spi4	0.24	0.31	spi4	0.27	0.33
spi5	0.04	0.08	spi5	0.04	0.10
spi6	0.01	0.02	spi6	0.01	0.02
spi7	0.48	0.48	spi7	0.54	0.53
wit1	0.16	0.39	wit1	0.32	0.55
wit2	0.00	0.00	wit2	0.00	0.00
wit3	0.57	0.54	wit3	0.71	0.60
wit4	0.65	0.63	wit4	0.64	0.71

Für die mengenmässige Betrachtung des Oberflächenabflusses werden vorab die beiden Koeffizienten miteinander verglichen (vgl. Tabelle 5-2). Das Spektrum des Summenabflusskoeffizienten reicht von 0.00 bis 0.72, jenes vom Sättigungskoeffizienten von 0.00 bis 0.83. Meistens liegt der Sättigungskoeffizient höher als der Summenabflusskoeffizient und tendenziell gilt, je höher der Summenabflusskoeffizient ausfällt, umso grösser ist die Differenz zum Sättigungskoeffizienten.

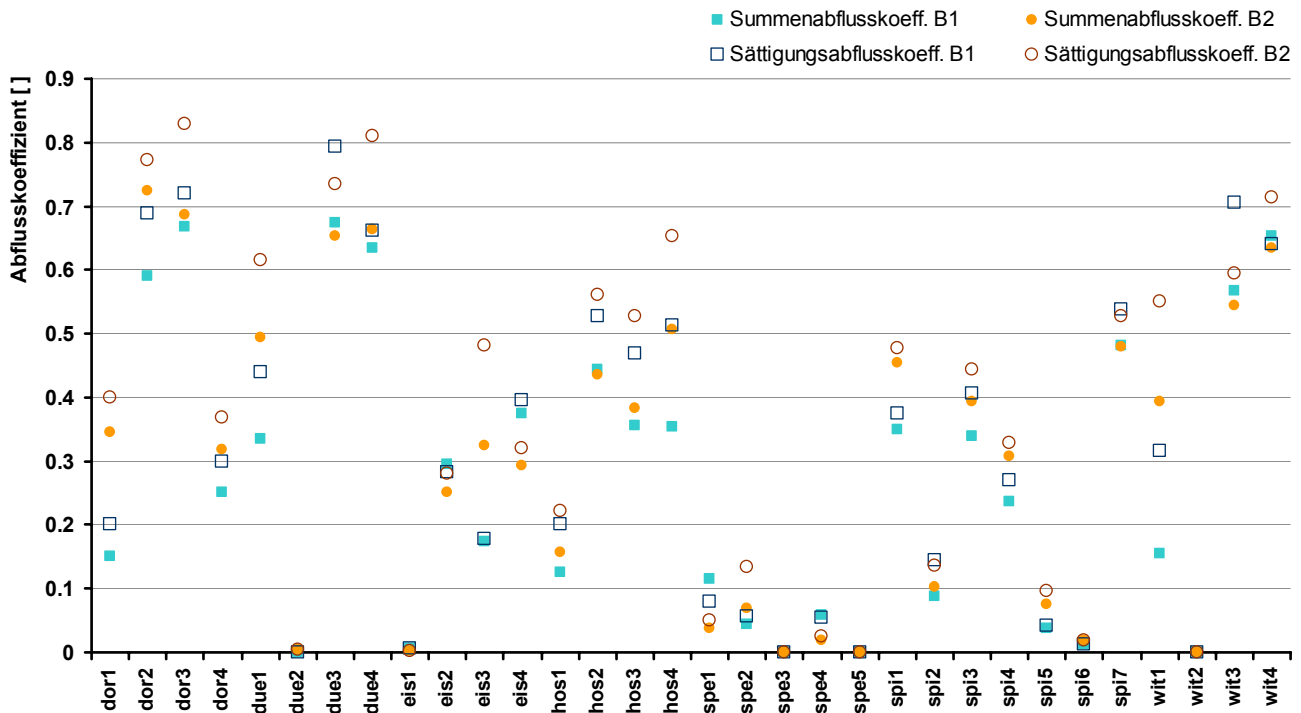


Abbildung 5-4: Summen- und Sättigungsabflusskoeffizient pro Standort und Berechnung

Bei 19 Standorten (59%) ist der Summenabflusskoeffizient bei der zweiten Berechnung höher als bei der ersten. Beim Sättigungskoeffizienten liegt diese Zahl bei 20 (63%). Bei beiden Kennzahlen liegt bei jenen drei Standorten keine Differenz zwischen den beiden Berechnung, wo kein Oberflächenabfluss gemessen wurde. Über das Ausmass der Abweichungen gibt die Abbildung 5-5 Auskunft.

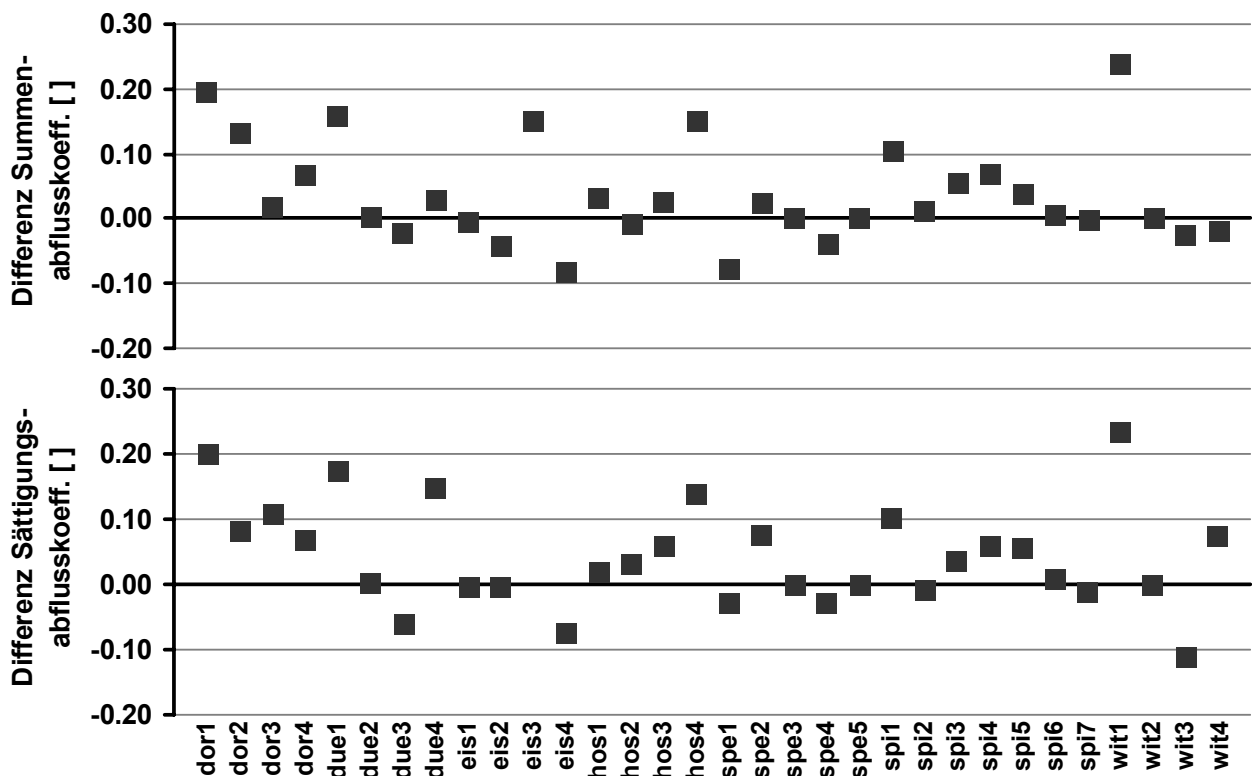


Abbildung 5-5: Differenzen bei den Abflusskoeffizienten zwischen der ersten und zweiten Berechnung pro Standort (negative Werte: B1>B2; positive Werte: B1<B2)

Die Unterschiede zwischen den beiden Berechnungen schwanken zwischen -0.10 und 0.20 bei beiden Koeffizienten. Die Abweichung im positiven Bereich ist grösser als im negativen Bereich. Dies gilt wiederum für beide Arten des Koeffizienten.

Die 59% resp. 63% der Standorte mit einem höheren Abflusskoeffizienten bei der zweiten Berechnung und die grösseren Abweichungen im positiven Bereich zeugen von einem Einfluss der Vorfeuchtebedingungen auf die Menge an Oberflächenabfluss. Dieser Effekt ist in diesem Sachverhalt grösser als bei der Anlaufzeit. Die mittlere Abweichung des Sättigungsabflusskoeffizienten zwischen der ersten und zweiten Berechnung beträgt 0.05 (arithmetisches Mittel), jene beim Summenabflusskoeffizienten 0.04. Werden diese mittleren Abweichungen auf die unterschiedlichen Nutzungen resp. Vegetationsbedeckungen aufgeschlüsselt ergibt sich folgendes Bild (Tabelle 5-3).

Tabelle 5-3: Mittlere Abweichungen (arithmetisches Mittel) zwischen der ersten und zweiten Berechnung aufgeschlüsselt in Nutzung resp. Vegetationsbedeckung für den Summen- und Sättigungsabflusskoeffizienten

	Anzahl Standorte	mittlere Abweichung Summenabflusskoeffizient [ ]	mittlere Abweichung Sättigungsabflusskoeffizient [ ]
Weide	18	0.049	0.038
Mähwiese	7	0.101	0.081
Weide und Mähwiese	25	0.063	0.050
Wald	7	0.012	-0.007

Die mittleren Abweichungen zwischen der ersten und zweiten Berechnung zeigen ein eindeutiges Bild betreffend des Unterschiedes Wald zu Freiland: Im Wald steigen die Abflusskoeffizienten wenig an oder sinken sogar um 0.007. Es muss jedoch berücksichtigt werden, dass nur sieben Waldstandorte in die Untersuchungen eingegangen sind. Im Freiland sind für die vorgefeuchteten Bedingungen Abflusskoeffizienten von bis zu 0.10 höher zu beobachten als unter trockeneren Vorbedingungen. Die Mähwiesen- und Weidestandorte unterscheiden sich stark, wobei dies auch auf die Stichprobenzahl von n=7 für die Mähwiesen zurückzuführen sein könnte. Aus diesem Grund sind die beiden Freilandkategorien zusammengefasst worden, wobei eine Erhöhung der Abflusskoeffizienten von bis zu 0.06 zu beobachten ist.

Die Abflusskoeffizienten wurden verschiedenen Parametern gegenübergestellt. Dabei ergibt sich kein Zusammenhang zwischen der Porosität und der Menge an oberflächlich abgeflossenen Wasser. Relationen zwischen den Abflusskoeffizienten und der Nutzungsform und den Bodentypen können hingegen festgestellt werden. Die Tabelle 5-4 und die Abbildung 5-6 zeigen die Spektren der Summen- und Sättigungsabflusskoeffizienten für verschiedene Nutzungsformen und Bodentypen. Dabei werden die Nutzungsformen zu den drei Kategorien Mähwiese, Weide und Wald zusammengefasst. Den ersten beiden Kategorien wurden Standorte zugeordnet, an denen die jeweilige Nutzung dominierte. Die Kategorie Wald fasst alle Tannen-Buchenwälder, Heidelbeer- oder Alpendost-Fichten-Tannenwälder und die offenen Wälder zusammen. Bei den Bodentypen erfolgte ebenfalls eine Zusammenfassung. Wobei saure Braunerde, Kalkbraunerde, Braunpodzol, verbraunter Eisenpodzol und Parabraunerde zur Kategorie „Braunerde“ und Gley, Buntgley und Pseudogley der Kategorie „Gley“ zugeordnet wurden. Schliesslich bilden der Karbonatboden, Mischgesteins- sowie Gesteinsboden die Kategorie „Gesteinsboden“.

Tabelle 5-4: Maximale und minimale Abflusskoeffizienten für verschiedene Nutzungen und Bodentypen

		Summenabflusskoeffizient [ ]						Sättigungsabflusskoeffizient [ ]					
		B1		B2		B1 und B1		B1		B2		B1 und B1	
Anzahl Standorte		Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.
<b>Nutzung</b>													
Weide	n=18	0.01	0.67	0.00	0.66	<b>0.00</b>	<b>0.67</b>	0.01	0.79	0.00	0.81	<b>0.00</b>	<b>0.81</b>
Mähwiese	n=7	0.00	0.67	0.00	0.72	<b>0.00</b>	<b>0.72</b>	0.00	0.72	0.00	0.83	<b>0.00</b>	<b>0.83</b>
Wald	n=7	0.00	0.12	0.00	0.08	<b>0.00</b>	<b>0.12</b>	0.00	0.08	0.00	0.13	<b>0.00</b>	<b>0.13</b>
<b>Bodentyp</b>													
Braunerde	n=17	0.00	0.67	0.00	0.72	<b>0.00</b>	<b>0.72</b>	0.00	0.72	0.00	0.83	<b>0.00</b>	<b>0.83</b>
Gley	n=10	0.01	0.67	0.02	0.66	<b>0.01</b>	<b>0.67</b>	0.01	0.79	0.02	0.81	<b>0.01</b>	<b>0.81</b>
Gesteinsboden	n=5	0.01	0.24	0.00	0.35	<b>0.00</b>	<b>0.35</b>	0.01	0.27	0.00	0.48	<b>0.00</b>	<b>0.48</b>

Bei allen Nutzungsformen und Bodentypen kommen Standorte vor, an denen kein oder kaum Oberflächenabfluss gemessen wurde. Die Maxima liegen bei beiden Koeffizienten für die zwei Parameter Nutzung und Bodentyp in vergleichbaren Rahmen, wobei die maximalen Sättigungsabflusskoeffizienten höher liegen als die Summenkoeffizienten. Zudem verteilen sie sich über das gesamte Spektrum der jeweiligen Nutzungsarten resp. Bodentypen (vgl. Abbildung 5-6) ohne eindeutige Ausreisser.

Folgendes Muster ist bei beiden Typen von Abflusskoeffizienten ersichtlich: Der Wald weist von den drei Nutzungskategorien das tiefste Maxima, die Mähwiese das höchste Maxima auf. Der Unterschied zwischen Mähwiese und Weide ist jedoch klein. Bei den Bodentypen weist der Gesteinsboden bei beiden Typen des Abflusskoeffizienten die tiefsten Maxima auf. Es sind kaum Unterschiede zwischen Braunerde- und Gleystandorten auszumachen, einzig, dass bei den Gleystandorten die Abflusskoeffizienten unter 0.3 weniger häufig sind als bei den Braunerdestandorten.

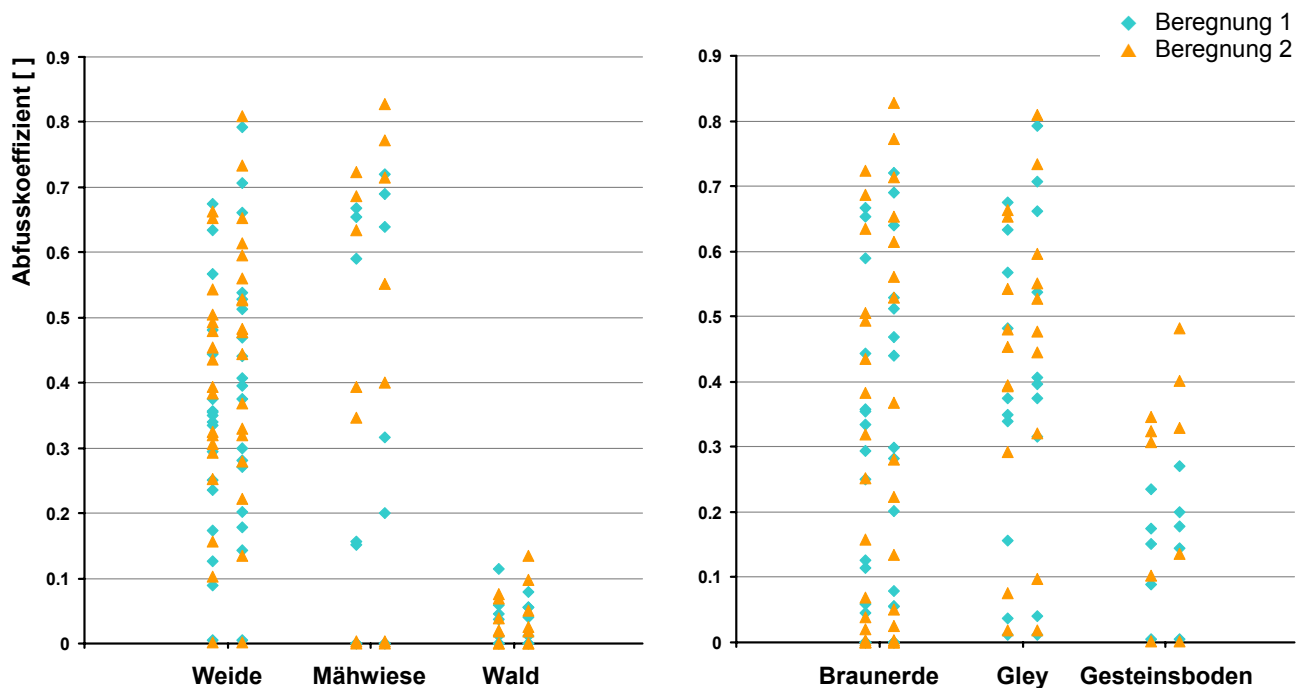


Abbildung 5-6: Abflusskoeffizienten für verschiedene Nutzungsformen und Bodentypen (Werte links: Summenabflusskoeff.; rechts: Sättigungsabflusskoeff.)

Werden die Nutzungsformen auf die drei Bodentypen Braunerde, Gley und Gesteinsboden aufgeteilt zeigt sich folgendes Bild (vgl. Abbildung 5-7): Eine Mähwiese auf Braunerde oder eine Weide auf Gley erzeugen die höchste Menge an Oberflächenabfluss. Wobei die Kombination Mähwiese auf Gley nur an einem Standort auftritt. Beim Wald spielt es keine Rolle, auf welchem Bodentyp er wächst: es wird vergleichsweise wenig Wasser oberflächlich abfließen. Zudem sind bei Waldstandorten kaum Unterschiede zwischen Braunerde und Gley auszumachen.

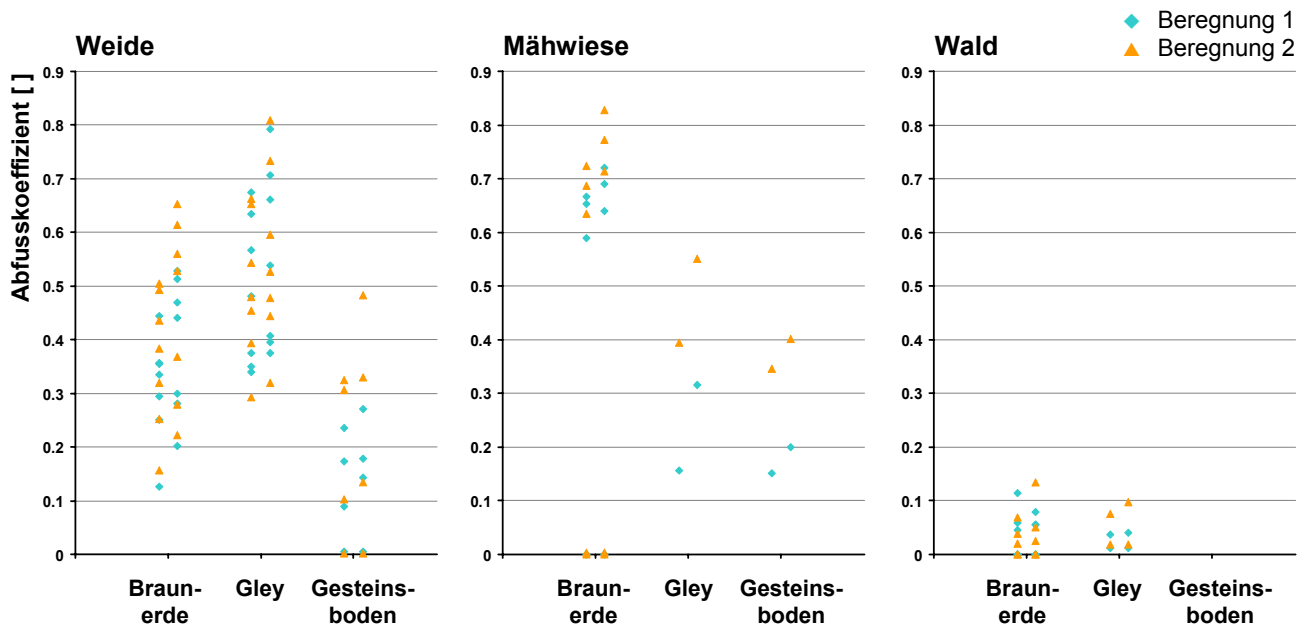


Abbildung 5-7: Abflusskoeffizienten für Weide, Mähwiese und Wald pro Bodentyp (Werte links: Summenabflusskoeffizient; rechts: Sättigungsabflusskoeffizient)

Bei dieser Betrachtung wird angemerkt, dass Nutzungsformen nicht zufällig auf die Bodentypen verteilt sind. Eine Mähwiese auf gleyigen Böden bringt vermutlich weniger Ertrag, als wenn sie auf Braunerde wächst. Hat ein Bewirtschafter die Wahl, wird er seine Mähwiese so anlegen, dass er maximalen Ertrag erwirtschaften kann. Dadurch sind die obigen Analysen mit einem anthropogenen Einfluss versehen. Dieser ist jedoch in Schweizer Kleinzugsgebieten Realität.

### 5.1.3 Vergleich von gemessenen und kartierten Abflusskoeffizienten

Hier sollen die Unterschiede in den Abflusskoeffizienten zwischen den im Feld gemessenen resp. berechneten Werten und den kartierten Grössen nach Rickli und Forster (1997) sowie nach Markart et al. (2004) aufgezeigt werden. Dabei werden zwei Skalen berücksichtigt: Zum einen die kartierten Werte aus den Beurteilungen der Einzugsgebiete als ganzes für eine Hochwasserabschätzung mit HAKESCH und ZEMOKOST und zum anderen die Anwendung der Beurteilungsschemen konkret auf die einzelnen Berechnungsstandorte. Bei den gemessenen Abflusskoeffizienten wird beim Vergleich mit den Werten kartiert nach Markart et al. (2004) der Koeffizient bei Abflusskonstanz (Sättigungsabflusskoeffizient) berücksichtigt, wobei beim Vergleich mit den kartierten Werten nach Rickli und Forster (1997) auf den Summenabflusskoeffizienten zurückgegriffen wird.

Werden die Berechnungsstandorte in die Raumgliederungen kartiert nach der Geländeanleitung von Markart et al. (2004) eingeordnet und die Messwerte mit den kartierten Werten verglichen, werden keine befriedigenden Übereinstimmungen der Werte festgestellt (Abbildung 5-8). Bei

jeweils sechs Standorten für die erste und zweite Beregnung liegen die Abflusskoeffizienten im Bereich der Abflussbeiwertsklasse. Die Gründe hierfür dürften bei der unterschiedlichen Betrachtungsskala liegen. Bei der Kartierung im Feld wird verallgemeinert und mit Methoden gearbeitet, die einer Standortbeurteilung nicht gerecht werden können. Daher sollte die Anwendung der Methodik spezifisch auf die Beregnungsstandorte eine höhere Übereinstimmung der Werte ergeben. Dazu sind in der Abbildung 5-8 die Sättigungsabflusskoeffizienten der 32 Beregnungsstandorte und die am Standort kartierte Abflussbeiwertsklasse (Klassenmittel, obere und untere Klassengrenze) aufgetragen.

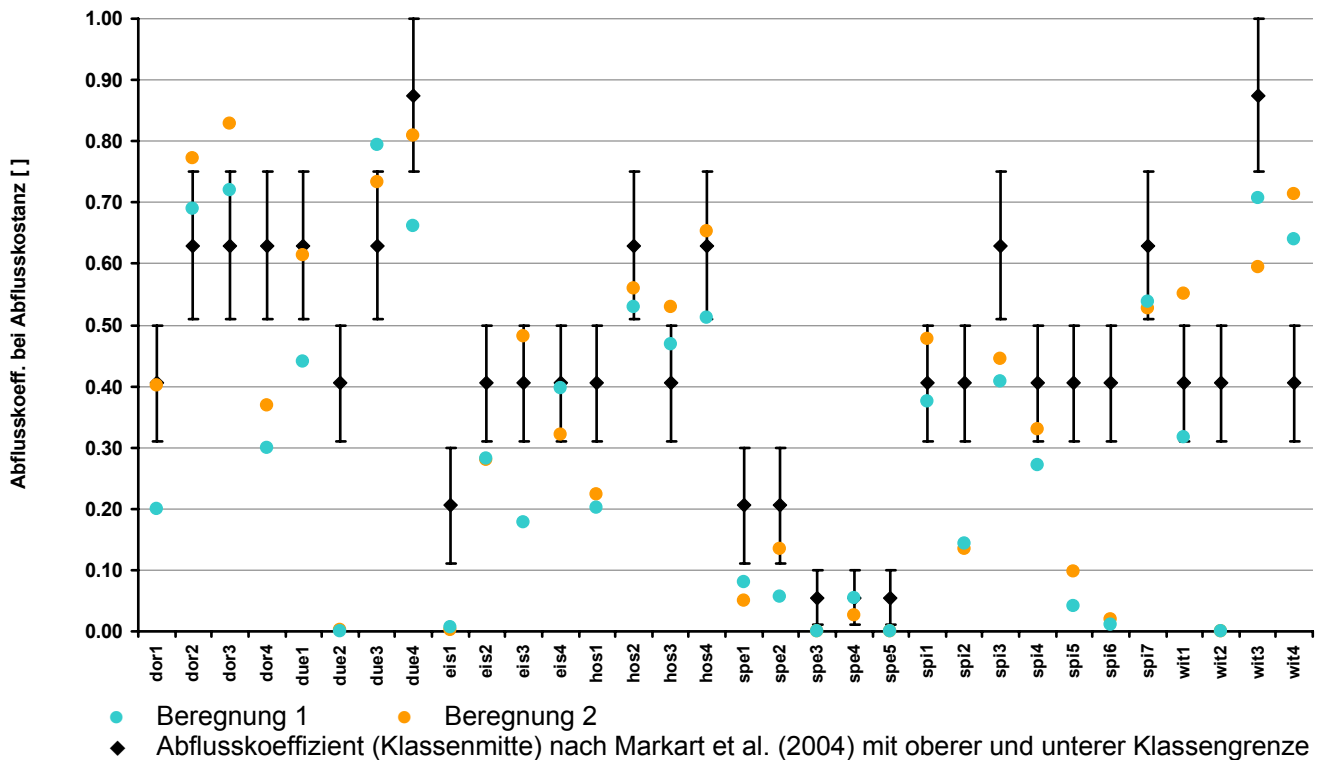


Abbildung 5-8: Vergleich der am Standort kartierten Abflusskoeffizienten nach der Geländeanleitung von Markart et al. (2004) und den gemessenen Sättigungsabflusskoeffizient an den 32 Beregnungsstandorten

Bei der ersten Beregnung liegen die am Standorte gemessenen Abflusskoeffizienten an zehn Standorten im Bereich der kartierten Abflussbeiwertsklasse. Unter vorgefeuchteten Bedingungen (zweite Beregnung) erhöht sich dieser Wert auf 12. An 20 Standorten liegt bei der ersten Beregnung der gemessene Wert unterhalb der kartierten Abflussbeiwertsklasse. Für die zweite Beregnung sind es 15 Standorte. Eine allgemeine Tendenz der Überschätzung durch die kartierten Werte ist auszumachen, wobei berücksichtigt werden muss, dass bei der Kartierung nach der Geländeanleitung von Markart et al. (2004) von einem „Worst-Case-Szenario“ ausgegangen wird (vgl. Kapitel 4.5.2).

Ein identisches Bild zeigt sich beim Vergleich der gemessenen Summenabflusskoeffizienten mit den kartierten Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997). Für die Vergleiche wird der mit dem Schema nach Rickli und Forster (1997) (Abbildung 4-15) ermittelte Abflusskoeffizient mit einem Intervall von +/-20% versehen. Bei der Einordnung der Messwerte in die Karten der gesamten Einzugsgebiete ist die Übereinstimmung ähnlich unbefriedigend wie beim Vergleich der Raumgliederung nach Markart et al. (2004) mit den gemessenen Koeffizienten. Die Begründung ist identisch (unterschiedliche Betrachtungsskala bei Kartierung im Feld und Standortbeurteilung). Bei der ersten Beregnung liegen lediglich die Koeffizienten von vier Standorten innerhalb des Intervalls von +/-20%, für die zweite Beregnung trifft dies auf sechs Standorte zu.

In der Abbildung 5-9 sind die an den Berechnungsstandorten nach Rickli und Forster (1997) erhobenen Abflusskoeffizienten dargestellt.

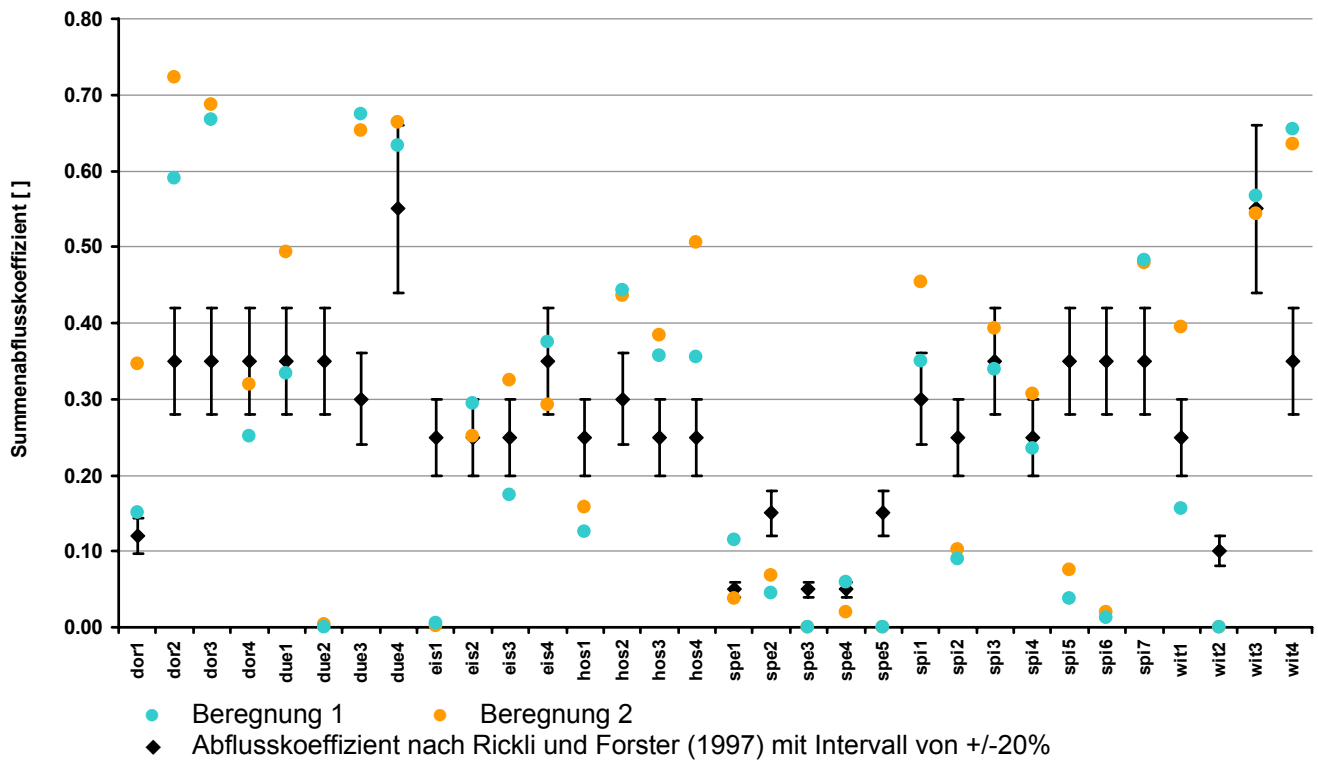


Abbildung 5-9: Vergleich der am Standort kartierten Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) und den gemessenen Summenabflusskoeffizienten an den 32 Berechnungsstandorten

Nach der ersten Beregung liegen an neun der 32 Standorte die gemessenen Summenabflusskoeffizienten im Intervall von +/-20% von jenem Wert ermittelt nach Rickli und Forster (1997) am Standort selbst. Unter vorgefeuchteten Bedingungen (zweite Beregung) handelt es sich um fünf der 32 Werte. Bei der ersten Beregung sind 13 der 32 Messwerte kleiner als der Wert kartiert nach Rickli und Forster (1997) am Standort selbst. Bei der zweiten Beregung sind es zwölf der 32 Messwerte.

Die Tabelle 5-5 fasst die Erkenntnisse aus den obigen Vergleichen zusammen, wobei darauf hingewiesen werden muss, dass der direkte Vergleich der beiden Methoden nicht vollständig zulässig ist. Denn es werden erstens zwei verschiedene Arten von Abflusskoeffizienten miteinander verglichen und zweitens ist das Intervall um den kartierten Wert beim Verfahren nach Rickli und Forster (1997) mit +/-20% gewählt und bei der Geländeanleitung nach Markart et al. (2004) mit den Klassengrenzen festgelegt.

Tabelle 5-5: Zusammenfassung der Vergleiche von gemessenen mit kartierten Abflusskoeffizienten für 32 Beregnungsstandorte. In die Felder sind die Anzahl Beregnungsstandorte eingetragen, an denen der jeweilige Fall zutrifft.

Grundlage	Vorgehen nach Rickli und Forster (1997)						Vorgehen nach der Geländeanleitung von Markart et al. (2004)					
	Messwert liegt innerhalb des Intervalls von +/-20% des kartierten Wertes		Messwert liegt tiefer als kartierter Wert minus 20%		Messwert liegt höher als kartierter Wert plus 20%		Messwert liegt innerhalb der Abflussbeiwertsklasse		Messwert liegt tiefer als kartierter Wert (untere Klassen-grenze)		Messwert liegt höher als kartierter Wert (obere Klassen-grenze)	
	B1	B2	B1	B2	B1	B2	B1	B2	B1	B2	B1	B2
Abflusskoeffizienten aus der Kartierung des gesamten Einzugsgebietes	4	6	15	12	13	14	6	6	19	16	7	10
Abflusskoeffizienten aus standortbezogener Kartierung	9	5	13	12	10	15	10	12	20	15	2	5

Beregnungen auf Kleinflächen, wie sie im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführt wurden, führen zu einem minimalen Abflusskoeffizienten (vgl. Kapitel 4.3.2). Dies führt dazu, dass unter natürlichen Bedingungen oder unter einem Beregnungsversuch auf eine grössere Fläche mindestens vergleichbare oder höhere Abflusskoeffizienten erzielt würden.

Die Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) liegen im Vergleich mit den Messwerten an knapp einem Drittel der Standorte zu tief. Dieser Anteil erhöht sich unter vorgefeuchteten Bedingungen auf knapp die Hälfte. Gestützt darauf und auf die Tatsache, dass die in der vorliegenden Studie gemessenen Abflusskoeffizienten eher ein Minimum darstellen, darf davon ausgegangen werden, dass das Verfahren nach Rickli und Forster (1997) die Abflusskoeffizienten eher unterschätzt. Dieser Effekt ist ausgeprägter bei Mähwiesen- und Weidestandorten als bei Standorten im Wald oder offenen Wald. Wobei angefügt werden muss, dass von den berücksichtigten 32 Messwerten pro Beregnung, lediglich sieben Standorte im Wald oder offenen Wald liegen. Da zudem der Anteil an zu tief liegenden kartierten Koeffizienten bei der zweiten Beregnung höher ist, verstärkt sich der Effekt der Unterschätzung unter vorgefeuchteten Bedingungen zusätzlich.

Die mit der Geländeanleitung nach Markart et al. (2004) kartierten Abflusskoeffizienten für ein „Worst-Case-Szenario“ stimmen mit den gemessenen Werten besser überein. Bei der ersten Beregnung liegen die Messwerte von lediglich zwei Standorten über den standortbezogen kartierten Abflusskoeffizienten, bei der zweiten Beregnung sind es deren fünf.

### 5.1.4 Plausibilisierung der gemessenen Wassergehaltsdaten

Vorab wird eine Einordnung und Plausibilisierung der gemessenen Wassergehaltsdaten erstellt. Dabei werden drei Wege verfolgt:

- Das Porenvolumen wird vom maximalen Wassergehalt nicht überschritten.
- Die Höhe des maximalen Wassergehalts liegt für die beiden Beregnungen in ähnlicher Grössenordnung.
- Der Ausgangswassergehalt für die erste Beregnung ist tiefer als bei der zweiten.

Der maximale Wassergehalt kann per Definition nicht grösser sein als das Porenvolumen, denn die Poren sind der Ort, wo Wasser im Boden zirkuliert resp. gespeichert wird. Dieser Sachver-



halt wird für die Plausibilisierung der Wassergehaltsdaten herangezogen. Die Abbildung 5-10 zeigt die maximalen Wassergehalte gemessen an der obersten Sonde und die Porenvolumina der obersten Bodenschicht. Bei keinem Standort übersteigt der maximale Wassergehalt der obersten Sonde die Porosität. Aus diesem Grund können die Wassergehaltsmessungen als plausibel bewertet werden. Es kann festgestellt werden, dass bei einigen Standorten das verfügbare Porenvolumen annähernd mit Wasser gefüllt war (z.B. due4 oder wit4) und bei anderen dieses Potential bei weitem nicht ausgeschöpft wurde (z.B. eis1 oder dor2). Letzteres kann aufgrund von Verlusten durch laterales Fließen (vgl. Kapitel 4.3.8) oder durch vermehrten Oberflächenabfluss, beispielsweise infolge gehemmter Infiltration, verursacht sein.

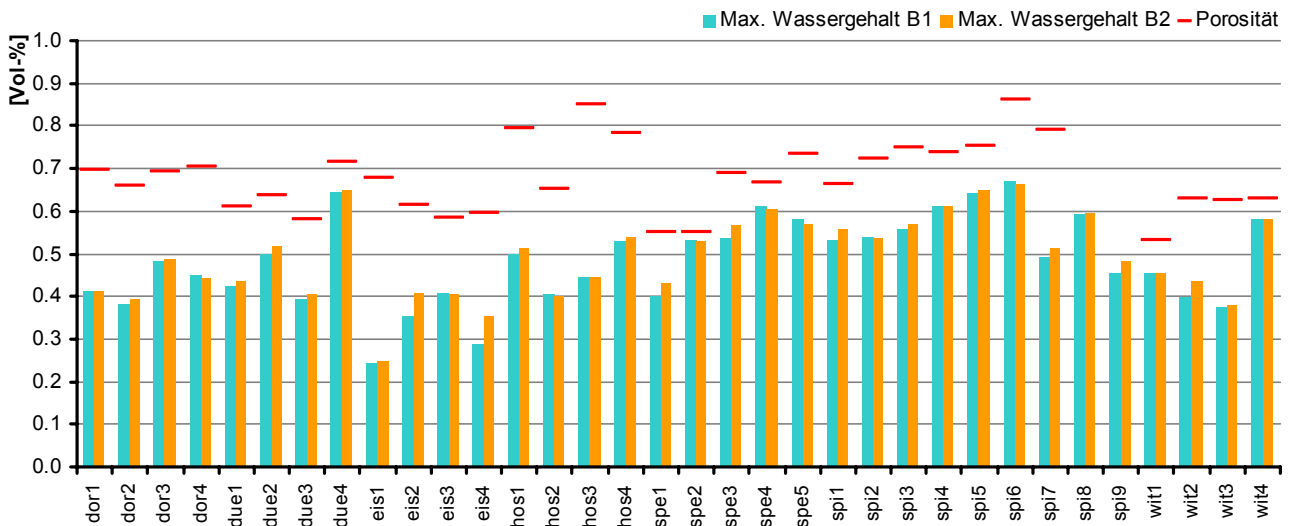


Abbildung 5-10: Maximaler Wassergehalt der obersten Sonde für beide Berechnungen und die Porosität pro Standort (für die Standorte spi8 und spi9 liegen keine Daten zur Porosität vor)

Die Berechnungen erfolgten jeweils an zwei aufeinander folgenden Tagen. Dabei wird zum einen der unterschiedlichen Vorfeuchthebedingungen Rechnung getragen, zum anderen wird aber auch angestrebt, eine Reproduzierbarkeit des Fließgleichgewichts zu erreichen. Der maximale Wassergehalt bei der ersten und zweiten Berechnung sollte demnach eine ähnliche Grössenordnung erreichen. Dazu sind die Daten in der Abbildung 5-11 visualisiert.

Es kann davon ausgegangen werden, dass bei rund zwei Dritteln der Standorte das Fließgleichgewicht mit den beiden Berechnungen erreicht werden konnte, denn an diesen Standorten sind die Abweichungen gering. Wie in Abbildung 5-11 ersichtlich, gibt es jedoch auch Standorte, an denen die maximalen Wassergehalte für die beiden Berechnungen in einem grösseren Rahmen abweichen. Es werden hier zum Beispiel die Standorte spi9 oder dor1 genannt.

Über alle Standorte betrachtet, liegt die maximale absolute Abweichung bei 0.096Vol-%, (Standort dor1). Die mittlere absolute Differenz in den maximalen Wassergehalten zwischen den beiden Berechnungen liegt bei 0.014Vol-% mit einer Standardabweichung von 0.028Vol-% und einer Varianz von 0.001Vol-%.

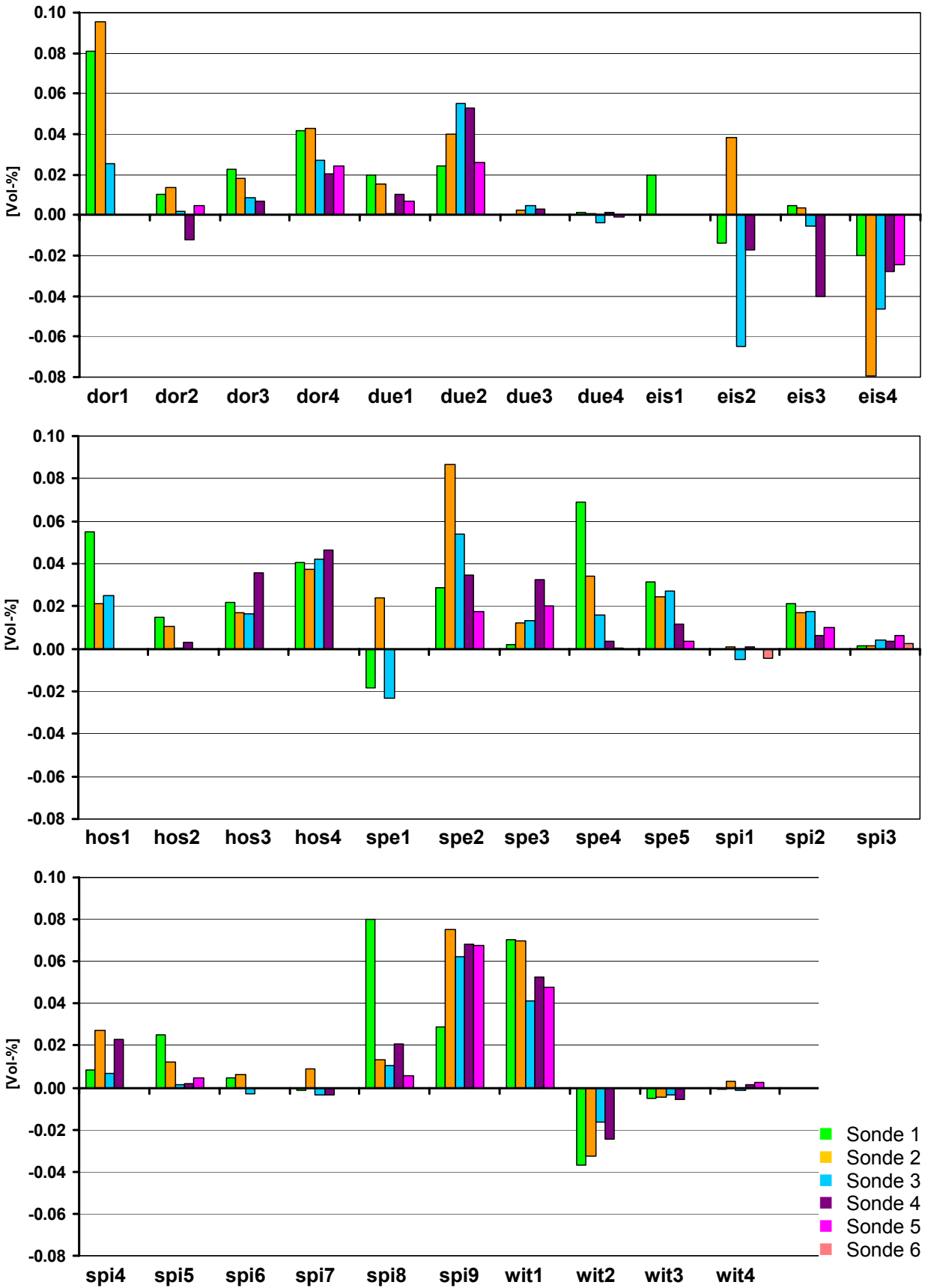


Abbildung 5-11: Differenz in den maximalen Wassergehalten zwischen der ersten und zweiten Berechnung (negative Werte: max. Wassergehalt der ersten Berechnung ist tiefer als bei der zweiten Berechnung)

Für die erste Berechnung sollte der Ausgangswassergehalt tiefer liegen als bei der zweiten. Dies gilt für alle Sonden in einem Profil. Wie die Abbildung 5-12 zeigt, ist dies bei fast allen Standorten und Sonden der Fall. Lediglich bei einzelnen Standorten (z.B. bei due4 oder wit4) gibt es einzelne Sonden, die bei der zweiten Berechnung einen tieferen Ausgangswassergehalt aufgezeichnet haben als bei der ersten. Diese Abweichungen liegen jedoch alle unter 0.008Vol-% und sind damit nicht signifikant (vgl. Kapitel 4.3.8, Abbildung 4-9).

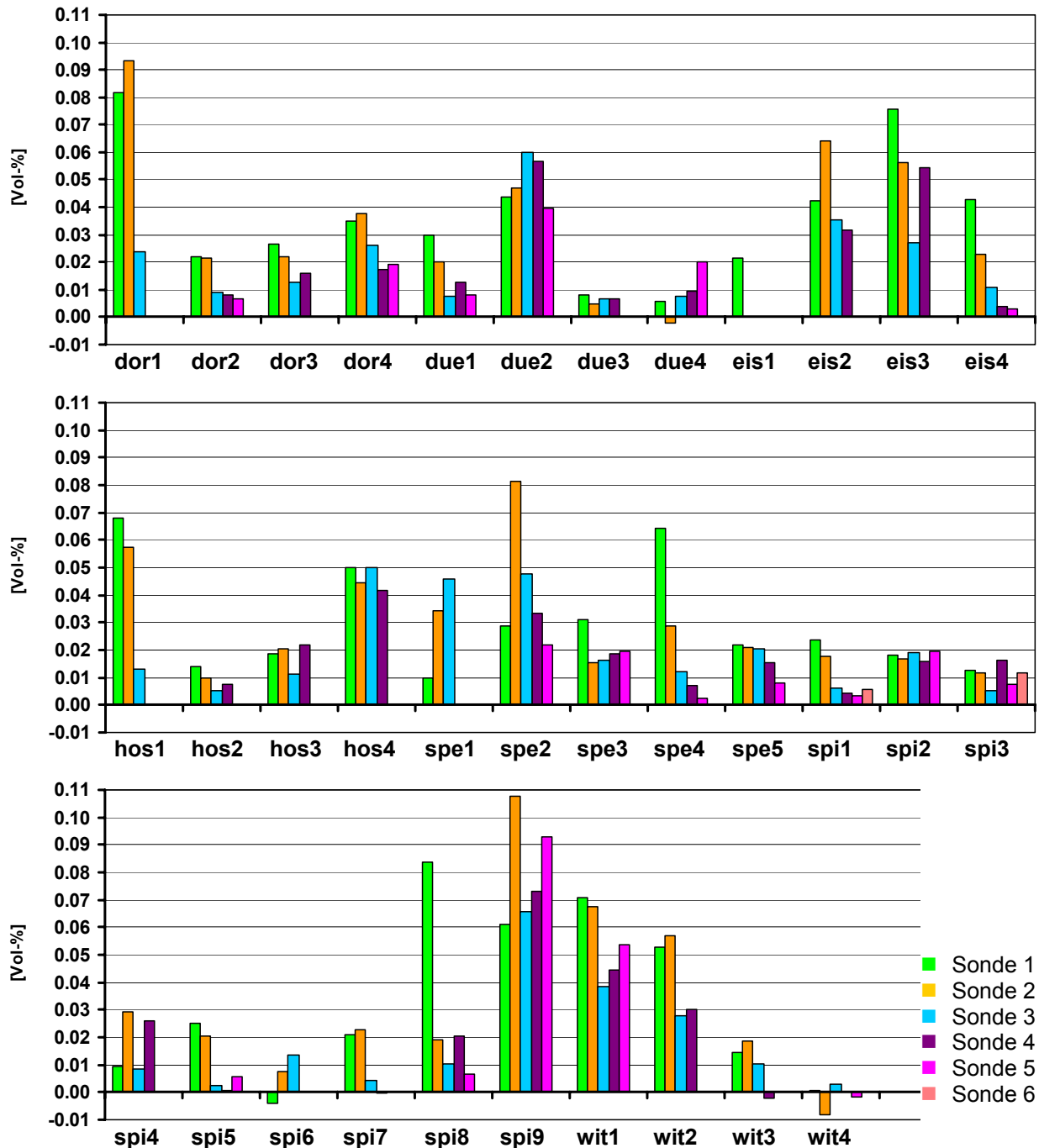


Abbildung 5-12: Differenz in den Ausgangswassergehalten zwischen der ersten und zweiten Berechnung (negative Werte: Ausgangswassergehalt der ersten Berechnung ist höher als bei der zweiten)

Aus den Analysen mit den drei Ansätzen lässt sich ableiten, dass die gemessenen Wassergehaltsdaten einen plausiblen Eindruck hinterlassen und keine systematischen Ungereimtheiten aufweisen dürften. Die Abweichungen in den maximalen Wassergehalten der beiden Berechnungen liegen in einem vertretbaren Ausmass.

### 5.1.5 Wasserbilanz pro Standort

Damit die Wasserbilanz für jeden Standort aufgestellt werden kann, müssen vorab die Parameter „maximales kurzfristiges Speichervermögen“ und „Tiefensickerung“ berechnet werden (vgl. Formel 4-4 und 4-7). Der Oberflächenabfluss wird den Auswertungen aus Kapitel 5.1.2 entnommen. Mithilfe der aufgetragenen Menge an Niederschlag kann schliesslich die Menge Wasser bestimmt werden, die dem lateralen Fluss (vgl. Kapitel 4.3.8) zugeordnet werden kann.

Ein signifikantes maximales Speichervermögen kann errechnet werden, wenn der Unterschied zwischen dem Ausgangswassergehalt und dem maximalen Wassergehalt signifikant ist (vgl. Kapitel 4.3.8). In der Tabelle 5-6 sind pro Standort und Berechnung sondenweise diese Unterschiede dargestellt.

Tabelle 5-6: Signifikanz der maximalen kurzfristigen Speichervermögen pro Standort, Sonde und Berechnung (Grün: signifikant; Rot: nicht signifikant; X: keine Sonde)

	Berechnung 1					Berechnung 2						Berechnung 1						Berechnung 2						
	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5		Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6	
dor1	Grün	Grün	Grün	X	X	Grün	Grün	Grün	X	X	spe1	Grün	Grün	Grün	X	X	X	Grün	Grün	Grün	X	X	X	
dor2	Grün	Grün	Rot	Rot	Rot	Grün	Rot	Rot	Grün	Rot	spe2	Grün	Grün	Grün	Grün	X		Grün	Grün	Grün	Grün	Grün	X	
dor3	Grün	Grün	Grün	Grün	X	Grün	Grün	Grün	Grün	X	spe3	Grün	Grün	Grün	Grün	X		Grün	Grün	Grün	Grün	Grün	X	
dor4	Grün	Grün	Grün	Grün	Grün	Grün	Grün	Grün	Grün	Grün	spe4	Grün	Grün	Grün	Grün	X		Grün	Grün	Grün	Grün	Grün	X	
due1	Grün	Grün	Grün	Grün	Grün	Rot	Grün	Grün	Rot	Rot	spe5	Grün	Grün	Grün	Grün	X		Grün	Grün	Grün	Grün	Grün	X	
due2	Grün	Grün	Grün	Grün	Grün	Grün	Rot	Grün	Rot	Rot	spi1	Grün	Grün	Rot	Rot	Grün		Grün	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	
due3	Rot	Rot	Grün	Rot	X	Rot	Rot	Rot	Rot	X	spi2	Grün	Grün	Grün	Grün	X		Grün	Rot	Rot	Rot	Rot	X	
due4	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	spi3	Rot	Rot	Rot	Grün	Rot		Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	
eis1	Grün	X	X	X	X	Grün	X	X	X	X	spi4	Grün	Grün	Grün	X	X		Grün	Rot	Rot	Grün	X	X	
eis2	Grün	Grün	Grün	Grün	Grün	Grün	Grün	Rot	Grün	Grün	spi5	Grün	Grün	Rot	Rot	X		Grün	Rot	Rot	Rot	Rot	X	
eis3	Grün	Grün	Grün	Grün	X	Grün	Grün	Grün	Grün	X	spi6	Grün	Grün	Rot	X	X	X		Grün	Rot	Grün	X	X	X
eis4	Grün	Grün	Rot	Rot	Rot	Grün	Grün	Grün	Grün	Grün	spi7	Rot	Grün	Rot	Rot	X	X		Rot	Rot	Rot	Rot	X	X
hos1	Grün	Grün	Grün	X	X	Grün	Grün	Grün	X	X	spi8	Grün	Grün	Grün	Grün	X		Grün	Grün	Grün	Grün	Rot	X	
hos2	Grün	Grün	Grün	Grün	X	Grün	Rot	Grün	Grün	X	spi9	Grün	Grün	Grün	Grün	X		Grün	Grün	Grün	Grün	Grün	X	
hos3	Grün	Grün	Grün	Grün	X	Grün	Grün	Grün	Grün	X	wit1	Grün	Grün	Grün	Grün	X		Grün	Grün	Grün	Grün	Grün	X	
hos4	Grün	Grün	Grün	Grün	X	Grün	Grün	Grün	Grün	X	wit2	Grün	Grün	Grün	X	X		Grün	Grün	Grün	Grün	X	X	
											wit3	Grün	Grün	Grün	X	X		Rot	Grün	Grün	Grün	X	X	
											wit4	Rot	Rot	Rot	Rot	X		Rot	Grün	Rot	Rot	Rot	X	

Für die erste Berechnung massen 79% der Sonden einen signifikanten Unterschied zwischen dem Ausgangswassergehalt und dem maximalen Wassergehalt, bei der zweiten Berechnung sank dieser Wert auf 71%. Diese Entwicklung lässt sich damit erklären, dass bei der zweiten Berechnung die Speicher bereits teilweise gefüllt waren und dadurch die Unterschiede in den Wassergehalten kleiner wurden. In der folgenden Auswertung gehen diejenigen Sonden mit Null in die Berechnungen ein, die keinen signifikanten Unterschied zwischen dem Ausgangswassergehalt und dem maximalen Wassergehalt gemessen haben und sich deshalb kein signifikantes maximales kurzfristiges Speichervermögen berechnen lässt.

Die Tiefensickerung wird gemäss Formel 4-7 berechnet. Ist sie nicht signifikant, weil der Unterschied zwischen dem maximalen Wassergehalt und jenem 3h nach Beregnungsbeginn nicht signifikant ist, geht sie mit Null in die Berechnungen ein.

Die Abbildung 5-13 zeigt die Bilanzierung pro Standort und Beregnung prozentual an der Beregnungsmenge. Die Bilanzierung kann für 27 Standorte (feuchte Vorbedingungen 26) erfolgreich berechnet werden. An 5 (6) Standorten fällt sie ins Negative.

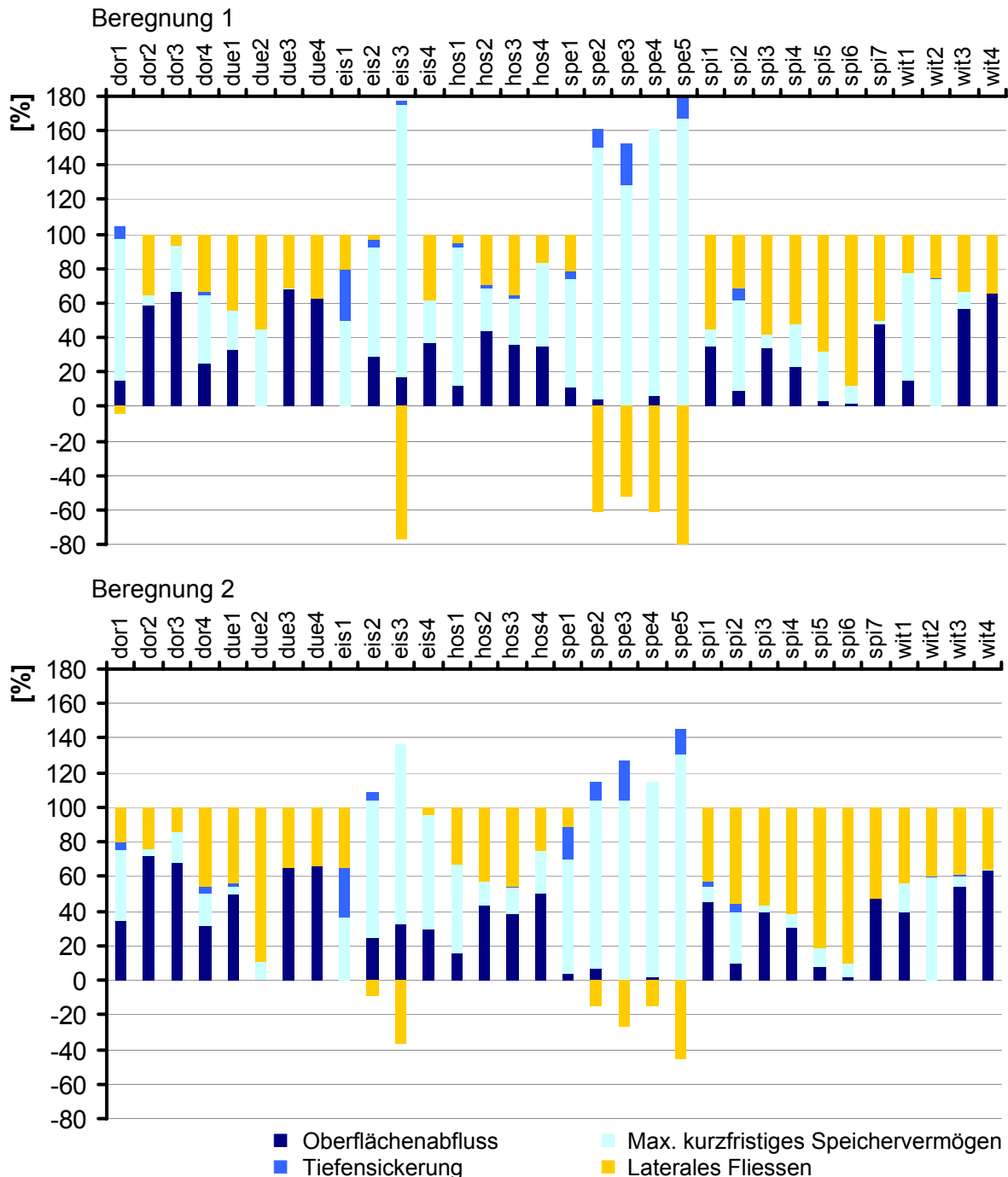


Abbildung 5-13: Bilanzierung pro Standort und Beregnung aufgrund der Messdaten zum Wassergehalt und Oberflächenabfluss

Auffallend sind die Sperbelgraben-Standorte spe2, spe3, spe4 und spe5, die mit einem grossen maximalen kurzfristigen Speichervermögen die Bilanzierung ins Negative ziehen. Dasselbe gilt für den Standort eis3 im Eistlenbach. Diese fünf Standorte weisen einen im Verhältnis zur zweiten Beregnung tiefen Anfangswassergehalt für die erste Beregnung auf und zusätzlich sind sie

deutlich von Makroporenfluss (Kurve vom Typ 3, vgl. Kapitel 3.3.3.3) dominiert. Letzteres bedeutet präferenzielles, also schnelles, Fließen und dies könnte in Kombination mit dem tiefen Ausgangswassergehalt bei der ersten Beregnung zu einer Überschätzung des maximalen kurzfristigen Speichervermögens führen.

Werden Neigung, Nutzung, Bodentyp oder die Porosität der obersten Bodenschicht den einzelnen Termen der Bilanzierung gegenübergestellt, können keine Zusammenhänge ausgemacht werden. Die hydrologische Reaktion resp. das Speichervermögen eines Standortes sind nicht monokausal mit einem einzigen Parameter verknüpft. Vielmehr zeigt die Bilanzierung, dass die hydrologischen Eigenschaften und Reaktionsweisen eines Standortes von mehreren Einflussgrößen in Kombination beeinflusst werden.

Ein Vergleich der maximalen kurzfristigen Speichervermögen mit den Wasserspeichervermögen ermittelt nach Rickli und Forster (1997) und Vogt (2001) ist aus methodischen Gründen nicht zulässig. Denn Vogt (2001) hat dem Schema nach Rickli und Forster (1997) Werte für das Wasserspeichervermögen zugeordnet, die er aus dem Benetzungsvolumen nach Kölla (1986) abgeleitet und deren Wertespektrum er erweitert hat.

### **5.1.6 Geschwindigkeit der Feuchtefront**

Die Geschwindigkeiten werden gemäss dem Vorgehen beschrieben im Kapitel 4.3.9 (Formel 4-8) berechnet. Bei den in der Tabelle 5-7 mit einem \* markierten Standorten liegen keine genauen Metadaten für den Beregnungsbeginn vor. Hier wird, wie im Kapitel 4.3.9 erwähnt, die Ankunftszeit der Feuchtefront bei der Sonde 1 dem Beregnungsbeginn gleichgesetzt. In den Bemerkungsfeldern stehen die Anzahl Sonden, die für die Mittelung zur Verfügung standen. Sonden, die nicht berechnet werden konnten, sind explizit aufgeführt. Die folgende Tabelle fasst die mittleren Geschwindigkeiten pro Standort und Beregnung zusammen, Abbildung 5-14 illustriert die Werte.

Tabelle 5-7: Mittlere Geschwindigkeiten pro Standort und Berechnung (\* Berechnungsbeginn unklar, Ankunft der Feuchtefront bei der Sonde 1 wird zur Berechnung der Geschwindigkeit dem Berechnungsbeginn gleichgesetzt)

Standort	Mittlere Geschwindigkeit [m/s]		Standort	Mittlere Geschwindigkeit [m/s]	
	Berechnung 1	Bemerkungen		Berechnung 2	Bemerkungen
dor1	2.528E-04	3/3	dor1	6.319E-04	3/3
dor2	1.603E-04	5/5	dor2	9.359E-05	5/5
dor3	1.748E-04	4/4	dor3	3.120E-04	4/4
dor4	1.255E-03	4/5, ohne S3	dor4	1.061E-03	5/5
due1	1.006E-03	5/5	due1	3.231E-04	5/5
due2	2.799E-04	5/5	due2	3.205E-04	5/5
due3	2.352E-04	4/4	due3	1.288E-04	2/4, ohne S2, S4
due4	3.500E-05	5/5	due4	1.344E-05	1/5, ohne S1, S2, S4, S5
eis1	3.125E-04	1/1	eis1	3.125E-04	1/1
eis2	1.322E-04	4/4	eis2	3.132E-04	4/4
eis3	1.655E-04	4/4	eis3	2.674E-04	4/4
eis4	1.196E-04	5/5	eis4	2.791E-04	5/5
hos1	3.591E-04	3/3	hos1	4.861E-04	3/3
hos2	1.174E-03	4/4	hos2	1.089E-04	4/4
hos3	3.854E-04	4/4	hos3	3.565E-04	4/4
hos4	2.758E-04	4/4	hos4	3.854E-04	4/4
spe1 *	1.033E-03	1/3, ohne S1, S2	spe1 *	-	0/3
spe2 *	2.819E-04	4/5, ohne S1	spe2	7.528E-04	4/5, ohne S1
spe3 *	5.944E-04	3/5, ohne S1, S2	spe3 *	6.278E-04	3/5, ohne S1, S2
spe4 *	2.759E-04	3/5, ohne S1, S2	spe4	-	0/5
spe5 *	4.560E-04	4/5, ohne S1	spe5 *	3.768E-04	4/5, ohne S1
spi1	7.486E-04	4/6, ohne S1, S2	spi1	5.310E-04	4/6, ohne S1, S4
spi2	9.296E-04	5/5	spi2	5.629E-04	5/5
spi3	4.610E-04	6/6	spi3	1.079E-04	2/6, ohne S1, S3, S4, S5
spi4	5.556E-04	3/4, ohne S2	spi4	2.778E-04	3/4, ohne S3
spi5	2.431E-04	2/5, ohne S3, S4, S5	spi5	2.083E-04	1/5, ohne S2, S3, S4, S5
spi6	4.375E-04	3/3	spi6	3.438E-04	3/3
spi7	1.157E-04	2/4, ohne S1, S4	spi7	5.417E-04	2/4, ohne S1, S4
spi8	-	0/5	spi8	1.533E-03	1/5, ohne S1, S2, S3, S4
spi9	5.422E-04	5/5	spi9 *	4.708E-04	4/5, ohne S1
wit1	2.202E-04	5/5	wit1	5.320E-04	4/5, ohne S4
wit2	2.876E-04	4/4	wit2	5.000E-04	4/4
wit3	1.153E-03	3/4, ohne S3	wit3	2.917E-04	1/4, ohne S1, S2, S4
wit4	-	0/5	wit4	5.830E-04	5/5

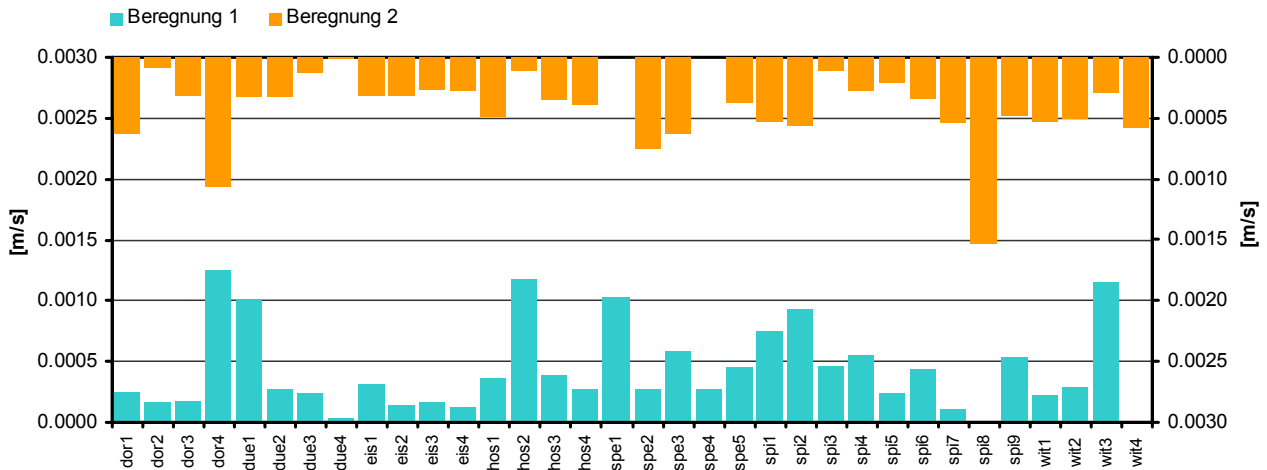
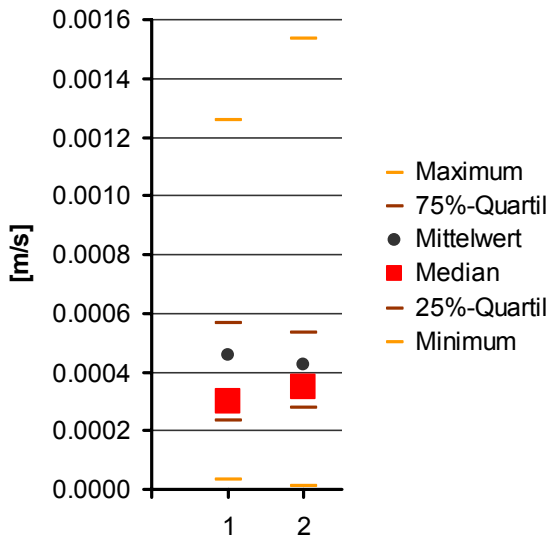


Abbildung 5-14: Mittlere Geschwindigkeiten der Feuchtefront pro Standort und Berechnung



Die Unterschiede bei den mittleren Geschwindigkeiten zwischen trockeneren und vorgefeuchteten Bedingungen sind klein bis vernachlässigbar (vgl. Abbildung 5-15 und Abbildung 5-14). Die Medianen resp. Mittelwerte aus den beiden Berechnungsversuchen liegen nahe beieinander, der Unterschied liegt innerhalb der Toleranz der Berechnung. Lediglich die maximalen mittleren Geschwindigkeiten unterscheiden sich markant. Daher liegt unter Berücksichtigung der vorliegenden Stichprobe die Aussage nahe, dass die Vorbedingungen alleine keinen Einfluss auf das Ausmass der mittleren Geschwindigkeiten des Fortschreitens einer Feuchtefront haben.

Abbildung 5-15: Statistische Masse der mittleren Geschwindigkeiten für die Berechnungen 1 und 2

Retter (2007) ermittelte in seiner Arbeit mittlere durchschnittliche Geschwindigkeiten im Profil von 0.003 bis 1.01mm/s mit einem Median von 0.12mm/s. Alaoui und Helbling (2006) ermittelten in ihrer Studie eine maximale Geschwindigkeit des Fortschreitens einer Feuchtefront in einem Boden in einer Tiefe zwischen 30 und 40cm von 0.972mm/s. Aus den mittleren Geschwindigkeiten der vorliegenden Studie wurde ein Median über alle Werte von 0.333mm/s berechnet, und bei den Werten für die erste Berechnung liegt der Median bei 0.300mm/s und bei jenen für die zweite Berechnung bei 0.350mm/s. Das Spektrum der gemessenen mittleren Geschwindigkeiten liegt zwischen 0.013mm/s und 1.533mm/s. Aus dieser Gegenüberstellung mit den Werten von Retter (2007) und Alaoui und Helbling (2006) lässt sich schliessen, dass die mittleren Geschwindigkeiten für das Fortschreiten einer Feuchtefront im Boden der vorliegenden Arbeit sich in einem ähnlichen Rahmen einordnen.

Einen Zusammenhang zwischen den dominanten Abflussprozessen an einem Standort (vgl. Kapitel 5.1.7) und der mittleren Geschwindigkeit für das Fortschreiten einer Feuchtefront in einem Profil liesse sich mindestens bei den Prozessen im Boden vermuten. Dieser Annahme widmet sich die Abbildung 5-16. Die Einteilung in die dominanten Abflussprozesse erfolgt gemäss dem Vorgehen geschildert im Kapitel 4.4.1.



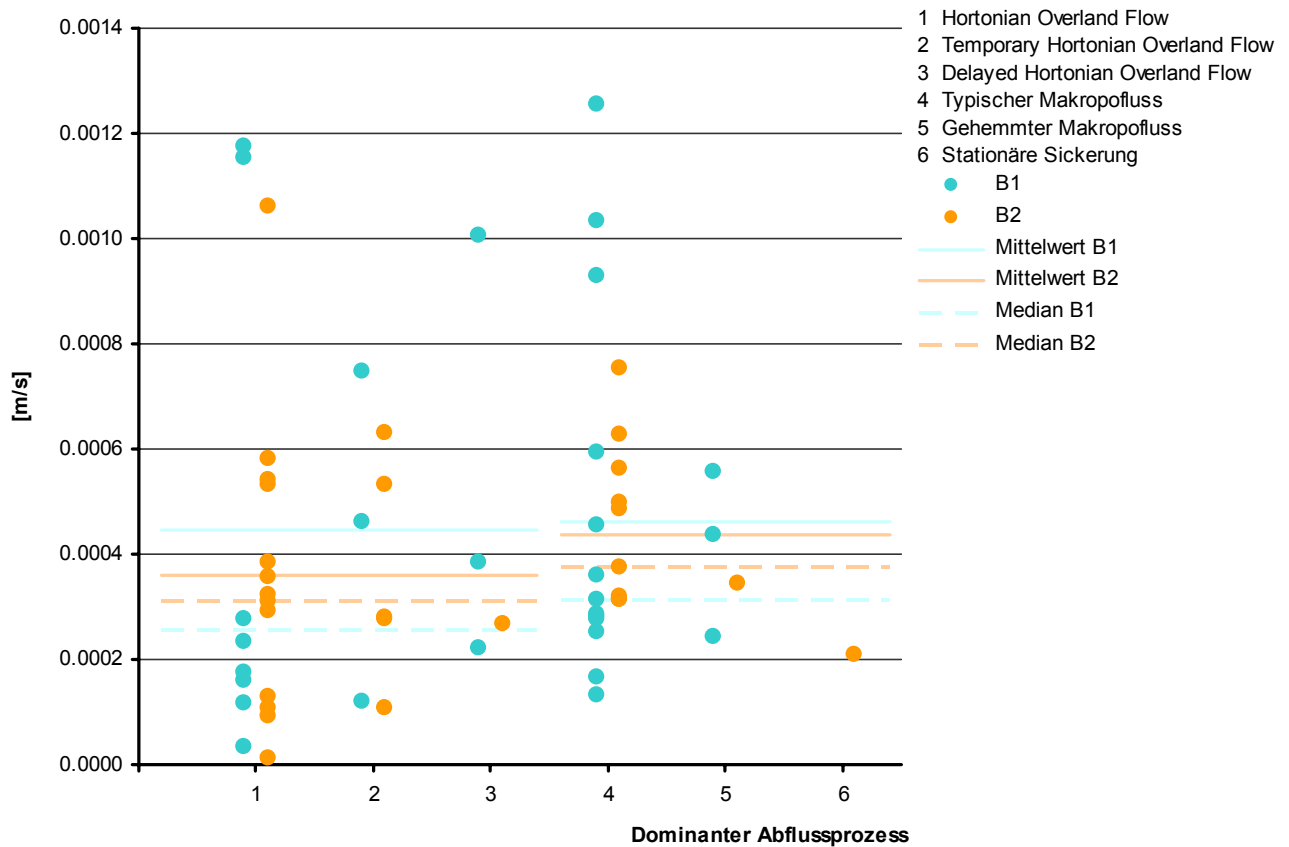


Abbildung 5-16: Mittlere Geschwindigkeiten der Feuchtefront im Boden und die dominanten Abflussprozesse

Die Stichprobengrösse von 32 Standorten ist für diese Betrachtung knapp, unter anderem auch weil die Abflussprozesse Hortonian Overland Flow (1) und der typische Makroporenfluss (4) übervertreten und die übrigen Prozesse untervertreten sind. Werden die Fliessprozesse im Boden (4, 5 und 6 in Abbildung 5-16) und jene an der Oberfläche (1, 2 und 3 in Abbildung 5-16) je zusammengefasst, resultiert für die Fliessprozesse im Boden eine leicht höhere mittlere Geschwindigkeit als für jene an der Oberfläche (vgl. Mittelwerte und Mediane in Abbildung 5-16). Die Unterschiede sind jedoch klein.

Über die Auswirkung der Vorfeuchtebedingungen auf die mittlere Geschwindigkeit innerhalb der Fliessprozesse im Boden und jenen an der Oberfläche, lässt sich keine Aussage machen: Die Mittelwerte und die Mediane zeigen ein entgegengesetztes Bild.

Ein dominierender Oberflächenabflussprozess muss nicht heissen, dass im Boden keine präferenzielle Sickerung vorkommt, sie dominiert jedoch in diesem Fall am betreffenden Standort nicht. Daher ist die Zusammenfassung der Oberflächenprozesse zu einem Mittelwert resp. Median nicht vollständig legitim.

Typischer und gehemmter Makroporenfluss werden nach Germann (1999) der präferenziellen Sickerung, einem schnellen Fliessprozess im Boden, zugeordnet. Daher liegt die Vermutung nahe, dass der typische (4 in Abbildung 5-16) und gehemmte (5 in Abbildung 5-16) Makroporenfluss höhere Geschwindigkeiten ausweisen sollten, als beispielsweise die stationäre Sickerung (6 in Abbildung 5-16). Dies ist jedoch aufgrund der kleinen Stichprobe, vor allem beim gehemmten Makroporenfluss und bei der stationären Sickerung, mit dem vorliegenden Datensatz nicht belegbar.

Schliesslich werden die mittleren Geschwindigkeiten der Feuchtefront im Boden den Nutzungsformen resp. der Vegetationsbedeckung und den Bodentypen gegenübergestellt (vgl. Abbildung 5-17).

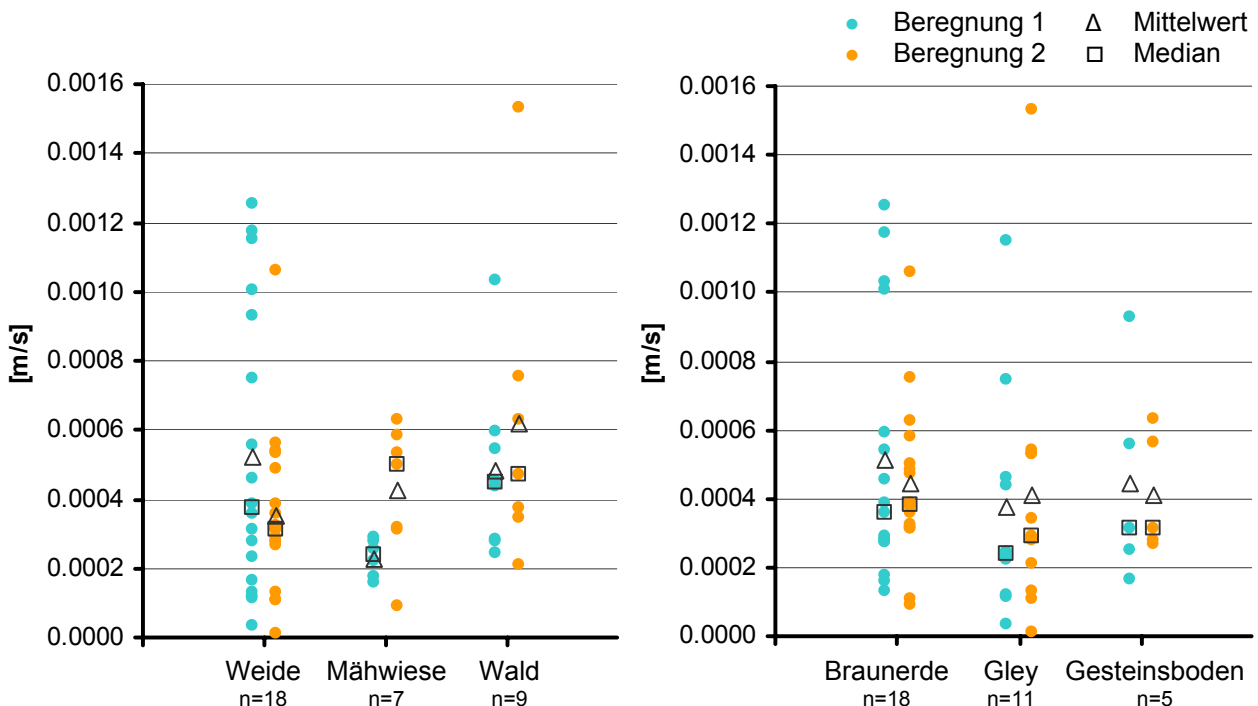


Abbildung 5-17: Mittlere Geschwindigkeiten der Feuchtefront im Boden, Nutzungsform resp. Vegetationsbedeckung und Bodentypen

Die Aufschlüsselung der Geschwindigkeitswerte auf die Nutzungsformen resp. Vegetationsbedeckung oder die Bodentypen zeigt einen deutlichen Unterschied in den beiden Berechnungen. Im Diagramm links in Abbildung 5-17 zeigt keine Nutzungsform resp. Vegetationsbedeckung im Vergleich untereinander eine deutlich höhere oder tiefere Geschwindigkeit. Es kann lediglich festgehalten werden, dass an Waldstandorten keine sehr langsamen Geschwindigkeiten gemessen wurden. Ebenfalls an Waldstandorten ist die maximale Geschwindigkeit festgestellt worden. Dieser Maximalwert bildet jedoch einen deutlichen Ausreisser im Gesamtbild.

Die Bodentypen (Diagramm rechts in Abbildung 5-17) ergeben dasselbe Bild. Kein Bodentyp zeigt im Vergleich untereinander eine deutlich höhere resp. tiefere Geschwindigkeit. Wiederum lässt sich lediglich festhalten, dass in Gesteinsböden keine sehr kleinen Geschwindigkeiten gemessen wurden. Wobei hier auf die kleine Stichprobengrösse (n=5) hingewiesen werden muss. Die maximale Geschwindigkeit wird in einem Gley gemessen. Dabei handelt es sich um denselben deutlichen Ausreisser im Gesamtbild wie bei der Nutzung (Wald).

Abschliessend wird festgehalten, dass sich weder die Nutzung resp. Vegetationsbedeckung noch der Bodentyp auf die Ausprägung der Geschwindigkeit der Feuchtefront im Boden auswirkt. Es wird angenommen, dass die Zusammenhänge komplexer sind und sich die mittleren Geschwindigkeiten nicht monokausal beschreiben lassen.

Auf eine Gegenüberstellung der mittleren Geschwindigkeit für das Fortschreiten einer Feuchtefront im Boden mit den Fliesstypen nach Germann (1999) (vgl. Kapitel 3.3.3.3) ist verzichtet worden, da sich die Geschwindigkeiten pro Sonde jeweils auf den Bereich von der Bodenoberfläche bis zur betrachteten Sonde bezieht. Die Fliesstypen nach Germann (1999) beziehen sich jedoch auf den von der entsprechenden TDR-Sonde gemessenen Bereich eines Bodens. Zusätzlich macht es keinen Sinn, die Geschwindigkeiten der Feuchtefront im Boden zwischen zwei Sonden zu berechnen. Denn aufgrund von Makroporenfluss kann eine tiefere Sonde frü-

her einen Anstieg im Wassergehalt anzeigen als eine Sonde oberhalb (vgl. Kapitel 4.3.9). Aus diesem Grund sind auch keine weiteren Auswertungen betreffend der Geschwindigkeiten der Feuchtefront im Boden pro Sonde durchgeführt worden.

In der obigen Analyse wurde der Fokus auf das Fortschreiten einer Feuchtefront im Profil gelegt. Die Geschwindigkeit der Befeuchtung eines Bodenhorizontes wurde dabei nicht berücksichtigt. Diese Analyse wurde anhand der Steigung der Wassergehaltskurven nach Anstieg der Kurven versucht. Doch dabei sind keine plausiblen Werte ermittelt worden. Für eine solche Untersuchung müssten Messungen mit Piezometern und/oder Tensiometern durchgeführt werden. Diese Messmethoden wurden im Rahmen der vorliegenden Studie nicht eingesetzt.

### 5.1.7 Dominante Abflussprozesse pro Standort

Die Fliessprozesse im Boden und an der Oberfläche werden gemäss dem im Kapitel 4.4.1 (Abbildung 4-13) geschilderten Vorgehen bestimmt. Daraus resultiert pro Standort und Beregnung ein dominanter Abflussprozess. Diese sind in der folgenden Tabelle aufgelistet:

Tabelle 5-8: Dominanter Abflussprozess pro Standort (Rosa: Oberflächenabflussprozesse; Gelb: Fliessprozesse im Boden)

Standort	Beregnung 1	Beregnung 2	Standort	Beregnung 1	Beregnung 2
dor1	Typischer Makroporenfluss	Temporary Hortonian Overlandflow	spe1	Typischer Makroporenfluss	Typischer Makroporenfluss
dor2	Hortonian Overland Flow	Hortonian Overland Flow	spe2	Typischer Makroporenfluss	Typischer Makroporenfluss
dor3	Hortonian Overland Flow	Hortonian Overland Flow	spe3	Typischer Makroporenfluss	Typischer Makroporenfluss
dor4	Typischer Makroporenfluss	Hortonian Overland Flow	spe4	Typischer Makroporenfluss	Typischer Makroporenfluss
due1	Delayed Hortonian Overlandflow	Hortonian Overland Flow	spe5	Typischer Makroporenfluss	Typischer Makroporenfluss
due2	Typischer Makroporenfluss	Typischer Makroporenfluss	spi1	Temporary Hortonian Overlandflow	Temporary Hortonian Overlandflow
due3	Hortonian Overland Flow	Hortonian Overland Flow	spi2	Typischer Makroporenfluss	Typischer Makroporenfluss
due4	Hortonian Overland Flow	Hortonian Overland Flow	spi3	Temporary Hortonian Overlandflow	Temporary Hortonian Overlandflow
eis1	Typischer Makroporenfluss	Typischer Makroporenfluss	spi4	Gehemmter Makroporenfluss	Temporary Hortonian Overlandflow
eis2	Typischer Makroporenfluss	Typischer Makroporenfluss	spi5	Gehemmter Makroporenfluss	stationäre Sickerung
eis3	Typischer Makroporenfluss	Delayed Hortonian Overlandflow	spi6	Gehemmter Makroporenfluss	Gehemmter Makroporenfluss
eis4	Temporary Hortonian Overlandflow	Temporary Hortonian Overlandflow	spi7	Hortonian Overland Flow	Hortonian Overland Flow
hos1	Typischer Makroporenfluss	Typischer Makroporenfluss	wit1	Delayed Hortonian Overlandflow	Hortonian Overland Flow
hos2	Hortonian Overland Flow	Hortonian Overland Flow	wit2	Typischer Makroporenfluss	Typischer Makroporenfluss
hos3	Delayed Hortonian Overlandflow	Hortonian Overland Flow	wit3	Hortonian Overland Flow	Hortonian Overland Flow
hos4	Hortonian Overland Flow	Hortonian Overland Flow	wit4	Hortonian Overland Flow	Hortonian Overland Flow

An 24 Standorten sind bei beiden Berechnungen dieselben dominanten Abflussprozesse zu beobachten, in acht Fällen ist dies nicht der Fall. Die Veränderung im Abflussprozess äussert sich überall als hydrologisch verschärfter Prozess von den trockeneren zu den feuchteren Vorbedingungen. Handelt es sich bei der ersten Berechnung um einen Oberflächenabflussprozess, ist dieser bei der zweiten Berechnung mengenmässig höher oder schneller (due1, hos3, wit1). Wurde bei der ersten Berechnung ein Abflussprozess im Boden festgestellt, ist bei der zweiten Berechnung entweder ein Prozess an der Oberfläche als dominant festzustellen (dor1, dor4, eis3, spi4), oder der Abflussprozess im Boden hat sich zu einem langsameren Prozess verschoben (spi5). Aus den dominanten Abflussprozessen der 32 Standorte, jedoch insbesondere jenen der acht Standorte, die bei der zweiten Berechnung einen verschärften Prozess aufweisen, lässt sich schliessen, dass die dominanten Abflussprozesse nicht nur eine standortspezifische Komponente aufweisen, sondern auch von Rahmenbedingungen wie der Vorfeuchte bestimmt werden. Bereits während eines Ereignisses können sich die dominanten Abflussprozesse verschieben.

Die Standorte mit der Überschätzung des maximalen kurzfristigen Speichervermögens (vgl. Kapitel 5.1.5 und Abbildung 5-18) weisen bis auf Standort eis3 alle typischen Makroporenfluss als dominanter Abflussprozess auf (vgl. Abbildung 5-18). Es kann davon ausgegangen werden, dass diese Überschätzung aufgrund des präferenziellen Fliessens im Boden in Kombination mit anderen Faktoren, wie beispielsweise erhöhter Makroporenanteil im Boden unter Wald, zustande kommt.

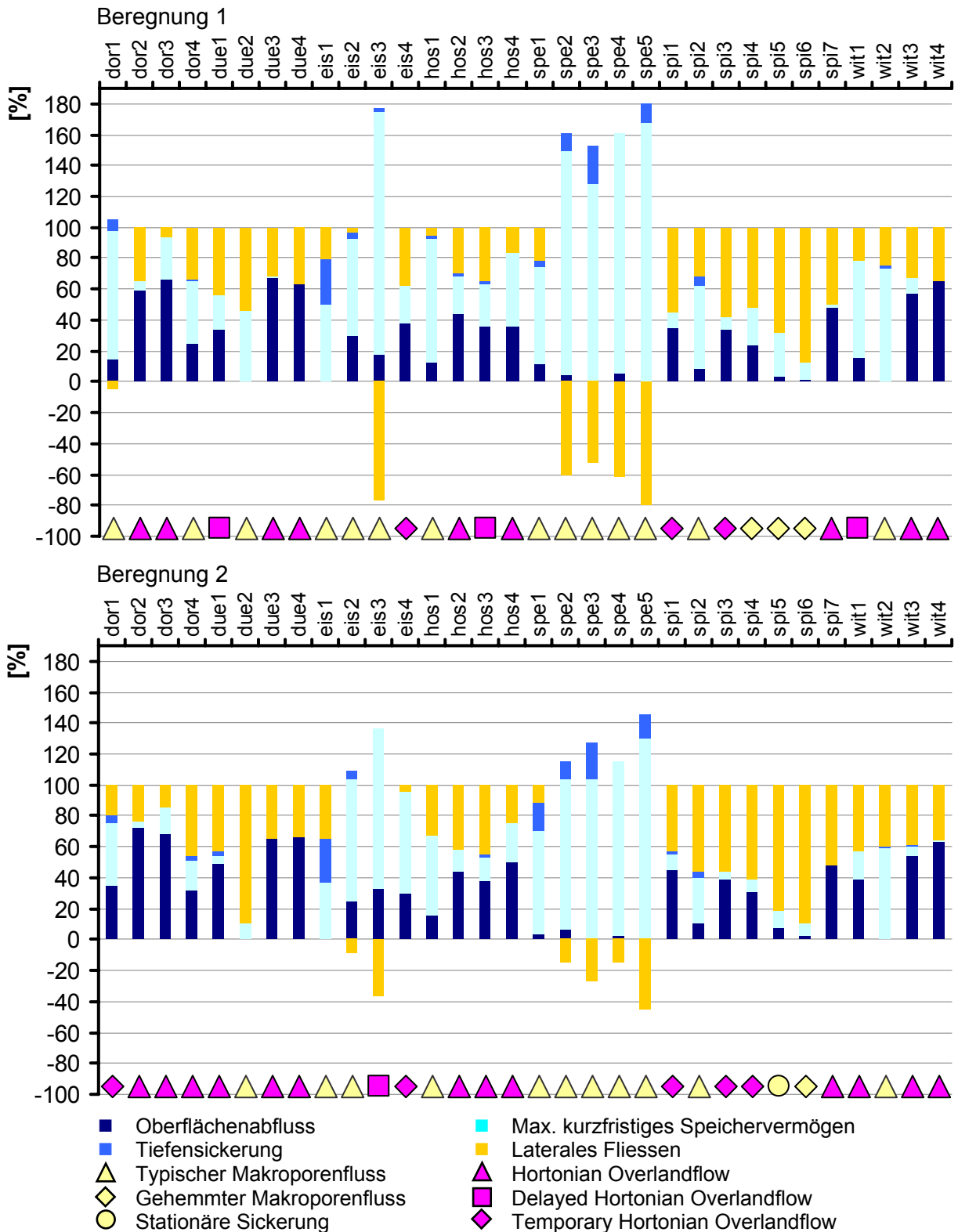


Abbildung 5-18: Dominanter Fließprozess und Bilanzierung pro Standort und Berechnung

Werden die dominanten Abflussprozesse den Bodentypen gegenübergestellt, zeigen sich erwartete Zusammenhänge (vgl. Kapitel 3.3.1.1, 3.3.1.2 und 3.3.1.3):

- Hoher Anteil an Oberflächenabfluss geht einher mit dominanten Oberflächenprozessen.
- Bei hohem Anteil an Tiefensickerung sind Bodenprozesse die dominanten Abflussprozesse.
- Standorte mit einer Überschätzung des maximalen kurzfristigen Speichervermögens weisen, bis auf einen (eis3), typischen Makroporenfluss als dominanten Abflussprozess auf.

Die Abbildung 5-19 illustriert den Zusammenhang der dominanten Fließprozesse und des Bodentyps.

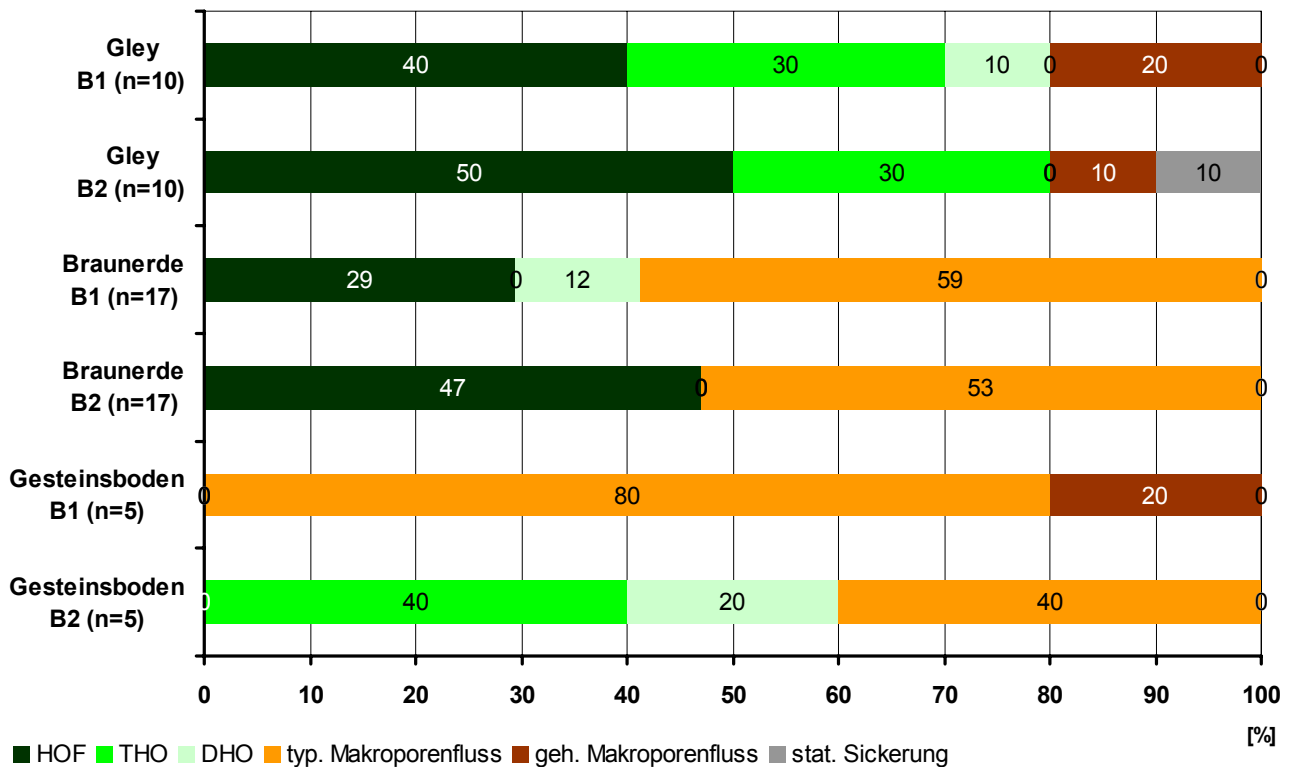


Abbildung 5-19: Dominante Fließprozesse und Bodentypen  
 HOF: Hortonian Overland Flow  
 THO: Temporary Hortonian Overland Flow  
 DHO: Delayed Hortonian Overland Flow

Für Braunerde- und Gesteinsboden-Standorte kann festgehalten werden, dass bei vorgefeuchteten Bedingungen der Anteil an vorherrschenden Prozessen an der Oberfläche gegenüber jenen im Boden zunimmt. Bei Gleystandorten bleibt der Anteil an Fließprozessen an der Oberfläche und im Boden bei den unterschiedlichen Vorfeuchtebedingungen gleich gross.

Es dominieren auf Gleystandorten zu 80% Oberflächenabflussprozesse, die Vorfeuchtebedingungen haben hier nur einen Einfluss auf die Art des Prozesses. Auf 20% der Standorte dominieren gehemmter Makroporenfluss oder stationäre Sickerung. Gleye sind charakterisiert durch Fremd- oder Staunässe, wobei zu den Fremdwasser beeinflussten Böden die Pseudogleye gezählt werden. Meist weisen Gleye ein dichtes Gefüge auf. Je nachdem wo im Profil die Stauschicht im Gley liegt, sind die Oberflächenabflussprozesse ausgeprägter. Im Fall der Pseudogleye kommt es darauf an, wie hoch der Wasserspiegel des Hang- oder Grundwassers reicht und wie gross die verbleibende Mächtigkeit im Boden ist.

Eine Braunerde weist keine Stauhorizonte auf und die Textur ist meist krümelig oder polyedrisch aufgebaut. Dadurch kann ein durchgehendes Porensystem vorhanden sein und Wasser wird kaum am schnellen Sicken gehindert. Daher ist der hohe Anteil typischer Makroporenfluss, sprich präferenzielle Sickerung, von 59% resp. 53% nahe liegend. Unter trockenen Bedingungen ist auf 29% der Standorte Hortonian Overlandflow zu beobachten, an 12% Delayed Hortonian Overlandflow. Bei der zweiten Berechnung dominiert in 47% der Fälle der Hortonian Overlandflow, verzögerter Oberflächenabfluss ist keiner zu beobachten.

Gesteinsböden weisen von ihrer Ausprägung her einen hohen Skelettanteil sowie eher krümeliges als polyedrisches Gefüge auf, dadurch ist das Porensystem mit einem erhöhten Anteil an Grobporen gut ausgebildet. Dieser Sachverhalt führt dazu, dass auf dieser Art von Böden unter trockenen Bedingungen die Fließprozesse im Boden dominieren, in der vorliegenden Stichprobe zu 100%, wobei auf die Stichprobengröße von n=5 hinzuweisen ist. Der hohe Anteil an Temporary und Delayed Hortonian Overlandflow unter feuchteren Vorbedingungen wird darauf zurückgeführt, dass bei Gesteinsböden das Muttergestein oft in geringer Tiefe ansteht. Daraus folgt eine verringerte Mächtigkeit an entwickeltem Boden. Dessen Porenvolumen könnte während der ersten Berechnung und zu Beginn der zweiten Berechnung mit Wasser aufgefüllt und das Speichervermögen somit annähernd erreicht worden sein. Diese Umstände führten dann schliesslich zum Temporary resp. Delayed Hortonian Overland Flow.

Werden die dominanten Abflussprozesse mit der Nutzung in Verbindung gebracht, muss vorab erwähnt werden, dass die Nutzung anthropogen beeinflusst ist. Das heisst, die natürliche und ursprüngliche Raumnutzung resp. Vegetationsbedeckung im beprobten Raum wäre meist Wald. Da der Mensch mit seiner Nutzung heute jedoch zum System gehört, werden die vorliegenden Nutzungen als gegeben betrachtet.

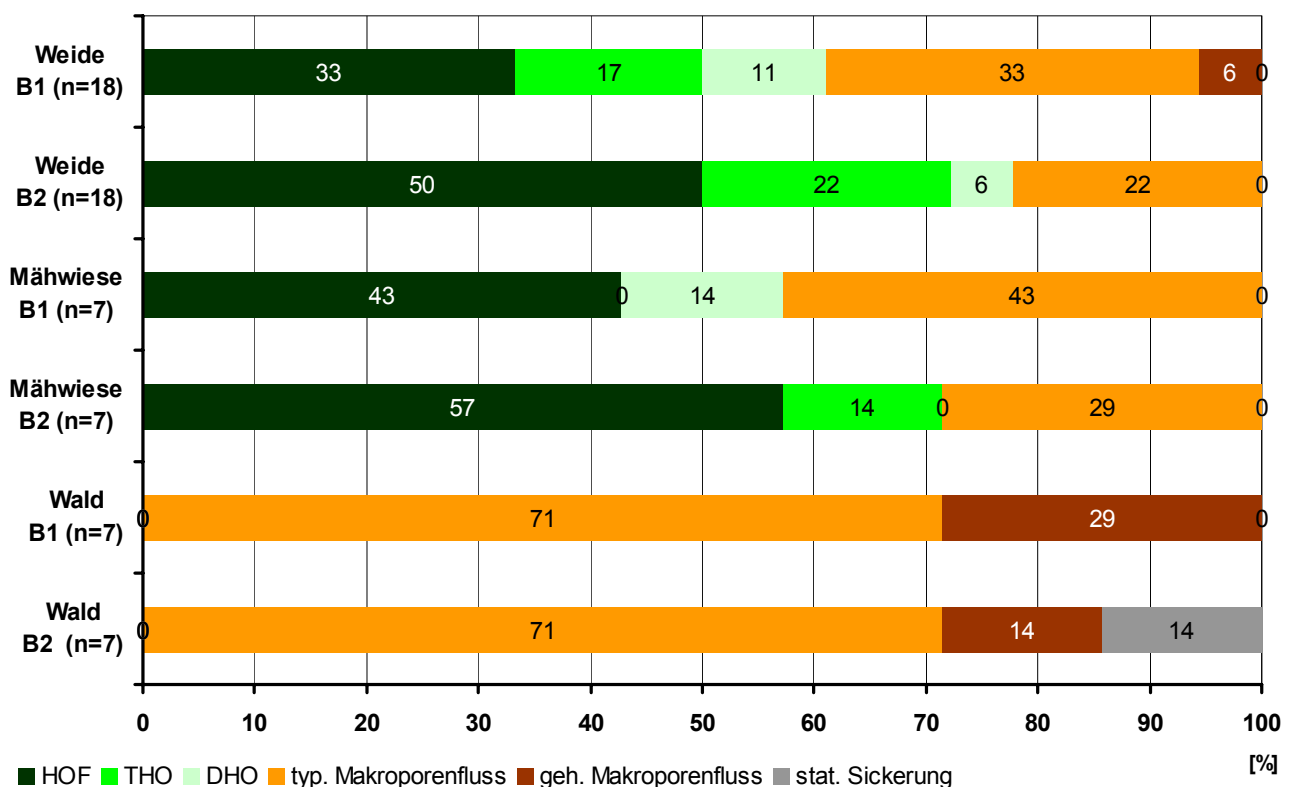


Abbildung 5-20: Dominante Fließprozesse und Nutzung resp. Vegetationsbedeckung  
 HOF: Hortonian Overland Flow  
 THO: Temporary Hortonian Overland Flow  
 DHO: Delayed Hortonian Overland Flow

Analog zu den Bodentypen kann auch bei der Nutzung resp. Vegetationsbedeckung festgestellt werden, dass unter trockeneren Bedingungen der Anteil an dominierenden Oberflächenabflussprozessen tiefer ist, als unter vorgefeuchteten Bedingungen. Wobei es zu erwähnen gilt, dass an den Waldstandorten ausschliesslich Abflussprozesse im Boden vorherrschen.

Für die Waldstandorte dominieren von den Flüssen im Boden deutlich typischer und gehemmter Makroporenfluss also präferenzielles Fliessen. Lediglich unter feuchteren Bedingungen kommt an einem Standort (14%) stationäre Sickerung zum Tragen. Es wird hier angemerkt, dass die Stichprobengrösse bei den Waldstandorten  $n=7$  beträgt.

An Weidestandorten kann unter trockeneren Voraussetzungen in 61% ein dominierender Oberflächenabflussprozess beobachtet werden. Für feuchtere Vorbedingungen erhöht sich dieser Anteil auf 78%. Dabei ist Hortonian Overlandflow vorherrschend, Temporary und Delayed Hortonian Overlandflow treten weniger häufig auf. Bei den vorherrschenden Abflussprozessen im Boden treten ausschliesslich typischer und gehemmter Makroporenfluss auf.

Die Mähwiesen zeigen ein ähnliches Bild wie die Weiden, jedoch ist bei den dominierenden Abflussprozessen jener der Oberflächenprozesse mit 57% resp. 61% etwas kleiner. Wie bei den Waldstandorten bezieht sich diese Aussage auf eine Stichprobengrösse von  $n=7$ .

Die Kombination der Bodentypen mit der Nutzung resp. Vegetationsbedeckung und der dominanten Abflussprozesse gibt kein eindeutiges Bild. Die vorliegende Stichprobengrösse von 32 Standorten ist für eine differenzierte Aussage vermutlich zu klein. Für eine gefestigte Aussage müsste die Stichprobengrösse vergrössert und auf die neun möglichen Kombinationen von Bodentyp und Nutzung gleichmässig verteilt werden.

### 5.1.7.1 Dominante Abflussprozesse nach Scherrer (2004)

Scherrer (2004) unterscheidet zwischen Abflussprozessen an der Oberfläche und unterirdischen Prozessen. Er teilt sie in drei Intensitätsstufen ein: rasch, leicht und stark verzögert. Mit Hilfe des Entscheidungsbaums (vgl. Kapitel 4.4.2) kann einem Standort ein Abflussprozess zugeordnet werden. Die Tabelle 5-9 fasst die dominanten Abflussprozesse, bestimmt nach Scherrer (2004), zusammen. Zusätzlich sind in derselben Tabelle die dominanten Abflussprozesse ermittelt mit dem Verfahren vorgestellt im Kapitel 4.4.1 (vgl. auch Abbildung 4-13 und Tabelle 5-8) als Vergleich aufgeführt.

Im Entscheidungsbaum wird anhand von verschiedenen Kriterien entschieden, welcher Weg im Diagramm verfolgt wird (vgl. Kapitel 4.4.2). Die Kriterien lassen teilweise keine abschliessende Entscheidung zu. Aus diesem Grund sind in der Tabelle 5-9 an vier Standorten (dor3, dor4, spe1, wit4) zwei dominante Prozesse genannt. Der Unterschied liegt bei drei Standorten bei der zeitlichen Verzögerung und bei einem Standort zwischen einem stark verzögertem Abfluss im Boden oder einer Tiefsickerung.



Tabelle 5-9: Dominanter Abflussprozess pro Standort nach Scherrer (2004) und bestimmt nach dem Vorgehen aus Kapitel 4.4.1 (Abbildung 4-13)

- Gelb: Fließprozesse im Boden
- Rosa: Oberflächenabflussprozesse
- DHO: Delayed Hortonian Overlandflow
- DP: Tiefensickerung in geologische Schichten
- Geh. MPF: Gehemmter Makroporenfluss
- HOF: Hortonscher Oberflächenabfluss
- SOF: Gesättigter Oberflächenabfluss
- SSF: Abfluss im Boden (laterale Fließprozesse im Boden)
- THO: Temporary Hortonian Overlandflow
- Typ. MPF: Typischer Makroporenfluss
- 1, 2, 3: Rasch, leicht, stark verzögert

Standort	dominanter Abflussprozess			Standort	dominanter Abflussprozess		
	nach Scherrer (2004)	Vorgehen Kapitel 4.4.1 B1	Vorgehen Kapitel 4.4.1 B2		nach Scherrer (2004)	Vorgehen Kapitel 4.4.1 B1	Vorgehen Kapitel 4.4.1 B2
dor1	SSF3	Typ. MPF	THO	spe1	DP oder SSF3	Typ. MPF	Typ. MPF
dor2	HOF2	HOF	HOF	spe2	SSF2	Typ. MPF	Typ. MPF
dor3	HOF1 oder HOF2	HOF	HOF	spe3	SSF1	Typ. MPF	Typ. MPF
dor4	HOF1 oder HOF2	Typ. MPF	HOF	spe4	SSF2	Typ. MPF	Typ. MPF
due1	HOF2	DHF	HOF	spe5	SSF2	Typ. MPF	Typ. MPF
due2	SSF3	Typ. MPF	Typ. MPF	spi1	SSF3	THO	THO
due3	HOF2	HOF	HOF	spi2	SSF3	Typ. MPF	Typ. MPF
due4	HOF1	HOF	HOF	spi3	HOF2	THO	THO
eis1	SSF2	Typ. MPF	Typ. MPF	spi4	SSF2	Geh. MPF	THO
eis2	SSF3	Typ. MPF	Typ. MPF	spi5	SOF1	Geh. MPF	stationäre Sickerung
eis3	SSF3	Typ. MPF	DHF	spi6	SSF1	Geh. MPF	Geh. MPF
eis4	HOF1	THO	THO	spi7	HOF1	HOF	HOF
hos1	SSF3	Typ. MPF	Typ. MPF	wit1	HOF2	DHF	HOF
hos2	HOF1	HOF	HOF	wit2	SSF3	Typ. MP	Typ. MP
hos3	SSF2	DHF	HOF	wit3	HOF1	HOF	HOF
hos4	SSF3	HOF	HOF	wit4	HOF1 oder HOF2	HOF	HOF

Im Folgenden wird der Vergleich der dominanten Abflussprozesse klassiert nach Scherrer (2004) und jenen klassiert nach der Methode, wie sie in der vorliegenden Arbeit vorgeschlagen wird (vgl. Kapitel 4.4.1 und Abbildung 4-13), durchgeführt.

Die Klassierung nach Schema in Abbildung 4-13 lässt keine Unterteilung bezüglich der Intensität der Abflussprozesse zu, wie es bei Scherrer (2004) möglich ist. Aus diesem Grund wird ein Vergleich der beiden Verfahren lediglich betreffend der Unterscheidung Abflussprozess im Boden oder an der Oberfläche durchgeführt. Dabei gelangen die zwei Verfahren bei 27 von 32 (B1) Standorten resp. bei 25 von 32 (B2) zur gleichen Einstufung des dominanten Abflussprozesses.

Wird auf die nach Scherrer (2004) einem dominanten Oberflächenabfluss zugeordneten 14 Standorte fokussiert, zeigt sich folgendes Bild

- B1: Von den 14 Standorten werden mit dem Vorgehen aus Abbildung 4-13 lediglich an zwei Standorten dominante Fließprozesse im Boden zugeordnet. Dabei handelt es sich um typischen Makroporenfluss (dor4) und um gehemmten Makroporenfluss (spi5). Der nach Scherrer (2004) klassierte Prozess ist Hortonian Overlandflow (dor4) resp. gesättigter Oberflächenabfluss (spi5).
- B2: Von den 14 Standorten wird mit dem Vorgehen aus Abbildung 4-13 lediglich ein Standort einem dominanten Fließprozess im Boden zugeordnet. Dabei handelt es sich um stationäre Sickerung und der nach Scherrer (2004) klassierte Prozess ist gesättigter Oberflächenabfluss.

Wird der Fokus auf die nach Scherrer (2004) einem dominanten Fließprozess im Boden zugeordneten Standorte gelegt, verändert sich das Bild: Von den 18 Standorten werden mit dem Vorgehen aus Abbildung 4-13 drei (B1) resp. sechs (B2) einem dominanten Oberflächenabflussprozess zugeordnet. Das Spektrum reicht hier vom Temporary (B1: 1; B2: 3) oder Delayed (B1: 1; B2: 1) bis zum eigentlichen Hortonian Overlandflow (B1: 1; B2: 2). Es kann keine Systematik bezüglich der Intensität des Prozesses festgestellt werden.

Der Vergleich der dominanten Abflussprozesse bestimmt nach Scherrer (2004) und dem Vorgehen geschildert im Kapitel 4.4.1, Abbildung 4-13 lässt folgende Schlüsse zu:

- Die Übereinstimmung ist bei den Oberflächenprozessen gut und bei den Prozessen im Boden etwas schlechter.
- Das in der vorliegenden Arbeit entwickelte Verfahren geht eher von dominierenden Oberflächenprozessen aus, und es resultiert daher bezüglich der Hochwasserbildung eine eher scharfe Reaktion.

## 5.2 Hochwasserdisposition

Die Definition der Hochwasserdisposition, wie sie in der vorliegenden Arbeit verwendet wird, steht zu Beginn des Kapitels 3. Über verschiedene Wege wird versucht, die Hochwasserdisposition pro Flächeneinheit (z.B. Rasterzelle) oder für das gesamte Einzugsgebiet zu ermitteln. Dabei werden grundsätzlich zwei Wege eingeschlagen:

- Hochwasserdisposition aufgrund von Messdaten
- Hochwasserdisposition aufgrund von hydrologisch bewerteten, klassierten und im GIS kombinierten Raumdaten

Diese beiden Hochwasserdispositionen werden im Folgenden weiter erläutert und mit anderen Anwendungen verglichen: einerseits mit den Raumgliederungen gemäss der Geländeanleitung nach Markart et al. (2004) und andererseits mit der kartierten Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997).

### 5.2.1 Hochwasserdisposition anhand der Daten zum Oberflächenabfluss

Pro Standort wird, gemäss dem Vorgehen geschildert in Kapitel 4.3.7 (Tabelle 4-5), die Hochwasserdisposition anhand des Oberflächenabflusses bestimmt. Daraus ergeben sich für die 32 Standorte mit Daten zum Oberflächenabfluss folgende Dispositionen:

Tabelle 5-10: Hochwasserdisposition der Beregnungsstandorte anhand der Daten zum Oberflächenabfluss

Standort	Klasse Hochwasserdisposition		
	Menge HQ-Disp <sub>ψ</sub>	Anlaufzeit HQ-Disp <sub>t</sub>	Kombiniert HQ-Disp
dor1	3	4	3
dor2	4	5	4
dor3	4	5	4
dor4	3	5	4
due1	4	3	4
due2	1	1	1
due3	5	4	5
due4	4	4	4
eis1	1	2	1
eis2	2	4	3
eis3	3	2	3
eis4	3	4	3
hos1	2	3	2
hos2	4	4	4
hos3	4	3	4
hos4	4	4	4

Standort	Klasse Hochwasserdisposition		
	Menge HQ-Disp <sub>ψ</sub>	Anlaufzeit HQ-Disp <sub>t</sub>	Kombiniert HQ-Disp
spe1	1	4	2
spe2	1	4	2
spe3	1	1	1
spe4	1	4	2
spe5	1	1	1
spi1	3	5	4
spi2	2	3	2
spi3	3	4	3
spi4	3	4	3
spi5	1	3	2
spi6	1	1	1
spi7	4	4	4
wit1	4	3	4
wit2	1	1	1
wit3	4	4	4
wit4	4	4	4

Diese Einteilung in Klassen der Hochwasserdisposition wird im Folgenden den Bodentypen (vgl. Abbildung 5-21) und den Nutzungsklassen (vgl. Abbildung 5-22) gegenübergestellt.

Die höchsten Hochwasserdispositionen weisen die Gleystandorte auf, wobei 60% der Standorte in den beiden höchsten zwei Klassen der Disposition liegen. An Braunerde-Standorten kann an 47% der Standorte die zweithöchste Klasse der Hochwasserdisposition festgestellt werden. Die Disposition bei Gesteinsböden erreicht höchstens die dritte Stufe, worin sich schliesslich 60% der Standorte einordnen. Es wird ausdrücklich auf die Stichprobengrösse der drei Bodentypen hingewiesen, die vor allem die Gesteinsböden mit wenigen Standorten (n=5) repräsentiert.

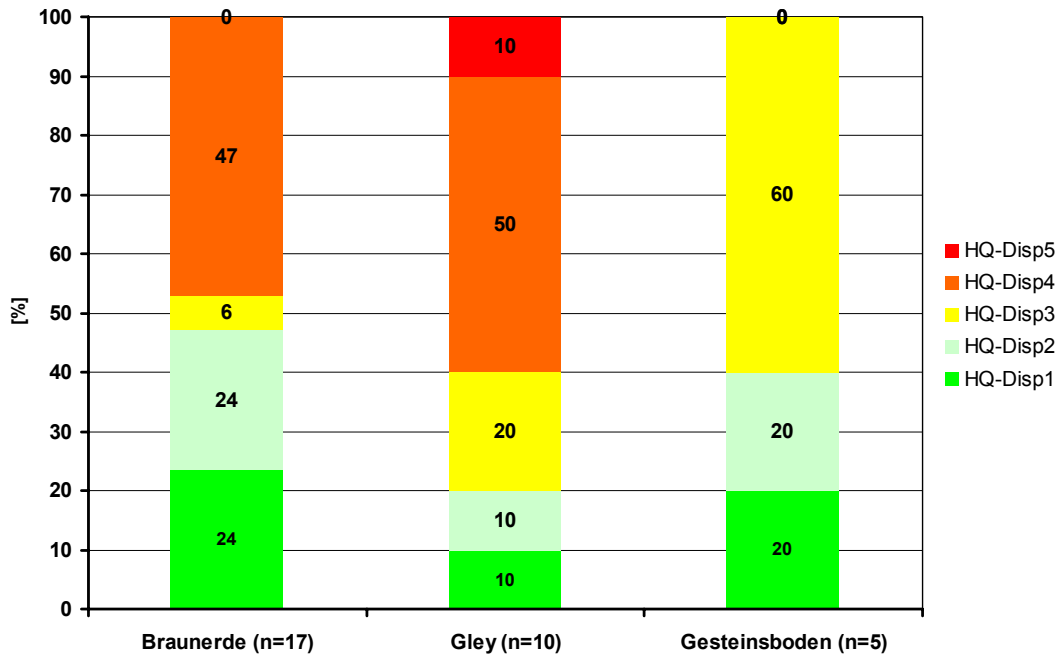


Abbildung 5-21: Hochwasserdisposition anhand der Daten zum Oberflächenabfluss aufgeteilt auf die Bodentypen

Die Weide- und Mähwiesen-Standorte weisen folgende Struktur der Hochwasserdispositions-klassen auf: 56% resp. 57% der Standorte liegen in den beiden höchsten Klassen der Disposition. Auf Weidestandorten ist die Klasse 3, auf Mähwiese-Standorte die Klasse 1 mit 28% resp. 29% vertreten. Auffallend sind die Waldstandorte: Die zweite Klasse ist die höchste erreichte Hochwasserdisposition.

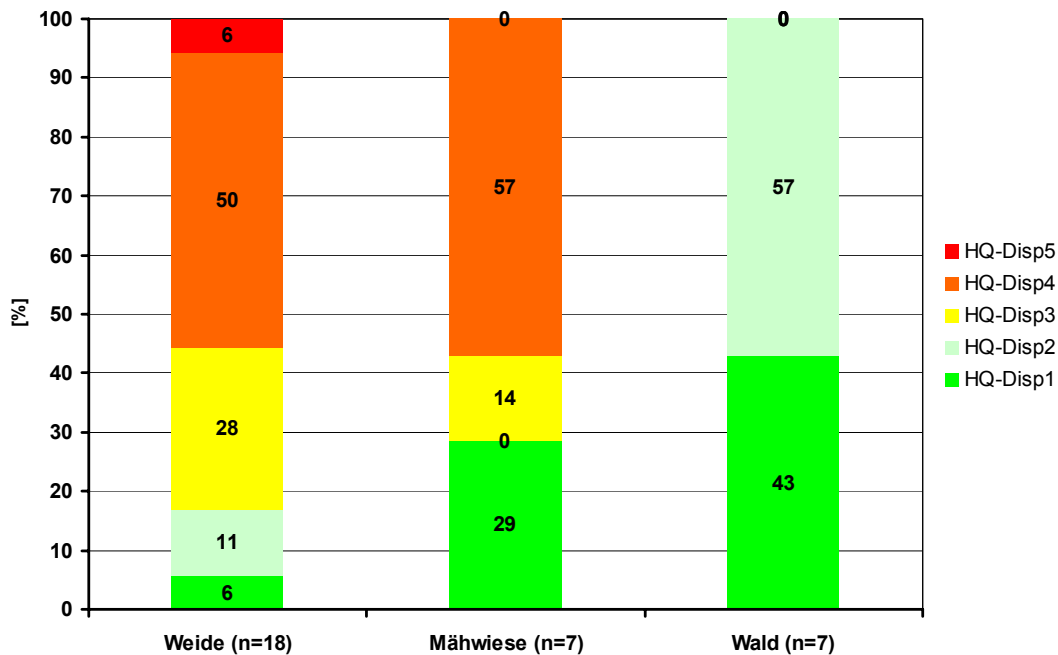


Abbildung 5-22: Hochwasserdisposition aufgrund der Daten zum Oberflächenabfluss und Nutzungstypen

Da die Bildung von Oberflächenabfluss, in mengenmässiger und zeitlicher Betrachtung, von verschiedenen Parametern beeinflusst wird, ist eine monokausale Betrachtungsweise nie zufrieden stellend. Eine multivariate Betrachtung wäre wünschenswert, ist jedoch wegen der nominal skalierten Daten nicht möglich.

Als weitere Parameter wurden die Neigung und die Porosität mit der Hochwasserdisposition in Verbindung gebracht. Dies ergab jedoch in beiden Fällen keinen Zusammenhang, auch Tendenzen konnten bei beiden Parametern nicht festgestellt werden.

Eine sinnvolle Einteilung der Parameter abgeleitet aus den Wassergehaltsdaten in verschiedene Klassen der Hochwasserdisposition konnte nicht erstellt werden. Denn die Klassierung des kurzfristigen Speichervermögens, des infiltrierten Wassers oder der Sickerungsgeschwindigkeit alleine ergeben keine sinnvolle Hochwasserdisposition. Es müssten verschiedene Parameter des Bodenwassergehalts klassiert und kombiniert werden. Dafür jeden Parameter sinnvoll zu klassieren und letztlich zu kombinieren, konnte mit den vorliegenden Daten nicht erreicht werden.

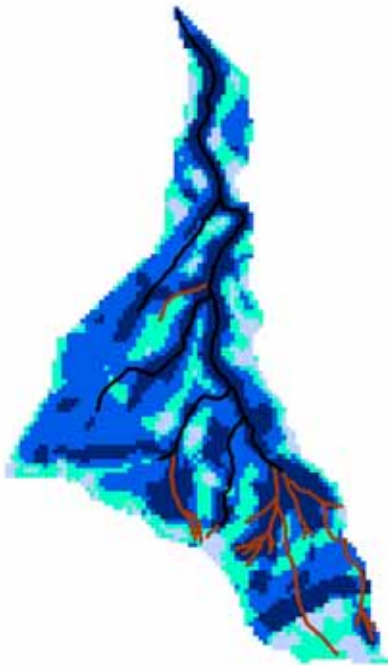
## 5.2.2 Hochwasserdisposition aufgrund von Analysen mit GIS

In einem ersten Schritt wird die Karte der Hochwasserdisposition ermittelt mit GIS vorgestellt und deren flächenhafte Aussage erläutert. Dabei werden einerseits die an den Berechnungsstandorten gemessenen und in Hochwasserdisposition klassierten Oberflächenabflussdaten (vgl. Kapitel 4.3.7) und andererseits verschiedene Raumgliederungen herangezogen. Es handelt sich dabei um jene der Abflusskoeffizienten kartiert nach Rickli und Forster (1997) für HAKESCH (vgl. Kapitel 4.5.1) und jene nach der Geländeanleitung von Markart et al. (2004) (vgl. Kapitel 4.5.2). In einem zweiten Schritt wird die Aussage der Hochwasserdisposition ermittelt mit GIS für das gesamte Einzugsgebiet beleuchtet und beispielsweise den Spitzenabflüssen gegenübergestellt.

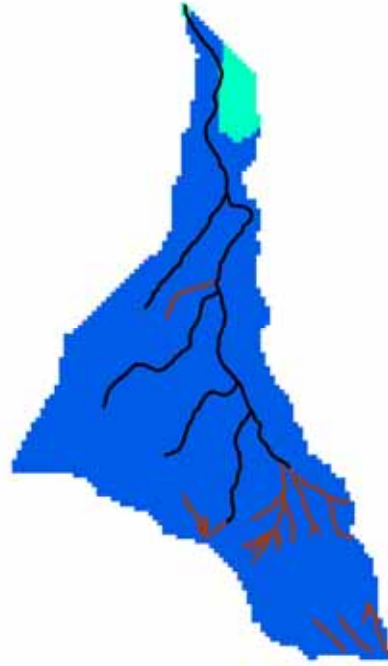
### 5.2.2.1 Karte der Hochwasserdisposition im Allgemeinen

Die folgenden zwei Abbildungen zeigen die Raumgliederung am Beispiel des Spissibachs, wie sie gemäss Kapitel 4.5.3 durchgeführt wurde. Zur räumlichen Orientierung im Spissibach kann die Abbildung 4-2 herangezogen werden. In der Abbildung 5-23 wird die Herleitung der Grunddisposition veranschaulicht. Dabei werden die klassierten Karten der Wölbung des Geländes, des Wasserspeichervermögens des Bodens, der Gerinnetichte und der Permeabilität des Bodens wie der Geologie addiert. Die Abbildung 5-24 zeigt jene der Disposition aufgrund der primären Bodenbedeckung und schliesslich die definitive Karte der Hochwasserdisposition. Diese wird aus der Addition der mit 0.2 gewichteten Grunddisposition und der mit 0.8 gewichteten Disposition aufgrund der primären Bodenbedeckung ermittelt. Für die übrigen elf Schwerpunktgebiete finden sich die Karten der Hochwasserdisposition im Anhang (Kapitel 11.3).

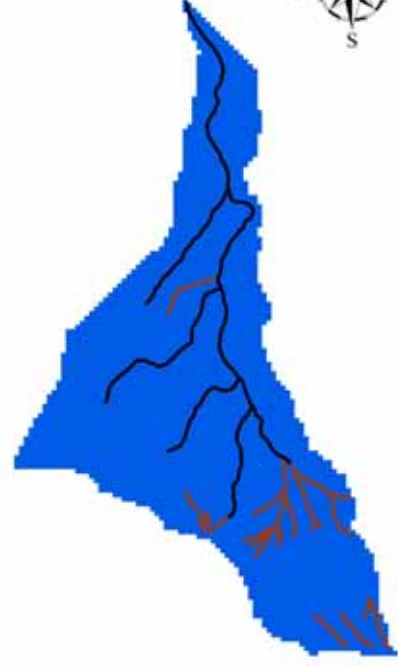
Wölbung des Geländes (klassiert)



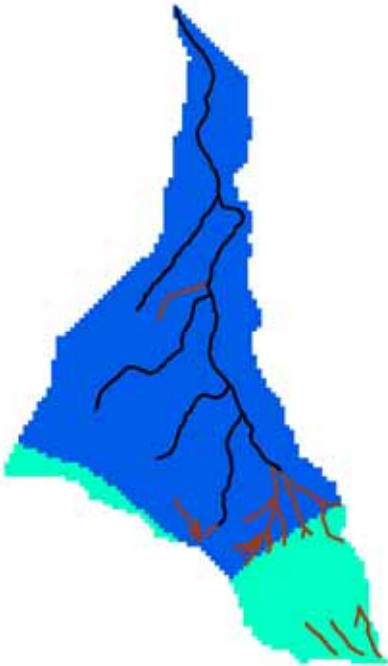
Wasserspeichervermögen des Bodens (klassiert)



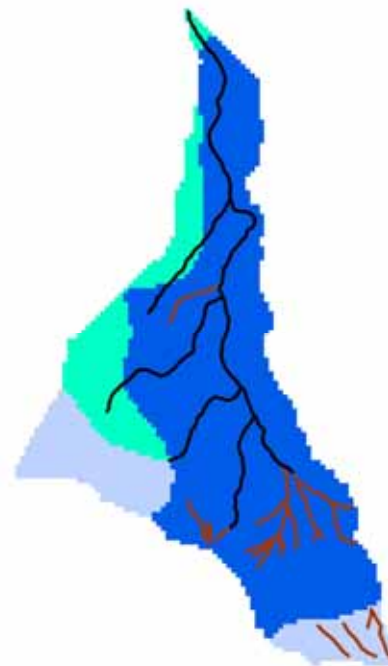
Gerinnedichte (klassiert)



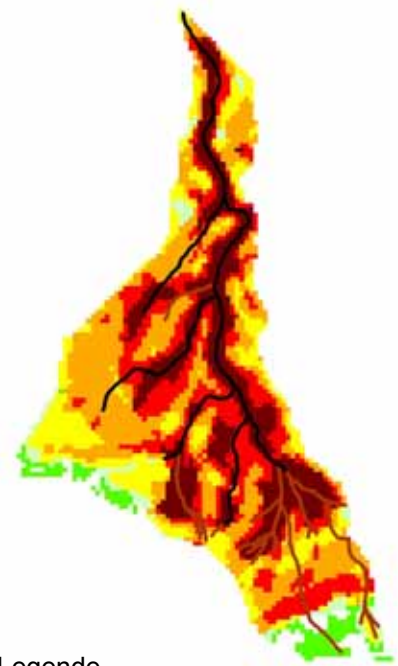
Permeabilität des Bodens (klassiert)



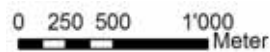
Permeabilität der Geologie (klassiert)



Grunddisposition



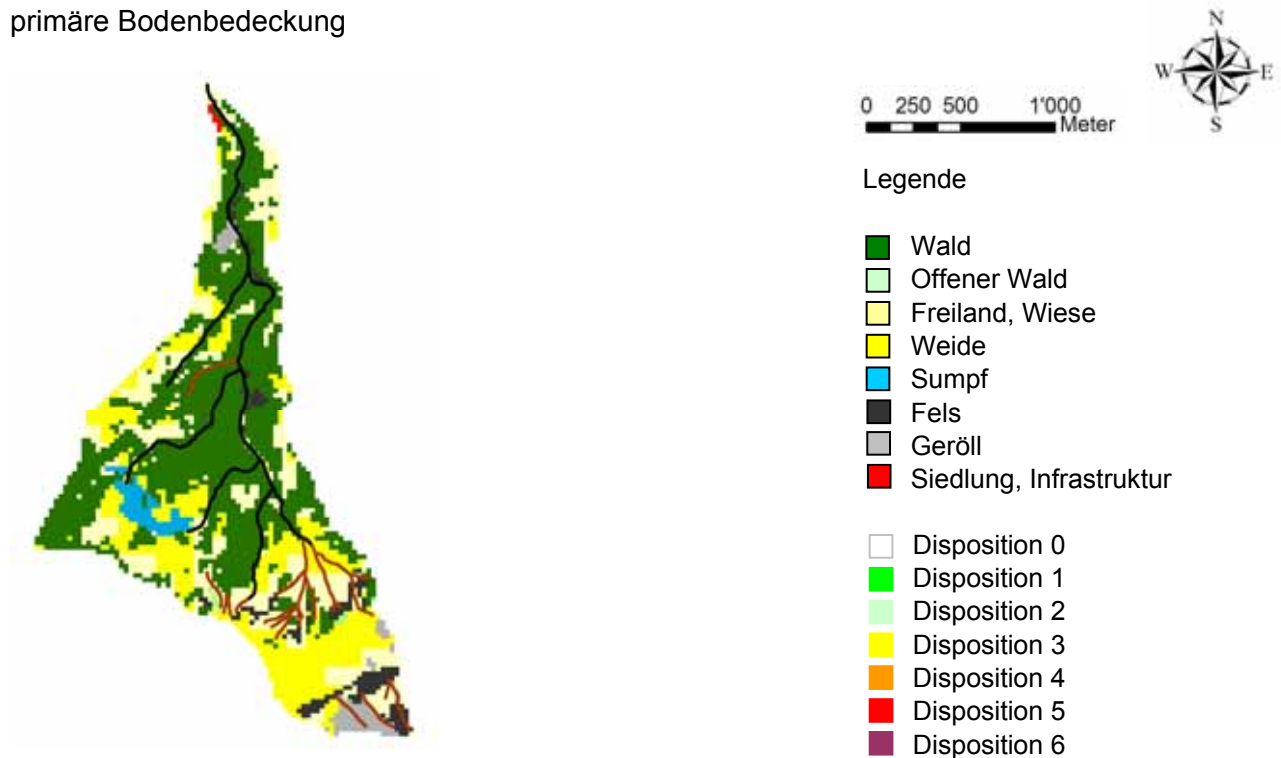
- Legende
- Klassierung -1
  - Klassierung 0
  - Klassierung 1
  - Klassierung 2
  - Gerinne
  - Runse



- Legende
- Disposition 0
  - Disposition 1
  - Disposition 2
  - Disposition 3
  - Disposition 4
  - Disposition 5
  - Disposition 6

Abbildung 5-23: Raumgliederung bis zur Grunddisposition am Beispiel des Spissibachs. Die Addition der fünf klassierten Karten führt zur Karte der Grunddisposition.

primäre Bodenbedeckung



**Primäre Bodenbedeckung (klassiert)**

**Grunddisposition**

**Hochwasserdisposition**

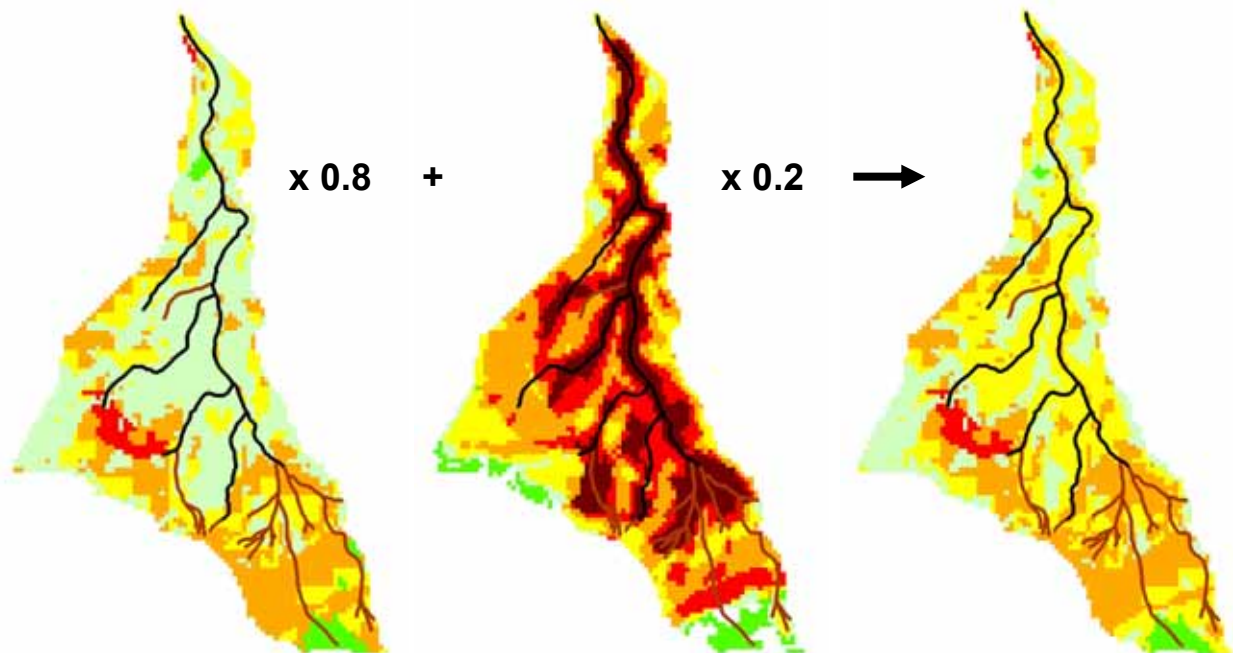


Abbildung 5-24: Raumgliederung bis zur endgültigen Hochwasserdisposition am Beispiel des Spissibachs. Die Addition der mit 0.2 gewichteten Grunddisposition und der mit 0.8 gewichteten Disposition aufgrund der primären Bodenbedeckung ergibt die finale Hochwasserdisposition (in fünf Stufen: 1 bis 5).

Die beiden Abbildungen zeigen den Weg zu einer Karte der Hochwasserdisposition aufgrund der Kombination und hydrologischen Bewertung von Raumdaten in einem GIS. Sind die Raumdaten entsprechend aufbereitet und der Ablauf im GIS automatisiert, gelangt man für ein beliebiges Einzugsgebiet schnell zu einem ersten Eindruck der Verteilung der für die Hochwasser-

entstehung unterschiedlich dispositiven Flächen. Eine zusätzliche qualitative Aussage ist, dass je röter die Karte eines Einzugsgebiets eingefärbt ist, desto höher ist die Hochwasserdisposition, und je grüner das Gebiet erscheint, umso tiefer ist die Disposition. Eine solche Aussage führt rasch zur Lokalisierung der für Hochwasser hoch dispositiven Flächen.

Die Karte der Hochwasserdisposition hat eine statische Aussage, die Hydrodynamik wird nicht berücksichtigt. So bleibt eine Hochwasserdisposition einer Rasterzelle beispielsweise gleich hoch, wenn ein Wassertropfen auf eine Fläche hoher Disposition fällt und über eine Fläche geringerer Disposition seinen Weg ins Gerinne sucht. Solche Ansätze wurden mit der cost-distance-Anwendung im ESRI-GIS getestet. Dabei wird anhand eines Kostenrasters (Hochwasserdisposition) und eines Ursprungsrasters (Gewässernetz) der Aufwand bestimmt, der beim Durchfließen einer Rasterzelle anfällt. Diese Analyse ergibt jedoch keine verwertbaren Ergebnisse.

### 5.2.2.2 Karte der Hochwasserdisposition im Vergleich mit Messwerten aus den Berechnungsversuchen

In der folgenden Tabelle sind die Hochwasserdispositionen ermittelt im GIS (vgl. Kapitel 4.5.3 und 5.2.2.1) den gemessenen und klassierten Daten zum Oberflächenabfluss an den 32 Berechnungsstandorten gegenübergestellt. Die Messdaten sind ihrerseits in Klassen der Hochwasserdisposition eingeteilt (vgl. Kapitel 4.3.7). Dabei wird der Sättigungsabflusskoeffizient berücksichtigt. Die Gegenüberstellung erfolgt einerseits mit einem rasterzellengenauen (25x25m) Vergleich der beiden Dispositionen und andererseits wird die Disposition aufgrund der Messdaten mit jenen der Karte in einem Buffer von neun Rasterzellen um einen Berechnungsstandort verglichen. In der Tabelle 5-11 sind in der zweithintersten Spalte die Anzahl Rasterzellen mit den jeweiligen Dispositionsstufen angegeben und mit dem arithmetischen Mittelwert daraus ergänzt.



Tabelle 5-11: Vergleich der Hochwasserdisposition (HQ-Disp) aufgrund von Messungen des Oberflächenabflusses und der Raumgliederung mit GIS. In den beiden letzten Spalten sind jene Werte mit Farbe hinterlegten, die bei allen neun Rasterzellen denselben HQ-Disp-Wert aufweisen.

Standort	HQ-Disp Messdaten zum Oberflächenabfluss	HQ-Disp GIS		
		Rasterzellengenau	9 Rasterzellen um Standort	Gemittelt
dor1	3	3	8x3, 1x2	2.9
dor2	4	3	8x3, 1x2	2.9
dor3	4	3	7x3, 2x2	2.8
dor4	4	4	9x4	4
due1	4	4	9x4	4
due2	1	4	9x4	4
due3	5	4	9x4	4
due4	4	4	9x4	4
eis1	1	4	6x4, 3x1	3
eis2	3	4	9x4	4
eis3	3	4	9x4	4
eis4	3	3	7x3, 2x2	2.8
hos1	2	3	6x3, 3x2	2.7
hos2	4	3	9x3	3
hos3	4	3	6x3, 3x4	3.3
hos4	4	4	5x4, 4x3	3.6
spe1	2	2	9x2	2
spe2	2	2	9x2	2
spe3	1	2	8x2 *)	2
spe4	2	2	8x2 *)	2
spe5	1	2	9x2	2
spi1	4	4	9x4	4
spi2	2	4	8x4, 1x3	3.9
spi3	3	4	9x4	4
spi4	3	4	5x4, 4x3	3.6
spi5	2	4	8x4, 1x3	3.9
spi6	1	4	8x4, 1x2	3.8
spi7	4	4	9x4	4
wit1	4	3	9x3	3
wit2	1	3	9x3	3
wit3	4	3	8x3, 1x2	2.9
wit4	4	3	8x3, 1x2	2.9

\*) Eine Rasterzelle am Rand ohne HQ-Disp, da der Standort nahe an der Einzugsgebietsgrenze liegt.

Die rasterzellengenau Betrachtung ergibt bei elf von 32 Standorten (34%) (dor1, dor4, due1, due4, eis4, hos4, spe1, spe2, spe4, spi1, spi7) eine Übereinstimmung der HQ-Disp aus den GIS-Analysen und den gemessenen Daten. Nur drei dieser elf Standorte (dor1, eis4, hos4) weisen bei der Betrachtung der neun Rasterzellen um den Standort ein bis vier Zellen auf, die eine HQ-Disp-Stufe tiefer liegen als der Standort selbst. Die übrigen acht Standorte sind in der Hochwasserdisposition auch bei der 9-Rasterzellen-Betrachtung identisch.

An 15 Standorten ist bei der rasterzellengenauen Betrachtung eine Abweichung von einer Stufe zwischen den HQ-Disp aus den GIS-Analysen und den gemessenen Daten auszumachen. Dabei ist an acht Standorten die HQ-Disp aus den GIS-Analysen tiefer als die gemessene, an sieben Standorten ist es umgekehrt.

Werden die neun Rasterzellen um die Standorte betrachtet, ergibt sich bei drei der 15 Standorte (hos1, hos3, spi4) eine Annäherung der GIS-HQ-Disp an die HQ-Disp aus gemessenen Daten.

Bei acht Standorten der 15 (due3, eis2, eis3, hos2, spe3, spe5, spi3, wit1) ist die aus den neun Rasterzellen um den Standort gemittelte HQ-Disp identisch mit der rasterzellengenauen. Für vier Standorte der 15 (dor2, dor3, wit3, wit4) ergeben sich bei den gemittelten GIS-HQ-Disp schlechtere Übereinstimmungen mit den gemessenen HQ-Disp.

Lediglich an sechs Standorten liegen die beiden Hochwasserdispositionen bei einer rasterzellengenauen Betrachtung um mehr als eine Stufe auseinander. Je drei Standorte weisen eine Differenz von zwei oder drei Stufen auf. An zwei Standorten (due2, wit2) ist der gemittelte Wert aus den neun Rasterzellen gleich gross wie der rasterzellengenaue. Alle sechs Standorte weisen spezielle Eigenschaften auf, die in den digitalen Raumdaten nicht abgebildet werden können und daher die grosse Differenz in der Hochwasserdisposition zwischen den GIS-Analysen und den Messdaten bewirken:

- due2: In den digitalen Daten sind der Standort und seine Umgebung als Weide ausgedehnt. In Realität ist die Nutzung jedoch extensive Mähwiese.
- eis1 und spi2: Die Standorte liegen beide auf alten Bachablagerungen, die in den digitalen Daten nicht ersichtlich werden. Die Ablagerungen sind überwachsen und werden in den digitalen Raumdaten als Weide ausgedehnt.
- spi5 und spi6: Die Standorte liegen auf einem Gley (spi6) und Braunerde-Gley (spi5) mit einem hohen Grundwasserspiegel. Bei einer (natürlichen oder künstlichen) Berechnung eines solchen Standortes können zwei Effekte auftreten: entweder sehr hohe oder sehr tiefe Abflusskoeffizienten. Hohe Koeffizienten kommen vor, wenn eine rasche Sättigung des restlichen Bodenspeichers eintritt und dies zu Saturated Overland Flow führt. Ein tiefer Abflusskoeffizient ereignet sich, wenn der Grundwasserspiegel bei zunehmender Beregnung nicht ansteigt und zu einer Sättigung des Bodens führt, sondern anderorts überläuft, also zum Beispiel mit einem Gerinne korrespondiert. Dieser Effekt tritt bei den Standorten spi5 und spi6 auf. Digitale Raumdaten vermögen diese Effekte nicht aufzulösen.
- wit2: Die digitalen Raumdaten scheiden für diesen Standort Freiland oder Wiese aus. In Realität ist dies der Fall, wobei die Nutzung als Mähwiese im Biolandbau geschieht. Ob dies alleine tatsächlich zu einem Unterschied von zwei Stufen in den betrachteten Hochwasserdispositionen führt, kann nicht abschliessend geklärt werden.

Von den 32 Standorten stimmen bei 26 die beiden Hochwasserdispositionen überein oder weichen eine Stufe voneinander ab. An sechs Standorten sind sie mehr als eine Stufe voneinander verschieden, wobei die Abweichungen mit den digitalen Inputdaten für die GIS-Analyse erklärt werden können, die nicht mit den tatsächlichen Gegebenheiten übereinstimmen. Aufgrund dieser Fakten darf die Raumgliederung basierend auf klassierten und kombinierten Raumdaten mit einem GIS als gelungen betrachtet werden. Es muss aber darauf hingewiesen werden, dass in der Stichprobe Beregnungsversuche im Wald oder offenen Wald untervertreten sind und sehr steile oder schwer zugängliche Orte sowie Sümpfe, Geröllhalden, Felsstandorte, Siedlungsflächen oder Gletscher nicht durch Messdaten abgedeckt sind.

### 5.2.2.3 Karte der Hochwasserdisposition im Vergleich mit Raumgliederungen nach Rickli und Forster (1997)

Im Folgenden wird die Karte der Hochwasserdisposition ermittelt im GIS mit den HAKESCH-Raumgliederungen von Sury (2006) und Zraggen (2009, in Vorb.) verglichen. Dieser zweite Ansatz stützt sich auf die Schwerpunktgebiete, weil lediglich für diese zwölf Gebiete die Raumgliederungen für HAKESCH vorliegen. Folgende Schritte führten zu den Werten, die in der Tabelle 5-12 und der Abbildung 5-25 dargestellt sind:

- Kombinieren der Karten der HQ-Disp und der Raumgliederungen bezüglich des Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) von Sury (2006) und Zraggen (2009, in Vorb.).
- Für jede Dispositionsstufe den flächengewichteten mittleren Abflusskoeffizienten berechnen. Beispielsweise werden für die Dispositionsstufe 3 die darin kartierten Abflusskoeffizienten anhand ihres Flächenanteils gewichtet und schliesslich zum flächengewichteten mittleren Abflusskoeffizienten gemittelt.
- Für jede Dispositionsstufe den Median und das 25%- und 75%-Quantil berechnen.

Die Raumgliederungen aufgrund der Abflusskoeffizienten kartiert nach Rickli und Forster (1997) liegen teilweise für ein günstiges und ungünstiges Szenario vor. Sind in der Tabelle in den Spalten des günstigen und ungünstigen Szenarios dieselben Werte eingetragen, wurde im Feld kein ungünstiges Szenario abgeschätzt. Dies ist bei den Bächen Dürrenwald-, Eistlen- und Witenbach der Fall.

Tabelle 5-12: Flächenanteil und mittlere Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) pro Hochwasserdispositionsstufe für ein günstiges und ungünstiges Szenario in den zwölf Schwerpunktgebieten

Bach	Hochwasserdisposition GIS-Analysen	Flächenanteil am Einzugsgebiet	Günstiges Szenario	Ungünstiges Szenario	Bach	Hochwasserdisposition GIS-Analysen	Flächenanteil am Einzugsgebiet	Günstiges Szenario	Ungünstiges Szenario
			Flächengewichteter Abflusskoeffizient nach Rickli und Forster (1997)	Flächengewichteter Abflusskoeffizient nach Rickli und Forster (1997)				Flächengewichteter Abflusskoeffizient nach Rickli und Forster (1997)	Flächengewichteter Abflusskoeffizient nach Rickli und Forster (1997)
		[%]	[ ]	[ ]			[%]	[ ]	[ ]
bue	1	4.3	0.23	0.24	lei	1	0.3	0.51	0.54
	2	27.7	0.31	0.31		2	33.6	0.20	0.27
	3	41.6	0.29	0.32		3	33.7	0.35	0.39
	4	26.4	0.34	0.40		4	32.4	0.43	0.45
	5	0.0	-	-		5	0.0	-	-
dor	1	0.1	0.41	0.43	pet	1	18.3	0.15	0.15
	2	57.4	0.19	0.20		2	29.4	0.14	0.14
	3	35.3	0.26	0.34		3	34.0	0.24	0.25
	4	7.1	0.26	0.35		4	18.2	0.34	0.36
	5	0.1	0.25	0.35		5	0.1	0.10	0.25
due	1	2.1	0.17	0.17	spe	1	0.0	-	-
	2	14.5	0.19	0.19		2	98.6	0.06	0.07
	3	25.0	0.28	0.28		3	0.6	0.25	0.25
	4	58.3	0.31	0.31		4	0.8	0.23	0.23
	5	0.1	0.37	0.37		5	0.0	-	-
eis	1	8.9	0.36	0.36	spi	1	2.1	0.23	0.23
	2	38.0	0.15	0.15		2	23.2	0.21	0.28
	3	31.1	0.26	0.26		3	42.6	0.26	0.31
	4	22.0	0.26	0.26		4	29.8	0.36	0.36
	5	0.0	-	-		5	2.3	0.52	0.52
grg	1	1.4	0.17	0.17	swa	1	1.7	0.31	0.35
	2	28.9	0.17	0.17		2	27.1	0.32	0.33
	3	38.9	0.23	0.24		3	33.1	0.33	0.40
	4	29.0	0.29	0.32		4	36.5	0.36	0.45
	5	1.7	0.64	0.65		5	1.5	0.47	0.54
hos	1	9.9	0.26	0.28	wit	1	0.1	0.05	0.05
	2	25.7	0.23	0.24		2	58.2	0.25	0.25
	3	31.3	0.20	0.27		3	38.5	0.25	0.25
	4	32.5	0.54	0.58		4	3.2	0.25	0.25
	5	0.6	0.93	0.93		5	0.0	-	-

Auffallend ist, dass für die Hochwasserdispositionsstufen 1 und 5 die Flächenanteile meist klein sind. Dies ist damit zu erklären, dass sie die beiden Extreme einer tiefen und hohen Disposition darstellen. Sie sind in den meisten Gebieten klar untervertreten. Liegen für diese kleinen Flächenanteile die Abschätzung der Hochwasserdisposition und der Kartierung im Feld weit auseinander, fällt dies besonders stark ins Gewicht. Dies ist auch der Grund, weshalb in der Abbildung 5-25 die Abflusskoeffizienten für die Dispositionsklassen 1 und 5 ausscheren. In der Abbildung sind die Daten der zwölf Schwerpunktgebiete für ein günstiges (links) und ein ungünstiges (rechts) Szenario pro Hochwasserdispositionsklasse dargestellt. Zusätzlich sind die statistischen Masse Median und Quartile für beide Szenarien eingetragen.

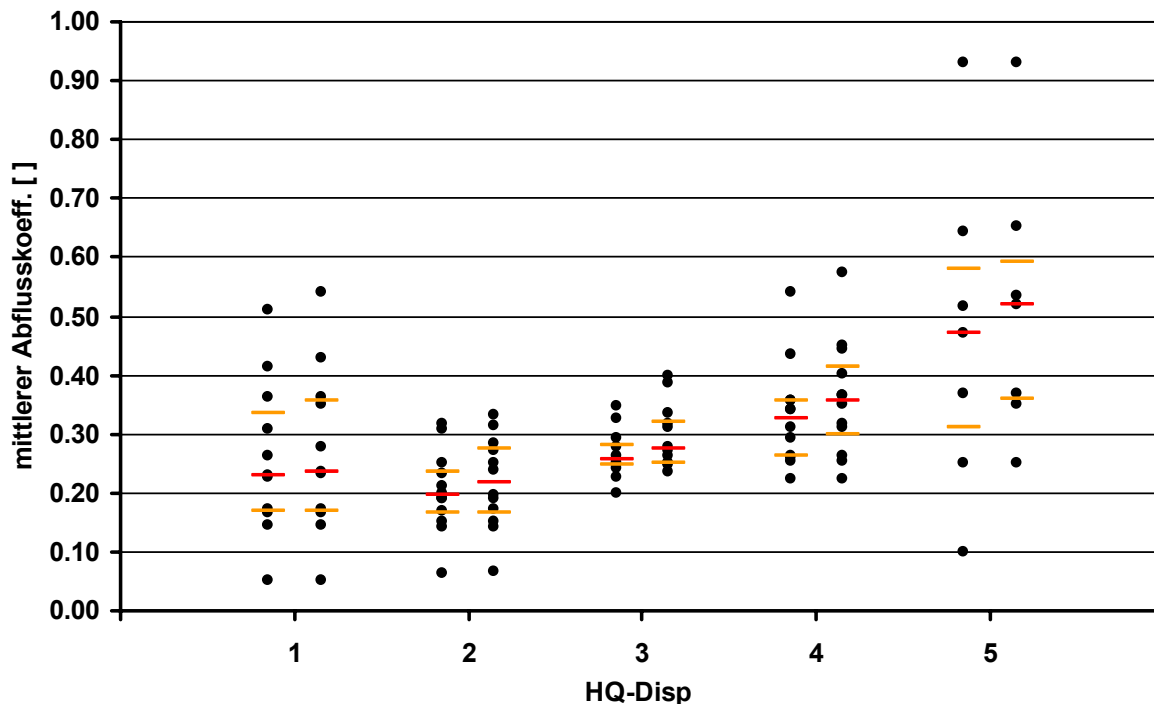


Abbildung 5-25: Mittlerer Abflusskoeffizient nach Rickli und Forster (1997) (HAKESCH-Raumgliederungen) und die Hochwasserdisposition aufgrund von GIS-Analysen (Links je HQ-Disp-Stufe: Daten des Szenarios „günstig“; Rechts je HQ-Disp-Stufe: Szenario „ungünstig“)

Für die Hochwasserdispositionsstufen 2, 3 und 4 ergeben sich plausible mittlere Abflusskoeffizienten, die ausserdem mit zunehmender Hochwasserdisposition ansteigen. Die Unterschiede zwischen den jeweiligen maximalen und minimalen Koeffizienten pro Dispositionsklasse 2, 3 und 4 betragen 0.25, 0.15 und 0.32 beim günstigen Szenario und 0.26, 0.16 und 0.35 für eine ungünstige Annahme.

Für die Hochwasserdispositionsklassen 1 und 5 ist ein breites Spektrum an Werten gegeben. Nicht plausibel ist, dass der Median und die Quartile der Hochwasserdispositionsstufe 1 diejenigen der Klasse 2 übertreffen. Der Grund hierfür wurde bereits bei der Diskussion der Werte aus der Tabelle 5-12 erwähnt.

Schliesslich lassen sich für die ermittelten Mediane und Quartile (Abbildung 5-25) der jeweiligen Hochwasserdispositionsstufen Bandbreiten für die Abflusskoeffizienten vorgeschlagen. Als Grenzen dienen die Quartile.

Tabelle 5-13: Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) für die fünf Hochwasserdispositionsstufen aus den GIS-Analysen (Grenzen sind die Quartile, in Klammern steht der Median)

Hochwasserdisposition GIS-Analysen	Abflusskoeffizient für ein günstiges Szenario [ ]	Abflusskoeffizient für ein ungünstiges Szenario [ ]
1	Keine Angabe eines Wertebereichs möglich	Keine Angabe eines Wertebereichs möglich
2	0.17 bis 0.24 (0.19)	0.17 bis 0.28 (0.22)
3	0.25 bis 0.28 (0.26)	0.25 bis 0.32 (0.27)
4	0.26 bis 0.36 (0.33)	0.30 bis 0.41 (0.36)
5	Keine Angabe eines Wertebereichs möglich	Keine Angabe eines Wertebereichs möglich

Die in der Tabelle 5-13 dargestellten Bandbreiten beruhen auf einem Stichprobenumfang von zwölf Gebieten und sind daher mit entsprechenden Unsicherheiten behaftet. Aus den Resultaten des Vergleichs der Karten der Hochwasserdisposition ermittelt im GIS mit den Raumgliederungen für HAKESCH wird ersichtlich, dass die GIS-Analyse plausible Dispositionskarten ausgibt. Es muss jedoch berücksichtigt werden, dass vor allem im Bereich der Dispositionsklassen 1 und 5 grosse Unsicherheiten bestehen. Es darf davon ausgegangen werden, dass die vorgeschlagene GIS-Analyse für eine hypothetische Raumgliederung als Grundlage für die Feldarbeit für die Hochwasserabschätzung mit HAKESCH, verwendet werden kann. Damit liefert die Karte der Hochwasserdisposition aus der GIS-Analyse einen wichtigen Beitrag zur Standardisierung des Vorgehens der hypothetischen Raumgliederung bei der Hochwasserabschätzung mit HAKESCH. Eine Feldbegehung kann sie jedoch keinesfalls ersetzen.

#### 5.2.2.4 Karte der Hochwasserdisposition im Vergleich mit Raumgliederungen nach Markart et al. (2004)

In diesem Kapitel erfolgt eine räumliche Gegenüberstellung der Karte der Hochwasserdisposition ermittelt im GIS mit der Raumgliederung kartiert mit der Geländeanleitung von Markart et al. (2004). Dabei gelangen wiederum die Daten der zwölf Schwerpunktgebiete zur Anwendung, für welche die Raumgliederungen nach Markart et al. (2004) von Hemund (2008) und Hemund et al. (2009, in Vorb.) vorliegen.

Die Berechnung der in der Tabelle 5-14 und Abbildung 5-26 dargestellten Werte erfolgt analog dem Vorgehen skizziert im Kapitel 5.2.2.3. Die Werte aus der Raumgliederung nach Markart et al. (2004) liegen als Klassen vor. Dabei stehen die sieben Klassen für jeweils einen Bereich von Sättigungsabflusskoeffizienten (vgl. Kapitel 4.5.2) und eine Mittelung ist streng genommen nicht sinnvoll. Trotzdem wird sie hier durchgeführt, um eine Idee der Übereinstimmung der beiden Raumgliederungen zu erhalten. Es liegt pro Einzugsgebiet eine Kartierung vor, worin keine Unterscheidung in ein günstiges oder ungünstiges Szenario durchgeführt wird. Die Kartierung nach Markart et al. (2004) erfolgt immer mit dem Fokus auf ein „Worst-Case-Szenario“.

Die Raumdaten kartiert im Feld mit der Geländeanleitung von Markart et al. (2004) liegen in einem Massstab zwischen 1:10'000 und 1:5'000 vor. Diese sind im GIS als Shapefile digitalisiert und wurden für die vorliegende Analyse in einen Rasterdatensatz mit einer Rastergrösse von 25m umgerechnet, um den Vergleich mit der Karte der Hochwasserdisposition ermittelt im GIS ermöglichen zu können.

Tabelle 5-14: Flächenanteil und Klasse der Abflusskoeffizienten nach Markart et al. (2004) (gemittelt) pro Hochwasserdispositionsstufe in den zwölf Schwerpunktgebieten

Bach	Hochwasserdisposition GIS-Analysen	Flächenanteil am Einzugsgebiet [%]	Flächengewichtete gemittelte Klasse der Abflusskoeffizient nach Markart et al. (2004) Klasse gemittelt
bue	1	4.3	2.2
	2	27.7	3.0
	3	41.7	3.2
	4	26.4	3.6
	5	0.0	-
dor	1	0.6	2.1
	2	54.9	2.4
	3	35.2	3.3
	4	9.2	3.5
	5	0.1	3.7
due	1	2.1	2.0
	2	14.6	2.5
	3	25.0	3.1
	4	58.2	3.6
	5	0.1	4.8
eis	1	8.9	2.9
	2	37.8	2.5
	3	31.2	3.6
	4	22.0	3.8
	5	0.0	-
grg	1	1.4	1.4
	2	28.9	2.3
	3	38.9	2.9
	4	29.0	3.5
	5	1.7	4.6
hos	1	9.9	1.7
	2	25.7	1.5
	3	31.3	2.6
	4	32.5	3.2
	5	0.6	4.5

Bach	Hochwasserdisposition GIS-Analysen	Flächenanteil am Einzugsgebiet [%]	Flächengewichtete gemittelte Klasse der Abflusskoeffizient nach Markart et al. (2004) Klasse gemittelt
lei	1	0.3	4.1
	2	33.6	2.6
	3	33.7	3.2
	4	32.5	3.9
	5	0.0	-
pet	1	18.3	3.5
	2	29.4	1.9
	3	34.0	3.4
	4	18.2	3.3
	5	0.1	3.0
spe	1	0.0	-
	2	98.6	2.0
	3	0.6	2.8
	4	0.8	3.6
	5	0.0	-
spi	1	2.0	1.9
	2	23.3	2.0
	3	42.5	2.6
	4	29.8	3.5
	5	2.4	4.7
swa	1	1.7	3.3
	2	27.1	2.8
	3	33.1	3.4
	4	36.5	3.6
	5	1.5	4.2
wit	1	0.1	1.5
	2	58.2	2.0
	3	38.5	3.2
	4	3.2	3.4
	5	0.0	-

Die Flächenanteile in der obigen Tabelle sind verschieden von jenen in der Tabelle 5-11, da die jeweiligen Einzugsgebietsgrößen der Raumgliederungen nach Markart et al. (2004) und jenen nach Rickli und Forster (1997) nicht identisch sind. Die Unterschiede liegen jedoch ausschliesslich an den Einzugsgebietsgrenzen und belaufen sich pro Einzugsgebiet auf wenige Rasterzellen (25x25m).

Wie bei der Raumgliederung nach Rickli und Forster (1997) fällt auf, dass die Flächenanteile für die Hochwasserdispositionsstufen 1 und 5 oft klein sind. Die Konsequenz daraus ist hier identisch jedoch weniger ausgeprägt wie bei der Gliederung nach Rickli und Forster (1997) (vgl. Kapitel 5.2.2.3). Dies wird aus der Abbildung 5-26 ersichtlich. Sie stellt für die zwölf Schwerpunktgebiete die kartierten Abflussbeiwertsklassen für die 5 Hochwasserdispositionsstufen dar. Zusätzlich sind die statistischen Masse Median und Quartile eingetragen.

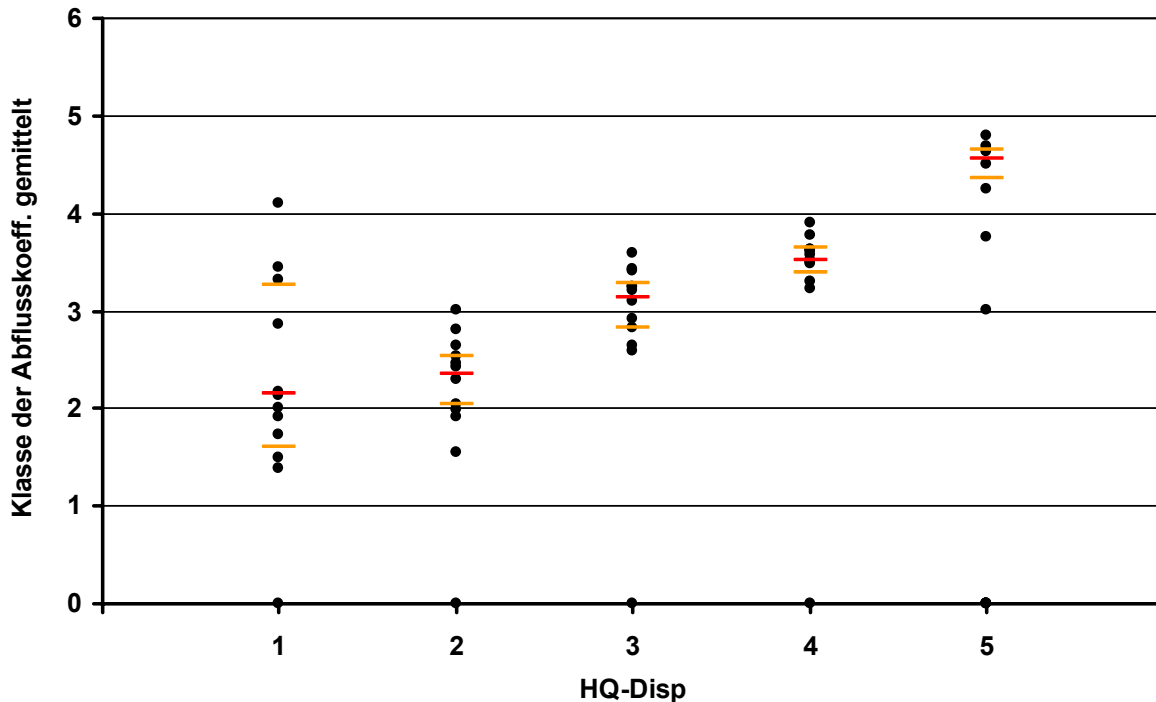


Abbildung 5-26: Klassen des Oberflächenabflussbeiwerts nach Markart et al. (2004) (gemittelt) und die Hochwasserdisposition aufgrund von GIS-Analysen

Die gemittelten Klassen sollen es erleichtern, die Tendenz der Übereinstimmung der beiden Raumgliederungen zu zeigen. Dies gelingt im Grossen und Ganzen, wie aus der obigen Abbildung ersichtlich wird. Mit zunehmender Hochwasserdisposition steigt die Klassierung der Abflusskoeffizienten. Für die Hochwasserdispositionsstufen 2, 3, 4 und 5 ergeben sich mittlere Klassen der Abflusskoeffizienten, die als plausibel bezeichnet werden können: Für die Hochwasserdispositionsstufe 2 liegt der Median bei 2.4, für die Stufe 3 bei 3.2, für die Stufe 4 bei 3.5 und bei der Dispositionsstufe 5 liegt der Median bei 4.5. Die Spektren zwischen den Quartilen nimmt von der Dispositionsstufe 2 bis 5 ab. Die Dispositionsstufen 2 und 3 überschätzen die klassierten Oberflächenkoeffizienten und die Dispositionsstufen 4 und 5 unterschätzen diese. Die Klasse 6 der Oberflächenabflusskoeffizienten (Abflusskoeffizient = 1) wird nicht erreicht. Die Klasse 6 wird mit der Geländeanleitung bei gerinnenahen Bereichen und für Strassen vergeben. Diese sind jedoch meist schmal und werden bei der verwendeten Rasterung der Shape-Datensätze auf eine Rastergrösse von 25m nicht abgebildet.

Grundsätzlich ist das Resultat des Vergleichs der Karte der Hochwasserdisposition ermittelt im GIS mit der Raumgliederung nach Markart et al. (2004) plausibel. Das Resultat fällt ähnlich aus wie beim Vergleich der GIS-Karte mit der Raumgliederung nach Rickli und Forster (1997).

#### 5.2.2.5 Karte der Hochwasserdisposition als Gesamtaussage für das Einzugsgebiet

Das Ziel dieses Kapitels ist, eine Gesamtaussage für ein Einzugsgebiet bezüglich der Hochwasserdisposition aufgrund der Kombination und hydrologischen Bewertung von Raumdaten im GIS herzuleiten. Das heisst, es wird versucht, einen Zusammenhang zwischen der Hochwasserdisposition und dem abgeschätzten Spitzenabfluss herzustellen. Einerseits gilt die qualitative Aussage, je röter ein Gebiet ist, das heisst, je mehr Rasterzellen mit einer Hochwasserdispositionsstufe von 4 und 5 in einem Einzugsgebiet vorkommen, umso höher ist vermutlich auch das  $HQ_{100}$ . Andererseits wäre jedoch eine quantitativere Aussage wünschenswert. Um Letzteres zu

erreichen, werden folgende Ansätze bezüglich der Gesamtaussage betreffend der Hochwasserdisposition für ein Einzugsgebiet verfolgt:

- Flächengewichteter Mittelwert für das gesamte Einzugsgebiet und für einen Buffer von 120m ums Gerinne. Letzteres geschieht in Anlehnung an das Konzept der beitragenden Flächen von Kölla (1986 und 1987).
- Eine Gewichtung in Abhängigkeit der Distanz zu einem Gerinne entlang des Fließweges für das gesamte Einzugsgebiet und für die beitragende Fläche (Buffer).
- Analyse der statistischen Werte der Verteilung der verschiedenen Hochwasserdispositionsklassen
- Jeweiliges Gegenüberstellen der ermittelten Werte mit den  $HQ_{100}$ -Werten und dem Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) aus HAKESCH
- Analyse der Musterung der verschiedenen Hochwasserdispositionsstufen in mosaikartige oder flächenhafte Struktur anhand der Standardabweichung und der Variabilität.

Vorab steht die Analyse des Zusammenhangs zwischen dem mittleren Abflusskoeffizienten und des abgeschätzten  $HQ_{100}$ -Werts in einem Einzugsgebiet. Dabei werden für die zwölf Schwerpunktgebiete die flächengewichteten Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) den  $HQ_{100}$ -Werten abgeschätzt mit HAKESCH gegenübergestellt (Abbildung 5-27). Wie aus dieser Abbildung ersichtlich wird, bilden die flächengewichteten Abflusskoeffizienten und die mit HAKESCH abgeschätzten Spitzenabflüsse (Absolutwert in schwarz, Spende in grau) keinen eindeutigen sichtbaren Zusammenhang. Neben der Abbildung stehen die Bestimmtheitsmasse für die unterschiedlichen Zusammenhänge zwischen den Spitzenabflusswerten und dem flächengewichteten Abflusskoeffizienten.

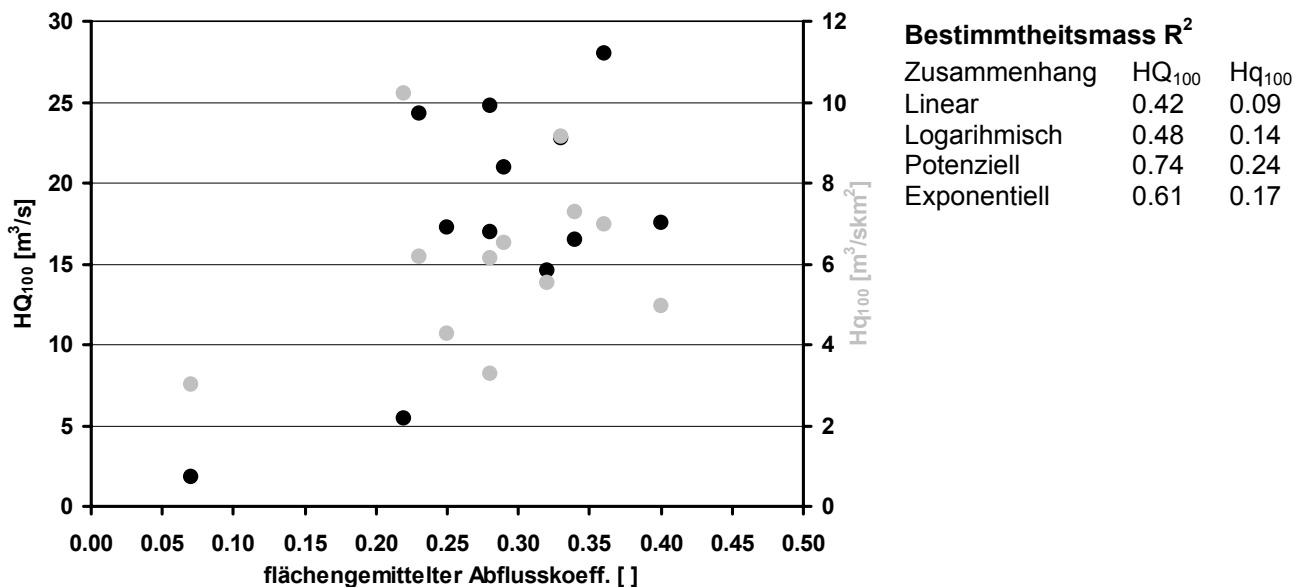


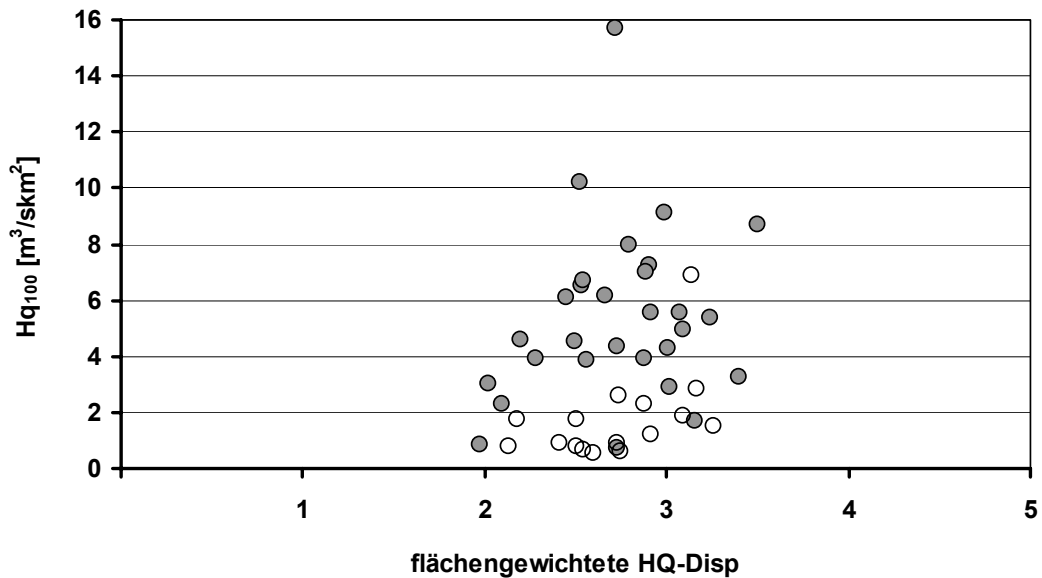
Abbildung 5-27: Flächengewichtete Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) und die mit HAKESCH abgeschätzten Spitzenabflüsse  $HQ_{100}$  und  $Hq_{100}$  für die zwölf Schwerpunktgebiete

Der fehlende eindeutige Zusammenhang zwischen dem flächengewichteten Abflusskoeffizienten und den Spitzenabflusswerten könnte damit erklärt werden, dass die meisten Abschätzverfahren nebst des Abflusskoeffizienten, wenn dieser überhaupt in die Berechnung eingeht, weitere Parameter berücksichtigen. Dabei handelt es sich um den Niederschlag, die Speicherverhältnisse im Boden, die Verzögerungswirkung für den Abfluss wie Rauigkeit der Oberfläche, Längenverhältnisse im Gerinne und Hang oder die Hangneigung. Daher liegt ein alleiniger



Zusammenhang des Abflusskoeffizienten mit den abgeschätzten Spitzenabflüssen nicht auf der Hand.

In einem ersten Schritt wird für sämtliche Untersuchungsgebiete die Hochwasserdisposition flächengewichtet den  $Hq_{100}$ -Werten gegenübergestellt (Abbildung 5-28).



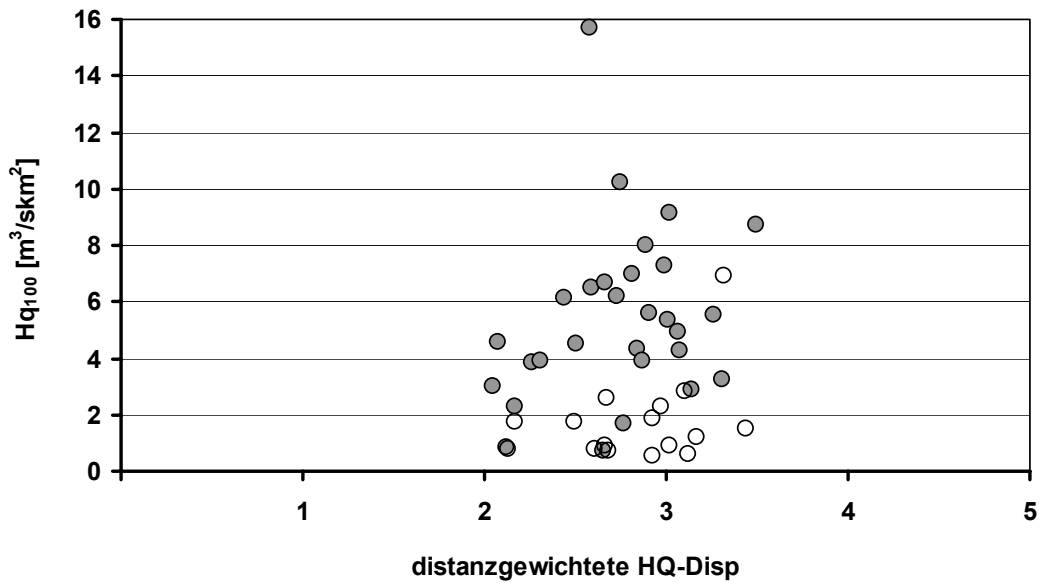
**Bestimmtheitsmass  $R^2$**

Zusammenhang	$F_N < 10 \text{ km}^2$	$10 \text{ km}^2 < F_N < 20 \text{ km}^2$
Linear	0.04	0.24
Logarithmisch	0.05	0.23
Potenziell	0.09	0.26
Exponentiell	0.07	0.29

Abbildung 5-28: Flächengewichtete Hochwasserdisposition und die Spitzenabflusssspende für die 45 Untersuchungsgebiete (Kreise ausgefüllt:  $F_N < 10 \text{ km}^2$  (29 Gebiete); Kreise nicht ausgefüllt:  $10 \text{ km}^2 < F_N < 20 \text{ km}^2$  (16 Gebiete))

In der Abbildung 5-28 fallen zwei Dinge auf: Zum einen ist der Mittelungseffekt in der Hochwasserdisposition deutlich ersichtlich. Die Dispositionen bewegen sich alle zwischen 2 und 3.5, die Extreme sind ausgemittelt. Zum anderen ist, bedingt durch den Ausmittelungseffekt, kein Zusammenhang zwischen den Hochwasserdispositionen und den Spitzenabflusswerten ersichtlich. Beide Punkte treffen ebenfalls zu, wenn anstelle der Spitzenabflusssspenden die absoluten  $Hq_{100}$ -Werte eingesetzt werden oder wenn nicht die gesamte Einzugsgebietsfläche sondern nur die beitragende Fläche in einem Buffer von 120m ums Gerinne betrachtet wird. Daher liegt der Schluss nahe, dass aufgrund der flächengewichteten Hochwasserdisposition keine Aussage bezüglich des Ausmasses des Spitzenabflusses möglich ist.

In einem zweiten Schritt wird analog zur oben geschilderten Analyse der Zusammenhang zwischen der dem Fließweg entlang distanzgewichteten Hochwasserdisposition und der Spitzenabflusssspende  $Hq_{100}$  untersucht (Abbildung 5-29).



**Bestimmtheitsmass  $R^2$**

Zusammenhang	$F_N < 10 \text{ km}^2$	$10 \text{ km}^2 < F_N < 20 \text{ km}^2$
Linear	0.06	0.12
Logarithmisch	0.07	0.11
Potenziell	0.12	0.07
Exponentiell	0.11	0.08

Abbildung 5-29: Entlang des Fließwegs distanzgewichtete Hochwasserdisposition und die Spitzenabflussspende für die 45 Untersuchungsgebiete (Kreise ausgefüllt:  $F_N < 10 \text{ km}^2$  (29 Gebiete); Kreise nicht ausgefüllt:  $10 \text{ km}^2 < F_N < 20 \text{ km}^2$  (16 Gebiete))

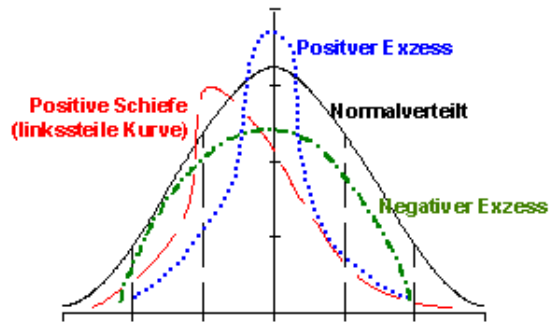
Aus hydrologischer Sicht liegt die Vermutung nahe, dass eine der Fließrichtung folgende Distanzgewichtung der Hochwasserdisposition einen eindeutigeren Zusammenhang mit den Spitzenabflussspenden ergibt als eine rein flächengewichtete. Werden jedoch die Diagramme in Abbildung 5-28 und Abbildung 5-29 miteinander verglichen, kann keine solche Tendenz festgestellt werden. Der Vergleich der Bestimmtheitsmasse zeigt bei kleineren Gebieten ( $F_N < 10 \text{ km}^2$ ) bei einer distanzgewichteten Hochwasserdisposition vergleichbare Werte gegenüber einer flächengewichteten Disposition, jedoch liegen diese Werte bei grösseren Gebieten tiefer. Die beiden genannten Punkte mit der Ausmittlung der Extreme und dem fehlenden Zusammenhang der beiden Grössen sowie der Versuch mit der beitragenden Fläche einen eindeutigeren Zusammenhang zu erhalten, treffen auch bei der distanzgewichteten Hochwasserdisposition zu.

Unter der Hochwasserdisposition, wie sie in der vorliegenden Studie definiert ist, versteht sich die Bereitschaft einer Fläche resp. einer Rasterzelle wenig (HQ-Disp-Stufe 1) bis viel (HQ-Disp-Stufe 5) zu einem Hochwasserabfluss beizutragen. Dies ist ein ähnlicher Ansatz wie beim Abflusskoeffizienten, der für den Anteil am Niederschlag steht, der im Ereignisfall von einer Fläche oberflächlich abfließen wird. Wie bereits geschildert, korreliert der Abflusskoeffizient nicht mit den abgeschätzten Spitzenabflüssen (Abbildung 5-27). Aus diesem Grund liegt nahe, dass auch die Hochwasserdisposition nicht direkt mit den Spitzenabflüssen zusammenhängt. Dies konnte mit den Abbildungen 5-28 und 5-29 gezeigt werden.

Ein weiterer Ansatz für die Gesamtaussage eines Einzugsgebietes anhand der Hochwasserdisposition ist die Untersuchung des Zusammenhangs zwischen statistischen Grössen der Hochwasserdisposition und der Spitzenabflusswerte. Dabei werden für die 45 Untersuchungsgebiete die Rasterzellen nach deren HQ-Disp-Stufe ausgezählt, die Schiefe und der Exzess dieser

Verteilung bestimmt und in einem Diagramm aufgetragen (Abbildung 5-31). Die entlang des Fließweges distanzgewichtete Hochwasserdisposition wird in den folgenden Analysen nicht mehr berücksichtigt. Es erfolgt eine Beschränkung auf die flächengewichtete Hochwasserdisposition.

In der untenstehenden Graphik sind die statistischen Größen Schiefe und Exzess dargestellt. Diese werden je hydrologisch in drei Klassen eingeteilt:



- Starke Ausprägung für die HQ-Disp-Stufe 1: positive Schiefe und positiver Exzess
- Ausprägung für eine mittlere HQ-Disp: Schiefe und Exzess bewegen sich um 0
- Starke Ausprägung für eine HQ-Disp-Stufe 5: negative Schiefe und positiver Exzess

Abbildung 5-30: Schiefe und Exzess einer Verteilung (Faes.de, 2009, Internetquelle)

In Anlehnung an die Einteilung der statistischen Größen Schiefe und Exzess in die drei oben genannten Klassen werden die Daten in Abbildung 5-31 qualitativ gegliedert (farbige Rechtecke in Abbildung 5-31).

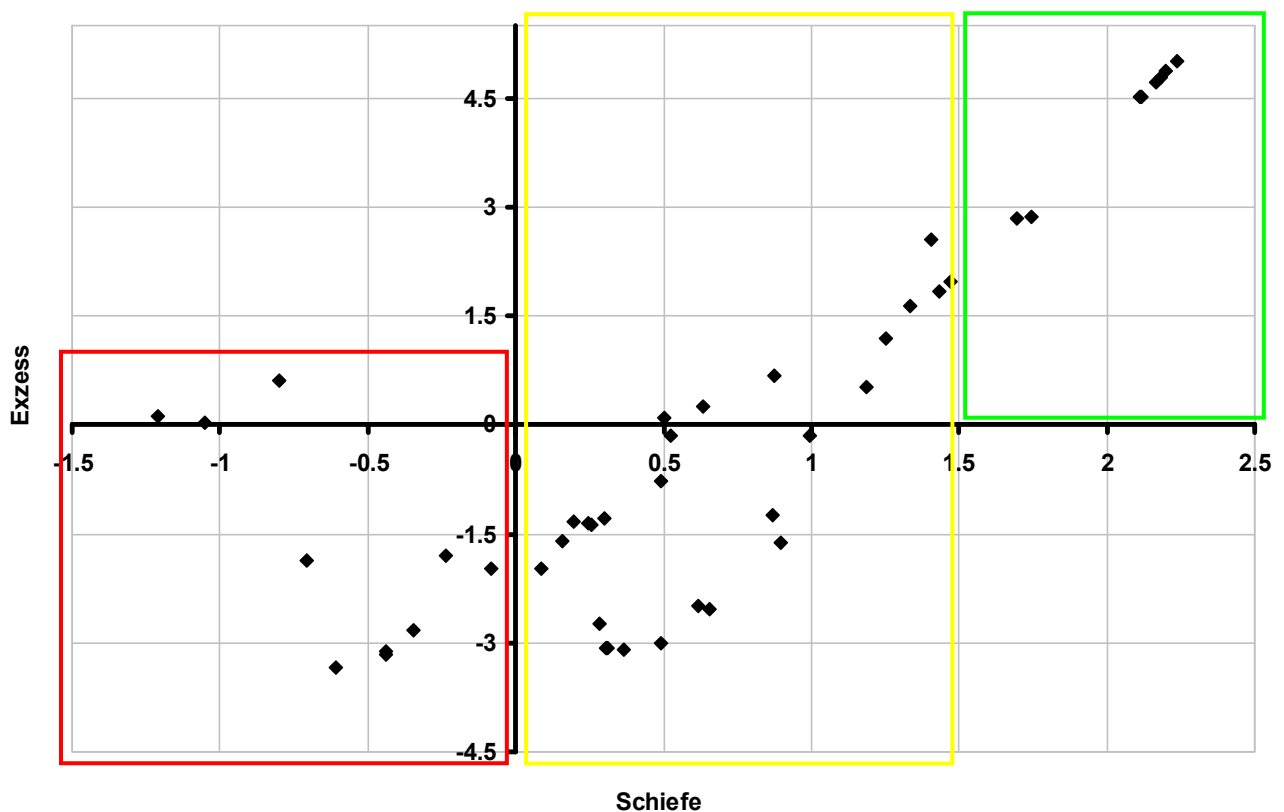


Abbildung 5-31: Schiefe und Exzess der Verteilung der fünf Hochwasserdispositionsstufen in den 45 Untersuchungsgebieten

Aufgrund der qualitativen Gliederung der statistischen Größen Schiefe und Exzess können folgende Grenzen für die drei Klassen festgelegt werden:

- Tiefe Hochwasserdisposition: Schiefe >1.5, Exzess >2.5 (grünes Rechteck)
- Mittlere Hochwasserdisposition: Schiefe zwischen 0 und 1.5, Exzess keine Grenzen festgelegt (gelbes Rechteck)
- Hohe Hochwasserdisposition: Schiefe <0, Exzess <1 (rotes Rechteck)

Werden diese Grenzen bei der Schiefe und dem Exzess auf die Spitzenabflussspenden der 45 Einzugsgebiete angewendet, ergibt sich nachfolgendes Bild (Abbildung 5-32). Die Stufe 2 der Hochwasserdisposition aufgrund der Schiefe und des Exzesses weist ein enges Feld mit einem deutlichen Ausreisser auf. Bei den Daten der ersten und dritten Stufe ist das Feld weiter auseinander gerissen, und es sind keine deutlichen Ausreisser gegen oben zu finden.

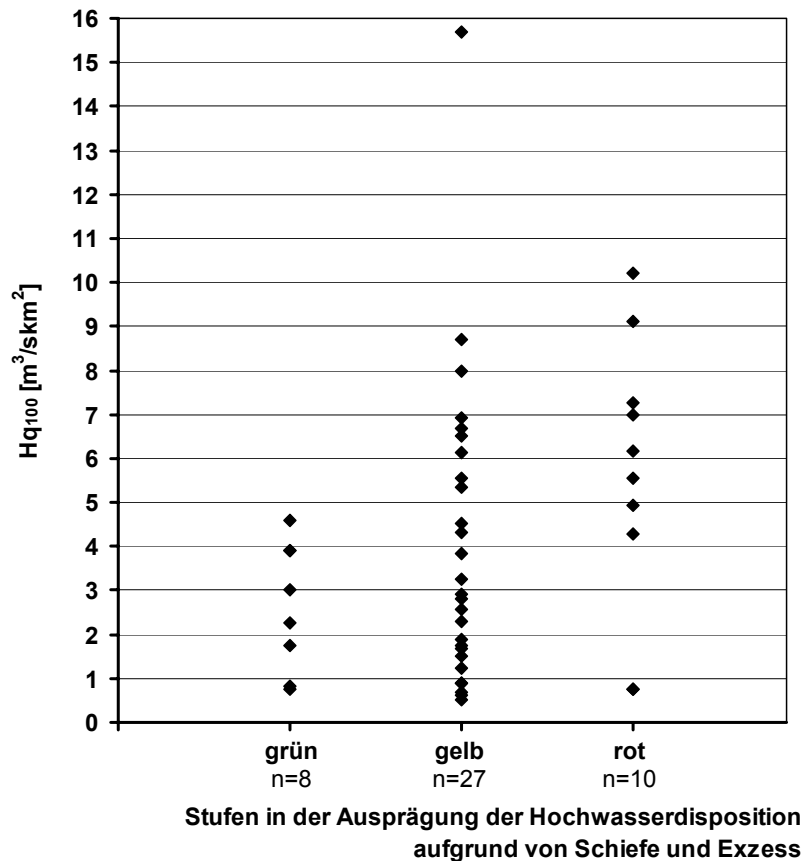


Abbildung 5-32: Drei Stufen in der Ausprägung für die Hochwasserdisposition aufgrund der Schiefe und Exzess und die Spitzenabflussspenden  $Hq_{100}$  für die 45 Untersuchungsgebiete

Aufgrund der Verteilung der Daten in der Abbildung 5-32 wird folgende Zuweisung einer Spitzenabflussspende vorgeschlagen:

- Ausprägung für die Hochwasserdispositionsstufe 1 (grün):  $Hq_{100}$  ist <4.6m<sup>3</sup>/skm<sup>2</sup> zu erwarten.
- Ausprägung für eine mittlere Hochwasserdisposition (gelb):  $Hq_{100}$  ist <8.7m<sup>3</sup>/skm<sup>2</sup> zu erwarten.
- Ausprägung für die Hochwasserdispositionsstufe 5 (rot):  $Hq_{100}$  kann >8.7m<sup>3</sup>/skm<sup>2</sup> ausfallen.

Diese Einteilung basiert auf dem Datensatz der 45 Untersuchungsgebiete und ist mit entsprechenden Unsicherheiten behaftet.

Mit den vorliegenden Daten konnte keine weitere Unterteilung der drei Stufen der  $H_{q_{100}}$  vorgenommen werden. Dabei sind die Parameter Gerinnewichte, die verschiedenen hydrologischen Längen, verschiedene Formfaktoren sowie die Anteile an verschiedenen Landnutzungskategorien verwendet worden.

Als letzten Ansatz für eine Gesamtaussage der Hochwasserdisposition wird die Musterung analysiert, die durch die verschiedenen Hochwasserdispositionsklassen in einem Einzugsgebiet entsteht. Dabei kommen die Tools des „Focal Statistics“ im ESRI-GIS zur Anwendung, wobei die Standardabweichung und die Variabilität innerhalb eines Filters von jeweils neun Zellen gerechnet werden. Liegt die Standardabweichung nahe bei 0, ist die Musterung eher flächenhaft ausgebildet. Je grösser der Wert ist, umso mosaikartiger ist die Anordnung der Rasterzellen unterschiedlicher Hochwasserdisposition. Die Variabilität gibt an, wie viele der neun Nachbarzellen einer Rasterzelle denselben Wert aufweisen. Ist sie klein, liegt eine flächenhafte Musterung vor, bei einer grossen Variabilität ist diese eher mosaikartig. Die Standardabweichung und die Variabilität wurden ebenfalls für den Versuch verwendet, um die oben beschriebenen drei Klassen weiter zu unterteilen, aber auch, um eine Gesamtaussage der Hochwasserdisposition für ein Einzugsgebiet bezüglich des Spitzenabflusses zu erhalten. Die beiden statistischen Kenngrössen der Musterung bringen jedoch keine neuen Erkenntnisse.

Aufgrund der in diesem Unterkapitel geschilderten Analysen liegt der Schluss nahe, dass eine Raumgliederung allein keine quantitativ verwertbaren Rückschlüsse auf die Höhe eines Spitzenabflusses liefern kann. Die Auswertung der Raumgliederung in Hochwasserdispositionsklassen aufgrund von hydrologisch bewerteten und kombinierten Raumdaten in einem GIS lässt lediglich qualitative Aussagen zu und ermöglicht eine Einordnung der Spitzenabflussspenden in drei Kategorien jedoch nur mit einer oberen Begrenzung. Für die räumliche Verteilung der für die Hochwasserbildung unterschiedlich dispositiven Flächen ist die Karte jedoch durchaus geeignet.

### **5.3 Sensitivitätsanalysen betreffend Inputparameter für HAKESCH**

Die Erhebung der Inputparameter für Hochwasserabschätzverfahren ist mit Unsicherheiten behaftet. Mit Sensitivitätsanalysen wird aufgezeigt, welchen Einfluss eine Erhöhung resp. Erniedrigung von ausgewählten Parametern auf den abgeschätzten Spitzenabfluss hat. Die Resultate bezüglich der Sensitivität von Eingabegrössen in HAKESCH sind wie folgt gegliedert: Zuerst wird dargelegt, wie sich die Erhöhung der Starkniederschlagswerte auf die Zielgrössen  $H_{Q_{20}}$  und  $H_{Q_{100}}$  bei den Verfahren von HAKESCH auswirkt, als zweites folgt die Darstellung des Einflusses des Benetzungsvolumens auf dieselben Zielgrössen. Als dritter Aspekt folgt die Analyse des Einflusses von veränderten komplexen Abflussbeiwerten  $\alpha$  auf die Abschätzung eines  $H_{Q_{25}}$  und  $H_{Q_{100}}$  beim Verfahren Taubmann. In einer Objektivitätsanalyse wird schliesslich auf den Einfluss der Subjektivität bei der Abschätzung der Abflussbeiwerte nach Rickli und Forster (1997) eingegangen.

#### **5.3.1 Niederschlag**

Die Erhöhung der Starkniederschlagswerte erfolgt in zwei Stufen: eine Erhöhung um 5% und eine um 10%. Die veränderten Niederschlagsdaten liegen unter den Schweizer Rekorden (Hüllkurven) der beobachteten Niederschläge in der Schweiz von Forster und Baumgartner (1999).

Die um 10% erhöhten Stundenwerte liegen teilweise im Bereich der genannten Schweizer Rekorde.

Die Abbildung 5-33 zeigt die Boxplots der veränderten Niederschlagsdaten als Input in die Verfahren von HAKESCH mit den Zielgrößen HQ<sub>20</sub> und HQ<sub>100</sub>. Erwartungsgemäss liegen die Spitzeabflusswerte beider Jährlichkeit bei einer Erhöhung des Niederschlagsinputs um 10% deutlich höher als bei einer Erhöhung um 5%. Beim Vergleich der beiden Jährlichkeiten fällt kein grosser Unterschied auf. Dass sich die Spitzenabflusswerte um mehr als die beim Niederschlag erhöhten Werte (5% resp. 10%) erhöhen, liegt auf der Hand. Die 5% resp. 10% mehr Niederschlag verteilen sich nicht gleichmässig auf diejenigen Parameter, die mit dem massgebenden Niederschlag in den einzelnen Verfahren zusammenhängen. So wird zum Beispiel bei einer Erhöhung des Niederschlags um 5% nicht 5% mehr Wasser im Boden gespeichert.

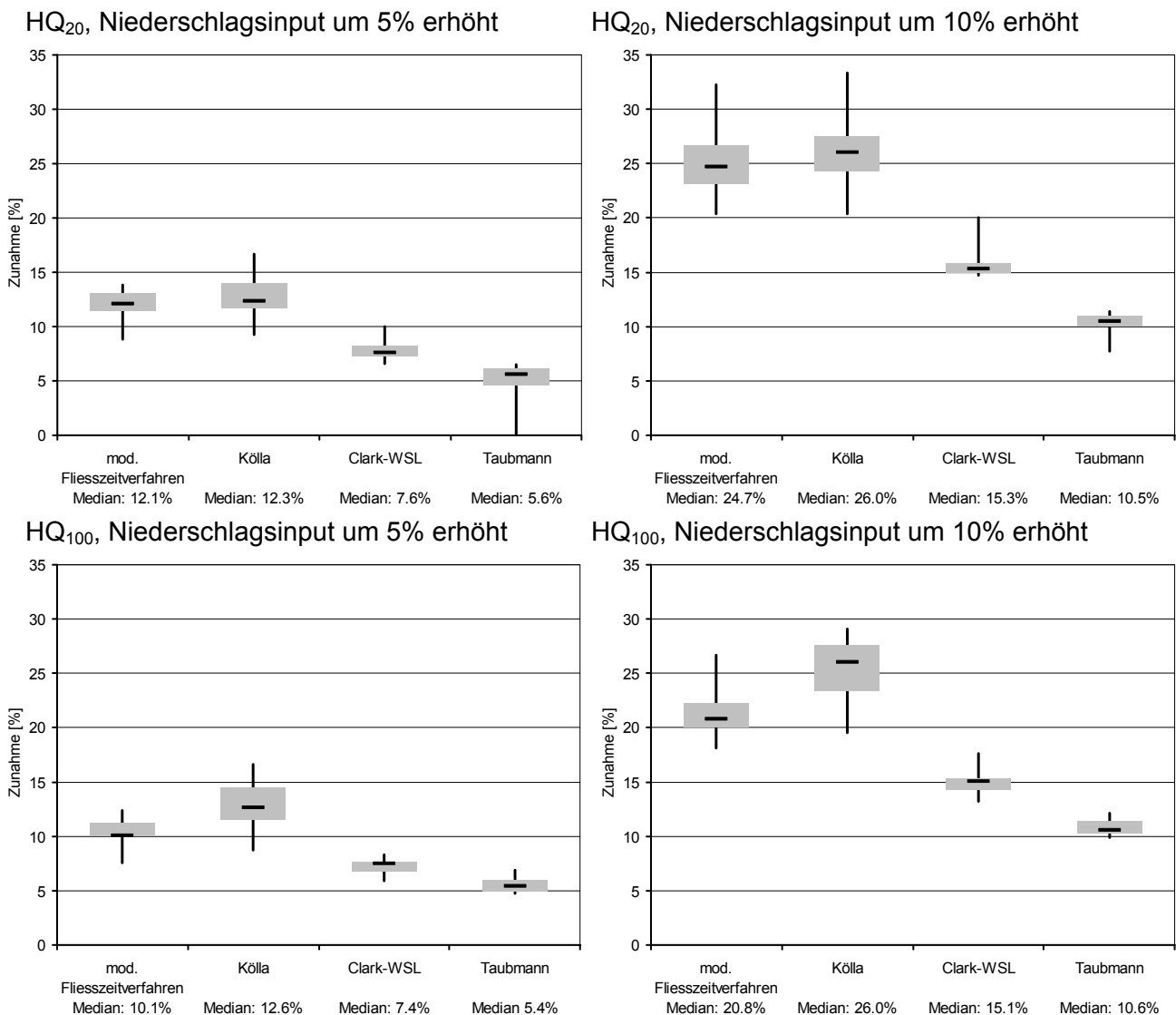


Abbildung 5-33: Boxplots für veränderten Niederschlagsinput in die Verfahren in HAKESCH für die Zielgrößen HQ<sub>100</sub> und HQ<sub>20</sub>. Dargestellt in den Boxplots sind Median, oberes und unteres Quartil, Maximum und Minimum (n=11, Kerngebiete ohne Torrent de Pétérey)

Wird der Niederschlagsinput gegenüber den Werten aus der HADES-Tafel 2.4 (Geiger et al., 1989) oder 2.4<sup>2</sup> (Jensen et al., 1996) um 5% erhöht, muss beim HQ<sub>100</sub> beim modifizierten Fliesszeitverfahren und beim Verfahren Kölla mit einer Zunahme des Spitzenabflusses um rund 10% resp. knapp 13% gerechnet werden. Das Verfahren Clark-WSL erzeugt eine Zunahme von gut 7% und jenes nach Taubmann von gut 5%. Für die Berechnung eines Vorschlags für ein HQ<sub>100</sub> berücksichtigt HAKESCH lediglich die drei Mittelungsverfahren modifiziertes Fliesszeitverfahren, Kölla und Clark-WSL. Mit dieser Überlegung erreicht ein HQ<sub>100</sub> mit einem 5% höheren Niederschlagsinput eine Zunahme von rund 10%.

Erhöht sich der Niederschlagsinput gegenüber den Werten aus der HADES-Tafel 2.4 (Geiger et al., 1989) oder 2.4<sup>2</sup> (Jensen et al., 1996) um 10%, differenziert sich das Bild stärker. Bei den Verfahren modifiziertes Fliesszeitverfahren erhöht sich der Spitzenabflusswerte HQ<sub>100</sub> um knapp 21% und beim Verfahren Kölla um 26%. Die Zunahme der Abflusswerte beim Verfahren Clark-WSL liegen bei gut 15%, jene beim Verfahren Taubmann knapp 11%. Die Streuung der Zunahmen im Spitzenabfluss innerhalb der Verfahren (Länge der grauen Kasten in Abbildung 5-33, unten rechts) fällt grösser aus als bei einer Erhöhung des Niederschlagsinputs um 5%. Wird erneut die Überlegung mit den Mittelungsverfahren angewendet, muss bei einer Zunahme des Niederschlagsinputs um 10% mit einer Zunahme des HQ<sub>100</sub>-Werts um rund 20% gerechnet werden.

Für die Spitzenabflüsse HQ<sub>20</sub> bewegt sich die Zunahme bei einer Erhöhung des Niederschlagsinputs um 5% resp. 10% in einem vergleichbaren Ausmass wie bei den HQ<sub>100</sub>-Werten.

Die Streuung der Zunahmen im Spitzenabfluss innerhalb der Verfahren (Länge der grauen Kasten in Abbildung 5-33, linke Spalte) ist bei einer Erhöhung des Niederschlagsinputs um 5% geringer als bei einer solchen um 10%. Ein vergleichbares Bild zeigt sich bei den Ausreissern (Länge der schwarzen Spannweitenlinien in Abbildung 5-33). Sie sind bei einer Erhöhung des Niederschlagsinputs um 10% extremer als bei einer solchen um 5%.

Es ist offensichtlich, dass der Niederschlagsinput auf die Höhe eines Spitzenabflusses einen entscheidenden Einfluss hat. Daher wird für die Hochwasserabschätzung empfohlen, den Niederschlagsinput für die einzelnen Verfahren sorgfältig zu bestimmen. Die Auswirkung der Erhöhung des Niederschlagsinputs auf die Berechnung des Vorschlages durch HAKESCH ist nicht analysiert worden. Der Grund ist die unterschiedliche Bildung des Vorschlages durch HAKESCH. Je nach dem wie die abgeschätzten Spitzenabflusswerte der einzelnen Verfahren zueinander stehen, werden unterschiedliche Verfahren zur Bildung des Vorschlages herangezogen. Aufgrund dessen kann der Einfluss der veränderten Niederschlagswerte auf die Bildung des Vorschlages nicht systematisch erfasst werden.

### 5.3.2 Benetzungsvolumen

In der Abbildung 5-34 sind die Boxplots dargestellt für ein gegenüber der ursprünglichen Abschätzung um 5mm erhöhtes und 5mm reduziertes Benetzungsvolumen. Dieser Parameter hat lediglich Einfluss auf das Verfahren von Kölla und das modifizierte Fliesszeitverfahren. Wird das Benetzungsvolumen erhöht, erniedrigt sich gemäss hydrologischer Überlegungen der abgeschätzte Spitzenabfluss. Dieses Verhalten lässt sich damit erklären, dass beim Verfahren nach Kölla, das Benetzungsvolumen jenem Regenvolumen entspricht, das benötigt wird, um die oberste Bodenschicht aufzusättigen und damit Abflussprozesse an der Oberfläche zu ermöglichen. Demnach wird das Regenvolumen für die Aufsättigung des Bodens bei erhöhtem Benetzungsvolumen grösser, und somit sinkt die abgeschätzte Abflussspitze. Beim modifizierten Fliesszeitverfahren hat das Benetzungsvolumen einen direkten Einfluss auf die Benetzungszeit. Diese gilt als jene Zeit, die verstreicht, bis der Bemessungsniederschlag das Benetzungsvolu-

men aufgefüllt hat. Ist das Benetzungsvolumen grösser, wird auch der Bemessungsniederschlag grösser und damit die Benetzungszeit länger. Der Peak der Abflussspitze wird weniger hoch und erfolgt etwas später. Wird das Benetzungsvolumen reduziert, im vorliegenden Fall um 5mm, tritt der gegenteilige Effekt auf: Die abgeschätzten Spitzenabflüsse werden grösser.

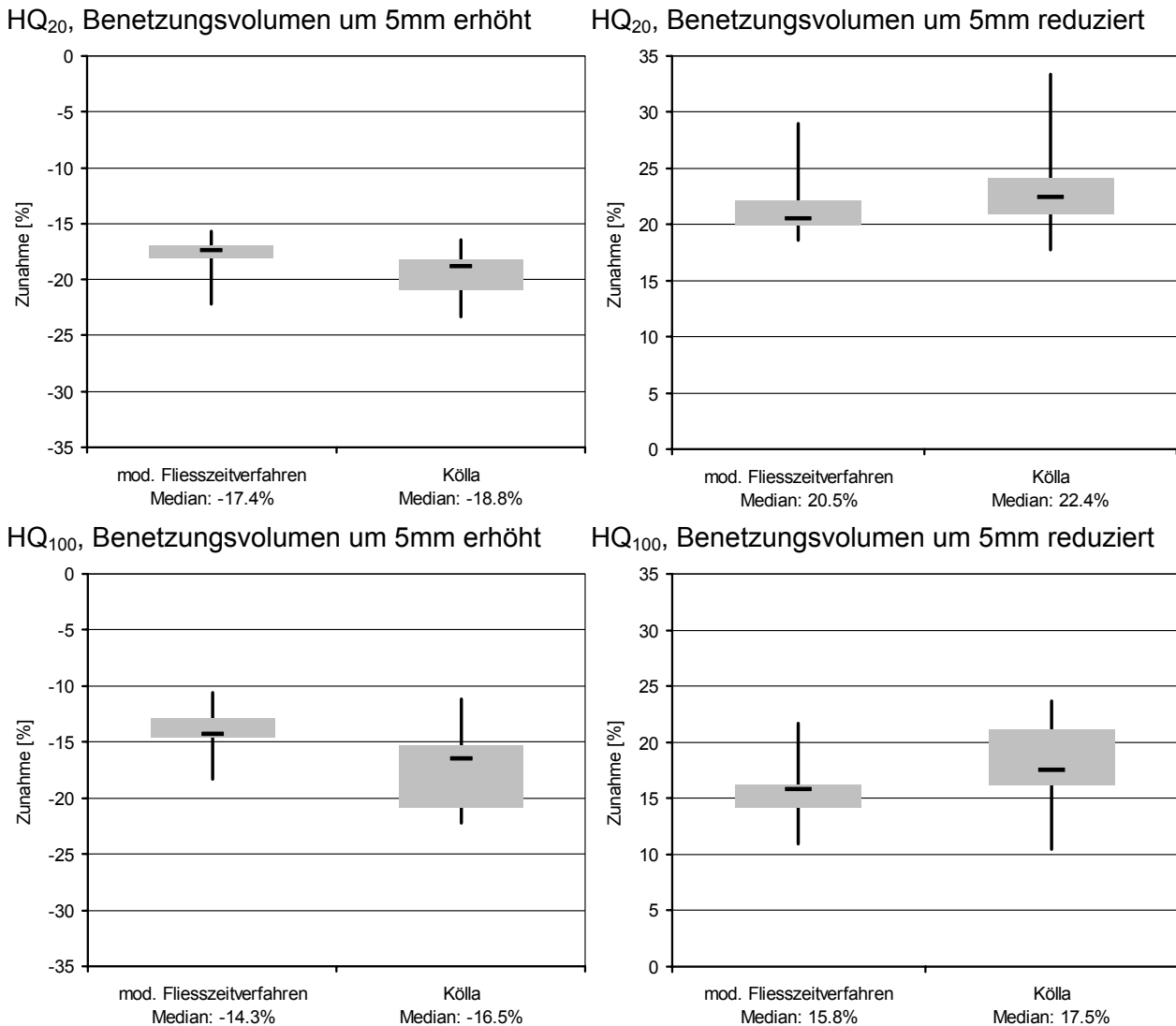


Abbildung 5-34: Boxplots für veränderte Benetzungsvolumina in die Verfahren in HAKESCH für die Zielgrössen HQ<sub>100</sub> und HQ<sub>20</sub>. Dargestellt in den Boxplots sind Median, oberes und unteres Quartil, Maximum und Minimum (n=11, Kerngebiete ohne Torrent de Pétérey)

Wird das Benetzungsvolumen gegenüber der ursprünglichen Abschätzung um 5mm erhöht, erniedrigt sich der mit dem modifizierten Fließzeitverfahren abgeschätzte Spitzenabfluss HQ<sub>20</sub> um gut 17% und jener mit dem Modell von Kölla abgeschätzte um knapp 19%. Die Unterschiede zwischen den beiden Verfahren sind bei der Betrachtung des HQ<sub>100</sub> grösser. Die Reduktion des Spitzenabflusses beträgt beim modifizierten Fließzeitverfahren knapp 14% und bei Kölla 16.5%.

Derselbe Effekt in umgekehrter Reihenfolge ist auch bei der Reduktion des Benetzungsvolumens um 5mm zu beobachten. Bei der Betrachtung des HQ<sub>20</sub> fallen die mit dem modifizierten Fließzeitverfahren abgeschätzten Spitzenabflüsse um gut 20% höher aus, jene abgeschätzt mit dem Verfahren von Kölla um gut 22%. Beim HQ<sub>100</sub> erzielt eine Reduktion des Benetzungs-



volumens um 5mm eine Zunahme des mit dem modifizierten Fliesszeitverfahren abgeschätzten Spitzenabflusses um knapp 16%, die Zunahme mit Kölla liegt bei 17.5%.

Generell schwanken die Spitzenabflusswerte (Länge der grauen Kasten in Abbildung 5-34) beider Jährlichkeiten beim Verfahren Kölla bei einer Erhöhung resp. Reduktion des Benetzungsvolumens mehr als beim modifizierten Fliesszeitverfahren. Beim  $HQ_{100}$  ist dieser Effekt jedoch ausgeprägter als beim  $HQ_{20}$ .

Das Ausmass des Benetzungsvolumens hat einen deutlichen Einfluss auf die Höhe der Spitzenabflüsse abgeschätzt mit der Methode modifiziertes Fliesszeitverfahren und dem Verfahren Kölla. Daher ist dieser Parameter sorgfältig festzulegen.

### 5.3.3 Standardisierte $\alpha$ -Werte für das Verfahren Taubmann

In der Arbeit von Sury (2006) sind unter anderem die komplexen Abflussbeiwerte  $\alpha$  für das Verfahren Taubmann standardisiert worden. Die Motivation dazu liegt in den Grundagentabellen für die Abschätzung von  $\alpha$  (vgl. Abbildung 4-21). Einerseits fehlen dort in den Klassen der Landnutzung wichtige Kategorien, wie sie in einem kleinen Schweizer (Wildbach-)Einzugsgebiet vorkommen. Andererseits ist die von Taubmann und Thiess (1984) vorgeschlagene Einteilung in vier Bodengruppen öfters nicht eindeutig auf die Böden anwendbar, die in einem Schweizer (Wildbach-)Einzugsgebiet angetroffen werden. Aus diesen Gründen ist von Sury (2006) eine Standardisierung versucht worden, um die Abschätzung der Spitzenabflusswerte nach Taubmann zu vereinheitlichen.

Die Standardisierung von Sury (2006) folgt einerseits in der Einteilung der Bodenkennwerte dem Bewertungsschema von Rickli und Forster (1997), und andererseits sieht es Werte für neue Kategorien vor. In der folgenden Tabelle sind die standardisierten  $\alpha$ -Werte nach Sury (2006) für das Verfahren Taubmann aufgelistet.

Tabelle 5-15: Standardisierte komplexe Abflussbeiwerte  $\alpha$  für das Verfahren Taubmann (nach Sury, 2006)

	Klassierungsschema nach Rickli und Forster (1997): Infiltrationsbedingungen und Wasseraufnahmefähigkeit					keine Einteilung nach Schema von Rickli und Forster (1997) möglich
	g1g2	g1m2, m1g2	g1s2, m1m2, s1g2	m1s2, s1m2	s1s2	
Wald	40	50	55	60	70	-
Freiland mit Vegetation	55	65	70	75	80	-
Geröll mächtig	-	-	-	-	-	50
Geröll gering mächtig	-	-	-	-	-	60
Kalk	-	-	-	-	-	80
Molasse	-	-	-	-	-	85
Flysch	-	-	-	-	-	90
Kristallin	-	-	-	-	-	95

Ein Vergleich der abgeschätzten Spitzenabflüsse mit dem Verfahren Taubmann wurde aufgrund von zwei Abschätzungen von Sury (2006) gemacht:

- Konventionelle Abschätzung: Abschätzung der Spitzenabflusswerte mit dem Verfahren nach Taubmann unter Annahme eines günstigen Szenarios aufgrund der Originaltabellen von Taubmann und Thiess (1984) und jener von Kuntner und Burlando (2003).
- Standardisierte Abschätzung: Abschätzung der Spitzenabflusswerte mit dem Verfahren nach Taubmann unter Annahme eines günstigen Szenarios aufgrund der standardisierten Werte nach Sury (2006) dargestellt in Tabelle 5-15.

Der Vergleich der beiden Abschätzungen wird für die beiden Spitzenabflüsse  $HQ_{25}$  und  $HQ_{100}$  durchgeführt. Der Boxplot aus diesem Vergleich ist in der Abbildung 5-35 dargestellt.

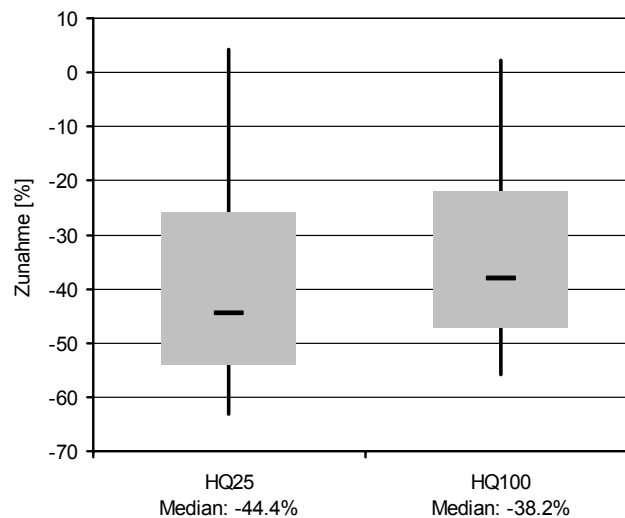


Abbildung 5-35: Boxplots für standardisierte komplexe Abflussbeiwerte  $\alpha$  verändert nach Sury (2006) für die Spitzenabflusswert  $HQ_{25}$  und  $HQ_{100}$  für das Verfahren Taubmann. Dargestellt in den Boxplots sind Median, oberes und unteres Quartil, Maximum und Minimum (n=11, Kerngebiete ohne Torrent de Pétérey)

Aus der Abbildung 5-35 geht deutlich hervor, dass durch die von Sury (2006) vorgeschlagene Standardisierung die Spitzenabflusswerte  $HQ_{25}$  und  $HQ_{100}$  abgeschätzt mit dem Verfahren nach Taubmann sinken – im Median um rund 40%. Die Bandbreite, die durch die Quartile abgesteckt wird, ist bei beiden Wiederkehrperioden gross und bewegt sich um 25%. Die Maxima und Minima stellen deutliche Ausreisser dar.

Die grossen Unterschiede in den Quartilen und die grosse Bandbreite zwischen dem maximalen und dem minimalen Wert kommen durch die unterschiedliche Grösse der in einem Einzugsgebiet ausgeschiedenen Teilgebiete zustande. Weicht ein standardisierter Wert in einem grossen Teilgebiet massgeblich vom ursprünglichen Wert für  $\alpha$  ab, wird der Unterschied im abgeschätzten Spitzenabfluss gross sein. Trifft es jedoch auf ein kleines Teilgebiet zu, wird dieser Unterschied kleiner ausfallen.

Das Verfahren Taubmann stellt im HAKESCH das untere Grenzwertverfahren dar. Diese Bedingung für eine plausible Abschätzung mit HAKESCH sollte auch mit den standardisierten Parametern gewährleistet sein. Bei der konventionellen Abschätzung eines  $HQ_{100}$  erfüllt bei den elf Bächen das Verfahren Taubmann in sieben Fällen diese Bedingung. In vier Fällen übertrifft der mit dem Verfahren Taubmann abgeschätzte Spitzenabfluss eines oder mehrere Mittelungsverfahren. Bei der standardisierten Abschätzung liegen die abgeschätzten Spitzenabflüsse noch in einem Fall über einem Mittelungsverfahren. Für die Spitzenabflüsse  $HQ_{25}$  ist die Anzahl der Fälle je gleich gross. Aufgrund der Standardisierung werden gemäss obigen Aussagen die nach dem Verfahren Taubmann abgeschätzten Spitzenabflusswerte tendenziell kleiner. Daher verlieren die mit standardisierten Werten abgeschätzten Spitzenabflusswerte an Aussagekraft betreffend der Stellung als unteres Grenzwertverfahren. Die von Sury (2006) vorgeschlagenen  $\alpha$ -Werte liegen vermutlich zu tief. Aus diesem Grund werden sie modifiziert (vgl. Tabelle 5-16).

Tabelle 5-16: Standardisierte komplexe Abflussbeiwerte  $\alpha$  für das Verfahren Taubmann (in Klammern stehen die Werte von Sury (2006), vgl. Tabelle 5-15)

	Klassierungsschema nach Rickli und Forster (1997): Infiltrationsbedingungen und Wasseraufnahmefähigkeit					keine Einteilung nach Schema von Rickli und Forster (1997) möglich
	g1g2	g1m2, m1g2	g1s2, m1m2, s1g2	m1s2, s1m2	s1s2	
Wald	45 (40)	55 (50)	60 (55)	65 (60)	75 (70)	-
Freiland mit Vegetation	60 (55)	70 (65)	75 (70)	80 (75)	85 (80)	-
Geröll mächtig	-	-	-	-	-	55 (50)
Geröll gering mächtig	-	-	-	-	-	65 (60)
Kalk	-	-	-	-	-	85 (80)
Molasse	-	-	-	-	-	90 (85)
Flysch	-	-	-	-	-	95 (90)
Kristallin	-	-	-	-	-	95 (95)

Die Werte sind gegenüber jenen von Sury (2006) erhöht, dies zeigt sich schliesslich auch beim Vergleich der Spitzenabflusswerte. Dieser wird analog zum Vergleich mit den Werten nach Sury (2006) durchgeführt (Abbildung 5-35). Der Boxplot dieser Analyse ist in der Abbildung 5-36 dargestellt.

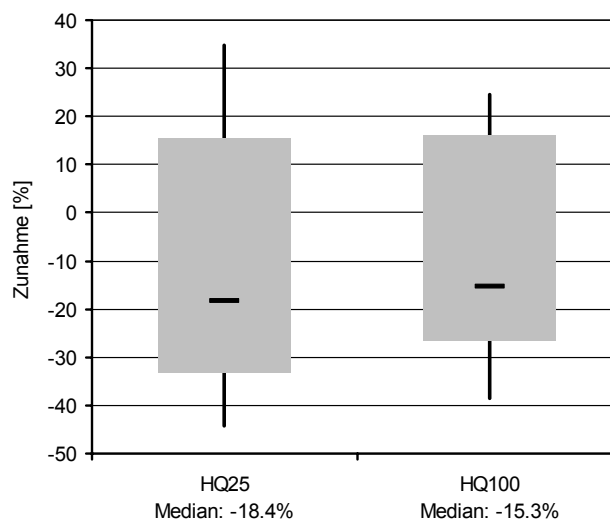


Abbildung 5-36: Boxplots für standardisierte komplexe Abflussbeiwerte  $\alpha$  für die Spitzenabflusswert  $HQ_{25}$  und  $HQ_{100}$  für das Verfahren Taubmann. Dargestellt in den Boxplots sind Median, oberes und unteres Quartil, Maximum und Minimum ( $n=11$ , Kerngebiete ohne Torrent de Pétérey)

Aus dem Boxplot geht hervor, dass die Spitzenabflusswerte  $HQ_{25}$  und  $HQ_{100}$  aufgrund der standardisierten Werte tiefer liegen als mit einer Abschätzung basierend auf den Originaltabellen. Beim  $HQ_{25}$  liegt der Median mit gut 18% unter dem konventionellen Wert und beim  $HQ_{100}$  sind es rund 15%, die der Wert darunter liegt. Die durch die Quartile abgesteckte Bandbreite erstreckt sich über rund 80% resp. 40%. Die Maxima und Minima bilden weniger starke Ausreisser als bei der Standardisierung nach Sury (2006).

Für die Über- resp. Unterschätzung der Spitzenabflüsse abgeschätzt mit den standardisierten  $\alpha$ -Werten gegenüber den konventionell erhobenen, kann keine Systematik erkannt werden. Weder ein hoher Waldanteil noch verhältnismässig viel Felsanteil führen zu einer Über- resp. Unterschätzung.

Die Bedingung für das untere Grenzwertverfahren wird mit der konventionellen Abschätzung der  $\alpha$ -Werte beim HQ<sub>25</sub> und HQ<sub>100</sub> in sieben der elf Einzugsgebiete erfüllt, mit den standardisierten Werten sind es acht Einzugsgebiete. Die Erfüllung der Bedingung, dass das Verfahren nach Taubmann das untere Grenzwertverfahren darstellt, ist demnach bei den konventionell erhobenen  $\alpha$ -Werten und den standardisierten gemäss Tabelle 5-16 vergleichbar.

Obschon die Abschätzung der Spitzenabflusswerte mit den standardisierten  $\alpha$ -Werten im Vergleich zu einer solchen mit konventionell erhobenen Werten eher zu einer Unterschätzung führt, und daher die Aussagekraft des Verfahrens Taubmann als unteres Grenzwertverfahren geschmälert wird, können die Werte vorgeschlagen in der Tabelle 5-16 empfohlen werden.

### **5.3.4 Objektivitätsanalyse der Abschätzung der Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997)**

Sury (2006) kartierte im Rahmen ihrer Arbeit elf der Schwerpunktgebiete mit der Methode nach Rickli und Forster (1997). Mit Zgraggen (2009, in Vorb.) konnte auch noch das zwölfte Schwerpunktgebiet mit dieser Methode kartiert werden. Beide Autoren unterschieden je nach Einzugsgebiet eine günstige und eine ungünstige Beurteilung. Die Arbeiten von Sury (2006) und jene von Zgraggen (2009, in Vorb.) werden im Folgenden als Kartierung 1 zusammengefasst.

Parallel zur Kartierung der zwölf Schwerpunktgebiete mit der Geländeanleitung nach Markart et al. (2004) führten Hemund (2008) und Hemund et al. (2009, in Vorb.) die Kartierung der zwölf Schwerpunktgebiete mit der Methode nach Rickli und Forster (1997) durch, wobei keine Unterteilung in eine günstige oder ungünstige Beurteilung vorgenommen wurde. Die Arbeiten von Hemund (2008) und Hemund et al. (2009, in Vorb.) werden im Folgenden als Kartierung 2 zusammengefasst.

Basierend auf diesen drei voneinander unabhängigen Kartierarbeiten werden zwei Vergleiche für die Objektivitätsanalyse durchgeführt (vgl. Kapitel 4.7). Für die Vergleiche werden die Differenzen in den Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) für die Kartierung 1 und 2 im GIS gerechnet. Die pro Einzugsgebiet flächengemittelten Differenzen sind in der untenstehenden Abbildung dargestellt.

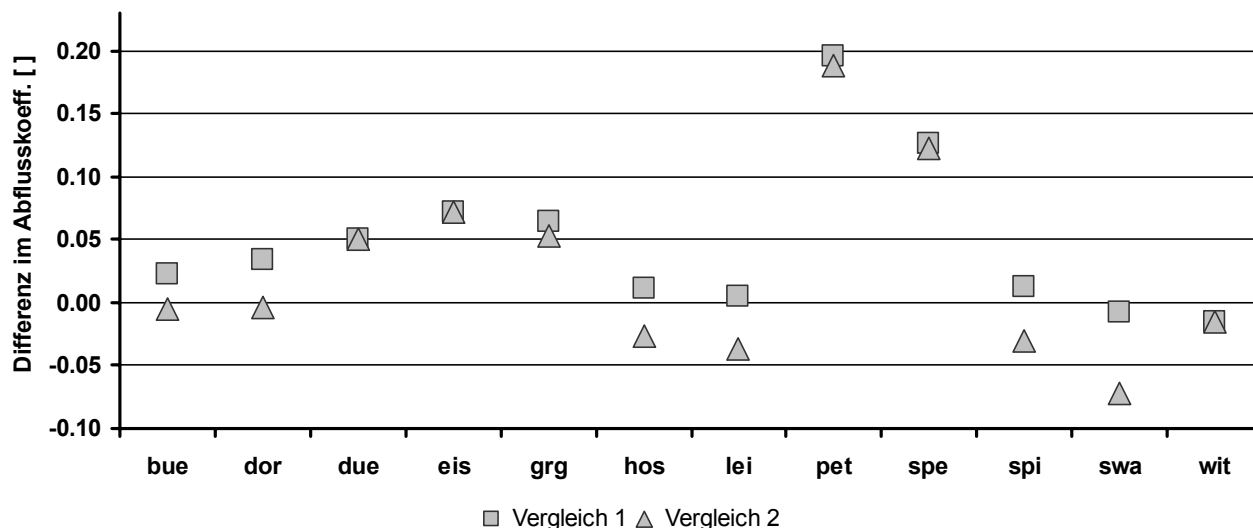


Abbildung 5-37: Objektivitätsanalyse für Kartierungen mit der Methode nach Rickli und Forster (1997) in den zwölf Schwerpunktgebieten: Vergleich 1 steht für die günstige Vergleich 2 für die ungünstige Abschätzung  
 Positive Abweichung: Kartierung 1 weist grössere Abflusskoeffizienten auf als Kartierung 2  
 Negative Abweichung: Kartierung 1 weist kleinere Abflusskoeffizienten auf als Kartierung 2

Für den Dürrenwald-, Eistlen- und Witenbach sind die flächengewichteten Differenzen für den Vergleich 1 und 2 gleich, da hier in der Kartierung 1 keine ungünstige Beurteilung vorliegt.

Der Torrent de Pétérey und der Sperbelgraben können als Ausreisser betrachtet werden. Beim Torrent de Pétérey wird das Freiland im mittleren und oberen Teil des Einzugsgebietes (gut 40% der gesamten Einzugsgebietsfläche) von Sury (2006) im Vergleich zu Hemund (2008) und Hemund et al. (2009, in Vorb.) günstiger bewertet. Im Sperbelgraben weist Sury (2006) dem grössten Teil des Waldes einen sehr günstigen Abflusskoeffizienten zu, wogegen Hemund (2008) und Hemund et al. (2009, in Vorb.) eine ungünstigere Beurteilung vornehmen. Aufgrund der kleinen Einzugsgebietsgrössen (Torrent de Pétérey 0.5km<sup>2</sup>, Sperbelgraben 0.6km<sup>2</sup>) fallen solche Differenzen stärker ins Gewicht als bei grösseren Einzugsbieten.

Der Vergleich 2 liegt tendenziell näher bei der Nulllinie als der Vergleich 1. Die Mittelwerte resp. Mediane (jeweils ohne pet und spe) über alle Werte bestätigen diese Tendenz:

Vergleich 1	Mittelwert:	0.0249
	Median:	0.0015
Vergleich 2	Mittelwert:	0.0171
	Median:	0.0099

Es muss beachtet werden, dass die Berechnung des arithmetische Mittels resp. des Zentralwerts mit den Daten der zehn Bäche statistisch problematisch ist. Von einem deutlichen Unterschied oder gar Signifikanz darf nicht die Rede sein.

Trotzdem wird folgende qualitative Aussage als zulässig erachtet: Die Methode zur Abschätzung der Abflusskoeffizienten in einem Einzugsgebiet scheint robust zu sein. Die vorgängig erläuterten Vergleiche weisen kleine Unterschiede auf, sie bewegen sich jedoch auf tiefem Niveau. Es darf davon ausgegangen werden, dass bei einer gewissenhaften Anwendung der Methode nach Rickli und Forster (1997) nur ein kleiner subjektiver Einfluss auf die Beurteilung einwirkt.

## 5.4 Gegenüberstellung von $HQ_{100}$ -Werten aus verschiedenen Abschätzungen

In den folgenden Kapiteln werden von den 45 Einzugsgebieten Spitzenabflüsse unterschiedlicher Jährlichkeit in die Resultate miteinbezogen. Das aktuelle Kapitel dient dem Überblick über die abgeschätzten Spitzenabflüsse, wobei lediglich auf die Spitzenabflüsse mit einer Wiederkehrperiode von 100 Jahren eingegangen wird. Der Fokus liegt bei den Unterschieden in den Abschätzungen, um eine allfällige Unter- resp. Überschätzung der abgeschätzten Werte feststellen zu können. Es soll bedacht werden, dass der wirkliche Wert für ein  $HQ_{100}$  nie bekannt ist. Jeder Wert ist eine Abschätzung, und je nach Verfahren gehen unterschiedliche Parameter mit einer unterschiedlichen Gewichtung in die Abschätzung ein. Der wahre Wert jedoch ist und bleibt unbekannt.

Die Abbildung 5-38 zeigt für alle 45 Gebiete die abgeschätzten spezifischen Spitzenabflüsse für die Wiederkehrperiode von 100 Jahren. Von links nach rechts nimmt die Einzugsgebietsfläche zu, wobei im linken Diagramm die Gebiete (29) aufgeführt sind, die eine Fläche von  $<10\text{km}^2$  aufweisen und im rechten Diagramm jene (16) mit einer Einzugsgebietsfläche zwischen 10 und  $20\text{km}^2$ . Die Werte „BAFU, Kantone, GIUB“ stammen von diesen Institutionen und sind mit extremwertstatistischen Methoden erhoben worden.

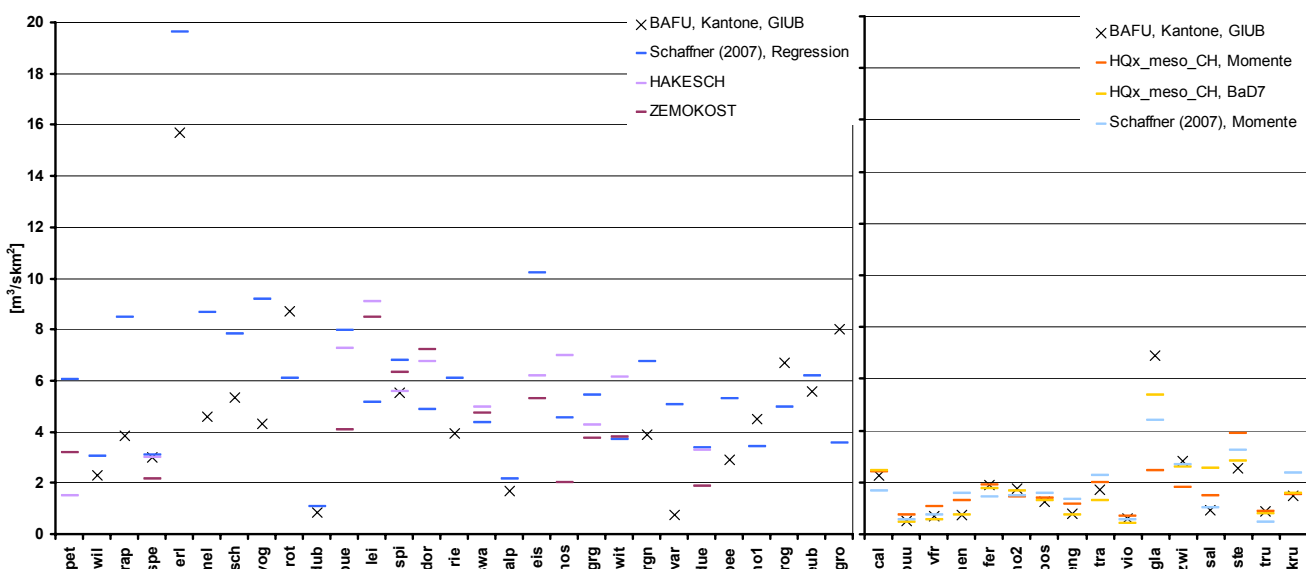


Abbildung 5-38: Mit verschiedenen Methoden abgeschätzte spezifische Spitzenabflüsse  $Hq_{100}$  für die 45 Einzugsgebiete im Vergleich (links: Gebiete mit einer Fläche  $<10\text{km}^2$ , rechts: jene zwischen 10 und  $20\text{km}^2$ )

Die obige Abbildung zeigt eindrücklich, dass die  $Hq_{100}$ -Werte der kleineren Gebiete deutlich mehr streuen als die der grösseren, wobei bei beiden Kategorien Ausnahmen zu verzeichnen sind: Der Sperbelgraben (spe) und Schwarzbach (swa) weisen eine kleine Streuung auf, die Glatt (gla) eine grosse.

In die Diagramme der Abbildung 5-38 sind die Werte aus dem Ereigniskataster nicht eingetragen, da sie meist keiner eindeutigen Jährlichkeit zugewiesen werden können und pro Bach einzeln diskutiert werden müssten. Im weiteren Verlauf der Arbeit werden diese Werte teilweise als Vergleichswerte herangezogen.

Um ein Bild zu den quantitativen Unterschieden in den verschiedenen  $Hq_{100}$ -Werten pro Bach zu erhalten, stehen in der Tabelle 5-17 und Tabelle 5-18 die Verhältnisse der mit den verschie-

denen Verfahren abgeschätzten  $Hq_{100}$ -Werten. Die erste Tabelle enthält die Werte für die kleineren Gebiete, die zweite Tabelle jene der grösseren.

Eine klare systematische Unter- oder Überschätzung der Spitzenabflusswerte ist in der vorliegenden Stichprobe nicht festzustellen, weder bei den kleineren noch bei den grösseren Gebieten. Auffälligkeiten werden jeweils im Anschluss an die Tabellen diskutiert.

Tabelle 5-17: Quantitative Unterschiede in den  $HQ_{100}$ -Werten für die Gebiete mit einer Grösse von  $<10\text{km}^2$ . Die Zahlen in der Tabelle stehen für das Verhältnis zwischen den beiden in der Kopfzeile genannten Verfahren. Die Einzugsgebietsfläche nimmt von oben nach unten zu.

	Einzugsgebiets- grösse [ $\text{km}^2$ ]	ZEMOKOST - HAKESCH	Schaffner (2007) (Regression) - HAKESCH	BAFU, Kantone, GIUB - HAKESCH	Schaffner (2007) (Regression) - ZEMOKOST	BAFU, Kantone, GIUB - ZEMOKOST	BAFU, Kantone, GIUB - Schaffner (2007) (Regression)
pet	0.53	<b>2.1</b>	<b>4.0</b>		<b>1.9</b>		
wil	0.55						0.7
rap	0.60						0.5
spe	0.61	0.7	1.0	1.0	1.4	1.4	1.0
erl	0.71						0.8
mel	1.07						0.5
sch	1.35						0.7
vog	1.58						0.5
rot	1.69						1.4
dub	2.17						0.8
bue	2.27	0.6	1.1		<b>2.0</b>		
lei	2.50	0.9	0.6		0.6		
spi	2.64	1.1	1.2	1.0	1.1	0.9	0.8
dor	3.23	1.1	0.7		0.7		
rie	3.24						0.6
swa	3.54	1.0	0.9		0.9		
alp	3.69						0.8
eis	3.94	0.9	<b>1.7</b>		<b>1.9</b>		
hos	4.01	<b>0.3</b>	0.7		<b>2.3</b>		
grg	4.03	0.9	1.3		1.5		
wit	4.05	0.6	0.6		1.0		
rgn	4.44						0.6
var	4.50						<b>0.1</b>
due	5.20	0.6	1.0		<b>1.8</b>		
bee	5.73						0.5
mo1	6.80						1.3
rog	8.09						1.3
eub	8.84						0.9
gro	8.98						<b>2.2</b>

Die Faktoren bewegen sich hauptsächlich zwischen 0.5 und 1.5. Die Abweichungen davon sind in der Tabelle 5-17 fett und kursiv hervorgehoben und werden im Folgenden diskutiert.

HAKESCH unterschätzt das  $Hq_{100}$  des Torrent de Pétérey (pet) aufgrund von zu tiefen Niederschlagswerten, die in die Verfahren eingegeben wurden. Damit lassen sich der relativ hohe Faktor von 2.1 beim Vergleich ZEMOKOST-HAKESCH resp. jener von 4.0 beim Vergleich Schaffner (2007)-HAKESCH erklären. Der Faktor von 1.9 beim Vergleich Schaffner (2007)-

ZEMOKOST könnte ebenfalls auf den zu tiefen Niederschlagsinput für die Abschätzung von Schaffner (2007) zurückzuführen sein, da hier dieselben 1-Stunden Niederschlagswerte für die Wiederkehrperiode von 100 Jahren wie bei den HAKESCH-Abschätzungen verwendet wurden.

Für den Faktor 2 im Büetschligraben (bue) beim Vergleich des Modells Regression von Schaffner (2007) und ZEMOKOST liegen die Gründe beim mit ZEMOKOST zu tief abgeschätzten  $HQ_{100}$ . Diese Annahme gründet auch auf Vergleichswerten (GHO, 2006; Ingenieurgesellschaft Gefahrenkarte Schangnau, 2003).

Beim Eistlenbach (eis) scheinen die Werte von Schaffner (2007) im Vergleich zu den HAKESCH- und ZEMOKOST-Werten eher hoch zu sein, denn die Faktoren sind mit 1.7 resp. 1.9 vergleichsweise hoch. Eine Erklärung hierfür dürfte die hohe Gerinndichte aufgrund des ausgeprägten Runsensystems im oberen Teil des Einzugsgebiets sein, die bei Schaffner (2007) mit  $GL^{0.47}$  als Faktor in die Formel eingeht (Formel 4-27).

Der hohe (2.3) und tiefe (0.3) Faktor beim Hostetbach (hos) (Vergleich ZEMOKOST-HAKESCH und Schaffner (2007)-ZEMOKOST) ist darauf zurückzuführen, dass die ZEMOKOST-Abschätzung eher eine Unterschätzung darstellt, da der hohe Anteil an Felsflächen vermutlich als hydrologisch zu optimistisch eingeschätzt wurde.

Für die Varunasch (var) wird ein Faktor von 0.1 ermittelt. Dies deutet darauf hin, dass entweder der Wert „BAFU, Kanton, GIUB“ zu tief oder jener von Schaffner (2007) aus dem Regressionsverfahren zu hoch ausfällt. Die hohe Gerinndichte dürfte bei letzterem Verfahren eher zu einer Überschätzung des Spitzenabflusses führen. Das  $HQ_{100}$  für die Varunasch wird vom BAFU mit  $3.36\text{m}^3/\text{s}$  für ein  $4.5\text{km}^2$  grosses Einzugsgebiet angegeben. Dieser Wert scheint eher tief zu sein. Hier sind jedoch keine weiterführenden Analysen durchgeführt worden. Aufgrund dieser beiden Feststellungen scheint, dass der Grund für die vergleichsweise grosse Abweichung der beiden  $HQ_{100}$ -Werte bei beiden Verfahren zu suchen ist.

Im Dürrenwaldbach (due) ist vermutlich die ZEMOKOST-Abschätzung zu tief aufgrund des verwendeten Niederschlagsinputs und die Abschätzung von Schaffner ist vermutlich aufgrund der hohen Gerinndichte eher zu hoch. Dies könnte den Faktor von 1.8 beim Vergleich Schaffner-Regression mit ZEMOKOST erklären. Der Faktor beim Vergleich ZEMOKOST-HAKESCH ist mit 0.6 ebenfalls am unteren Rand.

Für den Faktor 2.2 für den Grossbach (gro) beim Vergleich zwischen BAFU, Kantonen, GIUB und Schaffner (2007) kann lediglich eine Vermutung als Erklärung vorgebracht werden. Der Grossbach liegt in der Zone der Schweiz, wo hohe Niederschlagsintensitäten zu erwarten sind. Es könnte sein, dass die Niederschlagsinputdaten von Schaffner (2007) diese Intensitäten unterschätzen und daher einen im Vergleich zum Wert des Kantons tiefen Wert abschätzten. Der kantonale Wert basiert auf einer extremwertstatistischen Abschätzung, worin gemessene Abflussdaten berücksichtigt werden.



Tabelle 5-18: Quantitative Unterschiede in den HQ<sub>100</sub>-Werten für die Gebiete mit einer Grösse zwischen 10 und 20km<sup>2</sup>. Die Zahlen in der Tabelle stehen für das Verhältnis zwischen den beiden in der Kopfzeile genannten Verfahren. Die Einzugsgebietsfläche der Bäche nimmt von oben nach unten zu.

	Einzugsgebietsgrösse [km <sup>2</sup> ]	BAFU, Kanton, GIUB - HQx_meso_CH, Momente	BAFU, Kanton, GIUB - HQx_meso_CH, BaD7	BAFU, Kanton, GIUB - Schaffner (2007) (Momente)	HQx_meso_CH, BaD7 - HQx_meso_CH, Momente	HQx_meso_CH, Momente - Schaffner (2007) (Momente)	HQx_meso_CH, BaD7 - Schaffner (2007) (Momente)
cal	10.9	1.0	0.9	1.4	1.0	1.5	1.5
buu	11.2	0.7	1.1	0.9	0.6	1.3	0.8
vfr	11.8	0.6	1.3	0.9	0.5	1.4	0.7
men	12.3	0.6	1.0	0.5	0.6	0.8	0.5
fer	12.5	1.0	1.1	1.3	0.9	1.3	1.2
mo2	13.7	1.2	1.0	1.2	1.2	1.0	1.2
pos	14.0	0.9	0.9	0.8	0.9	0.9	0.8
eng	14.2	0.7	1.0	0.6	0.6	0.9	0.6
tra	16.2	0.9	1.3	0.8	0.6	0.9	0.6
vio	16.5	0.9	1.5	1.1	0.6	1.2	0.7
gla	16.6	<b>2.8</b>	1.3	<b>1.6</b>	<b>2.2</b>	0.6	1.2
zwi	16.9	<b>1.6</b>	1.1	1.0	1.4	0.7	1.0
sal	18.5	0.6	<b>0.4</b>	0.9	<b>1.7</b>	1.5	<b>2.5</b>
ste	18.7	0.7	0.9	0.8	0.7	1.2	0.9
tru	18.8	1.0	1.1	<b>1.9</b>	0.9	<b>1.9</b>	<b>1.6</b>
kru	19.4	1.0	1.0	0.6	1.0	0.6	0.7

Wie bei den Einzugsgebieten <10km<sup>2</sup> bewegen sich bei den Gebieten zwischen 10 und 20km<sup>2</sup> (Tabelle 5-18) die Faktoren hauptsächlich zwischen 0.5 und 1.5. Die Abweichungen davon sind in der Tabelle 5-18 fett und kursiv hervorgehoben und werden im Folgenden diskutiert:

Bei der Glatt (gla) fallen die hohen Koeffizienten 2.8 und 2.2 auf. Sie kommen beim Verfahren HQx\_meso\_CH, Momente zu Stande. Dessen HQ<sub>100</sub>-Abschätzung fällt im Vergleich zu den anderen Werten zu klein aus. Barben (2001) schreibt in seiner Arbeit, das Verfahren bei extremer Parameterkonstellation sei mit Vorsicht anzuwenden. Die Glatt hat einen Anteil an Siedlungsfläche von über 20%. Dies könnte der Grund für die Unterschätzung durch das Verfahren sein.

Der Zwischenbergbach (zwi) weist einen Vergletscherungsgrad von rund 12% auf. Zudem ist die Gerinnedichte vergleichsweise hoch. Für das Verfahren HQx\_meso\_CH, Momente gilt wie bei der Glatt, dass für eine extreme Parameterkonstellation die Verwendung des Verfahrens nicht empfohlen wird.

Die Faktoren bei der Salanfe (sal) weichen überall beim Verfahren BaD7 aus HQx\_meso\_CH vom Spektrum zwischen 0.5 und 1.5 ab. Die Parameterkonstellation scheint kein Extrem darzustellen, daher ist es schwierig, einen offensichtlichen Grund für das Abweichen der BaD7-Abschätzung zu finden. Von den sieben Parametern, die in das Verfahren eingehen, bildet keiner im Kollektiv der 45 Untersuchungsgebiete einen Ausreisser. Lediglich der Elongationsfaktor und der Versiegelungsgrad sind eher klein.

Für den Trübbach (tru) liegen die Faktoren beim Verfahren Schaffner (2007), Momente jeweils höher als 1.5. Das Verfahren von Schaffner unterschätzt den Spitzenabfluss aufgrund der ver-

gleichweise geringen kumulativen Gerinnelänge und des hohen Vergletscherungsgrades von über 40%.

Im Grossen und Ganzen hinterlassen die Abschätzungen der Spitzenabflüsse mit einer Wiederkehrperiode von 100 Jahren einen plausiblen Eindruck, und grössere Abweichungen lassen sich nachträglich erklären. Es darf für zukünftige Anwendungen davon ausgegangen werden, dass mit den verwendeten Methoden plausible Spitzenabflusswerte abgeschätzt werden, jedoch sind grössere Abweichungen möglich.

### 5.5 Die Abschätzung eines $HQ_{300}$

Für die Gefahrenkartierung und -beurteilung sind Spitzenabflüsse mit Jährlichkeiten von 30, 100 und 300 von Interesse. Im vorliegenden Kapitel wird auf die Abschätzung eines  $HQ_{300}$  eingegangen. Verschiedene Methoden ermöglichen eine solche Abschätzung (vgl. Kapitel 4.6). Folgende sind in der vorliegenden Studie angewendet worden:

- Clark-WSL aus HAKESCH
- Modifiziertes Fliesszeitverfahren aus HAKESCH
- ZEMOKOST
- $HQ_{max}$ , abgeschätzt mit dem Verfahren nach Müller in HAKESCH
- $x \cdot HQ_{100}$ , wobei  $x$  zwischen 1.2 und 1.5 liegt

Die zwei letzten Ansätze stammen aus der Schweizer Praxis. In der Abbildung 5-39 sind die Abschätzungen für ein  $HQ_{300}$  mit den oben genannten Verfahren dargestellt. Die Abbildung zeigt eindrücklich, wie gross die Unterschiede in den mit verschiedenen Methoden abgeschätzten  $HQ_{300}$  sind.

Das Verfahren ZEMOKOST scheint von den betrachteten Methoden ein eher kleineres  $HQ_{300}$  abzuschätzen, wogegen das  $HQ_{300}$  abgeschätzt nach dem Verfahren Clark-WSL eher am oberen Rand der Punktwolken pro Bach zu liegen kommt. Zwischen dem pro Bach grössten und kleinsten  $HQ_{300}$  liegt bis ein Faktor 3, wobei die Bäche Torrent de Pétérey und Hostetbach nicht berücksichtigt sind. Bei letzterem ist die ZEMOKOST-Abschätzung aller Jährlichkeiten aus nicht vollständig bekannten Gründen zu tief geraten. Beim Torrent de Pétérey handelt es sich um ein sehr kleines, alpines sowie lang gestrecktes Gebiet. Die Hälfte des Gebietes besteht aus Fels und Geröll und im oberen Teil befinden sich mächtige Moränenablagerungen in einer Karmulde. Zudem ist der Niederschlagsinput ins Modell vergleichsweise gering.

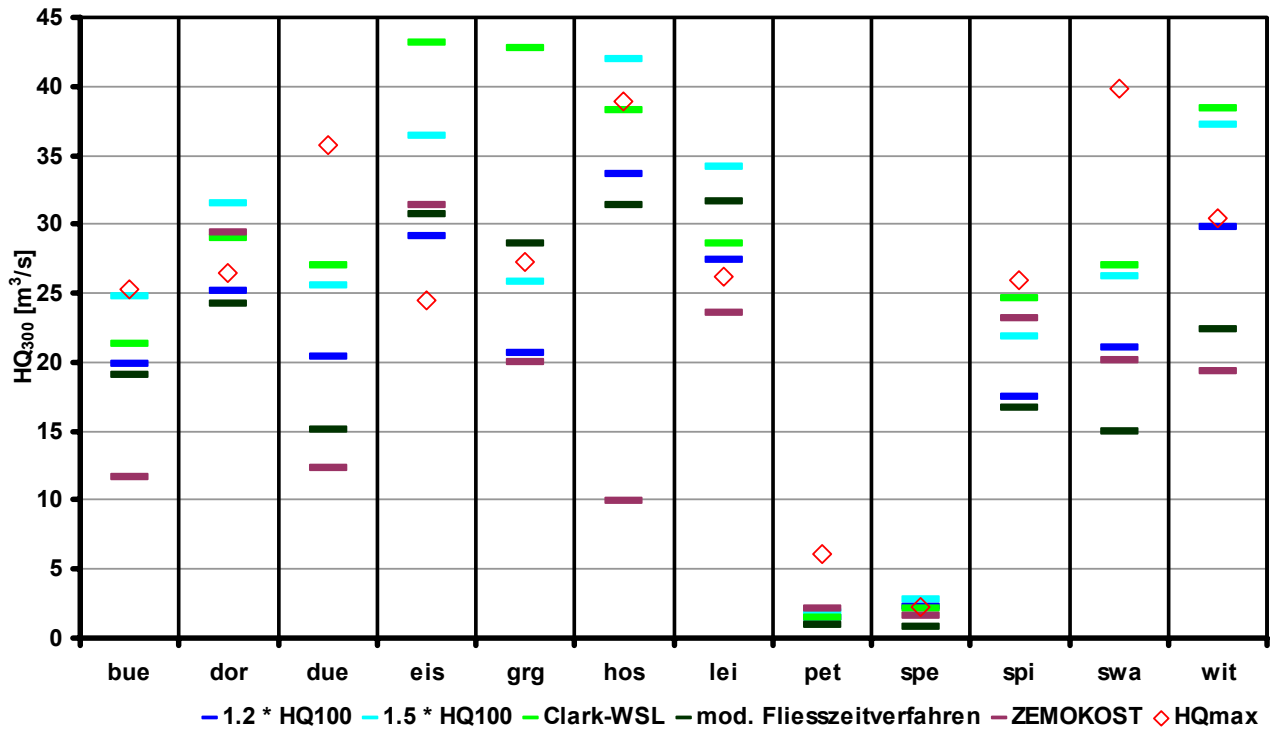


Abbildung 5-39: Abschätzung eines  $HQ_{300}$  mit unterschiedlichen Verfahren ( $HQ_{max}$ : Methode Müller;  $HQ_{100}$ : Vorschlag aus HAKESCH)

Die verwendeten Verfahren lassen eine Abschätzung eines  $HQ_{300}$  zu, ohne die Schwellenprozesse zu berücksichtigen. Im Folgenden wird daher bei einem abgeschätzten Spitzenabfluss der Jährlichkeit von 300 Jahren ohne Berücksichtigung der Schwellenprozesse von einem  $HQ_{300min}$  gesprochen.

Als Folgeschritt wird versucht, für die Abschätzung eines  $HQ_{300min}$  die theoretische Verteilung der Spitzenabflüsse unterschiedlicher Jährlichkeit zu Hilfe zu nehmen. Dabei wird gestützt auf die Abschätzung des  $HQ_{100}$  und  $HQ_{20}$ , das  $HQ_{300min}$  abgeschätzt. Dazu werden pro Verfahren die Quotienten  $HQ_{100}/HQ_{20}$  und  $HQ_{300}/HQ_{100}$  gebildet und gegeneinander aufgetragen (vgl. Abbildung 5-40). Dabei ist der Stichprobenumfang der Schwerpunktgebiete um weitere vier Bäche aus dem GHO-Geschleibemessnetz mit einer Einzugsgebietsgrösse von  $<10km^2$  erweitert worden.

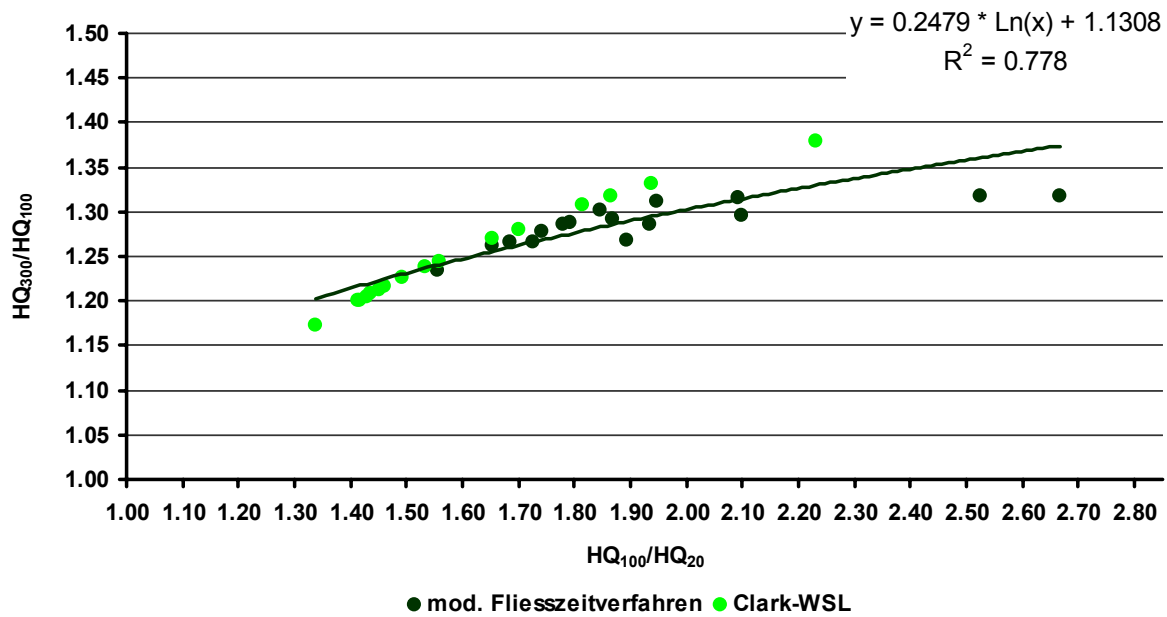


Abbildung 5-40: Quotienten  $HQ_{100}/HQ_{20}$  und  $HQ_{300}/HQ_{100}$  (n=16 pro Verfahren)

Das höchste Bestimmtheitsmass ergibt die logarithmische Funktion. Um allfällig methodenbedingte Besonderheiten auszugleichen, ist die Korrelation über alle Werte aus den beiden Verfahren modifizierten Fließzeitverfahren und Clark-WSL gerechnet worden.

Bei eher kleineren Quotienten  $HQ_{100}/HQ_{20}$  (bis ca. 1.7) liegen die Werte der beiden Verfahren nahe beieinander (vgl. Abbildung 5-40). Die Punkteschar lässt vermuten, dass bei grösseren Quotienten, jene des Verfahrens mod. Fließzeitverfahren tiefer ausfallen als jene ermittelt mit dem Verfahren Clark-WSL. Dieser Effekt ist auf methodische Eigenheiten zurückzuführen. Die Kurven beider Verfahren steigen mit zunehmender Jährlichkeit nicht gleich stark an, im vorliegenden Fall, verläuft die Kurve des mod. Fließzeitverfahrens flacher.

Die Abschätzung des  $HQ_{300}$  erfolgt schliesslich in zwei Schritten:

- Anwenden der unten stehenden Formel zur Ermittlung des  $HQ_{300min}$
- Beurteilen der Schwellenbedingungen zur allfälligen Erhöhung des  $HQ_{300min}$  zum  $HQ_{300}$

Abgeleitet aus dem logarithmischen Zusammenhang der Quotienten  $HQ_{100}/HQ_{20}$  und  $HQ_{300}/HQ_{100}$  aus den Verfahren modifiziertes Fließzeitverfahren und Clark-WSL wird für die Abschätzung des  $HQ_{300min}$  folgende Formel vorgeschlagen:

$$HQ_{300min} = HQ_{100} * \left( 0.2479 * \ln\left(\frac{HQ_{100}}{HQ_{20}}\right) + 1.1308 \right) \quad \text{Formel 5-1}$$

- $HQ_{300min}$  Abzuschätzendes  $HQ_{300}$  ohne Berücksichtigung der Schwellenprozesse [ $m^3/s$ ]
- $HQ_{100}$  Mit HAKESCH abgeschätztes  $HQ_{100}$  [ $m^3/s$ ]
- $HQ_{20}$  Mit HAKESCH abgeschätztes  $HQ_{20}$  [ $m^3/s$ ]

Dabei ist zu berücksichtigen, dass mit der Anwendung der Formel 5-1 durch die Annahme der theoretischen Verteilung von einem minimalen  $HQ_{300}$  ausgegangen werden muss. Der Grund liegt bei den Schwellenprozessen, die beim Übergang eines  $HQ_{100}$  zu einem  $HQ_{300}$  zum Tragen kommen können und zur Folge haben, dass eine Nicht-Linearität der Prozesse und damit der Hochwasserabschätzung zu Stande kommt (vgl. Kapitel 3.3.1.5). Abgesehen von der Beurteilung der Schwellenbedingungen (siehe unten) ist die Güte der Eingangsgrössen  $HQ_{20}$  und  $HQ_{100}$  entscheidend für die Güte des  $HQ_{300min}$ . Daher ist es zwingend, die Formel 5-1 erst dann

einzusetzen, wenn die Spitzenabflüsse  $HQ_{20}$  und  $HQ_{100}$  in einer möglichst hohen Güte vorliegen.

Folgende vier Punkte können bei der Berücksichtigung der Schwellenprozesse und für eine allfällige Erhöhung des mit der Formel 5-1 abgeschätzten  $HQ_{300min}$  wichtig sein:

- Abflusskoeffizienten
- Hochwasserdisposition und Raumgliederung aufgrund von GIS-Analysen
- Speicherkapazität der Böden und Permeabilität des Untergrundes
- Einfallen der geologischen Schichten, Klüftung der Geologie

Im Folgenden werden die vier Einflussfaktoren auf Schwellenprozesse bei Hochwasser mit einer hohen Jährlichkeit qualitativ bewertet. Aufgrund von fehlenden Referenzwerten kann mit den zur Verfügung stehenden Daten nicht quantifiziert werden, um wie viel das mit der Formel 5-1 abgeschätzte  $HQ_{300min}$  allenfalls erhöht werden muss.

Aus hydrologischen Überlegungen muss davon ausgegangen werden, dass in Gebieten mit hohen Abflusskoeffizienten nicht mit einer überproportionalen Erhöhung des Spitzenabflusswertes  $HQ_{300min}$  zu rechnen ist. Denn bereits bei einem  $HQ_{100}$  werden diese Flächen markant reagieren. Das Potential, im Ereignisfall überproportional zu reagieren, haben Flächen, die mittlere oder geringe Abflusskoeffizienten aufweisen. Für die Festlegung von numerischen Werten dienen die flächengewichteten Abflusskoeffizienten der zwölf Schwerpunktgebiete, und als Grenzen werden die 25%- resp. 75%-Quantile gesetzt:

- Geringer Abflusskoeffizient:  $<0.25$
- Mittlerer Abflusskoeffizient: 0.25 bis 0.33
- Hoher Abflusskoeffizient:  $>0.33$

Dieselbe Überlegung gilt bei der Betrachtung der in der vorliegenden Arbeit definierten Hochwasserdisposition. Sind auf der Karte in einem Gebiet hauptsächlich Flächen mit geringer oder mittlerer Hochwasserdisposition vorhanden, muss im Ereignisfall mit einer überproportionalen Reaktion gerechnet werden. Wogegen ein Gebiet, dessen Flächen vorwiegend in hohe bis sehr hohe Dispositionsstufen eingestuft sind, kaum überproportional reagieren wird. Als numerischer Wert für die Abgrenzung der geringen, mittleren und hohen Hochwasserdisposition werden die 25%- resp. 75%-Quantile der flächengewichtet gemittelten Dispositionen aus den 45 Untersuchungsgebieten  $<10\text{km}^2$  (29 Einzugsgebiete) verwendet:

- Eher geringe Hochwasserdisposition:  $<2.5$
- Mittlere Hochwasserdisposition: 2.5 bis 3.0
- Eher hohe Hochwasserdisposition:  $>3.0$

Weisen die Böden in einem Einzugsgebiet hauptsächlich kleine Speichervermögen auf und die Permeabilität des geologischen Untergrunds ist klein, so ist im Ereignisfall aus hydrologischer Überlegung nicht mit einer überproportionalen Reaktion des Einzugsgebietes zu rechnen. Die kleinen Speichervermögen und die geringe Permeabilität kommen bereits bei einem  $HQ_{100}$  voll zum Tragen und eine Überreaktion ist nicht anzunehmen. Liegen jedoch in einem Einzugsgebiet hauptsächlich hohe Speichervermögen der Böden vor, und die Permeabilität der Geologie ist im Allgemeinen gut, so wird die Speicherkapazität vermutlich trotzdem einmal ausgeschöpft sein und dies kann zu einem sprunghaften Anstieg eines Spitzenabflusses führen. Für die Speichervermögen der Böden werden die flächengewichtet gemittelten Wasserspeichervermögen aus dem HAKESCH der zwölf Schwerpunktgebiete herangezogen. Wiederum bilden die 25%- und 75-Quantile die Grenzen:

- Eher geringe Wasserspeichervermögen:  $<22.1\text{mm}$
- Mittlere Wasserspeichervermögen: 22.1 bis 26.2mm
- Eher hohe Wasserspeichervermögen:  $>26.2\text{mm}$

Die Permeabilität der Geologie kann entweder der Klassierung der Grunddisposition oder HA-KESCH entnommen werden. In letzterem lässt sich bei der Digitalisierung der Teilgebiete die Durchlässigkeit der Geologie klassiert aus der Geotechnischen Karte der Schweiz anzeigen.

Ähnlich wie beim Speichervermögen verhält es sich bei der Klüftung der Geologie und beim Einfallen der geologischen Schichten. Bei einer hangparallelen Schichtung einer geologischen Formation oder Klüftung ist nicht mit einer überproportionalen Reaktion eines Einzugsgebiets im Ereignisfall zu rechnen. Die ohnehin schon eher geringe Durchlässigkeit für Wasser, kommt bereits bei Abflüssen tieferer Jährlichkeit als 300 Jahre zum Tragen. Fallen die Schichten jedoch quer zum Hang ein oder verlaufen Klüfte quer zum Hang, überlaufen unter Umständen im Ereignisfall die auf diese Weise entstandenen Zwischenspeicher, und es kommt zu einer überproportionalen Reaktion des Einzugsgebiets. Der hier genannte Effekt hat nicht nur Einfluss auf die Schwellenprozesse, die bei einer Abschätzung eines  $HQ_{300}$  berücksichtigt werden müssen, sondern auch auf die Höhe eines Spitzenabflusses im Allgemeinen. Verlaufen die Schichten einer geologischen Formation hangparallel, ist mit vermehrtem Oberflächen- und Zwischenabfluss zu rechnen. Fallen die Schichten jedoch quer zum Hang ein, kann vermehrt Wasser in den Untergrund geleitet werden, und es erfolgt keine Erhöhung der Spitzenabflüsse. Informationen zur Geologie in einem Einzugsgebiet sind aus einer geologischen Karte ableitbar oder bei der Feldbegehung zu beobachten.

Ab welcher Jährlichkeit die Schwellenprozesse zu Tragen kommen, kann nicht abschliessend geklärt werden.

Die mit der Quotientenmethode (vgl. Formel 5-1) abgeschätzten  $HQ_{300min}$  der zwölf Schwerpunktgebiete werden im Folgenden bezüglich der Schwellenprozesse diskutiert. Dazu sind in der Tabelle 5-19 für jedes Gebiet die abgeschätzten  $HQ_{300min}$  und die vier Einflussfaktoren für die Beurteilung der Schwellenprozesse aufgeführt. Auf das Ausmass der Erhöhung wird nach der Diskussion der Tabelle eingegangen.

Tabelle 5-19:  $HQ_{300min}$  abgeschätzt mit der Quotientenmethode für die zwölf Schwerpunktgebiete und die Einflussfaktoren auf die Schwellenprozesse

	$HQ_{300min}$ [m <sup>3</sup> /s]	Einflussfaktoren auf die Schwellenprozesse				Fazit →: $HQ_{300}$ nicht erhöhen ↗: $HQ_{300}$ erhöhen
		1) Flächengemittelter Abflusskoeffizient [ ]	2) Hochwasserdisposition HQ-Disp	3) Speicherkapazität der Böden *), Permeabilität des Untergrundes **)	4) Klüftung der Geologie, Einfallen der geologischen Schichten	
bue	20.1	0.34	2.9	19.8mm eher hoch	Hauptsächlich hangparallel	1) → 2) ↗ 3) → / ↗ 4) → $HQ_{300min}$ wenig erhöhen
dor	26.2	0.29	2.5	23.4mm eher hoch	Hangparallel, teilweise quer zum Hang	1) ↗ 2) ↗ 3) ↗ / ↗ 4) → $HQ_{300min}$ erhöhen
due	21.1	0.28	3.4	23.1mm mittel	Linke Talseite eher quer zum Hang, rechte Talseite umgekehrt	1) ↗ 2) → 3) ↗ / ↗ 4) ↗ $HQ_{300min}$ erhöhen
eis	30.6	0.23	2.7	27.2mm eher hoch	Hauptsächlich hangparallel	1) ↗ 2) ↗ 3) ↗ / ↗ 4) → $HQ_{300min}$ erhöhen
grg	22.2	0.25	3.0	25.8mm mittel	Hauptsächlich hangparallel, einige Klüfte quer zum Hang	1) ↗ 2) → 3) ↗ / ↗ 4) → $HQ_{300min}$ wenig erhöhen
hos	35.4	0.36	2.9	22.4mm mittel	Hauptsächlich hangparallel, einige Klüfte quer zum Hang	1) → 2) ↗ 3) ↗ / ↗ 4) → $HQ_{300min}$ wenig erhöhen
lei	30.4	0.33	3.0	24.2mm eher tief	Rechte Talseite eher quer zum Hang, linke Talseite umgekehrt	1) → 2) ↗ 3) ↗ / → 4) ↗ $HQ_{300min}$ erhöhen
pet	8.4	0.22	2.5	28.2mm eher hoch	Hauptsächlich hangparallel, einige Klüfte quer zum Hang	1) ↗ 2) ↗ 3) ↗ / ↗ 4) → $HQ_{300min}$ erhöhen
spe	2.3	0.07	2.0	38.8mm mittel	Hauptsächlich hangparallel	1) ↗ 2) ↗ 3) ↗ / ↗ 4) → $HQ_{300min}$ erhöhen
spi	18.1	0.32	3.1	21.2mm eher tief	Hauptsächlich hangparallel, einige Klüfte	1) ↗ 2) → 3) → / → 4) → $HQ_{300min}$ wenig erhöhen
swa	21.2	0.40	3.1	16.8mm eher tief	Hauptsächlich hangparallel	1) → 2) → 3) → / → 4) → $HQ_{300min}$ nicht erhöhen
wit	30.5	0.28	2.5	24.2mm mittel	Hauptsächlich hangparallel	1) ↗ 2) ↗ 3) ↗ / ↗ 4) → $HQ_{300min}$ erhöhen

\*) Aus HAKESCH: Verfahren Clark-WSL  $WSV_{60min}$

\*\*) Aus HAKESCH: Aus geotechnischer Karte, Klassierung für Hochwasserdisposition (4.5.3 e)

Die Abbildung 5-41 zeigt die mit der Formel 5-1 abgeschätzten  $HQ_{300min}$  (rosa Quadrate) und die Erhöhung (rosa Pfeile) dieses Wertes aufgrund der Bewertung der Schwellenbedingungen (vgl. Tabelle 5-19). Ansonsten sind dieselben Werte aufgetragen, wie in der Abbildung 5-39.

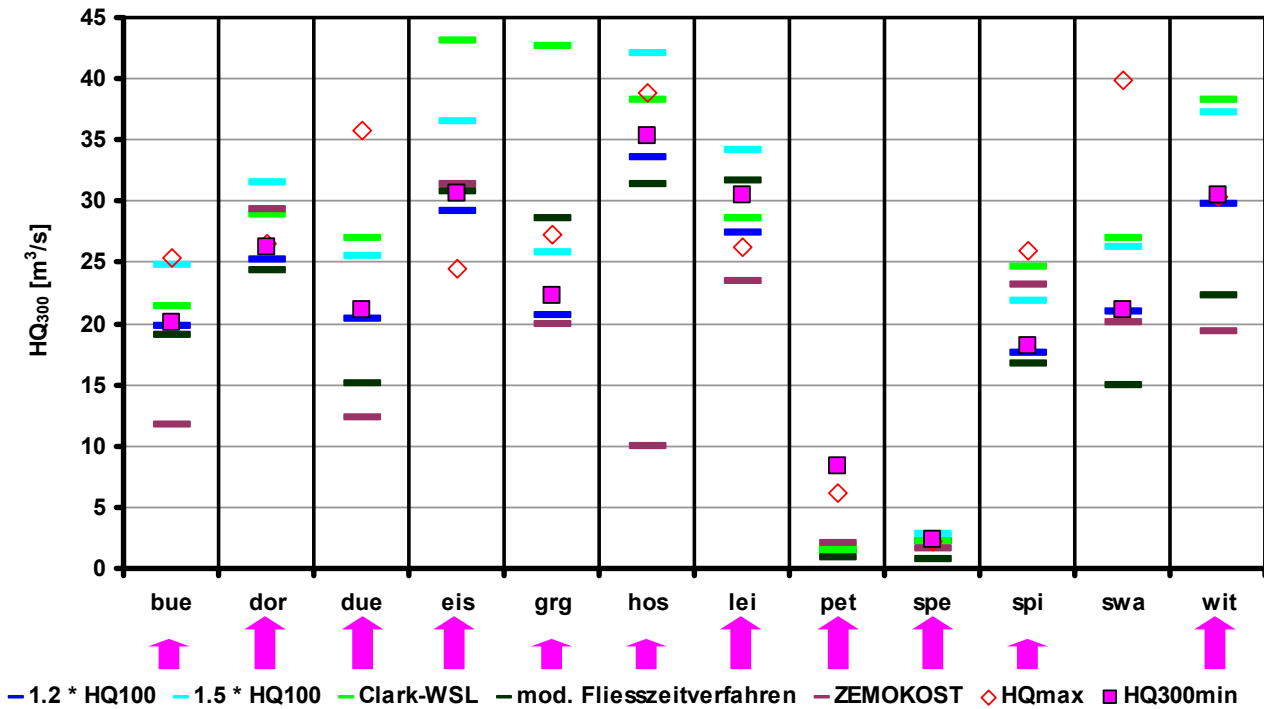


Abbildung 5-41:  $HQ_{300}$  für die zwölf Schwerpunktsgebiete ergänzt mit dem abgeschätzten  $HQ_{300min}$  nach der Quotientenmethode und der Beurteilung hinsichtlich der Schwellenprozesse

Die  $HQ_{300min}$  reihen sich gut in die jeweiligen Spektren der mit den übrigen Verfahren abgeschätzten  $HQ_{300}$  ein (Abbildung 5-41). Eine Ausnahme bildet der Torrent de Pétérey, hier liegt das  $HQ_{300min}$  über allen anderen Spitzenabflusswerten derselben Jährlichkeit. Wie bereits weiter oben festgehalten, wird das abgeschätzte  $HQ_{100}$  angezweifelt. Daher ist es nicht weiter erstaunlich, dass die  $HQ_{300}$ -Werte abgeschätzt mit unterschiedlichen Verfahren eine starke Streuung aufweisen.

Die Pfeile in der Abbildung 5-41 sind auf die Beurteilung hinsichtlich der Schwellenprozesse zurückzuführen (vgl. Tabelle 5-19). Ein langer Pfeil bedeutet, dass das  $HQ_{300min}$  zu erhöhen ist, ein kurzer dass das  $HQ_{300min}$  wenig zu erhöhen ist. Wo kein Pfeil steht, ist das  $HQ_{300min}$  aufgrund der Beurteilung der Schwellenprozesse nicht zu erhöhen.

Aufgrund fehlender Grundlagendaten ist eine Quantifizierung der Erhöhung des  $HQ_{300min}$  aufgrund der Beurteilung der Schwellenprozesse problematisch. Muss infolge der Beurteilung der Schwellenbedingungen von einer geringen Erhöhung des  $HQ_{300min}$  ausgegangen werden, könnte dies einem Zuschlag von 10% entsprechen. Wird von einer deutlichen Erhöhung ausgegangen, könnte der Zuschlag 20% betragen. Diese Prozentwerte sind gutachterlich festgelegt und können aus Mangel an vertrauenswürdigen Referenzdaten nicht verifiziert werden. Eine Möglichkeit, den allenfalls erhöhten  $HQ_{300min}$ -Wert einzuordnen, bietet der mit dem Verfahren Müller abgeschätzte  $HQ_{max}$ -Wert. Wobei nicht abschliessend geklärt ist, in welchem Verhältnis ein  $HQ_{300}$  und  $HQ_{max}$  zueinander stehen.



## 5.6 Die Abschätzung eines HQ<sub>30</sub>

Für die Herleitung der Abschätzung eines HQ<sub>30</sub> wird nach derselben Überlegung gearbeitet wie bei der Herleitung eines HQ<sub>300</sub>: Aus den Quotienten HQ<sub>100</sub>/HQ<sub>20</sub> und HQ<sub>100</sub>/HQ<sub>30</sub> wird ein Zusammenhang hergestellt, damit daraus auf das HQ<sub>30</sub> geschlossen werden kann. Dazu werden die Daten aus den beiden Verfahren mod. Fließzeitverfahren und Clark-WSL verwendet. Der Stichprobenumfang beinhaltet wiederum die zwölf Schwerpunktgebiete und vier weitere Einzugsgebiete mit einer Fläche <10km<sup>2</sup>. Somit ist die Datengrundlage dieselbe wie bei der Herleitung des HQ<sub>300</sub>.

Über die Punkte beider Verfahren wird eine logarithmische Funktion gelegt (vgl. Abbildung 5-42), da diese den Zusammenhang am besten abbildet. Das Bestimmtheitsmass ist sehr hoch, es wurde jedoch kein statistischer Test durchgeführt.

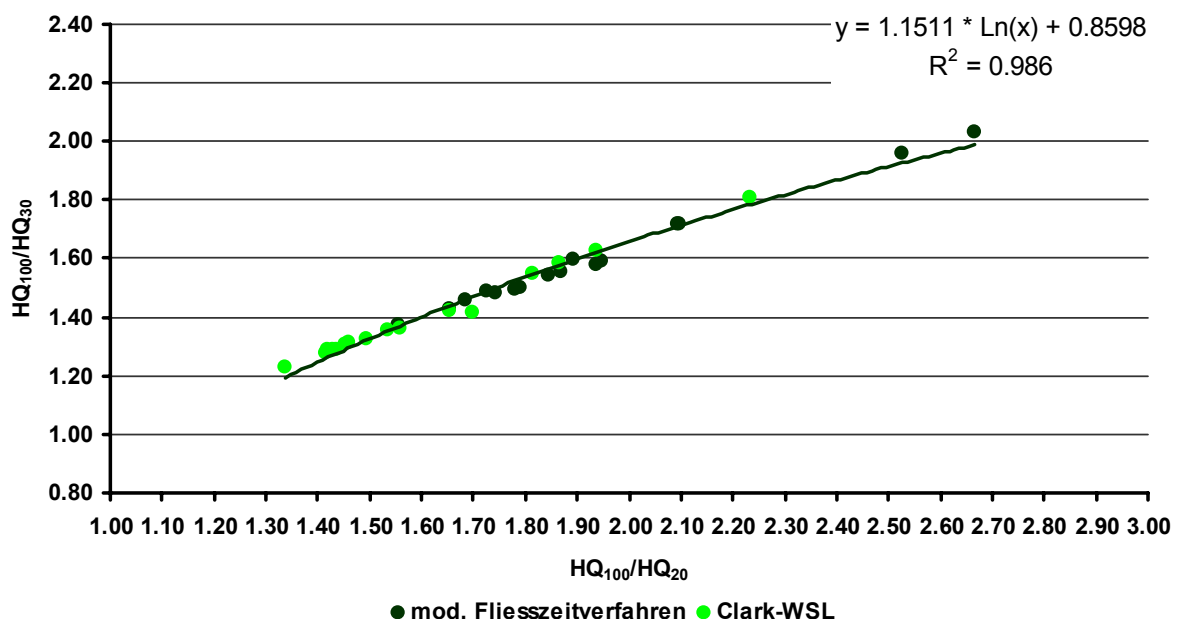


Abbildung 5-42: Quotienten HQ<sub>100</sub>/HQ<sub>20</sub> und HQ<sub>100</sub>/HQ<sub>30</sub> (n=16 pro Verfahren)

Die Quotienten beider Verfahren liegen näher beieinander als dies bei den Quotienten HQ<sub>100</sub>/HQ<sub>20</sub> und HQ<sub>300</sub>/HQ<sub>100</sub> der Fall ist (Abbildung 5-40). Dies ist auf die unterschiedliche Steilheit der beiden Verfahren mod. Fließzeitverfahren und Clark-WSL bei der Abschätzung von Spitzenabflüssen mit zunehmender Jährlichkeit zurückzuführen.

Aus der Trendlinie in Abbildung 5-42 wird für die Abschätzung eines HQ<sub>30</sub> folgende Formel vorgeschlagen:

$$HQ_{30} = \frac{HQ_{100}}{1.1511 * \ln\left(\frac{HQ_{100}}{HQ_{20}}\right) + 0.8598} \quad \text{Formel 5-2}$$

- HQ<sub>30</sub>    Abzuschätzendes HQ<sub>30</sub> [m<sup>3</sup>/s]
- HQ<sub>100</sub>    Mit HAKESCH abgeschätztes HQ<sub>100</sub> [m<sup>3</sup>/s]
- HQ<sub>20</sub>    Mit HAKESCH abgeschätztes HQ<sub>20</sub> [m<sup>3</sup>/s]

Die Formel 5-2 zur Abschätzung eines HQ<sub>30</sub> kann ohne Berücksichtigung des Einflusses von Schwellenprozessen verwendet werden und schätzt damit kein minimales HQ<sub>30</sub> ab. Schwellen-

prozesse wirken bei der relativ tiefen Jährlichkeit von 30 Jahren nicht in einem Ausmass, als dass der Wert gegen oben korrigiert werden müsste. Es gilt, analog zur Anwendung der Formel 5-1, erst mit der Abschätzung zu beginnen, wenn die Spitzenabflüsse  $HQ_{20}$  und  $HQ_{100}$  in einer möglichst hohen Güte vorliegen.

Das modifizierte Fliesszeitverfahren und das Verfahren Clark-WSL, beide in HAKESCH implementiert, ermöglichen eine Abschätzung eines  $HQ_{30}$ . Im Sinn einer Multi-Model-Abschätzung, wie sie für die Wiederkehrperiode von 20 und 100 Jahren in HAKESCH angeboten wird, können diese beiden Werte und derjenige abgeschätzt mit der Formel 5-2 verglichen werden. Dabei ist bei der Interpretation der Resultate aus dem modifizierten Fliesszeitverfahren und Clark-WSL auf die gleichen Besonderheiten Rücksicht zu nehmen, auf die bereits bei der Festlegung des  $HQ_{20}$  und  $HQ_{100}$  eingegangen wird (vgl. Kapitel 3.3.5.2).

### **5.7 Ganglinie und Fracht für ein $HQ_{100}$ mit dem Verfahren Clark-WSL (HAKESCH) und ZEMOKOST**

Aus der Abschätzung einer Hochwasserganglinie lässt sich der Spitzenabfluss bestimmen; er entspricht der Spitze der Ganglinie. Jedoch zeigt die Ganglinie zusätzlich den zeitlichen Verlauf eines Hochwassers an. Daraus lassen sich beispielsweise Reaktions-, Anstiegszeit und der K-Wert ableiten (vgl. Kapitel 4.8), obschon die K-Wert-Bestimmung auf der Basis von abgeschätzten Ganglinien problematisch ist. Dies aufgrund der Verwendung von linearen Speichern für die Umsetzung des Niederschlags in Abfluss, die dazu führt, dass der K-Wert im Vergleich zu gemessenen Ereignissen eher unterschätzt wird.

In die Analysen dieses Kapitels werden die Verfahren Clark-WSL (HAKESCH) und ZEMOKOST einbezogen, miteinander verglichen und bezüglich der vorgängig genannten Parameter analysiert. Die Verfahren lassen die Abschätzung einer Ganglinie beliebiger Jährlichkeit zu, jedoch werden in den folgenden Analysen nur jene der Wiederkehrperiode von 100 Jahren berücksichtigt. Die Ganglinie aus den Verfahren ZEMOKOST liegt in der zeitlichen Auflösung von 1min vor, jene aus dem Verfahren Clark-WSL in 10min-Schritten.

#### **5.7.1 Vergleich der Ganglinie für ein $HQ_{100}$ nach Clark-WSL und ZEMOKOST**

Die zwei Methoden Clark-WSL und ZEMOKOST beruhen auf verschiedenen Grundsätzen. Für Clark-WSL werden die Ansätze der linearen Speicherung und der linearen Translation kombiniert, im Grundsatz basiert es jedoch auf dem von Clark entwickelten Niederschlag-Abfluss-Modell. Für den zeitlichen Aspekt werden Isozonen gebildet, im HAKESCH Version 2 sind diese auf 10min festgelegt. ZEMOKOST ist ein modifiziertes Laufzeitverfahren, wobei sich die Konzentrationszeit aus der Abstraktions-, Oberflächenlauf- und Gerinnelaufzeit zusammensetzt. In beiden Verfahren wird mit einem Blockniederschlag gerechnet. ZEMOKOST würde Varianten von unterschiedlicher Überregnung des Einzugsgebiets zu lassen. Dies ist jedoch für die vorliegende Studie nicht angewendet worden.

Aus den oben genannten methodischen Unterschieden ergeben sich pro Verfahren charakteristische Ganglinien. Diese sind in den Abbildung 5-43 und 5-44 für die zwölf Schwerpunktgebiete einzeln aufgetragen.

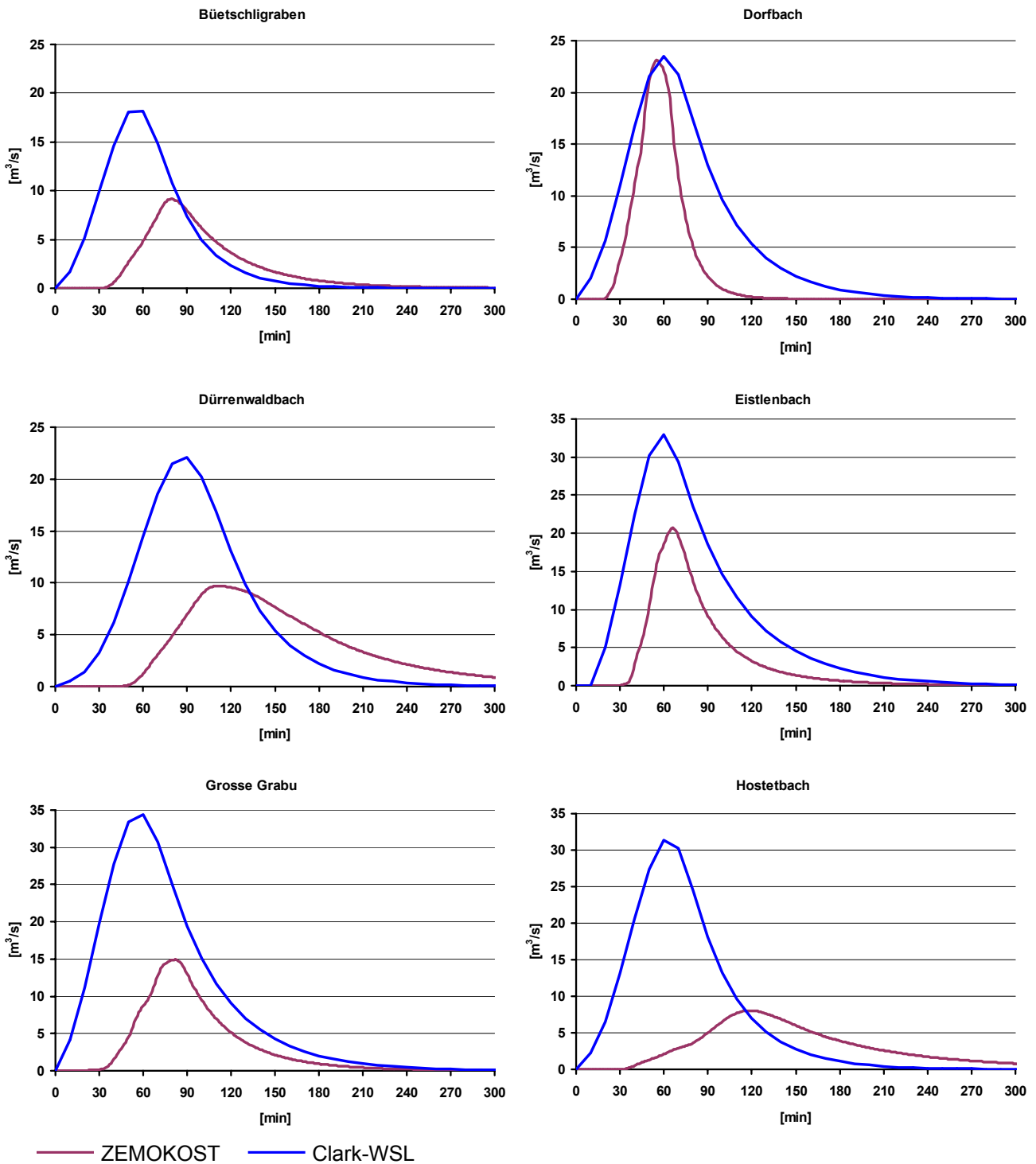


Abbildung 5-43: Ganglinien für ein  $HQ_{100}$  abgeschätzt mit ZEMOKOST und Clark-WSL für die zwölf Schwerpunktgebiete (Teil 1)

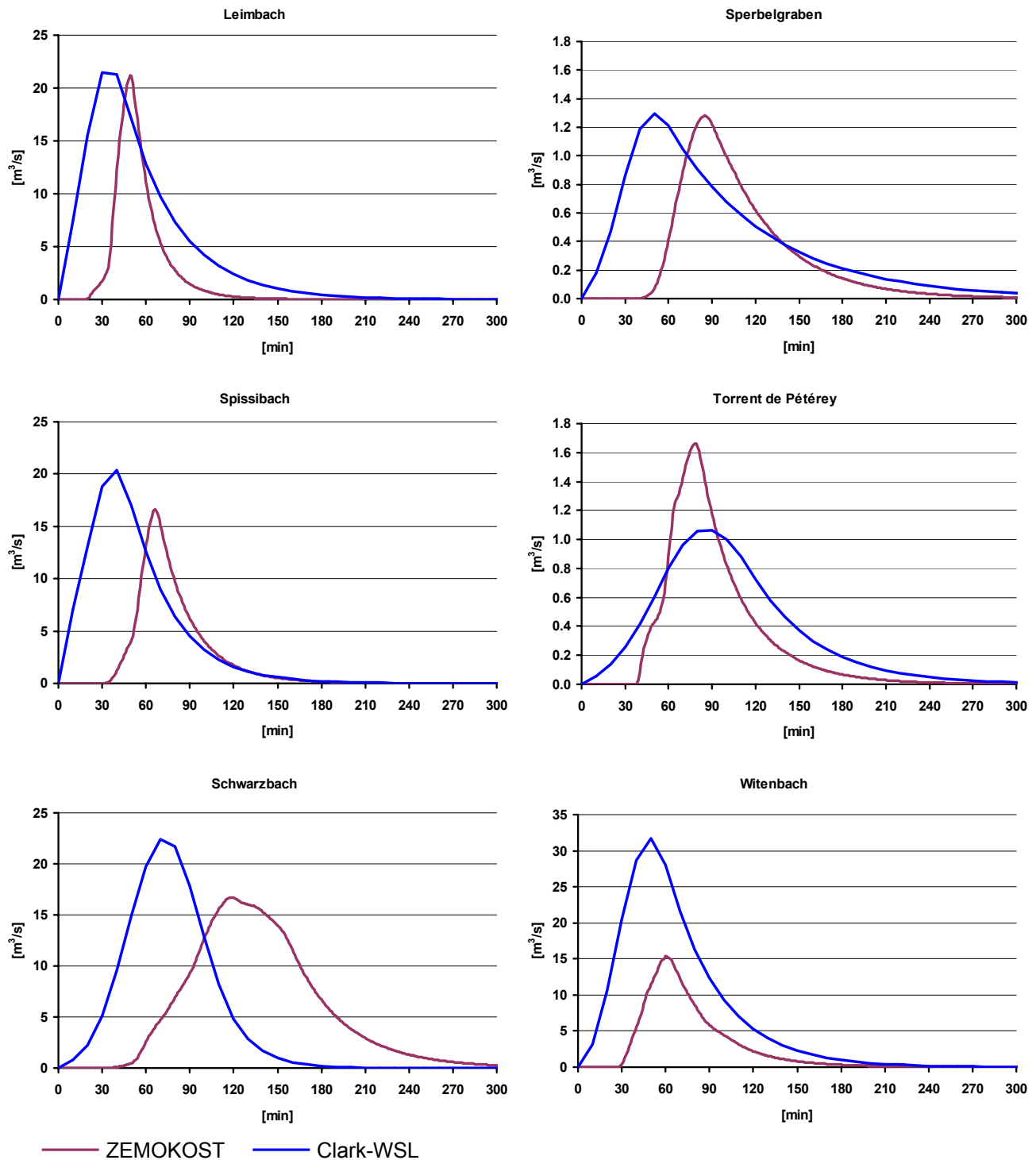


Abbildung 5-44: Ganglinien für ein  $HQ_{100}$  abgeschätzt mit ZEMOKOST und Clark-WSL für die zwölf Schwerpunktgebiete (Teil 2)

Die Verfahren ZEMOKOST und Clark-WSL erzeugen pro Einzugsgebiet unterschiedliche Ganglinien. Ein Vergleich ist aus zwei Gründen kaum möglich: Erstens sind die jeweiligen Spitzen nicht gleich hoch und zweitens ist der zeitliche Verlauf unterschiedlich. Letzteres vor allem aufgrund der bereits zu Beginn des Unterkapitels genannten methodischen Unterschiede.

Die Höhe der Spitzenabflüsse (Maximum in den Ganglinien) wird im Folgenden nicht diskutiert, im vorliegenden Kapitel 5.7 stehen der zeitliche Verlauf und die Fracht im Vordergrund.

Die Ganglinien abgeschätzt mit den Verfahren Clark-WSL steigen unmittelbar an, es ergibt sich keine Reaktionszeit, wie sie bei ZEMOKOST ausgegeben wird. Dieser Effekt ist vor allem auf

die Abstraktionszeit zurückzuführen, die bei ZEMOKOST berücksichtigt wird und für eine Verzögerung des Abflusses hauptsächlich verantwortlich ist.

### 5.7.2 Reaktions-, Anstiegszeit und K-Wert aus den Ganglinien für ein HQ<sub>100</sub> nach Clark-WSL und ZEMOKOST

Um für ein Einzugsgebiet eine Idee des zeitlichen Ablaufs eines Spitzenabflusses zu erhalten, werden die mit den Verfahren Clark-WSL und ZEMOKOST abgeschätzten Hydrographen parametrisiert. Dabei werden, wie im Kapitel 4.8 beschrieben, die Reaktions- (nur für ZEMOKOST) und Anstiegszeit sowie der K-Wert nach DVWK (1982) bestimmt. Für die zwölf Schwerpunktgebiete sind in der Tabelle 5-20 die Parameter mit einer jeweiligen Bewertung zusammengestellt:

Tabelle 5-20: Reaktions-, Anstiegszeit und K-Wert aufgrund der Hochwasserganglinien abgeschätzt mit Clark-WSL und ZEMOKOST für die zwölf Schwerpunktgebiete

	Clark-WSL				ZEMOKOST					
	Anstiegszeit		K-Wert		Reaktionszeit		Anstiegszeit		K-Wert	
	[min]	Bewertung	[min]	Bewertung	[min]	Bewertung	[min]	Bewertung	[min]	Bewertung
bue	60	mittel	25.9	eher steil	30	mittel	49	mittel	38.7	mittel steil
dor	60	mittel	34.0	mittel steil	20	schnell	35	mittel	12.1	eher steil
due	90	verzögert	34.0	mittel steil	40	verzögert	71	verzögert	71.6	eher flach
eis	50	mittel	42.6	eher flach	29	mittel	37	mittel	30.9	mittel steil
grg	60	mittel	39.5	mittel steil	16	schnell	66	mittel	34.2	mittel steil
hos	60	mittel	31.9	mittel steil	31	mittel	88	verzögert	74.4	eher flach
lei	30	schnell	35.7	mittel steil	19	schnell	30	schnell	15.0	eher steil
pet	90	verzögert	44.7	eher flach	39	verzögert	39	mittel	28.5	mittel steil
spe	50	mittel	68.8	eher flach	40	verzögert	45	mittel	50.1	eher flach
spi	40	schnell	29.1	eher steil	32	mittel	34	schnell	23.4	eher steil
swa	70	verzögert	19.5	eher steil	31	mittel	87	verzögert	36.8	mittel steil
wit	50	mittel	36.0	mittel steil	27	mittel	33	schnell	29.5	mittel steil

Aufgrund der geringeren zeitlichen Auflösung der Daten aus dem Verfahren Clark-WSL können die Grenzen zwischen den Prädikaten „schnell“, „mittel“ und „verzögert“ resp. „eher steil“, „mittel steil“ und „eher flach“ weniger differenziert gezogen werden, als dies beim Verfahren ZEMOKOST der Fall ist. Zudem ist nicht zulässig, die absoluten Minuten-Werte der einzelnen Verfahren miteinander zu vergleichen. Dies aufgrund von methodischen Unterschieden, wie bereits im Kapitel 5.7.1 erwähnt. Aus diesen Gründen werden die Bewertungen nur innerhalb eines Verfahrens vergeben, und die Parameter der beiden Verfahren schliesslich über die Bewertung miteinander verglichen.

Bei den Anstiegszeiten liegen bei neun Bächen identische Bewertungen bei den beiden Verfahren vor. In drei Fällen sind die Bewertungen um eine Stufe verschoben, wobei bei zwei davon mit dem ZEMOKOST schnellere Zeiten als beim Clark-WSL abgeschätzt werden und bei einem langsamere. Demnach darf davon ausgegangen werden, dass kein systematischer Unterschied zwischen den Bewertungen beider Verfahren bezüglich der Anstiegszeit vorliegt.

Bei vier Bächen führt die Bewertung des K-Werts bei beiden Verfahren zu identischen Prädikaten. Für je vier Bäche gibt Clark-WSL eine steilere Rezessionskurve aus als ZEMOKOST und umgekehrt. Die Unterschiede sind bei diesem Parameter beträchtlich. Es ist anzunehmen, dass sie auf die methodischen Unterschiede der beiden Verfahren zurückzuführen sind.

Die Reaktionszeit für das Verfahren ZEMOKOST wird mit der entsprechenden Anstiegszeit und dem K-Wert in Relation gestellt. Es kann für die zwölf Schwerpunktgebiete kein systematischer

Zusammenhang zwischen der Reaktions- und der Anstiegszeit erkannt werden. Dagegen ist ein Zusammenhang zwischen der Reaktionszeit und dem K-Wert ersichtlich:

- Eine verzögerte Reaktionszeit (drei Bäche) wird in zwei Fällen mit einem eher flachen Rezessionsast in Verbindung gebracht, in einem Fall mit einem mittel steilen.
- Einer mittleren Reaktionszeit (sechs Bäche) stehen bei vier Bächen ein mittel steiler Rezessionsast zu Seite, in je einem Fall ein eher steiler resp. ein eher flacher Rezessionsast.
- Wird eine schnelle Reaktionszeit festgestellt (drei Bäche) kann bei zwei Bächen ein eher steiler Rezessionsast beobachtet werden, bei einem Bach ist dieser mittel steil.

Daraus lässt sich schliessen, dass bei Bächen, die auf ein Niederschlagsereignis rasch mit einem Anstieg der Ganglinie reagieren, nach dem Abflussmaximum der Abfluss tendenziell rasch zurückgeht. In Bächen, bei denen eine verzögerte Reaktionszeit festgestellt wird, fällt hingegen der Rezessionsast eher flach aus.

Inwieweit sich die mit den Verfahren Clark-WSL und ZEMOKOST abgeschätzten Ganglinien mit einer gemessenen Hochwasserganglinie decken, ist in der vorliegenden Studie nicht untersucht worden. Von den zwölf Schwerpunktgebieten weisen zwei eine Abflussmessstation auf: Sperbelgraben und Spissibach. Es wurde versucht, in den Messdaten eine ideale Hochwasserganglinie zu finden, die schliesslich mit den abgeschätzten verglichen werden könnte. Es stellte sich heraus, dass die Voraussetzungen eines Blockniederschlags, ohne Vorregen vor dem eigentlichen Ereignis und Nachregnen im Rezessionsast, und die Höhe des Maximums der Ganglinie durch die Messdaten schwierig anzunähern geschweige denn zu erfüllen sind. Es ist darauf verzichtet worden, die Ganglinien tieferer Jährlichkeit abzuschätzen und das Pendant dazu in den Messdaten zu finden.

### **5.7.3 Hochwasserfrachten für ein $HQ_{100}$ ermittelt nach Clark-WSL und ZEMOKOST**

Die Hochwasserabschätzverfahren nach Clark-WSL und ZEMOKOST ermöglichen dank der Ganglinie die Berechnung einer Fracht für den Hochwasserabfluss der gewählten Jährlichkeit. Wie bei den Ganglinien wird hier ebenfalls auf das  $HQ_{100}$  fokussiert.

Die aufgrund der Abschätzung eines  $HQ_{100}$  pro Verfahren ermittelten Frachten sind nicht identisch mit denen, die dem definitiv abgeschätzten  $HQ_{100}$  zu Grunde liegen würden. Daher wird eine Anpassung der Frachten durchgeführt, wobei nur die Werte, abgeschätzt mit dem Verfahren Clark-WSL, skaliert werden (vgl. Kapitel 4.8.3).

Zur Kontrolle, ob die im Kapitel 4.8.3 vorgeschlagene Skalierung zulässig ist, wird in der Abschätzung eines  $HQ_x$  mit dem Verfahren Clark-WSL so lange die Jährlichkeit angepasst, bis die Spitze dem definitiv abgeschätzten  $HQ_{100}$  entspricht. Mit der aus diesem  $HQ_x$  generierten Ganglinie erfolgt die Berechnung der Fracht. Diese Fracht wird derjenigen ermittelt gemäss der Methode beschrieben im Kapitel 4.8.3 gegenübergestellt (Abbildung 5-45). Es sind lediglich neun Werte in der Abbildung dargestellt, weil mit HAKESCH eine Abschätzung von Werten mit einer höheren Wiederkehrperiode als 100a nicht möglich ist.

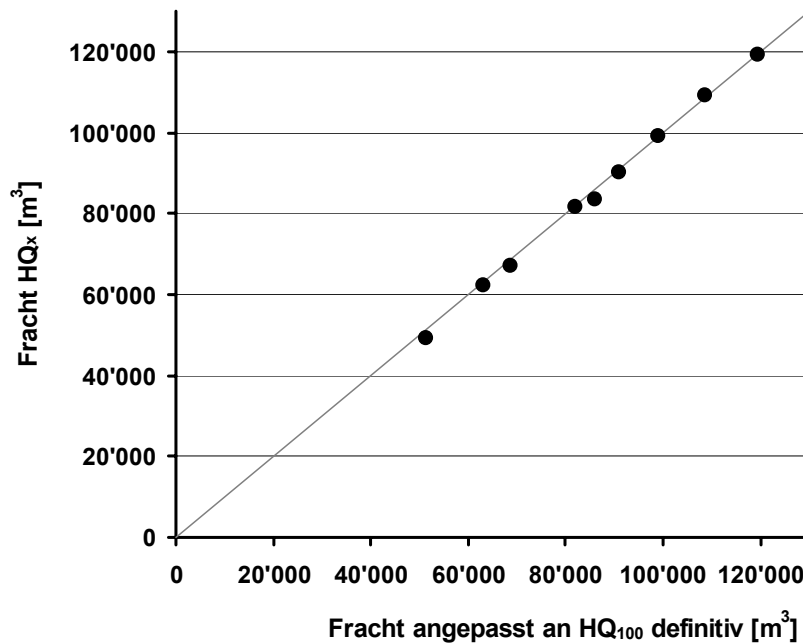


Abbildung 5-45: Vergleich zweier Ansätze zur Berechnung der Fracht eines HQ<sub>100</sub> mit dem Verfahren Clark-WSL

Wie aus der Abbildung 5-45 ersichtlich wird, scheinen die beiden Methoden zu praktisch identischen Frachten zu führen. Aus diesem Grund, wird die Methode vorgeschlagen in Kapitel 4.8.3 als zulässig eingestuft und für die weiteren Analysen angewendet.

Vogt (2001) hat für den Erlenbach die Frachten für ein HQ<sub>20</sub> und HQ<sub>100</sub> abgeschätzt nach Clark-WSL mit den aus Messdaten statistisch extrapolierten Hochwasserfrachten für dieselbe Jährlichkeiten verglichen. Dabei kommt er zum Schluss, dass die nach Clark-WSL abgeschätzten Frachten zu einem befriedigenden Ergebnis führen, wobei eine Tendenz zur Unterschätzung festzustellen ist. Weitere Einzugsgebiete sind jedoch im Rahmen seiner Arbeit nicht untersucht worden.

Es wurde versucht, die ZEMOKOST-Abschätzungen mit dem Anpassen der Jährlichkeit auf die definitiven HQ<sub>100</sub>-Werte abgeschätzt mit HAKESCH zu skalieren, um die Frachten mit jenen von Clark-WSL vergleichen zu können. Die teilweise sehr hohen Wiederkehrperioden von deutlich über 1000a ergaben unplausible Ausreisser in der Ganglinie. Das Programm ist beim Niederschlagsinput angepasst worden, da in der Schweiz und in Österreich die Niederschlagskennwerte nicht in identischer Form vorliegen. Es wird vermutet, dass die Ausreisser in den Ganglinien auf diese Problematik zurückzuführen sind. Aus diesem Grund konnte keine Skalierung der ZEMOKOST-Ganglinien auf die definitiv abgeschätzten HQ<sub>100</sub> vorgenommen werden und damit können auch die Frachten nicht direkt mit jenen abgeschätzt mit Clark-WSL verglichen werden.

Die in der Abbildung 5-46 blau dargestellten Werte entsprechen den ZEMOKOST-Abschätzungen für ein HQ<sub>100</sub>, die schwarz dargestellten jenen nach Clark-WSL. Die Balken in orange stellen das mit dem Verfahren HAKESCH abgeschätzte HQ<sub>100</sub> dar, der entsprechende Punkt steht für die skalierte Fracht nach Clark-WSL basierend auf diesem Wert.

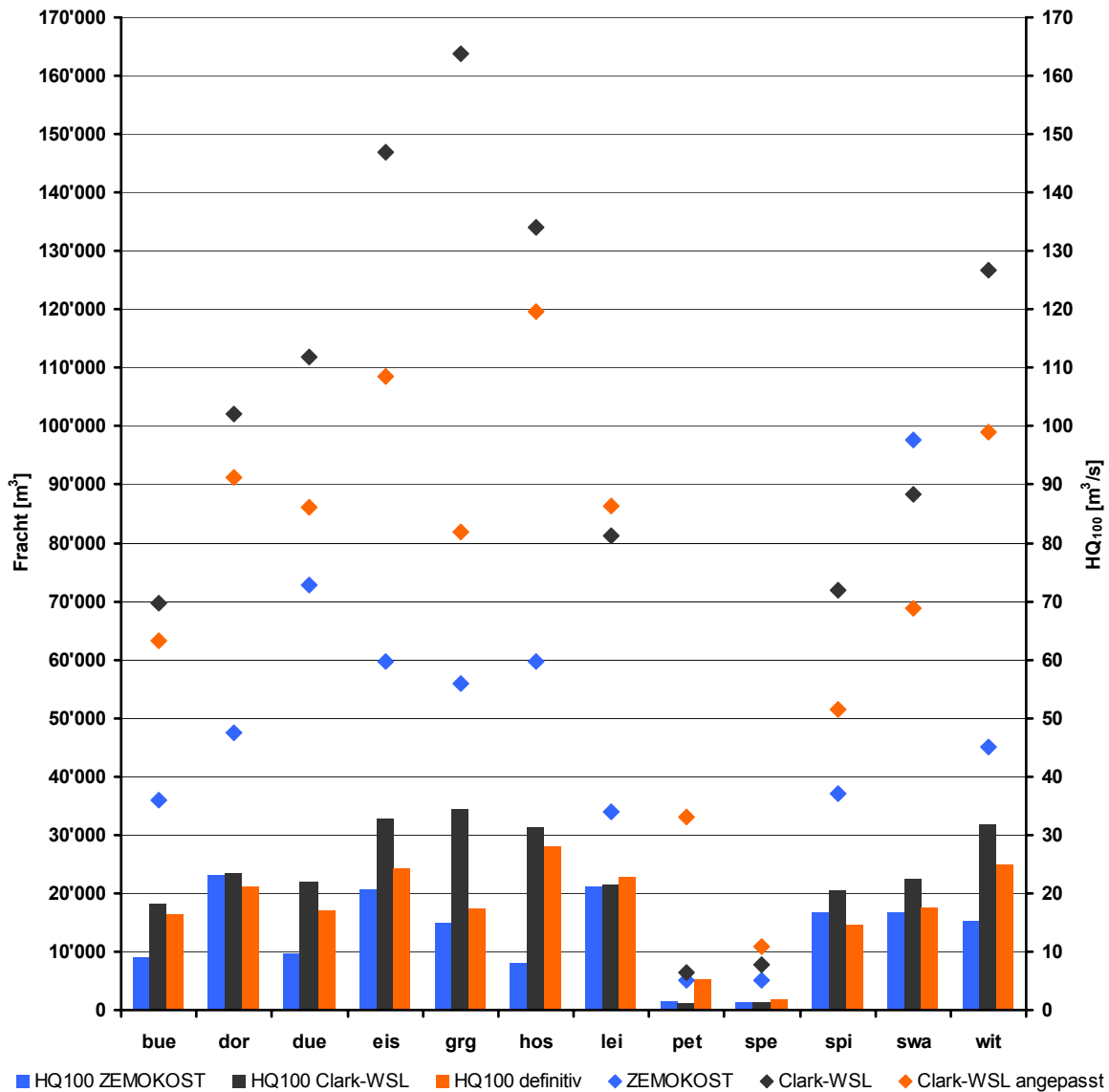


Abbildung 5-46: Hochwasserfrachten und Spitzenabflusswerte für ein HQ<sub>100</sub> nach den Verfahren Clark-WSL und ZEMOKOST (Punkte stehen für die Frachten, Balken für die Spitzenabflusswerte HQ<sub>100</sub>)

Die Unterschiede in den Frachten abgeschätzt nach dem Verfahren Clark-WSL und ZEMOKOST sind beträchtlich (blaue und schwarze Punkte). Sie sind jedoch hauptsächlich auf die unterschiedlichen Spitzenabflusswerte (blaue und schwarze Balken) zurückzuführen. Da die Ganglinien nach ZEMOKOST nicht auf das definitive HQ<sub>100</sub> skaliert werden können, ist ein Vergleich der Frachten nach Clark-WSL und ZEMOKOST je aufgerechnet auf das definitive HQ<sub>100</sub> nicht möglich.

Inwiefern die mit dem Verfahren Clark-WSL abgeschätzten und auf das definitive HQ<sub>100</sub> skalierten Frachten realistisch sind, ist schwierig zu bewerten. Die Gründe sind identisch mit jenen genannt im Kapitel 5.7.2. Von den Größenordnungen her scheinen sie sich jedoch in einem plausiblen Rahmen zu bewegen. Eine physikalische Überprüfung der Werte ist problematisch, denn Clark-WSL rechnet je nach gewählter Jährlichkeit mit einem anderen massgebenden Niederschlag, da dieser von der Konzentrationszeit abhängig ist.



## 6 Synthese, Diskussion und Fazit

### 6.1 Synthese

Dieses Unterkapitel ist analog zu Kapitel 5 aufgebaut, worin die Resultate vorgestellt werden. Als erstes wird die Synthese bezüglich Oberflächenabfluss in Menge und Zeit gebildet, anschliessend jene betreffend der Bodenhydrologie. Danach wird auf die Hochwasserdisposition eingegangen, gefolgt von den Sensitivitätsanalysen bezüglich der Inputparameter von HA-KESCH. Mit dem Zusammenzug der Resultate bezüglich der Spitzenabflusswerte  $HQ_{100}$ ,  $HQ_{20}$ ,  $HQ_{30}$  und  $HQ_{300}$  sowie der Ganglinie und Fracht für ein  $HQ_{100}$  wird das Kapitel abgeschlossen. In jedem Unterkapitel werden Schlussfolgerungen formuliert. Das folgende Kapitel 7 beinhaltet die Interpretations- und Praxishilfe. Darin sind unter anderem die Resultate und Erkenntnisse der vorliegenden Arbeit in einer modular aufgebauten hydrologischen Bewertung für die Anwendung in der Praxis aufbereitet.

Die Datenlage für die aufgeführten Erkenntnisse besteht je nach Auswertung und Thema aus 34 Berechnungsstandorten, 45 Untersuchungsgebieten oder zwölf Schwerpunktgebieten.

#### 6.1.1 Oberflächenabfluss in Menge und Zeit

Die Einflussfaktoren für die Ausbildung der Länge der Anlaufzeit sind nicht klar zu identifizieren. Es ist keine eindeutige Tendenz des Einflusses der Vorfeuchtebedingungen auf die Anlaufzeit feststellbar. Ebenfalls scheinen standörtliche Eigenschaften wie die Nutzung resp. Bodenbedeckung, Neigung oder die Porosität der obersten Bodenschicht einzeln keine Auswirkungen auf die Länge der Anlaufzeit auszuüben. Dass der Zusammenhang nicht monokausal ist, konnte gezeigt werden. Vermutlich spielen bei der Ausprägung der Anlaufzeit mehrere Faktoren zusammen, die mit den angewendeten Methoden nicht ermittelt werden können.

Ein hoher Abflusskoeffizient lässt auf eine schnelle Anlaufzeit des Oberflächenabflusses schliessen. Somit reagiert eine Fläche, für die ein hoher Abflusskoeffizient angenommen wird, schneller auf ein Niederschlagsereignis. Dieser Zusammenhang kann mit einem Trend belegt werden, das Bestimmtheitsmass ist jedoch relativ gering. Es sind weitere Parameter, die auf die Menge Oberflächenabfluss resp. auf die Grösse des Abflusskoeffizienten einen Einfluss haben:

- Unter vorgefeuchteten Bedingungen ist an knapp zwei Dritteln der Standorte ein höherer Abflusskoeffizient gemessen worden als unter trockeneren Vorbedingungen. Dabei muss zwischen Wald, Weide und Mähwiesestandorten unterschieden werden. An Waldstandorten hat vorgefeuchteter Boden im Gegensatz zu trockenerem Boden einen gleich bleibenden Abflusskoeffizienten oder einen leicht sinkenden zur Folge. Im Gegensatz dazu muss an Weide- oder Mähwiesestandorten mit einer Zunahme des Koeffizienten um rund 0.10 gerechnet werden.
- An Standorten mit Mähwiese und Weide wurden höhere maximale Abflusskoeffizienten gemessen als an solchen im Wald. Wobei der Unterschied in den Werten zwischen Mähwiese und Weidestandorten gering ist.
- Auf Gesteinsböden wurden die kleinsten maximalen Abflusskoeffizienten gemessen und auf Braunerde und Gley Standorte die höchsten. Zwischen den beiden letztgenannten besteht kein Unterschied.
- Die höchsten Abflusskoeffizienten werden auf Mähwiesestandorte auf Braunerde oder an Weidestandorten auf Gley gemessen. Bei Standorten bedeckt mit Wald spielt es keine Rolle, auf welchem Boden er wächst, es wird wenig Wasser oberflächlich abfließen.
- Die Menge Oberflächenabfluss scheint nicht mit der Porosität der obersten Bodenschicht zusammenzuhängen.

Schliesslich wurden die gemessenen mit am Standort selbst kartierten Abflusskoeffizienten verglichen. Wobei die gemessenen Abflusskoeffizienten eher als minimale Werte zu verstehen sind, da sie mithilfe von Beregnungsversuchen auf Flächen von  $1\text{m}^2$  gemessen wurden. Unter trockeneren Voraussetzungen deckt sich an rund 30% der Standorte der kartierte Abflusskoeffizient (Summenabflusskoeffizient) nach Rickli und Forster (1997) (mit Intervall von  $\pm 20\%$ ) mit dem gemessenen. Bei rund 30% der Standorte liegt der kartierte Wert darunter. Herrschen hingegen feuchte Vorbedingungen decken sich noch an rund 15% der Standorte die kartierten mit den gemessenen Werten und rund die Hälfte der Standorte weisen tiefere kartierte als gemessene Koeffizienten auf.

Als zweiter Vergleich sind die kartierten Abflusskoeffizienten (Sättigungsabflusskoeffizient) nach Markart et al. (2004) herangezogen worden. Unter trockeneren Vorbedingungen liegt an knapp einem Drittel der Standorte der Messwert in der Klasse des kartierten Abflusskoeffizienten nach Markart et al. (2004), an rund zwei Drittel der Standorte liegt dieser tiefer als die kartierten. Werden feuchte Vorbedingungen angeschaut, stehen die Werte in folgendem Zusammenhang: An gut einem Drittel der Standorte liegen die Messwerte innerhalb der Abflussbeiwertsklasse kartiert nach Markart et al. (2004). Eine Tendenz zur Überschätzung der Messwerte durch die kartierten Abflussbeiwertsklassen ist an knapp der Hälfte der Standorte auszumachen. Ein wichtiger Hinweis ist hier, dass bei der Kartierung der Abflusskoeffizienten nach der Geländeanleitung von Markart et al. (2004) von einem „Worst-Case-Szenario“ ausgegangen wird.

### **Schlussfolgerung**

Für welche Betrachtung ist der Summenabflusskoeffizient geeignet und für welche der Sättigungsabflusskoeffizient? Letzterer ist auf Gleichgewichtsbedingungen abgestimmt und kann als maximalen Wert verstanden werden. Er berücksichtigt die Abstraktionszeit nicht. Diese ist jedoch in der Natur Realität und daher wird der Sättigungsabflusskoeffizient für die Verwendung eines theoretischen Ansatzes empfohlen, da er einer Modellvorstellung gleicht. Der Summenabflusskoeffizient hingegen wird als realistischer Wert bezeichnet, der vor Ort gemessen werden kann. Hingegen ist er im Gegensatz zum Sättigungsabflusskoeffizienten nicht standardisiert und daher für Modellbetrachtungen ungeeignet. Ein direkter Vergleich der beiden Koeffizienten ist nicht zulässig.

Mit den Resultaten der vorliegenden Arbeit konnte gezeigt werden, dass die Nutzung resp. Vegetationsbedeckung und der Bodentyp die entscheidenden Faktoren für die Ausbildung von Oberflächenabfluss sind. Dabei steht der mengenmässige Ausdruck im Vordergrund, der zeitliche Aspekt wird nicht von einem Faktor allein beeinflusst. Diese Feststellungen decken sich mit bereits bestehenden Arbeiten wie beispielsweise jenen von Rickli und Forster (1997) oder Markart et al. (2004). Die Resultate lassen zusätzlich den Schluss zu, dass die Methode von Rickli und Forster (1997) für die Abschätzung der Abflusskoeffizienten zuverlässige Koeffizienten liefert, wobei es sich eher um tiefe Werte handelt. Bei Standorten ausserhalb des Waldes ist diese Unterschätzung grösser als bei Waldstandorten.

Werden bei einer Hochwasserabschätzung mit HAKESCH, worin das Verfahren zur Abschätzung der Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) empfohlen wird, Szenarien gebildet, ist besonders beim Szenario „ungünstig“, beispielsweise bei feuchteren Vorbedingungen, die Unterschätzung der Abflusskoeffizienten durch das Verfahren nach Rickli und Forster (1997) zu berücksichtigen.

Die starke Abhängigkeit des Abflusskoeffizienten von der Nutzung resp. der Vegetationsbedeckung und vom Bodentyp stärkt die These, dass für eine zuverlässige Abschätzung eines Abflusskoeffizienten eine Beurteilung vor Ort durchzuführen ist. Schweizweit verfügbare Kartenwerke liegen nicht in genügender Auflösung vor, als dass diese Abschätzung ohne Feldbegehung durchgeführt werden könnte. Sind für ein Einzugsgebiet  $<10\text{km}^2$  die Abflusskoeffizienten zu kartieren, um diese als zuverlässige Inputparameter für eine Hochwasserabschätzung zu verwenden, ist ein Kartierungsmassstab zwischen 1:10'000 und maximal 1:25'000 zu empfehlen.

Die Resultate bezüglich des gemessenen und kartierten Abflusskoeffizienten werden in einer Interpretations- und Praxishilfe (vgl. Kapitel 7) soweit aufbereitet, dass sie für eine effiziente Anwendung in der Praxis bereitstehen.

### 6.1.2 Bodenhydrologie

Die Wassergehaltsdaten ermittelt mit den beiden in der vorliegenden Arbeit angewendeten Messmethoden (CS615 und Tektronix mit Sonden des GIUB) sind vergleichbar, die Signifikanzniveaus resp. Fehlerwerte unterscheiden sich nur leicht (0.013 resp. 0.015Vol-%).

Die einzelnen Terme der Bilanzierung müssen unterschiedlich diskutiert werden:

- Niederschlag: Der Input kann mit der angewendeten Methode zuverlässig abgelesen werden und daher ist die Quantifizierung unproblematisch.
- Oberflächenabfluss: Wie die Resultate zum Oberflächenabfluss zeigen, sind die gemessenen Daten plausibel und können als Summenabflusskoeffizient in die Bilanzierungen eingearbeitet werden.
- Maximales kurzfristiges Speichervermögen: Die verwendete Berechnung ergibt für Standorte mit einem grossen Unterschied zwischen dem Ausgangswassergehalt und dem maximalen Wassergehalt und bei ausgesprochen schnellem Fortschreiten der Feuchtefront eher hohe Werte. Dadurch kann das Speichervermögen tendenziell überschätzt werden.
- Tiefensickerung: Hier gilt dasselbe wie beim maximalen kurzfristigen Speichervermögen, der Effekt ist jedoch weniger ausgeprägt, da sich der Wassergehalt gemessen an der untersten Sonde während eines Niederschlagsereignisses meist nicht in einem grossen Ausmass verändert.

- Laterales Fließen: Bei dieser Grösse handelt es sich um alle Verluste (Interzeption und Verdunstung) und Fehler der Bilanzierung. Die Unsicherheit bei dieser Grösse ist schwierig abzuschätzen.

Für trockenere Vorbedingungen kann die Bilanzierung für 27 Standorte (feuchte Vorbedingungen 26) erfolgreich berechnet werden. An fünf (sechs) Standorten fällt der laterale Fluss negativ aus, und damit ist an diesen Standorten die Bilanzierung nicht plausibel.

Werden die einzelnen Terme der Bilanzierungsgleichung standörtlichen Eigenschaften gegenübergestellt, ergeben sich keine Zusammenhänge. Es scheint, dass mehrere Einflussgrössen das Ausmass der einzelnen Bilanzierungsglieder bestimmen. In der vorliegenden Arbeit wurden diese Zusammenhänge jedoch nicht tiefer untersucht.

Die ermittelten Geschwindigkeiten für das Fortschreiten der Feuchtefront im Boden sind plausibel, wie der Vergleich mit Referenzwerten aus anderen Arbeiten zeigt. Eine nahe liegende Annahme, dass in einem vorgefeuchteten Boden die Feuchtefront schneller in die Tiefe sickert als in einem trockeneren Boden, konnte mit den ermittelten Geschwindigkeiten nicht bestätigt werden.

Ebenfalls keinen Zusammenhang ergab sich zwischen den Geschwindigkeitswerten des Fortschreitens der Feuchtefront und der Bodentypen und der Nutzung resp. Vegetationsbedeckung. Die Annahme, dass beispielsweise in einem Gesteinsboden mit einem relativ hohen Skelettanteil die Feuchtefront schneller in die Tiefe gelangt, oder dass derselbe Effekt in einem Waldboden mit hoher Porosität auftritt, konnte nicht nachgewiesen werden.

Somit liegt der Schluss bei der Geschwindigkeit des Fortschreitens der Feuchtefront nahe, dass auch hier mehrere Einflussfaktoren auf die Ausprägung der Geschwindigkeit einen Einfluss haben. Diese sind jedoch in der vorliegenden Arbeit nicht näher aufgeschlüsselt worden.

Die in dieser Studie entwickelte Methodik zur Bestimmung des dominanten Abflussprozesses an einem Standort lässt folgende Schlüsse zu:

- Beim Vergleich von trockeneren mit feuchten Vorbedingungen ergibt sich eine Verschärfung des hydrologischen Prozesses. Das heisst, unter feuchten Bedingungen wird beispielsweise aus einem „Delayed Hortonian Overlandflow“ (bestimmt unter trockeneren Vorbedingungen) ein „Hortonian Overlandflow“ oder aus einem dominanten Fliessprozess im Boden wird ein solcher an der Oberfläche.
- An Gleystandorten dominieren an acht von zehn Standorten Oberflächenprozesse. Entweder sind bei der ersten oder zweiten Berechnung dieselben Prozesse dominierend oder sie verschärfen sich von der ersten zur zweiten Berechnung. An den zwei übrigen Standorten dominiert „gehemmter Makroporenfluss“ resp. „stationäre Sickerung“.
- An gut der Hälfte der Standorte auf Braunerde dominiert typischer Makroporenfluss.
- Alle Standorte, die auf Gesteinsböden liegen, weisen als dominanten Fliessprozess einen im Boden auf.
- An allen Waldstandorten dominieren Fliessprozesse im Boden.
- Unter trockeneren Vorbedingungen dominieren auf Weidestandorten zu gut 60% Oberflächenprozesse, dieser Wert erhöht sich unter feuchten Vorbedingungen auf 78%. Dabei ist „Hortonian Overlandflow“ vorherrschend.
- Mähwiesestandorte zeigen bei trockenerem Boden in 57% der Fälle dominierende Oberflächenprozesse, bei vorgefeuchtetem Boden sind es 61%.
- Die Geschwindigkeit des Fortschreitens der Feuchtefront ist an Standorten mit dominierenden Fliessprozessen im Boden leicht höher als an Standorten, an denen Oberflächenprozesse vorherrschen.

Werden die dominanten Abflussprozesse an den Berechnungsstandorten ermittelt mit dem Verfahren von Scherrer (2004) und der in der vorliegenden Studie vorgeschlagenen Methode je in die beiden Kategorien „dominierende Prozesse im Boden“ und „an der Oberfläche“ zusammengefasst und miteinander verglichen, ergeben sich an 25 der 32 Berechnungsstandorte identische Abflussprozesse. Daher liegt der Schluss nahe, dass das vereinfachte Verfahren aus der vorliegenden Arbeit plausible Einschätzungen liefert, wobei das vorgeschlagene Verfahren eher von dominanten Oberflächenprozessen ausgeht und daher tendenziell auf der bezüglich Hochwasserbildung skeptischen Seite anzusiedeln ist.

### Schlussfolgerung

Die Analysen zur Bodenhydrologie dienen der Grundlagenforschung und dem allgemeinen Verständnis der Abflussprozesse insbesondere jene im Boden. Es konnte gezeigt werden, dass kaum ein Parameter monokausal erklärt werden kann. Vielmehr sind komplexe Zusammenhänge von mehreren überlagerten Eigenschaften für die Ausprägung der unterschiedlichen Terme der Bilanzgleichung und der mittleren Geschwindigkeit für das Fortschreiten der Feuchtefront im Boden verantwortlich. Die angewendeten Methoden stossen an ihre Grenzen, eine Auswertung mit bodenphysikalischen Modellen und weiteren Bodenparametern wie beispielsweise Porosität und Korngrössenverteilung im gesamten Profil sowie der k-Wert im Boden würde hier vermutlich weitere Erkenntnisse bringen.

Die vorgeschlagene Methode zur Bestimmung der dominanten Abflussprozesse ist tauglich und ermöglicht bei vorhandenen Grundlagendaten zum Wassergehalt und zum Oberflächenabfluss eine rasche Bestimmung des dominanten Abflussprozesses. Ohne Messdaten kann mit Hilfe der Karte der Hochwasserdisposition (vgl. Kapitel 6.1.3) das Verfahren zur Bestimmung der dominanten Abflussprozesse trotzdem angewendet werden. Die Unterteilung der Prozesse fällt in diesem Fall weniger detailliert aus.

### 6.1.3 Hochwasserdisposition

Die Karte der Hochwasserdisposition, ermittelt aus hydrologisch bewerteten und im GIS kombinierten Kartendaten, ermöglicht eine rasche Lokalisierung der für die Hochwasserbildung entscheidenden Flächen. Zudem verhilft sie zu einer qualitativen Aussage: je röter ein Gebiet eingefärbt ist, umso mehr Flächen weisen eine hohe Hochwasserdisposition auf und je grüner sie eingefärbt ist, desto kleiner ist diese Disposition.

Werden die Dispositions-Daten standortbezogen analysiert, lassen sich folgende Schlüsse ziehen:

- An 26 Berechnungsstandorten ist die Hochwasserdisposition abgeleitet aus den Messdaten zum Oberflächenabfluss und jener ermittelt im GIS identisch oder weicht um eine Stufe voneinander ab.
- Die grösseren Abweichungen an den übrigen Standorten können alle mit den Raumdaten begründet werden, welche die entscheidenden Kriterien nicht in der Karte abbilden. Dabei handelt es sich beispielsweise um alte Bachablagerungen unter einer Weidenutzung. Die Ablagerungen sind verantwortlich für eine sehr gute Durchlässigkeit des Bodens, was aus den digitalen Raumdaten nicht abgeleitet werden kann.

Die Karten der Hochwasserdisposition sind mit den Raumgliederungen nach Rickli und Forster (1997) und mit jener der Geländeanleitung nach Markart et al. (2004) verglichen worden. Es ist möglich, den Hochwasserdispositionsstufen 2, 3 und 4 einen Wertebereich für einen Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) zuzuordnen (vgl. Tabelle 6-1). Die Datenlage beruht

auf 32 Berechnungsstandorten und ist daher mit entsprechender Unsicherheit behaftet. Aus diesen Gründen kann die Karte der Hochwasserdisposition eine Feldbegehung zur Abschätzung der Abflusskoeffizienten vor Ort auf keinen Fall ersetzen.

Tabelle 6-1: Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) für die fünf Hochwasserdispositionsstufen (Grenzen sind die Quartile, in Klammern steht der Median)

Hochwasserdisposition	Abflusskoeffizient für ein günstiges Szenario [ ]	Abflusskoeffizient für ein ungünstiges Szenario [ ]
1	keine Angabe eines Wertebereichs möglich	keine Angabe eines Wertebereichs möglich
2	0.17 bis 0.24 (0.19)	0.17 bis 0.28 (0.22)
3	0.25 bis 0.28 (0.26)	0.25 bis 0.32 (0.27)
4	0.26 bis 0.36 (0.33)	0.30 bis 0.41 (0.36)
5	keine Angabe eines Wertebereichs möglich	keine Angabe eines Wertebereichs möglich

Der Vergleich der Karte der Hochwasserdisposition mit den Raumgliederungen nach Markart et al. (2004) liefert einen plausiblen Eindruck. Jedoch gelingt es weniger eindeutig, den Stufen der Hochwasserdisposition Abflussbeiwertsklassen nach Markart et al. (2004) zuzuordnen.

Wird die Karte der Hochwasserdisposition ermittelt im GIS hinsichtlich einer Gesamtaussage des Einzugsgebiets analysiert, ergeben sich folgende Aussagen:

- Einen eindeutigen Zusammenhang zwischen den flächengewichteten Hochwasserdispositionen und Spitzenabflusswerten  $HQ_{100}$  und  $Hq_{100}$  ist nicht ersichtlich.
- Ebenso wenig wenn die Hochwasserdisposition entlang dem Fließweg distanzgewichtet und auf diese Weise mit den Spitzenabflusswerten in Verbindung gebracht wird.
- Die Ausmittlung der Werte insbesondere der Extreme ist zu gross, als dass sie einen Ausschlag in der gewichtet gemittelten Hochwasserdisposition beeinflussen könnten.

Die in einem Einzugsgebiet berechneten Hochwasserdispositionen wurden auf Rasterzellen genau ausgezählt und deren Verteilung über die fünf Stufen analysiert. Die auf diese Weise berechnete Schiefe und Exzess bilden die Grundlage für eine qualitative Einteilung in drei Klassen für eine Spitzenabflussspende. Eine weitere Unterteilung dieser drei Klassen mithilfe von hydrologischen Kennwerten ist nicht geglückt. Einzig eine Tendenz hin zu höheren Spitzenabflüssen ist ersichtlich, falls in einem Einzugsgebiet eine mosaikartige Struktur der Rasterzellen unterschiedlicher Hochwasserdisposition vorliegt.

Die im GIS ermittelte Hochwasserdisposition kann zur groben Bestimmung der dominanten Abflussprozesse verwendet werden (vgl. Tabelle 6-2).

Tabelle 6-2: Hochwasserdisposition berechnet im GIS und dominante Abflussprozesse

Hochwasserdispositionsstufe	dominanter Abflussprozess
1, 2	Fliessprozess im Boden
3	Fliessprozess an der Oberfläche: - „Delayed Hortonian“ - „Temporary Hortonian“ - „Saturated Overland Flow“.
4, 5	„Hortonian Overland Flow“

In der vorliegenden Studie wurden für eine feinere Unterteilung der dominanten Abflussprozesse Berechnungsversuche mit der Messung der Daten zum Oberflächenabfluss in Menge und Zeit und des Bodenwassergehalts durchgeführt.

### Schlussfolgerung

Die Karte der Hochwasserdisposition erlaubt, einen Überblick zur hydrologischen Situation in einem Einzugsgebiet zu erhalten und die für die Hochwasserbildung entscheidenden Flächen auszuscheiden. Sie liefert eine statische Aussage, die Hydrodynamik wird nicht berücksichtigt.

Es ist möglich, den einzelnen Stufen der Hochwasserdisposition einen Wertebereich von Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) zuzuordnen. Damit gewinnt die Karte an Aussagekraft und ermöglicht eine Anwendung als hypothetische Raumgliederung für die Hochwasserabschätzung mit HAKESCH. Die Karte liefert dadurch zudem einen wichtigen Beitrag zur Standardisierung des Vorgehens der hypothetischen Raumgliederung. Die Datengrundlage für die Wertebereiche bilden die Erfahrungswerte aus Kartierungen in den zwölf Schwerpunktgebieten.

Die quantitative Aussage der Hochwasserdisposition in Form von Spitzenabflusswerten ist lediglich in drei Klassen mit einer jeweiligen oberen Begrenzung möglich. Die flächengewichteten Abflusskoeffizienten ergeben keinen eindeutigen Zusammenhang mit den Spitzenabflüssen, dasselbe gilt für die Hochwasserdisposition. Wie in den unterschiedlichen Hochwasserabschätzverfahren berücksichtigt, sind weitere Parameter für die Ausbildung eines Spitzenabflusses entscheidend. So unter anderem die Niederschlagsmenge, Konzentrationszeit oder Grösse eines Einzugsgebiets resp. der zu einem Hochwasser beitragenden Fläche.

Die Karte der Hochwasserdisposition gewinnt einen zusätzlichen Anwendungsbereich mit dem Zuordnen von dominanten Abflussprozessen zu den einzelnen Stufen der Hochwasserdisposition. Die Abstufung in den Prozessen ist jedoch grob, eine Verfeinerung ist mit Berechnungsversuchen und der Messung der entsprechenden Parameter erreichbar.

Das Vorgehen zur Herleitung der Karte der Hochwasserdisposition und die daraus abgeleiteten Aussagen sind in der Interpretations- und Praxishilfe (vgl. Kapitel 7) für die Anwendung in der Praxis aufbereitet.

#### 6.1.4 Sensitivitätsanalysen betreffend Inputparameter für HAKESCH

Wird in den Verfahren implementiert in HAKESCH der Niederschlagsinput um 5% oder 10% erhöht, erhöhen sich die abgeschätzten Spitzenabflusswerte  $HQ_{20}$  und  $HQ_{100}$  der Mittelungsverfahren Clark-WSL, Kölla und modifiziertes Fliesszeitverfahren um je rund 10% resp. 20%.

Die Veränderung beim Benetzungsvolumen als Inputparameter für das modifizierte Fliesszeitverfahren und das Verfahren nach Kölla um  $\pm 5\text{mm}$  erzeugt beim  $HQ_{20}$  pro Verfahren eine Senkung des Spitzenabflusses um knapp 20% resp. eine Steigerung um gut 20%. Für das  $HQ_{100}$  hat das veränderte Benetzungsvolumen eine Senkung des Spitzenabflusswertes um rund 15% resp. einer Steigerung um rund 17% zur Folge.

Als dritten Parameter wurde der  $\alpha$ -Wert für das Verfahren Taubmann untersucht. Die Problematik der für die schweizerischen Verhältnisse nicht optimalen Grundlagendaten wird mit einer Standardisierung zu umgehen versucht. Dabei kann ein Parametersatz angeboten werden, der befriedigende Ergebnisse in der Abschätzung der Spitzenabflüsse ermöglicht und der dazu führt, dass die Bedingung des unteren Grenzwertverfahrens in vergleichbarem Ausmass erfüllt ist, als wenn der  $\alpha$ -Wert mit der konventionellen Methode abgeschätzt würde.

Schliesslich erfolgte eine Objektivitätsanalyse für die Abschätzung des Abflusskoeffizienten nach dem Verfahren Rickli und Forster (1997). Sie scheint relativ robust bezüglich des subjektiven Einflusses zu sein, dadurch stärkt sich seine Berechtigung für die Anwendung in der Praxis.

### **Schlussfolgerung**

Es ist offensichtlich, dass der Niederschlagsinput auf die Höhe eines Spitzenabflusses einen entscheidenden Einfluss hat. Daher sind gut abgestützte und aktuelle Niederschlagswerte als Eingabegrösse in die Verfahren für die Güte der abgeschätzten Spitzenabflüsse entscheidend. Aufgrund des Klimawandels muss davon ausgegangen werden, dass mindestens im Winterhalbjahr in der Schweiz mit einer Zunahme der Niederschlagsextremen zu rechnen ist (OcCC, 2003). Zudem wird im Alpenraum von einer Zunahme der Starkniederschläge von langer Dauer ausgegangen (OcCC, 2003).

Das Benetzungsvolumen gilt als sensitiver Parameter für das modifizierte Fliesszeitverfahren und das Verfahren nach Kölla. Eine möglichst gut begründete Abschätzung dieses Parameters ist demnach wünschenswert.

Das Bewertungsschema nach Rickli und Forster (1997) zur Abschätzung des Abflusskoeffizienten erwies sich als robust gegenüber subjektiven Einflüssen. Zudem hat sich gezeigt, dass Flächen  $<100\text{m}^2$  nicht einzeln auskartiert werden müssen, und für die betrachteten Einzugsgebietsgrössen eine Kartierung im Massstab von 1:10'000 bis maximal 1:25'000 sinnvoll ist. Für eine zuverlässige Hochwasserabschätzung ist für die Bestimmung der Abflusskoeffizienten eine Feldbegehung mit Analysen vor Ort dringend zu empfehlen.

Die Abschätzung des komplexen Abflussbeiwerts  $\alpha$  wird mit dem in der vorliegenden Arbeit vorgeschlagenen Parametersatz für die Anwendenden in der Praxis einfacher.

### **6.1.5 HQ<sub>100</sub> abgeschätzt mit verschiedenen Verfahren**

Aus der Analyse der Daten lässt sich ableiten, dass sich die Spitzenabflusswerte HQ<sub>100</sub> abgeschätzt mit unterschiedlichen Verfahren in kleinen Gebieten ( $<10\text{km}^2$ ) mehr voneinander unterscheiden als in grösseren. Kleine Einzugsgebiete mit grösseren Abweichungen weisen oft eine extreme Parameterkonstellation oder eine Einzugsgebietsgrösse  $<1\text{km}^2$  auf. Unter einer extremen Parameterkonstellation wird beispielsweise eine sehr hohe oder tiefe Gerinnedichte, ein hoher Fels- oder Siedlungsanteil oder ein hoher Vergletscherungsgrad verstanden. Die Gerinnedichte wird massgeblich durch die Trockenrunsen beeinflusst. Für eine Hochwasserabschätzung werden sie dem perennierenden Gewässernetz hinzugefügt, da sie im Ereignisfall ebenfalls Wasser führend sind. Aus Mangel an Hochwasserabschätzverfahren für Gebiete mit einer extremen Parameterkonstellation, werden dennoch die gängigen Verfahren angewendet.

Die beiden Methoden HAKESCH und ZEMOKOST führen meist zu vergleichbaren Spitzenabflusswerten. Der Vergleich in Tabelle 6-3 versucht, die Stärken und Schwächen der beiden Verfahren aufzeigen. Im Anschluss wird der Beitrag der vorliegenden Arbeit zu HAKESCH aufgezeigt.



Tabelle 6-3: Vergleich der Methoden ZEMOKOST und HAKESCH (Version 1)

	ZEMOKOST	HAKESCH (Version 1)
Form	Excel-basiert	Eigenes Softwarepaket
Output	HQ beliebiger Jährlichkeit, Ganglinie, Fracht	HQ <sub>20</sub> und HQ <sub>100</sub>
Abstützung der Resultate	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Ein Wert für das HQ<sub>x</sub></li> <li>– Gerinnebeurteilung bei Teilgebieten und beim Gebietsauslass</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Fünf Werte bilden eine Multi-Model-Abschätzung</li> <li>– Oberer und unterer Grenzwert stecken Rahmen ab</li> <li>– Gerinnebeurteilung bei Gebietsauslass</li> </ul>
Aufwand in Tagen (Schätzung gilt für ein Einzugsgebiet mit einer Grösse von ca. 3km <sup>2</sup> )	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Ca. 0.25d Büro, Vorbereitung: Material und Karten bereitstellen, Ereigniskataster</li> <li>– Ca. 1.5d Feld: Kartierung, Aufnahmen der Gerinneparameter beim Auslass des gesamten Einzugsgebiets und bei den einzelnen Teilgebieten</li> <li>– Ca. 0.5d Büro: Digitalisierung der Karten, Ermittlung der Eingabeparameter, Durchführen der Abschätzung, Interpretation und Überprüfung des Resultates</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Ca. 0.25d Büro, Vorbereitung: Material und Karten bereitstellen, Ereigniskataster</li> <li>– Ca. 1d Feld: Kartierung, Aufnahme der Gerinneparameter beim Gebietsauslass</li> <li>– Ca. 0.5d Büro: Digitalisierung der Karten, Ermittlung der Eingabeparameter, Durchführen der Abschätzung, Interpretation und Überprüfung der Resultate</li> </ul>
Spezielle Kenntnisse	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Hydrologie kleiner Einzugsgebiete</li> <li>– Botanische und pedologische Kenntnisse</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Hydrologie kleiner Einzugsgebiete</li> <li>– Botanische (wenig) und pedologische Kenntnisse</li> </ul>

Die vorliegende Arbeit liefert für das Verfahren HAKESCH zu folgenden Punkten Ergänzungen, Empfehlungen und Hilfestellungen:

- Verfahren zur Herleitung der hypothetischen Raumgliederung (vgl. Kapitel 6.1.3)
- Bei den Eingabeparametern Abflusskoeffizient  $\psi$  und Wasserspeichervermögen eine Erweiterung der Kategorien „Wald“ und „Freiland mit Vegetation“ um die Kategorien „Geröll mächtig“, „Geröll gering mächtig“ und „Fels“, wobei die letztgenannte aufgeschlüsselt wird in „Kalk“, „Molasse“, „Flysch“ und „Kristallin“.
- Standardisierter Parametersatz für den komplexen Abflussbeiwert  $\alpha$  für das Verfahren Taubmann für dieselben Kategorien wie beim Abflusskoeffizienten und Wasserspeichervermögen.
- Vorschlag eines Parametersatzes (Eingabeparameter Abflusskoeffizient  $\psi$ , Wasserspeichervermögen und komplexen Abflussbeiwert  $\alpha$ ) für Gletscher
- Quantitative Empfehlungen bezüglich der Szenarien-Bildung (günstig, ungünstig) beim Abflusskoeffizienten  $\psi$ .
- Anhaltspunkte zur Sensitivität der Parameter Niederschlag und Benetzungsvolumen
- Abschätzen eines HQ<sub>30</sub> und HQ<sub>300</sub> aufgrund der Resultate aus HAKESCH und der Beurteilung von Schwellenbedingungen (vgl. Kapitel 6.1.6)

Die oben aufgeführten Ergänzungen, Empfehlungen und Hilfestellungen sind in der Interpretations- und Praxishilfe (vgl. Kapitel 7) für die Anwendung in der Praxis aufbereitet.

In der Version 2 von HAKESCH wird sich der Aufwand für das Digitalisieren der Karten, die Ermittlung der Eingabedaten, Durchführen der Abschätzung mit der Interpretation der Resultate von bisher ca. 0.5d in etwa halbieren. Diese zeitliche Optimierung gelingt aufgrund der in HAKESCH implementierten GIS-Funktionalitäten und der fast vollständig automatisierten Erhebung der Eingabeparameter. Ausserdem können in der Version 2 von HAKESCH zusätzlich drei Varianten gerechnet und die Ganglinie nach Clark-WSL exportiert werden. Die Software stellt ausserdem die Resultate zum Export in unterschiedlichen Formaten bereit.

## Schlussfolgerung

Die Analysen zeigen eindrücklich die grösseren Unterschiede in Einzugsgebieten mit einer extremen Parameterkonstellation. Gute Kenntnisse bezüglich der Besonderheiten der Verfahren und der hydrologischen Prozesse helfen einerseits bei der Interpretation der Resultate, und andererseits bei der Abschätzung der Inputparameter sowie der Annahme von Szenarien, wie beispielsweise mit einem hohen Anteil an Siedlungsfläche in einem Einzugsgebiet in der Hochwasserabschätzung umgegangen werden soll. Somit tragen gute Kenntnisse der Abschätzverfahren entscheidend zu einer zuverlässigen Abschätzung eines Spitzenabflusswertes bei.

Die mit HAKESCH abgeschätzten  $HQ_{100}$ -Werte hängen massgeblich vom Niederschlagsinput und vom Abflusskoeffizienten ab. Die Idee der Multi-Model-Abschätzung mit zwei Grenzwertverfahren, um die Resultate der einzelnen Verfahren einordnen zu können ist beim Festlegen eines definitiven Spitzenabflusswertes sehr hilfreich. Es wird jedoch darauf hingewiesen, dass bei der Interpretation der Ergebnisse aus den fünf Verfahren die Eigenheiten der einzelnen Verfahren besonders zu berücksichtigen sind. Beispielsweise kann das Verfahren Kölla in Einzugsgebieten mit einer kleinen Gerinnetichte zu einer Unterschätzung der Spitzenabflusswerte führen, dies aufgrund der direkten Abhängigkeit der beitragenden Fläche von der kumulativen Gerinnetlänge.

Die in der vorliegenden Studie erarbeiteten Empfehlungen und Hilfestellungen bieten dem Anwendenden Unterstützung beim Aufstellen der hypothetischen Raumgliederung, beim Abschätzen der Eingabeparameter und bei der Bildung von Szenarien. Zusätzlich kann der Output von HAKESCH mit einem  $HQ_{30}$  und  $HQ_{300}$  ergänzt werden. Mit der Version 2 von HAKESCH erweitert sich die Funktionalität und der zeitliche Aufwand für eine Hochwasserabschätzung kann verringert werden.

Teilweise sind Ergebnisse der Arbeiten von Sury (2006) und der vorliegenden Arbeit bereits in die Hilfestellungen von HAKESCH in der Version 2 integriert worden. Dabei handelt es sich um die standardisierten Parameter für den  $\alpha$ -Wert von Taubmann oder die Empfehlungen zu den Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) zu den Kategorien Fels und Geröll.

Das Modell Schaffner (2007) liefert für die Hochwasserabschätzung befriedigende Resultate. Extreme Parameterkonstellationen, wie sie in hochalpinen oder verkarsteten Einzugsgebieten vorkommen, haben mangelhafte Abschätzungen zur Folge. Zudem ist das Verfahren stark von der kumulativen Gerinnetlänge abhängig. Einen Einsatz auf Stufe der Übersichtskarte oder Gefahrenhinweiskarte ist jedoch durchaus gerechtfertigt.

Im Kreislauf des Risikomanagement ist vor allem beim Aspekt „Vorbeugen“ mit der Prävention und der Vorsorge die Kenntnis über den Spitzenabfluss oder die Ereignisfracht (vgl. Kapitel 6.1.7) von entscheidender Bedeutung. Denn sie hilft bei der Raum- und Massnahmenplanung und schliesslich bei der Dimensionierung von (Schutz-)Bauten.

### 6.1.6 Die Abschätzung eines $HQ_{300}$ und $HQ_{30}$

Basierend auf der Datenlage der Hochwasserabschätzungen ( $HQ_{20}$  und  $HQ_{100}$  aus der Anwendung von HAKESCH) in den zwölf Schwerpunktgebieten und in weiteren vier Einzugsgebieten ist eine Formel zur Abschätzung eines  $HQ_{300}$  erarbeitet worden (vgl. Abbildung 6-1). Als Inputparameter werden das  $HQ_{20}$  und  $HQ_{100}$  sowie eine Beurteilung der Schwellenbedingungen benötigt.

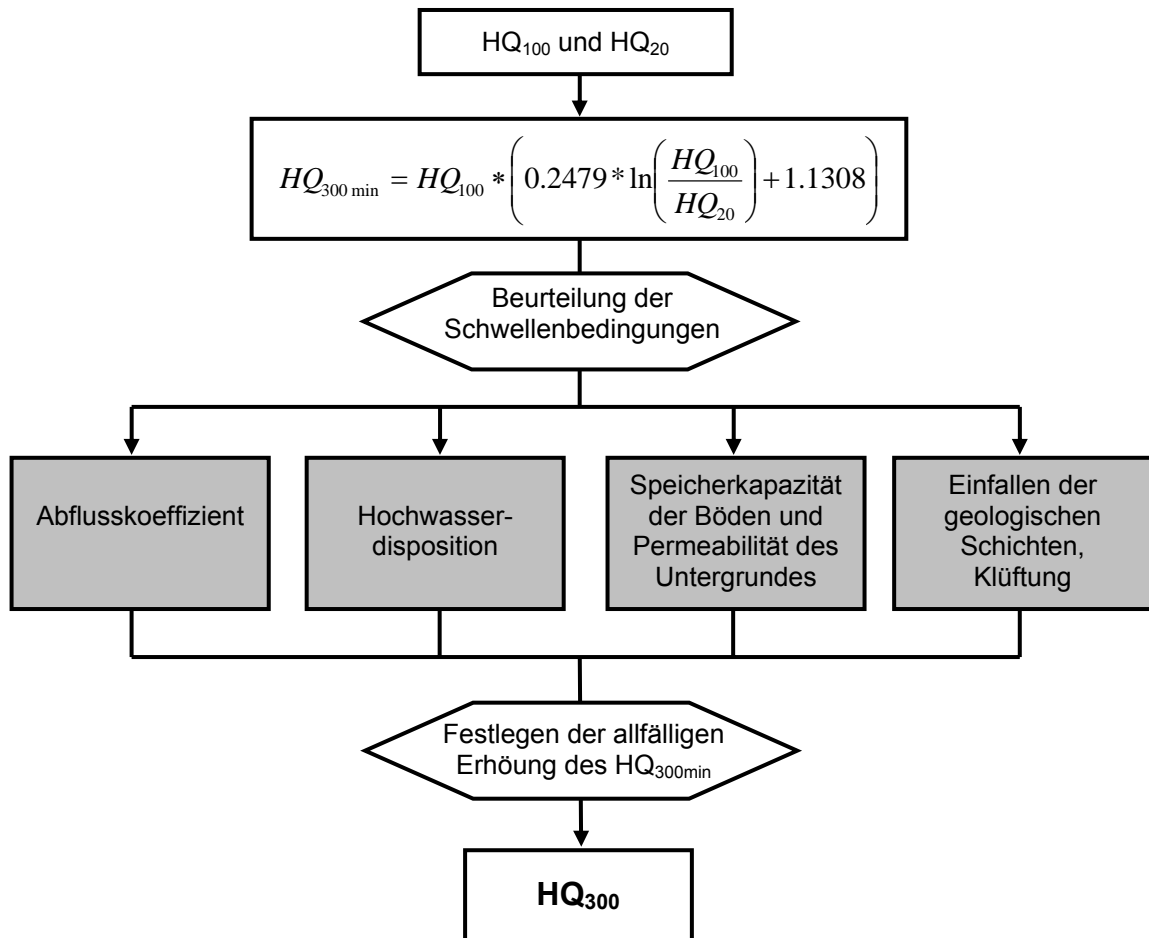


Abbildung 6-1: Abschätzen eines  $HQ_{300}$  (Schwellenbedingungen stehen in den grauen Feldern)

Eine quantitative Angabe zur allfälligen Erhöhung nach der Beurteilung der Schwellenbedingungen ist aufgrund fehlender vertrauenswürdiger Referenzwerte problematisch. Es wird empfohlen, eine gutachterliche Schätzung der Erhöhung vorzunehmen: 10%, falls von einer geringen Erhöhung des  $HQ_{300\min}$  aufgrund der Beurteilung der Schwellenbedingungen ausgegangen werden muss und 20%, falls die Analysen auf eine deutliche Erhöhung hindeuten.

Das modifizierte Fließzeitverfahren und das Verfahren Clark-WSL bieten die Möglichkeit, ein  $HQ_{30}$  abzuschätzen. Zur Erarbeitung der Formel zur Abschätzung eines  $HQ_{30}$  ist analog zur Herleitung der Formel für ein  $HQ_{300\min}$  vorgegangen worden (vgl. Abbildung 6-2). Im Gegensatz zur Abschätzung eines  $HQ_{300}$  erfordern die Schwellenprozesse bei der Jährlichkeit von 30 Jahren keine besondere Beachtung.

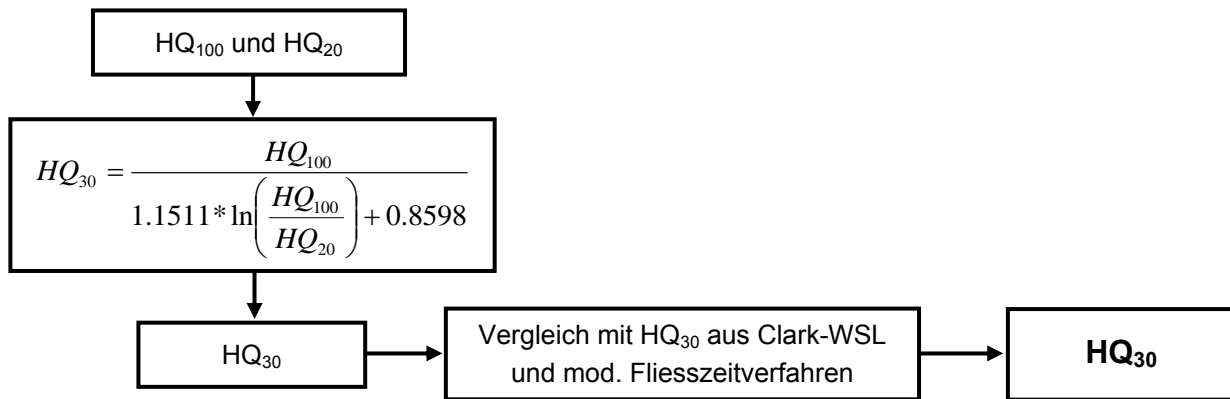


Abbildung 6-2: Abschätzen eines HQ<sub>30</sub>

### Schlussfolgerung

Das HQ<sub>300</sub> und das HQ<sub>30</sub> werden für die Gefahrenkartierung in der Schweiz benötigt und stellen nebst dem HQ<sub>100</sub> in diesem Zusammenhang eine Standardgrösse dar. Bis anhin bot HAKESCH die Abschätzung von Spitzenabflüssen mit einer Wiederkehrperiode von 20 und 100 Jahren an. Die in dieser Arbeit vorgeschlagenen Ansätze zur Abschätzung eines HQ<sub>30</sub> und HQ<sub>300</sub> schliessen hier eine Lücke.

Für die Abschätzung eines HQ<sub>300</sub> werden mit der vorgeschlagenen Formel und der Beurteilung der Schwellenbedingungen Hilfestellungen angeboten. Jedoch kann bezüglich einer quantitativen Erhöhung des HQ<sub>300min</sub> aufgrund der Beurteilung der Schwellenbedingungen keine Empfehlung abgegeben werden. Der Grund hierfür sind fehlende Referenzwerte.

Die Güte der abgeschätzten HQ<sub>300</sub> und HQ<sub>30</sub> hängen einerseits stark mit derjenigen der Abschätzung des HQ<sub>20</sub> und HQ<sub>100</sub> zusammen. Andererseits nehmen die Beurteilung der Schwellenprozesse und die daraus abgeleitete Erhöhung des HQ<sub>300min</sub> ebenfalls einen entscheidenden Einfluss. Es wird als wichtig erachtet, bei der Abschätzung und Bestimmung des HQ<sub>300</sub> besonders auf die Transparenz des Vorgehens zu achten, und die Festlegung des Wertes mit der Beurteilung der Schwellenprozesse zu dokumentieren.

Für das HQ<sub>30</sub> stehen nach einer Abschätzung mit HAKESCH drei Werte (aus der Formel der vorliegenden Arbeit, aus dem mod. Fließzeitverfahren und Clark-WSL) zur Verfügung. Diese können im Sinn einer Multi-Model-Abschätzung zu einem relativ breit abgestützten HQ<sub>30</sub> geführt werden.

#### 6.1.7 Ganglinien und Frachten für ein HQ<sub>100</sub>

Die Analyse der Ganglinien eines HQ<sub>100</sub> nach dem Verfahren Clark-WSL und ZEMOKOST wurden für die zwölf Schwerpunktgebiete durchgeführt. Es erfolgt eine Klassierung der Ganglinie hinsichtlich der Anstiegs- (nur ZEMOKOST), Reaktionszeit und des K-Wertes. Folgende Aussagen können zusammengefasst werden:

- Werden die Anstiegszeiten aus den Ganglinien abgeschätzt nach Clark-WSL und ZEMOKOST pro Bach miteinander verglichen, ergibt sich bei 75% der Bäche eine Übereinstimmung in den Klassierungen.
- Im Vergleich dazu, stimmen beim K-Wert die Klassierungen bei lediglich einem Drittel der Bäche überein.

- Beim Verfahren ZEMOKOST kann ein Zusammenhang zwischen der Reaktionszeit und dem K-Wert festgestellt werden: Eine verzögerte Reaktionszeit führt meist zu einem tendenziell flachen Rezessionsast eine schnelle Reaktionszeit hingegen meist zu einem eher steilen Rezessionsast.
- Schliesslich gelingt es, die Frachten für ein  $HQ_{100}$  abgeschätzt mit Clark-WSL auf das mit der gesamten Methode HAKESCH abgeschätzte  $HQ_{100}$  zu skalieren (vgl. Abbildung 6-3).

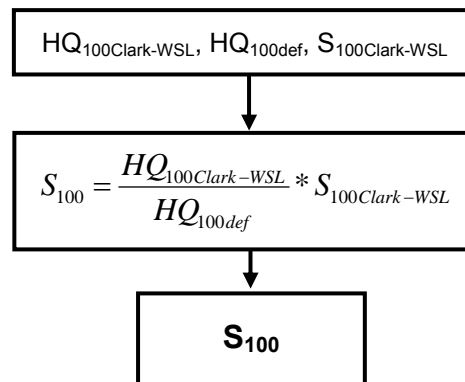


Abbildung 6-3: Abschätzen der Fracht  $S_{100}$  mit Hilfe des Verfahrens Clark-WSL und dem mit HAKESCH abgeschätzten  $HQ_{100}$  (dieses entspricht im Diagramm dem  $HQ_{100def}$ )

### Schlussfolgerung

Die Abschätzung einer Hochwasserganglinie weist vergleichbare Eigenheiten auf wie die Abschätzung eines Spitzenabflusswertes. Je nach gewähltem Ansatz beeinflussen andere Parameter die Ausprägung der Ganglinie. Bei der Anstiegszeit gelingt eine gute Übereinstimmung bei den Bewertungsprädikaten aus den beiden Verfahren. Die mässige Deckung der Prädikate beim K-Wert ist vermutlich auf die methodischen Unterschiede, die unterschiedliche Höhe des abgeschätzten  $HQ_{100}$  pro Verfahren und darauf zurückzuführen, dass die K-Wert-Bestimmung auf der Basis einer abgeschätzten Ganglinie durchgeführt wird.

Es kann eine Methode vorgeschlagen werden, wie aus einem abgeschätzten  $HQ_{100}$  mit Hilfe des Verfahrens Clark-WSL die entsprechende Fracht bestimmt werden kann. Über die Güte der absoluten Werte kann jedoch keine Aussage gemacht werden.

Wie unter 6.1.5 bereits erwähnt, ist im Kreislauf des Risikomanagement vor allem beim Aspekt „Vorbeugen“ mit der Prävention und der Vorsorge die Kenntnis über den Spitzenabfluss oder die Ereignisfracht von entscheidender Bedeutung. Denn sie hilft bei der Raum- und Massnahmenplanung und schliesslich bei der Dimensionierung von (Schutz-)Bauten.

## 6.2 Diskussion und Fazit

Das Unterkapitel behandelt die Erkenntnisse aus der vorliegenden Arbeit bezüglich der im Kapitel 1 formulierten Zielsetzungen. Die offenen Punkte werden im Ausblick in Kapitel 9 erneut aufgenommen. Das folgende Kapitel 7 enthält die Interpretations- und Praxishilfe, worin unter anderem die Resultate der vorliegenden Arbeit zu einer modular aufgebauten hydrologischen Bewertung kleiner Einzugsgebiete für die Anwendung in der Praxis aufbereitet sind.

## **Bodenhydrologie**

Mit den vorliegenden Resultaten und Erkenntnissen kann auf ein breites Spektrum an Aussagen bezüglich der Abflussprozesse an der Oberfläche und im Boden zurückgegriffen werden. Unterschiede in der Reaktionsweise eines Standortes auf ein künstliches Niederschlagsereignis auf trockenere und vorgefeuchtete Bedingungen werden aufgezeigt.

Die vorgeschlagene standortbezogene Bilanzierung gelingt mit der angewendeten Methodik nicht vollständig. Die Quantifizierung des lateralen Flusses sowie die Berechnung des maximalen kurzfristigen Speichervermögens erfordern zusätzliche Forschungsarbeit. Die Berechnung der Geschwindigkeit für das Fortschreiten einer Feuchtefront im Boden ergibt im Vergleich zu anderen Studien plausible Resultate. Tiefer greifende Analysen, wie die Erhebung von mehreren Bodenkennwerten, die Laborarbeiten benötigen, waren nicht im Fokus der vorliegenden Arbeit.

Die Auswertung der Wassergehaltsdaten im Boden hat einen wertvollen Beitrag geleistet, um am Standort die Abflussbildung an der Oberfläche zu verstehen und dadurch wertvolle Rückschlüsse hinsichtlich der Hochwasserrelevanz zu liefern.

Für die Anwendung in der Praxis wird ein einfaches Klassierungsschema für die dominanten Abflussprozesse bereitgestellt. Aus der Karte der Hochwasserdisposition kann eine Unterscheidung der dominanten Abflussprozesse in jene an der Oberfläche und im Boden hergeleitet werden. Erstere können zudem zusätzlich unterteilt werden. Daten aus Beregnungsversuchen hinsichtlich des Oberflächenabflusses und des Bodenwassergehalts ermöglichen eine feinere Unterteilung beider Prozessarten.

## **Hochwasserdisposition eines kleinen Einzugsgebietes**

Durch die Methodik mit der hydrologischen Bewertung und Klassierung von digitalen Raumdaten mit anschließender Kombination im GIS kann eine plausible hydrologische Raumgliederung eines kleinen Einzugsgebietes vorgenommen werden. Die rasterzellengenaue Hochwasserdisposition erlaubt eine zuverlässige Lokalisierung der verschiedenen hochwasserrelevanten (in fünf Stufen) Flächen in einem Einzugsgebiet. Durch die Analyse der Verteilung der Rasterzellen unterschiedlicher Hochwasserdisposition können drei Stufen von Spitzenabflüssen mit einer Wiederkehrperiode von 100 Jahren abgeschätzt werden. Dies hat einen qualitativen Charakter und kann der Gefahrenbeurteilung auf den Stufen der Übersichtskarte und allenfalls der Gefahrenhinweiskarte dienen.

Die Karte der Hochwasserdisposition stellt in der in dieser Arbeit vorgeschlagenen hydrologischen Beurteilung eines kleinen Einzugsgebietes die grösste Detaillierungsstufe dar. Die komplexen Abflussbildungsprozesse lassen sich aber mit einer statischen Karte, die keine hydrodynamischen Aspekte berücksichtigt, nicht abschliessend abbilden. Aus diesem Grund gelingt es mit der Karte und der Analyse der Verteilung der Rasterzellen nicht, eine bessere Güte der Resultate hinsichtlich der Spitzenabflusswerte zu erreichen. Jedoch können die dominanten Abflussprozesse bestimmt werden.

Die Karte der Hochwasserdisposition kann als hypothetische Raumgliederung für die Hochwasserabschätzung mit HAKESCH verwendet werden, vorausgesetzt es sind ein GIS und die entsprechenden Raumdaten verfügbar. Die Auflösung von 25m Rasterweite reicht für diese Anwendung aus. Eine feinere Auflösung würde eine Genauigkeit vortäuschen, die nicht vorliegt. Bereits eine Rasterweite von 25m wird Karten im Massstab 1:200'000 (Bodeneigungskarte und geotechnische Karte) nicht gerecht. Da jedoch der überwiegende Teil der Eingabedaten im

Masstab 1:25'000 vorliegt (Primärflächen, DHM, Gewässernetz), scheint eine Rastergrösse von 25m trotzdem angebracht.

Werden die aufgrund der Hochwasserdisposition abgeschätzten Spitzenabflussklassen eines kleinen Einzugsgebietes mit dem Ansatz von Schaffner (2007) ergänzt, kann der zu erwartende Spitzenabfluss mit einer etwas besseren Güte eingegrenzt werden. Durch die Ergänzung liegen schliesslich zwei Vorschläge für ein  $HQ_{100}$  vor. Dies hilft, die Unsicherheit zu verkleinern.

### **Abschätzen von Spitzenabflusswerten mit unterschiedlicher Wiederkehrperiode**

Die Gefahrenbeurteilung sieht eine Einteilung der Eintretenswahrscheinlichkeiten von 1 bis 30 Jahre (häufig), 30 bis 100 Jahre (selten), 100 bis 300 Jahre (sehr selten) und von >300 Jahren (extrem selten) vor. Bis anhin bot HAKESCH die Abschätzung von Spitzenabflüssen mit einer Wiederkehrperiode von 20 und 100 Jahren an. Die in der vorliegenden Arbeit vorgeschlagenen Ansätze zur Abschätzung eines  $HQ_{30}$  und  $HQ_{300}$  schliessen hier eine Lücke. Dadurch können Spitzenabflüsse mit einer Jährlichkeit von 20, 30, 100 und 300 mit einer hohen Güte abgeschätzt werden. Die so ermittelten Spitzenabflüsse können für die Gefahrenbeurteilung auf der Stufe der Gefahrenkarte eingesetzt werden. Die Kenntnis über die Höhe eines Spitzenabfluss und dessen -fracht hilft bei der Abgrenzung der Gefahrenstufen, wie sie im Kapitel 3.3.2.1 in der Tabelle 3-5 erläutert sind. Zur Abschätzung der Abflussfracht stehen im folgenden Abschnitt „Hochwasserganglinie und -fracht“ zusätzliche Informationen bereit.

Die ermittelten Spitzenabflüsse können zudem bei der Beurteilung von geschieberelevanten Prozessen eingesetzt werden. Denn die Menge Wasser, die bei einem Ereignis in einem Wildbach abfließt, ist für die Mobilisierung und den Transport von Feststoffen entscheidend.

Für die Anwendung von HAKESCH in der Version 2 in der Praxis stellt die vorliegende Arbeit zu folgenden Aspekten Ergänzungen, Empfehlungen und Hilfestellungen zur Verfügung:

- Hypothetische Raumlagerung
- Eingabeparameter Abflusskoeffizient  $\psi$ , Wasserspeichervermögen und komplexen Abflussbeiwert  $\alpha$
- Quantitative Angaben bezüglich Szenarienbildung
- Anhaltspunkte zur Sensitivität der Parameter Niederschlag und Benetzungsvolumen
- Abschätzen eines  $HQ_{30}$  und  $HQ_{300}$
- Interpretation einer Ganglinie für ein  $HQ_{100}$

### **Hochwasserganglinie und -fracht**

Für ein  $HQ_{100}$  gelingt die zeitliche Bewertung der Ganglinien in Reaktions- und Anstiegszeit sowie die Bewertung des Rezessionsasts mit dem K-Wert für die beiden Verfahren Clark-WSL und ZEMOKOST unterschiedlich. Methodisch bedingte Differenzen zwischen den Verfahren sowie die Abweichung des abgeschätzten Spitzenabflusses  $HQ_{100}$  erschweren den Vergleich der beiden Ganglinien. Inwiefern sich die mit Clark-WSL und ZEMOKOST abgeschätzten Ganglinien und Frachten mit beobachteten Ereignissen decken, bleibt mangels geeigneter Messdaten unbeantwortet.

Das Abschätzen der Fracht für ein  $HQ_{100}$  gelingt mit dem Verfahren Clark-WSL, indem die Spitze des entsprechenden Hydrographen auf das definitive  $HQ_{100}$  abgeschätzt mit HAKESCH skaliert wird. Ob sich dieser Wert jedoch im Bereich von gemessenen Ereignisfrachten bewegt, konnte mit den Analysen in dieser Arbeit nicht gezeigt werden.

Für die möglichen Verwendungszwecke der Ereignisfracht hinsichtlich des integralen Risikomanagements, der Abgrenzung der Gefahrenstufen oder geschieberelevanter Fragestellungen

kann die mit dem Verfahren Clark-WSL abgeschätzte Fracht verwendet werden. Die Güte der ermittelten Werte lässt sich jedoch kaum abschätzen, da einerseits Referenzwerte fehlen und andererseits für das Verfahren Clark-WSL dazu keine systematischen Analysen vorliegen.

### **Interpretations- und Praxishilfe zur Hochwasserabschätzungen in kleinen Einzugsgebieten der Schweiz**

Die Resultate und Analysen der vorliegenden Arbeit erlauben eine Ergänzung und Verfeinerung bereits bestehender Methoden, die der Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten dienen. Sie sind in Form einer Interpretations- und Praxishilfe (vgl. Kapitel 7) für eine effiziente Anwendung in der Praxis aufbereitet. Diese kann als Leitfaden angesehen werden und beinhaltet zu folgenden Themen Hilfestellungen sowie Wertebereiche für die Abschätzung von Inputparametern für die Abschätzverfahren:

- Hydrologische Gliederung eines Einzugsgebiets bezüglich der Hochwasserdisposition
- Abschätzen eines  $Hq_{100}$  aufgrund von hydrologischen Kennwerten
- Hochwasserabschätzung mit HAKESCH
- Abschätzen eines  $HQ_{30}$  und  $HQ_{300}$
- Interpretation der Ganglinie und Abschätzung der Fracht für ein  $HQ_{100}$

Das Ziel ist, dass dieser Leitfaden losgelöst von der vorliegenden Arbeit verwendet werden kann und den Anwendenden in der Schweizer Praxis bei der hydrologischen Beurteilung und Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten dienlich ist.

### **Fazit hinsichtlich der Zielsetzungen**

Die im Kapitel 1 formulierten Zielsetzungen können mit den vorliegenden Analysen und Resultaten vorwiegend erfüllt werden. Zum Thema „Bodenhydrologie“ lässt sich festhalten, dass mit den Erkenntnissen der vorliegenden Arbeit ein Beitrag zur Grundlagenforschung geleistet wird. Die Bodenphysik sowie die kleinmassstäblichen Prozesse im Boden und an der Oberfläche waren jedoch nicht hauptsächliches Thema der vorliegenden Arbeit. Aufgrund der fehlenden Einschätzung der Güte der abgeschätzten Ganglinie und Abflussfrachten müssen die Zielsetzungen betreffend der „Hochwasserganglinie und -fracht“ als nur teilweise erfüllt eingestuft werden.



# 7 Interpretations- und Praxishilfe

## 7.1 Übersicht

Als Zielgrösse für die Anwendung der Interpretations- und Praxishilfe gelten Einzugsgebiete mit einer Fläche von  $<10\text{km}^2$ .

Die Interpretations- und Praxishilfe gliedert sich in fünf Schritte, die sich teilweise unabhängig voneinander anwenden lassen (vgl. Tabelle 7-1). Vom ersten bis zum fünften Punkt steigert sich der Detaillierungsgrad der hydrologischen Bewertung sowie der Hochwasserabschätzung für das zu untersuchende Einzugsgebiet. Schritt 1 und 2 sind auf der Stufe Übersichts- und Gefahrenhinweiskarte (Massstab 1:1'000'000 bis 1:10'000) einzuordnen und können Eingabegrössen für die Anwendung von HAKESCH liefern, ab Schritt 3 sind die Anwendungen für die Stufe der Gefahrenkartierung (Massstab 1:10'000 bis 1:2'000) geeignet.

Als Grundlage und zur Herleitung der nachfolgenden Ausführungen wird auf die vorangehenden Kapitel verwiesen. Im anschliessenden Kapitel 8 wird die Interpretations- und Praxishilfe auf vier Einzugsgebiete exemplarisch angewendet.

Tabelle 7-1: Die fünf Schritte der Interpretations- und Praxishilfe

Thema	Ziel	Qualität	Grundlagen und Anforderungen
<b>1. Hydrologische Gliederung eines Einzugsgebiets bezüglich der Hochwasserdisposition</b>  <b>Kapitel 7.2</b>	Lokalisierung der hochwasserrelevanten Flächen	Zuverlässige Lokalisierung auf der Karte	GIS diverse Raumdaten
	3 Klassen eines $Hq_{100}$	Minimale Qualität	
	Hypothetische Raumgliederung für HAKESCH	Hohe Qualität bezüglich Lokalisierung qualitative Aussage bezüglich der absoluten Abflusskoeffizienten	
<b>2. Abschätzen eines <math>Hq_{100}</math> aufgrund von hydrologischen Kennwerten</b>  <b>Kapitel 7.3</b>	$Hq_{100}$	Mittlere Qualität	GIS und diverse Raumdaten ohne GIS auch mit analogen Karten möglich
<b>3. Hochwasserabschätzung mit HAKESCH</b>  <b>Kapitel 7.4</b>	$HQ_{100}$ und $HQ_{20}$ (Zielgrösse)	Bestmögliche Qualität	Software HAKESCH Raumdaten Feldarbeit
	$HQ_x$ (einzelne Verfahren)	Mittlere Qualität	
	Ganglinie $HQ_x$ (ein Verfahren)	Im Rahmen der methodischen Grenzen hohe Qualität	
<b>4. Abschätzen eines <math>HQ_{30}</math> und <math>HQ_{300}</math></b>  <b>Kapitel 7.5</b>	Abschätzen eines $HQ_{30}$ und $HQ_{300}$ aufgrund von $HQ_{20}$ und $HQ_{100}$ (beide aus HAKESCH)	Hohe Qualität für $HQ_{30}$ und $HQ_{300min}$	$HQ_{100}$ und $HQ_{20}$ räumlich differenzierte Abflusskoeffizienten und Speicherkapazitäten der Böden Information zur Geologie
	Einfluss der Schwellenprozesse auf das $HQ_{300}$	Qualitative Aussage zum Mass der Erhöhung des minimalen $HQ_{300}$	
<b>5. Interpretation der Ganglinie und Abschätzung der Fracht für ein <math>HQ_{100}</math></b>  <b>Kapitel 7.6</b>	Aussage bezüglich Anstiegszeit und Steilheit des Rezessionsastes (K-Wert)	Qualitative Aussagen für Zeitangaben aus der Ganglinie	Ganglinie Clark-WSL aus HAKESCH
	Abschätzen der Fracht für ein $HQ_{100}$	Keine Aussage über Qualität möglich	

Zunahme im Detaillierungsgrad der hydrologischen Untersuchung in einem Einzugsgebiet

Im Folgenden werden die fünf Schritte erläutert, wobei die einzelnen Kapitel jeweils mit einer Liste der benötigten Grundlagendaten beginnen und mit den Hilfestellungen und Interpretationsansätzen enden.

## 7.2 Hydrologische Gliederung eines Einzugsgebiets bezüglich Hochwasserdisposition

Das Ziel dieses Kapitels der Interpretations- und Praxishilfe ist das Erstellen der Karte zur Hochwasserdisposition für ein kleines Einzugsgebiet der Schweiz. Daraus können folgende Aussagen abgeleitet werden:

- Lokalisieren der Flächen unterschiedlicher Hochwasserdisposition
- Abschätzung eines  $Hq_{100}$  in drei Klassen
- Die Karte kann als hypothetische Raumgliederung für HAKESCH verwendet werden.

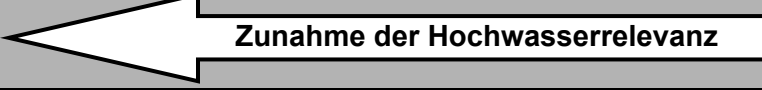
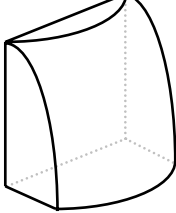
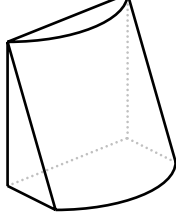
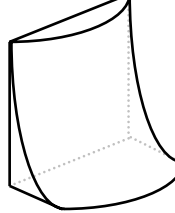
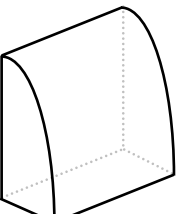
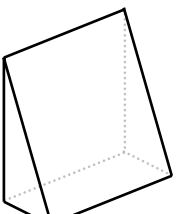
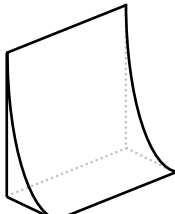
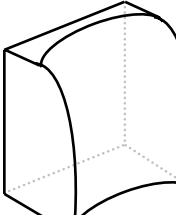
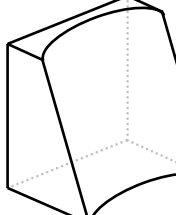
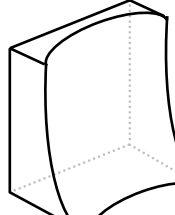
Zur Erstellung der Karte werden folgende digitale Grundlagendaten benötigt:

- Höhenmodell (Rastergrösse von 25m empfohlen)
- Gewässernetz, welches um die Trockenrunsen erweitert ist (empfohlen wird das Gewässernetz 25)
- Primärflächen (Vector25)
- Arealstatistik
- Geotechnische Karte
- Bodeneigungskarte
- AML-Datei (vgl. Anhang, Kapitel 7.8)

Für die Erstellung der Karte der Hochwasserdisposition werden die oben genannten Grundlagendaten benötigt, die in einem ESRI-GIS mit dem im Anhang (vgl. Kapitel 7.8) der Interpretations- und Praxishilfe aufgeführten AML gerechnet werden. Bevor dies gestartet werden kann, müssen nachfolgende Eingangsdateien im Rasterformat (identische Rasterzellengrösse wie beim Höhenmodell) erstellt werden. Dabei muss an Stelle des „bach“ zu Beginn der Filenamen der Name des zu beurteilenden Einzugsgebiets (drei Buchstaben) eingesetzt werden. Dieser muss schliesslich auch im AML (vgl. Kapitel 7.8) entsprechend angepasst werden:

1. `bach_ws`: Im GIS wird mit der Funktion „Watershed“ das Einzugsgebiet gerechnet. Als Codierung des Rasters wird bei Rasterzellen im Einzugsgebiet eine 1 eingefügt, bei solchen ausserhalb NoData.
2. `ch_curv`: In einem ersten Schritt wird das DHM, auf dem das zu beurteilende Einzugsgebiet liegt, 3x tiefpassgefiltert. Dies wird mit der Funktion „Filter“ im ESRI-GIS durchgeführt. Im zweiten Schritt erfolgt mit der Funktion „Curvature“ die Berechnung der Wölbung des Geländes. Diese wird schliesslich gemäss der Tabelle 7-2 codiert.

Tabelle 7-2: Beitrag der Wölbung zur Grunddisposition

		Vertikalwölbung		
		Konvex Beschleunigte Abflussbildung	Gestreckt	Konkav Verzögerte Abflussbildung
				
Horizontalwölbung	Konvex Divergente Abflussbildung			
		Beitrag zur Grunddisposition: 1	Beitrag zur Grunddisposition: 0	Beitrag zur Grunddisposition: -1
	Gestreckt			
		Beitrag zur Grunddisposition: 2	Beitrag zur Grunddisposition: 1	Beitrag zur Grunddisposition: 0
	Konkav Konvergente Abflussbildung			
		Beitrag zur Grunddisposition: 2	Beitrag zur Grunddisposition: 2	Beitrag zur Grunddisposition: 1

3. bach\_gd: Die Raster-Datei „bach\_ws“ wird kopiert. Weist das Einzugsgebiet eine Gerinnewichte  $>2\text{km}/\text{km}^2$  auf, ist die Codierung 1, für eine Gerinnewichte  $<2\text{km}/\text{km}^2$  wird die Codierung in 0 umgewandelt. Zur Gerinnewichte zählen die Trockenrunsen dazu, diese sind auf einer Landeskarte 1:25'000 schwarz gepunktet dargestellt. Das File wird schliesslich in „bach\_gd“ umbenannt.
4. ch\_wsv: Aus der Bodeneignungskarte der Schweiz wird für die Schweiz (oder den Ausschnitt mit dem zu beurteilenden Einzugsgebiet) pro Rasterzelle (identische Auflösung wie Höhenmodell) das Wasserspeichervermögen codiert. Dies wird wie folgt vorgenommen:
  - Sehr gut, gut: -1
  - Mässig: 0
  - Gering, sehr gering, extrem gering: 1
5. ch\_bperm: Aus der Bodeneignungskarte der Schweiz wird für die Schweiz (oder den Ausschnitt mit dem zu beurteilenden Einzugsgebiet) pro Rasterzelle (identische Auflösung wie Höhenmodell) die Durchlässigkeit der Böden codiert. Dies wird wie folgt vorgenommen:
  - Extrem, übermässig: -1
  - Normal, schwach gehemmt: 0
  - Gehemmt, stark gehemmt und undurchlässig: 1

6. bach\_get: Aus der geotechnischen Karte wird für das Einzugsgebiet ein Raster erstellt, das die in der Tabelle 7-3 aufgeführte Codierung aufweist.

Tabelle 7-3: Beitrag der Permeabilität der Geologie zur Grunddisposition

Kartiereinheit in der geotechnischen Karte	Permeabilität nach Magnin (1990) aus Breinlinger (1996)	Codierung für den Beitrag zur Grunddisposition
5, 7, 19, 20, 22	Hoch	-1
2, 3, 6, 10, 13-15, 21, 23-30	Mittel bis gering	0
4, 8, 9, 11, 12, 16-18	Sehr gering	1

7. bach\_priwg: Vorab werden in der Primärflächenkarte die Freiflächen mit den Weiden aus der Arealstatistik ergänzt. Dies erfolgt im ESRI-GIS beispielsweise mit der „Con-Funktion“. Schliesslich wird aus diesem ergänzten Raster für das Einzugsgebiet die Landnutzung resp. die Bodenbedeckung gemäss der Tabelle 7-4 codiert.

Tabelle 7-4: Kategorien der primären Bodenbedeckung und die hydrologische Bewertung (Hochwasserdisposition)

Kategorien der primären Bodenbedeckung	Codierung für den Beitrag zur Hochwasserdisposition	Kategorien der primären Bodenbedeckung	Codierung für den Beitrag zur Hochwasserdisposition
Wald	2	Fels: Kalk	2
Offener Wald	3	Fels: Molasse	3
Freiland, Wiese	3	Fels: Flysch/Bündnerschiefer	4
Weide	4	Geröll	1
Sumpf	5	Gewässer	5
Landwirtschaftsfläche	4	Gletscher	4
Fels: Kristallin	4	Siedlung, Infrastruktur	5

8. Es erfolgt die Anwendung des AML-File (vgl. Kapitel 7.8) im ESRI-GIS. In der AML-Datei muss, wie dort beschrieben, der Bachnamen entsprechend angepasst werden. Das vorgeschlagene File ist auf die Berechnung der Hochwasserdisposition für drei Bäche ausgelegt, kann aber ohne weiteres auf eine Anwendung mit mehr, oder auch weniger, Bächen angepasst werden. Dazu muss zu Beginn der Programmzeilen, der Index angepasst werden. Nach der Auswahl der Workspace wird das AML-File im GRID gestartet.

Aus der gerechneten Karte werden die Rasterzellen pro Hochwasserdispositionsstufe gezählt (Attribut-Table) und von dieser Verteilung die Schiefe und der Exzess gemäss dem Beispiel in der folgenden Tabelle berechnet.

Tabelle 7-5: Beispiel für die Berechnung der Schiefe und Exzess aus den Hochwasserdispositionsdaten

	A	B	C
1	Stufe HQ-Disp	Anzahl Rasterzellen	Bemerkungen
2	1	79	Aus Attribut-Table des GIS-Files
3	2	836	Aus Attribut-Table des GIS-Files
4	3	1974	Aus Attribut-Table des GIS-Files
5	4	1237	Aus Attribut-Table des GIS-Files
6	5	101	Aus Attribut-Table des GIS-Files
7	<b>Schiefe</b>	<b>0.514</b>	<b>In Excel: =SCHIEFE(B2:B6)</b>
8	<b>Exzess</b>	<b>-1.034</b>	<b>In Excel: =KURT(B2:B6)</b>

## 7.2.1 Hilfestellungen und Interpretationsansätze

Die Karte der Hochwasserdisposition kann für drei Ziele (vgl. Kapitel 7.2) angewendet werden. Die Interpretationshilfen dazu werden im Folgenden zu den einzelnen Zielen erläutert.

### 1. Lokalisierung der hochwasserrelevanten Flächen und Bestimmung des dominanten Fließprozesses

Den verschiedenen Hochwasserdispositionsklassen auf der Karte können eine Relevanz für die Hochwasserbildung und ein oder mehrere dominante Abflussprozesse zugeordnet werden (Tabelle 7-6).

Tabelle 7-6: Die fünf Hochwasserdispositionsstufen, die Hochwasserrelevanz und die dominanten Fließprozesse

Hochwasserdispositionsstufe	Relevanz für Hochwasserbildung	dominanter Abflussprozess
1 und 2	Kleine Relevanz	Dominanter Abflussprozess im Boden
3	Mittlere Relevanz	Dominanter Abflussprozess an der Oberfläche: „Delayed Hortonian“, „Temporary Hortonian“ oder „Saturated Overland Flow“.
4 und 5	Hohe Relevanz	„Hortonian Overland Flow“

Zusätzlich gelten folgende Aussagen bezüglich der Karte der Hochwasserdisposition:

- Eine flächenhafte Verteilung der Rasterzellen (Clustering) gleicher Hochwasserdisposition hat eine höhere Relevanz als eine mosaikartige Struktur der Zellen gleicher Disposition.
- Haben die Flächen mit Hochwasserdispositionsstufe 4 und 5 Gerinneanschluss, sind sie besonders relevant für die Ausbildung eines Hochwassers.

### 2. Bildung von drei Klassen eines $H_{q100}$

Aufgrund der Auswertung der Verteilung der Rasterzellen unterschiedlicher Hochwasserdisposition hinsichtlich der Schiefe und des Exzess (vgl. Kapitel 7.2, Tabelle 7-5) lassen sich drei Klassen eines zu erwartenden  $H_{q100}$  in einem Einzugsgebiet bestimmen. Wie diese Klassierung vorgenommen wird, zeigt die folgende Tabelle.

Tabelle 7-7: Drei Klassen der Spitzenabflussspende aufgrund der Schiefe und des Exzess aus den Hochwasserdispositionsdaten (vgl. Tabelle 7-5)

Schiefe	Exzess	Prädikat	$H_{q100}$
>1.5	>2.5	Starke Ausprägung für die HQ-Disp-Stufe 1	$H_{q100}$ ist <4.6m <sup>3</sup> /skm <sup>2</sup> zu erwarten
Zwischen 0 und 1.5	Keine Grenzen	Ausprägung für eine mittlere Hochwasserdisposition	$H_{q100}$ ist <8.7m <sup>3</sup> /skm <sup>2</sup> zu erwarten
<0	<1	Starke Ausprägung für die HQ-Disp-Stufe 5	$H_{q100}$ kann >8.7m <sup>3</sup> /skm <sup>2</sup> ausfallen

### 3. Hypothetische Raumgliederung für HAKESCH

Die Karte der Hochwasserdisposition kann als hypothetische Raumgliederung für eine Hochwasserabschätzung im HAKESCH verwendet werden. Die Stellung der hypothetischen Raumgliederung in HAKESCH wird in Spreafico et al. (2003) oder der Software selbst (BAFU, 2009, Internetquelle) näher erläutert. Die Karte kann keinesfalls eine Feldbegehung ersetzen!

Aus den Analysen von Kartierungen nach Rickli und Forster (1997) können folgende Spektren der Abflusskoeffizienten erkannt werden. Die Werte in der Tabelle entsprechen den Quartilen, der Wert in der Klammer ist der Median.

Tabelle 7-8: Spektren von Abflusskoeffizienten für ein günstiges und ungünstiges Szenario für die fünf Hochwasserdispositionsstufen (in Klammer steht der Median)

Hochwasserdisposition GIS-Analysen	Abflusskoeffizient für ein günstiges Szenario [ ]	Abflusskoeffizient für ein ungünstiges Szenario [ ]
1	Keine Angabe eines Wertebereichs möglich	Keine Angabe eines Wertebereichs möglich
2	0.17 bis 0.24 (0.19)	0.17 bis 0.28 (0.22)
3	0.25 bis 0.28 (0.26)	0.25 bis 0.32 (0.27)
4	0.26 bis 0.36 (0.33)	0.30 bis 0.41 (0.36)
5	Keine Angabe eines Wertebereichs möglich	Keine Angabe eines Wertebereichs möglich

Aufgrund von Vergleichen der Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) mit Messwerten muss davon ausgegangen werden, dass die Werte nach Rickli und Forster (1997) tendenziell zu tief sind. Es wird empfohlen, die Beurteilungen der Parameter für die Bestimmung des Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) (vgl. Abbildung 7-3) kritisch durchzuführen und eher auf eine ungünstige Beurteilung zu fokussieren.

## 7.3 Abschätzen eines $HQ_{100}$ aufgrund von hydrologischen Kennwerten (nach Schaffner, 2007)

Das Ziel des in diesem Kapitel vorgestellten Verfahrens ist die Abschätzung eines  $HQ_{100}$  aufgrund von hydrologischen Kennwerten nach Schaffner (2007) für Einzugsgebiet mit einer Grösse zwischen  $0.5\text{km}^2$  und  $10\text{km}^2$ . Die Abschätzung weist eine mittlere Qualität auf und kann das aufgrund der Karte der Hochwasserdisposition abgeschätzte  $HQ_{100}$  breiter abstützen. Die Formel lautet:

$$HQ_{100} = GL^{0.47} * N_{Int}^{1.175} * 10^{-0.0000672*(F_{Wald})^2 - 0.000000117*(H_{min})^2 - 1.205}$$

$HQ_{100}$	Hochwasser mit der Wiederkehrperiode von 100a [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]
GL	Kumulierte Gerinnelänge [km]
$N_{Int}$	100-jährliche 1-stündige Niederschlagsintensität [mm/h]
$F_{Wald}$	Waldanteil [%]
$H_{min}$	Minimale Gebietshöhe [m]

Zur Berechnung der Eingabegrössen GL,  $F_{Wald}$  und  $H_{min}$  kann ein GIS von Nutzen sein, es ist jedoch nicht zwingend notwendig. Die Parameter können auch mit Hilfe einer topographischen Karte ermittelt werden. Die  $N_{Int}$  wird aus dem HADES Tafel 2.4 (Geiger et al., 1989) oder 2.4<sup>2</sup>

(Jensen et al., 1996) herausgelesen oder aus den Daten einer lokalen Niederschlagsstation ermittelt.

### 7.3.1 Hilfestellungen und Interpretationsansätze

Zur Validierung des abgeschätzten  $HQ_{100}$  wird der Entscheidungsbaum, dargestellt in der Abbildung 7-1 (links), verwendet, wobei vorab die Umrechnung des  $HQ_{100}$  in die Spitzenabflussspende  $Hq_{100}$  durchgeführt werden muss. Der Entscheidungsbaum führt zu zwei Klassen der Spitzenabflussspenden  $Hq_{100}$ :  $Hq\_K1$  und  $Hq\_K2$ .

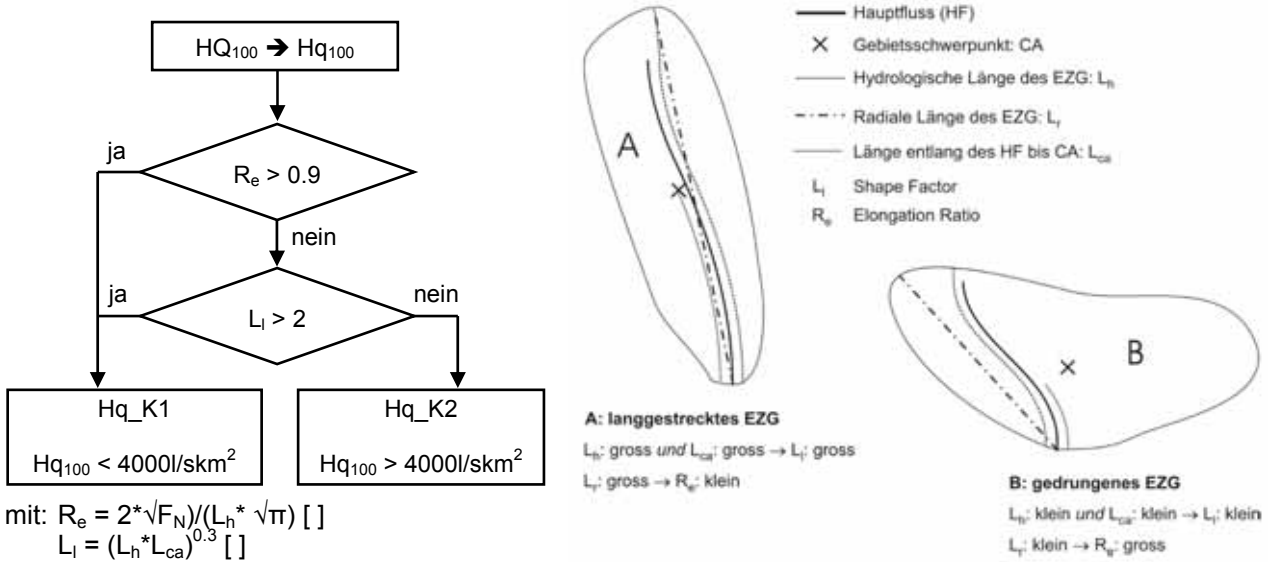


Abbildung 7-1: Entscheidungsbaum zur Validierung der abgeschätzten  $Hq_{100}$  und Veranschaulichung der Parameter für das Verfahren Schaffner (nach Schaffner, 2007)

- $R_e$  Formfaktor Elongation Ratio nach Seyhan (1976)
- $L_l$  Formfaktor Shape Factor nach McCuen (2004)
- $F_N$  Einzugsgebietsfläche [km<sup>2</sup>]
- $L_h$  Hydrologische Länge im Einzugsgebiet [km]
- $L_{ca}$  Länge des Hauptflusses bis zum Gebietsschwerpunkt [km]

Stimmen die  $Hq_{100}$ -Abschätzungen mit den Klassen des Entscheidungsbaumes überein, kann zu rund 75% von einer genügend genauen Abschätzung ausgegangen werden. Anderenfalls ist das abgeschätzte  $Hq_{100}$  anzuzweifeln, das  $Hq_{100}$  ist jedoch im Bereich der Hochwasserklassen zu erwarten. Dies bedeutet, dass bei einer Einteilung in die Klasse 1, das  $Hq_{100}$  tiefer als 4000l/skm<sup>2</sup> zu erwarten ist, obschon das mit der Formel abgeschätzte grösser als dieser Wert ist. Analoges gilt für die Klasse 2.

Zraggen (2009, in Vorb.) hat Resultate der Abschätzungen nach Schaffner (2007) in verschiedenen Einzugsgebieten der Kander analysiert und ist zu folgenden Hauptaussagen bezüglich der Güte der Abschätzung gekommen:

- Die Resultate nach Schaffner (2007) können als gut bezeichnet werden.
- In hochalpinen Einzugsgebieten liegt die Abschätzung tendenziell tief.
- Das Verfahren weist eine hohe Abhängigkeit von der kumulativen Gerinnelänge auf. Darauf wirken sich insbesondere die Trockenrunsen aus.
- In verkarsteten Gebieten fallen die Resultate zu tief aus.



## 7.4 Hochwasserabschätzung mit HAKESCH Version 2

Das Ziel der Hochwasserabschätzung mit HAKESCH ist die Ermittlung der Spitzenabflüsse  $HQ_{20}$  und  $HQ_{100}$ , sowie die Abschätzung der Ganglinie nach Clark-WSL. Die Spitzenabflüsse dienen als Eingabegrößen für die Abschätzung des  $HQ_{30}$  und  $HQ_{300}$  (vgl. Kapitel 7.5). Die Daten zur Ganglinie werden exportiert und schliesslich unter Kapitel 7.6 weiterverwendet.

Um eine Hochwasserabschätzung mit HAKESCH in der Version 2 durchführen zu können, werden folgende Grundlagendaten benötigt:

- Software HAKESCH Version 2
- Digitales Höhenmodell (Rastergrösse 25m)
- Digitale Karte (topographische georeferenzierte Karte oder Scan einer Karte)
- Abflusskoeffizienten und Wasserspeichervermögen kartiert im Feld nach Rickli und Forster (1997)
- Komplexer Abflussbeiwert  $\alpha$  für das Verfahren Taubmann (fakultativ)
- Literatur: Hochwasserabschätzung in schweizerischen Einzugsgebieten. Praxishilfe. Berichte des BWG Nr. 4; von Spreafico M., Weingartner R., Barben M., Ryser A. (2003)
- Falls vorhanden: Gebietsdokumentationen

### 7.4.1 Hilfestellungen und Interpretationsansätze

Das Vorgehen einer Hochwasserabschätzung mit HAKESCH verläuft wie in Spreafico et al. (2003) und der Software selbst (BAFU 2009, Internetquelle) erläutert. Die nachstehende Abbildung zeigt das allgemeine Vorgehen bei einer Hochwasserabschätzung mit HAKESCH.

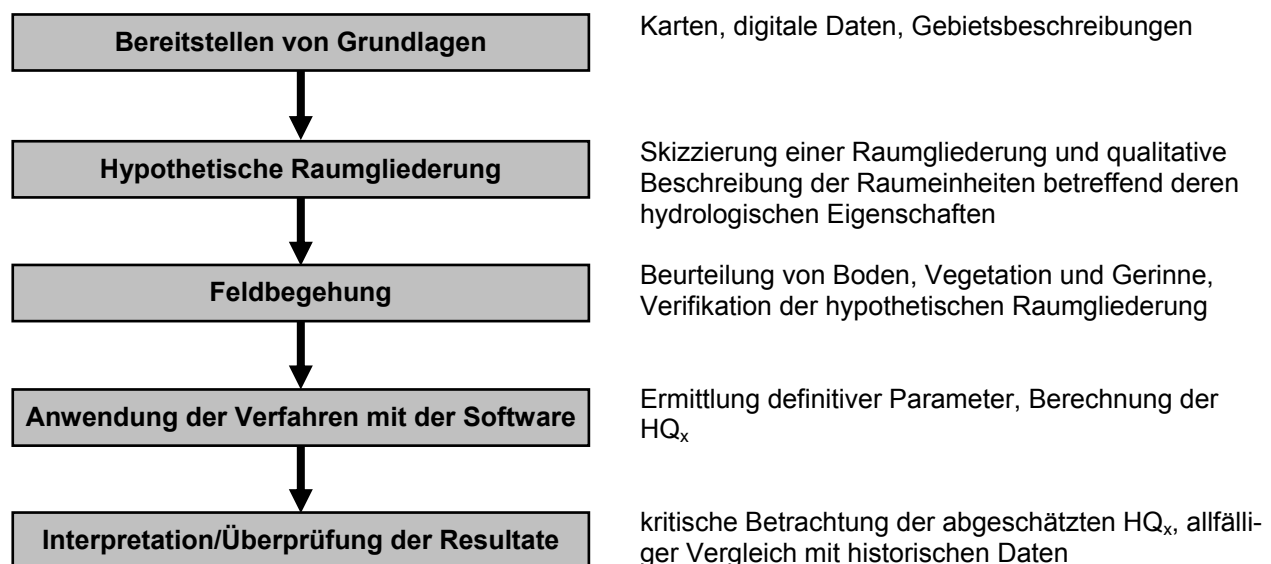
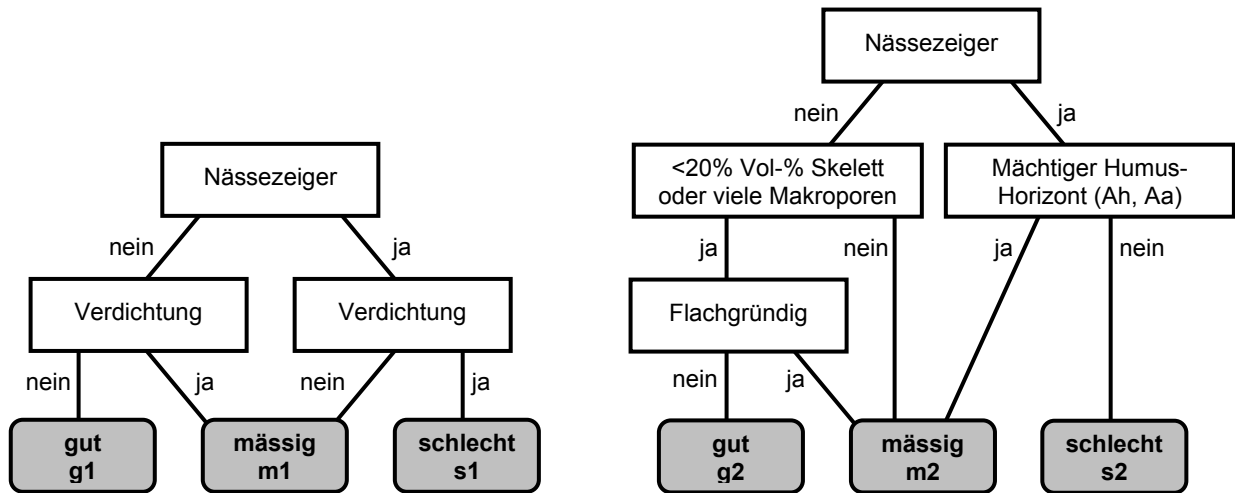


Abbildung 7-2: Vorgehen einer Hochwasserabschätzung mit HAKESCH (nach Spreafico et al., 2003; nach Sury, 2006)

Für die einzelnen Schritte wird auf Spreafico et al. (2003) und die Software HAKESCH Version 2 inklusive Hilfesystem (BAFU 2009, Internetquelle) verwiesen. Die nachfolgende Abbildung enthält Hilfestellungen zur Abschätzung der Abflusskoeffizienten  $\psi$ , des Wasserspeichervermögens und der  $\alpha$ -Werte nach Taubmann. Die Werte sind als Richtwerte zu verstehen, sie können und sollen angepasst werden!

**Infiltrationsbedingungen** (Schema nach Rickli und Forster, 1997) **Wasseraufnahmefähigkeit** (Schema nach Rickli und Forster, 1997)



Abflusskoeffizient $\psi$ [ ]						
	g1g2	g1m2, m1g2	g1s2, m1m2, s1g2	m1s2, s1m2	s1s2	Sonstige Bodenbedeckung *
Wald	0.05	0.15	0.25	0.35	0.45	Geröll mächtig 0.10
Freiland mit Vegetation	0.10	0.25	0.35	0.45	0.55	Geröll gering mächtig 0.20
						Kalk 0.40
						Molasse 0.50
						Flysch 0.65
						Kristallin 0.80

Wasserspeichervermögen WSV [mm]						
	g1g2	g1m2, m1g2	g1s2, m1m2, s1g2	m1s2, s1m2	s1s2	Sonstige Bodenbedeckung *
Wald	40	30	25	20	10	Geröll mächtig 35
Freiland mit Vegetation	35	25	20	15	5	Geröll gering mächtig 30
						Kalk 15
						Molasse 10
						Flysch 5
						Kristallin 5

Komplexer Abflussbeiwert $\alpha$ [ ] *						
	g1g2	g1m2, m1g2	g1s2, m1m2, s1g2	m1s2, s1m2	s1s2	Sonstige Bodenbedeckung *
Wald	45	55	60	65	75	Geröll mächtig 55
Freiland mit Vegetation	60	70	75	80	85	Geröll gering mächtig 65
						Kalk 85
						Molasse 90
						Flysch 95
						Kristallin 95

Abbildung 7-3: Schema zur Abschätzung des Abflusskoeffizienten  $\psi$ , Wasserspeichervermögens und des komplexen Abflussbeiwerts  $\alpha$  für HAKESCH (nach Rickli und Forster, 1997; Taubmann, 1986) (\* ergänzte Kategorien und Werte)

**Bemerkungen:**

- Die Eingabeparameter aus den Originalverfahren (Rickli und Forster, 1997; Taubmann, 1986) sind mit Werten resp. Kategorien ergänzt worden. Sie sind in der Abbildung 7-3 mit einem \* markiert.
- Unter „Geröll mächtig“ werden beispielsweise grossflächige Steinschlaggebiete, Geröllhalden aus Gehängeschutt oder mächtige Bachablagerungen verstanden.
- Die Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) liegen tendenziell tief und entsprechen einem eher günstigen Szenario. Diese Unterschätzung ist auf Flächen ausserhalb des Waldes ausgeprägter.
- Auf Flächen ohne Wald jedoch mit Vegetation können unter vorgefeuchteten Bedingungen Abflusskoeffizienten um bis zu 0.10 höher liegen als unter trockeneren Vorbedingungen. Auf Waldflächen sollte der Zuschlag beim Abflusskoeffizienten von trockenen zu feuchteren Vorbedingungen nicht mehr als 0.05 betragen.
- Für einen Gletscher kann mit folgenden Richtwerten für die Parameter gerechnet werden:  
 Abflusskoeffizient  $\psi$ : 0.50  
 Wasserspeichervermögen: 40mm  
 Komplexer Abflussbeiwert  $\alpha$ : 77
- Die Verfahren implementiert in HAKESCH lassen keine Differenzierung von verschiedenen Niederschlagsszenarien zu. Sie sind hauptsächlich auf kurze Starkniederschläge ausgerichtet. Mit Hilfe der Variantenrechnung können jedoch die Niederschlagseingabedaten variiert werden. Eine spezifische Abschätzung der Spitzenabflüsse aufgrund eines Dauerereignisses ist mit HAKESCH nicht möglich.

Für die Sensitivität von Inputparametern können die Werte in der folgenden Tabelle hilfreich sein. Sie enthält die jeweiligen Veränderungen (Median) gegenüber der ursprünglichen Abschätzung. Die Werte in der Tabelle beruhen auf systematischen Analysen in elf kleinen Einzugsgebieten der Schweiz.

Tabelle 7-9: Veränderung der Spitzenabflusswerte  $HQ_{20}$  und  $HQ_{100}$  für die Erhöhung resp. Senkung des Niederschlagsinputs und des Benetzungsvolumens gegenüber eines ursprünglichen Parametersatzes

	Niederschlag				Benetzungsvolumen			
	+5% $HQ_{20}$	+10% $HQ_{20}$	+5% $HQ_{100}$	+10% $HQ_{100}$	+ 5mm $HQ_{20}$	-5mm $HQ_{20}$	+ 5mm $HQ_{100}$	-5mm $HQ_{100}$
Mod. Fliesszeitverfahren	+12.1%	+24.7%	+10.1%	+20.8%	-17.4%	+20.5%	-14.3%	+15.8%
Kölla	+12.3%	+26.0%	+12.6%	+26.0%	-18.8%	+22.4%	-16.5%	+17.5%
Clark-WSL	+7.6%	+15.3%	+7.4%	+15.1%	keinen Einfluss auf das Verfahren			
Taubmann	+5.6%	+10.5%	+5.4%	+10.6%	keinen Einfluss auf das Verfahren			

## 7.5 Abschätzung eines $HQ_{30}$ und $HQ_{300}$

Das Ziel dieses Kapitels ist, aus den Spitzenabflüssen  $HQ_{20}$  und  $HQ_{100}$  abgeschätzt mit HAKESCH ein  $HQ_{30}$  abzuschätzen. Mit denselben Eingabedaten erfolgt die Abschätzung eines  $HQ_{300}$ , wobei zusätzlich eine Bewertung von Schwellenbedingungen durchgeführt wird, um von einem  $HQ_{300min}$  auf das  $HQ_{300}$  schliessen zu können. In einem ersten Schritt wird die Abschätzung des  $HQ_{30}$  erläutert und anschliessend jene des  $HQ_{300}$ .

### 7.5.1 $HQ_{30}$

Die Formel zur Abschätzung des  $HQ_{30}$  lautet:

$$HQ_{30} = \frac{HQ_{100}}{1.1511 * \ln\left(\frac{HQ_{100}}{HQ_{20}}\right) + 0.8598}$$

- $HQ_{30}$  Abzuschätzendes  $HQ_{30}$  [ $m^3/s$ ]
- $HQ_{100}$  Mit HAKESCH abgeschätztes  $HQ_{100}$  [ $m^3/s$ ]
- $HQ_{20}$  Mit HAKESCH abgeschätztes  $HQ_{20}$  [ $m^3/s$ ]

Um das mit der oben stehenden Formel abgeschätzte  $HQ_{30}$  einordnen zu können, werden zusätzlich die mit dem modifizierten Fliesszeitverfahren und mit dem Verfahren Clark-WSL abgeschätzten  $HQ_{30}$  benötigt.

### 7.5.2 Hilfestellungen und Interpretationsansätze

Die Güte der Abschätzung des  $HQ_{30}$  hängt direkt von der Güte der mit HAKESCH abgeschätzten  $HQ_{100}$  und  $HQ_{20}$  ab.

Im Sinn einer Multi-Model-Abschätzung, wie sie für die Wiederkehrperiode von 20 und 100 Jahren in HAKESCH angeboten wird, können die  $HQ_{30}$ -Werte aus dem modifizierten Fliesszeitverfahren und dem Verfahren Clark-WSL und derjenige, abgeschätzt mit der obigen Formel, verglichen werden. Dabei ist bei der Interpretation der Resultate aus den Verfahren Clark-WSL und modifiziertes Fliesszeitverfahren auf die gleichen Besonderheiten Rücksicht zu nehmen, welche bei der Festlegung des  $HQ_{20}$  und  $HQ_{100}$  erwähnt werden.

### 7.5.3 $HQ_{300}$

Die Formel zur Abschätzung des  $HQ_{300min}$  lautet:

$$HQ_{300min} = HQ_{100} * \left( 0.2479 * \ln\left(\frac{HQ_{100}}{HQ_{20}}\right) + 1.1308 \right)$$

- $HQ_{300min}$  Abzuschätzendes  $HQ_{300min}$  [ $m^3/s$ ]
- $HQ_{100}$  Mit HAKESCH abgeschätztes  $HQ_{100}$  [ $m^3/s$ ]
- $HQ_{20}$  Mit HAKESCH abgeschätztes  $HQ_{20}$  [ $m^3/s$ ]

Für die Beurteilung der Schwellenbedingungen werden zusätzliche Grundlagendaten benötigt:

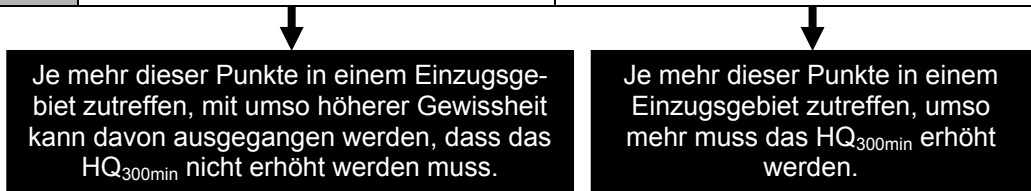
- Abflusskoeffizient nach Rickli und Forster (1997): flächengewichteter Mittelwert kann dem HAKESCH entnommen werden.
- Hochwasserdisposition: flächengewichteter Mittelwert: aus den Karten der Hochwasserdisposition die Rasterzellen pro Hochwasserdispositionsstufe auszählen, Prozentanteile bilden und diese als Gewicht für die Mittelung verwenden.
- Speichervermögen der Böden und Permeabilität des Untergrundes: kann im HAKESCH bestimmt werden
- Speichervermögen: flächengewichtetes Mittel des Wasserspeichervermögens Verfahren Clark-WSL
- Permeabilität: bei „Teilgebiete bestimmen“ können die Ebenen zur geotechnischen Karte zugeschaltet werden
- Einfallen der geologischen Schichten, Klüftung: Diese Beurteilung kann im Feld oder mit Hilfe einer geologischen Karte vorgenommen werden.

### 7.5.4 Hilfestellungen und Interpretationsansätze

Die Güte der Abschätzung des  $HQ_{300min}$  hängt direkt von der Güte der mit HAKESCH abgeschätzten  $HQ_{100}$  und  $HQ_{20}$  ab. Das mit der Formel abgeschätzte  $HQ_{300min}$  ist als Minimalwert für die Jährlichkeit von 300 Jahren zu verstehen. Dieses  $HQ_{300min}$  ist unter Berücksichtigung der Schwellenbedingungen allenfalls zu erhöhen. Das Vorgehen hierzu wird in der Tabelle 7-10 erläutert.

Tabelle 7-10: Beurteilung der Schwellenbedingungen hinsichtlich einer möglichen überproportionalen Reaktion eines Einzugsgebiets für ein  $HQ_{300}$

	Haben kaum eine überproportionale Abflussreaktion zur Folge	Können bewirken, dass Abflussreaktion überproportional ausfällt
Abflusskoeffizient	Flächengewichteter Abflusskoeffizient >0.33	Flächengewichteter Abflusskoeffizient <0.33
Hochwasserdisposition	Flächengewichtete Hochwasserdisposition >3.0	Flächengewichtete Hochwasserdisposition <3.0
Speichervermögen der Böden und des geologischen Untergrundes	Speichervermögen der Böden <22.1mm Permeabilität des Untergrundes aus geotechn. Karte in HAKESCH: hauptsächlich gering	Speichervermögen der Böden >22.1mm Permeabilität des Untergrundes aus geotechn. Karte in HAKESCH: hauptsächlich mittel oder hoch
Einfallen der geologischen Schichten, Klüftung	Hangparalleles Einfallen der Schichten	Quer zum Hang einfallende Schichten



Muss infolge der Beurteilung der Schwellenbedingungen von einer geringen Erhöhung des  $HQ_{300min}$  ausgegangen werden, könnte dies einem Zuschlag von 10% entsprechen. Wird von einer deutlichen Erhöhung ausgegangen, könnte der Zuschlag 20% betragen. Diese Prozentwerte sind gutachterlich festgelegt und können aus Mangel an Referenzdaten nicht verifiziert werden. Es wird daher empfohlen, die Erhöhung gutachterlich vorzunehmen und den Weg zum definitiven  $HQ_{300}$  zu dokumentieren.

## 7.6 Interpretation der Ganglinie und Abschätzen der Fracht eines $HQ_{100}$ basierend auf dem Verfahren Clark-WSL

Das Ziel dieses Kapitels ist, für ein  $HQ_{100}$  die Ganglinie nach Clark-WSL hinsichtlich der Anstiegszeit und des Rezessionsastes (K-Wert) zu klassieren und die Fracht für ein  $HQ_{100}$  abzuschätzen. Die dafür benötigten Grundlagendaten sind:

- Mit HAKESCH abgeschätztes  $HQ_{100}$
- Export der Ganglinie nach Clark-WSL aus dem HAKESCH Version 2

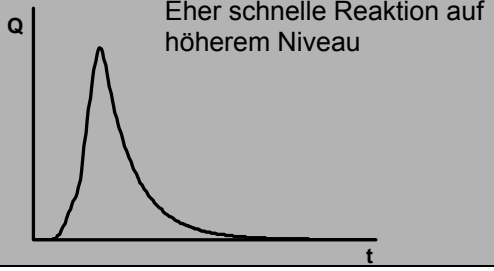
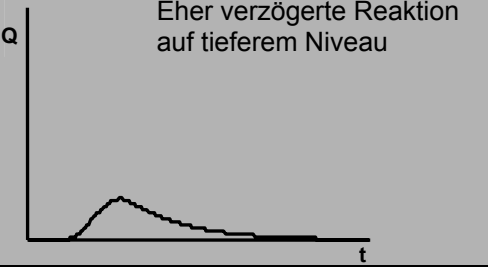
### 7.6.1 Hilfestellungen und Interpretationsansätze

Es wird unterschieden in eine qualitative und quantitative Beurteilung der Ganglinie und der Fracht eines  $HQ_{100}$ . Erstere bietet Anhaltspunkte über die allgemeine Form einer Hochwasserganglinie in einem Einzugsgebiet. Für die quantitativen Betrachtungen wird die Ganglinie nach Clark-WSL aus dem HAKESCH verwendet, und es werden zwei Parameter bestimmt: die Anstiegszeit und der K-Wert (ein Mass für die Steilheit des Rezessionsastes). Zusätzlich wird bei der quantitativen Betrachtung, die Fracht für ein  $HQ_{100}$  abgeschätzt.

#### Qualitative Betrachtung (nur Ganglinie)

Eine von Hochwasserabschätzverfahren unabhängige Beurteilung der Anstiegszeit und der Höhe des Maximums einer Ganglinie ist die qualitative Einschätzung der Einzugsgebietsform, der Gerinnetichte und der Neigung der Gerinne. Dazu sind in der Tabelle 7-11 die drei Parameter mit den Kriterien für eine eher schnelle Reaktion auf höherem Niveau (linke Spalte) und einer eher verzögerten Reaktion auf tieferem Niveau (rechte Spalte) aufgetragen.

Tabelle 7-11: Qualitative Abschätzung einer Hochwasserganglinie

	 <p>Eher schnelle Reaktion auf höherem Niveau</p>	 <p>Eher verzögerte Reaktion auf tieferem Niveau</p>
Einzugsgebietsform	Rundes Einzugsgebiet mit verästeltem Gerinnesystem	Lang gezogenes Einzugsgebiet
Gerinnetichte	Hohe Gerinnetichte	Geringe Gerinnetichte
Gerinneneigung	Steiles Längsprofil (des Hauptgerinnes)	Flaches Längsprofil (des Hauptgerinnes)

Für die Abschätzung der Höhe des Spitzenabflusses lassen sich diese drei Kriterien nicht mit Schwellenwerten abgrenzen. Sie ermöglichen eine rein qualitative Einschätzung, ob das zu beurteilende Einzugsgebiet eine tendenziell schnelle Reaktion auf hohem Niveau liefert oder eine langsamere auf tieferem Niveau.

**Quantitative Betrachtung (Ganglinie und Fracht)**

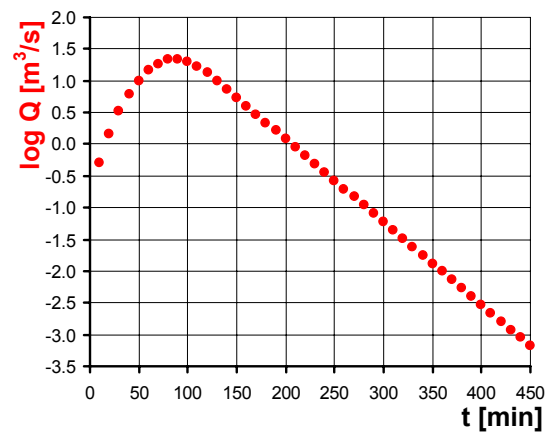
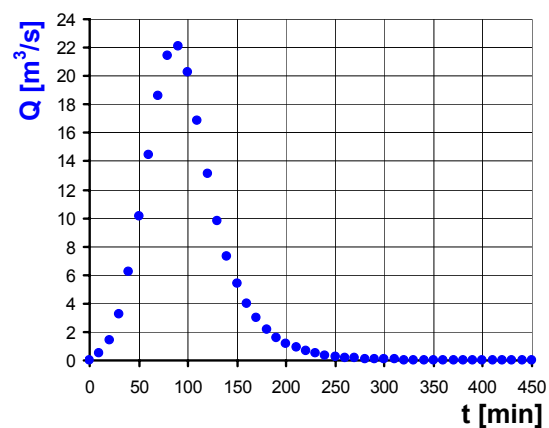
Es werden zwei Parameter bestimmt, deren Berechnung in der Tabelle 7-12 an einem Beispiel veranschaulicht ist. Es handelt sich um die Anstiegszeit, Zeitspanne zwischen 0 und dem Erreichen der Spitze, und um den K-Wert, ein Mass für die Steilheit des Rezessionsastes.

Tabelle 7-12: Beispiel zur Berechnung der Anstiegszeit und des K-Wertes (Werte in Spalte A und C können aus HAKESCH Version 2 exportiert werden)

	A	B	C	D	E	F
1	Zeitschritt	Zeit	Q nach Clark-WSL	log Q	Anstiegszeit	K-Wert
2	[10min]	[min]	[m <sup>3</sup> /s]	[m <sup>3</sup> /s]	[min]	[min]
3	0	0	0.00	#ZAHL!	90	34.0
4	1	10	0.51	-0.29123		
5	2	20	1.45	0.16028		
6	3	30	3.28	0.51544		
7	4	40	6.20	0.79244		
8	5	50	10.10	1.00428		
9	6	60	14.47	1.16034		
10	7	70	18.61	1.26970		
11	8	80	21.45	1.33141		
12	9	90	22.07	1.34371		
13	10	100	20.29	1.30723		
14	11	110	16.90	1.22783		
15	12	120	13.13	1.11838		
16	13	130	9.83	0.99235		
17	14	140	7.27	0.86182		
18	15	150	5.39	0.73129		
19	16	160	3.99	0.60077		
20	17	170	2.95	0.47024		
21	18	180	2.19	0.33971		
22	19	190	1.62	0.20918		
23	20	200	1.20	0.07866		
24	21	210	0.89	-0.05187		
25	22	220	0.66	-0.18240		
26	23	230	0.49	-0.31292		
27	24	240	0.36	-0.44345		
28	25	250	0.27	-0.57398		
29	26	260	0.20	-0.70451		
30	27	270	0.15	-0.83503		
31	28	280	0.11	-0.96556		
32	29	290	0.08	-1.09609		
33	30	300	0.06	-1.22662		
34	31	310	0.04	-1.35714		
35	32	320	0.03	-1.48767		
36	33	330	0.02	-1.61820		
37	34	340	0.02	-1.74872		
38	35	350	0.01	-1.87925		
39	36	360	0.01	-2.00978		
40	37	370	0.01	-2.14031		
41	38	380	0.01	-2.27083		
42	39	390	0.00	-2.40136		
43	40	400	0.00	-2.53189		
44	41	410	0.00	-2.66241		
45	42	420	0.00	-2.79294		
46	43	430	0.00	-2.92347		
47	44	440	0.00	-3.05400		
48	45	450	0.00	-3.18452		

Formel  

$$=(B23-B14)/(LN(C14/C23))$$



Der Wertebereich der beiden Parameter Anstiegszeit und K-Wert mit der jeweiligen Bewertung ist in der folgenden Tabelle zusammengestellt.

Tabelle 7-13: Wertebereich der Anstiegszeit und des K-Wertes mit einer Bewertung

Anstiegszeit		K-Wert	
[min]	Bewertung	[min]	Bewertung
≤40	Schnell	≤31.2	Eher steiler Rezessionsast
50 bis 60	Mittel	>31.2 bis 40.3	Mittel steiler Rezessionsast
>60	Verzögert	>40.3	Eher flacher Rezessionsast

Inwiefern die Ganglinie nach Clark-WSL einem natürlichen HQ<sub>100</sub> entspricht, kann aufgrund der für diese Interpretations- und Praxishilfe gemachten Analysen nicht gesagt werden.

Die Berechnung der Fracht für das HQ<sub>100</sub> erfolgt gemäss der folgenden Formel:

$$S_{100def} = \frac{HQ_{100Clark-WSL}}{HQ_{100def}} * S_{100Clark-WSL}$$

- S<sub>100def</sub> Fracht des mit HAKESCH abgeschätzten HQ<sub>100</sub> [m<sup>3</sup>]
- HQ<sub>100Clark-WSL</sub> HQ<sub>100</sub> abgeschätzt mit dem Verfahren Clark-WSL [m<sup>3</sup>/s]
- HQ<sub>100def</sub> HQ<sub>100</sub> abgeschätzt mit HAKESCH [m<sup>3</sup>/s]
- S<sub>100Clark-WSL</sub> Fracht des mit Clark-WSL abgeschätzten HQ<sub>100</sub> [m<sup>3</sup>]

Vogt (2001) hat für den Erlenbach die Frachten für ein HQ<sub>20</sub> und HQ<sub>100</sub> abgeschätzt nach Clark-WSL mit den aus Messdaten statistisch extrapolierten Hochwasserfrachten für dieselbe Jährlichkeiten verglichen. Dabei kommt er zum Schluss, dass die nach Clark-WSL abgeschätzten Frachten zu einem befriedigenden Ergebnis führen, wobei eine Tendenz zur Unterschätzung festzustellen ist. Weitere Einzugsgebiete sind jedoch weder im Rahmen der Arbeit von Vogt (2001) noch in der vorliegenden untersucht worden.



## 7.7 Wichtige Literatur zu den einzelnen Themen

- BAFU (2009): Software HAKESCH Version 2  
<http://www.bafu.admin.ch/hydrologie/01835/index.html?lang=de>
- Kölla E. (1986): Zur Abschätzung von Hochwassern in Fließgewässern an Stellen ohne Direktmessungen. Mitteilung Nr. 87 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) der ETH Zürich.
- Kölla E. (1987): Abschätzung von Spitzenabflüssen in kleinen natürlichen Einzugsgebieten der Schweiz. Schweizer Ingenieur und Architekt Nr. 33–34: 965–972.
- Rickli Ch., Forster F. (1997): Einfluss verschiedener Standorteigenschaften auf die Schätzung von Hochwasserabflüssen in kleinen Einzugsgebieten. In: Schweiz. Zeitschrift für Forstwesen, 148. Jg., Nr. 5: 367–385. Illnau.
- Schaffner F. (2007): Hochwasserabschätzung in Wildbacheinzugsgebieten auf der Grundlage von Einzugsgebietskenngrossen. Publikation Gewässerkunde Nr. 393. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Spreafico M., Weingartner R., Barben M., Ryser A. (2003): Hochwasserabschätzung in schweizerischen Einzugsgebieten. Praxishilfe. Berichte des BWG Nr. 4. ISSN 1660-0746. Bundesamt für Wasser und Geologie. Bern.
- Taubmann K.-C. (1986): Ingenieurhydrologische Hochwasserabschätzung. Wasser, Energie, Luft, Jahrg. 78, Nr. 10: 277–281.
- Vogt, S. (2001): Zur Abschätzung von Hochwasser in kleinen Wildbacheinzugsgebieten, Diplomarbeit, Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft und Institut für Klimaforschung der ETH, Zürich.
- Vogt S., Forster F. (1999): Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten. Ein Abschätzverfahren nach Clark zur Bestimmung einer Hochwasser-Bemessungsganglinie. Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, unveröffentlichter Praktikumsbericht, Birmensdorf.

### 7.7.1 Weitere in der Interpretations- und Praxishilfe zitierte Literatur

- Breinlinger R. (1996): Hydrogeographische Gliederung der Schweiz und ihre Bedeutung für die Hydrologie. Dissertation am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Magnin O. (1990): Délimitation de bassins versants dans la chaîne du Jura et définition d'indices hydrogéologiques. Rapport interne du Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel. Neuchâtel.
- McCuen R.H. (2004): Hydrologic Analysis and Design. 3. edition. New Jersey.
- Seyhan E. (1976): calculation of runoff from basin physiography. Utrecht.
- Sury B. (2006): Anwendung der Software HAKESCH in Wildbacheinzugsgebieten: Evaluation und Empfehlungen. Publikation Gewässerkunde Nr. 362. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Zraggen S. (2009, in Vorb.): Hochwasserverhältnisse in kleineren bis mittleren Teileinzugsgebieten der Kander. Publikation Gewässerkunde. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bern.

## 7.8 Anhang zur Interpretations- und Praxishilfe: AML für die Berechnung der Karte der Hochwasserdisposition

```

/* BERECHNUNG DER KARTE DER HOCHWASSERDISPOSITION
/* EXORTIEREN DER HOCHWASSERDISPOSITION IN EIN DBF-FILE
/*****
/* Workspace muss vorab gewählt werden, aml wird im GRID gestartet
/* Es wird nur mit Rasterdatensätzen und *.ascii-Files für die Reclassification gerechnet
/*
/* Ausgangsdateien:
/* - bach_ws (mit 1 und NoData)
/* - bach_gd (Gerinnedichte: >2km/km2=1, <2km/km2=0)
/* - bach_get (Geotechnische Karte)
/* - bach_priwg (primäre Bodenbedeckung/Nutzung: aus Primärflächen ergänzt mit Arealstatistik (für Weide) und mit
Geologietypen)
/* - ch_curvdef
/* - ch_bperm (Durchlässigkeit der Böden aus Bodeneignungskarte)
/* - ch_wsv (Wasserspeichervermögen aus Bodeneignungskarte)
/* - klass_wsv.ascii
/* - klass_bdurchl.ascii
/* - klass_get.ascii
/* - klass_nutz.ascii
/* - klass_ofadisp.ascii
/*
/* Berechnetes Files:
/* - bach_gdurchl (Durchlässigkeit der Geologie, aus bach_get berechnet, klassiert)
/* - bach_bwsv (Wasserspeichervermögen der Böden, klassiert)
/* - bach_curv (Wölbung, klassiert)
/* - bach_bdurchl (Durchlässigkeit Boden, aus ch_bperm, klassiert)
/* - bach_grunddsip (Grunddisposition als Raster und dbf)
/* - bach_nutz (primäre Bodenbedeckung/Nutzung in 5 Disp.-Klassen)
/* - bach_ofadisp (Endresultat gesamtes EZG als Raster und dbf)
/*****

&terminal 9999

/* xxx, yyy und zzz mit den Kürzel der Bachnamen ersetzen (max. drei Buchstaben)
/* Es können weitere Bäche hinzugefügt werden. Höhe des Index muss entsprechend angepasst werden.
&sv bach1 = xxx
&sv bach2 = yyy
&sv bach3 = zzz

&s index = 1
&do &until %index% = 4

setwindow [value bach%index%]_ws [value bach%index%]_ws
setcell 25
setmask [value bach%index%]_ws

/***** allfällige bereits bestehende Dateien löschen
&if [exists [value bach%index%]_curv -grid] &then kill [value bach%index%]_curv all
&if [exists [value bach%index%]_gaga1 -grid] &then kill [value bach%index%]_gaga1 all
&if [exists [value bach%index%]_bwsv -grid] &then kill [value bach%index%]_bwsv all
&if [exists [value bach%index%]_gaga2 -grid] &then kill [value bach%index%]_gaga2 all
&if [exists [value bach%index%]_bdurchl -grid] &then kill [value bach%index%]_bdurchl all
&if [exists [value bach%index%]_gdurchl -grid] &then kill [value bach%index%]_gdurchl all

```

```

&if [exists [value bach%index%]_grunddisp -grid] &then kill [value bach%index%]_grunddisp all
&if [exists [value bach%index%]_nutz -grid] &then kill [value bach%index%]_nutz all
&if [exists [value bach%index%]_ofadisp1 -grid] &then kill [value bach%index%]_ofadisp1 all
&if [exists [value bach%index%]_ofadisp -grid] &then kill [value bach%index%]_ofadisp all

/***** Wölbung pro Bach bestimmen
[value bach%index%]_curv = [value bach%index%]_ws * ch_curvdef

/***** Wasserspeichervermögen und Durchlässigkeit der Böden pro Bach klassieren
[value bach%index%]_gaga1 = [value bach%index%]_ws * ch_wsv
[value bach%index%]_bwsv = reclass([value bach%index%]_gaga1, klass_wsv.ascii, DATA)
[value bach%index%]_gaga2 = [value bach%index%]_ws * ch_bperm
[value bach%index%]_bdurchl = reclass([value bach%index%]_gaga2, klass_bdurchl.ascii, DATA)

/***** Geotechnische Karte in drei Klassen der Permeabilität einteilen
[value bach%index%]_gdurchl = reclass([value bach%index%]_get, klass_get.ascii, DATA)

/***** Zusammenführen der Raster für Grunddisposition
[value bach%index%]_grunddisp = [value bach%index%]_gd + [value bach%index%]_curv + [value
bach%index%]_bwsv + [value bach%index%]_bdurchl + [value bach%index%]_gdurchl

/***** primäre Bodenbedeckung/Nutzung klassieren
[value bach%index%]_nutz = reclass([value bach%index%]_priwg, klass_nutz.ascii, DATA)

/***** Kombination der primären Bodenbedeckung/Nutzung mit der Grunddisposition und Berechnung der Disp für
das gesamte EZG (_ofadisp)
[value bach%index%]_ofadisp1 = 0.8 * [value bach%index%]_nutz + 0.2 * [value bach%index%]_grunddisp
[value bach%index%]_ofadisp = reclass([value bach%index%]_ofadisp1, klass_ofadisp.ascii, DATA)

/***** Bilden der Attribut-Tables
buildvat [value bach%index%]_ofadisp
buildvat [value bach%index%]_grunddisp

/***** Die Attribute-Tables der Raster exportieren
INFODBASE [value bach%index%]_ofadisp.vat [value bach%index%]_disp
INFODBASE [value bach%index%]_grunddisp.vat [value bach%index%]_grunddisp

&if [exists [value bach%index%]_gaga1 -grid] &then kill [value bach%index%]_gaga1 all
&if [exists [value bach%index%]_gaga2 -grid] &then kill [value bach%index%]_gaga2 all

&s index = %index% + 1
&end

&type
&type *****
&type * Berechnung erfolgreich durchgeführt:-) *
&type *****
&type

```



## **8 Hochwasserabschätzung mit der Interpretations- und Praxishilfe**

### **8.1 Einleitung**

Im vorliegenden Kapitel wird die Hochwasserabschätzung mit der Interpretations- und Praxishilfe an vier Bächen angewendet. Dabei werden die Schritte gemäss Kapitel 7 einzeln durchlaufen und anschliessend diskutiert. Die HAKESCH-Abschätzungen für den Allmebach, Bachliggraben und den Suld Witboden sind der Arbeit von Zraggen (2009, in Vorb.) und für den Kummetbach jener der GHO (2007) entnommen. Daher ist es im Folgenden zulässig, die Raumgliederungen mit den Hochwasserdispositionskarten zu vergleichen. Die restlichen Parameter sind im Rahmen der vorliegenden Studie ermittelt worden.

### **8.2 Die vier Einzugsgebiete**

Bei den vier Bächen handelt es sich um typische, kleine Einzugsgebiete in der Schweiz, wobei es sich um Wildbäche im Kandertal (Berner Oberland) und im Kanton Uri handelt. In einem ersten Schritt werden die Bäche einerseits durch Kenngrössen und andererseits durch den Beschrieb des geologischen Aufbaus charakterisiert. Ergänzt wird die Beschreibung durch die topographischen Karten der Einzugsgebiete (Abbildung 8-1).

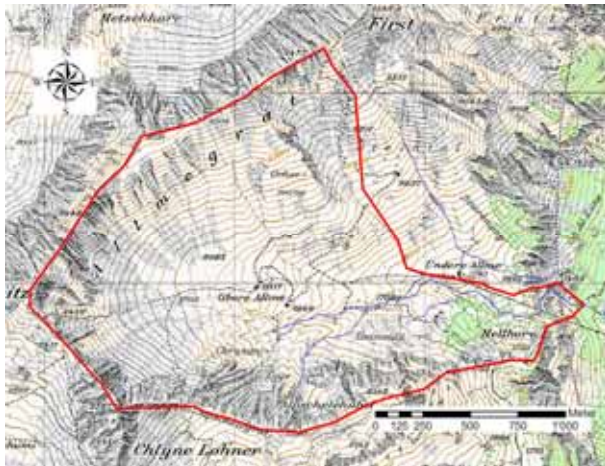
Die Tabelle 8-1 beinhaltet die Kenngrössen der ausgewählten Bäche. Dabei handelt es sich zum einen um jene, die für die weiterführenden Analysen benötigt werden und zum anderen um solche, welche die Bäche allgemein charakterisieren.

Tabelle 8-1: Parameter der vier Einzugsgebiete

	Einheit	Allmebach, Kandersteg, BE	Bachligraben, Reichenbach (Kiental), BE	Kummetbach, Attinghausen, UR	Suld Witbo- den, Aeschi b. Spiez, BE
Koordinaten des Pegels (X/Y)	-	616/835// 148/885	621/730// 159/250	690/210// 190/125	624/885// 163/475
Grösse ( $F_n$ )	[km <sup>2</sup> ]	2.99	4.43	3.80	4.74
Exposition	-	E	NE	ENE	N
Wald	[%]	1.1	11.8	46.9	23.9
offener Wald	[%]	0.6	5.8	9.4	10.5
Freiland, Wiese	[%]	18.9	26.6	20.0	27.1
Weide	[%]	31.5	39.9	22.2	23.4
Fels	[%]	16.6	11.5	1.1	6.8
Geröll	[%]	31.3	4.5	0.3	8.4
Siedlung, Infrastruktur	[%]	0.0	0.0	0.1	0.0
100-jährliche 1-stündige Niederschlagsintensität ( $N_{Int}$ )	[mm/h]	53	54	55	58
minimale Gebietshöhe ( $H_{min}$ )	[m]	1210	960	630	1075
maximale Gebietshöhe mit Flurname	[m]	2587 Chlyne Lohner	2412 Ärmigchnubel	1848 Gibelstöckhöreli	2520 Dreispietz
kumulative Gerinnelänge (GL)	[km]	17.0	11.9	11.2	23.1
Hydrologische Länge ( $L_h$ )	[km]	3.22	5.14	3.61	2.96
Länge des Hauptflusses bis zum Gebietsschwer- punkt ( $L_{ca}$ )	[km]	2.46	2.66	1.94	1.94
Formfaktor Elongation Ratio nach Seyhan (1976) ( $R_e$ )	[ ]	0.34	0.26	0.34	0.47
Formfaktor Shape Factor nach McCuen (2004) ( $L_i$ )	[ ]	1.86	2.19	1.79	1.69

Nach der Abbildung 8-1 folgt die Beschreibung des geologischen Aufbaus pro Einzugsgebiet. Dabei wird auf Flurnamen verwiesen, die den topographischen Karten in der unten stehenden Abbildung entnommen werden können.

Allmebach



Kummetbach



Bachligraben



Suld Witboden



Abbildung 8-1: Topographische Karten für den Allmebach, Bachligraben, Kummetbach und Suld Witboden (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA091424))

Im Allmebach ist die dominierende Lithologie Kalk aus der Jura-Kreide. Der Allme Grat wird durch helvetischen Kieselkalk aufgebaut. Nördlich des Alpschelegrat und Alpschelehubels liegen zudem Palfris-Schiefer und Vitznau-Mergel aufgeschlossen. Im Bereich Obere Allme bis Untere Allme ist nordhelvetischer Flysch der Doldenhorn- und Gellihorndecke anstehend. Der Kessel oberhalb des Obere Allme ist mit Hangschutt und Bergsturzmaterial quartär überprägt. (Bundesamt für Landestopographie, 2005)

Die Bachflue (orographisch rechter Grat mit Flanken) im Bachligraben wird durch die helvetischen Decken mit hauptsächlich Schiefer und Sandsteinen der Wildhorndecke aufgebaut. Der Grat mit seinen Flanken vom Giesigrat bis Gehrihorn weist einen komplexeren Aufbau auf: Es handelt sich dabei um Bänder derselben Schiefer und Sandsteine wie auf der gegenüberliegenden Talseite sowie Kalke und Mergelschiefer. Zahlreiche Brüche und Verwerfungen ziehen



sich durch die Bänder. Unterhalb des Obere Gumpel liegt quartäre Überprägung in Form von Hangschutt und Bergsturzmaterial. Im unteren Teil des Einzugsgebiets bis Unders Chüematti dominiert die quartäre Überprägung aus der Würmzeit. (Bundesamt für Landestopographie, 2005)

Das Einzugsgebiet des Kummetbachs wird durch die helvetischen Decken aufgebaut. Der Altdorfer-Sandstein und Dachschiefer eines Flyschkomplexes sind die vorherrschenden Lithologien. Der Untergrund dieser Flyschformation besteht hauptsächlich aus jurassischen Malmkalken, welche von Süden (Kalkmassiv im Gebiet Waldnacht) nach Norden abtauchen. Am Südfuss der Fluh vom Vorderen bzw. Hinteren Hohnätsch und Gibelstöckhörelì ist oberkretazischer Mergel der Amdener Schichten aufgeschlossen. Er ist aufgeschoben und eingewickelt (südhelvetisch). Stellenweise ist das Einzugsgebiet quartär überprägt (Schwandenberg, Höchi-berg bis Plattenberg). (GHO, 2007)

Das Einzugsgebiet des Suld Witboden wird durch die helvetischen und ultrahelvetischen Decken aufgebaut. Sie weisen einen komplexen Aufbau auf und streichen von Südwesten gegen Nordosten. Bänder von Schiefer und Sandsteinen der Wildhorndecke, Schrattealk und Flysch der ultrahelvetischen Decken bilden die Grate und Flanken im Bereich des Latrejespitz, First und im Raum Ufem Letze. Der Talkessel mit den Weiden im Undere Obersuld bis Witbode sind mit Gehängeschutt, Bergsturzmaterial und Bachschuttkegeln quartär überprägt. (Bundesamt für Landestopographie, 2005)

In den folgenden vier Kapiteln werden pro Bach die einzelnen Schritte der Interpretations- und Praxishilfe durchlaufen und jeweils zu einer Synthese und Diskussion zusammengeführt.

### 8.3 Hochwasserabschätzung Allmebach

#### Hydrologische Gliederung bezüglich Hochwasserdisposition

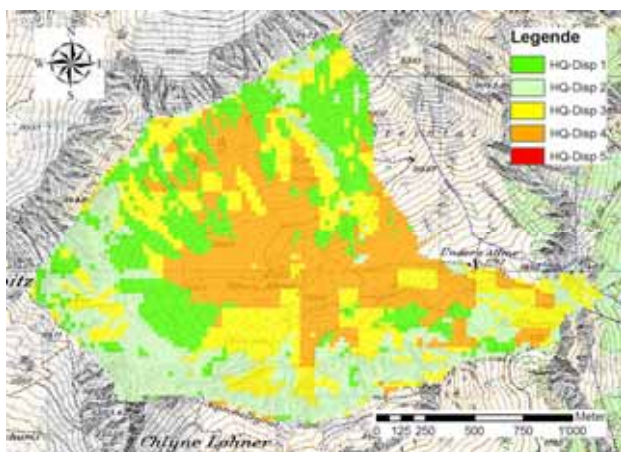


Tabelle 8-2: Allmebach: Hochwasserdisposition

Stufe HQ-Disp	Rasterzellen	
	Anzahl	%
1	1095	23
2	1191	25
3	1160	24
4	1360	28
5	0	0
<b>Schiefe</b>	<b>-2.052</b>	
<b>Exzess</b>	<b>4.413</b>	

Hq<sub>100</sub> kann 8.7m<sup>3</sup>/skm<sup>2</sup> übertreffen  
 HQ<sub>100</sub> kann 26.0m<sup>3</sup>/s übertreffen

Abbildung 8-2: Allmebach: Karte der Hochwasserdisposition (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA091424))



**Abschätzen eines  $HQ_{100}$  aufgrund von hydrologischen Kennwerten nach Schaffner (2007)**

$HQ_{100\text{Schaffner}} = 16.9\text{m}^3/\text{s}$

$Hq_{100\text{Schaffner}} = 5'652\text{l/skm}^2$

Klasse der Spitzenabflusspende: K2, Spende  $>4'000\text{l/skm}^2$  zu erwarten

Das  $Hq_{100\text{Schaffner}}$  ist  $>4'000\text{l/skm}^2$ . Daher kann mit 75% von einer brauchbaren Abschätzung ausgegangen werden.

**Hochwasserabschätzung mit HAKESCH**

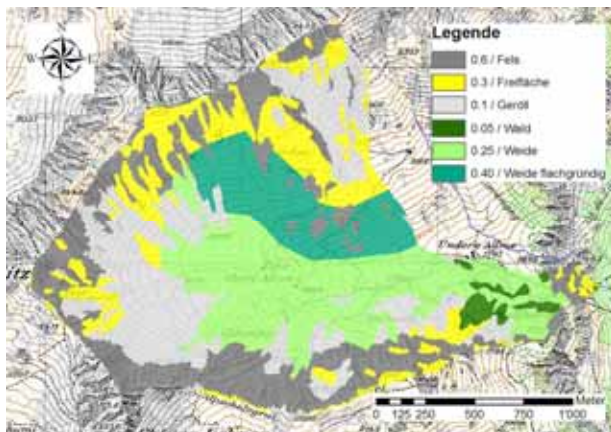


Tabelle 8-3: Allmebach: Abschätzung mit HAKESCH (Zgraggen, 2009, in Vorb.)

	$HQ_{20}$ [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]	$HQ_{100}$ [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]
Taubmann	4.2	8.9
Mod. Fließzeitverfahren	8.0	19.1
Kölla	13.8	21.1
Clark-WSL	11.4	21.1
Müller	$HQ_{\text{max}}: 28.6$	
Gerinnebeurteilung	15.0	
Vorschlag HAKESCH	12.6	21.1
Prädikat	Plausible Abschätzung	

Abbildung 8-3: Allmebach: Raumgliederung und Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) (Grundlagendaten für die Karte aus Zgraggen, 2009, in Vorb.) (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA091424))

**Abschätzen des  $HQ_{30}$  und  $HQ_{300}$**

$HQ_{30} = 14.5\text{m}^3/\text{s}$

$HQ_{300\text{min}} = 26.6\text{m}^3/\text{s}$

Tabelle 8-4: Allmebach: Beurteilung der Schwellenbedingungen

	Wert, Beurteilung	$HQ_{300\text{min}}$ erhöhen?
Abflusskoeffizient	0.32	Ja
Hochwasserdisposition	2.6	Ja
Speichervermögen der Böden und des geologischen Untergrunds	23.5mm	Ja
	Eher gut	Ja
Einfallen der geologischen Schichten, Klüftung	Quer zum Hang einfallend	Ja
Fazit		Starke Erhöhung $\rightarrow HQ_{300} = 1.2 * HQ_{300\text{min}}$ $HQ_{300} = 31.9\text{m}^3/\text{s}$

**Interpretation der Ganglinie und Abschätzen der Fracht für das HQ<sub>100</sub>**

Tabelle 8-5: Allmebach: Beurteilung der Ganglinie

	Wert	Bewertung
Anstiegszeit	70min	Verzögert
K-Wert	34.3min	Mittel steiler Rezessionsast

$$S_{100Clark-WSL} = 96'445m^3$$

$$\text{Faktor } HQ_{100HAKESCH}/HQ_{100Clark-WSL} = 1.00$$

$$S_{100} = 1.00 * S_{100Clark-WSL} = 96'445m^3$$

**Synthese und Diskussion der Hochwasserabschätzung**

Die Karte der Hochwasserdisposition zeigt eine Verteilung von je rund 1/4 für die HQ-Disp-Stufen 1, 2, 3 und 4, die Stufe 5 kommt nicht vor. Die von Zraggen (2009, in Vorb.) ausgetrennten Weiden ( $\psi=0.25$ ,  $\psi=0.40$ ) und Freiflächen ( $\psi=0.30$ ) können hauptsächlich der HQ-Disp-Stufe 3 und 4 zugeordnet werden. Die abgeschätzten Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) reihen sich gut in die Spektren vorgeschlagen in der Tabelle 7-8 ein. Die ausgetrennten Fels- und Geröll-Flächen sind in der Karte der Hochwasserdisposition hauptsächlich mit den Stufen 1 und 2 abgedeckt. Der Fels wird durch die HQ-Disp eher unterschätzt.

Die nachstehende Abbildung zeigt für den Allmebach die Abschätzungen der verschiedenen Spitzenabflüsse unterschiedlicher Jährlichkeiten. Im Folgenden werden die einzelnen Werte diskutiert.

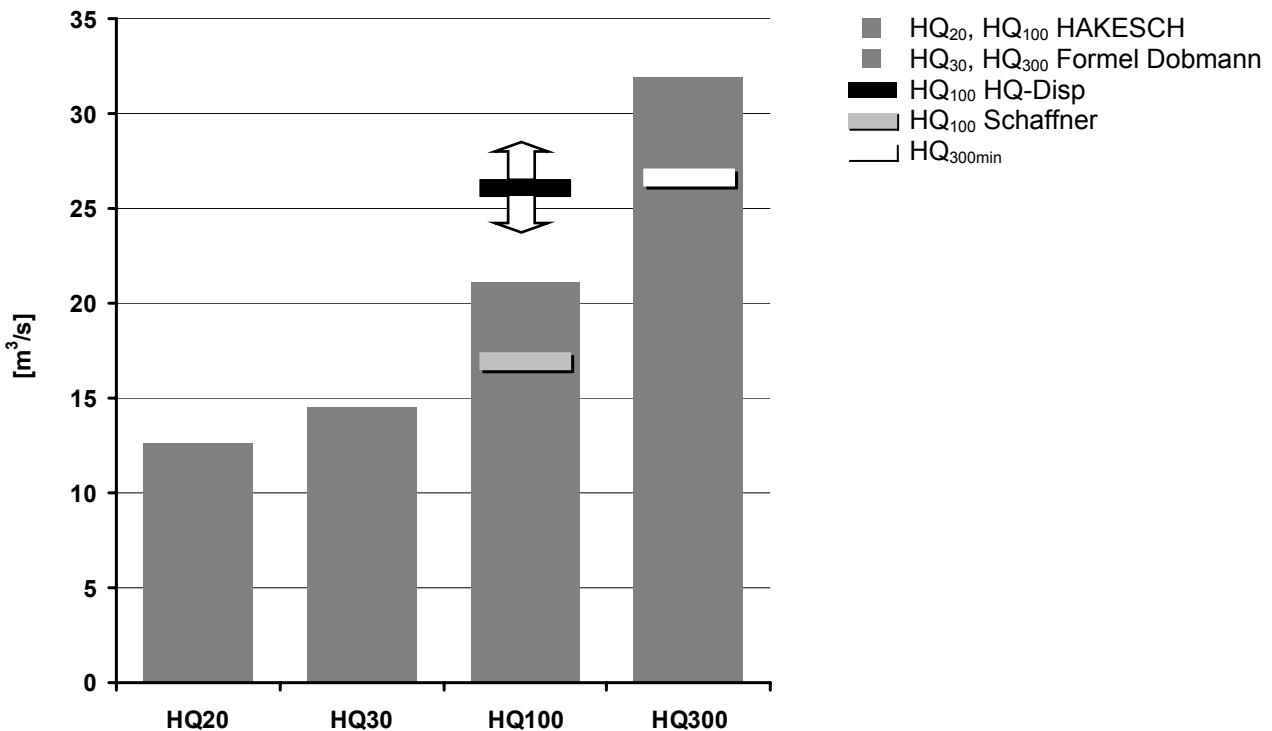


Abbildung 8-4: Allmebach: Abgeschätzte Spitzenabflusswerte unterschiedlicher Jährlichkeit

Die Schiefe lässt eine deutliche Aussage bezüglich einer eher hohen Hochwasserdisposition zu, wogegen sich der Exzess nicht in die Einteilung aus Kapitel 7.2.1, Tabelle 7-6 einfügen lässt. Trotzdem ergibt sich im Vergleich zur HQ<sub>100</sub>-Abschätzung mit HAKESCH eine plausible Einordnung. Die Abschätzung nach Schaffner (2007) unterschätzt den mit HAKESCH abgeschätzten HQ<sub>100</sub>-Wert.

Die HAKESCH-Abschätzung der HQ<sub>20</sub> und HQ<sub>100</sub> wird als zuverlässig eingestuft. Die Werte der einzelnen Verfahren decken bezüglich des oberen und unteren Grenzwertverfahrens sowie der drei Verfahren dazwischen die Erwartungen. Demzufolge darf auch die Abschätzung des HQ<sub>30</sub> als vertrauenswürdig eingestuft werden.

Für das HQ<sub>300</sub> kann festgehalten werden, dass die Beurteilung aller Schwellenbedingungen zum Schluss kommt, dass das HQ<sub>300min</sub> erhöht werden muss. Die Erhöhung wurde als stark eingestuft, und es wird vorgeschlagen, dies numerisch mit einem Zuschlag von 20% zu interpretieren.

Für den Verlauf eines HQ<sub>100</sub> wird aufgrund der Ganglinie nach Clark-WSL von einem verzögerten Anstieg und einem mittel steilen Rezessionsast ausgegangen. Die Fracht beträgt rund 96'500m<sup>3</sup>.

Die Hochwasserabschätzung für den Allmebach gibt keine grösseren Ungereimtheiten, und die abgeschätzten Spitzenabflüsse dürfen als verlässlich eingestuft werden.

## 8.4 Hochwasserabschätzung Bachligraben

### Hydrologische Gliederung bezüglich Hochwasserdisposition

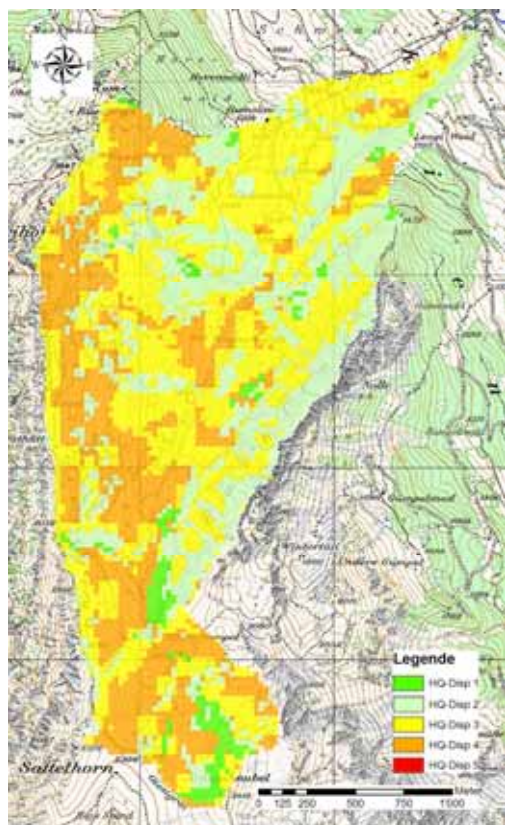


Tabelle 8-6: Bachligraben: Hochwasserdisposition

Stufe HQ-Disp	Rasterzellen	
	Anzahl	%
1	256	4
2	1922	27
3	2949	42
4	1973	28
5	0	0
<b>Schiefe</b>	<b>-0.121</b>	
<b>Exzess</b>	<b>-2.132</b>	

HQ<sub>100</sub> kann 8.7m<sup>3</sup>/skm<sup>2</sup> übertreffen

HQ<sub>100</sub> kann 38.5m<sup>3</sup>/s übertreffen

Abbildung 8-5: Bachligraben: Karte der Hochwasserdisposition (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA091424))

**Abschätzen eines  $HQ_{100}$  aufgrund von hydrologischen Kennwerten nach Schaffner (2007)**

$HQ_{100Schaffner} = 16.6m^3/s$

$Hq_{100Schaffner} = 3'747l/skm^2$

Klasse der Spitzenabflusspende: K1, Spende <4'000l/skm<sup>2</sup> zu erwarten

Das  $Hq_{100Schaffner}$  ist <4'000l/skm<sup>2</sup>. Daher kann mit 75% von einer brauchbaren Abschätzung ausgegangen werden.

**Hochwasserabschätzung mit HAKESCH**

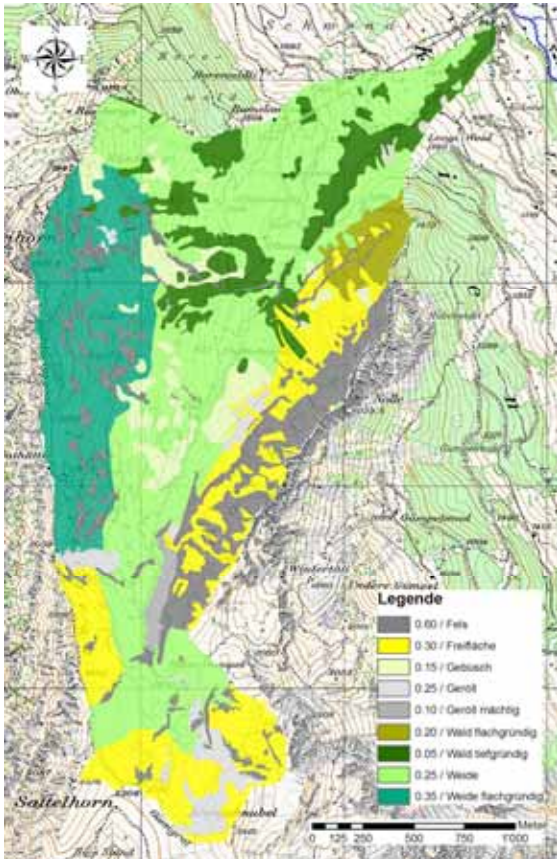


Tabelle 8-7: Bachligraben: Abschätzung mit HAKESCH (Zgraggen, 2009, in Vorb.)

	$HQ_{20}$ [m <sup>3</sup> /s]	$HQ_{100}$ [m <sup>3</sup> /s]
Taubmann	5.5	10.8
Mod. Fließzeitverfahren	12.0	21.7
Kölla	11.5	17.6
Clark-WSL	19.4	30.7
Müller	HQ <sub>max</sub> : 33.6	
Gerinnebeurteilung	30.0	
Vorschlag HAKESCH	15.7	26.2
Prädikat	Plausible Abschätzung	

Aufgrund der Resultate der Verfahren mod. Fließzeitverfahren, Kölla und Clark-WSL werden alle drei Abschätzungen gemittelt und nicht nur die höheren beiden, wie es HAKESCH vorschlägt. Für die weiteren Analysen wird mit folgenden Spitzenabflusswerten gerechnet:

$HQ_{20}: 14.3m^3/s$

$HQ_{100}: 23.3m^3/s$

Abbildung 8-6: Bachligraben: Raumgliederung und Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) (Grundlagendaten für die Karte aus Zgraggen, 2009, in Vorb.) (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA091424))

**Abschätzen des  $HQ_{30}$  und  $HQ_{300}$**

$HQ_{30} = 16.4m^3/s$

$HQ_{300min} = 29.2m^3/s$

Tabelle 8-8: Bachligraben: Beurteilung der Schwellenbedingungen

	Wert, Beurteilung	HQ <sub>300min</sub> erhöhen?
Abflusskoeffizient	0.29	Ja
Hochwasserdisposition	2.9	Ja
Speichervermögen der Böden und des geologischen Untergrunds	24.6mm Mittel	Ja Ja
Einfallen der geologischen Schichten, Klüftung	Beides	Ja/Nein
Fazit		Starke Erhöhung → HQ <sub>300</sub> = 1.2 * HQ <sub>300min</sub> HQ <sub>300</sub> = 35.0m <sup>3</sup> /s

### Interpretation der Ganglinie und Abschätzen der Fracht für das HQ<sub>100</sub>

Tabelle 8-9: Bachligraben: Beurteilung der Ganglinie

	Wert	Bewertung
Anstiegszeit	60min	Mittel bis verzögert
K-Wert	38.0min	Mittel steiler Rezessionsast

$$S_{100\text{Clark-WSL}} = 140'536\text{m}^3$$

$$\text{Faktor HQ}_{100\text{HAKESCH}}/\text{HQ}_{100\text{Clark-WSL}} = 0.76$$

$$S_{100} = 0.76 * S_{100\text{Clark-WSL}} = 106'807\text{m}^3$$

### Synthese und Diskussion der Hochwasserabschätzung

Die Hochwasserdispositionsstufen 1 und 5 sind klar untervertreten resp. nicht vorhanden, die Klassen 2 und 4 mit je rund  $\frac{1}{4}$  abgedeckt und die HQ-Disp-Stufe 3 macht mit 42% den grössten Anteil aus. Alles in allem eine um die Stufe 3 symmetrische Verteilung. Die Karte der Hochwasserdisposition zeigt, wie die Raumgliederung von Zraggen (2009, in Vorb.) auch, ein mosaikartiges Muster. Die flachgründigen Weiden und die Freiflächen sowie die Weiden werden in der Karte der Hochwasserdisposition gut abgebildet. Dabei handelt es sich um die HQ-Disp-Stufen von 4 resp. 3. Die abgeschätzten Abflusskoeffizienten reihen sich gut in die Spektren der Abflusskoeffizienten (vgl. Kapitel 7.2.1, Tabelle 7-8) ein. Das Geröll wird in der HQ-Disp-Karte in der Stufe 1 und 2 abgebildet. Der Fels wird durch die Hochwasserdispositionskarte eher unterschätzt, er wird hauptsächlich der Stufe 2 zugeordnet.

Die folgende Abbildung zeigt für den Bachligraben die Abschätzungen der verschiedenen Spitzenabflüsse unterschiedlicher Jährlichkeiten. Im Folgenden werden die einzelnen Werte diskutiert.

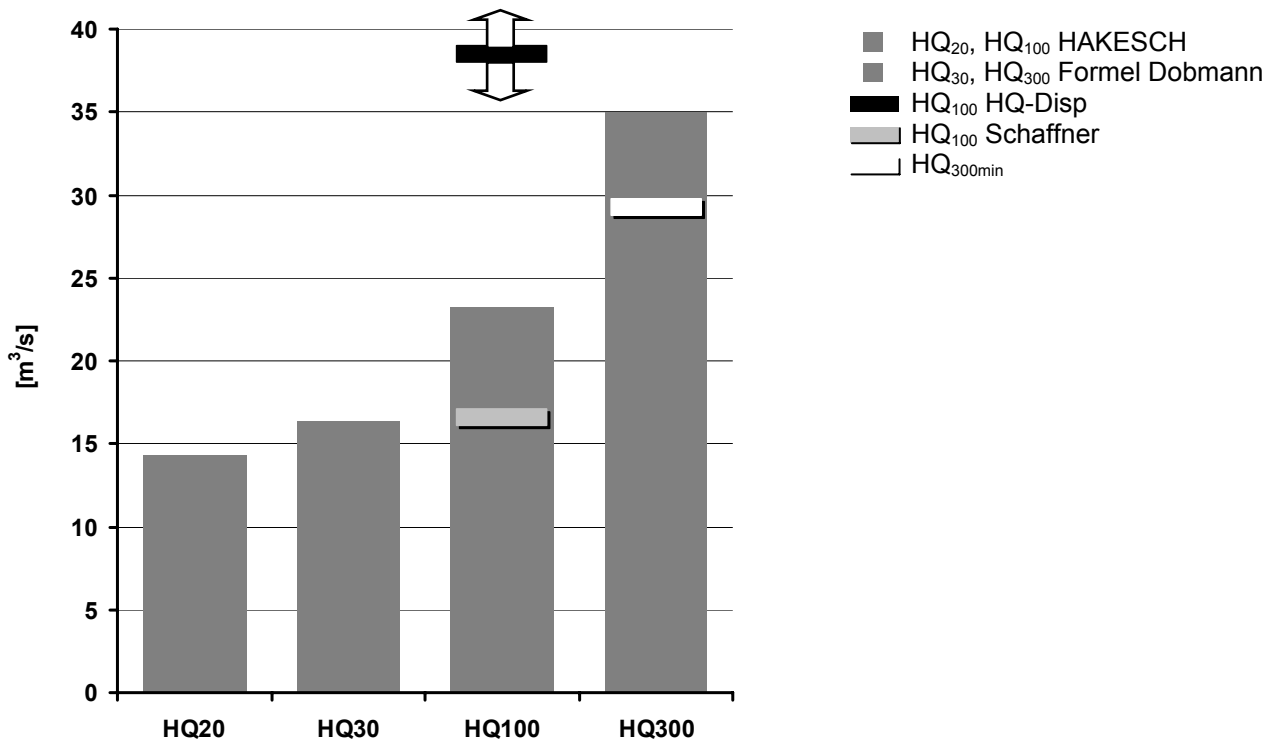


Abbildung 8-7: Bachligraben: Abgeschätzte Spitzenabflusswerte unterschiedlicher Jährlichkeit

Mit der Schiefe und dem Exzess lässt sich die Klasse der Spitzenabflüsse aufgrund der HQ-Disp eindeutig zuordnen. Der dadurch ermittelte Grenzwert ist jedoch im Vergleich zum HAKESCH-Wert hoch.

Die Abschätzung mit dem Verfahren Schaffner (2007) ergibt eine Zuordnung zur Hq-Klasse 1. Im Vergleich zum HQ<sub>100</sub> abgeschätzt mit HAKESCH, ist jener nach Schaffner (2007) eher tief.

Die Abschätzung der HQ<sub>20</sub> und HQ<sub>100</sub> mit HAKESCH wird als zuverlässig eingestuft. Die Werte der einzelnen Verfahren decken bezüglich des oberen und unteren Grenzwertverfahrens sowie der drei Verfahren dazwischen die Erwartungen. Demzufolge darf die Abschätzung des HQ<sub>30</sub> ebenfalls als vertrauenswürdig eingestuft werden.

Die Beurteilung der Schwellenbedingungen ergibt ein eindeutiges Bild: Das HQ<sub>300min</sub> ist zu erhöhen. Da bei allen vier Beurteilungskriterien von einer Erhöhung ausgegangen werden muss, wird diese als stark eingestuft und wie beim Allmebach mit 20% umgesetzt.

Die Ganglinie nach dem Verfahren Clark-WSL lässt sich wie folgt interpretieren: Im Ereignisfall wird die Anstiegszeit verzögert bis mittel sein und der Rezessionsast wird eine mittlere Steilheit aufweisen. Insbesondere die Klassierung der Anstiegszeit fällt nicht eindeutig aus, da 60min die Grenze zwischen den Klassen „verzögert“ und „mittel“ bildet. Es muss gemäss Clark-WSL für ein HQ<sub>100</sub> mit einer Ereignisfracht von knapp 107'000m<sup>3</sup> gerechnet werden.

Als Gesamtbewertung darf angefügt werden, dass die Hochwasserabschätzung beim Bachligraben keine grösseren Ungereimtheiten aufweist, demzufolge können die abgeschätzten Spitzenabflüsse als verlässlich eingestuft werden.



## 8.5 Hochwasserabschätzung Kummetbach

### Hydrologische Gliederung bezüglich Hochwasserdisposition

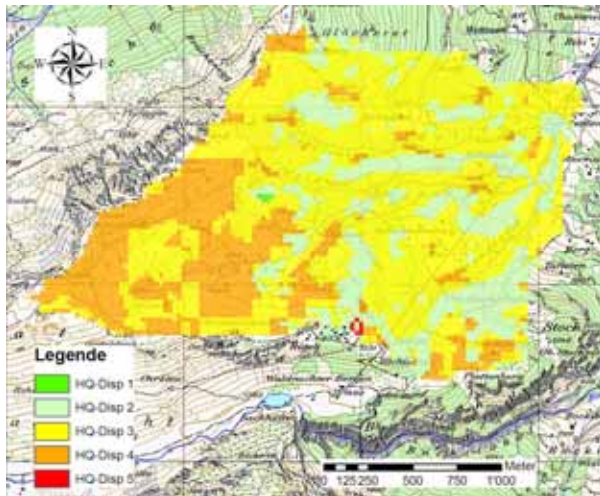


Abbildung 8-8: Kummetbach: Karte der Hochwasserdisposition (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA091424))

Tabelle 8-10: Kummetbach: Hochwasserdisposition

Stufe HQ-Disp	Rasterzellen	
	Anzahl	%
1	6	0
2	1208	20
3	3410	56
4	1455	24
5	8	0
<b>Schiefe</b>	<b>1.074</b>	
<b>Exzess</b>	<b>1.023</b>	

$Hq_{100}$  ist  $< 8.7 \text{ m}^3/\text{skm}^2$  zu erwarten

$HQ_{100}$  ist  $< 33.1 \text{ m}^3/\text{s}$  zu erwarten

### Abschätzen eines $HQ_{100}$ aufgrund von hydrologischen Kennwerten nach Schaffner (2007)

$$HQ_{100\text{Schaffner}} = 13.8 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$Hq_{100\text{Schaffner}} = 3'621 \text{ l/skm}^2$$

Klasse der Spitzenabflussspende: K2, Spende  $> 4'000 \text{ l/skm}^2$  zu erwarten

Das  $Hq_{100\text{Schaffner}}$  ist nicht  $> 4'000 \text{ l/skm}^2$ . Daher muss die Abschätzung angezweifelt werden.

### Hochwasserabschätzung mit HAKESCH

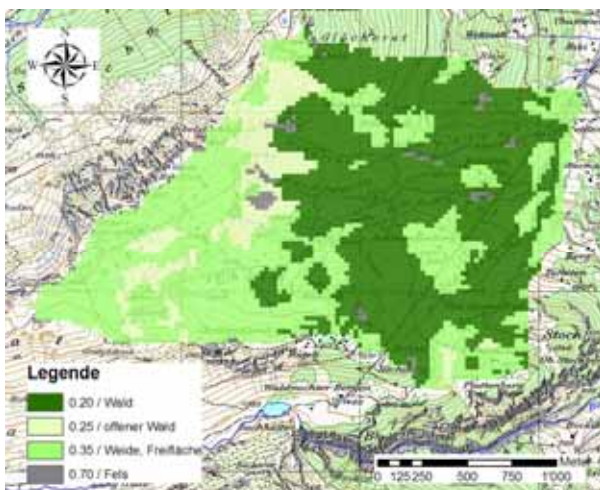


Abbildung 8-9: Kummetbach: Raumgliederung und Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) (Grundlagendaten für die Karte aus GHO, 2007) (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA091424))

Tabelle 8-11: Kummetbach: Abschätzung mit HAKESCH (GHO, 2007)

	$HQ_{20}$ [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]	$HQ_{100}$ [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]
Taubmann	12.4	20.3
Mod. Fliesszeitverfahren	14.5	22.7
Kölla	15.0	21.0
Clark-WSL	17.7	26.2
Müller	HQ <sub>max</sub> : 28.3	
Gerinnebeurteilung	7.7	
Vorschlag HAKESCH	16.4	24.5
Prädikat	Plausible Abschätzung	

Aufgrund der Resultate der Verfahren mod. Fließzeitverfahren, Kölla und Clark-WSL werden alle drei Abschätzungen gemittelt und nicht nur die höheren beiden, wie es HAKESCH vorschlägt. Für die weiteren Analysen wird mit folgenden Spitzenabflusswerten gerechnet:

$$HQ_{20}: 15.8\text{m}^3/\text{s}$$

$$HQ_{100}: 23.3\text{m}^3/\text{s}$$

### Abschätzen des $HQ_{30}$ und $HQ_{300}$

$$HQ_{30} = 17.8\text{m}^3/\text{s}$$

$$HQ_{300\text{min}} = 28.6\text{m}^3/\text{s}$$

Tabelle 8-12: Kummetbach: Beurteilung der Schwellenbedingungen

	Wert, Beurteilung	$HQ_{300\text{min}}$ erhöhen?
Abflusskoeffizient	0.27	Ja
Hochwasserdisposition	3.0	Ja/Nein
Speichervermögen der Böden und des geologischen Untergrunds	26.1mm Eher schlecht	Ja Nein
Einfallen der geologischen Schichten, Klüftung	Quer zum Hang einfallend	Ja
Fazit		Mittlere Erhöhung → $HQ_{300} = 1.1 * HQ_{300\text{min}}$ $HQ_{300} = 31.5\text{m}^3/\text{s}$

### Interpretation der Ganglinie und Abschätzen der Fracht für das $HQ_{100}$

Tabelle 8-13: Kummetbach: Beurteilung der Ganglinie

	Wert	Bewertung
Anstiegszeit	50min	Mittel
K-Wert	40.3min	Mittel steiler bis eher flacher Rezessionsast

$$S_{100\text{Clark-WSL}} = 113'082\text{m}^3$$

$$\text{Faktor } HQ_{100\text{HAKESCH}}/HQ_{100\text{Clark-WSL}} = 0.89$$

$$S_{100} = 0.89 * S_{100\text{Clark-WSL}} = 100'643\text{m}^3$$

### Synthese und Diskussion der Hochwasserabschätzung

Die Hochwasserdispositionsstufen 1 und 5 sind nicht resp. mit sehr wenigen Rasterzellen vertreten, die Stufe 3 bildet mit 56% den grössten Anteil. Die Stufen 2 und 4 sind mit annähernd gleich vielen Rasterzellen repräsentiert. Die Musterung der verschiedenen Stufen ist eher flächig ausgebildet und im Vergleich zur Raumgliederung von GHO (2007) stimmen die Flächen nicht gut überein. Der Wald wird hauptsächlich mit einer HQ-Disp-Stufe von 2 oder 3 bewertet, der entsprechende Abflusskoeffizient von 0.20 liegt im Vergleich mit der Tabelle 7-8 eher etwas tief. Die Weide wird in der Raumgliederung homogener ausgeschieden als in der HQ-Disp-Karte, liegt vor allem im Bereich der HQ-Disp-Klasse 4 und geringfügig im Bereich der Stufe 3. Der von GHO (2007) gewählte Abflusskoeffizient fügt sich gut in die in der Tabelle 7-8 vorgeschlagenen Spektren ein.



Die nachstehende Abbildung zeigt für den Kummetbach die Abschätzungen der verschiedenen Spitzenabflüsse unterschiedlicher Jährlichkeiten. Im Folgenden werden die einzelnen Werte diskutiert.

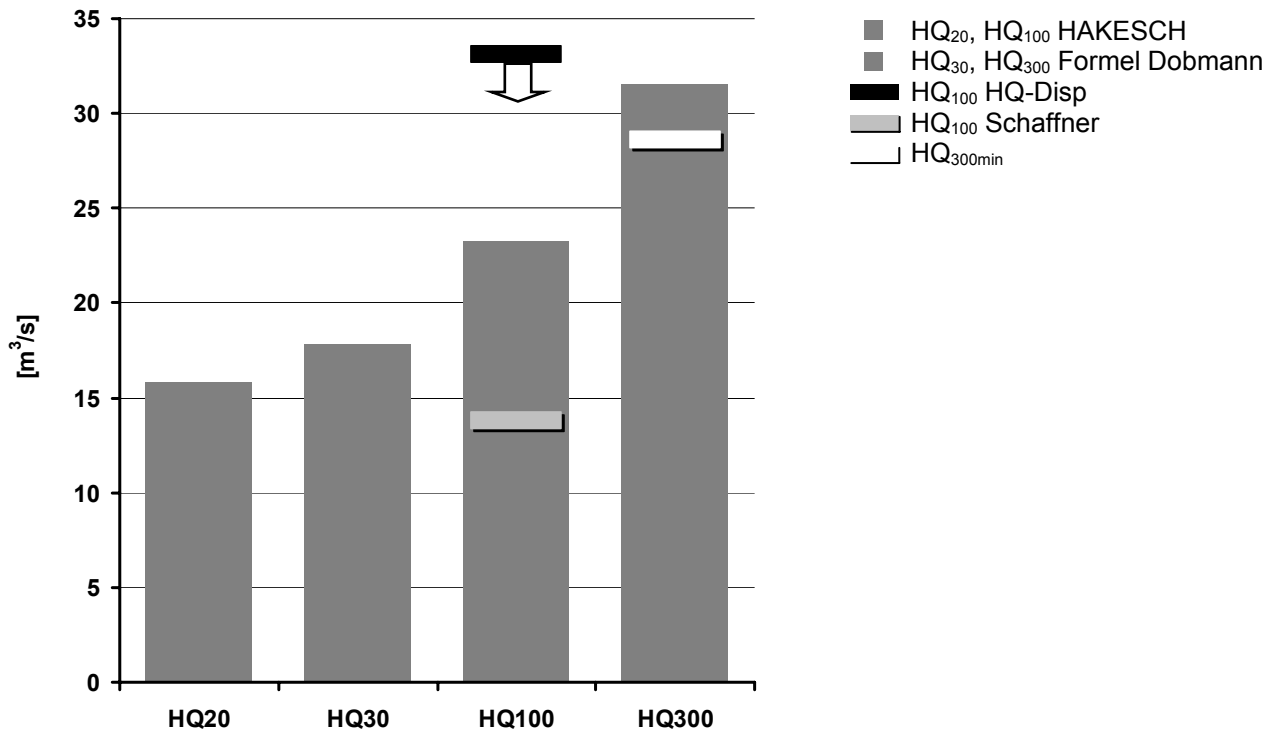


Abbildung 8-10: Kummetbach: Abgeschätzte Spitzenabflusswerte unterschiedlicher Jährlichkeit

Die Abschätzung eines HQ<sub>100</sub> mit dem Verfahren Schaffner (2007) muss angezweifelt werden, da im Entscheidungsbaum die Klasse 2 resultiert ( $>4'000\text{l/skm}^2$ ), der abgeschätzte Wert jedoch tiefer liegt. Im Vergleich zu dem HQ<sub>100</sub>-Wert abgeschätzt mit HAKESCH, liegt jener nach Schaffner (2007) auch deutlich zu tief.

Aufgrund der Abschätzung der HQ<sub>20</sub> und HQ<sub>100</sub> mit HAKESCH, darf davon ausgegangen werden, dass die Spitzenabflüsse als zuverlässig eingestuft werden dürfen. Die Werte der einzelnen Verfahren decken bezüglich des oberen und unteren Grenzwertverfahrens sowie der drei Verfahren dazwischen die Erwartungen. Demzufolge wird die Abschätzung des HQ<sub>30</sub> ebenfalls als vertrauenswürdig eingestuft.

Für die Erhöhung des HQ<sub>300min</sub> werden die vier Schwellenbedingungen beurteilt. Dies zeigt ein heterogenes Bild: Hinsichtlich der Abflusskoeffizienten und des Einfallens der geologischen Schichten ist eine Erhöhung des abgeschätzten HQ<sub>300min</sub> zu empfehlen. Bei der Hochwasserdisposition kann keine eindeutige Bewertung vorgenommen werden, da sich der Wert mit dem Schwellenwert für die Beurteilung deckt. Beim Wasserspeichervermögen des Bodens und des geologischen Untergrundes ergibt sich eine Aussage für und eine gegen eine Erhöhung. Aus diesem Grund wird schliesslich eine mittlere Erhöhung vorgeschlagen, welche numerisch mit 10% realisiert wird.

Die Ganglinie nach Clark-WSL wird bezüglich einer mittleren Anstiegszeit und einem mittel steilen bis flachen Rezessionsast interpretiert. Letzteres kann nicht eindeutig festgelegt werden, da der K-Wert genau dem Grenzwert zwischen den beiden Kategorien entspricht. Die Fracht für ein HQ<sub>100</sub> beträgt gemäss dem Verfahren Clark-WSL rund  $100'500\text{m}^3$ .

Die Abschätzung der Spitzenabflüsse für den Kummetbach zeigt ein durchzogenes Bild. Das Verfahren nach Schaffner (2007) unterschätzt den HQ<sub>100</sub>-Wert und die Karte der Hochwasser-

disposition vermag die Raumgliederung bedingt abzudecken. Die HAKESCH-Abschätzungen hinterlassen jedoch ein Bild von einer zuverlässigen Abschätzung, demnach darf auch bei jener des  $HQ_{30}$  das gleiche Prädikat vergeben werden. Das heterogene Bild der Beurteilung der Schwellenbedingungen ist für eine grössere Unsicherheit bei der Abschätzung des  $HQ_{300}$  verantwortlich.

## 8.6 Hochwasserabschätzung Suld Witboden

### Hydrologische Gliederung bezüglich Hochwasserdisposition

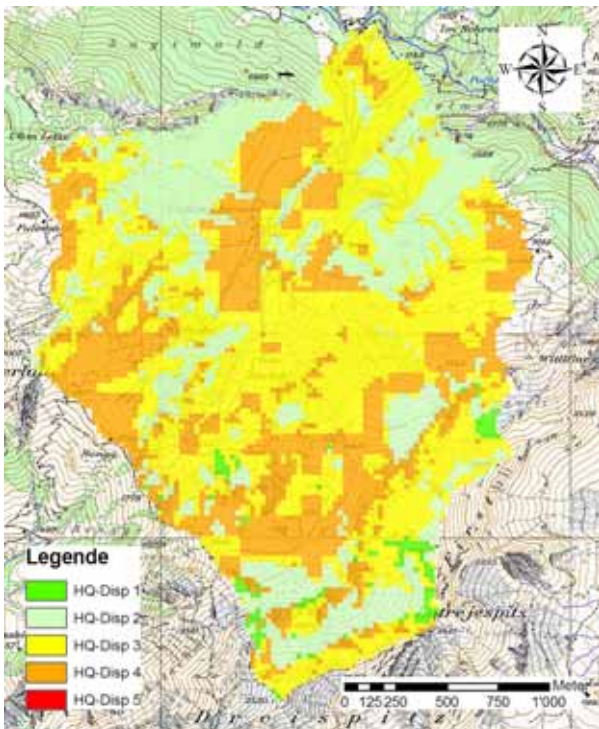


Tabelle 8-14: Suld Witboden: Hochwasserdisposition

Stufe HQ-Disp	Rasterzellen	
	Anzahl	%
1	135	2
2	1929	24
3	3463	44
4	2395	30
5	0	0
<b>Schiefe</b>	<b>0.023</b>	
<b>Exzess</b>	<b>-2.059</b>	

$Hq_{100}$  ist  $<8.7\text{m}^3/\text{skm}^2$  zu erwarten

$HQ_{100}$  ist  $<41.2\text{m}^3/\text{s}$  zu erwarten

Abbildung 8-11: Suld Witboden: Karte der Hochwasserdisposition (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA091424))

### Abschätzen eines $HQ_{100}$ aufgrund von hydrologischen Kennwerten nach Schaffner (2007)

$$HQ_{100\text{Schaffner}} = 21.6\text{m}^3/\text{s}$$

$$Hq_{100\text{Schaffner}} = 4'557\text{l}/\text{skm}^2$$

Klasse der Spitzenabflusspende: K2, Spende  $>4'000\text{l}/\text{skm}^2$  zu erwarten

Das  $Hq_{100\text{Schaffner}}$  ist  $>4'000\text{l}/\text{skm}^2$ . Daher kann mit 75% von einer brauchbaren Abschätzung ausgegangen werden.

**Hochwasserabschätzung mit HAKESCH**

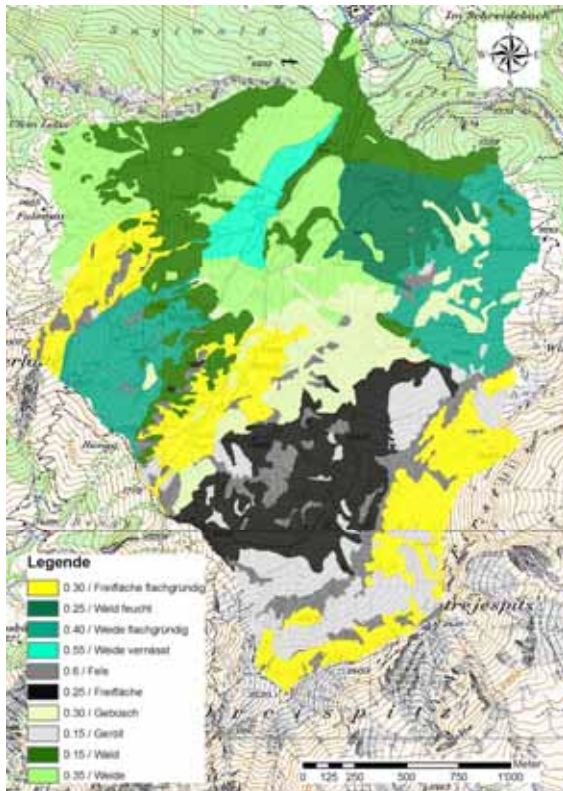


Tabelle 8-15: Suld Witboden: Abschätzung mit HAKESCH (Zraggen, 2009, in Vorb.)

	HQ <sub>20</sub> [m <sup>3</sup> /s]	HQ <sub>100</sub> [m <sup>3</sup> /s]
Taubmann	7.0	13.8
Mod. Fließzeitverfahren	17.5	32.5
Kölla	23.9	34.8
Clark-WSL	23.0	35.2
Müller	HQ <sub>max</sub> : 36.4	
Gerinnebeurteilung	30	
Vorschlag HAKESCH	23.5	35.0
Prädikat	Plausible Abschätzung	

Aufgrund der Resultate der Verfahren mod. Fließzeitverfahren, Kölla und Clark-WSL werden alle drei Abschätzungen gemittelt und nicht nur die höheren beiden, wie es HAKESCH vorschlägt. Für die weiteren Analysen wird mit folgenden Spitzenabflusswerten gerechnet:

HQ<sub>20</sub>: 21.5m<sup>3</sup>/s

HQ<sub>100</sub>: 34.2m<sup>3</sup>/s

Abbildung 8-12: Suld Witboden: Raumgliederung und Abflusskoeffizienten nach Rickli und Forster (1997) (Grundlagendaten für die Karte aus Zraggen, 2009, in Vorb.) (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA091424))

**Abschätzen des HQ<sub>30</sub> und HQ<sub>300</sub>**

HQ<sub>30</sub> = 24.5m<sup>3</sup>/s

HQ<sub>300min</sub> = 42.6m<sup>3</sup>/s

Tabelle 8-16: Suld Witboden: Beurteilung der Schwellenbedingungen

	Wert, Beurteilung	HQ <sub>300min</sub> erhöhen?
Abflusskoeffizient	0.30	Ja
Hochwasserdisposition	3.0	Ja/Nein
Speichervermögen der Böden und des geologischen Untergrunds	23.4mm Mittel bis schlecht	Ja Ja/Nein
Einfallen der geologischen Schichten, Klüftung	Eher hangparallel	Nein
Fazit		Mittlere Erhöhung → HQ <sub>300</sub> = 1.1 * HQ <sub>300min</sub> HQ <sub>300</sub> = 46.9m <sup>3</sup> /s

### Interpretation der Ganglinie und Abschätzen der Fracht für das HQ<sub>100</sub>

Tabelle 8-17: Suld Witboden: Beurteilung der Ganglinie

	Wert	Bewertung
Anstiegszeit	90min	Verzögert
K-Wert	34.2min	Mittel steiler Rezessionsast

$$S_{100\text{Clark-WSL}} = 177'750\text{m}^3$$

$$\text{Faktor HQ}_{100\text{HAKESCH}}/\text{HQ}_{100\text{Clark-WSL}} = 0.97$$

$$S_{100} = 0.97 * S_{100\text{Clark-WSL}} = 172'418\text{m}^3$$

### Synthese und Diskussion der Hochwasserabschätzung

Auf der Karte der Hochwasserdisposition und der Raumgliederung von Zraggen (2009, in Vorb.) sind im Nordosten die Grenzen des Einzugsgebiets nicht identisch. Dies ist auf die Verwendung von unterschiedlichen digitalen Höhenmodellen zurückzuführen. Zraggen (2009, in Vorb.) rechnet mit einem 2m DHM, für die vorliegende Arbeit wird ein 25m DHM verwendet.

Die HQ-Disp-Stufen 1 und 5 sind nicht vorhanden resp. klar untervertreten. Mit 44% macht die Stufe 3 den Hauptteil aus. Mit rund  $\frac{1}{4}$  und  $\frac{1}{3}$  sind im Suld Witboden die HQ-Disp-Stufen 2 und 4 vertreten. Die Karte der Hochwasserdisposition zeigt eine mosaikartige Struktur, diese ist in der Raumgliederung von Zraggen (2009, in Vorb.) ebenfalls zu finden.

„Freiland flachgründig“, „Weide“ und „Weide vernässt“ werden hauptsächlich mit einer Hochwasserdispositionsstufe von 4 und teilweise auch mit 3 abgedeckt. Die von Zraggen (2009, in Vorb.) zugeordneten Abflusskoeffizienten sind im Vergleich zu den Spektren angegeben im Kapitel 7.2.1, Tabelle 7-8 hoch. Dasselbe gilt für die Raumeinheit „Gebüsch“, welche hauptsächlich einer HQ-Disp-Stufe 3 entspricht und einen Abflusskoeffizient von 0.30 aufweist.

Obschon die Schiefe nahe der Klassengrenze liegt, gelangt das HQ<sub>100</sub> aufgrund der Hochwasserdisposition in den Bereich des HQ<sub>100</sub> abgeschätzt mit HAKESCH.

Die unten stehende Abbildung zeigt für den Suld Witboden die Abschätzungen der verschiedenen Spitzenabflüsse unterschiedlicher Jährlichkeiten. Im Folgenden werden die einzelnen Werte diskutiert.

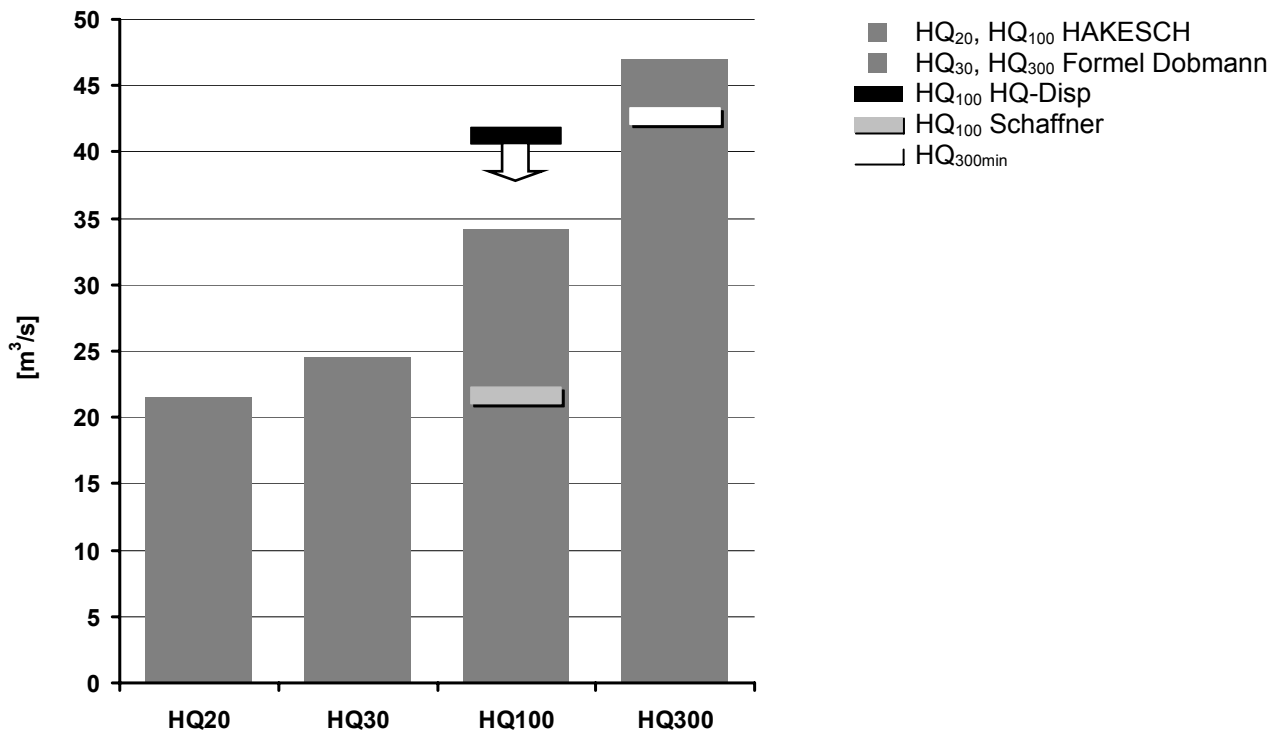


Abbildung 8-13: Suld Witboden: Abgeschätzte Spitzenabflusswerte unterschiedlicher Jährlichkeit

Das mit dem Verfahren Schaffner (2007) abgeschätzte  $HQ_{100}$  liegt deutlich unter demjenigen abgeschätzt mit HAKESCH.

Die mit HAKESCH durchgeführte Abschätzung des  $HQ_{20}$  und  $HQ_{100}$  wird als zuverlässig eingestuft. Die Werte der einzelnen Verfahren decken bezüglich des oberen und unteren Grenzverfahrens sowie der drei Verfahren dazwischen die Erwartungen. Demzufolge wird auch die Abschätzung des  $HQ_{30}$  als vertrauenswürdig eingestuft.

Bei der Beurteilung der Schwellenbedingungen zeigt sich ein heterogenes Bild. Aufgrund des mittleren Abflusskoeffizienten ist das  $HQ_{300min}$  zu erhöhen. Das Einfallen der geologischen Schichten spricht für das Gegenteil. Die Hochwasserdisposition und das Speichervermögen des geologischen Untergrundes können nicht eindeutig beurteilt werden, und das Speichervermögen der Böden rechtfertigt eine Erhöhung. Die Zusammenfassung der Beurteilung führt zu einer mittleren Erhöhung, die numerisch mit 10% vorgenommen wird.

Die Interpretation der Ganglinie nach Clark-WSL liefert eindeutige Parameter. Im Ereignisfall ist für ein  $HQ_{100}$  von einer verzögerten Anstiegszeit und einem mittel steilen Rezessionsast auszugehen. Für eine  $HQ_{100}$  muss gemäss dem Verfahren Clark-WSL mit einer Fracht von rund  $172'500\text{m}^3$  gerechnet werden.

## 8.7 Fazit

Die Interpretations- und Praxishilfe bietet einen guten Leitfaden durch eine Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten. Jedoch ist entscheidend, wie die Resultate interpretiert werden. Die Anwendung der einzelnen Tools sowie die Interpretation der Resultate erfordert nach wie vor hydrologisches Fachwissen.

Die vier Bäche, anhand deren die Interpretations- und Praxishilfe im vorliegenden Kapitel 8 exemplarisch angewendet wurde, sind von einem ähnlichen geologischen Aufbau. Die Ein-

zugsgebiete werden hauptsächlich von Kalk und Flysch aufgebaut. Kristalline oder durch Molasse aufgebaute Einzugsgebiete kommen nicht zum Zug. Mangels zuverlässiger, verfügbarer Daten einer HAKESCH-Abschätzung inklusive der digitalen Raumgliederung wurde diese Auswahl getroffen. Trotzdem kann gezeigt werden, wie die Anwendung der Interpretations- und Praxishilfe aus Kapitel 7 gedacht ist. Wie konkret HAKESCH angewendet wird, kann Spreafico et al. (2003), dem Hilfesystem der Software oder Sury (2006) entnommen werden. Die Interpretations- und Praxishilfe liefert hierzu vor allem bezüglich der Parameterfestlegung Hilfestellungen. Dass mit HAKESCH Spitzenabflusswerte von guter Qualität erzielt werden können, kann anderen Arbeiten entnommen werden, beispielsweise Sury (2006), Zraggen (2009, in Vorb.) oder den zahlreichen technischen Berichten oder Gefahrenkarten der Schweiz. Daher fällt die etwas einseitige Auswahl der Bäche, an denen die Anwendung der Interpretations- und Praxishilfe erläutert wurde, nicht allzu sehr ins Gewicht.

Die Karte der Hochwasserdisposition deckt sich im Grossen und Ganzen mit der Raumgliederung nach Rickli und Forster (1997) wie sie Zraggen (2009, in Vorb.) und GHO (2007) vorgenommen haben. Zusätzlich ordnen sich die Abflusskoeffizienten in den Raumgliederungen meist gut in die in der Interpretations- und Praxishilfe vorgeschlagenen Spektren ein. Jedoch ist die Aussagekraft des aufgrund der HQ-Disp abgeschätzten  $HQ_{100}$  limitiert. Es kann zwar zuverlässig ausgesagt werden, dass das zu erwartende  $HQ_{100}$  höchstwahrscheinlich unterhalb eines Grenzwertes liegen wird, das Spektrum ist jedoch sehr breit. Daher ist eine alleinige Verwendung des mittels der Hochwasserdisposition abgeschätzten  $HQ_{100}$  nicht zu empfehlen.

Wie bereits Zraggen (2009, in Vorb.) festhält, neigt das Verfahren nach Schaffner (2007) eher zu einer Unterschätzung der Spitzenabflusswerte. Die Gründe hierzu können bei verschiedenen Punkten liegen: Im Kandertal und insbesondere im Kiental sind die lokalen Niederschläge sehr hoch. Die Einzugsgebiete Allmebach und Bachligraben weisen einen hohen Anteil an Felsflächen und einen geringen Anteil an Waldflächen auf.

Die Anwendung der Interpretations- und Praxishilfe in der Schweizer Praxis wird zeigen, wie tauglich das im Kapitel 7 vorgeschlagene Vorgehen wirklich ist. Zudem wird sich bei einer Anwendung auf einer grösseren Zahl an Einzugsgebieten zeigen, ob die Festlegung der Schwellenwerte einer allfälligen Anpassung bedarf.

## 9 Ausblick

Mit der vorliegenden Arbeit können einige Lücken bei der Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten geschlossen werden. Die Hochwasserabschätzung in solchen Gebieten bleibt aber auch in Zukunft eine Herausforderung. Als Resultat der vorliegenden Arbeit stehen Hilfestellungen zur Verfügung, die es den Anwendenden in der Praxis erlauben, effizient und breiter abgestützt Eingabeparameter für die Abschätzverfahren zu erheben. Doch es bleiben nach wie vor zahlreiche offene Fragen in den unterschiedlichen Themenfeldern der Hochwasserhydrologie. Im Folgenden werden zu den Themen „Grundlagendaten“, „Beregnungsversuche“, „Hochwasserganglinie und -fracht“, „Karte der Hochwasserdisposition“ und „Weiterführende Projekte“ offene Fragen, Probleme und Lösungsansätze diskutiert.

### Grundlagendaten

Obschon für die Schweiz beispielsweise bei den Landeskarten im Massstab 1:25'000 eine hohe Qualität an präzisen Karten für die Topographie zur Verfügung steht, gibt es für die Anwendung bei der Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten nach wie vor ungenügend aufgelöste landesweite Raumdaten. Zudem sind heutzutage digital verfügbare, vektorisierte Datensätze wünschenswert, die mit GIS verarbeitet werden können. Insbesondere zu den Themenbereichen „Boden“ und „Geologie“ stehen für die Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten keine schweizweiten und ausreichend aufgelösten Datensätze zur Verfügung. Die Bodeneignungskarte der Schweiz verfügt über die nötigen Parameter, wie beispielsweise Mächtigkeit, Skelettgehalt oder Wasserdurchlässigkeit, jedoch ist sie mit einem Massstab von 1:200'000 zu wenig aufgelöst. Ein Massstab von 1:25'000 wäre ideal. Der geologische Atlas der Schweiz im Massstab 1:25'000 deckt nur rund die Hälfte der Schweiz ab. Daraus lassen sich für die Hochwasserabschätzung wertvolle Informationen zu den obersten Schichten des Untergrundes ableiten. Zudem sind die geologischen Karten zwar digital vorhanden jedoch nicht vektorisiert. Für den Bereich der Schweiz ohne Kartenblätter im geologischen Atlas bestehen teilweise weitere geologische Kartierungen in vergleichbaren Massstäben. Diese sind jedoch meist nicht digital aufbereitet und müssen einzeln ausfindig gemacht werden.

Es ist offensichtlich, dass der Niederschlag auf die Höhe eines Spitzenabflusses einen entscheidenden Einfluss hat. Daher sind für die Güte des abgeschätzten Spitzenabflusses gut abgestützte und aktuelle Niederschlagswerte als Input in die Verfahren entscheidend. Zusätzlich muss aufgrund des Klimawandels davon ausgegangen werden, dass mindestens im Winterhalbjahr in der Schweiz mit einer Zunahme der Niederschlagsextreme zu rechnen ist (OcCC,

2003). Zudem wird im Alpenraum von einer Zunahme der Starkniederschläge von langer Dauer ausgegangen (OcCC, 2003). Aus den schweizweit verfügbaren Karten zu den Starkniederschlägen im HADES (Tafel 2.4 und 2.4<sup>2</sup>) können rasch die nötigen Inputdaten für die Hochwasserabschätzmodelle gewonnen werden. Die für die Tafeln berücksichtigte Periode, 1901 bis 1970, repräsentiert die heutigen Niederschlagsverhältnisse jedoch ungenügend. Hegg und Vogt (2005) haben in ihrem Artikel gezeigt, dass es deutliche Hinweise für eine Unterschätzung der Starkniederschläge gibt, wenn bei deren Ermittlung einzig die Tafeln 2.4 und 2.4<sup>2</sup> des HADES berücksichtigt werden. Frei et al. (2006) gehen für die Zukunft von einer Zunahme in der Häufigkeit von Extremniederschlägen nördlich der Alpen aus. Aufgrund dessen und der Arbeit von Hegg und Vogt (2005) ist eine Aktualisierung der Daten im HADES und der entsprechenden Karten zu den extremen Punktregen anzustreben.

### **Berechnungsversuche**

Die Stichprobengrösse von 34 Berechnungsstandorten ist beachtlich, jedoch für eine breite Abstützung der Resultate, beispielsweise betreffend des Abflusskoeffizienten, zu klein. Dies ist vor allem der Fall, weil für die Analysen verschiedene Kategorien betreffend der Nutzung und Bodenbedeckung sowie der Bodentypen zu bilden sind. Daher ist für eine Reduktion der Unsicherheiten und damit zur Sicherung der in der vorliegenden Arbeit festgelegten Werte eine Ausdehnung der Stichprobengrösse anzustreben. Zu berücksichtigen ist dabei eine gleichmässige Abdeckung der unterschiedlichen Nutzungsformen, Boden- und Hauptgeologietypen. Zudem wäre die Ausdehnung der Untersuchungen auf die Alpensüdseite und in die Ostschweiz zu begrüssen.

Verschiedene Arbeiten, wie beispielsweise die von Markart et al. (2004) oder Kainz et al. (1992), haben gezeigt, dass eine Berechnungsfläche von 1m<sup>2</sup> zu einer Unterschätzung der Abflusskoeffizienten führt. Wie gross diese ist, kann jedoch nicht abschliessend geklärt werden. Kainz et al. (1992) erachten eine Versuchsfläche von mindestens ca. 40m<sup>2</sup> als notwendig, damit repräsentative Abflusskoeffizienten für grössere Teile eines Einzugsgebietes erzielt werden können (Markart et al., 2004). Werte ermittelt durch Versuche mit Kleinregenanlagen sind als Minimalwerte zu verstehen. In der vorliegenden Arbeit ist die Kleinregenanlage gewählt worden, um örtlich flexibel zu sein und eine Durchführung der Versuche mit geringem Aufwand (zeitlich, personell und von Seiten der benötigten Wassermenge) zu ermöglichen. Es wäre sehr hilfreich, den Unterschied in den hydrologischen Parametern ermittelt mit verschiedenen grossen Berechnungsflächen quantifizieren zu können, um auch mit den handlicheren Kleinregenanlagen in kleinen Einzugsgebieten Versuche durchführen und deren Resultate anschliessend mit verlässlichen Methoden skalieren zu können.

### **Hochwasserganglinie und -fracht**

Inwiefern sich die mit den Verfahren Clark-WSL und ZEMOKOST abgeschätzten Ganglinien mit einer gemessenen Hochwasserganglinie decken, ist in der vorliegenden Studie nicht untersucht worden. Eine Studie zur Überprüfung der Qualität, der mit dem Verfahren Clark-WSL abgeschätzten Ganglinien und Frachten, nicht nur für eine HQ<sub>100</sub>, sondern auch für Spitzenabflüsse geringerer Jährlichkeit, ist anzustreben.



### **Karte der Hochwasserdisposition**

Mit verschiedenen Ansätzen, wie der Vergleich der Karte der Hochwasserdisposition mit Raumgliederungen nach Markart et al. (2003) und Rickli und Forster (1997) sowie mit Messdaten, konnte gezeigt werden, dass die Karte der Hochwasserdisposition eine plausible hydrologische Raumgliederung zulässt. Die weitere Anwendung wird zeigen, wie sich diese Karte in der Schweizer Praxis bewährt, und wie sie allenfalls angepasst werden müsste.

### **Weiterführende Projekte**

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit dem Reinwasserabfluss, der Geschiebeanteil bei einem Ereignisabfluss wird ausgeblendet. In der Realität ist jedoch sehr selten „nur“ Wasser an einem Ereignisabfluss beteiligt, daher würde eine Studie im Grenzbereich der Hydrologie und der Geomorphologie/Geologie wertvolle Informationen liefern.

Mit Gertsch (2009) ist kürzlich eine weitere Methode zur Abschätzung der Geschiebelieferung in alpinen Wildbachsystemen erarbeitet worden. Eine gegenseitige Ergänzung für die in der vorliegenden Arbeit entwickelte Interpretations- und Praxishilfe und die Methodik von Gertsch (2009) würde das Zusammenführen der beiden Arbeiten darstellen. Vorgeschlagen werden nicht eine Verknüpfung der Methodiken, sondern eine sinnvolle Kombination der Erhebung der Inputparameter, ein logischer Ablauf in Form eines Nacheinanders in den Analysen zur Hydrologie und zum Geschiebe und eine gemeinsame Interpretation der Resultate.

Die Klimaänderung mit ihren Auswirkungen auf die Hydrologie kleiner Einzugsgebiete war nicht das Hauptthema der vorliegenden Arbeit. Zweifelsohne hat sie jedoch Einfluss auf unterschiedlichste Bedingungen und Systemkomponenten in einem kleinen Einzugsgebiet. Einige sind im Folgenden genannt:

- Wie wirken sich die veränderten Niederschlagsintensitäten und -mengen auf die Abflussbildung aus? Stärkere Intensitäten, die unter Umständen auf ausgetrocknete Böden fallen oder vermehrte Starkniederschläge im Winterhalbjahr sind zwei Beispiele dafür.
- Die Erhöhung der Temperatur führt unter anderem dazu, dass Niederschlag in mittleren und höheren Höhenlagen vermehrt als Regen fällt, dass Permafrost auftaut oder Gletscher abschmelzen. Dadurch ergeben sich gegenüber heute oder der nahen Vergangenheit Veränderungen in den hydrologischen Bedingungen in entsprechenden Einzugsgebieten. Dies wirkt sich auf die Höhe der abgeschätzten Spitzenabflüsse aus.

Ein möglicher Lösungsansatz hinsichtlich des Temperaturanstiegs infolge der Klimaänderung bei der Hochwasserabschätzung könnte sein, dass mittels Szenarien versucht wird, die veränderten Bedingungen zu berücksichtigen. Eine Studie hinsichtlich der Quantifizierung des Einflusses der Klimaveränderung auf die Höhe der Spitzenabflüsse unterschiedlicher Jährlichkeit würde hierzu Erkenntnisse liefern.



# 10 Quellenverzeichnis

## 10.1 Publikationen

- Alaoui A. (2005): Evaluation der Bodenverdichtung mittels TDR-Methode. Benutzerhandbuch. Vollzug Umwelt. Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft, BUWAL. Bern.
- Alaoui A., Helbling A. (2006): Evaluation of soil compaction using hydrodynamic water content variation: Comparison between compacted and non-compacted soil. *Geoderma*, 134. 97-108.
- Anderson M.G., Burt T.P. (1990): Process studies in hillslope hydrology: an overview. In: *Process studies in hillslope hydrology*. J. Wiley & Sons, 1-8. Chichester.
- Aschwanden, H. (1996): Einzugsgebietskenngrößen der hydrologischen Untersuchungsgebiete der Schweiz. *Hydrologische Mitteilungen* Nr. 23. Bern.
- Badoux A. (2005): The influence of wind storm deforestation on the runoff generation at various scales in a torrential catchment. Inauguraldissertation am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Balin D. (2004): Hydrological behaviour through experimental and modelling approaches. Application to the Haute-Mentue catchment. Thèse No. 3007. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, EPFL.
- Barben M. (2001): Beurteilung von Verfahren zur Abschätzung seltener Hochwasserabflüsse in mesoskaligen Einzugsgebieten. Inauguraldissertation am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Barben M., Hodel H.-P., Kleeberg H.-B., Spreafico M., Weingartner R. (2001): Übersicht über Verfahren zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen. Erfahrungen aus den Rheinanliegerstaaten. KHR-Bericht I-19. Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheins. Lelystad.
- Barben M. (2003): Beurteilung von Verfahren zur Abschätzung seltener Hochwasserabflüsse in der Schweiz. *Geographica Bernensia* G71. ISBN 3-906151-68-9. Bern.
- Becker A. (1992): Methodische Aspekte der Regionalisierung. In: *Mitteilung der Senatskommission für Wasserforschung der DFG* Nr. 11:16-32. Weinheim.

- Betson R.P. (1964) What is watershed runoff? *Journal of Geophysical Research*, v. 69. 1541-1552. Washington DC.
- Blöschl G., Merz R. 2000: Methoden der hydrologischen Regionalisierung im Zusammenhang mit der Niederschlag-Abflussmodellierung. *Wiener Mitteilungen Band 164: Niederschlag-Abfluss Modellierung - Simulation und Prognose*. Wien.
- Böhm H.-R., Heiland P., Dapp K, Haupter B., Kienholz H., Kipfer A. (2002): Raumplanung und ergänzende Instrumente für den vorsorgenden Hochwasserschutz. Kurzfassung CH. IR-MA – SPONGE Projekt Nr. 5. Darmstadt, Bern.
- Bonell M. (1998): Selected challenges in runoff generation research in forests from the hillslope to headwater drainage basin scale. *Journal of the American Water Resources Association*, 34(4): 765-785. Middleburg.
- Breinlinger R. (1996): Hydrogeographische Gliederung der Schweiz und ihre Bedeutung für die Hydrologie. Dissertation am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Bronstert A., Plate E.J. (1997): Modelling of runoff generation and soil moisture dynamics for hillslope and micro-catchments. *Journal of Hydrology*, 198(1-4):177-195.
- Bronstert A. (1999): Capabilities and limitations of detailed hillslope hydrological modelling. *Hydrological Processes*, 13(1): J. Wiley & Sons, 21-48. Chichester.
- Bundesamt für Bevölkerungsschutz (Hrsg.) (BABS), 2003: Katastrophen und Notlagen in der Schweiz. Eine Risikobeurteilung aus der Sicht des Bevölkerungsschutzes. Bern.
- Bundesamt für Umwelt BAFU und Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL (2007): Ereignisanalyse Hochwasser 2005. Teil 1 – Prozesse, Schäden und erste Einordnung. Bern und Birmensdorf.
- BWG (Bundesamt für Wasser und Geologie) (Hrsg.) (2004): Hochwasservorsorge. Erkenntnisse aus vier Fallbeispielen. *Berichte des BWG, Serie Wasser Nr. 6*. Bern.
- BWW (Bundesamt für Wasserwirtschaft) 1997: Berücksichtigung der Hochwassergefahren bei raumwirksamen Tätigkeiten. Empfehlungen. BWW (Bundesamt für Wasserwirtschaft (BWW), Bundesamt für Raumplanung (BRP), Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL). Biel.
- Campbell Scientific Inc. (1998): CS615 Water Content Reflectometer. User Guide. Campbell Scientific Inc. Leicestershire.
- Cappus P. (1960): Bassin expérimental d'Alrance. Étude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. *La Houille Blanche A*: 493–520. Paris.
- Chow V. T. (1962): Hydrologic determination of waterway areas for the design of drainage structures in small drainage basins. *Bulletin No 462 University of Illinois USA*.
- Chow V. T. (1964): *Handbook of Applied Hydrology*, McGraw-Hill Book Company, ISBN 07-010724-2.
- Darcy H. (1856): The public Fountains of the City of Dijon. Experience and Application. Principles to follow and Formulas to be used in the Question of the Distribution of Water. Appendix D. <http://biosystems.okstate.edu/darcy/FountainsTranslation.htm>, 2. September 2008.
- Dickinson W.T., Whiteley H. (1970): Watershed Areas contributing to runoff. IAHS Publication No. 96. Symposium of Wellington 1970. Results of Research on Representative and Experimental Basins. Wallingford.

- Diezig R. (2006): Hochwasserprozesstypen in der Schweiz. Eine prozessorientierte Typisierung grosser Hochwasserereignisse in ausgewählten schweizerischen Einzugsgebieten. Publikation Gewässerkunde Nr. 361. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bern.
- DIN 19663 (1985): Wildbachverbauung; Begriffe, Planung und Bau. Beuth Verlag GmbH (Hrsg.). Berlin.
- Dobmann J. (2002): Untersuchung der Abflussbildungsprozesse mittels Berechnungsversuchen im Baachli und Fulwasser, Spissibach, Leissigen. Eine Einschätzung zur Beurteilung von Reaktionsweisen von Wildbacheinzugsgebieten. Publikation Gewässerkunde Nr. 279. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Dunne T., Black R. D. (1970a): An experimental investigation of runoff prediction in permeable soils. *Water Resources Research* 6: 478-490.
- Dunne T., Black R. D. (1970b): Partial areas contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Research* 6(5): 1296-1311.
- Düster H. (1994): Modellierung der räumlichen Variabilität seltener Hochwasser in der Schweiz. *Geographica Bernensia* G44, Bern.
- DVWK (1982): Arbeitsanleitung zur Anwendung von Niederschlag-Abfluss-Modellen in kleinen Einzugsgebieten. Teil I: Analyse. ISBN 3-490-11297-0. Verlag Paul Parey. Hamburg, Berlin.
- DVWK (1999): Merkblatt 251. Statistische Analyse von Hochwasserabflüssen. Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser. ISBN 3-89554-110-9. Bonn.
- Forster F., Baumgartner W. (1999): Bestimmung seltener Starkniederschläge kurzer Dauer – Fallbeispiele im Vergleich mit den schweizerischen Starkniederschlagskarten. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen*. 150, 6: 209-218.
- Forster F., Hegg Ch. (2002): A suggestion for the estimation of flood peak discharge in small torrential catchments. *Proc. ICFE 2002*, Bern.
- Frei E., Peyer K. (1991): Boden – Agrarpedologie. Eigenschaften, Entstehung, Verbreitung, Klassierung, Kartierung des Bodens und Nutzung im Pflanzenbau. Verlag Paul Haupt. Bern und Stuttgart.
- Frei C., Schöl R., Fukutome S., Schmid S., Vidale P. (2006): Future change of precipitation extremes in Europe: An intercomparison of scenarios from regional climate models. *J. Geophys. Res.*, 111 (D6), Art. No. D06105.
- Frick E. (in Vorb.): SEDEX – Eine praxistaugliche Methodik zur Herleitung der Feststoff-Szenarien in Wildbächen. Inauguraldissertation am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Gamma P. (1992): Beitrag zu einer hydrologischen Gliederung der Schweiz – GIS-basierte Gewinnung von Einzugsgebietsparametern und deren multivariate Klassifikation mit TWINSPAN. Publikation Gewässerkunde Nr. 131. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Geiger H., Röthlisberger G., Stehli A., Zeller J. (1989): Extreme Punktregen unterschiedlicher Dauer und Wiederkehrperioden 1901 – 1970. Tafel 2.4. Hydrologischen Atlas der Schweiz. Landeshydrologie, Bundesamt für Wasser und Geologie. Bern.
- Germann P. (1999): Flüsse im Boden, Makroporen und präferenzielle Sickerung. Kapitel 2.7 im *Handbuch der Bodenkunde* 6. Erg. Lfg. 7/99. Ecomed Verlag, Landsberg.

- Gertsch E. (2009): Geschiebelieferung alpiner Wildbachsysteme bei Grossereignissen. Inauguraldissertation am Geographischen Institut der Universität Bern.
- GHO (Arbeitsgruppe für Operationelle Hydrologie) (2006): Büetschligraben. Interner Bericht. Bern.
- GHO (Arbeitsgruppe für Operationelle Hydrologie) (2007): Kummetbach. Interner Bericht. Bern.
- Gisi U., Schenker R., Schulin R., Stadelmann F., Sticher H. (1997): Bodenökologie. Georg Thieme Verlag Stuttgart, New York. ISBN 3-13-747202-4. Stuttgart.
- Hartl H., Stern R., Seger M. (2001): Karte der aktuellen Vegetation von Kärnten (Masstab 1:50'000). Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten.
- Hegg Ch., Rickenmann D., Forster F. (2001): Hochwasser und Feststofftransport in Wildbacheinzugsgebieten. Bulletin für angewandte Geologie. Vol. 6, Nr. 1, 85-97. VSP und SFIG. Frieswil.
- Hegg Ch., Vogt S. (2005): Häufigkeiten und Trends von Starkniederschlägen in der Schweiz im Zeitraum 1864-2002. Wasser, Energie, Luft. 97 Jg. Heft 6/12:209-212. Baden.
- Heinrich U. (1981): Zur Methodik der räumlichen Interpolation mit geostatistischen Verfahren. Deutscher Universitäts-Verlag. Wiesbaden.
- Helbling A. (2002): Infiltrationsverhalten, Speichervermögen und Grobporenanteil der Böden verschiedener Waldstandortstypen. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Hemund C. (2008): Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflussbeiwertes von Markart et al.. Evaluation der Anwendbarkeit für schweizerische Einzugsgebiete. Publikation Gewässerkunde Nr. 408. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Hemund C., Dobmann J., Weingartner R., Markart G., Kohl B. (2009, in Vorb.): Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten – Evaluation eines österreichischen Verfahrens in der Schweiz. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung. Fachverwaltungen des Bundes und der Länder. Koblenz.
- Hewlett J. (1961): Watershed managements, Rep. for 1961, South Eastern Forest Experimental Station, US. Forest Service, Ashvill, North Carolina. Ashvill.
- Hewlett J., Hibbert A.R. (1967): Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: W.E. Sopper and H.W. Lull (Editors), Forest Hydrology, 275-290. Pergamon Press. Oxford.
- Hofbauer R. (1916): Eine neue Formel für die Ermittlung der grössten Hochwassermengen. In: Österreichische Wochenschrift für den öffentlichen Baudienst: 38-40. Wien.
- Hörsch B. (2001): Zusammenhang zwischen Vegetation und Relief in alpinen Einzugsgebieten des Wallis (Schweiz). Ein multiskaliger GIS- und Fernerkundungsansatz. Dissertation an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn.
- Horton R. (1933): The role of infiltration in the hydrologic cycle. American Geophysical Union Transactions 14, 446–460. Washington DC.
- Hursh C.R. (1944). Subsurface flow. Transactions of the American Geophysical Union, 14: 743-746. Washington DC.
- Hübl J., Kienholz H., Loipersberger A. (Hrsg.) (2006): DOMODIS: Dokumentation alpiner Naturereignisse. Schriftenreihe 1, Handbuch 1. Internationale Forschungsgesellschaft Interpraevent. Klagenfurt.

- Ingenieurgesellschaft Gefahrenkarte Schangnau (2003): Naturgefahren Schangnau. Bericht zur Gefahrenkarte Schangnau. Schangnau.
- Jäggi E. (2001): Strukturverbesserung eines verdichteten Bodens mit Chinaschilf (*Miscanthus sinensis*). Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Jensen H., Lang H., Rinderknecht J. (1996): Extreme Punktregen unterschiedlicher Dauer und Wiederkehrperioden 1901 – 1970. Tafel 2.4<sup>2</sup>. Hydrologischen Atlas der Schweiz. Landeshydrologie, Bundesamt für Wasser und Geologie. Bern.
- Kainz M., Auerswald K. und Vöhringer R. (1992): Comparison of german and swiss rainfall Simulators - utility, labour demands and costs. Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 155, 7-11.
- Kienholz H., Keller H., Ammann W., Weingartner R., Germann P., Hegg Ch., Mani P., Rickenmann D. (1998): Zur Sensitivität von Wildbachsystemen. Schlussbericht NFP 31. Vdf, Hochschulverlag an der EZH Zürich.
- Kipfer A. (2005): Aspekte des integralen Risikomanagements in Zusammenhang mit Naturgefahren. Inauguraldissertation am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Kirchhofer W., Sevruck B. (1991): Mittlere jährliche korrigierte Niederschlagshöhen 1951 – 1980. Tafel 2.2. Hydrologischen Atlas der Schweiz. Landeshydrologie, Bundesamt für Wasser und Geologie. Bern.
- Kirkby M.J. (1978): Hillslope Hydrology. J. Wiley & Sons. Chichester.
- Koehler G. (1976): Niederschlag-Abfluss-Modelle für kleine Einzugsgebiete. Schriftenreihe des Kuratoriums für Wasser- und Kulturbauwesen, Heft 25:41–48. Verlag Paul Parey. Hamburg – Berlin.
- Kohl B., Stepanek L. (2005a): ZEMOKOST - neues Programm für die Abschätzung von Hochwasserabflüssen, BFW-Praxisinformation 8/2005: 21-22. Wien.
- Kohl B., Stepanek L. (2005b): Kurzanleitung für das Niederschlag/Abfluss-Programm ZEMOKOST. Interner Bericht. Innsbruck.
- Köllä E. (1986): Zur Abschätzung von Hochwassern in Fließgewässern an Stellen ohne Direktmessungen. Mitteilung Nr. 87 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) der ETH Zürich.
- Köllä E. (1987): Abschätzung von Spitzenabflüssen in kleinen natürlichen Einzugsgebieten der Schweiz. Schweizer Ingenieur und Architekt Nr. 33–34: 965–972.
- Kuntner R., Burlando P. (2003): Parsimonious and Spatially Distributed Modelling of Runoff Generation in Mesoscale Prealpine and Alpine Catchments. In: Proceedings of the "International Conference on Flood Estimation", Bern, Switzerland, 6-8 March 2002, CHR-KHR rep. n° II-17:407-418.
- Kürsteiner L. (1917): Das neue Elektrizitätswerk der Stadt Chur an der Plessur bei Lünen. In: Schweizerische Bauzeitung 1: 4-8. Zürich.
- Lauterburg R. (1887): Anleitung zur Berechnung der (mitteleuropäischen) Quellen- und Stromabflussmengen aus der Regenmenge, Grösse und Beschaffenheit der Quellen- und Flussgebiete. In: Allg. Bauzeitung: 9-13, 17-20, 27-30. Wien.
- Loat R., Meier E. (2003): Wörterbuch Hochwasserschutz – Dictionnaire de la protection contre les crues – Dizionario della protezione contro le piene – Dictionary of Flood Protection. Haupt Verlag. Bern Stuttgart Wien. ISBN 3-258-06536-5.
- Magnin O. (1990): Délimitation de bassins versants dans la chaîne du Jura et définition d'indices hydrogéologiques. Rapport interne du Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel. Neuchâtel.

- Markart G., Kohl B., Sotier B., Schauer T., Bunza G., Stern R. (2004): Provisorische Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflussbeiwertes auf alpinen Boden-/ Vegetationseinheiten bei konvektiven Starkregen (Version 1.0). BFW-Dokumentation. Wien.
- McCuen R.H. (2004): Hydrologic Analysis and Design. 3. edition. New Jersey.
- Melli E. (1924): Die Dimensionierung städtischer Kanäle. In: Schweizerische Bauzeitung 12: 137-141. Zürich.
- Mdaghri-Alaoui A., Eugster W. (2001): Field determination of the water balance of the Areuse River delta, Switzerland. Hydrological Sciences - Journal des Sciences Hydrologiques, 46(5): 747-760.
- Meier G. (2005): Unwetterereignisse in 43 ausgewählten Wildbacheinzugsgebieten. Schlussbericht, Zivildienststeinsatz am Geographischen Institut der Universität Bern. (unveröffentlicht)
- Merz R. (2002): Understanding and estimating flood probabilities at the regional scale. Wiener Mitteilungen – Wasser Abwasser Gewässer, Band 181. Technische Universität Wien.
- Müller R. (1943): Theoretische Grundlagen der Fluss- und Wildbachverbauungen. Mitteilung Nr. 4 aus der Versuchsanstalt für Wasserbau an der ETH Zürich.
- OcCC (Organe consultatif sur les changements climatiques) (2003): Extremereignisse und Klimaänderung. OcCC. Bern
- Peyer K., Frei E. (1992): Klassifikation der Böden der Schweiz. Profiluntersuchung, Klassifikationssystem, Definitionen der Begriffe, Anwendungsbeispiele. Eidg. Forschungsanstalt für landwirtschaftlichen Pflanzenbau, Reckenholz (Hrsg.). Zürich.
- PLANAT (Nationale Plattform Naturgefahren) (Hrsg.) (2005): Strategie Naturgefahren Schweiz. Synthesebericht. in Erfüllung des Auftrages des Bundesrates vom 20. August 2003. Biel.
- PPRS (Polyprojekt Risiko und Sicherheit) (1993): Terminologie – Definitionen für das Polyprojekt „Risiko und Sicherheit technischer Systeme“. ETH Zürich.
- Retter M. (2007): Subsurface Flow Formation. Inauguraldissertation am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Richards L. A. (1931): Capillary conduction of liquids in porous mediums. Physics 1, 318–333.
- Rickli Ch., Forster F. (1997): Einfluss verschiedener Standorteigenschaften auf die Schätzung von Hochwasserabflüssen in kleinen Einzugsgebieten. In: Schweiz. Zeitschrift für Forstwesen, 148. Jg., Nr. 5: 367-385. Illnau.
- Rickenmann D. (1996): Fliessgeschwindigkeit in Wildbächen und Gebirgsflüssen. Wasser, Energie, Luft. 88 Jg. Heft 11/12:298-304. Baden
- Roth K., Schulin R., Flühler H., Attinger W. (1990): Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. Water Resources Research 26: 2267–2274.
- Röthlisberger G., Geiger H., Zeller J., (1979, 1981, 1992): Starkniederschläge in der Schweiz. 7 Bände. Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, WSL. Birmensdorf.
- Schaffner F. (2007): Hochwasserabschätzung in Wildbacheinzugsgebieten auf der Grundlage von Einzugsgebietskenngrößen. Publikation Gewässerkunde Nr. 393. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Scheffer F., Schachtschabel P (2002): Lehrbuch der Bodenkunde. 15. Auflage. Spektrum Akademischer Verlag. ISBN: 3-8274-1324-9. Heidelberg.



- Scheidegger D. (2006): Hochwasserabschätzung in kleinen Wildbacheinzugsgebieten der Schweiz. Seminararbeit am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Scherrer S. (1997): Abflussbildung bei Starkniederschlägen. Identifikation von Abflussprozessen mittels künstlicher Niederschläge. VAW-Mitteilungen Nr. 147. Zürich.
- Scherrer S. (2004): Bestimmungsschlüssel zur Identifikation von hochwasserrelevanten Flächen. Auftraggeber: Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz. Mainz.
- Scherrer S., Naef F. (2003): A decision scheme to identify dominant flow processes at the plot-scale for the evaluation of contributing areas at the catchments-scale. *Hydrological Processes*, 17(2): 391-401. J. Wiley & Sons, 1-8. Chichester.
- Schluep D., Wüthrich Ch. (2006): Die Erstellung einer Datenbank von repräsentativen Niederschlags-Messstationen für ausgewählte Wildbäche. Seminararbeit am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Schmocker-Fackel P. (2004): A Method to Delineate Runoff Processes in a Catchment and its Implications for Runoff Simulations. Dissertation Nr. 15638, ETH Zürich.
- Schütz P. (2000): Erfassung der Grob-Porenstruktur in Ackerböden mittels horizontal und diagonal eingebauter TDR-Sonden. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Schwentker F., Streit U. (1983): Regionale Übertragung hydrologischer Parameter – ein Überblick. Manuskript zum Vortrag anlässlich der Jahresversammlung des Arbeitskreises Hydrologie in Göttingen.
- Seyhan E. (1976): calculation of runoff from basin physiography. Utrecht.
- Sherman, L.K. (1932): Streamflow from rainfall by the Unitgraph-Method. *Eng. News-Rec.* 108: 501-505.
- Sieber S. (2002): Berechnungsversuche im Sperbelgraben: Folgen des Sturm „Lothar“ auf den Bodenwasserhaushalt. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Spreafico M., Lehmann Ch., Naef O. (1996): Empfehlungen zur Abschätzung von Feststofffrachten in Wildbächen. Arbeitsgruppe für operationelle Hydrologie, Landeshydrologie und -geologie. Bern.
- Spreafico M., Weingartner R., Barben M., Ryser A. (2003): Hochwasserabschätzung in schweizerischen Einzugsgebieten. Praxishilfe. Berichte des BWG Nr. 4. ISSN 1660-0746. Bundesamt für Wasser und Geologie. Bern.
- Stepanek L, Kohl B., Markart G. (2004): Von der Starkregensimulation zum Spitzenabfluss. Tagungsband. Internationales Symposium Interpraevent 2004 – Riva del Garda.
- Stiny J. (1931): Die Geologischen Grundlagen der Verbauung der Geschiebeherde in Gewässern. Springer Verlag. Wien.
- Sury B. (2006): Anwendung der Software HAKESCH in Wildbacheinzugsgebieten: Evaluation und Empfehlungen. Publikation Gewässerkunde Nr. 362. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Sydler P.-A., Widmoser P., Zollinger F. (1982): Statistische Untersuchungen von Extremabflüssen in kleinen Einzugsgebieten. Institut für Kulturtechnik, ETH. Zürich.
- Taubmann K.-C. (1986): Ingenieurhydrologische Hochwasserabschätzung. *Wasser, Energie, Luft*, Jahrg. 78, Nr. 10: 277–281.
- Thiess N. (1975): Ermittlung von Bemessungsganglinien für kleine Einzugsgebiete nach Ven Te Chow. Landesamt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe.

- Tilch N., Uhlenbrook S., Didszun J., Leibundgut Ch., Kirnbauer R., Zillgens B., Merz B. (2003): Entschlüsselung von Abflussbildungsprozessen mit Hilfe tracerhydrologischer Ansätze in einem Wildbacheinzugsgebiet. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, Heft 1-2, 55. Jahrgang, 9-17.
- Topp G.C., Davis J.L., Annan A.P. (1980): Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.* 16:574–582.
- Uhlenbrook S. (2004): An empirical approach for delineating spatial units with the same dominating runoff generation processes. *Physics and Chemistry of Earth*, 28: 297-203.
- Viviroli D. (2007): Ein prozessorientiertes Modellsystem zur Ermittlung seltener Hochwasserabflüsse für ungemessene Einzugsgebiete der Schweiz. Weiterentwicklung und Anwendung des hydrologischen Modellsystems PREVAH. *Geographica Bernensia G77*. ISBN 978-3-905835-00-7. Bern.
- Vogt, St. (2001): Zur Abschätzung von Hochwasser in kleinen Wildbacheinzugsgebieten, Diplomarbeit, Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft und Institut für Klimaforschung der ETH, Zürich.
- Vogt St., Forster F. (1999): Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten. Ein Abschätzverfahren nach Clark zur Bestimmung einer Hochwasser-Bemessungsganglinie. Interner Hydrologie-Bericht B360. Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, WSL. Birmensdorf.
- Weingartner R. 1999: Regionalhydrologische Analyse. Grundlagen und Anwendungen. Beiträge zur Hydrologie der Schweiz Nr. 37. Schweizerische Gesellschaft für Hydrologie und Limnologie. Bern.
- Wundt W. (1949): Die grössten Abflussspenden in Abhängigkeit von der Fläche. In: Die Wasserwirtschaft, Heft 2, Jahrgang 40: 59-64. Stuttgart.
- Wundt W. (1965): Grenzwerte der Hochwasserspende und der mittleren Abflussspende in Abhängigkeit von der Fläche. In: Die Wasserwirtschaft, Heft 1, 55. Jahrgang. Stuttgart.
- Zeller J. (1974): Starkniederschläge und ihr Einfluss auf Hochwasserereignisse. Bericht der Eidg. Anstalt für das Forstliche Versuchswesen, Birmensdorf, Nr. 126. 1. Auflage
- Zeller J. (1975): Berechnung der Abflusswassermenge. Beilage zur Vorlesung „Wildbach- und Hangverbau“, Abteilung VI, ETH Zürich.
- Zeller J. (1981): Starkniederschläge und ihr Einfluss auf Hochwasserereignisse. Bericht der Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf, Nr. 126, 2. Auflage.
- Zeller J, Geiger H., Röthlisberger G. (1972-1992): Starkniederschläge des schweizerischen Alpen- und Alpenrandgebietes bzw. im Schweizer Mittelland und Jura. Intensitäten und Häufigkeiten. Band 1-9. Birmensdorf, Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft.
- Zraggen S. (2009, in Vorb.): Hochwasserverhältnisse in kleineren bis mittleren Teileinzugsgebieten der Kander. Publikation Gewässerkunde. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bern.
- Zuidema P.K. (1985) Hydraulik der Abflussbildung während Starkniederschlägen. Eine Untersuchung mit Hilfe numerischer Modelle unter Verwendung plausibler Bodenkennwerte. Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, VAW der ETH Zürich.

## 10.2 Internetquellen

BAFU (11. Nov. 2008):

<http://www.econome.admin.ch/glossar.php>

BAFU (11. März 2009)

<http://www.bafu.admin.ch/hydrologie/01832/index.html?lang=de>

BAFU (2009): Software HAKESCH Version 2

<http://www.bafu.admin.ch/hydrologie/01835/index.html?lang=de>

EWB (Energie Wasser Bern (11. März 2009):

[http://www.ewb.ch/de/data/pdf/wasser/tw\\_ewb\\_analytik\\_2004-2008.pdf](http://www.ewb.ch/de/data/pdf/wasser/tw_ewb_analytik_2004-2008.pdf)

Unesco, Glossary of Hydrology (13. Aug. 2008):

<http://www.cig.ensmp.fr/~hubert/glu/HINDEN.HTM>

Wasy (13. Nov. 2008):

<http://www.wasy.de/Software/SonstigeWerkzeuge/HQEX.aspx>

Faes.de (7. Jan. 2009):

<http://www.faes.de/Basis/Basis-Lexikon/Basis-Lexikon-t-Verteilung/Basis-Lexikon-Abw-Normalvertei/basis-lexikon-abw-normalvertei.html>

## 10.3 Karten, digitale Daten (Messdaten zum Abfluss und TDR)

Bundesamt für Landestopographie (Hrsg.) (2000): Bodeneigungskarte der Schweiz, Massstab 1:200'000. (DV002233.2). Wabern.

Bundesamt für Landestopographie (Hrsg.) (2001): Vereinfachte Geotechnische Karte der Schweiz, Massstab 1:200'000. (DV002233.2). Wabern.

Bundesamt für Landestopographie (Hrsg.) (2005): digitales Gewässernetz, Massstab 1:25'000. (DV002232.1). Wabern.

Bundesamt für Landestopographie (Hrsg.) (2005): digitales Höhenmodell, Auflösung 25m. (DV002234.1). Wabern.

Bundesamt für Landestopographie (Hrsg.) (2005): digitale Landeskarten der Schweiz (verschiedene Blätter), Massstab 1:25'000. (DV 351.5). Wabern.

Bundesamt für Landestopographie (Hrsg.) (2005): digitale Luftbilder der Schweiz (verschiedene Blätter), Bodenauflösung 0.5m. Wabern.

Bundesamt für Landestopographie (Hrsg.) (2005): Primärflächen der Schweiz, Massstab 1:25'000. (DV002232.1). Wabern.

Bundesamt für Statistik (Hrsg.) (1997): Arealstatistik der Schweiz 1992/97. Auflösung 100m. Neuenburg.

Bundesamt für Landestopographie (Hrsg.) (2005): Georeferenzierte Pixelkarten des Geologischen Atlas der Schweiz, Massstab 1:25'000. (GA25PK-GIUB). Wabern.

- Eidgenössische Stationen: - Bundesamt für Umwelt, Abteilung Hydrologie  
- Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Forschungseinheit Gebirgshydrologie und Wildbäche
- Kantonale Stationen: - Kantone Aargau, Abteilung Landschaft und Gewässer  
- Kanton Basel-Landschaft, Tiefbauamt, Geschäftsbereich Wasserbau  
- Kanton Tessin, Dipartimento del Territorio, Ufficio dei corsi d'acqua
- TDR-Daten Spissibach (spi8 und spi9), Sperbelgraben (spe1, spe2, spe3, spe4, spe5):  
- Abteilung Bodenkunde, Geographisches Institut der Universität Bern

## 10.4 Softwares

GIS 9.1: ESRI GIS and Mapping Software

HAKESCH v1.0.3b (2003): Bundesamt für Umwelt (BAFU), Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft

HAKESCH Version 2 (2009): Bundesamt für Umwelt (BAFU), Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, Geographisches Institut der Universität Bern (GIUB)

HQx\_meso\_CH (2003): Bundesamt für Wasser und Geologie (BWG)

Mathcad 2001i Professional: MathSoft Engineering & Education, Inc.

Microsoft-Office-Packet 2003 von Microsoft

Photoshop 8.0.1 von Adobe

WASY (1997): HQ-EX v2.02. Wahrscheinlichkeitsanalyse von Jahreshöchstabflüssen. Berlin.

ZEMOKOST: Kohl B., Stepanek L. (2005a): ZEMOKOST - neues Programm für die Abschätzung von Hochwasserabflüssen, BFW-Praxisinformation 8/2005: 21-22. Wien.

# 11 Anhang

## 11.1 Hydrologische Kenngrößen zu den 45 Untersuchungsgebieten

Abkürzungen zu den Tabellen 11-1, 11-2, 11-3 und 11-4:

Bäche	Siehe Abkürzungsverzeichnis
$F_n$	Einzugsgebietsfläche
$L_I$	Shape Factor (McCuen, 2004)
$R_{e\_lr}$	Elongation Ratio (Aschwanden, 1996)
$R_{e\_lh}$	Elongation Ratio (Seyhan, 1976)
mH	Mittlere Höhe im Einzugsgebiet
$H_{min}$	Minimale Höhe im Einzugsgebiet
$H_{max}$	Maximale Höhe im Einzugsgebiet
REL	Riefenergie
$I_m$	Mittlere Hangneigung
$I_3$	Flächenanteil mit $I < 3^\circ$
$I_{15}$	Flächenanteil mit $I > 15^\circ$
$I_{25}$	Flächenanteil mit $I > 25^\circ$
$I_{45}$	Flächenanteil mit $I > 45^\circ$
GL	Kumulierte Gerinnelänge
GD	Gerinnedichte
$F_{Wald}$	Waldanteil
$F_{Wo}$	Flächenanteil mit Wald offen
$F_{LW}$	Landwirtschaftsfläche
$F_{Weide}$	Weidefläche (Alpwirtschaftliche Nutzflächen)
$F_{Fels}$	Felsanteil
$F_{Gero}$	Flächenanteil mit Geröll
$F_{Sied}$	Siedlungsfläche
$F_{Vlg}$	Vergletscherung
$F_{Ret}$	Retentionsflächen (See, Sumpf)
$F_{Bo}$	Bodenbedeckte Fläche
mPerm	Mittlere Bodenpermeabilität
mWsv	Mittlere Wasserspeichervermögen des Bodens
$N_{Hoe}$	Jährliche Niederschlagshöhe
$N_{Int}$	100-jährliche 1-stündige Niederschlagsintensität

Tabelle 11-1: Kennwerte der 45 Untersuchungsgebiete (Teil 1) (nach Schaffner, 2007)

Bach	F <sub>n</sub> [km <sup>2</sup> ]	L <sub>l</sub> [ ]	R <sub>e,lr</sub> [ ]	R <sub>e,lh</sub> [ ]	mH [m ü.M.]	H <sub>min</sub> [m ü.M.]	H <sub>max</sub> [m ü.M.]	REL [m]
alp	3.691	1.406	0.948	0.779	2402	1901	3097	1196
bee	5.729	1.808	0.758	0.692	1465	1221	2094	873
bue	2.273	1.661	0.591	0.583	1463	939	2190	1251
buu	11.257	2.081	0.807	0.802	526	365	760	395
cal	10.918	2.328	0.813	0.619	1946	1100	2620	1520
dor	3.229	1.952	0.564	0.485	1299	565	2010	1445
dub	2.172	1.219	0.915	0.783	644	509	717	208
due	5.202	2.193	0.565	0.485	1813	1179	2360	1181
eis	3.936	1.752	0.734	0.690	1503	746	2200	1454
eng	14.222	1.884	1.051	1.002	2301	1919	3229	1310
erl	0.714	1.364	0.460	0.400	1344	1099	1650	551
eub	8.841	1.953	0.810	0.739	1216	904	1616	712
fer	12.523	2.632	0.667	0.607	2447	1236	3420	2184
gla	16.639	2.733	0.803	0.612	831	679	1056	377
grg	4.029	1.896	0.623	0.559	1695	790	2224	1434
gro	8.975	2.368	0.660	0.565	1277	934	1601	667
hos	4.008	1.944	0.621	0.590	2191	1158	2919	1761
kru	19.435	1.991	1.063	0.836	2266	1794	3207	1413
lei	2.498	1.478	0.688	0.662	1584	985	2398	1413
mel	1.066	1.006	0.764	0.880	1418	962	1760	798
men	12.393	3.052	0.598	0.421	830	695	926	231
mo1	6.795	1.900	0.807	0.646	1409	896	1929	1033
mo2	13.705	2.641	0.712	0.550	1217	550	1929	1379
pet	0.528	1.347	0.381	0.353	2387	1758	3103	1345
pos	14.062	2.064	0.854	0.823	2289	1876	3030	1154
rap	0.600	0.744	1.081	0.958	1139	999	1251	252
rgn	4.440	2.131	0.569	0.497	1232	279	2201	1922
rie	3.242	1.468	0.806	0.738	795	676	940	264
rog	8.090	1.790	0.853	0.849	1706	981	2312	1331
rot	1.690	1.299	0.753	0.677	1453	1277	1626	349
sal	18.566	1.890	1.171	1.063	2297	1863	3244	1381
sch	1.350	1.290	0.696	0.613	1439	1221	1638	417
spe	0.613	1.022	0.706	0.616	1050	901	1199	298
spi	2.636	1.941	0.495	0.462	1314	592	2195	1603
ste	18.704	3.264	0.723	0.467	1116	458	1944	1486
swa	3.542	1.966	0.569	0.580	1774	1255	2458	1203
tra	16.215	2.892	0.609	0.530	1317	342	2219	1877
tru	18.841	2.905	0.862	0.598	2537	1405	3240	1835
var	4.499	2.078	0.553	0.517	2299	1317	3407	2090
vfr	11.850	2.109	0.852	0.619	816	524	1143	619
vio	16.548	3.215	0.612	0.495	423	264	625	361
vog	1.579	1.268	0.749	0.682	1342	1055	1542	487
wil	0.549	0.800	0.938	0.761	727	625	860	235
wit	4.052	1.652	0.763	0.737	909	728	1102	374
zwi	16.953	2.427	0.758	0.742	2536	1760	3943	2183

Tabelle 11-2: Kennwerte der 45 Untersuchungsgebiete (Teil 2) (nach Schaffner, 2007)

Bach	$I_m$ [°]	$I_3$ [%]	$I_{15}$ [%]	$I_{25}$ [%]	$I_{45}$ [%]	GL [km]	GD [km/km <sup>2</sup> ]
alp	35.783	1.407	93.189	76.926	29.954	5.540	1.501
bee	21.260	0.602	71.858	30.318	2.592	18.718	3.267
bue	29.974	0.083	84.841	51.535	20.194	13.111	5.767
buu	12.332	6.813	30.350	6.835	0.022	11.855	1.053
cal	27.465	0.559	84.533	56.678	9.725	27.795	2.546
dor	33.810	0.097	95.202	83.003	6.158	12.083	3.742
dub	11.708	25.812	34.866	18.942	0.000	2.488	1.146
due	23.467	0.108	80.963	40.891	3.456	23.315	4.482
eis	32.751	0.063	94.127	81.619	6.603	26.869	6.826
eng	24.047	6.867	75.580	49.359	5.250	42.679	3.001
erl	14.267	0.000	36.348	2.435	0.000	4.678	6.554
eub	20.944	1.242	79.160	26.902	0.972	53.305	6.029
fer	35.889	0.355	91.970	78.662	27.632	30.275	2.418
gla	13.188	3.032	36.987	3.734	0.000	40.863	2.456
grg	28.492	0.435	90.767	67.955	1.800	10.691	2.654
gro	21.476	0.490	74.354	35.339	0.371	39.543	4.406
hos	32.231	0.031	95.631	77.717	11.165	10.865	2.711
kru	22.825	2.127	71.636	42.528	3.984	62.654	3.224
lei	34.271	0.000	99.224	94.069	4.104	17.091	6.841
mel	32.847	0.119	97.688	89.449	0.533	7.717	7.239
men	6.079	21.110	3.989	0.600	0.000	23.507	1.897
mo1	28.365	0.212	91.326	67.237	3.210	39.507	5.814
mo2	27.614	0.146	91.081	64.676	2.168	64.306	4.692
pet	32.255	0.000	95.455	81.220	5.981	2.249	4.259
pos	24.763	1.820	80.585	50.138	2.015	48.266	3.432
rap	26.935	0.524	93.508	69.319	0.000	2.375	3.960
rgn	37.072	0.056	98.520	92.405	13.865	29.455	6.633
rie	14.097	1.512	41.907	3.605	0.000	8.205	2.531
rog	33.041	0.248	95.420	79.667	10.957	35.912	4.439
rot	14.887	0.296	42.043	7.365	0.000	6.008	3.555
sal	25.419	1.308	82.452	55.108	13.001	34.956	1.883
sch	14.931	0.093	46.438	1.804	0.000	7.372	5.459
spe	25.999	0.205	91.505	62.641	0.000	2.611	4.258
spi	27.384	0.047	92.217	56.494	5.063	11.175	4.239
ste	21.612	0.251	76.245	31.136	1.592	97.722	5.225
swa	20.333	0.070	68.792	28.390	0.088	23.196	6.549
tra	32.069	0.073	95.040	80.833	5.497	77.712	4.792
tru	19.011	16.262	51.896	33.246	6.587	17.188	0.912
var	31.287	0.056	98.079	77.161	7.446	21.478	4.774
vfr	20.096	0.897	67.372	27.372	1.298	23.761	2.005
vio	10.661	7.467	19.092	4.441	0.000	18.194	1.099
vog	20.153	0.159	79.476	21.755	0.000	9.929	6.287
wil	18.708	0.682	69.205	17.386	0.000	1.351	2.460
wit	20.098	1.005	68.362	33.957	0.031	13.791	3.404
zwi	30.647	0.491	88.617	66.411	14.280	71.607	4.224

Tabelle 11-3: Kennwerte der 45 Untersuchungsgebiete (Teil 3) (nach Schaffner, 2007)

Bach	F <sub>Wald</sub> [%]	F <sub>Wo</sub> [%]	F <sub>LW</sub> [%]	F <sub>Weide</sub> [%]	F <sub>Fels</sub> [%]	F <sub>Gero</sub> [%]	F <sub>Sied</sub> [%]	F <sub>Vlg</sub> [%]	F <sub>Ret</sub> [%]	F <sub>Bo</sub> [%]
alp	0.0	0.0	0.0	8.0	50.3	25.8	0.0	14.9	0.985	1.818
bee	30.2	5.1	6.8	53.3	1.5	1.1	1.5	0.0	0.372	100.000
bue	19.3	6.1	1.1	52.6	12.7	8.1	0.0	0.0	0.028	63.744
buu	28.9	0.0	49.4	16.7	0.0	0.0	4.9	0.0	0.011	100.000
cal	22.7	7.0	0.0	50.2	10.4	8.9	0.0	0.0	0.802	85.736
dor	52.5	7.1	6.5	31.0	2.1	0.7	0.0	0.0	0.078	100.000
dub	94.0	0.0	2.4	3.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.000	100.000
due	13.2	0.9	0.0	77.2	3.5	5.2	0.0	0.0	0.060	92.908
eis	27.4	3.3	0.0	51.8	7.8	9.7	0.0	0.0	0.000	99.095
eng	0.0	0.0	0.0	38.7	12.2	43.9	0.0	5.0	0.237	45.031
erl	42.0	7.6	2.9	47.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.087	100.000
eub	47.8	0.5	7.6	43.3	0.3	0.0	0.1	0.0	0.368	100.000
fer	2.3	1.1	0.0	22.7	35.4	27.2	0.0	11.2	0.155	16.240
gla	22.3	0.1	44.1	12.1	0.0	0.0	21.4	0.0	0.049	83.513
grg	26.2	5.1	4.4	56.7	1.6	1.6	4.4	0.0	0.016	100.000
gro	64.5	0.9	6.6	26.9	0.3	0.3	0.0	0.0	0.523	95.261
hos	2.8	5.9	0.0	33.5	25.0	31.3	0.0	0.8	0.715	43.330
kru	0.1	1.6	0.0	65.7	10.1	19.7	0.1	2.1	0.634	74.663
lei	37.5	6.3	17.9	27.9	4.4	6.0	0.0	0.0	0.000	100.000
mel	80.4	2.5	0.0	16.4	0.2	0.5	0.0	0.0	0.000	100.000
men	55.1	0.0	35.4	7.5	0.0	0.0	1.9	0.0	0.126	100.000
mo1	58.2	6.8	0.0	34.1	0.9	0.1	0.0	0.0	0.000	100.000
mo2	61.0	3.7	3.6	28.3	0.5	0.1	2.8	0.0	0.005	100.000
pet	18.8	0.0	0.0	46.7	6.2	28.0	0.4	0.0	0.000	78.110
pos	6.1	3.3	0.0	66.5	4.5	19.0	0.0	0.0	0.699	88.466
rap	49.8	1.0	1.4	47.4	0.3	0.0	0.0	0.0	0.000	100.000
rgn	69.5	10.2	0.1	14.5	4.5	1.0	0.2	0.0	0.000	94.744
rie	21.3	0.0	62.1	14.7	0.0	0.0	1.9	0.0	0.000	100.000
rog	38.5	16.0	0.0	27.4	6.5	11.2	0.0	0.0	0.379	83.901
rot	12.9	4.0	0.0	82.4	0.1	0.6	0.0	0.0	0.000	100.000
sal	0.0	0.0	0.0	26.8	18.6	37.5	0.1	7.2	9.849	37.193
sch	31.9	1.9	0.0	66.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.000	100.000
spe	98.5	0.0	0.3	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.000	100.000
spi	47.1	0.3	1.5	41.4	4.5	2.8	0.2	0.0	2.224	100.000
ste	51.1	0.8	9.0	36.0	1.5	0.8	0.8	0.0	0.033	100.000
swa	26.1	3.7	4.9	58.2	0.7	4.4	0.4	0.0	1.585	100.000
tra	77.3	4.9	0.0	11.8	1.9	3.6	0.1	0.0	0.304	99.688
tru	2.2	0.4	0.0	5.3	20.4	28.0	0.0	43.4	0.338	7.240
var	15.9	3.8	0.0	42.6	11.0	24.7	0.1	1.9	0.000	71.802
vfr	52.7	0.0	17.1	26.4	0.8	0.3	2.6	0.0	0.021	100.000
vio	33.7	0.7	42.9	13.1	0.0	0.0	9.5	0.0	0.038	97.763
vog	67.0	1.4	5.0	26.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.000	100.000
wil	92.2	0.0	5.3	1.8	0.0	0.7	0.0	0.0	0.000	100.000
wit	54.2	0.0	30.2	15.5	0.1	0.0	0.0	0.0	0.000	100.000
zwi	0.0	4.0	0.0	38.3	20.7	24.5	0.0	12.3	0.170	38.452



Tabelle 11-4: Kennwerte der 45 Untersuchungsgebiete (Teil 4) (nach Schaffner, 2007)

Bach	mPerm [cm/s]	mWsv [mm]	N <sub>Hoe</sub> [mm/a]	N <sub>Int</sub> [mm/h]
alp	0.050	37.500	2649	59
bee	0.003	30.988	2561	78
bue	0.002	35.997	2005	47
buu	0.001	55.979	1211	38
cal	0.016	31.701	2291	69
dor	0.005	20.953	1868	52
dub	0.001	59.197	1305	43
due	0.001	38.941	1923	40
eis	0.004	18.473	2246	68
eng	0.003	22.563	2083	60
erl	0.000	52.335	2300	74
eub	0.001	39.124	2280	87
fer	0.050	22.500	2607	67
gla	0.000	92.482	1590	81
grg	0.039	23.187	1616	59
gro	0.000	43.701	2198	81
hos	0.050	20.336	2730	54
kru	0.023	31.008	2058	94
lei	0.002	31.793	1986	37
mel	0.050	24.038	2538	74
men	0.004	76.203	1341	49
mo1	0.004	26.138	1915	55
mo2	0.004	25.859	1773	53
pet	0.023	25.992	1490	36
pos	0.045	18.449	2171	63
rap	0.005	52.500	1921	43
rgn	0.050	17.507	2467	78
rie	0.000	71.764	1632	56
rog	0.050	14.058	2569	73
rot	0.000	50.191	1934	46
sal	0.004	17.977	2382	64
sch	0.000	48.982	1940	47
spe	0.005	52.500	1876	44
spi	0.001	33.206	1696	56
ste	0.000	49.699	2319	70
swa	0.000	43.940	1918	40
tra	0.050	20.053	2372	75
tru	0.004	20.665	2221	44
var	0.050	14.184	2094	56
vfr	0.003	42.985	1400	39
vio	0.001	66.893	1053	36
vog	0.000	44.884	2254	79
wil	0.002	46.023	1264	40
wit	0.005	53.504	1640	51
zwi	0.031	20.062	2345	91

## 11.2 Factsheets der 34 Berechnungsstandorte

### Abkürzungen zu den Factsheets:

LK	Landeskarte
HQ-Disp. OFA:	Hochwasserdisposition anhand des Oberflächenabflusses (vgl. Kapitel 4.3.7)
n.sign.	Nicht signifikant
z.t. n.sign.	Zum Teil nicht signifikant
-	Keine Daten berechenbar resp. verfügbar

Dorfbach, Sachseln		dor1		661/805//190/274		LK 1190		HQ-Disp. OFA		3	
natur- räumliche Eigen- schaften	Nutzung	-		Mahwiese							
	Bodentyp	-		Karbonatboden (Braunerde)							
	Geologie (geotechnische Karte)	-		21: Bedeutende Lagen von Mergelschiefern und Mergelkalken <i>auf Grenze zu</i> 19: Kalke allgemein, massige Ausbildung, häufig mit mergeligen Zwischenlagen, z.T. mit kieseligen Kalken und Grünsandsteinen							
	Neigung	[°]		16							
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.696							
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6	
Oberflächen- abfluss	Abflusskoeffizient bei	[ ]	B1	0.20	-	-	-	-	-	-	
	Abflusskonstanz	[ ]	B2	0.40	-	-	-	-	-	-	
	Summenabfluss- koeffizient	[ ]	B1	0.15	-	-	-	-	-	-	
		[ ]	B2	0.35	-	-	-	-	-	-	
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	14	-	-	-	-	-	-	
[Min.]		B2	6	-	-	-	-	-	-		
Speicher- verhältnisse	max. kurzfristiges	[l]	B1	49.72	20.82	18.08	10.82	-	-	-	
	Speichervermögen	[l]	B2	24.35	9.06	9.01	6.28	-	-	-	
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	31.31	13.75	10.66	6.90	-	-	-	
		[l]	B2	8.57	2.70	2.63	3.24	-	-	-	
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	18.42	7.08	7.42	3.92	-	-	-	
[l]		B2	15.78	6.36	6.38	3.04	-	-	-		
Geschwin- digkeiten	Sickerungsgeschwin- digkeit	[m/s]	B1	2.53E-04	2.33E-04	2.50E-04	2.75E-04	-	-	-	
		[m/s]	B2	6.32E-04	5.83E-04	6.25E-04	6.88E-04	-	-	-	
Prozesse	lateraler Fluss	[l]	B1	-	-	-	-	-	-	-	
		[l]	B2	11.85	-	-	-	-	-	-	
	Sickerungsart	-	B1	typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung							
		-	B2	typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung							



Dorfbach, Sachseln			HQ-Disp. OFA							
dor2			4							
661/889//190/017										
LK 1190										
		Einheit								
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-	Mähwiese, kurze Beweidung							
	Bodentyp	-	saure Braunerde							
	Geologie (geotechnische Karte)	-	19: Kalke allgemein, massige Ausbildung, häufig mit mergeligen Zwischenlagen, z.T. mit kieseligen Kalken und Grünsandsteinen							
	Neigung	[°]	16							
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	0.659							
		Einheit	Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6	
Oberflächenabfluss	Abflusskoeffizient bei	[ ]	B1	0.69	-	-	-	-	-	
	Abflusskonstanz	[ ]	B2	0.77	-	-	-	-	-	
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.59	-	-	-	-	-	
		[ ]	B2	0.72	-	-	-	-	-	
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	7	-	-	-	-	-	
[Min.]		B2	4	-	-	-	-	-		
Speicher-verhältnisse	max. kurzfristiges Speicherungsvermögen	[ ]	B1	z.t. n.sign.	2.11	1.45	n.sign.	n.sign.	n.sign.	
		[ ]	B2	z.t. n.sign.	0.83	n.sign.	n.sign.	1.33	n.sign.	
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[ ]	B1	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	
		[ ]	B2	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[ ]	B1	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	
	[ ]	B2	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.		
Geschwindigkeiten	Sickerungsgeschwindigkeit	[m/s]	B1	1.60E-04	4.17E-04	2.50E-04	2.19E-05	3.27E-05	8.01E-05	
		[m/s]	B2	9.36E-05	4.17E-04	5.71E-06	1.14E-05	1.52E-05	1.90E-05	
Prozesse	lateraler Fluss	[ ]	B1	21.04	-	-	-	-	-	
		[ ]	B2	14.44	-	-	-	-	-	
	Sickerungsart	-	B1	gehemmter Makororenfluss, präferenzielle Sickerung, im unteren Teil des Profils Matrixfluss						
		-	B2	Sonde 4 typischer Makroporenfluss mit präferenzielle Sickerung, sonst stationärer Sickerung						



Dorfbach, Sachseln				HQ-Disp. OFA							4
dor3		661/883//189/915									
		LK 1190									
		Einheit									
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-		Mähwiese, kurze Beweidung							
	Bodentyp	-		saure Braunerde							
	Geologie (geotechnische Karte)	-		19: Kalke allgemein, massige Ausbildung, häufig mit mergeligen Zwischenlagen, z.T. mit kieseligen Kalken und Grünsandsteinen							
	Neigung	[°]		21							
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.694							
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6	
Oberflächenabfluss	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.72	-	-	-	-	-	-	
		[ ]	B2	0.83	-	-	-	-	-	-	
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.67	-	-	-	-	-	-	
		[ ]	B2	0.69	-	-	-	-	-	-	
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	5	-	-	-	-	-	-	
		[Min.]	B2	5	-	-	-	-	-	-	
Speicher-verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	15.94	8.08	4.02	2.28	1.56	-	-	
		[l]	B2	10.20	5.26	2.67	1.41	0.86	-	-	
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	6.13	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-	-	
		[l]	B2	z.t. n.sign.	3.44	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-	-	
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	1.94	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-	-	
		[l]	B2	z.t. n.sign.	1.82	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-	-	
Geschwindigkeiten	Sickerungsgeschwindigkeit	[m/s]	B1	1.75E-04	2.78E-04	2.08E-04	1.16E-04	9.72E-05	-	-	
		[m/s]	B2	3.12E-04	4.17E-04	3.13E-04	3.47E-04	1.72E-04	-	-	
Prozesse	lateraler Fluss	[l]	B1	4.03	-	-	-	-	-	-	
		[l]	B2	8.62	-	-	-	-	-	-	
	Sickerungsart	-	B1	oben typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung, unten gehemmter Makroporenfluss präferenzielle Sickerung							
		-	B2	oben typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung, unten gehemmter Makroporenfluss präferenzielle Sickerung							





Dorfbach, Sachseln				HQ-Disp. OFA						
dor4				4						
662/091//189/637										
LK 1190										
		Einheit								
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-		Weide						
	Bodentyp	-		saure Braunerde						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		19: Kalke allgemein, massige Ausbildung, häufig mit mergeligen Zwischenlagen, z.T. mit kieseligen Kalken und Grünsandsteinen an Grenze zu 21: Bedeutende Lagen von Mergelschiefern und Mergelkalken						
	Neigung	[°]		24						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.704						
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6
Oberflächenabfluss	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.30	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.37	-	-	-	-	-	-
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.25	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.32	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	5	-	-	-	-	-	-
		[Min.]	B2	4	-	-	-	-	-	-
Speicher-verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[ ]	B1	24.03	8.68	3.95	2.92	2.81	5.67	-
		[ ]	B2	11.37	3.02	2.25	1.57	1.27	3.25	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[ ]	B1	z.t. n. sign.	7.61	3.56	2.24	n. sign.	4.70	-
		[ ]	B2	z.t. n. sign.	n. sign.	1.44	1.11	n. sign.	n. sign.	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[ ]	B1	z.t. n. sign.	1.08	0.39	0.68	n. sign.	0.97	-
[ ]		B2	z.t. n. sign.	n. sign.	0.81	0.47	n. sign.	n. sign.	-	
Geschwindigkeiten	Sickerungsgeschwindigkeit	[m/s]	B1	1.26E-03	3.33E-04	1.25E-03	-	5.21E-04	2.92E-03	-
		[m/s]	B2	1.06E-03	1.00E-03	1.25E-03	1.67E-03	4.17E-04	9.72E-04	-
Prozesse	lateraler Fluss	[ ]	B1	19.94	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	27.51	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung (teilweise gehemmt)						
		-	B2	typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung						



Dürrenwaldbach, St. Stephan				HQ-Disp. OFA		4				
due1		596/867//146/819								
		LK 1246, 1266								
		Einheit								
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-		Weide						
	Bodentyp	-		Braunerde						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		3: Sande bis Silte, meist tonig (Lehme), z.T. kalkhaltig (Löss), oft mit Geschieben (Grundmoränen) oder Schutt, fein bis grob, gemischt mit Sand, Silt und Ton (Obermoränen)						
	Neigung	[°]		26						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.611						
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6
Oberflächen-abfluss	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.44	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.61	-	-	-	-	-	-
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.33	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.49	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	14	-	-	-	-	-	-
		[Min.]	B2	10	-	-	-	-	-	-
Speicher-verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	13.56	5.44	4.13	1.28	1.70	1.01	-
		[l]	B2	z.t. n.sign.	n.sign.	1.86	1.21	n.sign.	n.sign.	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-
		[l]	B2	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-
		[l]	B2	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-
Geschwindigkeiten	Sickerungsgeschwindigkeit	[m/s]	B1	1.01E-03	1.39E-04	3.57E-04	3.75E-03	4.58E-04	3.24E-04	-
		[m/s]	B2	3.23E-04	1.56E-04	1.25E-03	7.21E-05	6.03E-05	7.68E-05	-
Prozesse	lateral Fluss	[l]	B1	26.40	-	-	-	-	-	-
		[l]	B2	25.91	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	oben: gehemmte präferenzielle Sickerung; unten: Matrixfluss						
		-	B2	gehemmter Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung						



Dürrenwaldbach, St. Stephan			HQ-Disp. OFA		1				
due2			596/707//146/373						
			LK 1246, 1266						
		Einheit							
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-	Mähwiese						
	Bodentyp	-	saure Braunerde						
	Geologie (geotechnische Karte)	-	3: Sande bis Silte, meist tonig (Lehme), z.T. kalkhaltig (Löss), oft mit Geschieben (Grundmoränen) oder Schutt, fein bis grob, gemischt mit Sand, Silt und Ton (Obermoränen) an Grenze zu 6: Kiese und Sande, meist sauber, bisweilen mit tonig-siltigen Überdeckungen oder Einlagerungen, sowie ausgedehnte Geröllablagerungen (heutige Bachablagerungen)						
	Neigung	[°]	30						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	0.635						
		Einheit	Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6
Oberflächenabfluss	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.00	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.00	-	-	-	-	-
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.00	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.00	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	60	-	-	-	-	-
	[Min.]	B2	60	-	-	-	-	-	
Speicher-verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	27.31	5.95	3.26	9.40	5.45	3.25
		[l]	B2	z.t. n. sign.	1.67	n. sign.	3.88	n. sign.	0.67
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.
		[l]	B2	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.
	[l]	B2	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	
Geschwindigkeiten	Sickerungsgeschwindigkeit	[m/s]	B1	2.80E-04	1.79E-04	4.17E-04	2.27E-04	2.56E-04	3.21E-04
		[m/s]	B2	3.20E-04	2.50E-04	2.78E-04	2.78E-04	4.76E-04	3.21E-04
Prozesse	lateraler Fluss	[l]	B1	32.69	-	-	-	-	-
		[l]	B2	53.59	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung (gegen unten gehemmt)					
	-	B2	Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung (gegen unten gehemmt)						





Dürrenwaldbach, St. Stephan		HQ-Disp. OFA		5						
due3		596/956//146/105		LK 1246, 1266						
		Einheit								
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-		Weide, Heidelbeeren, Alpenrosen, Weiden						
	Bodentyp	-		(Braunerde-)Pseudogley						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		3: Sande bis Silte, meist tonig (Lehme), z.T. kalkhaltig (Löss), oft mit Geschieben (Grundmoränen) oder Schutt, fein bis grob, gemischt mit Sand, Silt und Ton (Obermoränen) an Grenze zu 7: Grössere Areale mit eckigem Schutt, oft von Blockgrösse (Bergsturzmaterial, Gehängeschutt)						
	Neigung	[°]		32						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.580						
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6
Oberflächenabfluss	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.79	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.73	-	-	-	-	-	-
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.67	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.65	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	9	-	-	-	-	-	-
	[Min.]	B2	9	-	-	-	-	-	-	
Speicher-verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	z.t. n. sign.	n. sign.	n. sign.	0.82	n. sign.	-	-
		[l]	B2	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-	-
		[l]	B2	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-	-
Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-	-	
	[l]	B2	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-	-	
Geschwindigkeiten	Sickerungsgeschwindigkeit	[m/s]	B1	2.35E-04	2.50E-04	2.98E-04	2.92E-04	1.01E-04	-	-
		[m/s]	B2	1.29E-04	1.25E-04	-	1.33E-04	-	-	-
Prozesse	lateraler Fluss	[l]	B1	18.72	-	-	-	-	-	-
		[l]	B2	20.81	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	stationäre Sickerung, Matrixfluss						
	-	B2	stationäre Sickerung, Matrixfluss							



Dürrenwaldbach, St. Stephan				HQ-Disp. OFA		4				
due4		597/439//146/872								
		LK 1246, 1266								
		Einheit								
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-		Weide vernässt						
	Bodentyp	-		Buntgley						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		3: Sande bis Silte, meist tonig (Lehme), z.T. kalkhaltig (Löss), oft mit Geschieben (Grundmoränen) oder Schutt, fein bis grob, gemischt mit Sand, Silt und Ton (Obermoränen)						
	Neigung	[°]		17						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.717						
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6
Oberflächenabfluss	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.66	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.81	-	-	-	-	-	-
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.63	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.66	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	9	-	-	-	-	-	-
[Min.]		B2	10	-	-	-	-	-	-	
Speicher-verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-
		[l]	B2	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-
		[l]	B2	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-
[l]		B2	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-	
Geschwindigkeiten	Sickerungsgeschwindigkeit	[m/s]	B1	3.50E-05	1.17E-05	2.10E-05	3.65E-05	5.95E-05	4.63E-05	-
		[m/s]	B2	1.34E-05	-	-	1.34E-05	-	-	-
Prozesse	lateraler Fluss	[l]	B1	21.99	-	-	-	-	-	-
		[l]	B2	20.20	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	stationäre Sickerung						
-		B2	stationäre Sickerung							



<b>Eistlenbach, Hofstetten</b>				<b>HQ-Disp. OFA</b>		<b>1</b>			
<b>eis1</b>	648/935//181/073								
	LK 1209								
		<b>Einheit</b>							
<b>natur-räumliche Eigenschaften</b>	Nutzung	-		Weide, alte überwachsene Bachablagung					
	Bodentyp	-		Karbonatgesteinsboden					
	Geologie (geotechnische Karte)	-		19: Kalke allgemein, massige Ausbildung, häufig mit mergeligen Zwischenlagen, z.T. mit kieseligen Kalken und Grünsandsteinen					
	Neigung	[°]		30					
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.678					
		<b>Einheit</b>	<b>Total Profil</b>	<b>Sonde 1</b>	<b>Sonde 2</b>	<b>Sonde 3</b>	<b>Sonde 4</b>	<b>Sonde 5</b>	<b>Sonde 6</b>
<b>Oberflächenabfluss</b>	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.01	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.00	-	-	-	-	-
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.01	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.00	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	13	-	-	-	-	-
[Min.]		B2	28	-	-	-	-	-	
<b>Speicher-verhältnisse</b>	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	29.92	29.92	-	-	-	-
		[l]	B2	21.89	21.89	-	-	-	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	12.22	12.22	-	-	-	-
		[l]	B2	n.sign.	n.sign.	-	-	-	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	17.70	17.70	-	-	-	-
[l]		B2	n.sign.	n.sign.	-	-	-	-	
<b>Geschwindigkeiten</b>	Sickerungsgeschwindigkeit	[m/s]	B1	3.13E-04	3.13E-04	-	-	-	-
		[m/s]	B2	3.13E-04	3.13E-04	-	-	-	-
<b>Prozesse</b>	lateraler Fluss	[l]	B1	12.03	-	-	-	-	-
		[l]	B2	21.09	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung					
-		B2	typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung						





<b>Eistlenbach, Hofstetten</b>										
<b>eis2</b>		648/862//181/152 LK 1209		<b>HQ-Disp. OFA</b>			<b>3</b>			
		Einheit								
<b>natur- räumliche Eigen- schaften</b>	Nutzung	-		Weide, Erika, einzelne Rottannen						
	Bodentyp	-		Kalk-Braunerde						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		19: Kalke allgemein, massige Ausbildung, häufig mit mergeligen Zwischenlagen, z.T. mit kieseligen Kalken und Grünsandsteinen						
	Neigung	[°]		30						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.613						
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6
<b>Oberflächen- abfluss</b>	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.28	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.28	-	-	-	-	-	-
	Summenabfluss- koeffizient	[ ]	B1	0.29	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.25	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	5	-	-	-	-	-	-
[Min.]		B2	6	-	-	-	-	-	-	
<b>Speicher- verhältnisse</b>	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	37.80	10.54	12.63	6.15	8.49	-	-
		[l]	B2	47.42	13.32	8.79	14.23	11.08	-	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	n.sign.	8.39	5.32	6.08	-	-
		[l]	B2	23.84	6.53	3.01	6.02	8.28	-	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	n.sign.	4.24	0.83	2.41	-	-
[l]		B2	23.59	6.79	5.78	8.22	2.80	-	-	
<b>Geschwin- digkeiten</b>	Sickerungsgeschwin- digkeit	[m/s]	B1	1.32E-04	6.94E-05	1.60E-04	1.01E-04	1.98E-04	-	-
		[m/s]	B2	3.13E-04	1.79E-04	4.17E-04	1.94E-04	4.63E-04	-	-
<b>Prozesse</b>	lateraler Fluss	[l]	B1	2.13	-	-	-	-	-	-
		[l]	B2	-	-	-	-	-	-	
	Sickerungsart	-	B1	Makroporenfluss, z.T. gehemmt, präferenzielle Sickerung						
-		B2	typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung							



Eistlenbach, Hofstetten		eis3		648/733//180/856		LK 1209		HQ-Disp. OFA		3	
natur- räumliche Eigen- schaften	Nutzung	-		Weide							
	Bodentyp	-		Mischgesteinsboden bis (Kalk-)Braunerde							
	Geologie (geotechnische Karte)	-		7: Grössere Areale mit eckigem Schutt, oft von Blockgrösse (Bergsturzmaterail, Gehängeschutt) <i>an Grenze zu</i> 19: Kalke allgemein, massige Ausbildung, häufig mit mergeligen Zwischenlagen, z.T. mit kieseligen Kalken und Grünsandsteinen							
	Neigung	[°]		14							
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.584							
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6	
Oberflächen- abfluss	Abflusskoeffizient bei	[ ]	B1	0.18	-	-	-	-	-	-	
	Abflusskonstanz	[ ]	B2	0.48	-	-	-	-	-	-	
	Summenabfluss- koeffizient	[ ]	B1	0.17	-	-	-	-	-	-	
		[ ]	B2	0.32	-	-	-	-	-	-	
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	5	-	-	-	-	-	-	
[Min.]		B2	14	-	-	-	-	-	-		
Speicher- verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	94.48	35.13	20.35	10.42	28.58	-	-	
		[l]	B2	62.49	19.01	10.46	6.46	26.56	-	-	
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	20.28	15.03	n.sign.	27.54	-	-	
		[l]	B2	z.t. n.sign.	9.77	7.61	5.19	n.sign.	-	-	
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	14.85	5.32	n.sign.	1.03	-	-	
[l]		B2	z.t. n.sign.	9.24	2.84	1.27	n.sign.	-	-		
Geschwin- digkeiten	Sickerungsgeschwin- digkeit	[m/s]	B1	1.66E-04	2.08E-04	1.04E-04	1.43E-04	2.07E-04	-	-	
		[m/s]	B2	2.67E-04	2.50E-04	1.39E-04	2.50E-04	4.31E-04	-	-	
Prozesse	lateraler Fluss	[l]	B1	-	-	-	-	-	-	-	
		[l]	B2	-	-	-	-	-	-	-	
	Sickerungsart	-	B1	typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung							
		-	B2	typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung							



<b>Eistlenbach, Hofstetten</b>				<b>HQ-Disp. OFA</b>		<b>3</b>				
<b>eis4</b>	648/793//180/679									
	LK 1209									
		<b>Einheit</b>								
<b>natur-räumliche Eigenschaften</b>	Nutzung	-		Weide						
	Bodentyp	-		Braunerde-Pseudogley (Hangnässe)						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		7: Grössere Areale mit eckigem Schutt, oft von Blockgrösse (Bergsturzmaterial, Gehängeschutt)						
	Neigung	[°]		14						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.595						
		<b>Einheit</b>	<b>Total Profil</b>	<b>Sonde 1</b>	<b>Sonde 2</b>	<b>Sonde 3</b>	<b>Sonde 4</b>	<b>Sonde 5</b>	<b>Sonde 6</b>	
<b>Oberflächenabfluss</b>	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.40	-	-	-	-	-	
		[ ]	B2	0.32	-	-	-	-	-	
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.38	-	-	-	-	-	
		[ ]	B2	0.29	-	-	-	-	-	
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	3	-	-	-	-	-	
	[Min.]	B2	8	-	-	-	-	-		
<b>Speicher-verhältnisse</b>	max. kurzfristiges Speichervermögen	[ ]	B1	<b>z.t. n. sign.</b>	13.11	1.79	<b>n. sign.</b>	<b>n. sign.</b>	<b>n. sign.</b>	-
		[ ]	B2	40.09	16.88	10.55	4.93	3.71	4.02	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[ ]	B1	<b>z.t. n. sign.</b>	10.20	<b>n. sign.</b>	<b>n. sign.</b>	<b>n. sign.</b>	<b>n. sign.</b>	-
		[ ]	B2	<b>z.t. n. sign.</b>	10.98	<b>n. sign.</b>	<b>n. sign.</b>	<b>n. sign.</b>	<b>n. sign.</b>	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[ ]	B1	<b>z.t. n. sign.</b>	2.91	<b>n. sign.</b>	<b>n. sign.</b>	<b>n. sign.</b>	<b>n. sign.</b>	-
	[ ]	B2	<b>z.t. n. sign.</b>	5.90	<b>n. sign.</b>	<b>n. sign.</b>	<b>n. sign.</b>	<b>n. sign.</b>	-	
<b>Geschwin-digkeiten</b>	Sickerungsgeschwin-digkeit	[m/s]	B1	1.20E-04	2.17E-04	1.30E-04	7.29E-05	7.81E-05	1.00E-04	-
		[m/s]	B2	2.79E-04	3.61E-04	3.47E-04	2.92E-04	2.34E-04	1.61E-04	-
<b>Prozesse</b>	lateral Fluss	[ ]	B1	22.59	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	2.34	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	stationäre Sickerung						
	-	B2	gehemmter Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung							





Hostetbach, Guttannen		Einheit								
<b>hos1</b>		665/418//169/303		<b>HQ-Disp. OFA</b>						
		LK 1230		<b>2</b>						
		Einheit								
natur- räumliche Eigen- schaften	Nutzung	-		Weide, Heidelbeeren, Alpenrosen, Weiden						
	Bodentyp	-		saure Braunerde						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		26: Zweiglimmer- bis Biotitgneise, häufig mit reichlich Feldspat, z.T. mit Amphiboliten und hornblendeführenden Gneisen						
	Neigung	[°]		34						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.795						
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6
Oberflächen- abfluss	Abflusskoeffizient bei	[ ]	B1	0.20		-	-	-	-	-
	Abflusskonstanz	[ ]	B2	0.22	-	-	-	-	-	-
	Summenabfluss- koeffizient	[ ]	B1	0.13	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.16	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	14	-	-	-	-	-	-
[Min.]		B2	13	-	-	-	-	-	-	
Speicher- verhältnisse	max. kurzfristiges	[l]	B1	47.91	26.37	17.04	4.49	-	-	-
	Speichervermögen	[l]	B2	31.01	13.94	14.58	2.48	-	-	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	29.36	18.14	8.30	2.91	-	-	-
		[l]	B2	z.t. n.sign.	5.57	4.86	n.sign.	-	-	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	18.55	8.23	8.74	1.58	-	-	-
[l]		B2	z.t. n.sign.	8.37	9.72	n.sign.	-	-	-	
Geschwin- digkeiten	Sickerungsgeschwin- digkeit	[m/s]	B1	3.59E-04	4.17E-04	2.08E-04	4.52E-04	-	-	-
		[m/s]	B2	4.86E-04	4.17E-04	2.50E-04	7.92E-04	-	-	-
Prozesse	lateraler Fluss	[l]	B1	2.98	-	-	-	-	-	-
		[l]	B2	19.57	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung						
		-	B2	typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung, in der Tiefe gehemmt						



Hostetbach, Guttannen				HQ-Disp. OFA 4						
hos2		665/560//169/361 LK 1230								
		Einheit								
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-		Weide, alte überwachsene Bachablagerung						
	Bodentyp	-		Braunerde bis Mischgesteinsboden						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		26: Zweiglimmer- bis Biotitgneise, häufig mit reichlich Feldspat, z.T. mit Amphiboliten und hornblendeführenden Gneisen an Grenze zu 28: Serizit-Chloritgneise bis -schiefer, homogen oder heterogen						
	Neigung	[°]		18						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.653						
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6
Oberflächenabfluss	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.53	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.56	-	-	-	-	-	-
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.44	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.44	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	8	-	-	-	-	-	-
	[Min.]	B2	8	-	-	-	-	-	-	
Speicher-verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	14.48	6.70	0.68	1.18	5.93	-	-
		[l]	B2	z.t. n.sign.	4.07	0.64	n.sign.	3.87	-	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	4.58	-	-
		[l]	B2	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	1.35	-	-
	[l]	B2	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-	-	
Geschwin-digkeiten	Sickerungsgeschwin-digkeit	[m/s]	B1	1.17E-03	1.25E-03	1.67E-03	1.14E-04	1.67E-03	-	-
		[m/s]	B2	1.09E-04	4.03E-05	5.21E-05	1.47E-04	1.96E-04	-	-
Prozesse	lateraler Fluss	[l]	B1	17.57	-	-	-	-	-	-
		[l]	B2	25.30	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	oberer Bereich bis ca. 25cm: typischer bis gehemmter Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung darunter: stationäre Sickerung (bis Matrixfluss) => Grund: vermutlich bereits gesättigter Boden						
	-	B2	oberer Bereich bis ca. 25cm: typischer bis gehemmter Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung darunter: stationäre Sickerung (bis Matrixfluss) => Grund: vermutlich bereits gesättigter Boden							





Hostetbach, Guttannen		Einheit								
<b>hos3</b>		665/703//169/837		<b>HQ-Disp. OFA</b>						
		LK 1230		<b>4</b>						
		Einheit								
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-		Weide, Heidelbeeren, Alpenrosen, Weiden						
	Bodentyp	-		Braunpodzol						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		26: Zweiglimmer- bis Biotitgneise, häufig mit reichlich Feldspat, z.T. mit Amphiboliten und hornblendeführenden Gneisen						
	Neigung	[°]		32						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.848						
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6
Oberflächenabfluss	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.47	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.53	-	-	-	-	-	-
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.36	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.38	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	12	-	-	-	-	-	-
[Min.]		B2	12	-	-	-	-	-	-	
Speicher-verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	16.25	5.02	4.22	2.37	4.64	-	-
		[l]	B2	9.14	1.86	3.13	1.30	2.86	-	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	n.sign.	3.55	1.85	3.16	-	-
		[l]	B2	z.t. n.sign.	n.sign.	1.62	n.sign.	2.05	-	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	n.sign.	0.67	0.52	1.47	-	-
[l]		B2	z.t. n.sign.	n.sign.	1.51	n.sign.	0.81	-	-	
Geschwindigkeiten	Sickerungsgeschwindigkeit	[m/s]	B1	3.85E-04	1.25E-04	2.36E-04	3.47E-04	8.33E-04	-	-
		[m/s]	B2	3.56E-04	1.25E-04	2.36E-04	2.31E-04	8.33E-04	-	-
Prozesse	lateraler Fluss	[l]	B1	20.86	-	-	-	-	-	-
		[l]	B2	27.07	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung						
		-	B2	typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung						



Hostetbach, Guttannen				HQ-Disp. OFA						
hos4				4						
665/703//169/833										
LK 1230										
		Einheit								
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-		Weide, Heidelbeeren, Alpenrosen, Weiden						
	Bodentyp	-		Parabraunerde, Braunpodzol						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		26: Zweiglimmer- bis Biotitgneise, häufig mit reichlich Feldspat, z.T. mit Amphiboliten und hornblendeführenden Gneisen						
	Neigung	[°]		24						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.782						
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6
Oberflächenabfluss	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.51	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.65	-	-	-	-	-	-
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.35	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.51	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	12	-	-	-	-	-	-
		[Min.]	B2	8	-	-	-	-	-	-
Speicher-verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	28.95	14.37	3.89	5.43	5.26	-	-
		[l]	B2	14.65	8.25	2.20	2.65	1.55	-	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	10.52	3.10	3.82	n.sign.	-	-
		[l]	B2	z.t. n.sign.	5.05	1.34	1.31	n.sign.	-	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	3.86	0.79	1.60	n.sign.	-	-
		[l]	B2	z.t. n.sign.	3.21	0.85	1.35	n.sign.	-	-
Geschwin-digkeiten	Sickerungsgeschwin-digkeit	[m/s]	B1	2.76E-04	1.25E-04	2.14E-04	1.39E-04	6.25E-04	-	-
		[m/s]	B2	3.85E-04	2.00E-04	3.00E-04	2.08E-04	8.33E-04	-	-
Prozesse	lateraler Fluss	[l]	B1	9.79	-	-	-	-	-	-
		[l]	B2	15.02	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	typischer Makroporenfluss (zu unterst gehemmt), präferenzielle Sickerung						
		-	B2	typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung						



Sperbelgraben, Wasen				HQ-Disp. OFA						
spe1		631/411//207/663		2						
		LK 1148								
		Einheit								
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-		Tannen-Buchenwald mit Wald-Hainsimse und Etagenmoos						
	Bodentyp	-		Eisenpodsol, verbraunt						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		14: Konglomerate, schwach bis mittelstark verfestigt, stets begleitet von Sandstein und Mergellagen						
	Neigung	[°]		33						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.550						
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6
Oberflächenabfluss	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.08	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.05	-	-	-	-	-	-
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.12	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.04	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	2	-	-	-	-	-	-
[Min.]		B2	12	-	-	-	-	-	-	
Speicher-verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	37.60	8.10	15.87	13.63	-	-	-
		[l]	B2	39.62	10.60	12.13	16.88	-	-	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	21.90	2.45	8.63	10.82	-	-	-
		[l]	B2	12.40	3.05	3.75	5.60	-	-	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	15.70	5.66	7.23	2.81	-	-	-
[l]		B2	27.22	7.55	8.39	11.28	-	-	-	
Geschwindigkeiten	Sickerungsgeschwindigkeit	[m/s]	B1	1.03E-03	-	-	1.03E-03	-	-	-
		[m/s]	B2	-	-	-	-	-	-	
Prozesse	lateral Fluss	[l]	B1	12.69	-	-	-	-	-	-
		[l]	B2	6.80	-	-	-	-	-	
	Sickerungsart	-	B1	typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung						
-		B2	typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung							

keine Fotos verfügbar

<b>Sperbelgraben, Wasen</b>										
<b>spe2</b>		631//429//207/546		<b>HQ-Disp. OFA</b>						
		LK 1148		<b>2</b>						
		Einheit								
<b>natur-räumliche Eigenschaften</b>	Nutzung	-		Tannen-Buchenwald mit Waldschwingel, Wald-Hainsimse und Etagen						
	Bodentyp	-		(Para) Braunerde, pseudovergleyt						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		14: Konglomerate, schwach bis mittelstark verfestigt, stets begleitet von Sandstein und Mergellagen						
	Neigung	[°]		27						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.552						
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6
<b>Oberflächenabfluss</b>	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.06	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.13	-	-	-	-	-	-
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.05	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.07	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	13	-	-	-	-	-	-
		[Min.]	B2	8	-	-	-	-	-	-
<b>Speicher-verhältnisse</b>	max. kurzfristiges Speichervermögen	[ ]	B1	87.27	20.79	27.48	16.01	12.84	10.14	-
		[ ]	B2	58.41	15.59	14.48	10.61	9.35	8.37	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[ ]	B1	42.64	9.96	15.84	7.19	6.01	3.64	-
		[ ]	B2	14.45	4.58	3.28	2.15	2.69	1.74	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[ ]	B1	44.63	10.83	11.64	8.83	6.83	6.50	-
[ ]		B2	43.96	11.00	11.20	8.46	6.66	6.63	-	
<b>Geschwin-digkeiten</b>	Sickerungsgeschwin-digkeit	[m/s]	B1	2.82E-04	-	3.33E-04	2.50E-04	2.67E-04	2.78E-04	-
		[m/s]	B2	7.53E-04	-	9.33E-04	6.33E-04	8.00E-04	6.44E-04	-
<b>Prozesse</b>	lateraler Fluss	[ ]	B1	-	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	-	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	typischer Makroporenfluss, präferenzelle Sickerung						
		-	B2	typischer Makroporenfluss, präferenzelle Sickerung						

keine Fotos verfügbar

Sperbelgraben, Wasen		spe3		631/348//207/395		LK 1148		HQ-Disp. OFA		1	
		Einheit									
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-		Tannen-Buchenwald mit Wald-Hainsimse und Etagenmoos							
	Bodentyp	-		Braunerde, schwach pseudovergleyt							
	Geologie (geotechnische Karte)	-		14: Konglomerate, schwach bis mittelstark verfestigt, stets begleitet von Sandstein und Mergellagen							
	Neigung	[°]		19							
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.690							
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6	
Oberflächenabfluss	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.00	-	-	-	-	-	-	
		[ ]	B2	0.00	-	-	-	-	-	-	
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.00	-	-	-	-	-	-	
		[ ]	B2	0.00	-	-	-	-	-	-	
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	60	-	-	-	-	-	-	
	[Min.]	B2	60	-	-	-	-	-	-		
Speicher-verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[ ]	B1	76.77	6.28	10.27	13.91	20.48	25.84	-	
		[ ]	B2	62.19	6.13	8.76	12.21	14.75	20.33	-	
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[ ]	B1	28.84	4.19	3.58	3.75	6.31	11.01	-	
		[ ]	B2	z.t. n.sign.	3.07	2.42	n.sign.	3.36	6.26	-	
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[ ]	B1	47.93	2.09	6.69	10.15	14.17	14.82	-	
	[ ]	B2	z.t. n.sign.	3.05	6.34	n.sign.	11.40	14.07	-		
Geschwindigkeiten	Sickerungsgeschwindigkeit	[m/s]	B1	5.94E-04	-	-	8.33E-04	5.50E-04	4.00E-04	-	
		[m/s]	B2	6.28E-04	-	-	8.33E-04	5.50E-04	5.00E-04	-	
Prozesse	lateral Fluss	[ ]	B1	-	-	-	-	-	-	-	
		[ ]	B2	-	-	-	-	-	-	-	
	Sickerungsart	-	B1	typischer Makroporenfluss, präferenzelle Sickerung							
	-	B2	typischer Makroporenfluss, präferenzelle Sickerung								

keine Fotos verfügbar



<b>Sperbelgraben, Wasen</b>										
<b>spe4</b>		631/518//207/592		<b>HQ-Disp. OFA</b>						
		LK 1148		<b>2</b>						
		Einheit								
<b>natur- räumliche Eigen- schaften</b>	Nutzung	-		Typischer Heidelbeer-Fichten-Tannenwald						
	Bodentyp	-		Podsol über Pseudogley, verbraunt (ab 70cm Tiefe)						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		14: Konglomerate, schwach bis mittelstark verfestigt, stets begleitet von Sandstein und Mergellagen						
	Neigung	[°]		19						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.667						
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6
<b>Oberflächen- abfluss</b>	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.06	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.03	-	-	-	-	-	-
	Summenabfluss- koeffizient	[ ]	B1	0.06	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.02	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	4	-	-	-	-	-	-
		[Min.]	B2	13	-	-	-	-	-	-
<b>Speicher- verhältnisse</b>	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	93.06	17.60	44.21	19.72	9.04	2.48	-
		[l]	B2	67.73	8.65	33.78	14.58	8.27	2.45	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	11.93	16.76	9.88	5.58	n.sign.	-
		[l]	B2	z.t. n.sign.	4.03	8.74	6.25	5.13	n.sign.	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	5.67	27.45	9.84	3.46	n.sign.	-
		[l]	B2	z.t. n.sign.	4.62	25.05	8.33	3.14	n.sign.	-
<b>Geschwin- digkeiten</b>	Sickerungsgeschwin- digkeit	[m/s]	B1	2.76E-04	-	-	2.50E-04	2.22E-04	3.56E-04	-
		[m/s]	B2	-	-	-	-	-	-	-
<b>Prozesse</b>	lateral Fluss	[l]	B1	-	-	-	-	-	-	-
		[l]	B2	-	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	typischer Makroporenfluss, präferenzelle Sickerung						
		-	B2	typischer Makroporenfluss, präferenzelle Sickerung						

keine Fotos verfügbar

Sperbelgraben, Wasen		spe5		631/230//207/440		LK 1148		HQ-Disp. OFA		1	
		Einheit									
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-		Tannen-Buchenwald mit Waldschwingel							
	Bodentyp	-		(Para)Braunerde, pseudovergleyt							
	Geologie (geotechnische Karte)	-		14: Konglomerate, schwach bis mittelstark verfestigt, stets begleitet von Sandstein und Mergellagen							
	Neigung	[°]		34							
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.734							
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6	
Oberflächenabfluss	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.00	-	-	-	-	-	-	
		[ ]	B2	0.00	-	-	-	-	-	-	
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.00	-	-	-	-	-	-	
		[ ]	B2	0.00	-	-	-	-	-	-	
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	60	-	-	-	-	-	-	
		[Min.]	B2	60	-	-	-	-	-	-	
Speicher-verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[ ]	B1	100.34	19.14	19.57	29.26	19.32	13.05	-	
		[ ]	B2	78.23	13.36	14.83	21.66	16.06	12.33	-	
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[ ]	B1	41.12	7.77	7.84	10.72	9.34	5.45	-	
		[ ]	B2	20.95	3.52	3.75	5.32	4.74	3.61	-	
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[ ]	B1	59.22	11.37	11.73	18.54	9.98	7.60	-	
		[ ]	B2	57.29	9.84	11.08	16.34	11.31	8.72	-	
Geschwindigkeiten	Sickerungsgeschwindigkeit	[m/s]	B1	4.56E-04	-	6.33E-04	4.33E-04	3.57E-04	4.00E-04	-	
		[m/s]	B2	3.77E-04	-	3.17E-04	4.33E-04	3.57E-04	4.00E-04	-	
Prozesse	lateraler Fluss	[ ]	B1	-	-	-	-	-	-	-	
		[ ]	B2	-	-	-	-	-	-	-	
	Sickerungsart	-	B1	typischer Makroporenfluss, präferenzelle Sickerung							
		-	B2	typischer Makroporenfluss, präferenzelle Sickerung							

keine Fotos verfügbar

<b>Spissibach, Leissigen</b>				<b>HQ-Disp. OFA</b>		<b>4</b>				
<b>spi1</b>		626/488//164/363 LK 1228								
		<b>Einheit</b>								
<b>natur-räumliche Eigenschaften</b>	Nutzung	-		Weide						
	Bodentyp	-		Gley						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		17: Mergelschiefer bis Kalkphyllite, mit Einlagerungen von Sandsteinen, z.T. überwiegend						
	Neigung	[°]		23						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.662						
		<b>Einheit</b>		<b>Total Profil</b>	<b>Sonde 1</b>	<b>Sonde 2</b>	<b>Sonde 3</b>	<b>Sonde 4</b>	<b>Sonde 5</b>	<b>Sonde 6</b>
<b>Oberflächenabfluss</b>	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.37	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.48	-	-	-	-	-	-
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.35	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.45	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	5	-	-	-	-	-	-
	[Min.]	B2	6	-	-	-	-	-	-	
<b>Speicher-verhältnisse</b>	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	z.t. n.sign.	2.71	1.20	n.sign.	n.sign.	n.sign.	1.63
		[l]	B2	z.t. n.sign.	2.76	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	2.28
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.
		[l]	B2	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.
	[l]	B2	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	
<b>Geschwin-digkeiten</b>	Sickerungsgeschwin-digkeit	[m/s]	B1	7.49E-04	-	-	1.03E-04	7.97E-05	2.12E-04	2.60E-03
		[m/s]	B2	5.31E-04	-	4.17E-04	1.48E-04	-	2.59E-04	1.30E-03
<b>Prozesse</b>	lateraler Fluss	[l]	B1	29.58	-	-	-	-	-	-
		[l]	B2	22.97	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	oben: gehemmter Makroporenfluss; ab ca. Mitte: stationäre Sickerung						
		-	B2	oben: gehemmter Makroporenfluss; ab ca. 50cm: stationäre Sickerung						





Spissibach, Leissigen		spi2		626/638//164/488		LK 1228		HQ-Disp. OFA		2	
		Einheit									
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-		Weide							
	Bodentyp	-		Gesteinsboden							
	Geologie (geotechnische Karte)	-		17: Mergelschiefer bis Kalkphyllite, mit Einlagerungen von Sandsteinen, z.T. überwiegend							
	Neigung	[°]		18							
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.722							
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6	
Oberflächenabfluss	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.14	-	-	-	-	-	-	
		[ ]	B2	0.14	-	-	-	-	-	-	
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.09	-	-	-	-	-	-	
		[ ]	B2	0.10	-	-	-	-	-	-	
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	16	-	-	-	-	-	-	
[Min.]		B2	13	-	-	-	-	-	-		
Speicher-verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	28.87	7.99	5.74	8.20	2.47	4.47	-	
		[l]	B2	15.99	3.56	2.82	5.69	1.49	2.43	-	
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	5.04	2.75	4.25	n.sign.	n.sign.	-	
		[l]	B2	z.t. n.sign.	n.sign.	n.sign.	3.04	n.sign.	n.sign.	-	
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	2.96	2.99	3.95	n.sign.	n.sign.	-	
[l]		B2	z.t. n.sign.	n.sign.	n.sign.	2.65	n.sign.	n.sign.	-		
Geschwindigkeiten	Sickerungsgeschwindigkeit	[m/s]	B1	9.30E-04	3.54E-03	1.35E-04	4.03E-04	3.26E-04	2.42E-04	-	
		[m/s]	B2	5.63E-04	1.77E-03	1.08E-04	3.02E-04	3.92E-04	2.42E-04	-	
Prozesse	lateral Fluss	[l]	B1	16.98	-	-	-	-	-	-	
		[l]	B2	30.13	-	-	-	-	-	-	
	Sickerungsart	-	B1	Makroporenfluss mit präferenzzieller Sickerung							
		-	B2	Makroporenfluss mit präferenzzieller Sickerung							



<b>Spissibach, Leissigen</b>				<b>HQ-Disp. OFA</b>		<b>3</b>				
<b>spi3</b>		626/563//164/413 LK 1228								
		<b>Einheit</b>								
<b>natur-räumliche Eigenschaften</b>	Nutzung	-		Weide						
	Bodentyp	-		Gley						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		17: Mergelschiefer bis Kalkphyllite, mit Einlagerungen von Sandsteinen, z.T. überwiegend						
	Neigung	[°]		20						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.751						
		<b>Einheit</b>		<b>Total Profil</b>	<b>Sonde 1</b>	<b>Sonde 2</b>	<b>Sonde 3</b>	<b>Sonde 4</b>	<b>Sonde 5</b>	<b>Sonde 6</b>
<b>Oberflächenabfluss</b>	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.41	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.44	-	-	-	-	-	-
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.34	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.39	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	7	-	-	-	-	-	-
	[Min.]	B2	7	-	-	-	-	-	-	
<b>Speicher-verhältnisse</b>	max. kurzfristiges Speichervermögen	[ ]	B1	z.t. n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	2.76	1.47	n. sign.
		[ ]	B2	z.t. n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	2.24	n. sign.	n. sign.
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[ ]	B1	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.
		[ ]	B2	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[ ]	B1	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.
	[ ]	B2	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	
<b>Geschwin-digkeiten</b>	Sickerungsgeschwin-digkeit	[m/s]	B1	4.61E-04	8.33E-05	2.78E-04	2.22E-04	6.11E-04	1.17E-03	4.05E-04
		[m/s]	B2	1.08E-04	-	9.26E-05	-	-	-	1.23E-04
<b>Prozesse</b>	lateraler Fluss	[ ]	B1	31.45	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	30.51	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	Bis ca. 30cm: Makroporenfluss mit präferenzialer Sickerung Bis ca. 60cm: keine präferenziale Sickerung mehr 60 – 70cm: gehemmtem Makroporenfluss, präferenzialer Sickerung 85cm: Matrixfluss						
	-	B2	Bis ca. 30cm: Makroporenfluss, präferenzialer Sickerung 30cm: stationäre Sickerung ca. 30 – 75cm: gehemmter Makroporenfluss, präferenzialer Sickerung							





Spissibach, Leissigen		spi4		626/513//164/350		LK 1228		HQ-Disp. OFA		3	
		Einheit									
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-		Weide							
	Bodentyp	-		Gesteinsboden							
	Geologie (geotechnische Karte)	-		17: Mergelschiefer bis Kalkphyllite, mit Einlagerungen von Sandsteinen, z.T. überwiegend							
	Neigung	[°]		31							
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.739							
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6	
Oberflächen-abfluss	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.27	-	-	-	-	-	-	
		[ ]	B2	0.33	-	-	-	-	-	-	
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.24	-	-	-	-	-	-	
		[ ]	B2	0.31	-	-	-	-	-	-	
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	9	-	-	-	-	-	-	
[Min.]		B2	9	-	-	-	-	-	-		
Speicher-verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	13.03	3.81	4.91	1.20	3.10	-	-	
		[l]	B2	z.t. n.sign.	1.93	1.48	n.sign.	0.81	-	-	
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-	-	
		[l]	B2	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-	-	
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-	-	
[l]		B2	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-	-		
Geschwindigkeiten	Sickerungsgeschwindigkeit	[m/s]	B1	5.56E-04	8.33E-04	-	3.70E-04	4.63E-04	-	-	
		[m/s]	B2	2.78E-04	2.78E-04	2.78E-04	-	2.78E-04	-	-	
Prozesse	lateraler Fluss	[l]	B1	28.25	-	-	-	-	-	-	
		[l]	B2	33.23	-	-	-	-	-	-	
	Sickerungsart	-	B1	gehemmter Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung							
	-	B2	gehemmter Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung								



<b>Spissibach, Leissigen</b>				<b>HQ-Disp. OFA</b>		<b>2</b>				
<b>spi5</b>		625/963//164/350 LK 1228								
		<b>Einheit</b>								
<b>natur-räumliche Eigen-schaften</b>	Nutzung	-		offener Wald						
	Bodentyp	-		Braunerde-Gley						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		17: Mergelschiefer bis Kalkphyllite, mit Einlagerungen von Sandsteinen, z.T. überwiegend						
	Neigung	[°]		32						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.752						
		<b>Einheit</b>		<b>Total Profil</b>	<b>Sonde 1</b>	<b>Sonde 2</b>	<b>Sonde 3</b>	<b>Sonde 4</b>	<b>Sonde 5</b>	<b>Sonde 6</b>
<b>Oberflächen-abfluss</b>	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.04	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.10	-	-	-	-	-	-
	Summenabfluss-koeffizient	[ ]	B1	0.04	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.08	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	11	-	-	-	-	-	-
	[Min.]	B2	11	-	-	-	-	-	-	
<b>Speicher-verhältnisse</b>	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	z.t. n. sign.	11.99	2.17	n. sign.	n. sign.	1.14	-
		[l]	B2	z.t. n. sign.	5.97	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n. sign.	8.48	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-
		[l]	B2	z.t. n. sign.	2.98	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n. sign.	3.51	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-
	[l]	B2	z.t. n. sign.	2.99	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-	
<b>Geschwin-digkeiten</b>	Sickerungsgeschwin-digkeit	[m/s]	B1	2.43E-04	2.08E-04	2.78E-04	-	-	-	-
		[m/s]	B2	2.08E-04	2.08E-04	-	-	-	-	-
<b>Prozesse</b>	lateraler Fluss	[l]	B1	36.66	-	-	-	-	-	-
		[l]	B2	43.96	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	bis ca. 40cm: gehemmter Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung ab 40cm: stationäre Sickerung, keine präferenzielle Sickerung						
		-	B2	stationäre Sickerung, keine präferenzielle Sickerung (Grundwasserspiegel bei ca. 75cm)						



Spissibach, Leissigen			HQ-Disp. OFA		1				
spi6		625/863//164/438							
		LK 1228							
		Einheit							
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-	offener Wald						
	Bodentyp	-	Gley						
	Geologie (geotechnische Karte)	-	17: Mergelschiefer bis Kalkphyllite, mit Einlagerungen von Sandsteinen, z.T. überwiegend an Grenze zu 7: Grössere Areale mit eckigem Schutt, oft von Blockgrösse (Bergsturzmaterial, Gehängeschutt)						
	Neigung	[°]	18						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	0.861						
		Einheit	Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6
Oberflächenabfluss	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.01	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.02	-	-	-	-	-
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.01	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.02	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	28	-	-	-	-	-
	[Min.]	B2	26	-	-	-	-	-	
Speicher- verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	z.t. n.sign.	4.32	1.82	n.sign.	-	-
		[l]	B2	z.t. n.sign.	3.32	n.sign.	1.27	-	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-	-
		[l]	B2	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-	-
	[l]	B2	n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-	-	
Geschwindigkeiten	Sickerungsgeschwindigkeit	[m/s]	B1	4.38E-04	3.13E-04	6.25E-04	3.75E-04	-	-
		[m/s]	B2	3.44E-04	6.25E-04	2.50E-04	1.56E-04	-	-
Prozesse	lateraler Fluss	[l]	B1	47.23	-	-	-	-	-
		[l]	B2	48.38	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	gehemmter Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung					
	-	B2	Bis in ca. 20cm: gehemmter Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung						





<b>Spissibach, Leissigen</b>				<b>HQ-Disp. OFA</b>		<b>4</b>				
<b>spi7</b>		625/750//164/513								
		LK 1228								
		<b>Einheit</b>								
<b>natur-räumliche Eigenschaften</b>	Nutzung	-		Weide						
	Bodentyp	-		Gley						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		17: Mergelschiefer bis Kalkphyllite, mit Einlagerungen von Sandsteinen, z.T. überwiegend						
	Neigung	[°]		19						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.791						
		<b>Einheit</b>		<b>Total Profil</b>	<b>Sonde 1</b>	<b>Sonde 2</b>	<b>Sonde 3</b>	<b>Sonde 4</b>	<b>Sonde 5</b>	<b>Sonde 6</b>
<b>Oberflächenabfluss</b>	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.54	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.53	-	-	-	-	-	-
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.48	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.48	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	10	-	-	-	-	-	-
	[Min.]	B2	8	-	-	-	-	-	-	
<b>Speicher-verhältnisse</b>	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	z.t. n. sign.	n. sign.	1.23	n. sign.	n. sign.	-	-
		[l]	B2	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-	-
		[l]	B2	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-	-
	[l]	B2	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-	-	
<b>Geschwin-digkeiten</b>	Sickerungsgeschwin-digkeit	[m/s]	B1	1.16E-04	-	1.39E-04	9.26E-05	-	-	-
		[m/s]	B2	5.42E-04	-	6.94E-04	3.89E-04	-	-	-
<b>Prozesse</b>	lateraler Fluss	[l]	B1	26.75	-	-	-	-	-	-
		[l]	B2	28.09	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	bis 20cm: von der Matrix absorbiert, keine präferenzielle Sickerung 20-30cm: gehemmter Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung darunter: stationäre Sickerung, keine präferenzielle Sickerung						
	-	B2	Bis ca. 30cm: gehemmter Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung darunter: stationäre Sickerung							



Spissibach, Leissigen				HQ-Disp. OFA						
spi8				-						
626/200//164/700										
LK 1228										
		Einheit								
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-		Heidelbeer-Fichten-Tannenwald mit Torfmoos						
	Bodentyp	-		Pseudogley						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		17: Mergelschiefer bis Kalkphyllite, mit Einlagerungen von Sandsteinen, z.T. überwiegend						
	Neigung	[°]		19						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	-							
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6
Oberflächenabfluss	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	-	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	-	-	-	-	-	-	-
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	-	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	-	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	-	-	-	-	-	-	-
		[Min.]	B2	-	-	-	-	-	-	-
Speicher-verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[ ]	B1	35.79	14.25	3.84	4.67	10.64	2.40	-
		[ ]	B2	z. t. n. sign.	6.65	2.17	2.00	4.34	n. sign.	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[ ]	B1	z. t. n. sign.	10.63	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-
		[ ]	B2	z. t. n. sign.	4.66	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[ ]	B1	z. t. n. sign.	3.62	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-
		[ ]	B2	z. t. n. sign.	1.99	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-
Geschwindigkeiten	Sickerungsgeschwindigkeit	[m/s]	B1	-	-	-	-	-	-	
		[m/s]	B2	1.53E-03	-	-	-	-	1.53E-03	
Prozesse	lateraler Fluss	[ ]	B1	-	-	-	-	-	-	
		[ ]	B2	-	-	-	-	-	-	
	Sickerungsart	-	B1	typischer bis gehemmter Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung Zuunterst: stationäre Sickerung, vermutlich infolge Stauung von Wasser (da Pseudogley)						
		-	B2	typischer bis gehemmter Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung Zuunterst: stationäre Sickerung, vermutlich infolge Stauung von Wasser (da Pseudogley)						

keine Fotos verfügbar

<b>Spissibach, Leissigen</b>										
<b>spi9</b>		626/100//164/700 LK 1228		<b>HQ-Disp. OFA</b>						
			Einheit							
<b>natur- räumliche Eigen- schaften</b>	Nutzung	-		Alpendost-Fichten-Tannenwald mit Hasenlattich						
	Bodentyp	-		Braunerde						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		17: Mergelschiefer bis Kalkphyllite, mit Einlagerungen von Sandsteinen, z.T. überwiegend						
	Neigung	[°]		35						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		-						
			Einheit	Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6
<b>Oberflächen- abfluss</b>	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	-	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	-	-	-	-	-	-	-
	Summenabfluss- koeffizient	[ ]	B1	-	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	-	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	-	-	-	-	-	-	-
		[Min.]	B2	-	-	-	-	-	-	-
<b>Speicher- verhältnisse</b>	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	67.00	10.02	13.23	11.05	17.29	15.41	-
		[l]	B2	31.77	5.09	5.74	4.83	9.47	6.64	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	n.sign.	11.32	8.04	10.81	13.65	-
		[l]	B2	z.t. n.sign.	n.sign.	3.10	2.11	3.09	2.59	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	n.sign.	1.91	3.01	6.48	1.77	-
		[l]	B2	z.t. n.sign.	n.sign.	2.64	2.71	6.38	4.06	-
<b>Geschwin- digkeiten</b>	Sickerungsgeschwin- digkeit	[m/s]	B1	5.42E-04	2.00E-04	3.67E-04	1.07E-03	4.67E-04	6.11E-04	-
		[m/s]	B2	4.71E-04	-	3.33E-04	3.33E-04	5.00E-04	7.17E-04	-
<b>Prozesse</b>	lateraler Fluss	[l]	B1	-	-	-	-	-	-	-
		[l]	B2	-	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	zu oberst: gehemmten Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung sonst: typischer Makroporenfluss, präferenzieller Sickerung						
		-	B2	zu oberst: gehemmten Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung sonst: typischer Makroporenfluss, präferenzieller Sickerung						

keine Fotos verfügbar



Witenbach, Langnau				HQ-Disp. OFA						
wit1				4						
		629/698//200/622								
		LK 1168								
		Einheit								
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-		Mähwiese						
	Bodentyp	-		(Braunerde-)Pseudogley						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		14: Konglomerate, schwach bis mittelstark verfestigt, stets begleitet von Sandstein und Mergellagen						
	Neigung	[°]		19						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.532						
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6
Oberflächenabfluss	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.32	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.55	-	-	-	-	-	-
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.16	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.39	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	23	-	-	-	-	-	-
[Min.]		B2	7	-	-	-	-	-	-	
Speicher-verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	37.60	11.90	9.43	6.79	5.51	3.98	-
		[l]	B2	10.36	3.12	2.44	1.66	1.55	1.60	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	9.14	7.70	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-
		[l]	B2	z.t. n.sign.	2.15	1.74	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	2.76	1.72	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-
[l]		B2	z.t. n.sign.	0.97	0.70	n.sign.	n.sign.	n.sign.	-	
Geschwindigkeiten	Sickerungsgeschwindigkeit	[m/s]	B1	2.20E-04	2.08E-04	1.79E-04	2.08E-04	2.38E-04	2.68E-04	-
		[m/s]	B2	5.32E-04	8.33E-04	6.25E-04	3.57E-04	-	3.13E-04	-
Prozesse	lateral Fluss	[l]	B1	13.06	-	-	-	-	-	-
		[l]	B2	26.00	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	typischer bis gehemmter (ab ca. 35cm) Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung						
		-	B2	typischer bis gehemmter (ab ca. 35cm) Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung						



<b>Witenbach, Langnau</b>										
<b>wit2</b>		630/115//199/499		<b>HQ-Disp. OFA</b>						
		LK 1168		<b>1</b>						
		<b>Einheit</b>								
<b>natur-räumliche Eigen-schaften</b>	Nutzung	-		Mähwiese						
	Bodentyp	-		Braunerde (skelettreich)						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		14: Konglomerate, schwach bis mittelstark verfestigt, stets begleitet von Sandstein und Mergellagen						
	Neigung	[°]		15						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.628						
		<b>Einheit</b>		<b>Total Profil</b>	<b>Sonde 1</b>	<b>Sonde 2</b>	<b>Sonde 3</b>	<b>Sonde 4</b>	<b>Sonde 5</b>	<b>Sonde 6</b>
<b>Oberflächen-abfluss</b>	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.00	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.00	-	-	-	-	-	-
	Summenabfluss-koeffizient	[ ]	B1	0.00	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.00	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	60	-	-	-	-	-	-
	[Min.]	B2	60	-	-	-	-	-	-	
<b>Speicher-verhältnisse</b>	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	44.30	17.95	16.98	6.23	3.14	-	-
		[l]	B2	35.63	14.80	13.36	4.74	2.73	-	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	<i>z.t. n.sign.</i>	11.47	9.26	<i>n.sign.</i>	2.41	-	-
		[l]	B2	14.61	5.92	3.66	2.85	2.18	-	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	<i>z.t. n.sign.</i>	6.48	7.72	<i>n.sign.</i>	0.74	-	-
	[l]	B2	21.03	8.88	9.71	1.89	0.54	-	-	
<b>Geschwin-digkeiten</b>	Sickerungsgeschwin-digkeit	[m/s]	B1	2.88E-04	3.13E-04	2.60E-04	2.88E-04	2.89E-04	-	-
		[m/s]	B2	5.00E-04	6.25E-04	4.17E-04	4.17E-04	5.42E-04	-	-
<b>Prozesse</b>	lateraler Fluss	[l]	B1	14.97	-	-	-	-	-	-
		[l]	B2	23.82	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	Makroporenfluss: oben typisch unten gehemmt, präferenzielle Sickerung im gesamten Profil						
	-	B2	Makroporenfluss: oben typisch unten gehemmt, präferenzielle Sickerung im gesamten Profil							



Witenbach, Langnau		631/001//200/481		LK 1168		HQ-Disp. OFA		4		
		Einheit								
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-		Weide						
	Bodentyp	-		Buntgley						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		14: Konglomerate, schwach bis mittelstark verfestigt, stets begleitet von Sandstein und Mergellagen						
	Neigung	[°]		8						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.624						
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6
Oberflächen-abfluss	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.71	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.60	-	-	-	-	-	-
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.57	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.54	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	7	-	-	-	-	-	-
[Min.]		B2	7	-	-	-	-	-	-	
Speicher-verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[l]	B1	6.35	1.79	2.08	1.28	1.19	-	-
		[l]	B2	z.t. n.sign.	n.sign.	0.97	0.80	1.76	-	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	n.sign.	1.36	n.sign.	n.sign.	-	-
		[l]	B2	z.t. n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	1.25	-	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[l]	B1	z.t. n.sign.	n.sign.	0.72	n.sign.	n.sign.	-	-
[l]		B2	z.t. n.sign.	n.sign.	n.sign.	n.sign.	0.50	-	-	
Geschwindigkeiten	Sickerungsgeschwindigkeit	[m/s]	B1	1.15E-03	3.33E-04	1.67E-03	-	1.46E-03	-	-
		[m/s]	B2	2.92E-04	-	-	2.92E-04	-	-	-
Prozesse	lateraler Fluss	[l]	B1	19.60	-	-	-	-	-	-
		[l]	B2	23.38	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	oben: statinäre Sickerung, mitte: typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung, unten: gehemmter Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung						
	-	B2	oben: statinäre Sickerung, mitte: typischer Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung, unten: gehemmter Makroporenfluss, präferenzielle Sickerung							





Witenbach, Langnau				HQ-Disp. OFA						
wit4				4						
		630/757//200/760								
		LK 1168								
		Einheit								
natur-räumliche Eigenschaften	Nutzung	-		Mähwiese						
	Bodentyp	-		Parabraunerde						
	Geologie (geotechnische Karte)	-		14: Konglomerate, schwach bis mittelstark verfestigt, stets begleitet von Sandstein und Mergellagen						
	Neigung	[°]		11						
	Porosität	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		0.629						
		Einheit		Total Profil	Sonde 1	Sonde 2	Sonde 3	Sonde 4	Sonde 5	Sonde 6
Oberflächenabfluss	Abflusskoeffizient bei Abflusskonstanz	[ ]	B1	0.64	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.71	-	-	-	-	-	-
	Summenabflusskoeffizient	[ ]	B1	0.65	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	0.63	-	-	-	-	-	-
	Anlaufzeit	[Min.]	B1	8	-	-	-	-	-	-
	[Min.]	B2	6	-	-	-	-	-	-	
Speicher-verhältnisse	max. kurzfristiges Speichervermögen	[ ]	B1	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-
		[ ]	B2	z. t. n. sign.	n. sign.	0.48	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-
	Speicherfüllung 3h nach Beregnungsbeginn	[ ]	B1	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-
		[ ]	B2	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-
	Speicherentleerung 3h nach Beregnungsbeginn	[ ]	B1	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-
	[ ]	B2	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	n. sign.	-	
Geschwin-digkeiten	Sickerungsgeschwin-digkeit	[m/s]	B1	-	-	-	-	-	-	-
		[m/s]	B2	5.83E-04	5.00E-04	1.67E-03	7.22E-04	1.15E-05	1.48E-05	-
Prozesse	lateraler Fluss	[ ]	B1	20.76	-	-	-	-	-	-
		[ ]	B2	21.43	-	-	-	-	-	-
	Sickerungsart	-	B1	stationäre Sickerung						
	-	B2	stationäre Sickerung							



## 11.3 Karten der Hochwasserdisposition für die zwölf Schwerpunktgebiete

Legende:

- Hochwasserdispositionsstufe 0
- Hochwasserdispositionsstufe 1
- Hochwasserdispositionsstufe 2
- Hochwasserdispositionsstufe 3
- Hochwasserdispositionsstufe 4
- Hochwasserdispositionsstufe 5
- Hochwasserdispositionsstufe 6

Spissibach, Leissigen BE: siehe Kapitel 5.2.2

Büetschligraben (bue), Schangnau BE

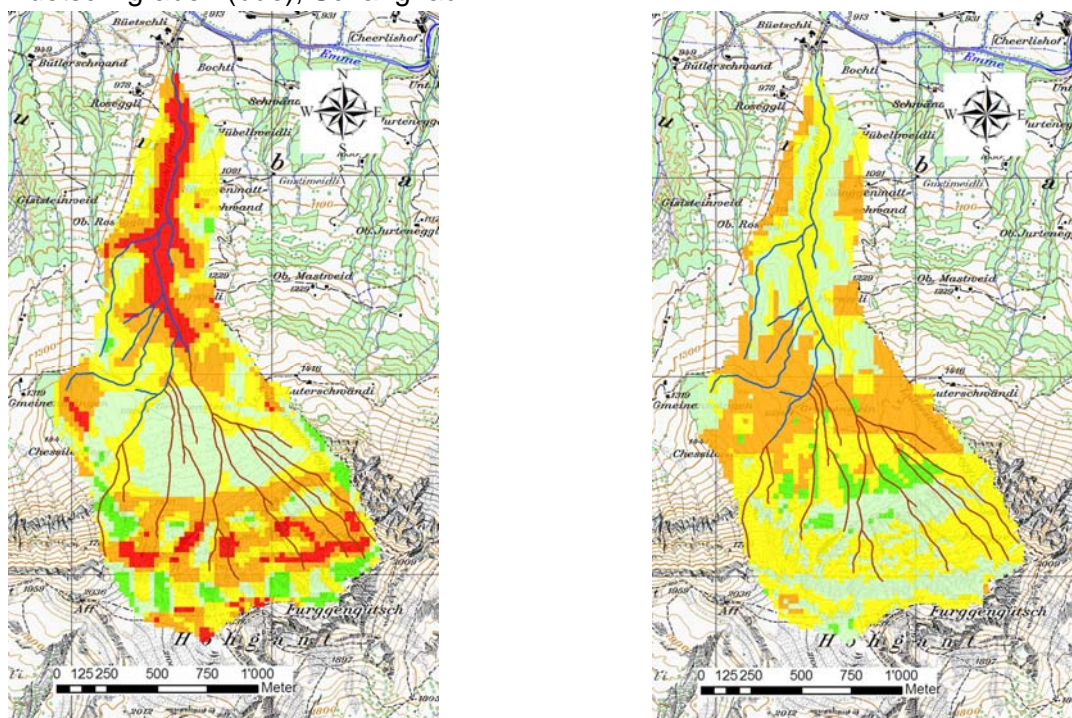
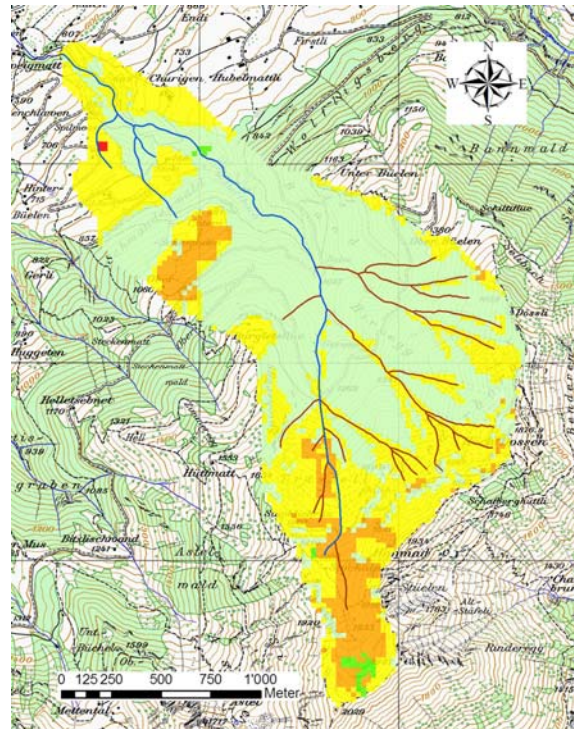
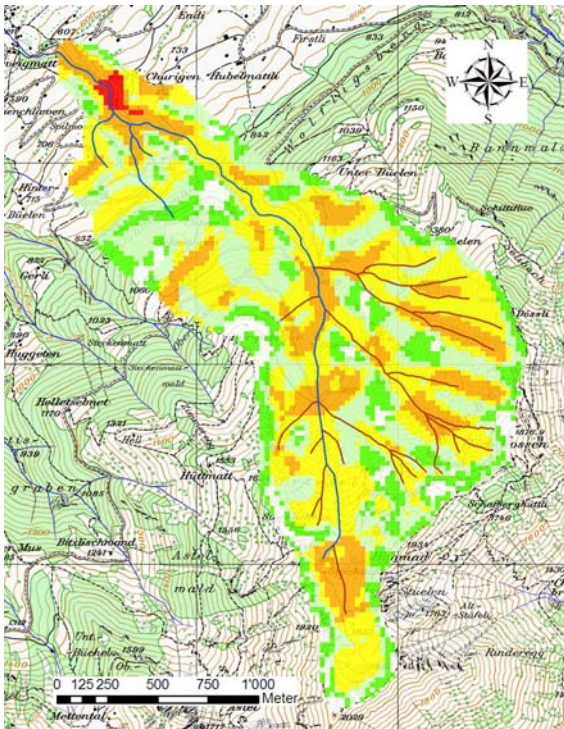


Abbildung 11-1: Hochwasserdisposition der zwölf Schwerpunktgebiete Teil 1 (links Grunddisposition, rechts Hochwasserdisposition) (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA091424))



Dorfbach (dor), Sachseln OW



Dürrenwaldbach (due), St. Stephan BE

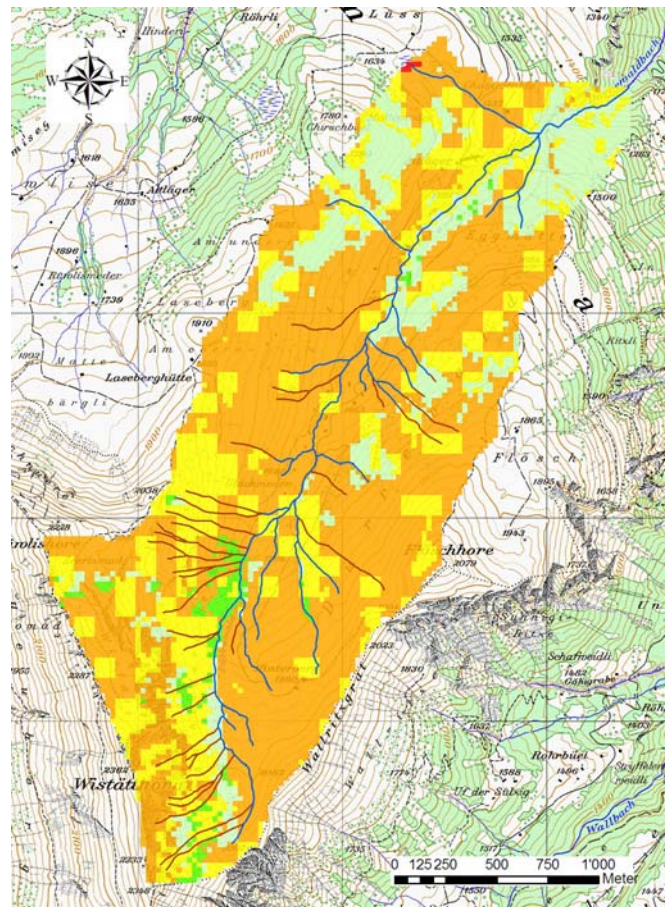
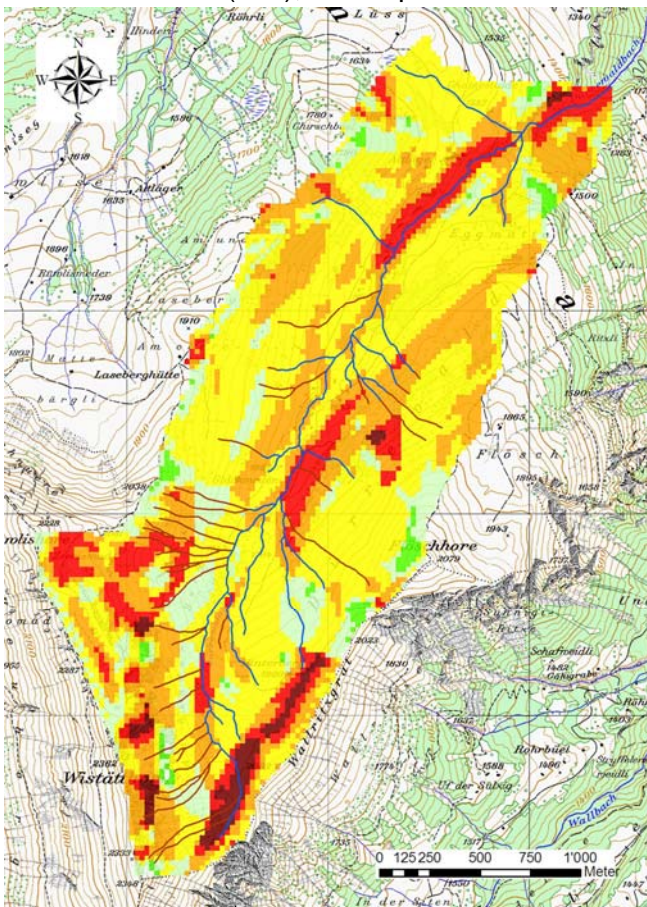
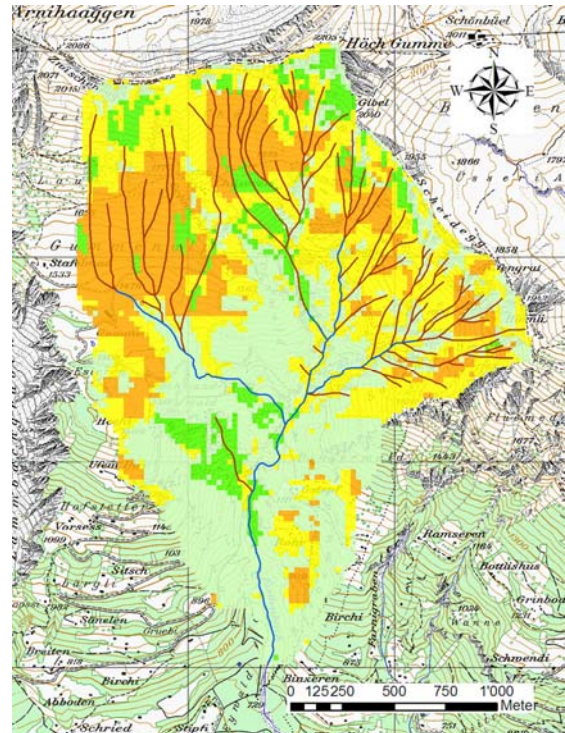
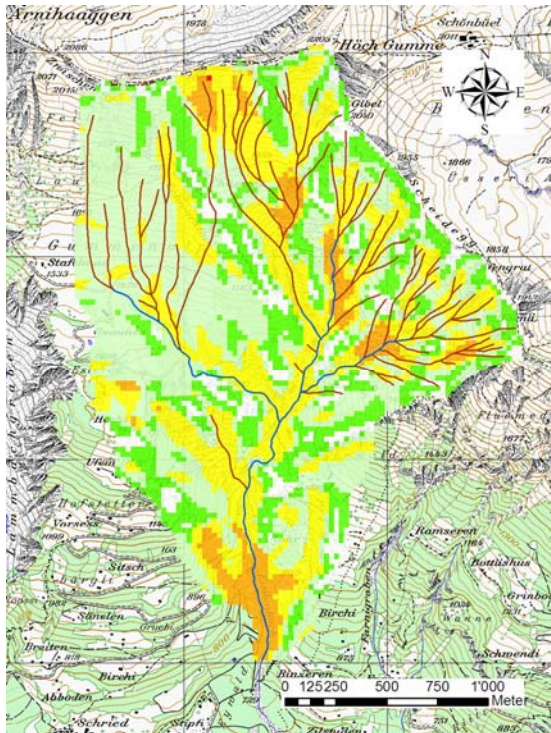


Abbildung 11-2: Hochwasserdistribution der zwölf Schwerpunktgebiete Teil 2 (links Grunddisposition, rechts Hochwasserdistribution) (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA091424))



Eistlenbach (eis), Hofstetten BE



Grosse Grabu (grg), Mörel VS

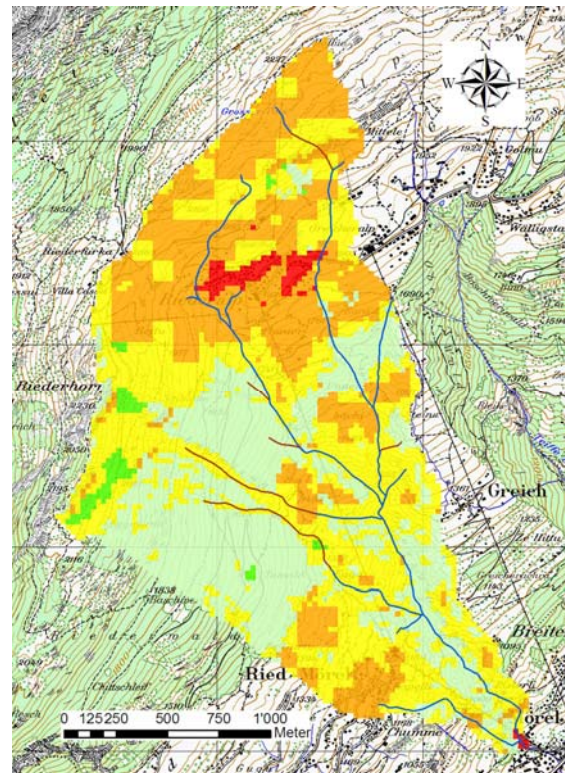
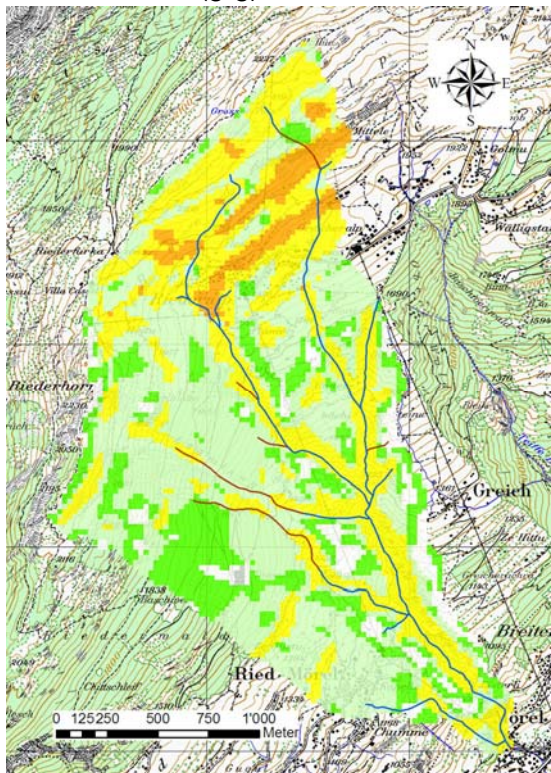
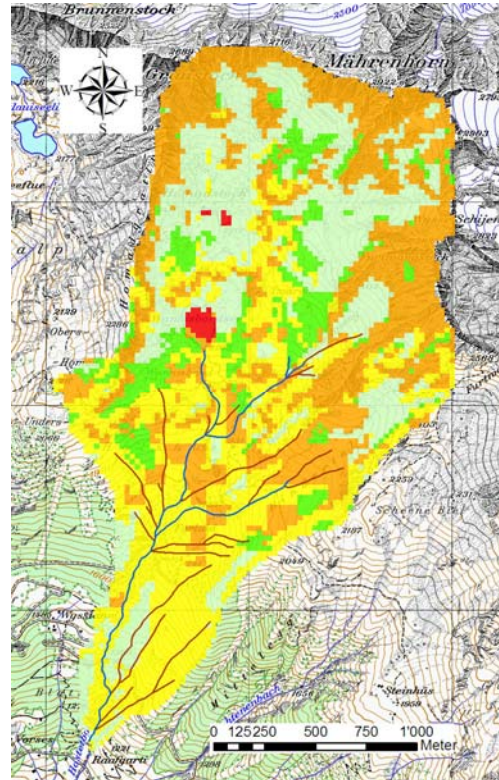
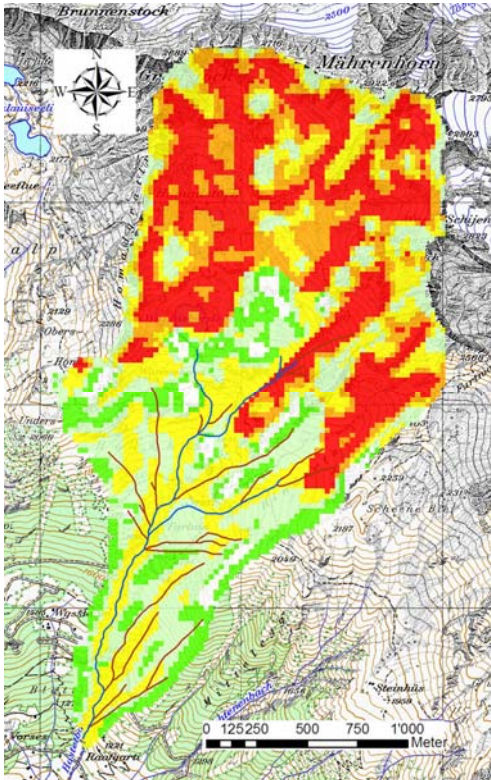


Abbildung 11-3: Hochwasserdisposition der zwölf Schwerpunktgebiete Teil 3 (links Grunddisposition, rechts Hochwasserdisposition) (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA091424))



Hostetbach (hos), Guttannen BE



Leimbach (lei), Frutigen BE

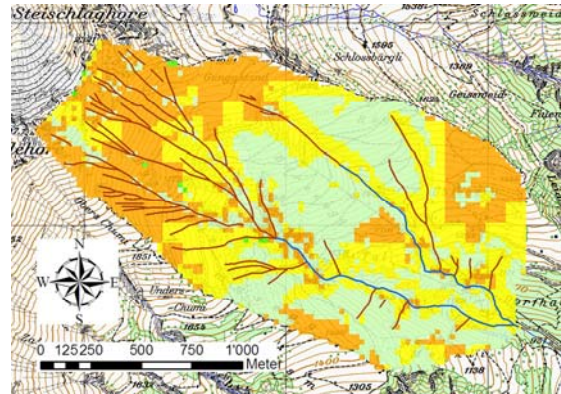
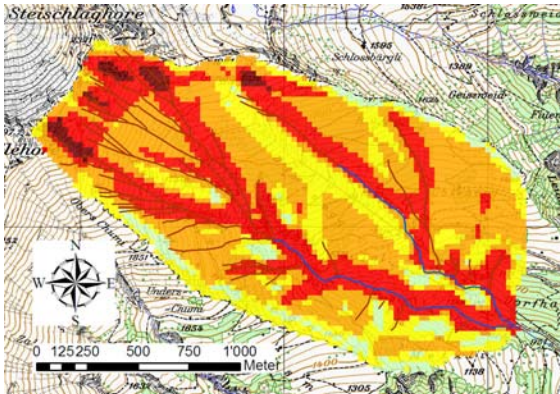
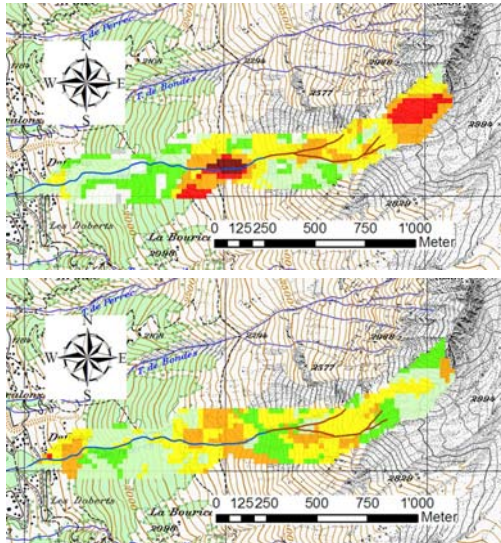


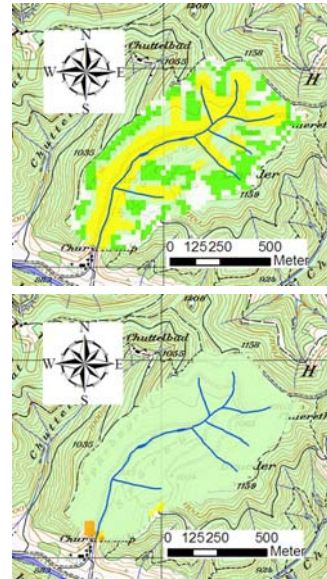
Abbildung 11-4: Hochwasserdisposition der zwölf Schwerpunktgebiete Teil 4 (links Grunddisposition, rechts Hochwasserdisposition) (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA091424))



Torrent de Pétérey (pet), Ayer Zinal VS



Sperbelgraben (spe), Wasen BE



Schwarzbach (swa), Lauenen BE

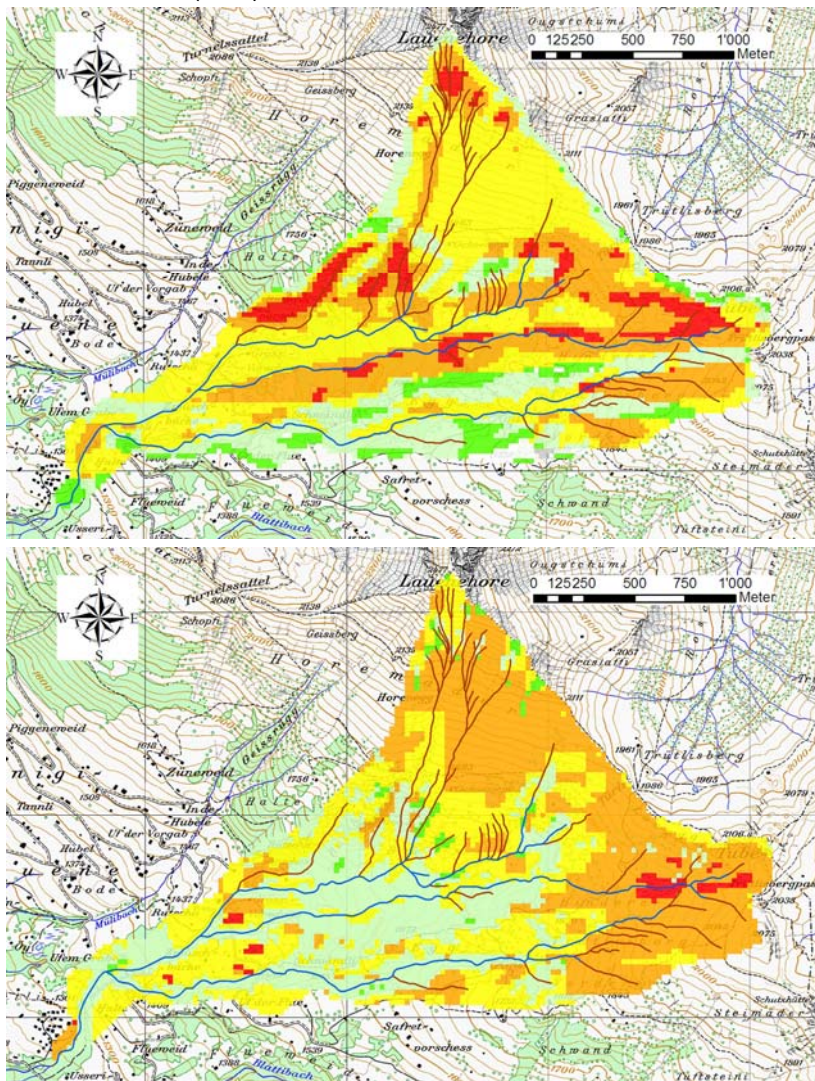


Abbildung 11-5: Hochwasserdisposition der zwölf Schwerpunktgebiete Teil 5 (oben Grunddisposition, unten Hochwasserdisposition) (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA091424))



Witenbach (wit), Langnau BE

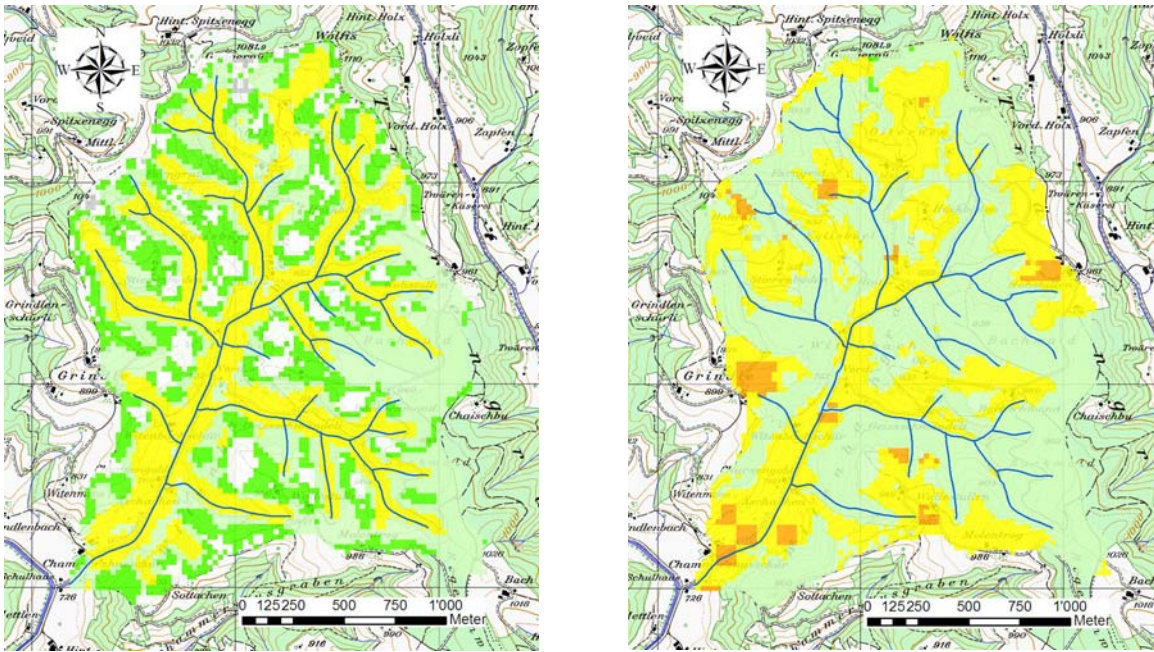


Abbildung 11-6: Hochwasserdisposition der zwölf Schwerpunktgebiete Teil 6 (links Grunddisposition, rechts Hochwasserdisposition) (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA091424))

## 11.4 AML für die Berechnung der Karten der Hochwasserdisposition in einem ESRI-GIS

```

/*****
/* BERECHNUNG DER KARTE DER HOCHWASSERDISPOSITION
/* EXORTIEREN DER HOCHWASSERDISPOSITION IN EIN DBF-FILE
/*****

/* Workspace muss vorab gewählt werden, aml wird im GRID gestartet
/* Es wird nur mit Rasterdatensätzen und *.ascii-Files für die Reclassification gerechnet
/*
/* Ausgangsdateien:
/* - bach_ws (mit 1 und NoData)
/* - bach_gd (Gerinnedichte: >2km/km2=1, <2km/km2=0)
/* - bach_get (Geotechnische Karte)
/* - bach_priwg (primäre Bodenbedeckung/Nutzung: aus Primärflächen ergänzt mit Arealstatistik (für Weide) und mit
Geologietypen)
/* - ch_curvdef
/* - ch_bperm (Durchlässigkeit der Böden aus Bodeneignungskarte)
/* - ch_wsv (Wasserspeichervermögen aus Bodeneignungskarte)
/* - klass_wsv.ascii
/* - klass_bdurchl.ascii
/* - klass_get.ascii
/* - klass_nutz.ascii
/* - klass_ofadisp.ascii
/*
/* Berechnetes Files:
/* - bach_gdurchl (Durchlässigkeit der Geologie, aus bach_get berechnet, klassiert)
/* - bach_bwsv (Wasserspeichervermögen der Böden, klassiert)
/* - bach_curv (Wölbung, klassiert)
/* - bach_bdurchl (Durchlässigkeit Boden, aus ch_bperm, klassiert)
/* - bach_grunddisp (Grunddisposition als Raster und dbf)
/* - bach_nutz (primäre Bodenbedeckung/Nutzung in 5 Disp.-Klassen)
/* - bach_ofadisp (Endresultat gesamtes EZG als Raster und dbf)
/*****

&terminal 9999

/* xxx, yyy und zzz mit den Kürzel der Bachnamen ersetzen (max. drei Buchstaben)
/* Es können weitere Bäche hinzugefügt werden. Höhe des Index muss entsprechend angepasst werden
&sv bach1 = xxx
&sv bach2 = yyy
&sv bach3 = zzz

&s index = 1
&do &until %index% = 4

setwindow [value bach%index%]_ws [value bach%index%]_ws
setcell 25
setmask [value bach%index%]_ws

&if [exists [value bach%index%]_curv -grid] &then kill [value bach%index%]_curv all
&if [exists [value bach%index%]_gaga1 -grid] &then kill [value bach%index%]_gaga1 all
&if [exists [value bach%index%]_bwsv -grid] &then kill [value bach%index%]_bwsv all
&if [exists [value bach%index%]_gaga2 -grid] &then kill [value bach%index%]_gaga2 all
&if [exists [value bach%index%]_bdurchl -grid] &then kill [value bach%index%]_bdurchl all
&if [exists [value bach%index%]_gdurchl -grid] &then kill [value bach%index%]_gdurchl all

```

```
&if [exists [value bach%index%]_grunddisp -grid] &then kill [value bach%index%]_grunddisp all
&if [exists [value bach%index%]_nutz -grid] &then kill [value bach%index%]_nutz all
&if [exists [value bach%index%]_ofadisp1 -grid] &then kill [value bach%index%]_ofadisp1 all
&if [exists [value bach%index%]_ofadisp -grid] &then kill [value bach%index%]_ofadisp all

/***** Wölbung pro Bach bestimmen
[value bach%index%]_curv = [value bach%index%]_ws * ch_curvdef

/***** Wasserspeichervermögen und Durchlässigkeit der Böden pro Bach klassieren
[value bach%index%]_gaga1 = [value bach%index%]_ws * ch_wsv
[value bach%index%]_bwsv = reclass([value bach%index%]_gaga1, klass_wsv.ascii, DATA)
[value bach%index%]_gaga2 = [value bach%index%]_ws * ch_bperm
[value bach%index%]_bdurchl = reclass([value bach%index%]_gaga2, klass_bdurchl.ascii, DATA)

/***** Geotechnische Karte in drei Klassen der Permeabilität einteilen
[value bach%index%]_gdurchl = reclass([value bach%index%]_get, klass_get.ascii, DATA)

/***** Zusammenführen der Raster für Grunddisposition
[value bach%index%]_grunddisp = [value bach%index%]_gd + [value bach%index%]_curv + [value
bach%index%]_bwsv + [value bach%index%]_bdurchl + [value bach%index%]_gdurchl

/***** primäre Bodenbedeckung/Nutzung klassieren
[value bach%index%]_nutz = reclass([value bach%index%]_priwg, klass_nutz.ascii, DATA)

/***** Kombination der primären Bodenbedeckung/Nutzung mit der Grunddisposition und Berechnung der Disp für
das gesamte EZG (_ofadisp)
[value bach%index%]_ofadisp1 = 0.8 * [value bach%index%]_nutz + 0.2 * [value bach%index%]_grunddisp
[value bach%index%]_ofadisp = reclass([value bach%index%]_ofadisp1, klass_ofadisp.ascii, DATA)

/***** Bilden der Attribut-Tables
buildvat [value bach%index%]_ofadisp
buildvat [value bach%index%]_grunddisp

/***** Die Attribute-Tables der Raster exportieren
INFODBASE [value bach%index%]_ofadisp.vat [value bach%index%]_disp
INFODBASE [value bach%index%]_grunddisp.vat [value bach%index%]_grunddisp

&if [exists [value bach%index%]_gaga1 -grid] &then kill [value bach%index%]_gaga1 all
&if [exists [value bach%index%]_gaga2 -grid] &then kill [value bach%index%]_gaga2 all

&s index = %index% + 1
&end

&type
&type *****
&type * Berechnung erfolgreich durchgeführt:-) *
&type *****
&type
```

**Folgende Files werden für die Reclassification benötigt (vgl. AML, Einleitung):**

<b>klass_wsv.ascii</b>	<b>klass_get.ascii</b>	<b>klass_nutz.ascii</b>
0 : 1	1 : 1	1 : 2
1 : 1	2 : 0	2 : 3
2 : 1	3 : 0	3 : 3
3 : 1	4 : 1	4 : 5
4 : 0	5 : -1	5 : 4
5 : -1	6 : 0	7 : 1
6 : -1	7 : -1	8 : 5
	8 : 1	9 : 4
	9 : 1	10 : 5
<b>klass_bdurchl.ascii</b>	10 : 0	33 : 4
0 : 1	11 : 1	61 : 4
1 : 1	12 : 1	62 : 2
2 : 1	13 : 0	63 : 3
3 : 1	14 : 0	64 : 4
4 : 0	15 : 0	
5 : 0	16 : 1	
6 : -1	17 : 1	<b>klass_ofadisp.ascii</b>
7 : -1	18 : 1	0 1.5 : 1
	19 : -1	1.5001 2.5 : 2
	20 : -1	2.5001 3.5 : 3
	21 : 0	3.5001 4.5 : 4
	22 : -1	4.5001 7 : 5
	23 : 0	
	24 : 0	
	25 : 0	
	26 : 0	
	27 : 0	
	28 : 0	
	29 : 0	
	30 : 0	

## 11.5 Erklärung

### Erklärung

gemäss Art. 28 Abs. 2 RSL 05

Name/Vorname: *Dobmann, Judith* .....

Matrikelnummer: *96-106-216* .....

Studiengang: *Geographie* .....

Bachelor       Master       Dissertation

Titel der Arbeit: *Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten der  
Schweiz – Interpretations- und Praxishilfe* .....

LeiterIn der Arbeit: *Prof. Dr. Rolf Weingartner* .....

Ich erkläre hiermit, dass ich diese Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen benutzt habe. Alle Stellen, die wörtlich oder sinngemäss aus Quellen entnommen wurden, habe ich als solche gekennzeichnet. Mir ist bekannt, dass andernfalls der Senat gemäss Artikel 36 Absatz 1 Buchstabe o des Gesetzes vom 5. September 1996 über die Universität zum Entzug des auf Grund dieser Arbeit verliehenen Titels berechtigt ist.

.....  
Ort/Datum

.....  
Unterschrift

## 11.6 Curriculum Vitae

Judith Anita Dobmann

von Menznau (LU), Schweiz

geboren am 2.12.1974 in Bern, Schweiz

### Ausbildung

- 2004 – 2009 Dissertation an der Universität Bern, Geographisches Institut, Gruppe für Hydrologie  
Thema: Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten der Schweiz – Interpretations- und Praxishilfe
- 2003 Diplom in Geographie an der Universität Bern, Gruppe für Hydrologie  
Diplomarbeit zum Thema: Untersuchung der Abflussbildungsprozesse mittels Beregnungsversuchen und TDR-Sonden im Baachli und Fulwasser, Spissibach, Leissigen. Eine Einschätzung zur Beurteilung von Reaktionsweisen von Wildbacheinzugsgebieten
- 1996 – 2003 Studium an der Universität Bern  
Hauptfach: Geographie  
Nebenfächer: Erdwissenschaften, Allgemeine Ökologie
- 1995 Matura Typ C
- 1991 – 1995 Gymnasium Bern Neufeld
- 1990 – 1991 Feusi Schulzentrum: Vorbereitungsjahr Sekundar (10. Schuljahr)
- 1981 – 1990 Obligatorische Schulzeit in Thörishaus und Neuenegg

### Praktischer Werdegang

- seit 2009 geo7 AG: wissenschaftliche Mitarbeiterin
- 2006 – 2009 Bundesamt für Umwelt: wissenschaftliche Mitarbeiterin
- 2005 – 2007 Mittelbauvereinigung der Universität Bern: Mitarbeiterin Geschäftsstelle
- 2004 – 2005 Mittelbauvereinigung der Universität Bern: Leiterin Geschäftsstelle
- 2003 – 2008 Universität Bern, Geographische Institut, Gruppe für Hydrologie: Assistentin
- 2001 – 2002 Bundesamt für Wasser und Geologie: Praktikantin
- 1998 – 2003 Universität Bern, Geographische Institut, Gruppe für Hydrologie, Gruppe für angewandte Geomorphologie und Naturrisiken, Abteilung für Bodenkunde: Hilfsassistentin
- 1995 – 1996 Zieglerspital Bern: Praktikum und Schwesternhilfe
- 1995 Clinique Garcia, Fribourg: Aide-soignante
- 1991 – 1995 div. Teilzeitjobs während des Gymnasiums: Stellvertretungen Primarschulstufe, 4 Jahre Nachhilfeunterricht auf Sekundarschulstufe, Fabrikarbeit

