



Internationales Symposium INTERPRAEVENT 2004 – RIVA / TRIENT

VON DER STARKREGENSIMULATION ZUM SPITZENABFLUSS FROM HEAVY RAIN SIMULATION TO HIGH WATER DISCHARGE

Leopold Stepanek¹, Bernhard Kohl² und Gerhard Markart²

ZUSAMMENFASSUNG

Die Auswahl und Festlegung der Parameter ist der entscheidende Schritt in der Niederschlags-/Abflussmodellierung. Informationen über Anfangsverluste, Oberflächenabfluss und Infiltration, Oberflächenrauheit und Fließgeschwindigkeit sind für alpine Boden-/Vegetationskomplexe eine Seltenheit. Die Auswertung von Starkregensimulationen, zusammengefaßt in einer Datenbank mit etwa 700 Experimenten, erlaubt es, die wesentlichen Faktoren der Niederschlags-/Abflussmodellierung nachvollziehbar und mit einem für den Praktiker vertretbaren Aufwand zu bestimmen. Die Implementierung dieser Parameter in ein modifiziertes Laufzeitverfahren ermöglicht die nachvollziehbare Berechnung plausibler Spitzenabflüsse.

Key words: Starkregensimulation, Spitzenabfluss, Niederschlags-Abflussmodell, Laufzeitverfahren

ABSTRACT

Quality of input parameters and data is the essential basis of precipitation / runoff modelling. Unfortunately information / data concerning abstraction time, surface runoff coefficient, surface roughness and velocity of surface runoff from alpine vegetation/soil complexes are very rare. Nowadays analysis of results from about 700 rain simulation experiments treated by use of a transportable spray irrigation installation for large plots allows us to define essential input parameters for precipitation / runoff models in a way which is comprehensible and requires manageable time demand from practitioners. The implementation of these parameters in a modified travel time method enables a comprehensible calculation of plausible peak discharge values.

Key words: heavy rain simulation, high water discharge, rainfall runoff model, travel time method

¹ Forsttechnischer Dienst f. Wildbach- und Lawinerverbauung, Gebietsbauleitung Oberes Inntal, Langgasse 88, A-6460 Imst, Österreich (Tel.: ++43-5412-66459(66531); Fax: ++43-5412-6653123; email: leopold.stepanek@wlv.bmlf.gv.at)

² Institut für Lawinen- und Wildbachforschung, Bundesamt und Forschungszentrum für Wald, Rennweg 1 – Hofburg, A-6020 Innsbruck, Österreich (Tel.: +43-512-573933-5130 bzw. 5132; Fax: +43-512-573933-5135 bzw. 5250; email: Bernhard.Kohl@uibk.ac.at, Gerhard.Markart@uibk.ac.at)

EINLEITUNG

Zur Ermittlung des Spitzenabflusses in Einzugsgebieten ohne Abflussmessung hat sich eine Vielzahl von Modellen etabliert. Vielen von ihnen ist gemein, dass der effektive Niederschlag (Anteil des Niederschlags, der tatsächlich zum Abfluss gelangt) über einen Beiwert beschrieben wird, der die Abflussverluste entweder direkt (z.B. Abflussbeiwert) oder indirekt (z.B. Curve-Numbers in SCS) angibt. Zur Bestimmung der Abflussverluste sind verschiedene Tabellen und Vorgangsweisen publiziert, die entweder die Bodendeckung, den Boden selbst oder beide Einflussfaktoren berücksichtigen.

Als Problem in der Anwendung dieser Methoden zur Ermittlung des Spitzenabflusses in alpinen Einzugsgebieten hat sich einerseits herausgestellt, dass die vielfach verwendeten Einheitsganglinien die tatsächlichen Abflussprozesse nur ungenügend abbilden und andererseits in den publizierten Tabellenwerken hinsichtlich Abflussbeiwert, Oberflächenrauigkeit und Initialabstraktion die Aussagen für alpine Boden/Vegetationskomplexe weitgehend fehlen.

Die Simulation von (Stark)Niederschlägen ist ein seit etwa einem halben Jahrhundert (Wischmeier 1959) etabliertes Instrument zur Bestimmung von Nährstoffkreisläufen, Erosionswiderständen und vor allem Abflussbeiwerten (z.B. Czell 1972).

Zeller hat in seiner 1974 erstmalig publizierten Laufzeitmethode die Integration eines Abflussmodells (Rationalformel) mit Erkenntnissen aus der Regensimulation (Trapezganglinien, Abflussbeiwerte) durchgeführt.

Die vom BFW, Abteilung Bewirtschaftung von Wildbach und Lawinen Einzugsgebieten durchgeführten Berechnungsversuche und die Verwaltung derselben gemeinsam mit anderen in einer Datenbank bietet nun die Möglichkeit, für den Großteil alpiner Boden-Vegetationskomplexe die oben angeführten Parameter nachvollziehbar und mit einem für den Praktiker vertretbaren Aufwand zu bestimmen.

Weiters konnten mit den Erkenntnissen aus annähernd 700 Berechnungsversuchen die von Zeller verwendeten Ansätze evaluiert werden (z.B. Oberflächenlaufzeit nach Izzard) und mit Hilfe eines von den Autoren entwickelten MS Excel Programmes Modifikationen in einigen Bereichen etabliert werden.

ABLEITUNG ABFLUSSRELEVANTER PARAMETER AUS DER STARKREGENSIMULATION

Initialabstraktion und Abstraktionszeit

Die Abstraktionszeit ist jener Zeitraum, der von Beginn des Niederschlagsereignisses verstreicht, bis sich der erste Oberflächenabfluss bildet. Der Anfangsverlust entspricht demnach jener Niederschlagshöhe, die abgepuffert wird, bis Direktabfluss entsteht. Die Initialabstraktion beschreibt das Niederschlagsvolumen der Abstraktionszeit. Im Einzelnen setzt sie sich zusammen aus Haftwasser an Boden und Vegetation (Interzeption), aus Verdunstung an Boden und Vegetation (Evaporation), aus dem aktiven Wasserverbrauch der Pflanzendecke (Transpiration), dem Wasserrückhalt in Bodenebenenheiten (Muldenspeicher) und der Versickerung (Infiltration).

Nachdem die genannten Verluste nur extrem schwer zu quantifizieren sind und sich sehr stark mit der Niederschlagsdauer ändern, wurden und werden sie nur in sehr generalisierter Form berücksichtigt.

Bei Zeller (1974) ist hinsichtlich der Berücksichtigung der Initialabstraktion eine große Unsicherheit deutlich zu erkennen. Generell wird eine Berücksichtigung im Wasserverlustkoeffizienten C empfohlen. „C ist wie erwähnt, ein Reduktionskoeffizient, der

die Gesamtheit des nicht unmittelbar zum Abfluss gelangenden Oberflächenwassers berücksichtigt. Dieser Koeffizient C kann kaum die wirklichen Verhältnisse wiedergeben, da die Interzeption und Infiltration besonders am Anfang des Regens groß sind.“

Bei Verwendung des Sättigungsabflussbeiwertes Ψ anstatt des Wasserverlust-Koeffizienten muss berücksichtigt werden, dass dieser Abflussbeiwert jenen Prozentsatz des Niederschlags widerspiegelt, der zum Zeitpunkt einer konstanten Infiltration oberflächlich abfließt. Die gerade zu Beginn eines Ereignisses hohen Anfangsverluste sind im Spitzenabflussbeiwert naturgemäß nicht enthalten, da sie sich in einer zeitlichen Verzögerung des Abflussbeginns manifestieren. Diese zeitliche Verzögerung ist die bereits genannte Abstraktionszeit.

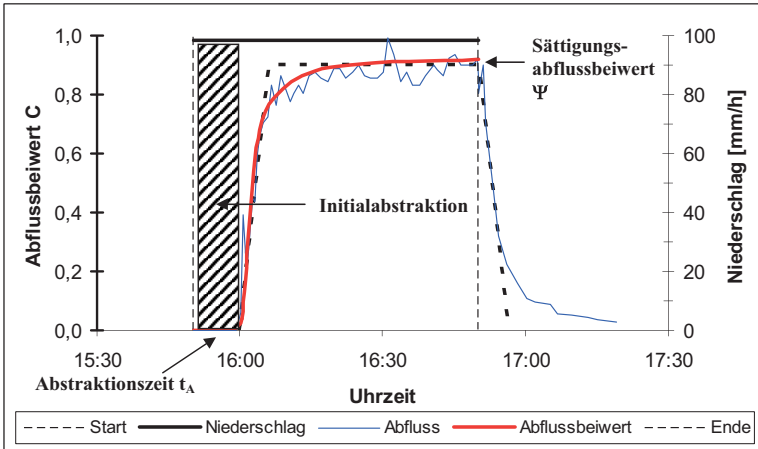


Abb1: Initialabstraktion, Abstraktionszeit t_A und Sättigungsabflussbeiwert Ψ einer Starkregensimulation; annähernd trapezförmige Abflussganglinie.

Fig1: Initial abstraction, time of initial abstraction t_A , saturated runoff coefficient Ψ of a heavy rain simulation; trapezoid-like hydrograph.

Wie beschrieben wird die Größe und Dauer der Initialabstraktion von einer Reihe von Einflussfaktoren bestimmt, wie Vegetation, Boden, Relief, etc. Der Systemzustand, also jenes Szenario der Ausgangssituation des Standortes, auf welchen der Niederschlag trifft, nimmt auf die Initialabstraktion ebenso maßgeblich Einfluss.

Durch den großen heterogenen Faktorenkomplex, der die Initialabstraktion bestimmt, ist die Streubreite der Messwerte entsprechend groß. Im Mittelwert zeigt sich jedoch eine deutliche Abhängigkeit der Dauer der Initialabstraktion von der Höhe des gemessenen Abflussbeiwertes (Abb. 2).

Im Extremfall wurden auch an Standorten der Abflussklasse 1, d.h. weniger als 10 Prozent Abfluss, sehr kurze Abstraktionszeiten gemessen. Einen derartigen Extremfall stellt beispielsweise eine Versuchswiederholung mit geänderter Niederschlagsintensität unmittelbar auf eine Starkregensimulation dar. Es ist nicht verwunderlich, dass im beschriebenen, aus hydrologischer Sicht sehr schlechten Fall der initiale Wasserverlust sehr gering ist. Andererseits finden sich im Datenkollektiv ebenfalls Versuchsbedingungen wieder, mit extrem guten hydrologischen Ausgangssituationen der Standorte (z.B. nach längeren Trockenperioden sehr geringe Vorverfüllung des Bodenspeichers, Schwundrisse im Boden, volle Mikroretention, etc.). Die Messungen zeigen, dass beispielsweise Standorte der Abflussklasse 6, welche im Zustand der Sättigung 100 Prozent Abfluss liefern, die

Abflusststehung im Durchschnitt fünf Minuten lang zurückhalten. Der Maximalfall, also ein „Best-Case“ liegt sogar bei beachtlichen 17 Minuten.

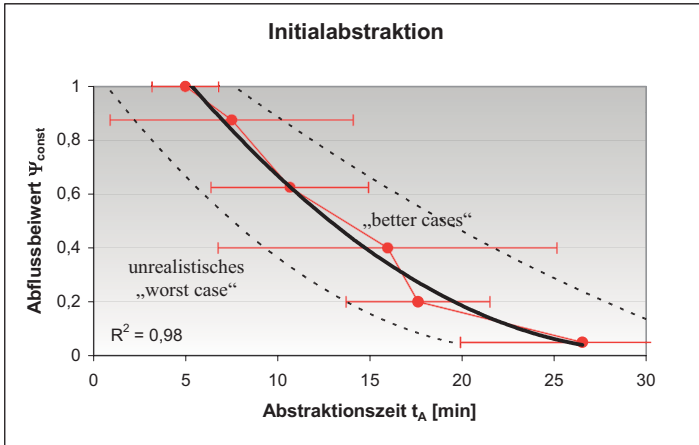


Abb2: Zusammenhang zwischen Abstraktionszeit und Abflussbeiwert bei Abflusskonstanz (AK_{max} , Ψ), Vertrauensbereich = $\pm 95\%$; Szenarien der Vorbedingungen.

Fig2: Correlation between runoff delay and runoff coefficient (AK_{max} , Ψ – when runoff is constant), confidence interval = $\pm 95\%$.

Der in Abbildung 2 gezeigte Zusammenhang stellt den durchschnittlichen Systemzustand dar, der einem realistischen „worst case“ Szenario, also einen Systemzustand mit realistisch schlechten Vorbedingungen, entspricht. Die unterbrochenen Linien geben den Bereich realistisch annehmbarer Systemzustände wieder. Abstraktionszeiten außerhalb dieses Bereichs müssen als unrealistische Bedingungen betrachtet werden.

Abflussbeiwert

Der dimensionslose Abflussbeiwert ist, obwohl es sich um ein schon sehr altes Konzept handelt, ein wichtiges und praktisches Werkzeug der Ingenieurhydrologie (Gottschalk und Weingartner 1998). Von Petrascheck (1978), der die Rationalformel und somit den Abflussbeiwert bereits auf Kuichling (1889) zurückführt, wird er definiert als: „letztlich nichts anderes als eine reine Verhältniszahl, die in sich nicht nur die spezifischen Gebietsigenschaften – wie Form, Neigung, Rauigkeit und Bodendurchlässigkeit – enthält, sondern auch ereignisspezifische Charakteristiken, wie Vorgeschichte, Dauer und Verlauf der Regenintensitäten“. Mit den Worten von Zeller (1974) ist der Wasserverlust-Koeffizienten C somit ein Reduktionskoeffizient, der die Gesamtheit des nicht unmittelbar zum Abfluss gelangenden Oberflächenwassers berücksichtigt. Diese Definitionen des Abflussbeiwertes betrachten also den Gesamtabflussbeiwert, der damit auch die Initialabstraktion umfasst. Da die Auswertungen der Starkregensimulationen, wie gezeigt, für die Abstraktionszeit hinreichend genaue Angaben erlauben, wird im Folgenden der von den Vorbedingungen weitgehend unabhängige Abflussbeiwert bei Abflusskonstanz oder Sättigungs-Abflussbeiwert Ψ herangezogen.

Für die grobe Abschätzung des Abflussbeiwertes existieren zahlreiche, mehr oder weniger vereinfachende Tabellen verschiedener Autoren. In jüngster Zeit stehen wesentlich

detailliertere Angaben zur Einschätzung des Oberflächenabflusses zur Verfügung z.B. Rickli und Forster (1997), Löhmannsröben et al. (2000). Der Arbeit von Markart et al. (2003), einer Geländeanleitung für den Praktiker, liegen annähernd 700 Berechnungsexperimente des Bundesamtes und Forschungszentrums für Wald und des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft zugrunde. Für die praktische Umsetzung des Abflussbeiwertkonzeptes hat es sich als vorteilhaft erwiesen, nicht einen exakten Wert anzuschätzen, sondern verschiedenen Boden/Vegetationseinheiten Abflussbeiwert-Klassen zuzuordnen. Tabelle 1 zeigt die Abflussbeiwert - Klassifizierung, wie sie in der Geländeanleitung von Markart et al. (2003) dargestellt wird und in dieser Form zur Abflussbeiwert - Kartierung Verwendung findet (z.B. Angerer et al. 2000, Markart et al. 1999, 2000).

Tab. 1: Abflussbeiwertklassen (AKL), Klassengrenzen des Abflussbeiwertes als Absolutwert (AK[abs.]) bzw. in Prozent des Niederschlages (AK[%])

Tab. 1: Runoff coefficient classes (AKL), class-limits of the runoff coefficient as absolute value (AK[abs.]) and as percentage of the precipitation (AK[%])

AKL	AK _[abs.]	AK _[abs.] Rechenwert	AK[%]
0	0	0,001	0
1	> 0 – 0,10	0,050	> 0 – 10
2	> 0,10 – 0,30	0,200	> 10 – 30
3	> 0,30 – 0,50	0,400	> 30 – 50
4	> 0,50 – 0,75	0,625	> 50 – 75
5	> 0,75 – < 1	0,875	> 75 – < 100
6	1	1,000	100

Bei einer Sensitivitätsanalyse des Laufzeitverfahrens gegenüber dem Abflussbeiwert konnte festgestellt werden, dass eine Abweichung des Abflussbeiwertes innerhalb der Klassengrenze um 10 Prozent eine Änderung im Hochwasser von ± 14 Prozent bewirkt. Weicht der Abflussbeiwert jedoch um eine ganze Klasse ab, so variieren die Ergebnisse um etwa ± 50 Prozent (Stepanek et al., 2002).

Oberflächenfließgeschwindigkeit und Oberflächenrauigkeit

„Des Weiteren ist ein Abflusskoeffizient eingeführt worden, der die Abflusseigenschaften der Bodenoberfläche charakterisiert etwa im Sinne des k-Wertes in der Stricklergleichung beim Gerinneabfluss.“ Mit diesen Worten beschreibt Zeller (1974) einen Parameter in seinem Laufzeitverfahren den er Wasserabfluss-Koeffizient c nennt. Er wirkt der Hagneigung und der Fließtiefe (in Form des Effektivniederschlags $C \cdot i_T$), welche die Abflussgeschwindigkeit an der Bodenoberfläche erhöhen, entgegen. Wie angemerkt ist dieser Koeffizient ein Analogon zum Energieverlustkoeffizienten (=Rauigkeitsbeiwert) nach Strickler, im Gegensatz zu diesem jedoch dimensionslos. Abbildung 3 zeigt den Zusammenhang zwischen diesen beiden Rauigkeitsfaktoren bzw. dem zu k reziproken Manning-Koeffizienten n. Bei einer Klassifizierung des Abflusskoeffizienten c fällt auf, dass sich der Rauigkeitsbeiwert k zu etwa 90 Prozent in der glättesten Klasse RKL1 erstreckt. Dies ist nicht verwunderlich, da die Koeffizienten k_{ST} , bzw. n aus Fließformeln für die Strömung in offenen Gerinnen stammen und für solche offenen Gerinne kaum Rauigkeitswerte kleiner 10 angegeben werden. Nach Zeller (1974) liegt für steile, stark unebene und extrem raue Gerinne, wie sie unsere Wildbäche darstellen, der k-Bereich etwa zwischen 5 und 20 $m^{1/3}/s$. Für den gerinnelosen Abfluss findet Petraschek (1973) anhand von Berechnungsversuchen k-Werte mit 4 $m^{1/3}/s$.

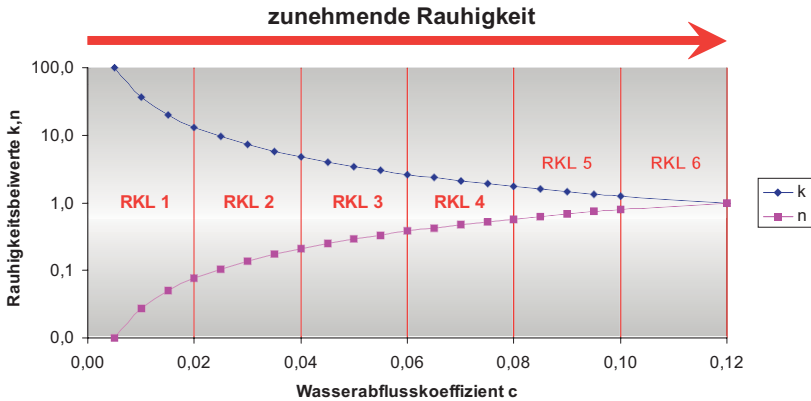


Abb 3: Zusammenhang zwischen Wasserabflusskoeffizienten c und Energieverlustkoeffizienten k bzw. $n=1/k$.

Fig 3: Correlation between water runoff coefficient c and energy loss coefficient k respectively $n=1/k$

Der Stricklerbeiwert eignet sich auf Grund seiner Skalierung also nur bedingt für die Anwendung auf den Oberflächenabfluss. Für den zumeist im englischsprachigen Raum angewandten Manning-Koeffizienten n findet man häufig auch tabellarische Auflistungen, die sich auch auf den Oberflächenabfluss als „sheet flow“ beziehen (u.a. Chow 1959, Arcement 1984, Engman 1986, Thomsen 1991, Weltz 1992).

Tab. 2: Beispiele für Manning's Rauigkeitskoeffizienten für den flächigen Abfluss.

Tab. 2: Manning's Roughness Coefficients for Sheet Flow

MANNING'S RAUHIGKEITSKOEFFIZIENT FÜR DEN FLÄCHIGEN ABFLUSS		
OBERFLÄCHENBESCHREIBUNG	n	k
Glatte Oberflächen (Beton, Asphalt, Schotter, Barflächen)	0.011	90
Brache (Deckungsgrad 0%)	0.050	20
Kulturflächen: Deckungsgrad < 20%	0.060	17
Deckungsgrad > 20%	0.170	5,8
Rasenstandorte: Kurzgrasprairie	0.150	6,7
Dichte Rasen	0.240	4,2
Bermudagrass	0.410	2,4
Natürliches Weideland	0.130	7,7
Waldstandorte: Lichter Unterwuchs	0.400	2,5
Dichter Unterwuchs	0.800	1,3

Quelle: CHOW (1959) in <http://harris.centreconnect.org/Table%20A-1.htm>

Solche Tabellenwerke geben jedoch meist nur einen sehr groben Überblick über mögliche Rauigkeiten und sind daher nur bedingt auf den alpenländischen Bereich anwendbar (vgl. Tab.2). Was Rouve (Hrg., 1987) über den naturnahen Gewässerbau ausdrückt hat ebenso für den Oberflächenabfluss Gültigkeit: „Nur mit großen Unsicherheiten können die in der Natur vorliegenden Rauheiten quantifiziert werden“.

Zur Verringerung dieser Unsicherheiten wurden am Institut für Lawinen- und Wildbachforschung des Bundesamtes und Forschungszentrums für Wald (BFW) mittels Salz- und Farb-Tracer-Experimenten während Starkregensimulationen Fließgeschwindigkeiten an der Bodenoberfläche gemessen (Kohl et al. 2003). Diese gemessenen Geschwindigkeiten

wurden unter Verwendung der Fließlänge und der Anlaufzeit t_{OB} des Hydrographen aus dem Beregnungsexperiment nachgerechnet und zeigten eine sehr gute Übereinstimmung. Nachdem diese aus Regensimulationen abgeleitete Anlaufzeit t_{OB} mit der Fließlänge plausible Fließgeschwindigkeiten ergibt, war es möglich die annähernd 200 Niederschlagsimulationen (128 Standorte) des Institutes für Lawinen- und Wildbachforschung (BFW) nachzurechnen und über die Fließformel nach Izzard den Wasserabflusskoeffizienten c zu überprüfen.

Daraus resultiert eine neue Einteilung für den Wasserabflusskoeffizienten c . Eine Anleitung für die praktische Abschätzung der Oberflächenrauheit im Gelände findet sich bei Markart et al. (2003; 2004 hoc loco).

Unter Umformung der Izzard-Gleichung (Zeller 1974) (1) lässt sich aus der Rauheit c wiederum mit der Fließlänge an der Oberfläche L_{OB} [m], der Fließzeit an der Oberfläche t_{OB} [s], der Neigung J [-] und dem Effektivniederschlag (Produkt aus Spitzenabflussbeiwert Ψ [-] und Niederschlagsintensität i_T [mm/s]) die Geschwindigkeit v [m/s] des Abflusses berechnen.

$$v = \frac{L_{OB}}{t_{OB}} = \frac{L_{OB}^{\frac{2}{3}} \cdot J^{\frac{1}{3}} \cdot (\Psi \cdot i_T)^{\frac{2}{3}}}{527 \cdot c} \quad (1)$$

Trapezförmige Abflussganglinien

Starkregensimulationen mittels Großregenanlagen ($> 40 \text{ m}^2$) bilden auf einem kleinen Geländeausschnitt den Oberflächenabflussprozess wieder, welcher sich aus einer Summe vieler Einzelprozesse: Interzeption, Muldenspeicher, Transpiration und Evaporation der Vegetation, Infiltration, Fließprozess an der Oberfläche etc. zusammensetzt (Abb.1).

Bei solchen Experimenten müssen einige Randbedingungen vorgegeben werden:

- Blockförmige Niederschlagsverteilung, homogene Überregnung, Niederschlagsdauer länger als die Konzentrationszeit
- Möglichst homogene Fläche hinsichtlich der am Prozess beteiligten Prozesse, d.h. homogene Vegetations- / Bodeneinheiten konstanter Neigung und Exposition.
- Definierte rechteckige Fläche (z.B. $5 \times 20 \text{ m}$).

Unter diesen Voraussetzungen führen die angesprochenen physikalischen Prozesse zur Bildung einer annähernd trapezförmigen Ganglinie, unabhängig von Intensität und Flächengröße, sofern die Niederschlagsdauer die Anlaufzeit t_{OB} übersteigt.

Das Auftreten solcher Randbedingungen in natura ist jedoch äußerst unwahrscheinlich:

- Blockniederschläge spiegeln kaum Witterungsverläufe bei Starkregen wieder, und die homogene Überregnung wird mit der Größe der Fläche immer unwahrscheinlicher. Dennoch werden für Bemessungsfragen häufig Blockregen homogener Überregnung eingesetzt, in Ermangelung besserer Daten, welche Niederschlagsform mit welcher Verteilung zu einem Bemessungsereignis führt. Das modifizierte Laufzeitverfahren ermöglicht auch die Eingabe von nicht blockförmigen Niederschlägen zur Nachbildung unterschiedlicher Szenarien. In eingeschränkter Weise, abhängig vom Gliederungsgrad der Teileinzugsgebiete, kann auch die Flächenverteilung des Niederschlags, räumlich wie zeitlich, variabel angesetzt werden. Derartige Variationen führen natürlich auch in den Teileinzugsgebieten zu Ganglinien die von der Trapezform abweichen.
- Homogenflächen bezüglich der Abflussbildung haben selbstverständlich in unseren Wildbacheinzugsgebieten meist nur eine beschränkte Flächenausdehnung in der Größenordnung vielleicht einiger Hundert Quadratmeter. Die für die Abflussbildung relevanten Parameter Abflussbeiwert und Oberflächenrauigkeit modifizieren die

Trapezform eines Blockregens, umso mehr, je größer der Inhomogenitätsgrad der betrachteten Fläche ist. Bei der Teileinzugsgebietsgliederung muss daher ein Hauptaugenmerk auf die Unterteilung in Homogenbereiche gelegt werden.

- Auch die Form der Teileinzugsgebiete prägt die Ausbildung der Abflussganglinie.

IMPLEMENTIERUNG DER ABGELEITETEN PARAMETER IN EIN NIEDERSCHLAGS-/ABFLUSSMODELL

Initialabstraktion und Abstraktionszeit

Auf einer gegebenen Fläche mit einem zugeordneten Abflussbeiwert ist die Initialabstraktion den oben genannten Erkenntnissen zufolge von den Vorbedingungen abhängig und somit als Maß für den Systemzustand im Zuge von Szenarienbetrachtungen innerhalb der in Abb. 2 dargestellten Schwankungsbereiche variierbar. Die erhobenen Mittelwerte können für den praktischen Gebrauch als verhältnismäßig plausibel hinsichtlich eines realistischen Worst-Case - Ereignisses betrachtet werden. Im Bereich links von der Kurve liegen Zeiten, die bei der Ermittlung von Bemessungsgrößen als unrealistisch, weil in natura kaum anzutreffendes, „Worst-Case“ Szenario vernachlässigt werden können. Wie oben ausgeführt, ist der Ursprung solch kurzer Zeiten in der Kombination von ungünstigsten Randbedingungen zu sehen und dementsprechend nur bei der Nachrechnung von tatsächlich stattgefundenen Ereignissen oder bei entsprechender Verbesserung anderer Parameter im Zuge von Szenarienbetrachtungen als Maß für den Systemzustand zulässig. Die im Bereich rechts von der Kurve liegenden Zeiten stellen demgegenüber „Better Case“-Szenarien dar.

Die Abstraktionszeit wird in der Berechnung der Gesamtlaufzeit t_{tot} für jedes möglichst homogene Teileinzugsgebiet in Abhängigkeit dessen Abflussbeiwertes (Gleichung 2) vor der Oberflächenlaufzeit t_{OB} und der Gerinnelaufzeit t_{G} eingefügt:

$$t_A = 13,65 * \Psi^2 - 34,72 * \Psi + 26,74 \quad (2)$$

$$t_{\text{tot}} = t_A + t_{\text{OB}} + t_{\text{G}} \quad (3)$$

Für Szenarienbetrachtungen können die in Abb. 2 gezeigten entsprechenden Beziehungen herangezogen werden.

Abflussbeiwert

Zur Bestimmung der Hochwasserganglinie nach dem Laufzeitverfahren wird wie beschrieben das Einzugsgebiet in Teileinzugsgebiete und diese in Parzellen unterteilt. Solche Parzellen stellen Bereiche ähnlicher Abflussdisposition dar. Für die Teileinzugsgebiete ist ein flächengewichteter mittlerer Sättigungsabflusskoeffizient zu ermitteln (Tab. 3). Hierfür kann zur numerischen Umsetzung mit dem Mittelwert der Abflussbeiwertklasse des dominanten Boden/Vegetationskomplexes (Gewicht m) bzw. bei größerer praktischer Erfahrung zusätzlich mit den Unter- bzw. Obergrenzen der Klassen operiert werden. Über die Niederschlagsdauer und die Abstraktionszeit wird der an sich als Konstante angegebene Abflussbeiwert dynamisch. Der flächengewichtete mittlere Abflusskoeffizient Ψ_m wird erst konstant nachdem die Regendauer die Abstraktionszeit jener Parzellen der niedrigsten Abflussbeiwertklasse übersteigt.

Die Bearbeitung von Abflussbeiwertkarten mit Hilfe von Geographischen Informationssystemen (GIS) erleichtert die Berechnung flächengewichteter Mittelwerte, deren Qualität bleibt jedoch stets von der richtigen Zuordnung der Abflussbeiwerte zu den jeweils beitragenden Flächen abhängig.

Tab. 3: Flächengewichteter mittlerer Abflusskoeffizient Cm.**Tab. 3:** Manning's Roughness Coefficients for Sheet Flow

AKL	0	1	2	3	4	5	6			
Ψ [%]	0	0-10	10-30	30-50	50-75	75-100	100			
Gewicht m	0,01	5	20	40	62,5	87,5	100			
Abstraktionszeit		24	21	17	12	6	4			
		<i>Flächenanteil an der jeweiligen Abflussklasse AKL [ha]</i>							Σ	Cm
Teileinzugsgebiet		8,15		0,39	1,15	1,76		11,4	0,25	

Die Bewertung von Boden-/Vegetationskomplexen bzw. homogener Parzellen hinsichtlich des Abflussbeiwerts ist in der bereits erwähnten Geländeanleitung von Markart et al. (2003; 2004 hoc loco) beschrieben.

Bei richtiger Verwendung der Erkenntnisse und einiger praktischer Erfahrung sollte der Fehler bei der Abflusskoeffizient - Schätzung innerhalb der Klassenbereiche (< 10%) liegen.

Oberflächenfließgeschwindigkeit und Oberflächenrauigkeit

Ähnlich der Geländeanleitung zur Abflussbeiwertschätzung wird auch bei der Anleitung zur Rauigkeitsanschätzung zum Einstieg von einer sehr groben Einteilung nach dem Vegetationstyp ausgegangen. Die Rauigkeitsklassifizierung richtet sich anschließend nach Art und Qualität des Bewuchses. Der Wasserabfluss-Koeffizient, also die Rauheit, wird vereinfachend für die Dauer eines Niederschlagsereignisses als konstant angesehen. Sich während des Ereignisses ändernde Widerstände, z.B. verringerte Rauigkeit durch Hagelschlagwirkung, werden in der Rauigkeitsklassifizierung nur zum Teil berücksichtigt. Flächen mit einem sehr geringen Deckungsgrad der Vegetation können durch Dichtschlammung, Stichwort „Aggregatzerschlagung“, an Rauheit verlieren. Dem wird Rechnung getragen, indem solche Flächen im besten Fall der Klasse 2 zugeordnet werden. Eine kurzfristig auftretende höhere Rauigkeit wird vernachlässigt. Je nach Aspekt können sich jedoch auch saisonal Unterschiede in der Rauigkeit der Pflanzendecke ergeben. Als Beispiel sei eine Mähwiese angeführt, die unmittelbar nach der Schneeschmelze ziemlich glatt ist, bis zur Mahd eine deutlich ansteigende Rauigkeit zeigt, bei anschließender Beweidung jedoch wiederum glatter einzustufen wäre. Im Sinne eines realistischen Worst-Case Szenarios muss also auch bei der Rauigkeitseinstufung eine solche mögliche saisonale Veränderung berücksichtigt werden.

Die numerische Umsetzung im modifizierten Laufzeitverfahren erfolgt gleich der Abflussbeiwertberechnung als flächengewichteter mittlerer Rauigkeitskoeffizient für jedes Teileinzugsgebiet. Für die Bearbeitung der Rauigkeit mit Hilfe von Geographischen Informationssystemen (GIS) gilt dasselbe wie für Abflussbeiwerte, GIS erleichtert die Berechnung flächengewichteter Mittelwerte, deren Qualität bleibt jedoch stets von der richtigen Zuordnung zu den jeweils beitragenden Flächen abhängig.

MODIFIZIERUNGEN

Eliminierung der ersten Iterationsschleife

Die wesentlichste Modifikation des ursprünglichen Laufzeitverfahrens beruht auf Erkenntnissen aus der Praxis. Stepanek et al. (2002) zeigen, dass die Annahme nicht generell

zutritt, dass jenes Teileinzugsgebiet, das der Fließzeit nach am entferntesten liegt, die Konzentrationszeit und damit die maßgebliche Regendauer bestimmt.

In manchen Fällen ist es jedenfalls falsch davon auszugehen, dass der Abflussgrenzwert (HQ_{\max}) erst dann auftritt, wenn die Regendauer lange genug anhält, bis der am weitesten entfernte Geländepunkt zum Abflussgeschehen beiträgt.

„Das ist bei weitem kein Naturgesetz. Es mag in vielen Fällen stimmen, aber in sehr vielen Fällen trifft es nicht zu.“ (Kirnbauer 2002).

Niederschläge kurzer Dauer können aus Teileinzugsgebieten Abflussspitzen liefern, die sich nicht mit den Abflussganglinien aus anderen Teileinzugsgebieten überlagern müssen. Mit anderen Worten können Teileinzugsgebiete erst verspätet ansprechen, wenn ein für die Spitze maßgeblicher Teil die Messstelle bereits passiert hat. Derartiges kann auch auf Kleineinzugsgebiete zutreffen.

Da jedoch bei gleicher Auftretenswahrscheinlichkeit Niederschläge mit zunehmender Dauer deutlich niedrigere Intensitäten aufweisen, wird in den Fällen, in welchen die kritische Dauerstufe kleiner als die Konzentrationszeit angesetzt werden müsste, das HQ_{\max} unterschätzt.

Als Modifikation müssen deshalb Konzentrationszeit und maßgebliche Regendauer getrennt und unabhängig von einander betrachtet werden.

Im modifizierten Laufzeitverfahren werden schrittweise ansteigend für jede Dauerstufe die jeweils zugehörige Abflussganglinie mit Anlauf-, Konzentrations- und Nachlaufzeit sowie die entsprechende Abflussspitze ermittelt. Aus dieser Vielzahl von Abflussganglinien ist jene mit dem höchsten HQ als HQ_{\max} anzusehen. Die entsprechende kritische Regendauer legt sich damit von selbst fest und ist als Funktion der Einzugsgebietscharakteristik zu sehen. Sie kann jedenfalls von der Laufzeit des Hochwasserscheitels des entferntesten Teileinzugsgebietes deutlich abweichen.

Abbildung von Niederschlagsganglinien

Der Niederschlag als Eingangsparameter kann entweder, wie im Original nach Zeller in Form von Niederschlagsfrequenz - Analysen (Messdaten oder Modelldaten z.B. Lorenz-Skoda-Modell, Lorenz et al. 2000) oder in Form einer Niederschlagsganglinie angegeben werden. Diese Modifikation erlaubt die Nachbildung von Niederschlagsereignissen und den daraus resultierenden Abflussganglinien. Die Abflussberechnung wird hierfür in Zeitschritte der Größenordnung des Niederschlagsintervalls diskretisiert.

In eingeschränkter Weise, abhängig vom Gliederungsgrad der Teileinzugsgebiete, kann auch die Flächenverteilung des Niederschlags, räumlich wie zeitlich variabel angesetzt werden.

Gerinnedämpfung, Speicher und Retention

In manchen Wildbacheinzugsgebieten können Schuttfächer bzw. Schuttkörper in Gerinneläufen Wasser aufnehmen und ähnlich einer Retention verzögert wieder abgeben. Vernachlässigt man die Wirkung solcher Gerinneschuttkörper kann der Spitzenabfluss speziell in kalkalpinen Einzugsgebieten stark überschätzt werden. Zur Berücksichtigung derartiger Spezialfälle kann ein definiertes „Dämpfungsvolumen“ für jeden Gerinneabschnitt als Minderungsgröße eingesetzt werden.

Ähnlich dieser Gerinnedämpfung können für jedes Teileinzugsgebiet Abflussreduktionen in Form von Speicher- oder Retentionsmaßnahmen simuliert werden. Ihre Auswirkung bezieht sich jedoch ausschließlich auf das betroffene Teileinzugsgebiet.

UMSETZUNG FÜR DIE PRAXIS

Auf der Basis von ca. 700 mittels Großregenanlagen durchgeführten Starkregensimulationen wurde von den Autoren das Laufzeitverfahren von Zeller zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen modifiziert. Unter dem Titel ZEMOKOST (Zeller modifiziert von Kohl und Stepanek) ermöglicht dieses MS Excel Programm die nachvollziehbare Berechnung plausibler Spitzenabflüsse.

Die Gerinnelaufzeit basiert im modifizierten Laufzeitverfahren noch auf dem Strickler-Ansatz und macht eine Iterationsschleife zur Anpassung des hydraulischen Radius notwendig. Die Anwendung des Stricklerbeiwertes erfordert viel Erfahrung mit tatsächlich auftretenden Fließgeschwindigkeiten. Eine Verknüpfung mit einem besser auf alpine Verhältnisse abgestimmtem Ansatz (z.B. Ruf 1989) ist sinnvoll und wird geprüft.

An der Anbindung eines Moduls, in dem die Schneeschmelze Berücksichtigung findet, wird gearbeitet.

Das modifizierte Laufzeitverfahren ZEMOKOST richtet sich an den Praktiker. Die Verwendung von geographischen Informationssystemen (GIS) erleichtert einige Arbeitsschritte, die Anwendung ist jedoch grundsätzlich von GIS unabhängig.

Aufgrund der vielfältigen Möglichkeiten der Plausibilisierung (z.B. Plausibilisierung der Konzentrationszeit über die Fließgeschwindigkeiten) ist die Erfahrung des Praktikers voll umsetzbar. Daraus ergibt sich eine besonders gute Verwertbarkeit einer detaillierten Gebietskenntnis.

Durch die Ausschaltung einer im ursprünglichen Laufzeitverfahren notwendigen Iterationsschleife ergeben sich einerseits eine erhebliche Vereinfachung des Rechenganges und andererseits eine geringere Fehleranfälligkeit bei der Bewertung der hydrologischen Relevanz von Teileinzugsgebieten.

Für die Ermittlung von Bemessungshochwässern verfügt der Praktiker somit über ein sich an den tatsächlich stattfindenden Prozessen orientierendes Instrument, das unter nachvollziehbarer Parameterwahl zu verlässlichen Ergebnissen führt.

ZEMOKOST erlaubt auf einfachem Weg die Variation von Parameterkombinationen. Dadurch wird die Abbildung von Szenarien (Niederschlag, Systemzustand, Bewirtschaftungsänderungen, Maßnahmen) übersichtlich und effizient.

Die Nachrechnung tatsächlich abgelaufener Ereignisse wird durch die Möglichkeit der Verwendung nach Zeitschritten diskretisierter Niederschlagsganglinien an der Stelle von Blockniederschlägen verbessert.

LITERATUR

- Angerer, H., Hübl J., Kohl B., Markart G., Pichler A., Poscher G. und Sönsler Th. (2000): „Multidisziplinäre Prozeßanalyse in einem Wildbacheinzugsgebiet am Beispiel des Wartschenbaches in Osttirol.“ Intern. Symposium Interpraevent 2000 – Villach/Österreich. Tagungspublikation. 3, pp. 3-17.
- Arcement, J.Jr., Schneider V.R. (1984): “Guide for selecting Manning’s roughness coefficients for natural channels and flood plains.” Springfield (VA): U.S. Department of Transportation and the National technical Information Service. 62 p.
- Chow, V.T. (1959): “Open-channel hydraulics.” McGraw-Hill, New York. 680 p.
- Engman, E.T. (1986): “Roughness coefficients for Routing Surface Runoff.” Journal of Irrigation and Drainage Engineering. ASCE 112 (1), 39-53.
- Gottschalk, L. and Weingartner R. (1998): “Distribution of peak flow derived from a distribution of rainfall volume and runoff coefficient, and a unit hydrograph.” Journal of Hydrology, 208, pp. 148-162.

- Kirnbauer, R. (2002): Schriftliche Mitteilung.
- Kohl, B. und Markart G. (2003): "Surface roughness and its influence on overland flow." Proceedings: International workshop on Mountain Hydrology, April 2-4, 2003, Einsiedeln, Switzerland, S. 13.
- Kuichling, E. (1889). "The Relation between Rainfall and the Discharge in Sewers in Populous Districts." Trans. ASCE No 20.
- Löhmannsröben, R., Altfeld O., Bunza G., Eidt M., Fischer A., Jürging P., Schauer Th. und Ziegler R. (2000): „Geländeanleitung zur Abschätzung des Abfluss- und Abtragungsgeschehens in Wildbacheinzugsgebieten.“ Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, Materialien Nr. 87.
- Lorenz, P. und Skoda G. (2000): „Bemessungsniederschläge kurzer Dauerstufen (D = 12 Stunden) mit inadäquaten Daten.“ Mitt. Hydr. Dienst in Österr., Nr.80, 1.
- Markart G., Kohl B., Poscher G., Wanker W. and Schnetzer I. (1999): "Assessment of Runoff Characteristics in a Torrent Catchment Area." Proceedings of the XXVIII IAHR Congress, 22.
- Markart, G., Kohl B., Schauer Th., Sortier B. und Bunza G. (2004): „Eine einfache Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflusses bei Starkregen.“ Interpraevent 2004, Riva, eingereicht.
- Markart, G., Pirkel H., Kohl B. and Sortier B. (2000): "From point data and cartography to the analysis of runoff and mass-movement processes in torrent catchment areas." In: Proceedings of the Workshop on Advanced techniques for the Assessment of Natural Hazards in Mountain Areas. 5-7 June 2000, Igls, Austria. 72-73.
- Markart, G., Sortier B., Schauer Th. und Kohl B. (2003): „Provisorische Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflusses auf alpinen Boden-/Vegetationseinheiten bei Starkregen.“ Version 1.0, Bericht des BFW, Bundesamt und Forschungszentrum für Wald, Wien, in Vorbereitung.
- Petraschek, A. (1978): „Die Berechnung des Oberflächenabflusses von Flächenelementen.“ Österr. Wasserwirtschaft, Jg. 30, H.3/4, S. 65-72.
- Rickli, Ch. und Forster, F. (1997): „Einfluß verschiedener Standortseigenschaften auf die Schätzung von Hochwasserabflüssen in kleinen Einzugsgebieten.“, Schweizerische Zeitung für das Forstwesen, 148, 5, S. 367-385.
- Rouvé, G. (Hrsg.) (1987): „Hydraulische Probleme beim naturnahen Gewässerbau.“ Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG), Weinheim. 267 S.
- Ruf, G. (1989): "How to replace the Manning (Strickler) Formula in steep and rough torrents?" FBVA-Berichte 36/1989, Forstliche Bundesversuchsanstalt Wien, S. 99-106.
- Stepanek L., Kohl B., Markart G. (2002): „Erfahrungen in der praktischen Anwendung der Laufzeitmethode nach Zeller.“ Wildbach- und Lawinenverbau, Villach, 65 (146): 121-135.
- Thomsen, B.W., Hjalmarnson H.W. (1991): "Estimated Manning's roughness coefficients for stream channels and flood plains in Maricopa County, Arizona." Phoenix, Arizona: Flood Control District of Maricopa County.
- Weltz, M.A., Awadis A.B., Lane L.J. (1992): "Hydraulic roughness coefficients for native rangelands." Journal of Irrigation and Drainage Engineering. ASCE 118 (5), 776-790.
- Wischmeier, W.H. (1959): "A rainfall erosion index for a universal soil-loss equation." Proc. Soil. Soc. Am. 23, S. 246 - 249.
- Zeller, J. (1974): „Starkniederschläge und ihr Einfluß auf Hochwasserereignisse.“ Bericht d. Eidg. Anstalt für das Forstliche Versuchswesen, Birmensdorf, Nr. 126.