

Hochwässer in vergletscherten alpinen Einzugsgebieten

Ludwig N. Braun Markus Weber

Zusammenfassung

Hochwasserkatastrophen in vergletscherten Regionen der Alpen bringt man klassischerweise mit dem plötzliche Entleeren von eisgestauten Seen in Verbindung. In Zeiten des Gletscherschwundes und dem Anstieg der klimatischen Schneegrenze sind die Ursachen jedoch mehr in der Überlagerung von Schmelzwasserwellen und schnellem Abfluss von Niederschlag begründet. Charakteristisch ist im Gebirge, dass aufgrund der hohen Reliefenergie relativ geringe Wassermengen in den Tälern große Schäden anrichten können. Dieser Beitrag beleuchtet anhand von Beispielen die Faktoren, welche ursächlich durch Verkettung zu einem Hochwasserereignis führen können: hohe Lage der Null-Grad-Grenze, Starkniederschläge in der Form von Regen bis in die Kammlagen, hohe Schmelzwasserproduktion durch eine große Ausdehnung des Ablationsgebietes, und verminderte Speicherfähigkeit der Gletscheroberfläche durch den Verlust der Altschneedecke oder deren Übersättigung durch Schmelzwasser. Dieser Beitrag diskutiert als Fallbeispiele die Hochwassersituationen vom 23. - 25. August 1987, 4. August 1998 und 21. – 23. August 2005 im Hinteren Ötztal. Es wird gezeigt, dass die Abflussverhältnisse in den Kopfeinzugsgebieten die Ausmaße eines Hochwassers im Unterlauf der großen Alpenflüsse entscheidend mitbestimmen. Sie bilden dadurch oft das sprichwörtliche „Zünglein an der Waage“, ob es in den besiedelten Gebieten zur Katastrophe kommt oder nicht.

1. Einleitung

Mit dem Begriff Hochwasser verbindet der Laie intuitiv die Zerstörung von materiellen Werten durch erhebliche Wassermassen an einem Ort, an dem diese üblicherweise nicht hingehören. Sie können dorthin gelangen, weil die Wasserführung und damit der Pegelstand in einem nahe gelegenen Gerinne einen kritischen Schwellenwert übersteigt. Es handelt sich somit um einen an sich banalen Vorgang, der aber bei näherer Betrachtung aus der komplexen und teilweise auch unglücklichen Verkettung vieler an der Abflussgenese beteiligter Prozesse resultiert. Die Katastrophe ist aber nicht zwangsläufig die Folge der Umstände, die zu einem hohen Wasserstand im Gerinne führen, sondern sie ergibt sich allein aus der Überschreitung der Transportkapazität des Gerinne an einer Stelle, an der das Wasser Schaden anrichten kann. Als Gegenmaßnahme wird im Anschluss an Hochwasserkatastrophen versucht, den kritischen Schwellenwert durch bauliche Maßnahmen am Gerinne oder die Aufgabe von potentiellen Überflutungsflächen zu erhöhen. Meist kann auf diese Weise tatsächlich ein wirksamer Schutz erreicht werden, dieser währt aber nur bis zum nächsten noch intensiveren Ereignis. Kurzfristig verbleibt dagegen nur die Warnung auf der Basis einer Wasserstandsprognose und das rechtzeitige Verlassen der gefährdeten Gebiete.

Die Erstellung einer sicheren Prognose ist jedoch immer noch sehr schwierig, da der Pegelstand der Flüsse nicht allein von den natürlichen Abflussquellen bestimmt wird. Stauseen und –stufen bieten in einem gewissen Rahmen Optionen zur Regulierung, aber Verklauung an Bauwerken wie beispielsweise Brücken verändern die potentielle Wasserführung.

In den Alpen verschärft sich die Problematik des Abflusses, da wegen der Geländeformen sowohl die Transportkapazität der Wasserläufe als auch der für Siedlungen nutzbare Raum stark eingeschränkt werden. Mit zunehmender Steilheit des Geländes steigen zudem die Fließgeschwindigkeit und damit die zerstörerische Gewalt des Wassers. Mit zunehmender Höhenlage wird zwar die Gefahr von Katastrophenereignissen durch Hochwässer wegen der abnehmenden Besiedlungsdichte immer geringer, dafür finden sich in den Kopfeinzugsgebieten während der Sommermonate durch die Schmelze von in Form von Schnee und Eis gespeicherten Niederschlägen zusätzliche Quellen für den Abfluss und damit die Wasserführung der Gebirgsbäche und –Flüsse. Wegen der oben erwähnten hohen Fließgeschwindigkeiten im steilen Gelände werden diese Wassermassen sehr rasch in die Niederungen durchgereicht, so dass den dort an den Flüssen gelegenen größeren Siedlungen und den damit verbundenen Wert unter ungünstigen Umständen Gefahren aus weiter entfernten vergletscherten Kopfeinzugsgebieten drohen.

26. August 2000

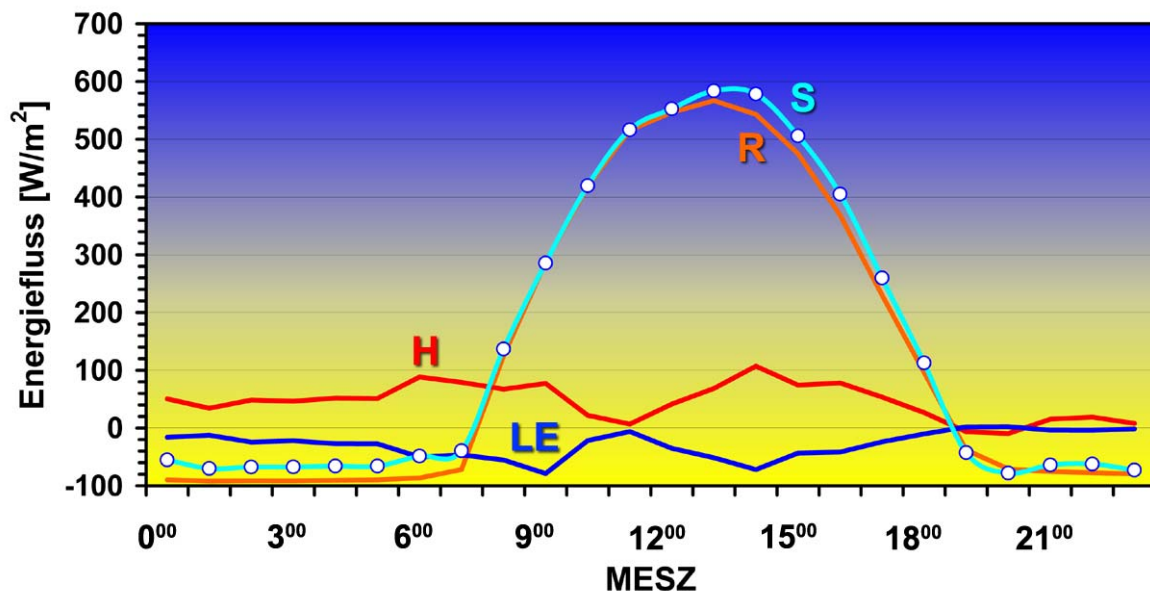


Abb. 1: Stundenmittel der Komponenten der Energieströme an der aperen Eisoberfläche eines Gletschers auf der Basis von Messungen über dem Vernagtferner in 2995 m Höhe. Die zur Schmelze verfügbare Energie S ergibt sich nach der Energiebilanzgleichung als Summe des Gewinns (>0) oder Verlusts (<0) durch die Gesamtstrahlungsbilanz R, den Strom fühlbarer Wärme H und der Verdunstung bzw. Kondensation LE (aus WEBER, 2005).

Im Flachland ergibt sich der Gebietsabfluss aus dem Gebietsniederschlag, abzüglich der Verdunstung und der Speicherung von Wasser im Boden. Letztere ist im Gebirge schwierig zu bestimmen, sie verliert aber mit zunehmender Höhe und dem dort überwiegend felsigen Untergrund an Bedeutung. Dagegen treten Schmelze von Schnee und Gletschereis in der Höhe als zusätzliche potentielle Abflussquelle auf. Die Menge des gebildeten Schmelzwassers ist durch das Angebot an Energie aus der Strahlungsbilanz und der Atmosphäre be-

grenzt (WEBER, 2005). Sie ist somit an Tagen mit hoher Einstrahlung maximal und einem charakteristischem Tagesgang mit einem nächtlichen Minimum und dem Maximum zum Zeitpunkt des Sonnenhöchststandes oder kurz danach unterworfen (Abbildung 1). Durch die Absorption einer Energiemenge von 100 W/m^2 über dem Zeitraum von einer Stunde wird näherungsweise eine Schmelzwassermenge von 1 mm Wasseräquivalent gebildet. Messungen im Hochgebirge (Weber, 2005) zeigen, dass an einem heißen Strahlungstag über einem aperen Gletscher in einer Stunde maximal 5 bis 10 mm Schmelzwasser gebildet werden können, über Schneeflächen dagegen wegen dem besseren Reflexionsvermögen der Oberfläche für kurzweilige Sonnenstrahlung (Albedo) nur etwa 2 bis maximal 5 mm. Summiert über den Tag ergibt letzteres eine Wassersäule von bis zu 50 mm w.e. (mm Wasseräquivalent, entspr. 50 l/m^2) und auf einer aperen Eisfläche sogar von bis zu 100 mm, die dem Abfluss zugeführt werden können. Damit sind die spezifischen Schmelzraten lokal durchaus mit den Niederschlagsmengen vergleichbar, wie sie typischerweise im Zusammenhang mit Starkniederschlägen und Hochwasserereignissen auftreten (siehe auch Abschnitt 3).

Für die dadurch zu erwartende Steigerung des Gebietsabflusses ist jedoch auch der Flächenanteil der Schnee- oder Gletscherfläche im Einzugsgebiet maßgebend, genauer der Anteil der Fläche, auf dem die Schmelze mit maximaler Intensität überhaupt stattfindet. In einem Kopfeinzugsgebiet wie das der Pegelstation Vernagtbach beispielsweise nimmt der Vernagtferner noch ca. 71% der Fläche von 11.4 km^2 ein. Hier ist der Schmelzwasserabfluss im Hochsommer dominierend. Flussabwärts entlang der Ötztaler Ache und des Inn nimmt der Anteil der Gletscherfläche immer mehr ab, bis er bei Innsbruck lediglich noch 5% der Einzugsgebietsfläche von 5800 km^2 beträgt. Dort scheint die Spende aus der Gletscherschmelze oberflächlich betrachtet praktisch vernachlässigbar im Vergleich zu der auf die Gesamtfläche des Einzugsgebietes potentiell niedergehenden Niederschlagsmenge. Jedoch überdecken auch intensive Niederschlagsgebiete nur selten ein Einzugsgebiet dieser Größenordnung flächendeckend.

Tatsächlich ist es bislang noch nicht gelungen, den Anteil des Gletscherwassers an der Wasserführung in einem alpinen Fluss wie dem Inn mit einem entsprechend großen Einzugsgebiet für ein Hochwasserereignis zu quantifizieren. Eine entsprechende Analyse wäre nur modelltheoretisch möglich. Sie könnte z.B. mit dem sich gegenwärtig in der Entwicklung befindlichen interdisziplinären Modell GLOWA-Danube durchgeführt werden, welches das Einzugsgebiet der oberen Donau bis Passau abdeckt. Es müssen dabei sowohl der Gebietsniederschlag und die Schnee- bzw. Gletscherschmelze berechnet, als auch sämtliche Prozesse der Abflussvorgänge im Gerinne nachgebildet werden. Bislang konnte ein derartiges Projekt noch nicht realisiert werden, es ist aber für die nähere Zukunft in Planung.

Abschätzungen und Beobachtungen lassen die These zu, dass der sommerliche Anteil des Schmelzwassers von Gletschern und Schneefeldern aus den Kopfeinzugsgebieten sehr viel bedeutsamer ist, als es die Flächenanteile vermuten lässt. Auch ergiebige Niederschlagsfelder auf der Grundlage großräumiger Hebungsprozesse überdecken selten ein grosses Einzugsgebiet. Außerdem sind für die pluviale Abflussgenese der Ganglinie längere oder zumindest verschiedene Zeitkonstanten bedeutsam als für den raschen Abfluss aus vergletscherten Gebieten. Dieser dürfte weitgehend unmittelbar dem Gerinne zugeführt und daher kaum temporär zwischengespeichert werden. Folglich sind unter ungünstigen Bedingungen

auch flussabwärts in den Niederungen der großen Alpentäler Superpositionseffekte zwischen der Abflusswelle durch den Niederschlag und Schmelzwasser möglich, welche zu einer überdurchschnittlich hohen Wasserführung führen könnten.

Mit Ausnahme spezieller Ereignisse wie etwa Ausbrüche von Stauseen oder eisgestauten Seen (HERGET 2003, HAEBERLI et al. 2001) gehen Hochwasserereignissen immer mehr oder weniger großräumige intensive Regenfälle voraus. Diese sind letztlich die Ursache für die hohe Wasserführung. In den hochgelegenen Kopfeinzugsgebieten können aber noch weitere Einflüsse die Intensität des Hochwassers beeinflussen. Hier werden diese Vorgänge auch anhand von Messreihen sichtbar. Die wesentlichen Einflüsse, die in der Verkettung zu einem Hochwasserereignis in einem vergletscherten Gebiet führen können, wurden ausführlich in BRAUN & WEBER (2002) diskutiert.

2. Relevante Faktoren bei der Abflussbildung im vergletscherten Hochgebirge

Das Hochgebirge beeinflusst die meteorologischen Vorgänge indem es als Strömungshindernis die Luftmassen im Luv großräumig anhebt und im Lee absinken lässt. Weiterhin ist Strahlungsabsorption durch die heterogene Oberfläche, sowie der Neigung und Exposition des Gebirges lokal die sehr variabel, wodurch die kleinräumige Luftzirkulation angefacht und konvektive Hebungsprozesse verstärkt werden. Dadurch kommt es im Gebirge gegenüber dem Flachland zu einer statistischen Zunahme der Menge und der Intensität des Niederschlages.

Da die Temperatur der Luft generell mit der Höhe abnimmt und der Niederschlag oberhalb der Nullgradgrenze in fester Form fällt, wird er als Schneedecke temporär zwischengespeichert und kommt dadurch nicht mehr unmittelbar zum Abfluss, was eine Art Selbstsicherungsmechanismus vor Hochwasser darstellt (STEINACKER 1988, 2005). Überwiegt die Schneeakkumulation gegenüber der Ablation, werden über längere Zeit Gletscher gebildet, welche das Niederschlagswasser langfristig binden und vorwiegend während Strahlungswetter, d.h. niederschlagsarmen Wetterlagen, wieder ins Gewässernetz abgeben. Dadurch wirken Gletscher generell ausgleichend auf die Wasserführung der Flüsse.

Der mit der allgemein beobachteten Klimaerwärmung verbundene Anstieg der Nullgradgrenze reduziert sich jedoch diesen natürlichen Schutzmechanismus zur Pufferung extremer Niederschlagsereignisse. Während des Sommerhalbjahres nehmen zudem die Schmelzmengen von Gletschern nach dem Wegschmelzen der Winterschneedecke in der Regel zu, weil die dunklere Eisoberfläche mehr Strahlung absorbieren kann und die schneefreie Zone immer größere Flächen einnimmt. Folgen sich Schwundjahre hintereinander wie dies in den vergangenen 25 Jahren zu beobachten war, verlieren die Gletscher zudem die im Akkumulationsgebiet der Gletscher liegenden Firnkörper, und dadurch wird dieser Zwischenspeicher für Schmelz- und Regenwasser zunehmend unwirksam. Zudem wird im Verlaufe des Sommers bei hohen Schmelzraten das Abflusssystem der Gletscher hoch effizient, welches Abflusszeiten zusätzlich verringert und zur Verschärfung von Hochwassergefährdung beiträgt (BRAUN & WEBER, 2002 und 2003).

Damit es in vergletscherten Kopfeinzugsgebieten zu einer extremen Hochwassersituation kommt, bedarf es des unglücklichen Zusammentreffens mehrerer Faktoren, wie z.B.:

- eine nur dünne oder stark wassergesättigte Schneedecke.

- hohe Eisschmelzraten und stark reduzierte Speicherfähigkeit der Gletscher,
- Lage der Nullgradgrenze oberhalb des Kammniveaus,
- ergiebige Niederschläge im gesamten Einzugsgebiet.

Anhand von 3 Fallbeispielen im hinteren Einzugsgebiet der Ötzaler Ache wird demonstriert, unter welchen Randbedingungen ein überregional wirksames Hochwasser bei geeigneter Disposition der Gletscher und der Superposition einer Schmelzwasserwelle und der Welle durch den Abfluss des flüssigen Niederschlags hervorgerufen werden kann bzw. wann die Bedeutung der Kopfeinzugsgebiete von untergeordneter Bedeutung sind.

3. Fallbeispiele von Extremabflüssen im Zusammenhang mit Gletschern

Die stark vergletscherten Täler nördlich des Alpenhauptkamms und die Region der nördlichen Kalkalpen sind relativ häufig Schauplatz von Hochwasserereignissen, die gelegentlich auch zu katastrophalen Schäden führten. Nachfolgend werden chronologisch drei derartige Entwicklungen betrachtet und der Ablauf im Einzugsgebiet des Vernagtbaches anhand von Stundenmittelwerten des Abfluss, der Niederschlagsintensität und dem mittels der gemessenen Temperatur- und Feuchte abgeleiteten Niveau der Nullgradgrenze demonstriert. Dieses stark vergletscherte Einzugsgebiet überdeckt den Höhenbereich von 2640 m bis 3631 m und eine Fläche von 11.4 km². Es beinhaltet den Vernagtferner, dessen Fläche 2003 noch 8.36 km² gegenüber 9.2 km² im Jahre 1987 betrug.

Die Flut von 1987 schädigte vor allem die hoch gelegenen Einzugsgebiete und die daran angeschlossenen Flusstäler, generell betroffen war jedoch nahezu der gesamte Alpenraum. 1998 dagegen war nur ein Gebiet mit weniger als 100 km² Fläche betroffen, nennenswerter (Sach-)Schäden war nur im dünn besiedelten Kopfeinzugsgebiet zu beklagen. Das Hochwasser von 2005 suchte dagegen sowohl großräumig die Alpentäler als auch besonders die Anlieger der großen Alpenflüsse Inn, Lech, Isar und Salzach heim. Die Gemeinsamkeit aller drei Ereignisse besteht im gemeinsamen Auftreten innerhalb des Monat August, welcher sich in der Regel durch das Maximum der Gletscherschmelze auszeichnet, während die höchsten Niederschläge normalerweise im Juli zu erwarten sind.

3.1 Das Hochwasserereignis vom 23. - 25. August 1987

Eine für Hochwasser in dem Alpen typische Großwetterlage bahnte sich am 22. August 1987 an, als sich in einer ausgedehnten Tiefdruckrinne am Südwestrand eines ausgedehnten Hochdruckgebietes über dem gesamten Zentral- und Ostalpengebiet ein Strom warmer und feuchter Luft aus dem Mittelmeerraum nach Norden in Bewegung setzte. Nördlich des Alpenhauptkamms traf sie auf Höhenkaltluft, welche nach Süden vorstieß. In den beiden darauf folgenden Tagen entwickelte sich dort großräumig eine quasistationäre Hebungszone, in der aktive Konvektionszellen über viele Stunden anhaltenden und intensiven Niederschlag produzierten. Die Nullgradgrenze lag am Alpenhauptkamm anfangs in der stark feuchtigkeitsgesättigten warmen Luftmasse deutlich oberhalb 3500 m über NN, so dass die Niederschläge zudem großräumig in Form von Regen niedergingen.

Auf den Gletschern war zudem anfangs bis in mittlere Höhen eine nennenswerte Reste eine Schneedecke vorhanden, die zwar durch den Schmelzwasseranfall der Vortage durchfeuchtet war, den im Laufe des 23.8. fallenden Niederschlag aber noch weitgehend aufnehmen konnte. Die entstehenden Taufluten führten im Gerinne des Vernagtbaches am darauf fol-

genden Tag zu relativ hohen Abflüssen um die $6 \text{ m}^3/\text{s}$ im Stundenmittel, die in Nacht kaum zurückgingen (Abbildung 2). Als am Abend des 24.8. die Intensität des Niederschlags bis auf 8 mm/h zunahm, wurde nicht nur relativ schnell die Aufnahmefähigkeit der Schneedecke überschritten, sondern sie wurde geradewegs weggewaschen und geschmolzen. Die dadurch zusätzlich dem Abfluss zugeführte Wassermenge lässt sich auf 30 bis 50 l/m^2 abschätzen. Das Stundenmittel des Abflusses an der Pegelstation Vernagtbach stieg dabei unvermittelt auf $9 \text{ m}^3/\text{s}$, ein Wert, der 2003 bereits durch die Eisschmelze allein erreicht wurde.

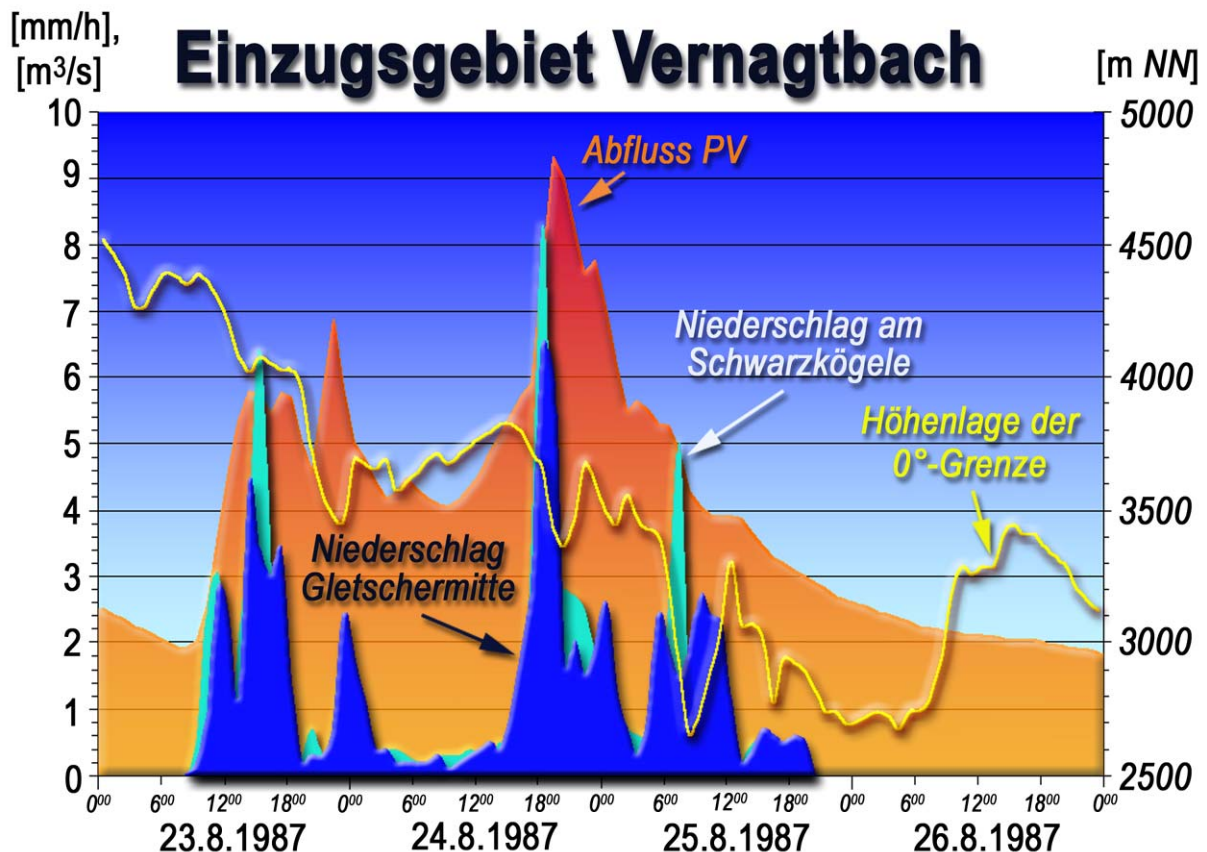


Abb. 2: Stundenmittel des Abflusses und der Niederschlagsintensität an der Pegelstation-Vernagtbach (2640m). Die Höhenlage der Nullgradgrenze im Einzugsgebiet wurde anhand der Temperatur- und Feuchtemessungen an den Klimastationen Vernagtbach, Schwarzkögele (3074m) und Gletschermittelpunkt (3075m) abgeleitet. (aus Braun & Weber, 2002).

Die sich schnell aufbauende Flutwelle schoss unvermittelt gegen 19⁰⁰ MEZ zu Tal und ließ die durch den Niederschlagsabfluss bereits sehr hohe Öztaler Ache ausufern. Ihre zerstörerische Gewalt im tiefer gelegenen Öztal, welches sie innerhalb weniger Stunden durchlief, entstand durch die Überlagerung der hohen Abflüsse aus allen Teileinzugsgebieten. Verkläuerungen trugen zusätzlich ihren Teil dazu bei, dass neben sehr hohen Sachschaden an Gebäuden, Verkehrs- und Wasserwegen auch Menschenleben zu beklagen waren. Es gab damals keinerlei Warnungen vor den ergiebigen Niederschlägen in der Region, obschon das damals verfügbare Prognosemodell des Deutschen Wetterdienstes DWD und des Europäi-

schen Zentrums für Mittelfrist-Vorhersagen ECMRF eindeutig vorhersagbar waren (STEIN-ACKER 1988).

3.2 Das Hochwasserereignis vom 4. August 1998

Am Abend des 4. August 1998 wurde an der Pegelstation Vernagtbach der bislang höchste Glazialabfluss von $12 \text{ m}^3/\text{s}$ im Stundenmittel gemessen (Abbildung 3). Im 5-Minutenmittel waren es sogar $18 \text{ m}^3/\text{s}$. Seit dem Betriebsbeginn der Pegelstation Vernagtbach 1974 handelte es sich um das bislang für die Existenz der Anlage bedrohlichste Hochwasser. Am Unterlauf der Öztaler Ache dagegen waren die Schäden verhältnismäßig gering, so dass sie von der Öffentlichkeit weitgehend unbeachtet blieben.

Die Ursache des Hochwassers von 1998 war ein lokales, sehr heftiges Gewitter, das sich am Nachmittag des 4.8.1998 in der sehr feuchten, sehr labil geschichteten Luftmasse eines Höhentiefs gebildet hatte, welches mit einer Südwestströmung aus dem Mittelmeer über den Alpenhauptkamm geführt wurde. Gemessen wurden an der Pegelstation Niederschlagsintensitäten von bis zu 20 mm/h (Abbildung 3). Die Starkniederschläge waren aber auf wenige km^2 im hinteren Rofental begrenzt, so dass Extremabflüsse auf den obersten Bereich der Kopfeinzugsgebiete beschränkt blieben.

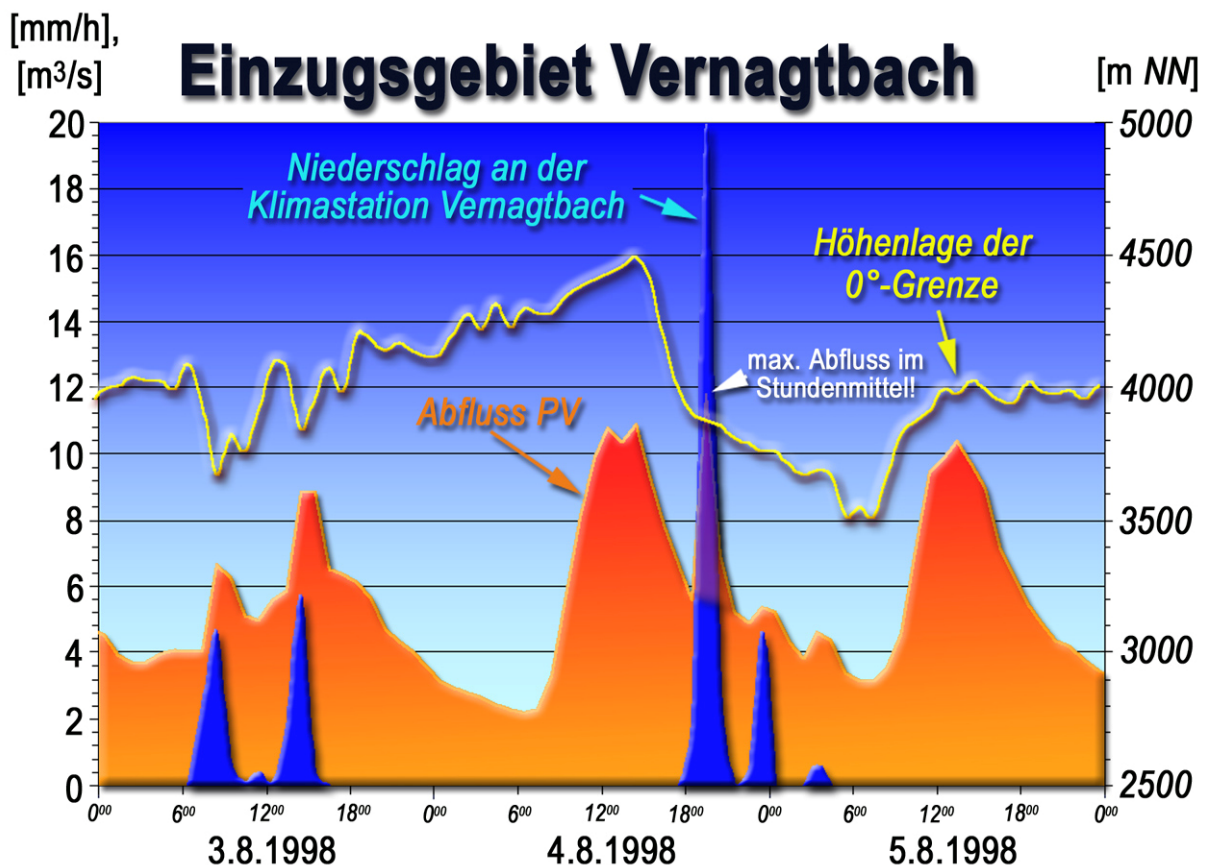


Abb. 3: Stundenmittelwerte des Abflusses und der Niederschlagsintensität an der Pegelstation Vernagtbach (2640m). Die Höhenlage der Nullgradgrenze im Einzugsgebiet wurde anhand der Temperatur- und Feuchtemessungen an den Klimastationen Vernagtbach und Schwarzkögele (3074m) abgeleitet. Zeitangaben in MEZ (aus BAUN & WEBER, 2002).

1998 übertraf bereits der Scheitel der Schmelzwasserwelle des Vernagtferners mit über 10 m³/s die Spitzenabflüsse während des Hochwassers von 1987. Dies hatte eine Reihe von Ursachen:

- Der Vernagtferner war weitgehend von der Winterschneedecke befreit, die Eisfläche nahm ca. 70% der Gesamtfläche ein.
- Das intraglaziale Abflusssystem ist inzwischen dauerhaft effizient entwickelt.
- Die Oberflächen-Albedo nahm 1998 mit Werten unter 0.2 außergewöhnlich niedrige Werte an, daher wurden durch die hohe Absorption von Sonnenstrahlung mittlere Schmelzraten von über 70 mm/d erreicht, was einer Niederschlagsmenge von mehr als 50mm/d auf das gesamte Einzugsgebiet gleichzusetzen wäre.
- Der Firnspeicher des Gletschers war in den vorangegangenen zwei Jahrzehnten mit negativer Massenbilanz weitgehend abgebaut und bewirkte nur noch eine geringe Dämpfung der Schmelzwasserwelle.

Das hohe Niveau der Nullgradgrenze (Abbildung 3) bedingte wie schon 1987, dass der Niederschlag weitgehend in Form von Regen fiel, der umgehend dem Abflusssystem zugeführt wurde. Die weniger intensiven Niederschlagsereignisse am 3.8. hatten einen unmittelbaren Anstieg des Abflusses zur Folge, der in [m³/s] etwa die Hälfte des Zahlenwertes der Intensität des Niederschlags im Stundenmittel ausmacht. Die gemessene Niederschlagsintensität von 20 mm/h auf die gesamte Fläche des Einzugsgebietes hätte bei direktem Abfluss theoretisch einen nicht mehr beherrschbaren Spitzenwert von über 30 m³/s zur Folge haben können. Dass tatsächlich nur Spitzen um ca. 18m³/s gemessen wurden, d.h. der im Fallen begriffene Schmelzwasserabfluss im Gerinne „nur“ um 10 bis 12 m³/s erhöht wurde, war der Tatsache zu verdanken, dass ein großer Anteil des Niederschlags in den höher gelegenen Bereichen des Einzugsgebietes zwar nicht als Schnee, so doch in Form von Hagel und Graupel gefallen ist, welcher langsam geschmolzen ist. Diese von der Höhenlage unabhängige zweite Form eines Selbstsicherungsmechanismus ist auch bei sehr hoch gelegener Frostgrenze und außerhalb des Gebirges wirksam, dafür aber kleinräumig im Bereich weniger Quadratkilometer und an Gewitter gebunden.

Dank der insgesamt begrenzten Ausdehnung der Gewitterzelle auf das hintere Rofental und der seit dem 1987-iger Hochwasser durchgeführten baulichen Maßnahmen hielten sich die durch die Flut verursachten Schäden bei den Unterliegern in Form des Verlustes von einigen kleineren Brückenbauwerken in Grenzen. In Vent wurde jedoch die seit 1967 betriebene Pegelmessanlage Rofenache stark beschädigt und musste neu gebaut werden (GATTERMAYR 1999). Obwohl das Hochwasser im Kopfeinzugsgebiet somit durch die Überlagerung von Eisschmelze und Starkniederschlag eine extreme Bedrohung darstellte, hatte es kaum Fernwirkung auf die sonst nicht weiter belasteten Gerinne der tiefer gelegenen Siedlungen. Hochwässer dieser Art sind dennoch unberechenbar und stellen eine Gefahr für neuere Trendsportarten dar wie etwa das „Rafting“ oder „Canyoning“, die sich immer größerer Beliebtheit erfreuen.

3.3 Das Hochwasserereignis vom 21.- 23. August 2005

Dieses überregionale Hochwasserereignis hatte seinen Schwerpunkt am 21./22. August im Süden und Südosten Österreichs, und im 22./23. August in Tirol, Vorarlberg und der

Schweiz, wo binnen zweier Tage zwischen 120 und 230 mm Niederschlag gemessen wurden (MÜLLER & GODINA, 2005). Diese insbesondere am Alpennordhang extrem ausfallenden Niederschlagsmengen waren das Ergebnis einer klassischen Vb-Lage, bei der ein Tiefdruckgebiet aus dem Golf von Genua über die östlichen Alpen zieht. Der August 2005 war zudem bereits in der ersten Hälfte nass, so dass die Böden hochgradig wassergesättigt waren. Die Folge waren ungewöhnlich hohe Wasserstände in sämtlichen Gerinnen in den Nordalpen, die Gebietsweise zur Ausuferung führte, was für beträchtlichen Schaden sowie unterbrochene Hauptverkehrswege sorgte. Das Paznauntal im Bereich der Silvretta war für einige Tage nur noch auf dem Luftwege zu erreichen.

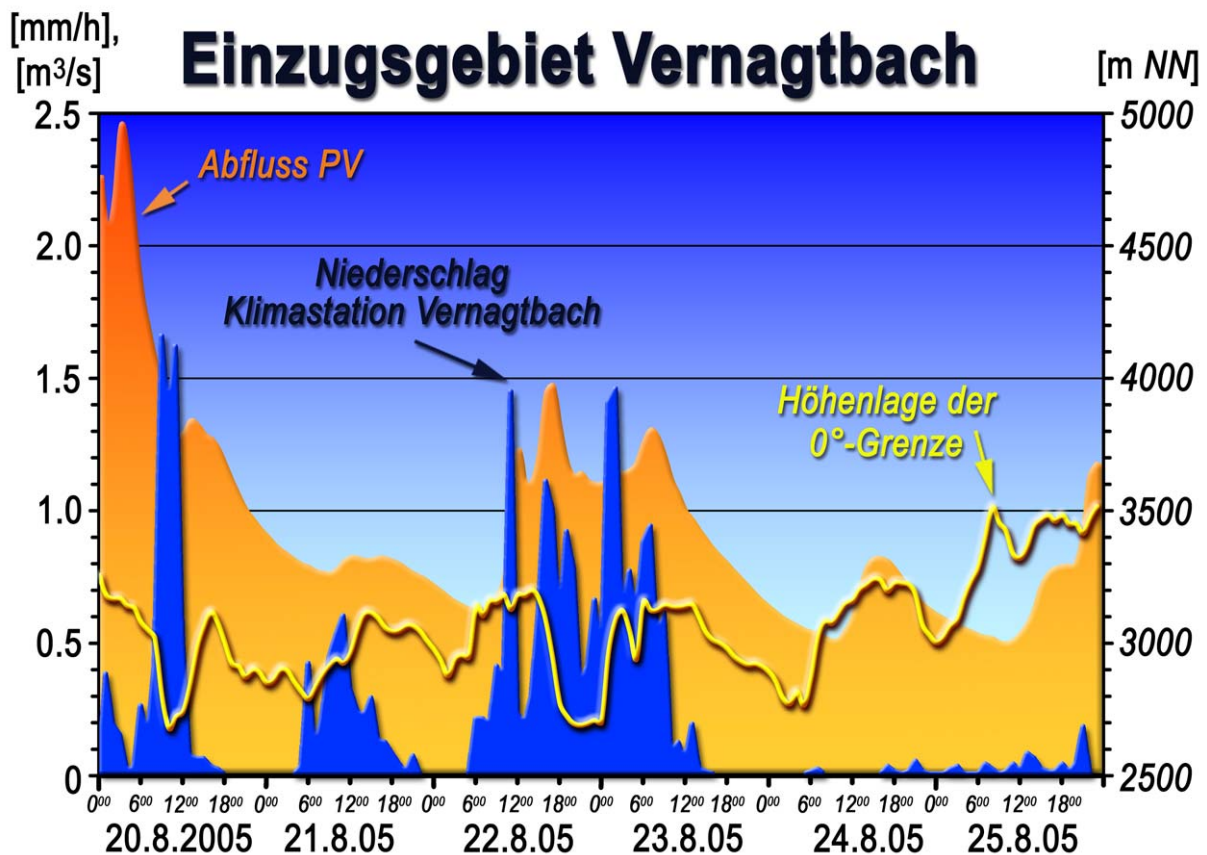


Abb. 4: Stundenmittelwerte des Abflusses, der Niederschlagsintensität und der Höhenlage der Nullgradgrenze an der Pegelstation Vernagtbach (2640m).

Auch in diesem Fall sorgte eine relativ hohe Lage der Frostgrenze um 3000m, dass der Niederschlag weitgehend als Regen fiel. Die Niederschlagssummen kamen weniger auf Grund der Intensitäten als vor allem wegen der Andauer der Niederschläge zusammen. Am vergletscherten Alpenhauptkamm in den zentralen Ostalpen fielen sie dagegen deutlich schwächer aus. So verzeichnete das Vordere Ötztal noch knapp 70 mm an diesen 2 Tagen, und Vent und Obgurgl weniger als 50 mm (HYDROGRAPHISCHER DIENST TIROL 2005). Abbildung 5 zeigt die Situation im Einzugsgebiet des Vernagtferners, wo am 22. und 23. August in der Summe gerade mal 19 mm fielen, und dieser Niederschlag zudem größtenteils in Form

von Schnee. Die Niederschlagsintensitäten betragen während der gesamten Episode maximal 1.5 mm in der Stunde und trugen damit nur unbedeutend zum Abflussgeschehen bei.



Abb. 5: Der Inn flussaufwärts am Mittag des 23.8.2005 in Innsbruck. Links Gebäude der der Leopold-Franzens-Universität, die teilweise geräumt wurden (Quelle: www.aio4u.com)

Das kühle Augustwetter unterbrach zudem bereits die Tage vor der VB-Wetterlage die Gletscherschmelze im hinteren Ötztal. Somit lieferte der vergletscherte Bereich keinen zusätzlichen Abfluss für die Ötztaler Ache, die sich durch die Niederschläge im Unterlauf bereits an ihrer Kapazitätsgrenze befand. Betrachtet man den Höchststand des Innpegels in Innsbruck am 23.8.2005 (Abbildung 5), so kommt man zu dem Schluss, dass lediglich das Ausbleiben der Gletscherschmelze in den Kopfeinzugsgebieten eine größere Katastrophe verhindert hatte, denn ein nur wenige Zentimeter höherer Wasserstand hätte zur unweigerlichen Überflutung der Altstadt geführt.

4. Transport der Hochwasserwelle vom Kopfeinzugsgebiet ins Unterland

Die geschilderten Beispiele von Hochwasserereignissen zeigen, dass die Bedingungen in den vergletscherten Kopfeinzugsgebieten die Auswirkungen eines alpinen Hochwassers maßgeblich mitbestimmen. Eine eventuelle Hochwasserwelle im Gebirge wird im Gegensatz zu den Verhältnissen im Flachland nicht innerhalb von Tagen, sondern binnen weniger Stunden in den Gerinnen in das Unterland durchgereicht. Die Pegel steigen somit schnell, sinken aber nach dem Passieren des Hochwasserscheitels rasch wieder.

In Kopfeinzugsgebieten zeigen die Abflüsse während der Eisschmelze extrem ausgeprägte Tagesgänge, die teilweise bereits Charakteristiken einer Flutwelle bei Starkniederschlag aufweisen. In den Unterläufen der Alpenflüsse relativieren sich diese Schwankungen, da der Beitrag der Kopfeinzugsgebiete zum Gesamtabfluss immer mehr abnimmt. Die effiziente Einspeisung in das Gerinne und hohe Transportgeschwindigkeit lassen den Einfluss der Kopfeinzugsgebiete für den Abfluss der größeren Flüsse erheblich ansteigen. Abbildung 6 zeigt dies sogar anhand der Monatsmittelwerte. Im extrem heißen Jahr 2003 waren in den stark vergletscherten Einzugsgebieten (Vernagtbach, Ötztaler Ache) sowohl der mittlere Abfluss als auch die Abflussspenden über die Sommermonate dank der starken Gletscherschmelze überdurchschnittlich, im gletscherfreien Lech-Einzugsgebiete dagegen wegen des Niederschlagsmangels unterdurchschnittlich. Die Wasserführung des Inn zeigte sich 2003 in

zu quantifizieren, ist aber sicherlich bedeutender, als es dem Flächenverhältnis entspricht. Am Unterlauf wird ein Extremabfluss im Kopfeinzugsgebiet nur selten zum Hochwasser führen. Ist aber das Abflusssystem durch ein großräumiges Wetterereignis in weiten Teilen des Einzugsgebietes belastet, kann das Geschehen im vergletscherten Kopfeinzugsgebiet letztlich das Überschreiten der Pegel zur Katastrophe bedeuten. Quantitative Untersuchungen dazu erscheinen dringend geboten.

6. Literatur

- BRAUN, L.N. & M. WEBER (2002): Droht im nächsten Sommer Hochwasser vom Gletscher? Rundgespräche der Kommission für Ökologie, Bd. 24, Bayerische Akademie der Wissenschaften, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, S. 47-66.
- BRAUN, L.N. & M. WEBER (2003): Auswirkungen von Global Change auf Wasserspende und Hochwasserdisposition vergletscherten Gebiete. Tagungsband „Tag der Hydrologie 2003: Klima – Wasser – Flussgebietsmanagement im Lichte der Flut“, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br., 20. & 21. März 2003. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 04.03, H.-B. Kleeberg (Hrsg.), Univ. der Bundeswehr, München, S. 95-103.
- HAEBERLI, W., KÄÄB, A., VONDER MÜHLL, D. & TEYSSEIRE, P. (2001) Prevention of outburst floods from periglacial lakes at Grubengletscher, Valais, Swiss Alps. *Journal of Glaciology* 47, 156, pp. 111-122.
- HERGET, J. (2003): Eisstausee-Ausbrüche – Ursache für katastrophale Hochwasser. *Geographische Rundschau* 55, 2, S. 14-20.
- HYDROGRAPHISCHER DIENST TIROL (2005): Hydrologische Übersicht - August 2005. Landesbaudirektion, Abteilung Wasserwirtschaft – Sachgebiet Hydrographie, S. 1-23.
- GATTERMAYR, W. (1999): Pegelsanierung 1998/99 Vent / Rofenache. Amt der Tiroler Landesregierung, Abt. Wasserwirtschaft, SG Hydrographie, Innsbruck, 21 S.
- MÜLLER, G. & GODINA, R (2005): Das Augusthochwasser 2005 in Österreich. *Hydrobrief* Nr. 30, Dez. 2005, Hydrologische Wissenschaften & Hydrologie und Wasserbewirtschaftung des DWA, Herausgegeben von Prof. M. Disse, Universität der Bundeswehr, D-Neubiberg, S. 1-4
- STEINACKER, R. (1988): Die alpinen Hochwasserereignisse des Sommers 1987 und ihre meteorologischen Rahmenbedingungen. *Österreichische Wasserwirtschaft*, 40, Heft 5/6, S. 129-134.
- STEINACKER, R. (2005): Relevanz von alpinen Starkniederschlägen für die Hochwassergeneese unter Global Change Bedingungen. *Acqua alta München 2005*, 2. Fachmesse mit Kongress für Klimafolgen und Katastrophenschutz, Kongress-Dokumentation. herausgegeben von der Messe München GmbH in Zusammenarbeit mit der ConTrac GmbH, Berlin, S. 13-14.
- WEBER, M. (2005): Mikrometeorologische Prozesse bei der Ablation eines Alpengletschers, Dissertation, Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck, 311S. (Download unter [http:// www.glaziologie.de/publikat/klima.html#15](http://www.glaziologie.de/publikat/klima.html#15))

Verfasser:

Dr. Ludwig N. Braun & Dr. Markus Weber
Kommission für Glaziologie (KfG)
Bayerische Akademie der Wissenschaften
Alfons-Goppel-Str. 11,
D-80539 München
Ludwig.Braun@kfg.badw.de
www.glaziologie.de

Braun, Dr. Ludwig N., Kommission für Glaziologie, Bayerische Akademie der Wissenschaften, Alfons-Goppel-Str. 11, D-80539 München, Tel. 089 230 31 1196, Fax: 089 230 31 1100,
Ludwig.Braun@kfg.badw.de

Weber, Dr. Markus, Kommission für Glaziologie, Bayerische Akademie der Wissenschaften, Alfons-Goppel-Str. 11, D-80539 München, Tel. 089 230 31 1201, Fax: 089 230 31 1100,
Wasti.Weber@kfg.badw.de