



FBVA-BERICHTE 116/2000

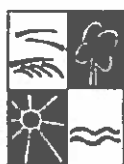
**Forstliche Bundesversuchsanstalt Wien
Waldforschungszentrum**

**Schneehydrologische
Untersuchungen im Einzugsgebiet
des Gradenbaches (Kärnten)**

*Snow Hydrology Survey in the
Catchment area of Gradenbach
(Carinthia)*

K. HAGEN
E. LANG

FDK 116.12:116.25:(436)



**BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT
UMWELT UND WASSERWIRTSCHAFT**

Das Lebensministerium

Empfohlene Zitierung:

Schneehydrologische Untersuchungen im Einzugsgebiet des Gradenbaches (Kärnten) / K. Hagen, E. Lang. FBVA-Berichte; Schriftenreihe der Forstlichen Bundesversuchsanstalt Wien, 2000, Nr. 116, 68 S.

ISSN 1013-0713

Copyright 2000 by
Forstliche Bundesversuchsanstalt

Für den Inhalt verantwortlich :
Direktor HR Dipl. Ing. Friedrich Ruhm

Herstellung und Druck :
Forstliche Bundesversuchsanstalt
Waldforschungszentrum
Seckendorff-Gudent Weg 8
A-1131 Wien
URL: <http://fbva.forvie.ac.at>
URL: <http://www.fbva.bmlf.gv.at>

Anschrift für Tauschverkehr :
Forstliche Bundesversuchsanstalt
Bibliothek
E-mail: gudrun.schmidberger@fbva.bmlf.gv.at
Seckendorff-Gudent Weg 8
A-1131 Wien

Tel. + 43-1-878 38 1216
Fax. + 43-1-878 38 1250

Nachdruck mit Quellenangabe gestattet

Vorwort

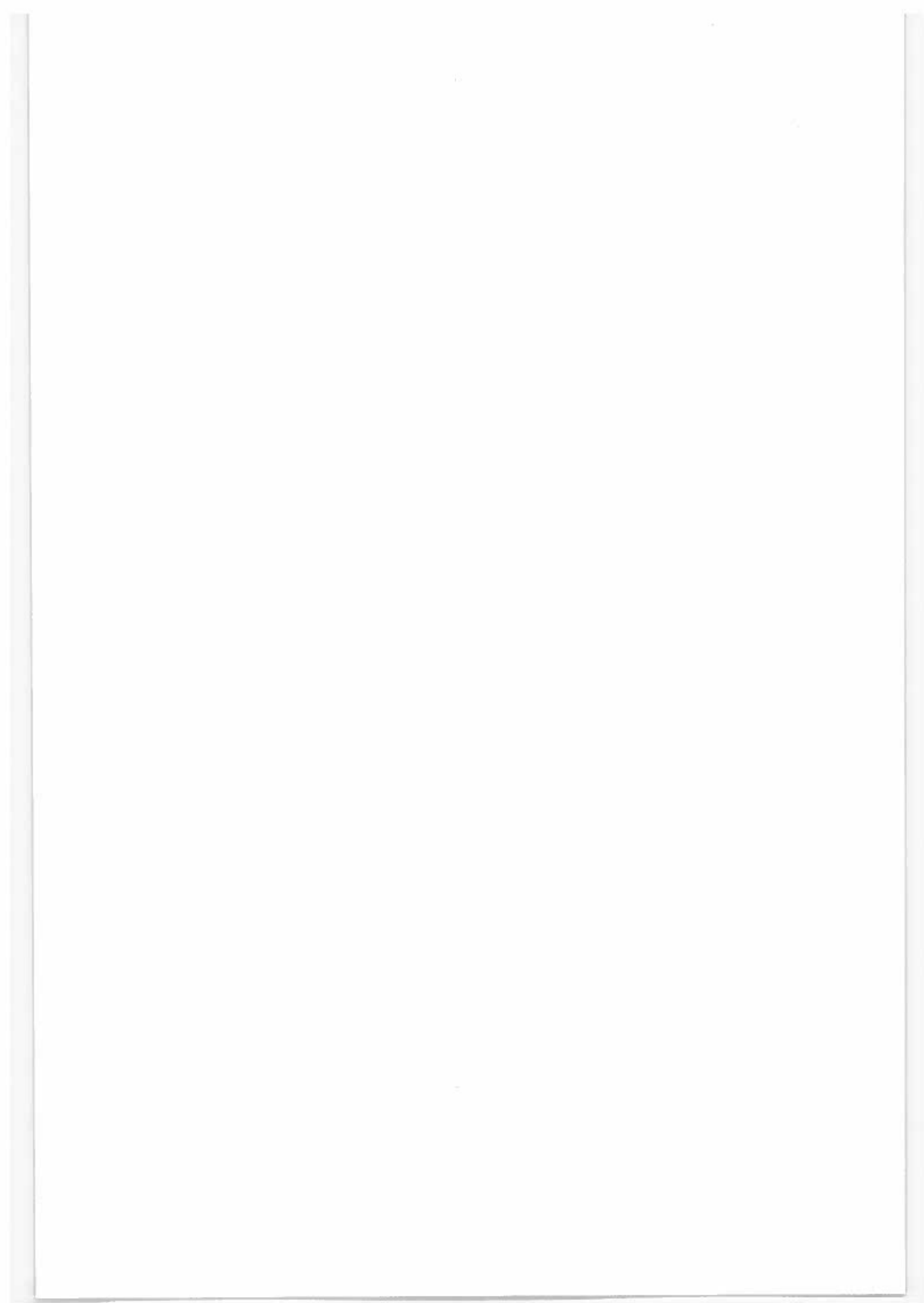
Im Alpenland Österreich ist der Schnee ein maßgebender Faktor des Geschehens im Naturraum. Die Speicherung des Niederschlages in der Schneedecke spielt in der Wasserbilanz eine bedeutsame Rolle. Im Schutzwasserbau stellt die Schätzung der Schmelzwassermengen eine maßgebliche Komponente bei der Projektierung von Hochwasserabwehrmaßnahmen dar.

Allerdings ist der Mangel an gesicherten Daten speziell bei der Beantwortung dieser Fragestellung ein großes Hindernis. Auch die besten mathematischen Abstraktionen zur Abbildung der Prozesse im Naturraum können nicht auf Daten aus sorgfältigen, langjährigen Beobachtungen und Messungen verzichten.

Die vorliegende Arbeit berichtet über die Ergebnisse ausgedehnter schneehydrologischer Felderhebungen im inneralpinen Gebiet. Die dabei gewonnenen Daten erlauben eine wesentliche Verbesserung der Einschätzung der Schmelzwassermengen und sind auch zur Verifikation und Plausibilitätskontrolle von Schneeschmelz-Abfluss-Modellen zweckdienlich.

Rückmeldungen seitens der oben angesprochenen Zielgruppen werden erbeten. Denn nur durch zielgerichtetes, iteratives Vorgehen ist eine weitere Verbesserung für das Verständnis der Prozesse im Naturraum zu erreichen.

Hofrat Dipl.Ing. Friedrich Ruhm
Direktor



Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	9
Abstract	9
1 Einleitung	9
2 Lage der Schneemesslinien	12
3 Aufnahmeverfahren	12
4 Analyseverfahren	13
4.1 Ausgangsdatenaufbereitung	13
4.2 Methodik	15
5 Ergebnisse	16
5.1 Durchschnittliche und maximale Wasseräquivalente und Schneehöhen	16
5.2 Vergleich der Messergebnisse mit dem Modell von Rau	18
5.3 Abschätzung der Wasseräquivalente des Untersuchungsgebietes über Niederschlagssummen	20
5.4 Zunahme der Wasseräquivalente mit Anstieg der Seehöhe auf Freilandflächen	23
6 Schneeschmelze, Hochwasserabfluss und Bergwasserspiegelstand	27
6.1 Allgemeines	27
6.2 Vorarbeiten zur Einzelereignisanalyse	28
6.3 Analyse des Ereignisses vom 6.5.1986	31
6.4 Analyse des Ereignisses vom 11.5.1992	34
6.5 Bemerkungen zur Schmelzmetamorphose und Niederschlagsabschätzung	36
6.6 Untersuchung der für die Bergwasserspiegelhöhe maßgeblichen Parameter	38
6.7 Vergleich der Wasseräquivalente auf Freiland- und Waldmesslinien	40
7 Zusammenfassung	42
Summary	44
8 Literatur	46
9 Anhang	49

Abbildungsverzeichnis

Kapitel 2: Lage der Schneemesslinien

Abb. 2.1: Blick über die Ortschaft Döllach in Richtung Einmündung des Gradentales in das Mölltal; Blickrichtung NW; Aufnahmetag 2.3.1998	10
Abb. 2.2: Lage der Schneemesslinien am Berchtoldshang.....	11

Kapitel 4: Analyseverfahren

Abb. 4.1: Verlauf der Wasseräquivalente von 24.3 - 5.5.1986; Auszug aus der Schneedatenbank der FBVA	14
--	----

Kapitel 5: Ergebnisse

Abb. 5.1: Anzahl der Tage mit Schneedecke sowie mittlere und maximale Schneehöhen; Station Fleissner.....	16
Abb. 5.2: Vergleich der maximalen Schneehöhen an den Stationen Fleissner und Heiligenblut; Beobachtungsperiode 1971/72-1993/94	17
Abb. 5.3: Durchschnittliche Niederschläge und Temperaturen in den Vergleichszeiträumen 1971-84 und 1985-95; Tagesdurchschnittswerte der Monate	17
Abb. 5.4: Maximale, mittlere und minimale Wasseräquivalente (WÄ) sowie deren mittlere Differenzen in 2100 m; Beobachtungszeitraum 1985/86-1995/96	19
Abb. 5.5: Zusammenhang von Niederschlagssumme (im Beispiel November-Mai) und maximalem Wasseräquivalent an der Messlinie 1200.....	21
Abb. 5.6: Abhängigkeit der durchschnittlichen Höhen der Wasseräquivalente (WÄ) von der Seehöhe im Freiland; Berchtoldshang/Gradenbach (Beobachtungsperiode 1985/86-1995/96)	23
Abb. 5.7: Abhängigkeit der maximalen Höhen der Wasseräquivalente (WÄ) von der Seehöhe im Freiland; Berchtoldshang/Gradenbach (Beobachtungsperiode 1985/86-1995/96).....	25
Abb. 5.8: Ganglinien der Durchschnittswerte der Wasseräquivalente (WÄ) in 1200 m und 2100 m Seehöhe; Beobachtungsperiode 1985/86-1995/96	26
Abb. 5.9: Durchschnittliche Wasseräquivalente (WÄ) in verschiedenen Seehöhen zu ausgewählten Zeitpunkten; Beobachtungsperiode 1985/86-1995/96	26

Kapitel 6: Schneeschmelze, Hochwasserabfluss und Bergwasserspiegelstand

Abb. 6.1: Verlauf von Niederschlag und Temperatur sowie Differenzen der Wasseräquivalente des Schnees im Frühjahr 1986.....	28
Abb. 6.2: Niederschlag (N), Schneeschmelze (Differenzen der Wasseräquivalente (WÄ-Diff.)), Abfluss (Abfl.) und Temperatur (Temp.) im Frühjahr 1986.....	30
Abb. 6.3: Vergleich der Wasseräquivalente (WÄ) in den verschiedenen Seehöhen; links: Durchschnitt der Jahre 1986-1996, rechts: 1986.....	32
Abb. 6.4: Tagesabflussfrachten am Messwehr Berchtoldsgaben von 20.4.-11.5.1986	32
Abb. 6.5: Links: Temperatur, Niederschlag und Differenzen der Wasseräquivalente während der Schneeschmelze des Jahres 1992; rechts: Höhen der Wasseräquivalente an den Messlinien	34
Abb. 6.6: Tagesabflussfrachten von 24.4.-14.5.1992 am Messwehr Berchtoldsgaben.....	35
Abb. 6.7: Niederschlag (N), Schneeschmelze (Differenzen der Wasseräquivalente), Abfluss (Abfl.) und Temperatur (Temp.) im Frühjahr 1992.....	36
Abb. 6.8: Durchschnittliche Wasseräquivalente (WÄ) und deren Differenzen auf Wald- und Freilandflächen; Berchtoldshang/Gradenbach; Beobachtungsperiode 1985/86-1995/96.....	40
Abb. 6.9: Zusammenhang der Wasseräquivalente (WÄ) auf Freiflächen und Waldflächen am Beispiel des Durchschnittes der Werte der Messlinien 1600 und 1500; Berchtoldshang/Gradenbach; 1985/86-1995/96	42

Tabellenverzeichnis

Kapitel 2: Lage der Schneemesslinien

Tab. 2.1: Eckdaten der Schneemesslinien am Berchtoldshang	12
---	----

Kapitel 4: Analyseverfahren

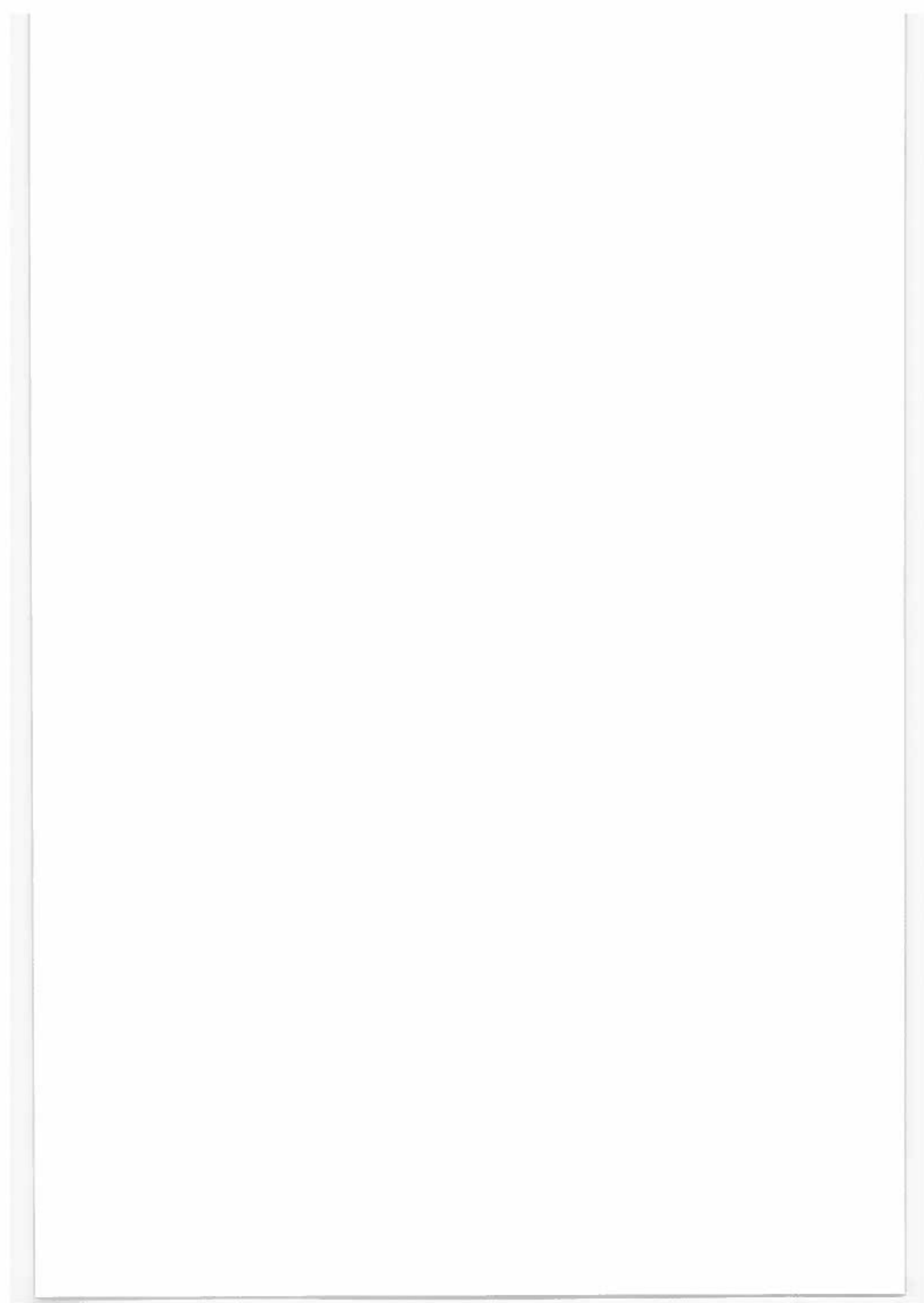
Tab. 4.1: Messwertezuordnung über Tageszahl und Messlinie; Wintersaison 1985/86 (Tag 205 ist der 24.3.86); Auszug aus der Schneedatenbank der FBVA	13
Tab. 4.2: Wasseräquivalente der Messlinie 2100 (Tag 200 = 19.3., in Schaltjahren 18.3.); Auszug aus der Schneedatenbank der FBVA	14

Kapitel 5: Ergebnisse

Tab. 5.1: Mittlere, maximale und minimale Maxima der Wasseräquivalente (WÄ) im Beobachtungszeitraum 1985/86-1995/96	18
Tab. 5.2: Mittel- und Extremwerte der Schneehöhen (H) und Wasseräquivalente (WÄ) an den Messlinien 2100 und 1200; Beobachtungszeitraum 1985/86-1995/96	18
Tab. 5.3: Monatskombinationen mit signifikanten Korrelationskoeffizienten zwischen Niederschlagssumme und maximalem Wasseräquivalent; Beobachtungszeitraum 1985/86-1995/96	21
Tab. 5.4: Prozentueller Anteil des Wasseräquivalentes an den Niederschlagssummen ausgewählter Perioden, deren Koeffizienten sowie maximale Abweichungen vom Mittelwert; Beobachtungsperiode 1985/86-1995/96	22

Kapitel 6: Schneeschmelze, Hochwasserabfluss und Bergwasserspiegelstand

Tab. 6.1: Gegenüberstellung von Wasseräquivalenten, Niederschlagssummen, deren Gesamtsumme und Abflusssummen sowie Bergwasserspiegelhöhen; Berchtoldshang/Gradenbach	30
Tab. 6.2: Maximale Dichten des Schnees (kg/m ³) auf Freilandflächen; Berchtoldshang; 1985/86-1995/96	37
Tab. 6.3: Maximale Wasseräquivalente (mm) von Wald- und Freilandmesslinien (W und F), sowie Verhältniszahlen der Wasseräquivalente, Interzeptionswerte und Rangordnung (R); Berchtoldshang/Gradenbach; 1985/86-1995/96	41
Tab. 6.4: Ergebnisse der Regressionsanalysen der einzelnen Wald - Freiland - Vergleiche sowie der Mittelwerte der Linien 1600 und 1500	41



Schneehydrologische Untersuchungen im Einzugsgebiet des Gradenbaches (Kärnten)

K. HAGEN & E. LANG

Institut für Lawinen- und Wildbachforschung, Forstliche Bundesversuchsanstalt Wien

Kurzfassung: Die hydrologische Beurteilung von Wildbacheinzugsgebieten im Alpenraum stößt durch den Mangel an gesicherten Daten über den temporären Schneedeckenspeicher häufig an ihre Grenzen. Um dem abzuweichen, wurden im Einzugsgebiet des Gradenbaches an insgesamt 14 Messlinien, sowohl auf Wald- als auch auf Freiflächen, Schneehöhen und Wasseräquivalente kontinuierlich erhoben. Der Beobachtungszeitraum erstreckt sich mittlerweile über 11 Jahre. In der vorliegenden Publikation werden Methodik, Daten und Analysen dieser Messungen präsentiert. Die Ergebnisse der Analysen werden einem gängigen schneehydrologischen Modell gegenübergestellt. Außerdem werden neue Möglichkeiten zur Abschätzung der Wasseräquivalente in verschiedenen Seehöhen vorgestellt und diskutiert. Der Einfluss der Schneeschmelze auf den Hochwasserabfluss sowie auf die Bergwasserspiegelhöhen, welche eng mit der Aktivität des im Gebiet befindlichen Talzuschubes verbunden sind, wird umfassend beleuchtet. Den Abschluss der Arbeit bildet eine Untersuchung des Schneerückhaltevermögens des Waldes, welche überraschend hohe Werte lieferte.

Schlüsselworte: Hydrologie, Wildbacheinzugsgebiet, Schnee, Wasseräquivalent, Talzuschub

Abstract. [Snow Hydrology Survey in the Catchment Area of Gradenbach (Carinthia).] The hydrological assessment of torrent catchment areas in the Alpine area is often hindered by a lack of confirmed data on the temporal storage capacity of snowpack. In order to solve this problem a continuous survey on snow depths and water equivalents has been made in the catchment of Gradenbach along 14 measuring lines, situated in the forest and in the open field. The monitoring period covers meanwhile more than 11 years. The present paper provides an overview on the analysis, data and methodology of these measurements. The results of the analyses will be compared with a traditional model for the assessment of snow hydrology. In addition, new possibilities for the assessment of water equivalents at different altitudes are presented and discussed. The influence of snowmelt on the flood runoff as well as on the slope water levels which are closely related to the sagging of mountain slopes in this area is examined in detail. The paper closes with the investigation of the snow retention capacity of the forest which shows surprisingly high values.

Keywords: hydrology, torrent catchment area, snow, water equivalent, sagging of mountain slopes

1 Einleitung

Der Mangel an gesicherten Informationen über den temporären Schneedeckenspeicher stellt nach wie vor ein großes Hindernis bei der Beantwortung schutzwasser- als auch forstwirtschaftlicher Fragestellungen dar. Besonders bei der hydrologischen Beurteilung von Wildbacheinzugsgebieten im Zuge der Planung aktiver und/oder passiver Schutzmaßnahmen kann dies zu Unsicherheiten bzw. sogar zu Fehleinschätzungen der Situation vor Ort führen. Dabei gewinnt der Einfluss der Schneeschmelze mit zunehmender Seehöhe des Einzugsgebietes an Bedeutung. Große

Wassermengen werden durch sie freigesetzt und durch die zu dieser Jahreszeit herrschenden Bedingungen (gefrorener Boden, unterdurchschnittliche Transpirationsleistung der Vegetation etc.) in hohem Maße abflusswirksam. Die in der Literatur zu diesem Themenkreis gemachten Angaben sind für die praktische Anwendung oftmals nicht ausreichend. Aus diesem Grunde führt die Forstliche Bundesversuchsanstalt seit dem Jahre 1985 im Gebiet des Gradenbaches (Kärnten) kontinuierliche schneehydrologische Messungen durch. Ziel dieser Tätigkeit ist die Feststellung des Einflusses von Schnee als temporärem Wasserspeicher auf den Grund- bzw. Bodenwasserhaushalt und den Abfluss. Insbesondere ist auch die

quantitative Erfassung des Einflusses von Waldflächen bezüglich der Schneeretention von großem Interesse. Neben dem Erhalt von gesichertem Datenmaterial, welches die Grundlage für alle weiterführenden wissenschaftlichen Untersuchungen ist, wurde die direkte Verwertbarkeit der Ergebnisse in der forstlichen Praxis angestrebt. Aus dieser Aufgabenstellung heraus erklärt sich auch die Wahl des Untersuchungsgebietes. Dieses liegt südlich des Alpenhauptkammes im oberen Mölltal, welches in den Jahren 1965 und 1966 von schweren Naturkatastrophen heimgesucht wurde. Das gesamte Einzugsgebiet des Gradenbaches umfasst eine Fläche von rund 32 km². Es weist mit dem rund 2 km² großen, linksufrig am Talausgang gelegenen, besonders kritischen Bereich des Talzuschubes Berchtoldshang, auf welchem die Schneemessungen durchgeführt werden, nach wie vor eines der größten Naturgefahrenpotenziale Österreichs auf. Klimatisch gehört das Gebiet zur kontinental-lufttrockenen Zone der Zentralalpen.

In einer ersten, umfassenden Analyse des Niederschlag- und Abflussgeschehens des Wildbacheinzugsgebietes Gradenbach (LANG & HAGEN 1999) wurde festgehalten, dass den Schneeverhältnissen, und hier insbesondere dem Verlauf der Schneeschmelze, in den

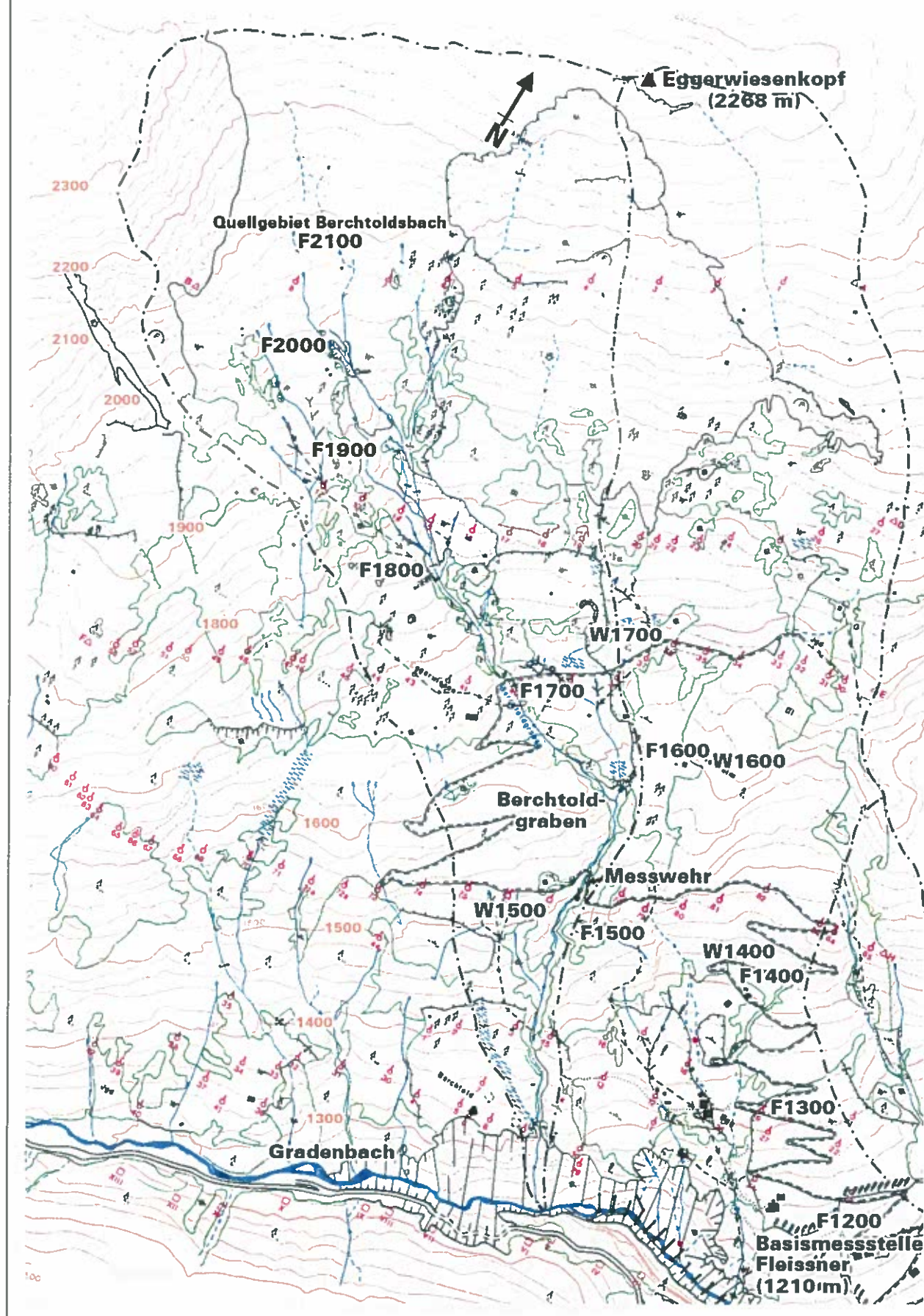
Alpenregionen große Bedeutung bezüglich Bodenwasserhaushalt und Abfluss zukommt. Die in oben angeführter Arbeit nur angeschnittene Thematik wird nun, nach Sichtung, Prüfung und Analyse der gesamten, die Schneemessungen am Berchtoldshang betreffenden Aufzeichnungen nachgereicht. Es werden die Erhebungs- und Auswerteverfahren im vollen Umfang wiedergegeben, sowie die angewandten Methoden ausführlich beschrieben. Neben einer detaillierten Darstellung von Messergebnissen werden ein bestehendes schneehydrologisches Modell mit den aktuellen Daten überprüft und unterschiedliche Ansätze zur Wasseräquivalentabschätzung für verschiedene Seehöhen – auf Basis von Niederschlagssummen und Ausgleichsfunktionen – deren Möglichkeiten und Grenzen gezeigt. Schließlich erfolgt die Dokumentation ausgewählter Schneeschmelzereignisse und deren Wirkung auf Abflussfracht und Bergwasserspiegel. Den Abschluss bildet ein Vergleich der Schneewasseräquivalente auf Freiland- und Waldmeslinien, der das hohe Schneeeinterzeptionsvermögen des Waldes nachdrücklich dokumentiert.

Den in der vorliegenden Arbeit abgehandelten Messreihen gingen vorbereitende Untersuchungen in den Jahren 1976-1981 voraus. Ein darüber von

Abb. 2.1: Blick über die Ortschaft Döllach in Richtung Einmündung des Gradentales in das Mölltal;
Blickrichtung NW; Aufnahmezeit: 2.3.1998



Abb. 2.2: Lage der Schneemesslinien am Berchtoldshang



KRONFELLNER-KRAUS & SCHAFFHAUSER verfasster Bericht wurde 1984 veröffentlicht.

stellung und Interpretation der Messdaten von großer Bedeutung.

2 Lage der Schneemesslinien

Die im Folgenden angeführten Daten stammen aus Erhebungen an insgesamt 14 Schneemesslinien, welche am süd-ost exponierten Berchtoldshang (Abbildung 2.1) angelegt wurden. Ihre Verteilung über das Untersuchungsgebiet ist Abbildung 2.2 zu entnehmen.

Der Hang weist eine durchschnittliche Neigung von 50% auf. Der untere Teil ist mit reinem Fichten-Hochwald bestockt, ab ca. 1600 m ist zunehmend Lärche beigemischt. Ebenso nimmt auch der Anteil der Almwiesen zu, und beträgt über 1800 m nahezu 100%. Die Anordnung der Schneemesslinien erfolgte annähernd entlang der 100 m-Isohypsen. Lagemäßig befindet sich der durch die Schneemessungen erfasste Bereich in etwa auf einer vom Quellgebiet des Berchtoldbaches (2100 m) nach Südost fallenden Linie, deren unteren Endpunkt die in 1210 m Seehöhe gelegene, ganzjährig betriebene meteorologische Basismessstelle (Fleissner) des Einzugsgebietes darstellt. Die Gesamthorizontaldistanz dieser imaginären Linie beträgt knapp 2 km. Die Freiland- und Waldmesslinien der einzelnen Höhenstufen befinden sich in räumlicher Nähe zueinander. Aus Tabelle 2.1 sind die Eckdaten der einzelnen Messlinien zu entnehmen.

Die teilweise doch recht unterschiedliche Steilheit und Exposition der Aufnahmeorte der einzelnen Messlinien ist in der Folge bei der Gegenüber-

3 Aufnahmeverfahren

Seit dem Winter 1985/86 wird an den in Tab. 2.1 beschriebenen Messlinien in wöchentlichen Intervallen sowohl Schneehöhe als auch Schneegewicht erhoben. Dabei wird nach folgendem Schema vorgegangen:

Da die Schneemesslinien im Gelände nicht ganzjährig fix vermarktet werden können, wird jährlich bei der ersten Begehung - zumeist im Spätherbst, bei noch relativ geringer Schneelage und dadurch guter Erkennbarkeit von Geländemerkmale - das (bergwärts gesehen) rechte Ende der Messlinie mit einem ausreichend langen Holzpflöck gekennzeichnet. Auf jeder dieser Linien, die entlang der Isohypsen verlaufen, werden in einem Abstand von max. 5 m insgesamt zehn Einzelmessungen von Schneehöhe und Schneegewicht vorgenommen. Der Einfluss von Unregelmäßigkeiten des Schneedeckenaufbaues wird somit möglichst gering gehalten. Das vertikale Ausstechen der Schneesäulen erfolgt mit Rohren aus einer Aluminiumlegierung, deren Innendurchmesser 55 mm beträgt. Die anfänglich verwendeten Schneesonden aus Kunststoff vom Typ Vogelsberg (BRECHTEL 1969) haben sich im harten Geländeeinsatz, besonders bei tiefen Temperaturen, nicht bewährt.

Die Schneehöhenmessung erfolgt in cm-Genauigkeit. Das Schneegewicht wird nach Messung des Gesamtgewichtes mit einer Federwaage (Messgenauigkeit 25 g) aus: Gesamtgewicht - Rohrgewicht = Schneegewicht ermittelt. Da ausreichend witterungsunempfindliche elektronische Geräte noch nicht zur Verfügung stehen, erfolgt die Datenerfassung im Gelände händisch in entsprechende Vordrucke. Die Werte werden später in die Datenbank eingegeben und kontrolliert.

Die Messungen erfolgen so, dass der Beobachter hangabwärts der Messpunkte steht. Für die darauf folgenden Messungen gilt die Vereinbarung, dass sie jeweils oberhalb bzw. seitwärts der davor liegenden Messung zu erfolgen

Tab. 2.1: Eckdaten der Schneemesslinien am Berchtoldshang

* in der Falllinie ** von Bestandesrändern oder vom Gegenhang

Freiland	Seehöhe	Exposition	Neigung*	Großrelief	Bemerkungen
Name	(m)		(°)	(>3m)	
2100	2085	SE	16	Verebnung	
2000	2005	SE	25	Mittelhang	
1900	1910	E	25	Oberhang	einzelne Lärche
1800	1800	ESE	15	Mittelhang	
1700	1680	SE	4	Verebnung	
1600	1610	SSE	7	Verebnung	geringe Beschattung**
1500	1520	SE	8	Verebnung	geringe Beschattung
1400	1410	SSE	15	Mittelhang	geringe Beschattung
1300	1300	SSE	26	Mittelhang	geringe Beschattung
1200	1210	SE	28	Mittelhang	geringe Beschattung
Wald					
1700	1720	S	30	Mittelhang	Waldrand, + Sonneneinfluss
1600	1615	SSE	14	Unterhang	Geringer Sonneneinfluss
1500	1540	SE	16	Mittelhang	Schlussgrad ca. 0,5
1400	1410	SSE	15	Mittelhang	Waldrand, + Sonneneinfluss

haben, um eventuelle Beeinflussungen der Schneedecke durch vorangegangene Messungen hintanzuhalten.

In der Praxis hat sich gezeigt, dass die Messung von geringen Schneehöhen oder sehr lockerem Neuschnee ohne Altschneeunterlage problematisch ist, da solche „Schneekerne“ einerseits beim Ziehen des Rohres leicht wieder aus diesem herausrutschen und andererseits eventuell in der ausgestochenen Schneesäule enthaltene Beimengungen wie Bodenmaterial, Vegetationsteile etc. das „Schneegewicht“ verhältnismäßig stark verfälschen können. Messwerte von besonders geringen Schneehöhen müssen daher als unsicher eingestuft werden.

Vorweggenommen sei, dass der Messbeginn aufgrund von Engpässen in der Personalkapazität während der Umstellungsphase des Messdienstes von Sommer- auf Winterbetrieb nicht sofort mit dem ersten Schneefall einsetzen konnte. Der messtechnisch erfasste Verlauf des Schneedeckenaufbaues kann während dieser Zeit also nicht immer dem tatsächlichen entsprechen. Weiters ist einschränkend zu vermerken, dass besonders die Messlinien >1800 m Seehöhe in lawinengefährdetem Gebiet liegen und dadurch nach exzessiven Schneefällen nicht begangen werden konnten. Dadurch fehlen an diesen Messlinien absolute Spitzenwerte der Schneehöhen. Die Auswirkungen auf an diesen Linien gewonnene Wasseräquivalente werden jedoch dadurch gedämpft, dass bei der Setzung der Schneedecke die verringerte Schneehöhe zunächst durch eine höhere Schneedichte ausgeglichen wird. Erst wenn eine zwischenzeitlich einsetzende Schneeschmelze so stark ausfällt, dass das Schmelzwasser nicht mehr in der Schneedecke zurückgehalten werden kann, es also zu Schneedeckenausfluss kommt, resultiert aus dem fehlenden Spitzenmesswert auch eine Unterschätzung der tatsächlichen Höhe des aufgetretenen Wasseräquivalentes. Auf die Verfahren zur Behandlung solcher Messlücken wird im Kapitel 4.1 detailliert eingegangen.

4 Analyseverfahren

4.1 Ausgangsdatenaufbereitung

Nach der Aufnahme der Werte in die Datenbank lässt sich für jedes Datenpaar (Schneehöhe, Schneegewicht) das Wasseräquivalent berechnen. Dieses ergibt sich aus dem Gewicht der Schneesäule, dem spezifischen Gewicht von Wasser und der Ausstechfläche des Messrohres nach der Formel:

$$\rho_w \cdot W\ddot{A} = 10 \cdot G/A$$

WÄ= Wasseräquivalent in mm

G = Gewicht der Schneesäule in g

A = Ausstechfläche des Schneerohres in cm^2

$$\rho_w \approx 1 \text{ g/cm}^3$$

Aus den 10 für jeden Parameter erhobenen bzw. errechneten Einzelwerten pro Messlinie wird das arithmetische Mittel gebildet. Diese Durchschnittswerte für Schneehöhe, Schneegewicht und das Wasseräquivalent werden für die weiteren Berechnungen herangezogen. Daraus ergibt sich eine wesentliche Steigerung der Genauigkeit gegenüber zufällig auf der Gesamtfläche des Hanges verteilte Einzelpunktmessungen.

Die so gewonnenen Ausgangsdaten wurden zur besseren Vergleichbarkeit, und Möglichkeit der Ergänzung von Messlücken, über eine spezielle Definition des Datums (Tage ab 1. September) für jedes Jahr und jede Messstelle tabellarisch zusammengestellt (Beispiel siehe Tab. 4.1) und graphisch anschaulich gemacht (Abbildung 4.1).

Die in der Tabelle in Normalschrift dargestellten Werte sind reale Messwerte, die in Kursivschrift dargestellten wurden gutachtlich in Messlücken eingefügt. Die Graphik zeigt eine aus der Messsystematik bedingte, „Ungenauigkeit“ der Auswertungen der Messdaten auf, die es bei ihrer Beurtei-

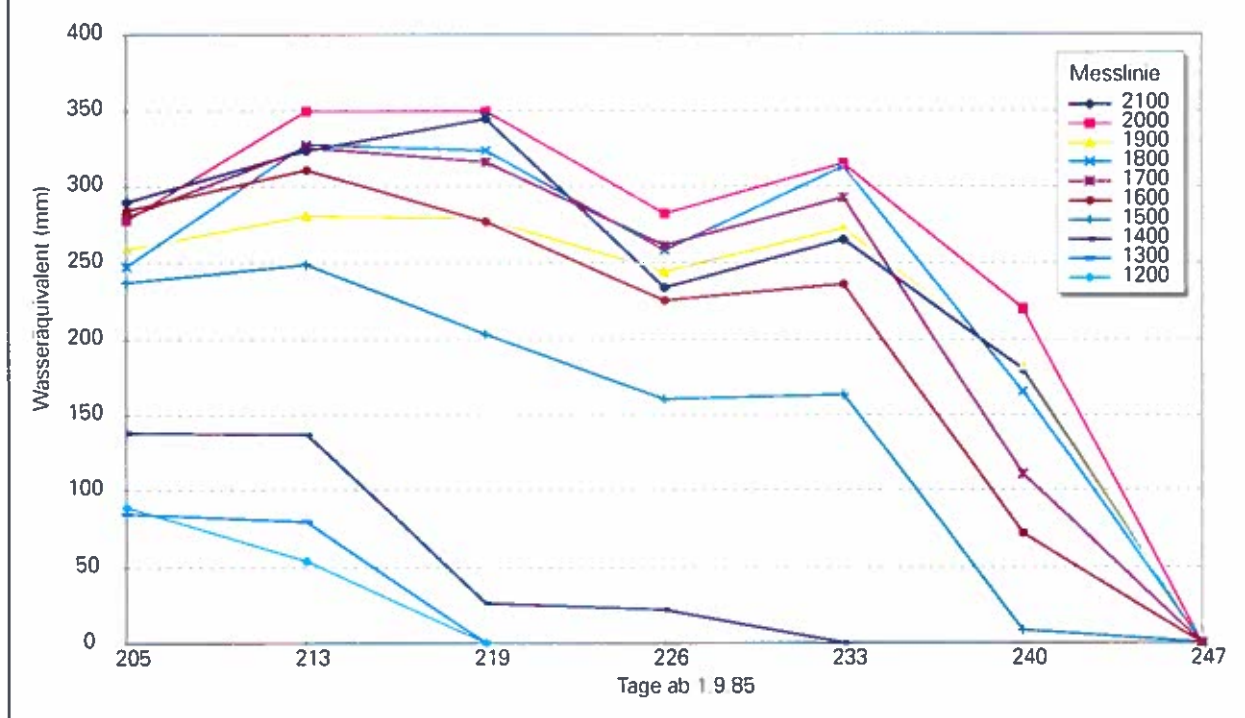
lung zu beachten gilt. Das scheinbar gleichzeitige Ende der Schneeschmelze in den höheren Lagen am Tag 247 resultiert aus der intern getroffenen Vereinbarung, dass der Messtag, an welchem kein Schnee mehr festgestellt wurde, als Ende der Schneeschmelze bezeichnet wird. Dieser „Kunstgriff“ war rechen-technisch notwendig, da es nicht möglich war, das Gebiet in

Tab. 4.1:
Messwertezuordnung über Tageszahl und Messlinie; Wintersaison 1985/86 (Tag
205 ist der 24.3.86); Auszug aus der Schneedatenbank der FBVA

[illegible]

Abb. 4.1:

Verlauf der Wasseräquivalente von 24.3 - 5.5.1986; Auszug aus der Schneedatenbank der FBVA



kürzeren Zeitabständen zu begehen. Tatsächlich liegt das Ende der Schneeschmelze zwischen Tag 240, an welchem noch Messwerte >0 festgestellt wurden und Tag 247. Diese durch das einwöchige Messintervall bedingte Ungenauigkeit bewirkt eine systematische Unterschätzung der täglichen Schmelzwasser-summen solange noch Schnee liegt, und eine Überschätzung, sobald die betreffende Linie schneefrei ist. Die Wochensumme entspricht jedoch der tatsächlich aufgetretenen. Die dadurch bedingte Überschätzung der Dauer der Schneelage von einigen Tagen besitzt bei der im Feld erreichbaren Messgenauigkeit der Ausaperungsphase nur untergeordnete Bedeutung.

Offensichtlich fehlende Werte, welche z.B. wegen Schlechtwetter, Lawinengefahr, etc. trotz Schneelage nicht erhoben werden konnten, wurden gutachtlich ergänzt. Damit wird eine Erhöhung der Genauigkeit von Aussagen betreffend Tages-schneehöhen (und Wasseräquivalenten) erreicht, die durch Interpolation zwischen im Wochenintervall erhobenen Werten gewonnen werden. Bei zu großen Datenlücken oder der Annahme,

dass die lineare Interpolation annähernd die tatsächlichen Schneeverhältnisse widerspiegeln könnte, wurde auf die gutachtliche Abschätzung der fehlenden Werte verzichtet. Die Vervollständigung der Wasseräquivalentwerte erfolgte sinngemäß nach dem gleichen Schema, unter logischer Kontrolle der Übereinstimmung mit den Daten der Schneehöhen.

Aus den ergänzten Messwertdateien wurden Tabellen für jede Messlinie und jedes einzelne Jahr erstellt, wobei das Datum über die Anzahl der Tage ab 1.9. des Jahres definiert wurde. Da in den einzelnen Jahren immer wieder an verschiedenen Tagen gemessen wurde, mussten aus den wöchent-

Tab. 4.2:

Wasseräquivalente der Messlinie 2100 (Tag 200 = 19.3., in Schaltjahren 18.3.); Auszug aus der Schneedatenbank der FBVA

Tg ab 1.9.	Winterhalbjahr/Wasseräquivalent (mm)							
	85/86	86/87	87/88	88/89	89/90	90/91	91/92	...
200	309,8	325,0	292,3	213,4	89,5	202,3	229,0	...
201	305,7	330,8	302,0	214,7	82,9	194,0	226,8	...
202	301,7	336,7	311,6	206,1	76,2	185,7	224,5	...
203	297,6	342,6	305,0	197,4	69,6	177,4	222,3	...
204	293,5	348,4	298,3	188,8	63,0	169,2	220,0	...
205	289,5	350,4	291,7	180,1	56,4	160,9	233,8	...
206	293,7	352,3	285,1	171,5	49,8	152,6	247,7	...
207	297,9	354,3	278,5	162,8	43,2	154,7	261,5	...
208	302,1	356,2	271,9	154,1	44,4	156,7	275,3	...
209	306,3	358,2	265,3	145,5	45,6	158,8	289,2	...

lich gewonnenen Messwerten, um diese miteinander vergleichen bzw. Durchschnittswerte daraus ermitteln zu können, durch lineare Interpolation Tageswerte errechnet werden. Dementsprechend sind alle im Bericht aufscheinenden Durchschnittswerte Tageswerte, denen als Ausgangsmaterial Wochenwerte zugrunde liegen. Die in dieser Form vorliegenden Werte (siehe Beispiel Tab. 4.2) für Schneehöhen und Wasseräquivalente sind die Grundlage aller weiterführenden Analysen.

4.2 Methodik

Die zuvor erläuterte Art der Datenverwaltung bietet neben Übersichtlichkeit auch eine gute Basis für weitere Berechnungen. So kann für jeden beliebigen Tag aus einem frei zu wählenden Zeitraum der Durchschnittswert, das absolute Maximum und das absolute Minimum der Werte bestimmt werden, welche den Streubereich um den Mittelwert abstecken. Weiters ist es möglich, bestimmte Verteilungsformen der Messwerte, deren Standardabweichungen um den Mittelwert, allfällige Trends und andere statistische Kennzahlen zu errechnen.

Die in der vorliegenden Arbeit angeführten Durchschnittswerte sind stets als das arithmetische Mittel des angegebenen Zeitraumes zu verstehen. In Schaltjahren ergibt sich eine, ausarbeitungstechnisch bedingte, zeitliche Verschiebung der Werte um einen Tag nach hinten. Diese periodisch ab dem 29.2. auftretende „Ungenauigkeit“ wurde aber aufgrund des gegebenen Messintervalles von einer Woche als vernachlässigbar angesehen und nicht weiter berücksichtigt. Der 1.9. des Jahres wurde als Beginn der Tageszählung ausgewählt. Er entspricht dem Beginn des auch in den Hydrographischen Jahrbüchern des Hydrographischen Dienstes Österreichs gewählten Vergleichszeitraumes. Dies hat gegenüber dem kalendarischen Jahr den Vorteil, dass alle Schneecakkumulations- und Ablationsphasen einer Wintersaison in „einem Jahr“ erfasst sind.

Die Ausgleichsfunktionen wurden mit den Mitteln der einfachen linearen Regressionsanalyse (Prinzip der kleinsten Abweichungsquadrate) gesucht. Diese besitzt gegenüber nichtlinearen Regressionsanalysen den Vorteil, dass sie auch schon bei einer geringeren Anzahl von Grunddaten verlässlich ist. Sämtliche Koeffizienten und Tests sind vertrauenswürdig, während sie bei nicht linearen Funktionen nur näherungsweise gelten.

Die Anzahl der Messwerte, die benötigt werden, um eine Regressionsanalyse sinnvoll einsetzen zu können, beruht auf Erfahrungswerten und hängt von der Art der Daten und ihrer Verteilung ab. Als Richtlinie wurde für den gegebenen Fall festgelegt, dass die Anzahl von 30 nicht wesentlich unterschritten werden sollte. Für spezielle Auswertungen, z.B. die Seehöhenabhängigkeit der Wasseräquivalente, wurden auch Ausgleichsfunktionen bestimmt, in denen die Anzahl der Werte erheblich darunter lag. In solchen Ausnahmefällen wurden aber keine zahlenmäßigen, statistischen Angaben zur Güte der gefundenen Funktionen gemacht, da diese als nicht mehr vertrauenswürdig anzusehen sind. Die Ergebnisse solcher Berechnungen sind daher auch nur als Abschätzung anzusehen. Die Beurteilung von Anpassung und Güte der gefundenen Funktionen wurde in diesen Fällen optisch und logisch vorgenommen.

Neben der Mindestanzahl von Messwerten ist eine weitere Forderung der Regressionsanalyse, dass die einzelnen Werte voneinander unabhängig sein müssen, um eine uneingeschränkte Anwendung zu erlauben. Bei den Schneehöhen und Wasseräquivalenten muss davon ausgegangen werden, dass dies nicht zutrifft. So beeinflusst die Schneehöhe und das Wasseräquivalent an einem bestimmten Tag die Schneehöhe und das Wasseräquivalent bei der Folgemessung, ausgenommen den Fall, dass zwischen den beiden Messterminen der Schnee einmal völlig abgeschmolzen ist. Die Ausgangsdatensätze sind also nicht frei von Autokorrelation. Nach BLEIMÜLLER (1988) sind die Schätzwerte der Korrelation allerdings auch noch in diesem Falle erwartungstreu und das adjustierte Bestimmtheitsmaß ist als Gütemaß zulässig. Einschränkend wird bemerkt, dass die gefundenen Schätzwerte jedoch nicht mehr absolut effizient sind, was heißt, dass sie nicht mehr die kleinstmögliche Varianz haben. Betont wird weiters, dass die Standardfunktionen der Koeffizienten kräftig unterschätzt werden und daher keine Aussagekraft mehr haben. Daher wurde auf deren Angabe ausnahmslos verzichtet.

Als das für diese Datensätze eventuell auch geeignete statistische Instrument wäre die Zeitreihenanalyse anzuführen. Allerdings sind die zur Verfügung stehenden Reihen dafür noch sehr kurz, was den aufwendigen Einsatz der Zeitreihenanalyse derzeit noch als nicht zielführend erscheinen lässt, zumal die Regressionsanalyse durchaus zufrieden stellende Ergebnisse lieferte.

5 Ergebnisse

5.1 Durchschnittliche und maximale Wasseräquivalente und Schneehöhen

Nach den unter Kapitel 4.2 beschriebenen Methoden wurden von allen Messlinien die durchschnittlichen sowie die absoluten maximalen und minimalen Werte von Schneehöhe und Wasseräquivalent über den gesamten Zeitraum von Winter 1985/86-1995/96 im Jahresverlauf ermittelt.

Diese Auswertungen bilden eine gute Ausgangsbasis für Vergleiche der Ergebnisse verschiedener Flächen untereinander. Es werden Durchschnittswerte verglichen, deren Vorteil gegenüber Einzelmessungen ist, dass eventuelle nichtsystematische Messungenauigkeiten oder aus der Reihe fallende, extreme Verhältnisse einzelner Jahre abgeschwächt werden bzw. sich im günstigsten Fall gegenseitig sogar aufheben. Die mit diesen Werten erstellten Funktionen basieren auf einem Erhebungszeitraum von 11 Jahren. Ihre Repräsentativität im statistischen Sinne muss also wegen der Kürze der Messreihen als noch nicht gesichert angesehen werden. Trotzdem stellen sie derzeit die brauchbarsten Annäherungen an die tatsächlichen Durchschnittswerte dar. Es darf bei all diesen Berechnungen nie außer Acht gelassen werden, dass das Klima keine Konstante darstellt,

sondern ein permanenten Veränderungen unterworfen, dynamischer Prozess ist und es dadurch den absolut richtigen Mittelwert im mathematischen Sinne gar nicht geben kann. Seine Größe wird immer bis zu einem gewissen Grad von der Wahl des Beobachtungszeitraumes beeinflusst werden.

LANG & HAGEN (1999) weisen auf die abnehmenden Schneehöhen an der Basismess-Stelle Fleissner hin: Im Vergleichszeitraum der Jahre 1985/86-1994/95 (Durchführung der Messungen an den Schneemesslinien) lagen diese eindeutig unter jenen des Durchschnittes der Jahre 1971/72-1984/85. Abbildung 5.1 zeigt diese Entwicklung über die Anzahl der Tage mit Schneebedeckung, sowie die mittleren und maximalen Schneehöhen auf.

Trendmäßig ist eine Abnahme aller drei Kennzahlen in den letzten Jahren zu erkennen. Eine Überprüfung dieses Verhaltens erfolgte durch den Vergleich der maximalen Schneehöhen der Station Fleissner und der Station Heiligenblut. Diese liegt rund 5 km in nördlicher Richtung von der Basismessstelle entfernt und wird vom Hydrographischen Dienst Österreichs betrieben. Trotz der manchmal beträchtlichen Unterschiede im Verlauf der Ganglinien weisen beide deutlich abnehmende Tendenz der Schneehöhen auf (siehe Abb. 5.2).

Mit großer Wahrscheinlichkeit ist der Rückgang aller in Abb. 5.1 angeführten Parameter auf die im Winterhalbjahr (November bis inkl. April) um ca.

Abb. 5.1:

Anzahl der Tage mit Schneedecke sowie mittlere und maximale Schneehöhen; Station Fleissner

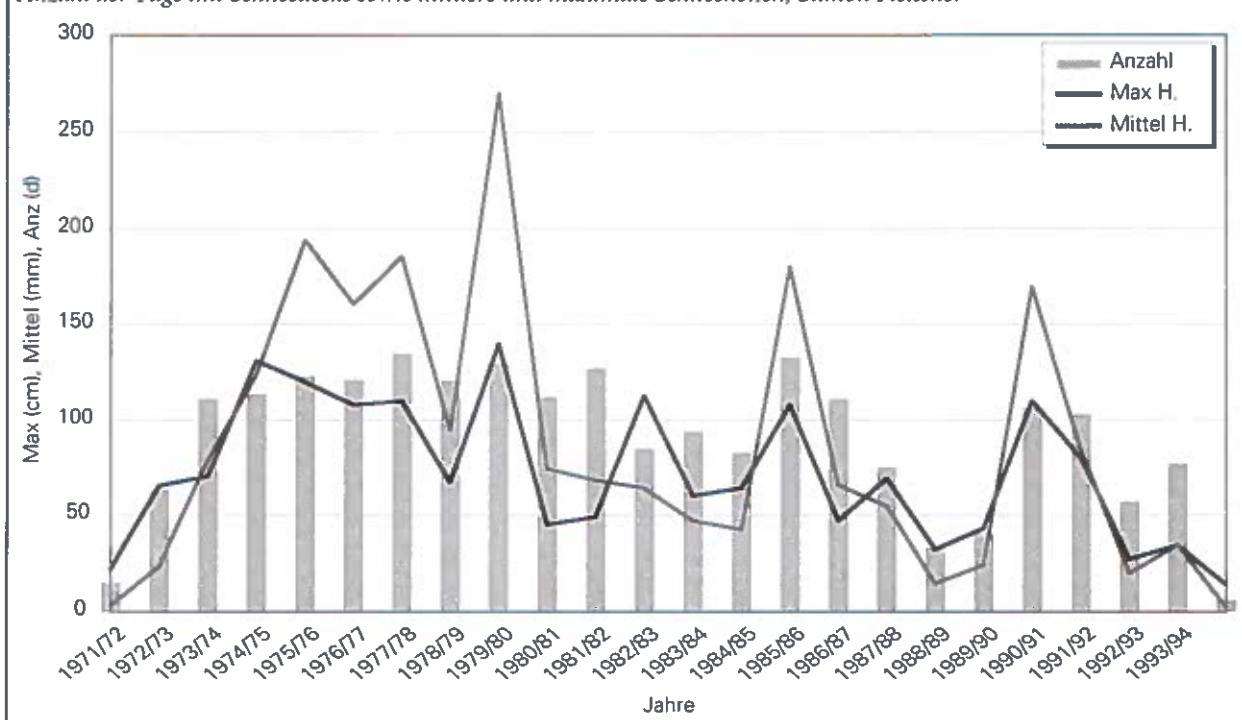
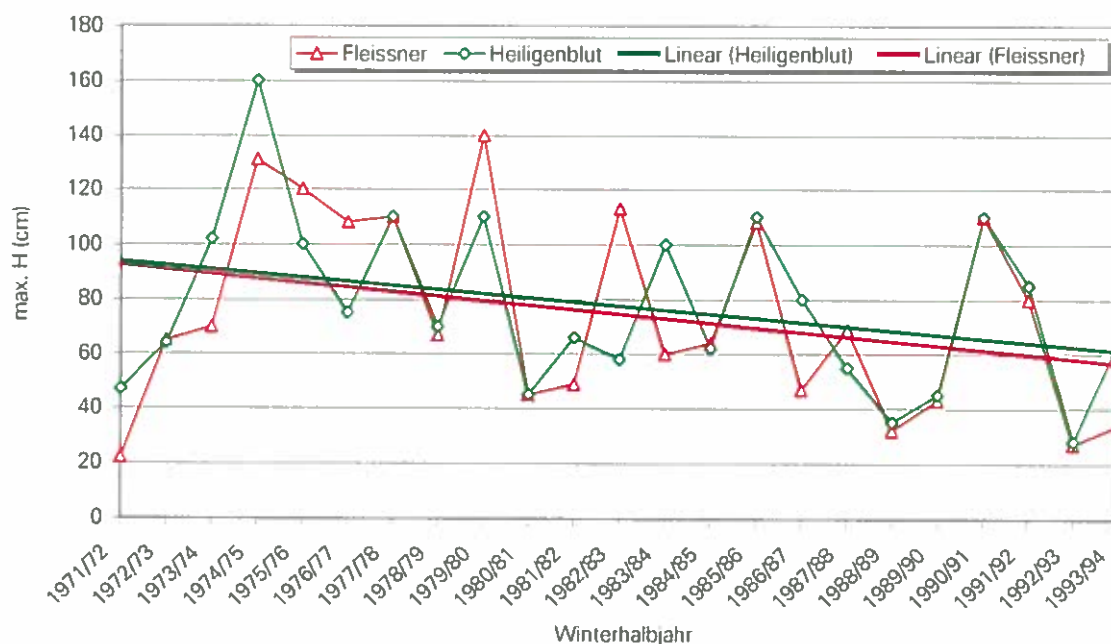


Abb. 5.2:

Vergleich der maximalen Schneehöhen an den Stationen Fleissner und Heiligenblut; Beobachtungsperiode 1971/72-1993/94

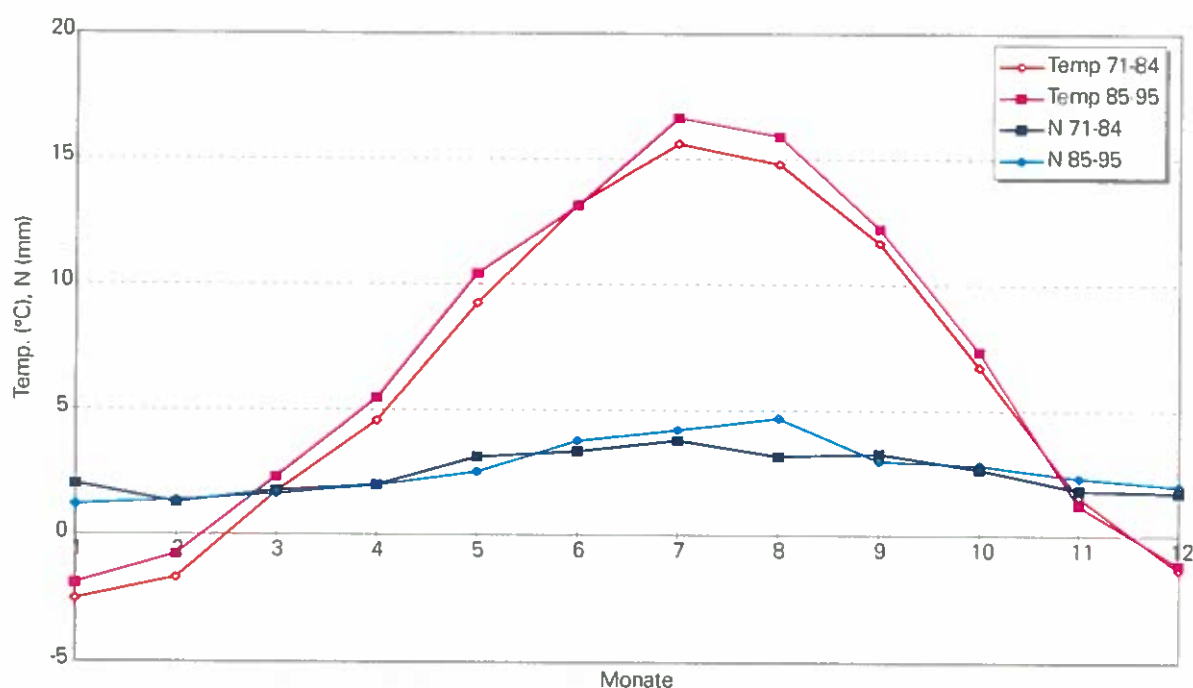


0,5° C höheren Monatsdurchschnittstemperaturen des Zeitraumes 1985-1995 zurückzuführen (siehe Abb. 5.3), da die durchschnittlichen monatlichen Niederschlagsmengen in den Vergleichszeiträumen in Summe ausgeglichen bilanzierten. Die Aufzeichnung der von der Station Fleissner stammenden

Temperaturwerte liegt nicht lückenlos vor, daher kann die tatsächlich aufgetretene Änderung der Durchschnittstemperatur geringfügig vom genannten Wert abweichen. Die Untersuchungsergebnisse bestätigen damit die zuletzt bei VISCHER & BADER (1999) bezüglich dieser Thematik getroffenen

Abb. 5.3:

Durchschnittliche Niederschläge und Temperaturen in den Vergleichszeiträumen 1971-84 und 1985-95; Tagesdurchschnittswerte der Monate



Aussagen. Sie geben für die Schweiz eine Erhöhung der mittleren Jahrestemperatur von rund 1° C seit dem Jahre 1850 an. Weiters gehen sie davon aus, dass die kombinierte Wirkung einer Temperatur- und Niederschlagszunahme im Winter die Schneemächtigkeit in den tiefer liegenden alpinen Regionen reduziert. Eine Zunahme der Winterniederschläge wurde in der vorliegenden Untersuchung zwar nicht festgestellt, diese würde allerdings der Temperaturzunahme insgesamt entgegenwirken.

Der Versuch, aus dem oben durchgeführten Vergleich der Werte der Station Fleissner das Ausmaß der Veränderungen der jährlichen Schneehöhen an den Messlinien gegenüber früheren Jahren herzuleiten, wurde nicht unternommen. Wie die Messdaten der Schneemesslinien gezeigt haben, bedeutet nämlich wenig Schnee in tiefen Lagen nicht auch automatisch wenig Schnee im Gipfelbereich und umgekehrt. Es kann also von der Schneelage im Talbereich – wie im Fall der Station Fleissner – nicht verlässlich auf jene in höheren Lagen geschlossen werden.

Einen Überblick über die Schneesverhältnisse in den verschiedenen Höhenlagen gibt Tabelle 5.1. In ihr wurden die mittleren, maximalen und minimalen Maxima der Wasseräquivalente an den einzelnen Messlinien unter Angabe von Wert und Datum zusammengefasst.

Tab. 5.1:

Mittlere, maximale und minimale Maxima der Wasseräquivalente (WÄ) im Beobachtungszeitraum 1985/86-1995/96

Messlinie	WÄ-Mittel	WÄ-Max.		WÄ-Min.	
	(mm)	(mm)	Datum	(mm)	Datum
2100	299	425	05.04.1992	196	05.03.1990
2000	228	364	23.03.1987	100	27.12.1992
1900	216	379	05.04.1992	109	08.02.1993
1800	219	327	01.04.1986	115	08.02.1993
1700	236	359	05.04.1992	141	15.03.1993
1600	202	343	09.03.1987	84	21.12.1992
1500	178	305	02.03.1987	75	21.12.1992
1400	146	274	16.03.1987	56	19.02.1990
1300	117	207	10.03.1986	45	21.12.1992
1200	94	185	17.02.1986	34	21.12.1992

Die Tabelle zeigt, dass das Wasseräquivalent seinen höchsten Wert im Gipfelbereich 1992 erreichte; im Tal war dies 1986 der Fall. Die maximalen Wasseräquivalente wurden also je nach Seehöhe in verschiedenen Wintersaisons registriert. Dies gilt sinngemäß auch für die Kleinstwerte, welche ihr Maximum im Gipfelbereich ebenfalls zu einem anderen Zeitpunkt erreichten als an den tiefer gelegenen Messlinien.

5.2 Vergleich der Messergebnisse mit dem Modell von Rau

Eine Übersicht über Kennwerte von Schneehöhen und Wasseräquivalenten wurde bereits in der Arbeit von LANG & HAGEN (1999) gegeben. Eine zusammenfassende Darstellung der Mittel- und Extremwerte der tiefst- und höchstgelegenen Messlinie zeigt Tabelle 5.2.

Tab.5.2:

Mittel- und Extremwerte der Schneehöhen (H) und Wasseräquivalente (WÄ) an den Messlinien 2100 und 1200; Beobachtungszeitraum 1985/86-1995/96

	Schneehöhe in 2100 m		Wasseräquivalent in 2100 m	
	H (cm)	Datum	WÄ (mm)	Datum
Max	141	02.03.1987	417*	02.03.1987
Min	68	17.02.1990	196	05.03.1990
Mittel	103	21.02.d.J	299	05.03.d.J
	Schneehöhe in 1200 m		Wasseräquivalent in 1200 m	
	H (cm)	Datum	WÄ (mm)	Datum
Max	86	03.02.1986	185	17.02.1986
Min	18	27.12.1989	34	21.12.1993
Mittel	25	03.02.d.J	94	22.02.d.J

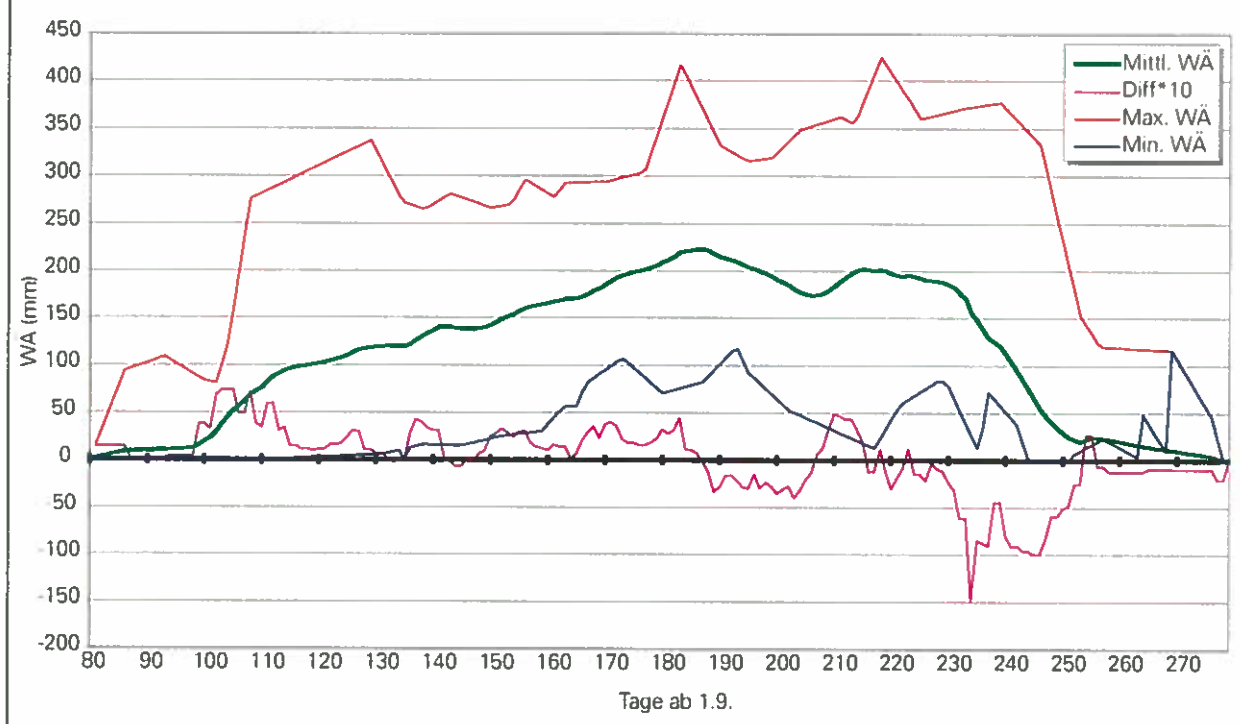
Auffallend sind die im gesamten Beobachtungszeitraum von 11 Jahren festgestellten recht bescheidenen Schneehöhen – selbst in 2100 m Seehöhe überschritt das Mittel der 10 Messungen pro Linie kein einziges Mal die 1,5 m Marke. In Tabelle 5.2 ist der höchste tatsächlich im Rahmen des Messprogrammes gemessene Wert (417 mm) der Wasseräquivalente angeführt. Gutachtlich wurde für den 5.4.1992 der noch etwas darüberliegende Wert von 425 mm ermittelt. Zusätzlich in den Wintern 1985/86 und 1994/95 durchgeführte Messungen an Messlinien über 2100 m Seehöhe erbrachten einen Maximalwert von lediglich 379 mm am 7. April 1986 in annähernd 2300 m Seehöhe.

Da die Werte des Wasseräquivalentes wildbachhydrologisch aussagekräftiger sind als die Schneehöhen, wird im Folgenden auf diese näher eingegangen. Anhang A zeigt die Verläufe der Wasseräquivalente auf allen Freiland-Messlinien in graphischer Form. Beispielhaft seien in Abbildung 5.4 die Extrem- und Mittelwerte der Wasseräquivalente sowie deren mittlere Zu- und Abnahme auf der Linie 2100 m dargestellt.

Entsprechend dem frühesten Beginn bzw. dem spätesten Ende der Schneemessungen während der gesamten Beobachtungsperiode reicht der zeitliche Rahmen des Bezugszeitraumes in den Graphiken

Abb. 5.4:

Maximale, mittlere und minimale Wasseräquivalente (WÄ) sowie deren mittlere Differenzen in 2100 m; Beobachtungszeitraum 1985/86-1995/96



von Tag 80 bis maximal Tag 280. Wie anzunehmen war, fanden sich die maximalen durchschnittlichen Werte der Wasseräquivalente an der höchstgelegenen Messlinie (2100 m). Auffällig im Verlauf der Linien ist die zweigipfelige Ausprägung des Maximums der durchschnittlichen Wasseräquivalente bei den höhergelegenen Messlinien (ab 1800 m). Das erste Maximum wurde gegen Anfang März, das zweite rund fünf Wochen später erreicht. Während an der Messlinie 1800 das zweite Maximum bereits wesentlich niedriger als das erste ausfiel, verliefen die Kurven der durchschnittlichen Wasseräquivalente ab 1700 m eingipfelig. Das Frühjahrsmaximum blieb also aus.

Die absoluten Maxima der Wasseräquivalente wurden an den Messlinien in 2100 m bis 1700 m Seehöhe Ende März bzw. Anfang April erreicht. In 1600 m und 1500 m wurden um diese Zeit zwar keine Maxima, aber immer noch sehr hohe Werte verzeichnet. Unterhalb dieser Seehöhen lagen die maximalen Wasseräquivalente im Gegensatz zum oberen Teil des Einzugsgebietes durchwegs unter 300 mm. Zeitlich gesehen traten die maximalen Wasseräquivalente ab 1600 m abwärts erheblich früher auf als bei den oberhalb gelegenen Messlinien.

Von 1500 m aufwärts konnte im gesamten Untersuchungszeitraum zwischen Mitte Dezember und

Mitte März auf den Freiflächen eine permanente Schneedecke verzeichnet werden. In nur 2 Fällen (weniger als 0,5% der Anzahl der Messungen) wurde innerhalb dieser Zeitspanne kein Schnee an einer Messlinie registriert. In höheren Lagen verlängerte sich die Dauer der permanenten Schneedecke bis maximal Ende April (2100 m).

RAU (1993) unterscheidet in seiner Arbeit über die höhenabhängigen Variationen der hydrologischen Eigenschaften von Schneedeckenspeichern nach 5 Höhenstufen. Nach seiner Klassifikation würde das Einzugsgebiet des Messwehres Berchtoldsgraben zur Gänze in Höhenstufe 4, die mit einer Abweichung von ± 200 m von 1500-3600 m reicht, fallen. Für diese ist eine kontinuierliche Schneeakkumulation kennzeichnend, welche nicht durch Schmelzperioden unterbrochen ist, keinen Einfluss von Regen auf die Schneedeckenentwicklung und eine klare Trennung von Akkumulation und Ablation aufweist. Betrachtet man den durchschnittlichen Verlauf der Wasseräquivalente, so trifft diese Einordnung im untersuchten Gebiet im Wesentlichen zu. Allerdings widerspricht die Zweigipfeligkeit des Maximums in höheren Lagen der eindeutigen Trennung von Akkumulations- und Ablationsphase. Viel mehr ist hier eine lange Übergangsphase ausgeprägt. Einzelereignisse zeigten, dass es im Einzugsgebiet des Graden-

baches in allen Höhen, auch während des Früh- und Hochwinters, zur Abnahme der Wasseräquivalente kommen kann. Besonders ausgeprägt und häufig tritt diese allerdings nur unter 1500 m Seehöhe auf. Bis auf zwei Ausnahmen führte die Abnahme der in der Schneedecke gespeicherten Wassermenge während dieser Zeit aber zu keiner erkennbaren Steigerung der Abflussfracht. Beide Ausnahmen lagen im Dezember (4.12.1985 und 23.12.1991) und bei beiden waren kurz zuvor Neuschneefälle zu verzeichnen gewesen. 1991 bewirkte die Schneeschmelze eine Erhöhung des Basisabflusses von 338 m³/d auf 742 m³/d (+ 120%). 1985 lag der Abfluss rund 40% über dem davor herrschenden Basisabfluss von knapp 400 m³/d. Die Abnahme der Wasseräquivalente in den anderen Fällen, in denen keine Steigerung der Abflussfracht an den Gerinnesmessstellen verzeichnet werden konnte, muss durch direkten Übergang in den Untergrund (Klüfte), Sublimation und/oder Windverfrachtung verursacht worden sein. Nutzt man die bei RAU genannte Schwankungsbreite von +/- 200 m für die Einordnung des Gebietes in die Höhenstufen nach oben aus, und rechnet demzufolge die unter 1700 m liegenden Flächen des Einzugsgebietes als der Höhenstufe 3 zugehörig, in der es speziell um Weihnachten zu geringer Schmelzwasserabgabe kommen kann, so lassen sich daraus die beobachteten - absolut gesehen - geringen Abflusssteigerungen in diesem Bereich des Einzugsgebietes erklären.

Die Verlagerung der Stufen an deren angegebene Obergrenzen scheint durch die verhältnismäßig geringen Niederschlagsmengen im Untersuchungsgebiet und die Südexposition des Hanges durchaus gerechtfertigt.

Inwieweit Regen den Schneedeckenaufbau beeinflusste, konnte mangels geeigneter Messdaten aus diesen Höhenlagen des Einzugsgebietes nicht beurteilt werden. Zumindest in den unteren Bereichen bis 1700 m ist ein solcher Einfluss jedoch als sehr wahrscheinlich anzusehen.

Es lässt sich also sagen, dass das Schneeakkumulationsmodell von RAU, mit um 200 m nach oben verschobenen Grenzen der einzelnen Höhenstufen, die Schneedeckenverhältnisse am Berchtoldshang gut beschreibt. Auszunehmen davon ist lediglich die dort beschriebene eindeutige Trennung der Akkumulations- und Ablationsphase. Der zum Zeitpunkt der Abfassung des vorliegenden Berichtes noch andauernde und daher noch nicht berücksichtigte, extrem milde und trockene Winter 1997/98 mit entsprechend geringen Schneemengen im Unter-

suchungsgebiet könnte allerdings eine stärkere Verschiebung der Grenzen nach oben erfordern, was dem Modell von RAU prinzipiell aber nicht widersprechen würde. Denn dieser weist in seiner Arbeit auch auf Änderungen des hydrologischen Verhaltens im Falle einer möglichen Klimaänderung hin. Für Mitteleuropa sollte das Modell seiner Meinung nach, mit nach oben verschobenen Grenzen der einzelnen Stufen, seine Gültigkeit beibehalten. Dieser Effekt dürfte, wie der in Kapitel 5.1 angestellte Temperaturvergleich zeigt, im Zeitraum der Untersuchung bereits zum Tragen gekommen sein. Damit wäre die notwendige Korrektur der Höhenstufen der Schneedeckenspeicher nicht nur auf die oben erwähnten Faktoren, sondern zusätzlich auch auf die fortschreitende Klimaerwärmung in unseren Regionen zurückzuführen.

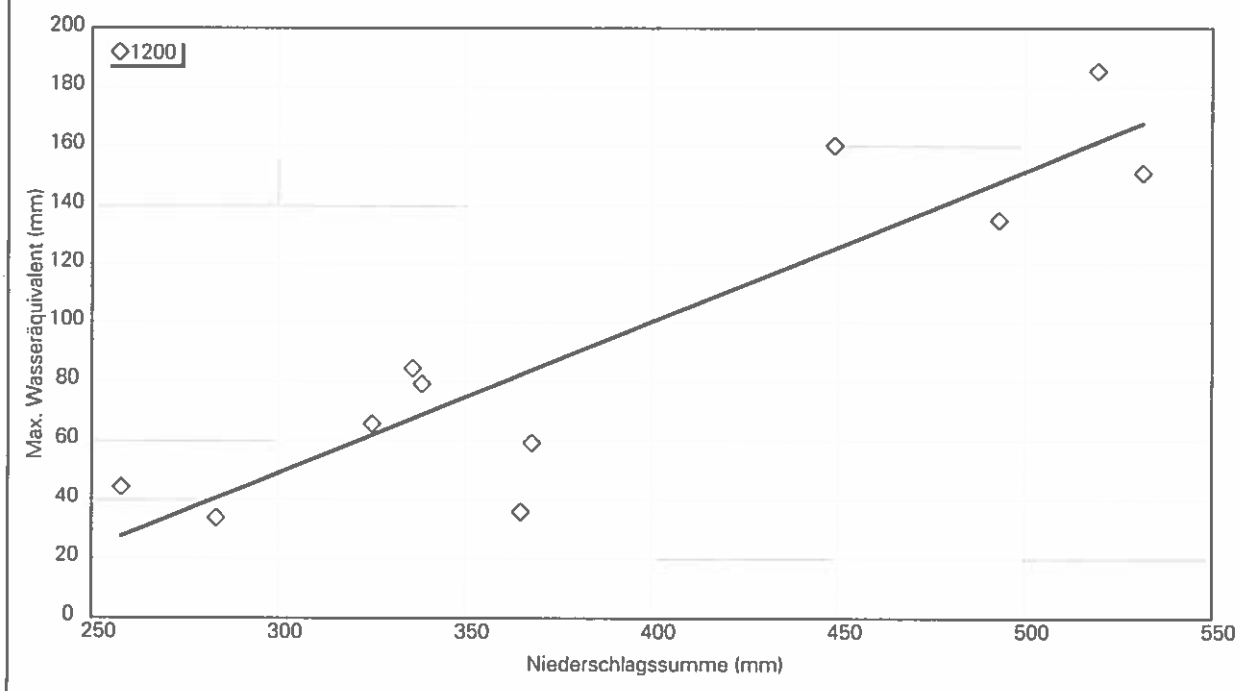
5.3 Abschätzung der Wasseräquivalente des Untersuchungsgebietes über Niederschlagssummen

In den Kapiteln 5.3 und 5.4 werden verschiedene Modelle zur Abschätzung der Wasseräquivalente für Einzugsgebiete, in welchen Schneemessungen fehlen, vorgestellt und auf ihre Praxistauglichkeit geprüft. Beim ersten Ansatz wurde das Modell von SCHILLER (1980), bei welchem der akkumulierte Schneevorrat des Winters über die Differenz aus Winterniederschlag und Winterabfluss geschätzt wird, zum Vorbild genommen. Für den Berchtoldshang gibt es jedoch keine einzelne, den Gesamtabfluss des Hanges erfassende, repräsentative Abflussmessstelle. Es konnte auch der Gesamtabfluss nicht über gewichtete Anteile aus den Werten der verschiedenen Quellmessstationen eruiert werden, da der Zeitraum der sich überschneidenden Datensätze zu kurz war. Allerdings zeigten die langjährigen Abflussmessungen an den verschiedenen Messwehren, dass die Schwankungen der Summen der Abflussfrachten in den Wintermonaten durchwegs verhältnismäßig gering waren, da es, wie auch RAU (vgl. Kapitel 5.2) feststellte, über 1500 m (± 200 m) zu keinen die Schneeakkumulationsphase unterbrechenden Schmelzwasserabflüssen kommt.

Es wurde daher, unter Verzicht auf Werte von Abflussmessungen, der Versuch unternommen, lineare Ausgleichsfunktionen über eine Regressionsanalyse lediglich zwischen Niederschlagsmenge und der Größe der maximalen Wasseräquivalente für die einzelnen Messlinien zu finden.

Abb. 5.5:

Zusammenhang von Niederschlagssumme (im Beispiel November-Mai) und maximalem Wasseräquivalent an der Messlinie 1200



Zu diesem Zweck wurden alle, mindestens zwei zusammenhängende Monate umfassenden Monatssummen der Winterniederschläge der Basismessstelle gebildet. Die untersuchten Zeiträume umfassen die Monate Oktober bis einschließlich Mai in den Wintersaisons 1985/86 bis 1995/96 (Okt. - Nov., Okt. - Dez, usw. bis Apr. - Mai). Diese wurden den maximalen Werten der Wasseräquivalente aller Messlinien in den entsprechenden Jahren gegenübergestellt. Abbildung 5.5 zeigt exemplarisch die Verteilung der so erhaltenen Werte sowie die ermittelte lineare Ausgleichsgerade für die Messlinie 1200.

Im Anschluss sind in Tab. 5.3 die Korrelationskoeffizienten aller Monatskombinationen angeführt, bei denen diese an mindestens einer Messlinie signifikant (d.h. $>0,602$ für eine Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% nach SACHS & LOTHAR 1997) waren. Wie aus Tabelle 5.3 zu ersehen ist, ergibt sich für das in Abbildung 5.5 gezeigte Beispiel ein überdurchschnittlich hoher Korrelationskoeffizient. Der Zusammenhang zwischen den Niederschlagsmengen des beobachteten Zeitraumes und den maximalen Wasseräquivalenten ist hoch signifikant. Betont sei, dass die gefundenen Funktionen und Korrelations-

Tab. 5.3:

Monatskombinationen mit signifikanten Korrelationskoeffizienten zwischen Niederschlagssumme und maximalem Wasseräquivalent; Beobachtungszeitraum 1985/86-1995/96

Mess- linie	Korrelationskoeffizienten der Monatskombinationen													
	10-5	11-1	11-2	11-3	11-4	11-5	12-1	12-3	12-5	1-3	1-5	2-3	3-5	4-5
1200	0,5743	0,6125	0,6294	0,7018	0,7439	0,8971	0,6536	0,6853	0,8261	0,5040	0,7139	0,2436	0,7911	0,6660
1300	0,6563	0,6054	0,6148	0,6651	0,6686	0,8522	0,7107	0,6729	0,8022	0,4756	0,6780	0,1805	0,7253	0,6367
1400	0,6091	0,5401	0,5665	0,6429	0,6172	0,8170	0,6118	0,6734	0,7822	0,4882	0,6663	0,2652	0,7309	0,5976
1500	0,5281	0,5350	0,6155	0,6554	0,5817	0,7716	0,5412	0,6533	0,6900	0,6001	0,6670	0,3018	0,5657	0,4474
1600	0,4590	0,5018	0,5829	0,6444	0,5719	0,7113	0,4700	0,6389	0,6108	0,6410	0,6260	0,3456	0,4974	0,3144
1700	0,4360	0,5568	0,6184	0,7763	0,7832	0,7725	0,4182	0,7439	0,6020	0,6584	0,5547	0,5122	0,5631	0,1561
1800	0,5625	0,6204	0,6624	0,7576	0,7112	0,7926	0,5731	0,7137	0,6319	0,6347	0,5897	0,3451	0,5345	0,2544
1900	0,2242	0,4534	0,5465	0,7460	0,7434	0,7200	0,2781	0,7658	0,5833	0,6791	0,5349	0,6568	0,5710	0,0908
2000	0,2806	0,4795	0,5335	0,6836	0,6547	0,7296	0,3264	0,6432	0,5896	0,6402	0,6007	0,4728	0,6099	0,2678
2100	0,2578	0,3828	0,4327	0,6090	0,6239	0,6423	0,1601	0,5543	0,5016	0,5251	0,4920	0,5105	0,5942	0,2183

Anmerkung: Signifikante Werte wurden hellgrau, der max. Korrelationskoeffizient der jeweiligen Messlinie dunkelgrau hinterlegt

koeffizienten auf nur 11 Jahre langen Datensätzen beruhen. Sie bedürfen daher zu gegebenem Zeitpunkt noch einer Kontrolle mit entsprechend umfangreicheren Datensätzen.

Die Berechnungen ergaben, dass, von zwei Ausnahmen abgesehen, die beste Übereinstimmung immer im Zeitraum November bis einschließlich Mai gegeben ist. Dieser Zeitraum, sowie die Periode November-März, liefern als einzige Monatskombinationen für alle Messlinien signifikante Funktionen. Auch die Monatskombination Dezember-März kann, außer für die Messlinie 2100, in allen Höhen mit signifikanten Funktionen aufwarten. Für die Messlinie 1900 liefert sie den maximalen Korrelationskoeffizienten. In Messlinie 1700 wird dieser in der Periode November-April erreicht. Die Signifikanzgrenze für den gleichen Zeitraum wird nur in den Linien 1500 und 1600 knapp verfehlt.

Insgesamt weist die Korrelation der Niederschlagssummen mit den maximalen Wasseräquivalentwerten, mit Ausnahme der Kombinationen Jänner-März und Februar-März, mit zunehmender Höhenlage abnehmende Tendenzen auf. Mit Erstaunen wurde festgestellt, dass die besten Korrelationen auch die Niederschlagssummen der Monate April bzw. Mai beinhalten, da z.B. die – in Tabelle 5.1 aufscheinenden – maximalen Werte der Wasseräquivalente des gesamten Beobachtungszeitraumes kein einziges Mal im Mai und, von 1600 m abwärts, auch niemals im April erreicht wurden. Die Untersuchung der Häufigkeit der maximalen Wasseräquivalente der einzelnen Messjahre zeigt, dass diese von 1700 m aufwärts überwiegend im März und April, darunter dominant im Februar auftraten. Somit konnten die Niederschlags-

mengen der Monate April und Mai das maximale Wasseräquivalent im Normalfall nicht mehr beeinflussen, da sie erst später fielen.

Es dürfte sich bei den gefundenen Zusammenhängen um so genannte Scheinkorrelationen handeln, also um Korrelationen, in denen die beiden verglichenen Parameter zwar nicht voneinander, aber in ähnlicher Weise von einem dritten, nicht beachteten Parameter gemeinsam abhängig sind. Dadurch wird der Anschein erweckt, sie wären direkt voneinander abhängig. Des Weiteren sei noch einmal auf den relativ geringen Datenumfang hingewiesen. Zufälligkeiten und Ausreißer haben dadurch starken Einfluss auf die Ergebnisse. Da die bis jetzt gefundenen Funktionen mit den höchsten Korrelationen zumeist auf der Niederschlagssumme der Monate November bis Mai basieren, sind sie zur prognostischen Abschätzung von maximalen Wasseräquivalenten bzw. der daraus resultierenden Schneeschmelzwassermengen ungeeignet. Die zur Berechnung benötigte Niederschlagssumme steht logischerweise frühestens am 1. Juni, also viel zu spät, zur Verfügung. Ein möglicher Einsatz böte sich – mit entsprechendem Vorbehalt – lediglich in der Nachrechnung von Schadereignissen zur Ursachenforschung (Schwellwertabschätzung etc.).

Eine Untersuchung der prozentuellen Anteile des Wasseräquivalentes an den Niederschlagssummen (max. Wasseräquivalent/Niederschlagssumme), welche über die gleichen Zeiträume durchgeführt wurde, bestätigte insgesamt das Ergebnis der Korrelationsanalyse (siehe Tab. 5.4).

In tiefen Lagen wird die im Koeffizienten sichtbare, geringste Spanne zwischen maximalem und

Tab. 5.4:

Prozentueller Anteil des Wasseräquivalentes an den Niederschlagssummen ausgewählter Perioden, deren Koeffizienten sowie maximale Abweichungen vom Mittelwert; Beobachtungsperiode 1985/86-1995/96

Messlinie	1200			1300			1400			1500			1600		
Periode	11-5	11-4	4-5	11-5	11-4	4-5	11-5	11-4	4-5	11-5	11-4	4-5	11-5	11-4	4-5
Min	9,8	11,2	33,4	12,7	14,5	43,3	15,3	17,5	55,3	26,4	33,7	64,9	29,7	36,3	64,9
Mittel	22,8	29,8	63,9	28,7	37,8	80,4	36,2	47,9	101,8	45,2	59,6	128,7	51,0	66,9	147,4
Max	35,7	53,5	109,2	45,5	68,2	132,0	61,0	91,5	151,1	68,0	102,0	225,3	81,8	114,7	315,9
Koeff.	3,64	4,76	3,27	3,58	4,70	3,05	3,99	5,23	2,73	2,58	3,03	3,47	2,76	3,16	4,87
Abw+	56,8	79,6	70,7	58,3	80,5	64,2	68,4	91,1	48,5	50,4	71,3	75,0	60,3	71,4	114,3
Abw-	56,9	62,3	47,7	55,8	61,6	46,1	57,8	63,4	45,6	41,7	43,5	49,6	41,8	45,7	56,0
Messlinie	1700			1800			1900			2000			2100		
Periode	11-5	11-4	4-5	11-5	11-4	4-5	11-5	11-4	4-5	11-5	11-4	4-5	11-5	11-4	4-5
Min	47,5	56,2	87,9	39,5	44,3	74,3	38,6	43,6	73,2	32,6	37,3	79,1	53,7	61,4	109,5
Mittel	60,5	78,4	176,0	55,7	72,7	161,3	55,4	71,8	161,9	57,4	75,0	167,1	78,3	102,1	222,6
Max	90,4	106,6	349,0	80,7	103,4	311,5	78,1	98,2	301,5	94,7	121,7	365,6	113,4	161,5	398,8
Koeff.	1,90	1,90	3,97	2,04	2,33	4,19	2,02	2,25	4,12	2,91	3,26	4,62	2,11	2,63	3,64
Abw+	49,3	35,9	98,3	44,7	42,3	93,1	41,1	36,7	86,2	64,9	62,4	118,8	44,9	58,2	79,2
Abw-	21,5	28,3	50,1	29,1	39,0	53,9	30,3	39,3	54,8	43,3	50,2	52,7	31,5	39,8	50,8

minimalem Prozentwert des Gesamtzeitraumes von der Monatskombination April bis Mai erreicht (in der Abbildung hinterlegt dargestellt). Allerdings ist selbst zu Beginn dieses Zeitraumes der maximale Wert des Wasseräquivalentes zeitlich gesehen längst überschritten. Zumeist ist in diesen Seehöhen im April die Schneeschmelze weit fortgeschritten bzw. sogar schon abgeschlossen. Ab 1500 m aufwärts wird dieser Zeitraum von den Perioden November bis Mai abgelöst. Lediglich für 1700 m errechnete sich ein geringfügig kleinerer Wert für die Periode November–April. Ab dieser Seehöhe liegen, mit Ausnahme der Linie 2000, auch die relativen Spannweiten wesentlich unter jenen tieferer Lagen. Der beste Zusammenhang, der ebenso wie bei der Regressionsanalyse durch die geringste Streuung um den Mittelwert gekennzeichnet ist, ist also zumeist über die Niederschlagssummen der Monate November bis inklusive Mai gegeben und daher nicht plausibel.

Betrachtet man in Tab. 5.4 die mittleren Prozentwerte des Zeitraumes November bis Mai über alle Seehöhen, so zeigt sich, dass die Prozentanteile des Wasseräquivalentes an der Niederschlagssumme dieser Zeiträume mit zunehmender Höhe erwartungsgemäß steigen. Die Linien 1800, 1900 und 2000 folgen nicht diesem Trend. Trotzdem liegt der Anteil des Wasseräquivalentes – wie bei allen Linien

ab 1600 m – auch bei diesen Messlinien immer über 50% der Niederschlagssummen der jeweiligen Monatskombinationen.

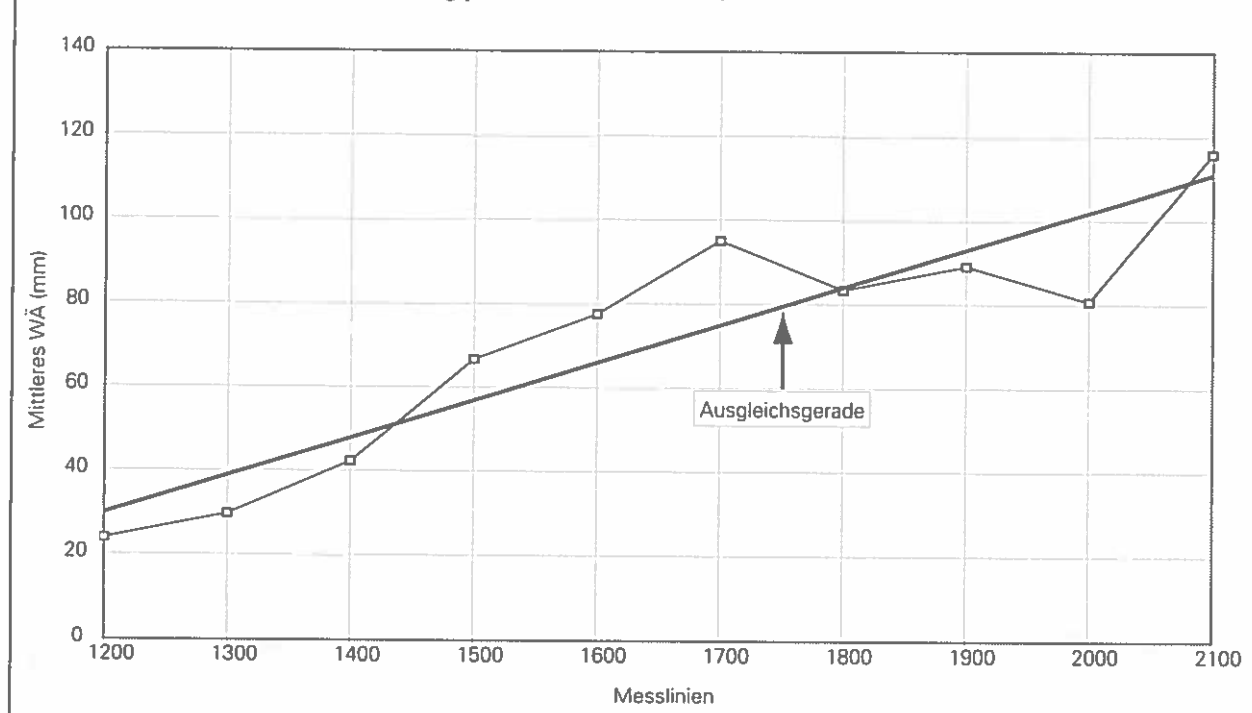
Die getroffenen Aussagen sind besonders in Hinblick auf die folgende Abschätzung der Zunahme von Wasseräquivalenten mit der Seehöhe (Kapitel 5.4) zu beachten. Bei Vorhandensein längerer Datensätze wäre auch über diesen Ansatz eine Möglichkeit zur Berechnung der Wasseräquivalente für verschiedene Seehöhen gegeben.

5.4 Zunahme der Wasseräquivalente mit Anstieg der Seehöhe auf Freilandflächen

Um die durchschnittliche Zunahme der in der Schneedecke gespeicherten Wassermenge mit der Seehöhe feststellen zu können, wurde eine lineare Ausgleichsfunktion bestimmt. Dies erfolgte nach dem Prinzip der kleinsten Abweichungsquadrate über die durchschnittlichen Werte der Wasseräquivalente in den einzelnen Freilandmesslinien (Abbildung 5.6). Bei den Waldmesslinien könnten nur die Messlinie 1700 m und 1400 m (Waldrand), bzw. 1600 m und 1500 m (Bestandesinneres) direkt miteinander verglichen werden. Es sind daher Aussagen über die Höhenabhängigkeit der Schneelage im Wald nicht möglich. Als Zeitrahmen zur

Abb. 5.6:

Abhängigkeit der durchschnittlichen Höhen der Wasseräquivalente ($W\ddot{A}$) von der Seehöhe im Freiland; Berchtoldshang/Gradenbach (Beobachtungsperiode 1985/86–1995/96)



Errechnung der Ausgleichsfunktion wurde jeweils der Zeitraum von Mitte Dezember bis zum Ende der Schneeschmelze (in 2100 m z.B. bis Ende Mai) gewählt.

Die so ermittelte Ausgleichsfunktion beschreibt den Verlauf der Zunahme der durchschnittlichen Wasseräquivalente bei steigender Seehöhe nur unzureichend. Die Schwankungen um die Ausgleichsgerade, welche keinen erkennbaren nichtlinearen Trend aufweisen, zeigen, dass die Höhe des Wasseräquivalentes nicht alleine von der Seehöhe abhängt. Es ist augenscheinlich, dass auch die Neigung des Geländes in Kombination mit dessen Exposition Einfluss darauf hat. So liegen die Linien 1200 und 1300 in überdurchschnittlich steilem Gelände (28° bzw. 26°, vgl. Tab. 2.1). Im Verbund mit einer SE bzw. SSE-Exposition hat dies eine beschleunigte Schneeschmelze durch erhöhte Wirkung der Sonneneinstrahlung zur Folge. Die in der Schneedecke zurückgehaltene Wassermenge liegt dementsprechend unter den geschätzten Werten. Ab Messlinie 1500 wird das Gelände zunehmend flacher, um bei Messlinie 1700 fast eben (4°) zu sein. Dadurch ist der Sonneneinfallswinkel an diesen Messlinien kleiner, die Wirkung der Strahlung entsprechend schwächer. Der Durchschnitt der gemessenen Werte der Wasseräquivalente liegt aus diesem Grund über dem für diese Höhe errechneten. In Messlinie 1900 kommt es, trotz gleicher Steilheit wie in Messlinie 2000, zu einer wesentlich geringeren Abweichung der Messwerte nach unten als bei der zweitgenannten. Ein Grund dafür ist sicherlich die verschiedene Exposition des Geländes (siehe Tabelle 2.1). Die Messlinie 2000 ist SE exponiert und erhält dadurch über den Tag gesehen mehr Strahlungsenergie als die E-exponierte Messlinie 1900. Zusätzlich gewinnt ab dieser Seehöhe (oberhalb der Waldgrenze) der Einfluss des Windes, im Verbund mit der Geländeform, auf die Schneeverteilung eine immer größere Bedeutung. Nach der visuellen Einschätzung des Hanges dürfte es an der Messlinie 2000 zu Schneeverlusten durch Windverfrachtung, an der Messlinie 2100 zu Schneeanreicherungen kommen. Letztere ist zudem wieder etwas flacher. Die gemessenen Wasseräquivalente liegen dementsprechend über den Schätzwerten. Beschattungseffekte aus Bestandesrändern und durch den Gegenhang dürften an den untersuchten Messlinien nur untergeordnete Bedeutung haben.

Durch die in Abbildung 5.6 dargestellte Gerade erfolgt also ein Ausgleich der Werte über die verschiedenen Neigungen und Expositionen. Die

Ausgleichsgerade beschreibt demnach die Verhältnisse eines SE exponierten Hanges mit knapp 17° Neigung.

Mit den vorhandenen Messdaten könnten theoretisch der Einfluss der Neigung (im Bereich von 0-30°) und der Exposition (für S-E), sowie die Abweichung von der errechneten Durchschnittslinie größenordnungsmäßig grob abgeschätzt werden. Durch die Kopplung dieser Werte mit einem digitalen Geländemodell wäre eine auf ein Geoinformationssystem gestützte Simulation der Schneeschmelzabläufe in diesem Gebiet prinzipiell im Bereich des Möglichen. Allerdings sollten dabei die im Folgenden genannten Punkte nicht außer Acht gelassen werden. Eine logische Kontrolle der Ausgleichsline zeigt nämlich, dass bei Extrapolation der Messreihe mittels der gefundenen Funktion die Werte der Wasseräquivalente ab einer Seehöhe von 900 m und abwärts negativ und somit unreal werden.

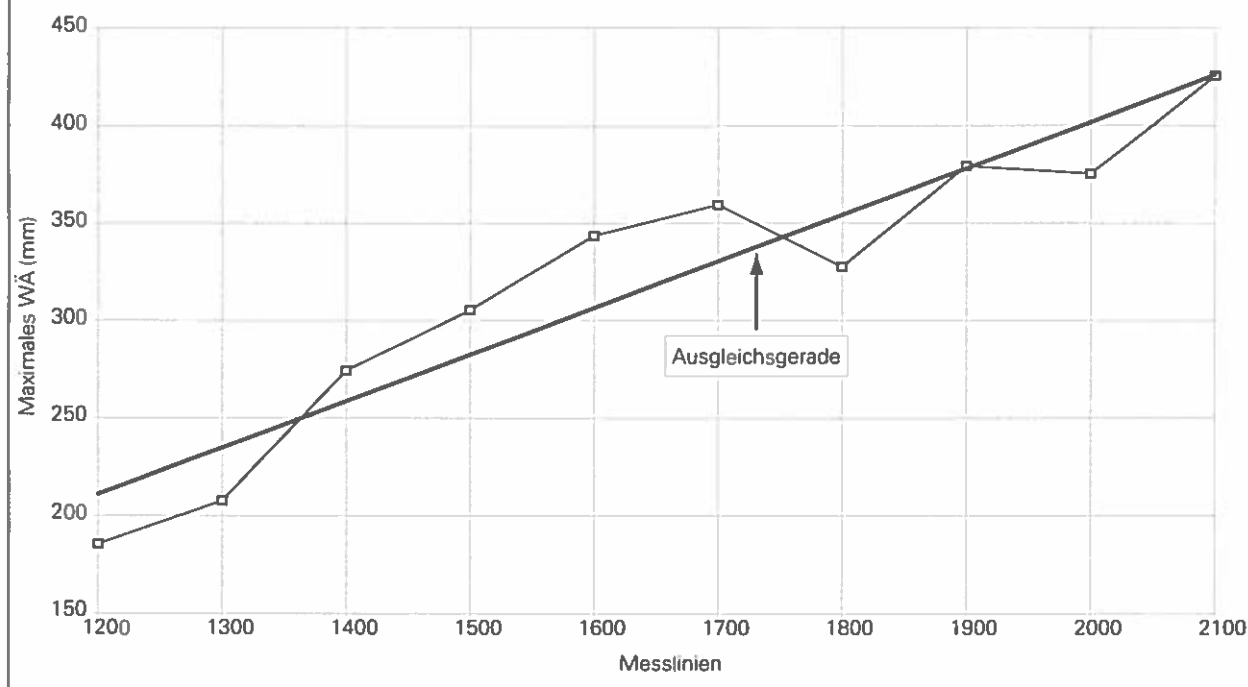
Dies legt folgende Schlüsse nahe:

1. Der Zusammenhang zwischen Seehöhe und der Höhe der Wasseräquivalente ist - zumindest in den tieferen Lagen - nicht linear.
2. Die Abweichungen der Neigungen und Expositionen vom Durchschnitt (17°, SE) sind nicht gleichmäßig verteilt. Durch die steilen, schnee-armen Flächen in geringer Seehöhe und eine die Schneeakkumulation begünstigende Lage in 2100 m verläuft die Ausgleichsgerade zu steil. Dadurch werden die Höhen der Wasseräquivalente in tiefen Lagen mit großer Wahrscheinlichkeit unterschätzt.
3. Die Wahl des Zeitraumes, aus welchem die Durchschnittswerte der Wasseräquivalente gebildet werden, ist - wie im Anschluss gezeigt wird - für die Neigung der Ausgleichsgeraden ebenfalls von Bedeutung.

Eine Anpassung der Ausgleichsfunktion unter Berücksichtigung der oben genannten Gesichtspunkte ist daher für eine allfällige Simulation der Wasseräquivalente notwendig. Da die bisher gewonnene Funktion auf dem Durchschnitt der Werte im vorgenannten Zeitrahmen basiert, war zu überprüfen, ob sie ebenso für Einzelwerte Gültigkeit hat. Zu diesem Zweck wurden die jeweiligen maximalen Wasseräquivalenzhöhen, welche speziell für die Belange der Wildbach- und Lawinenverbauung von weit größerer Bedeutung sind als Durchschnittswerte, ausgewählt und die lineare Ausgleichsgerade nach derselben Methode wie zuvor ermittelt (Abbildung 5.7).

Abb. 5.7:

Abhängigkeit der maximalen Höhen der Wasseräquivalente (WÄ) von der Seehöhe im Freiland; Berchtoldshang/Gradenbach (Beobachtungsperiode 1985/86-1995/96)



Es gilt bei der Beurteilung des Ergebnisses der Berechnung mit Maximalwerten zu bedenken, dass es sich dabei um Einzelwerte handelt und dementsprechend eventuelle Anomalien (z.B. Windverfrachtung) sowie Messungenauigkeiten, hervorgerufen z.B. durch erschwerte Bedingungen bei hohen Schneelagen, ungedämpft in dieses eingehen. Anzumerken ist weiters, dass die Maximalwerte auf Linie 2000 und 2100 nach den unter Kapitel 4.1 beschriebenen Richtlinien gutachtlich erstellt wurden.

Insgesamt verhalten sich die Abweichungen der maximalen Wasseräquivalente von der Ausgleichsline, mit Ausnahme der Messlinien 1400 und 1800, ähnlich wie jene der Durchschnittswerte. Allerdings weichen die Steigungen der beiden erhobenen Ausgleichsgeraden stark voneinander ab. So weist die aus Durchschnittswerten generierte Funktion eine Zunahme des Wasseräquivalentes von 9 mm je 100 m Seehöhe auf, jene der Maximalwerte von 23,9 mm. Setzt man die errechneten Werte von Linie 1200 und Linie 2100 ins Verhältnis zueinander, so wird das daraus entstehende Bild wegen des Unterschiedes der Ausgangswerte relativiert. Bei den Durchschnittswerten ergibt sich für die Messlinie 2100 ein etwa vier Mal so hoher Wert als für 1200. Unter Heranziehung der Maximalwerte beträgt das Verhältnis nur 2:1. Die auf Durchschnittswerten basierende Ausgleichsfunktion kann daher nicht zur

Bestimmung von Maximalwerten herangezogen werden und umgekehrt.

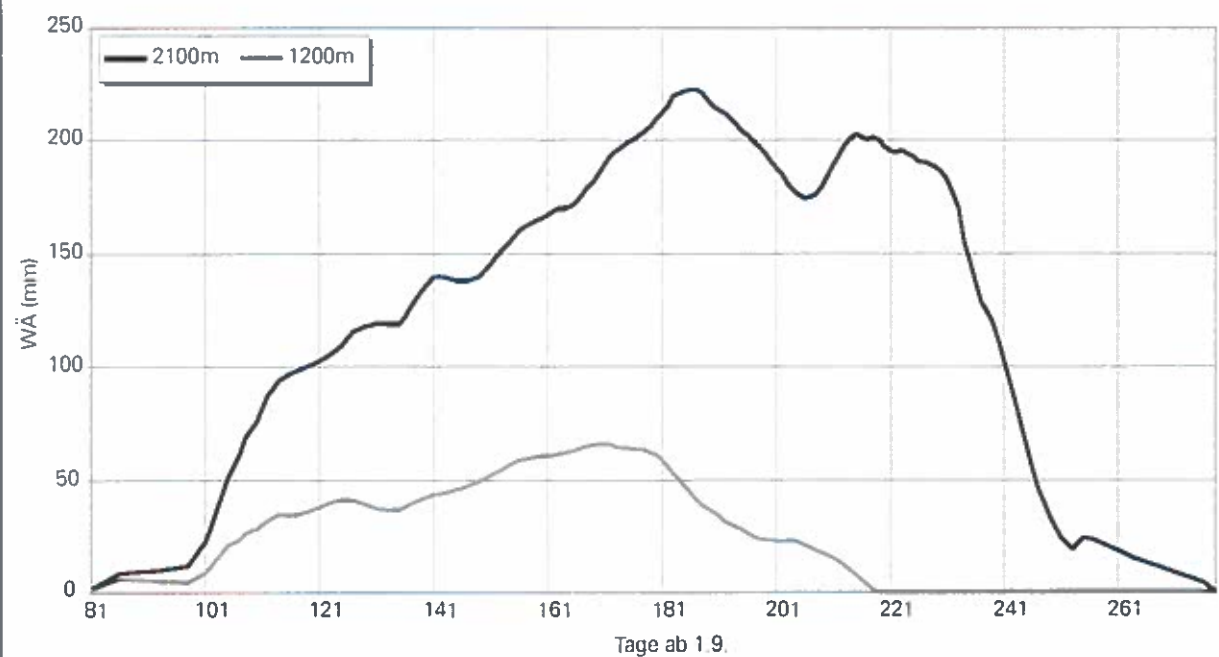
Die Diskrepanz zwischen den Ausgleichsfunktionen ist insbesondere auch durch die Wahl des Zeitraumes, aus welchem die Durchschnittswerte gebildet wurden, erklärlich. Bei der Gegenüberstellung der höchstgelegenen mit der tiefstgelegenen Messlinie (Abbildung 5.8) zeigt sich, dass im Falle der Berücksichtigung des gesamten für die Linie 2100 m maßgebenden Zeitraumes, für die Bildung des Durchschnittswertes der Linie 1200 m insgesamt 55 schneefreie Tage herangezogen werden, welche diesen entsprechend abmindern.

Wählt man andererseits den Zeitraum bis Ende der Schneeschmelze in 1200 m zum Vergleich, so fällt die Zeitspanne, in der das zweite Maximum in den Höhenlagen erreicht wird, zu einem großen Teil heraus. Die Datensätze der höhergelegenen Messlinien sind damit nicht mehr vollständig. Die Neigung der Geraden bleibt aber fast unverändert (9,5 mm/100 m). Sie wird insgesamt angehoben und erreicht dadurch erst in einer Seehöhe von 800 m die Nulllinie.

Die angegebene durchschnittliche Zunahme der Wasseräquivalente mit der Seehöhe von 9 mm/100 m wird in diesem Fall bestätigt, die Wahl der verschiedenen Zeiträume zur Bildung der Durchschnittswerte ist von geringer Bedeutung. Der

Abb. 5.8:

Ganglinien der Durchschnittswerte der Wasseräquivalente (WÄ) in 1200 m und 2100 m Seehöhe; Beobachtungsperiode 1985/86-1995/96

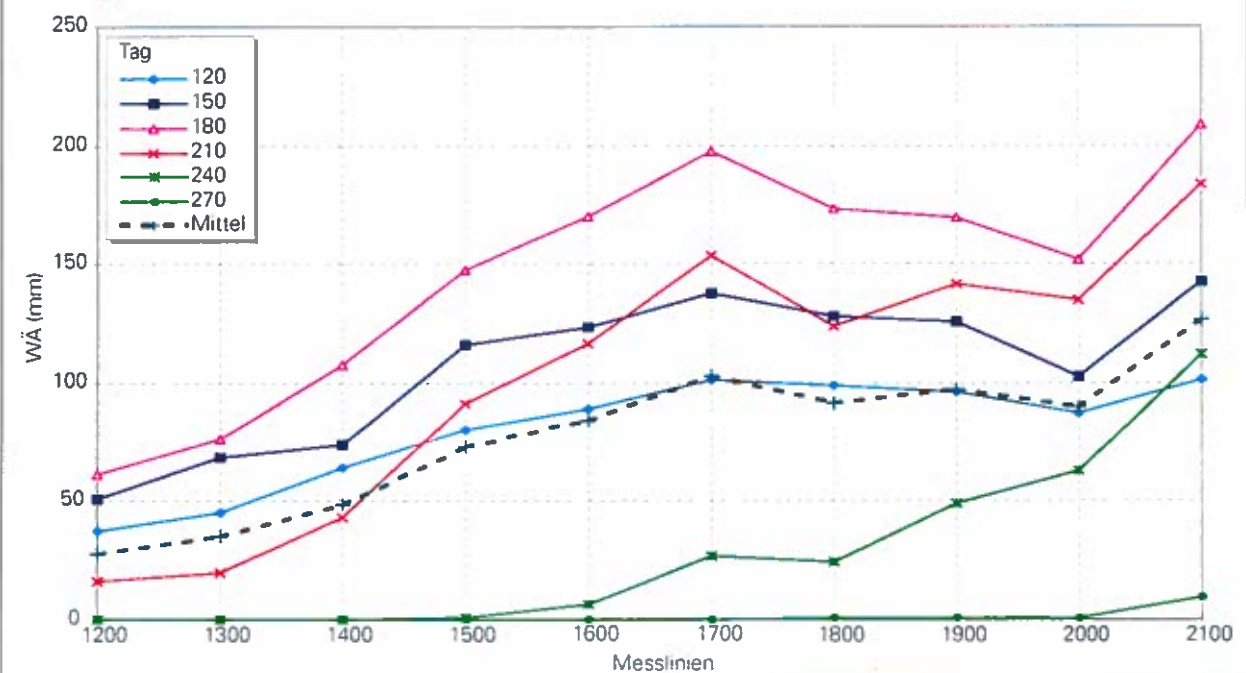


Ansatz, unterschiedliche Beobachtungszeiträume miteinander zu vergleichen, für jede Messlinie die Dauer der Schneelage, ist aus statistischen Gründen (verschiedene Grundgesamtheiten) jedoch kritisch zu sehen.

Der Zusammenhang zwischen Wasseräquivalent und Seehöhe ist allerdings nicht über den ganzen Winter konstant. So nimmt beispielsweise das Wasseräquivalent mit der Seehöhe im Hochwinter in einem anderen Maße zu als im Frühjahr. Diese

Abb. 5.9:

Durchschnittliche Wasseräquivalente (WÄ) in verschiedenen Seehöhen zu ausgewählten Zeitpunkten; Beobachtungsperiode 1985/86-1995/96



Annahme wird in der Folge durch Abbildung 5.9 bekräftigt.

Zur Erstellung dieser Abbildung wurden jeweils die durchschnittlichen Tageswerte an den Monatsenden zum Vergleich herangezogen. Dem Ende des Monats Dezember entspricht dabei annähernd Tag 120, Ende Jänner Tag 150, usw.. Es ist zu beobachten, dass die Zunahme der Wasseräquivalente mit der Seehöhe zunächst (Dezember, Jänner) flacher als im Durchschnitt verläuft. Ende Februar (Tag 180) werden in allen Höhen die Maximalwerte erreicht. Der mittlere Anstieg ist zu diesem Zeitpunkt bereits etwas steiler als der durchschnittliche. Auffallend ist der, besonders an den Tagen 180 und 210 stark ausgeprägte Knick der Linien bei 1700 m. Mit fortschreitender Jahreszeit wird die Neigung dieser Linien, welche die mittlere Zunahme der Wasseräquivalente mit der Seehöhe beschreiben, fast bis zum Ende der Schneeschmelze immer steiler. Diese schreitet in den tieferen Lagen wesentlich rascher als in Hochlagen voran. Ende Mai ist die Schneeschmelze am Berchtoldshang auch hier weitgehend abgeschlossen.

Die Zunahme der Wasseräquivalente mit der Seehöhe ist - wie gezeigt - stark vom Untersuchungszeitpunkt abhängig, also nicht konstant. Sie wird, z.B. im Frühjahr, von einer Jahresdurchschnittsfunktion erheblich unterschätzt.

Die Datensätze untermauern somit, dass von der Schneelage im Tal nicht direkt auf jene in höheren Lagen geschlossen werden kann. Will man aber, bei völligem Fehlen anderer Informationen, trotzdem die Zunahme der Wasseräquivalente mit der Seehöhe über Ausgleichsfunktionen zumindest grob abschätzen, ist das Ziel der Untersuchung zu präzisieren. Für allgemeine Wasserhaushaltsuntersuchungen wird die durchschnittliche Zunahme des in der Schneedecke gespeicherten Wasserpotentials Anhaltspunkte liefern. Für Fragen des Schutzwasserbaues wird man nicht umhin können, eine besonders im Frühjahr wesentlich steiler verlaufende Ausgleichsfunktion in Einsatz zu bringen.

Um den praktischen Anwendungsbereich der Ausgleichsfunktionen zu vergrößern, wurde ein weiterer Berechnungsgang durchgeführt. Dazu wurden zur Bestimmung der Höhenabhängigkeit der Wasseräquivalente ausschließlich die Werte der beiden Messlinien mit der größten Übereinstimmung in Neigung und Exposition, nämlich der Linien 1200 und 2000, herangezogen. Auf Basis dieser Daten errechnet sich für die Durchschnittswerte eine Zunahme der Wasseräquivalente von ca. 7 mm/100 m

Seehöhe. Bei den Maximalwerten bleibt die Zunahme ungefähr in der Größenordnung wie zuvor berechnet, also rund 24 mm. Der Gültigkeitsbereich liegt in beiden Fällen, entsprechend dem untersuchten Datenmaterial, zwischen 1200 und 2100 m Seehöhe.

Anmerkung: Um die Aussagekraft und Bedeutung statistischer Maßzahlen für die Beurteilung der Abhängigkeit der Wasseräquivalente von der Seehöhe aufzuzeigen, wurden noch probeweise Regressionsanalysen zwischen den Wasseräquivalenten einzelner Höhenstufen durchgeführt. Als repräsentatives Beispiel sei hier der Vergleich der Werte in 1200 m und 2100 m angeführt. Der Korrelationskoeffizient von 0,54 wies die gefundene lineare Ausgleichsgerade als signifikant aus. Das adjustierte Bestimmtheitsmaß lag mit 30% eher nieder. Eine sehr ungleichmäßige Verteilung der Einzelpunkte am Residuenplot und eine U-förmige und damit auf jeden Fall unzulässige Verteilung der Häufigkeiten der Residuen im Histogramm wies auf inhomogenes Datenmaterial hin.

Es konnten also, wie das Beispiel anschaulich macht, mit Hilfe der um Residuen erweiterten statistischen Maßzahlen die nur scheinbaren Zusammenhänge als solche entlarvt werden. Daher sei festgehalten, dass die Maßzahlen Korrelationskoeffizient und adjustiertes Bestimmtheitsmaß alleine nicht immer ausreichen, um die Güte eines Zusammenhangs zu bestimmen. Im gegebenen Fall hätte eine ausschließliche Betrachtung dieser beiden Maßzahlen zu einer Fehleinschätzung geführt.

6 Schneeschmelze, Hochwasserabfluss und Bergwasserspiegelstand

6.1 Allgemeines

Für die Forschung in der Wildbachverbauung ist es von besonderer Bedeutung, die Ausgangssituation zu Schadensereignissen zu kennen, um bei deren Analyse einerseits die auslösende Faktorenkombination und andererseits die Wiederkehrwahrscheinlichkeit dieser Ereignisse beurteilen zu können. Im Falle des Einzugsgebietes Berchtoldshang wurde bereits festgestellt (LANG & HAGEN 1999), dass die Schneeschmelze einen entscheidenden Einfluss auf das Zustandekommen von Spitzenabflüssen hat. Die während der Schneeschmelze frei werdenden

Wassermengen liegen teilweise bei weitem über den Niederschlagssummen der Vergleichsmonate. Da der Berchtoldsgraben in nur gering aufgeschlossenem, unbewohntem Gebiet liegt, verursachen Hochwasserereignisse kaum größere Schäden. Es fehlt daher in den Hochwassermeldungen des Forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinerverbauung auch eine Dokumentation solcher Ereignisse.

Ist die Wahrscheinlichkeit auch gering, dass es durch Abflussspitzen im Berchtoldsgraben selbst zu nennenswerten Schäden kommt, so kann das Zusammenwirken von Hochwasserabflüssen der Teileinzugsgebiete sehr wohl zu katastrophalen Schadereignissen im Einzugsgebiet des Gradenbaches und dessen Vorfluter führen. Es ist daher nicht unwesentlich, den Einfluss der Schneeschmelze auf die Abflussfracht in diesem Teileinzugsgebiet zu kennen und zumindest exemplarisch darzustellen. Die dafür herangezogenen Faktorenkombinationen und -größen sollten speziell bei der Dimensionierung von Hochwasserschutzmaßnahmen schadensfähiger Wildbäche mit ähnlichen topographischen (Neigung, Seehöhe, Exposition) und klimatischen Verhältnissen, Hilfestellung leisten.

Bedeutender als die Hochwasserführung ist in diesem Teileinzugsgebiet des Gradenbaches der Anteil des Wassers, der zur Versickerung gelangt, weil dieser zu einer Erhöhung des Bergwasserspiegels und damit verbunden zu einer Aktivierung bzw. Beschleunigung der Talzuschubsbewegung führen

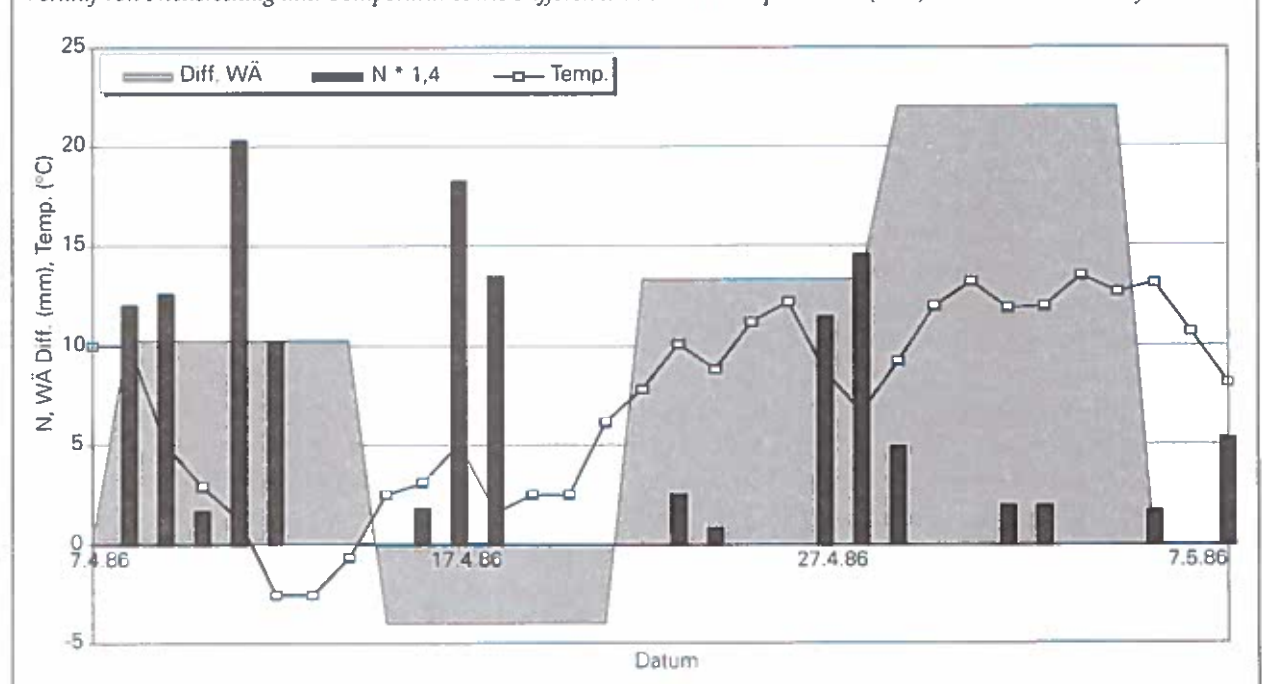
kann (siehe dazu HÄUSLER 1975; WEIDNER, MOSER & LANG 1998). Es wurden daher die Bedingungen, welche für hohe Bergwasserspiegelstände verantwortlich zeichnen, ebenfalls eingehend untersucht.

6.2 Vorarbeiten zur Einzelereignisanalyse

Ein praktisch rasch umsetzbarer Nutzen der bei der Ausgangsdatenaufbereitung (Kapitel 4.1) ermittelten Durchschnittswerte der Wasseräquivalente über Zeit und Seehöhe liegt im Vergleich mit den im Laufe von Einzelabflussereignissen konkret gemessenen Daten. Durch diesen lassen sich die Abweichungen von durchschnittlich verlaufenden Schneeschmelzen, welche zu einem Hochwasserereignis geführt haben, nach Art und Größe klassifizieren. Zur Durchführung des Vergleiches wurden die Werte der in einer Seehöhe von 1500 m gelegenen Abflussmessstelle Berchtoldsgraben herangezogen, deren Lage in Abb. 2.2 ersichtlich ist. Das Einzugsgebiet dieser Messstelle beträgt – nach digitaler Planimetrierung der Fläche aus der ÖK 1:50.000 – 0,955 km². Von den acht größten an diesem Messwehr aufgezeichneten Abflussereignissen wurden nur zwei im Zeitraum der vorliegenden Schneemessungen registriert. Es sind dies die Ereignisse vom 6.5.1986 und 11.5.1992. Beide Ereignisse fanden im Frühjahr statt, zu einem Zeitpunkt also, wo die Annahme nahe liegt, dass die Schneeschmelze maßgeblich am Abfluss beteiligt war. Zur

Abb. 6.1:

Verlauf von Niederschlag und Temperatur sowie Differenzen der Wasseräquivalente (WÄ) des Schnees im Frühjahr 1986



Überprüfung dieser These sowie zur Feststellung des aus dem Schnee stammenden Abflussanteiles wurden zuerst die Verläufe von Temperatur, Niederschlag und Wasseräquivalent, für den Zeitraum der Schneeschmelze aller Beobachtungsjahre, genauer analysiert. Die Ergebnisse der Untersuchungen sind in Anhang B dargestellt. Abbildung 6.1 zeigt beispielhaft die Verläufe für das Jahr 1986.

Die an den einzelnen Messlinien ermittelten Wasseräquivalente gingen gewichtet nach ihrem jeweiligen Flächenanteil an der Gesamtfläche und ihrer Zugehörigkeit zu einer bestimmten Bewirtschaftungsart in die Berechnung ein. Dabei wurden über 1850 m Seehöhe liegende Waldflächen als Freiland interpretiert, da die Schneebedingungen in diesen Höhenlagen, aufgrund des räumlichen Bestandesgefüges und des hohen Lärchenanteiles, denen der Freilandflächen ähnlicher sind als jenen der Waldflächen.

Die Beschreibung der Schneeschmelze erfolgte über die Differenz der Wasseräquivalente. Dabei handelt es sich um Wochenwerte, die in mittlere Tageswerte umgewandelt wurden. Die Abnahme der Wasseräquivalente ist, ihrer Wirkung entsprechend, positiv dargestellt (z.B. 7.4.-14.4.) da sie, wie auch die als Regen fallenden Niederschläge, mehr oder weniger unmittelbar zum Abfluss beitragen. Eine allfällige Zunahme der Wasseräquivalente während der Messperiode (z.B. 15.4.-21.4.) durch Retention der Niederschläge in der Schneedecke muss demzufolge negativ dargestellt werden. Diese Niederschlagsanteile werden erst zu einem späteren Zeitpunkt abflusswirksam.

Die Ausgangswerte der Tagesniederschläge sind der Basismessstelle Fleissner entnommen, da die in größerer Höhe am Berchtoldshang liegenden Messstellen erst gegen Ende der Schneeschmelze in Betrieb genommen werden konnten. Aufgrund der Ergebnisse einer am Institut durchgeführten Untersuchung der jahreszeitlichen Höhenabhängigkeit der Niederschläge wurden die Werte der in 1210 m Höhe gelegenen Messstelle Fleissner, entsprechend der mittleren Höhe des relevanten Hangabschnittes, angepasst. Die Anpassung erfolgte durch Erhöhung der Werte um 40%. Dies entspricht dem langjährigen durchschnittlichen Mehrniederschlag im Einzugsgebiet des Berchtoldgrabens während der Frühlingsmonate. Die Art des gemessenen Niederschlages ist dabei unbedeutend, da allfällige in der Schneedecke verbleibende Anteile des Niederschlages, wie zuvor beschrieben, über „negative“ Wasseräquivalente ausgeglichen werden.

Die Darstellung des Temperaturverlaufes erfolgte über die mittleren Tagestemperaturen der Station Fleissner. Sie wurden unverändert übernommen, da keine durchschnittlichen Vergleichstemperaturen aus dem Einzugsgebiet vorlagen, die eine ausreichend genaue Anpassung an die Verhältnisse in der Höhe erlaubt hätten. Die Angaben in der Literatur betragen für feuchtadiabate Verhältnisse $0,5^{\circ}\text{C}$, für trockenadiabate $1,0^{\circ}\text{C}$ Temperaturabnahme je 100 m Zunahme der Seehöhe. Im gegebenen Fall lägen die Temperaturen am Flächenschwerpunkt des Einzugsgebietes $3,5^{\circ}\text{C}$ bzw. 7°C unter den Werten der Station Fleissner.

Über die Einstrahlungsintensitäten welche durch die südöstliche Exposition des Einzugsgebietes von großer Bedeutung für die Geschwindigkeit der Schneeschmelze wären, konnten aufgrund fehlender Messungen keine Aussagen gemacht werden. Auch Windgeschwindigkeiten, mit deren Zunahme die Schmelzrate bei Plusgraden ebenfalls ansteigt, wurden nicht aufgezeichnet und konnten daher nicht berücksichtigt werden.

Im Anschluss an die Feststellung der absoluten Größen und Verläufe der vorgenannten Parameter für die Zeit der Schneeschmelze erfolgten im zweiten Schritt die Arbeiten zur Untersuchung des Zusammenhanges zwischen Niederschlag, Schneeschmelze und Abfluss.

Dazu wurde der Verlauf von Schneeschmelze - dargestellt in Form der Differenzen der Wasseräquivalente - und Abfluss, unter gleichzeitiger Berücksichtigung von Temperatur und Niederschlag, für alle Messjahre in den Intervallen der Schneemessungen ermittelt.

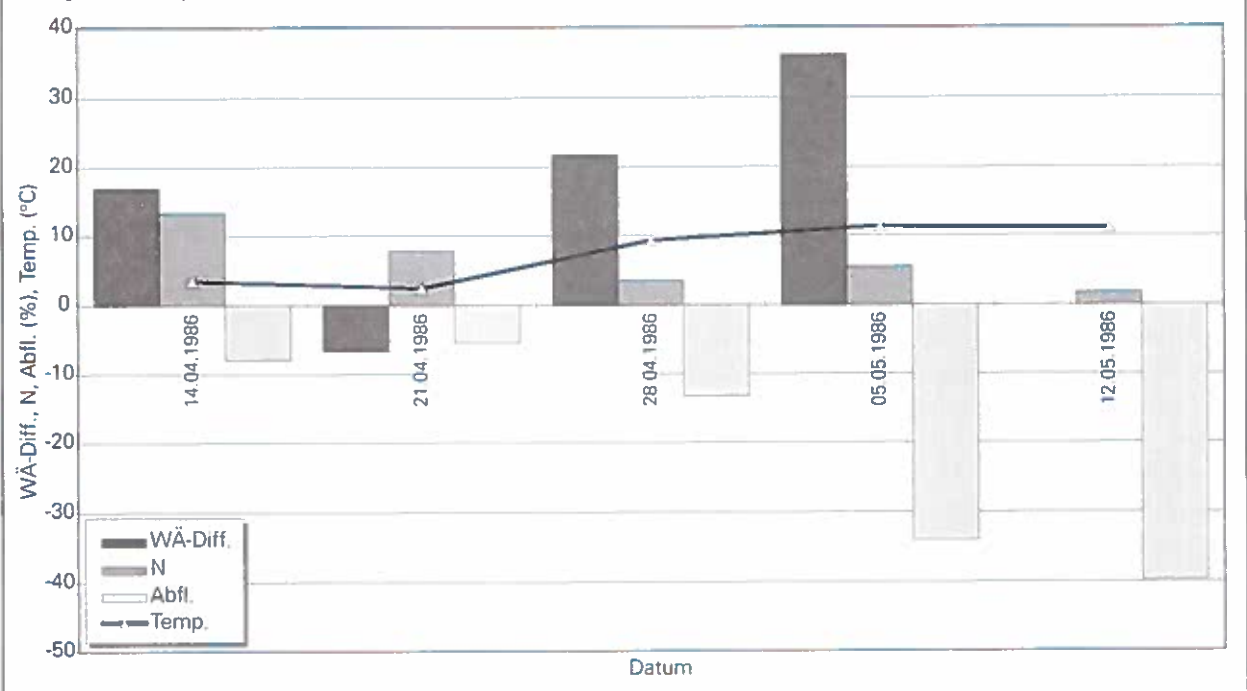
Die Auswahl des jeweils betrachteten Zeitraumes erfolgte für diesen Zweck nach folgenden Kriterien:

1. Es sollte die frühjährliche Schneeschmelze von deren Beginn bis zu deren Ende vollständig erfasst werden, auch wenn sie durch spät auftretende Neuschneefälle unterbrochen wurde.
2. Es sollte das Abflussmaximum - so ein eindeutiges erkennbar war - ebenfalls erfasst werden, auch wenn dieses erst nach Ende der Schneeschmelze (bis max. 14 Tage) eintrat.

Exemplarisch zeigt Abbildung 6.2 das Ergebnis für das Jahr 1986. Eine vollständige Sammlung der Analyseergebnisse findet sich, graphisch dargestellt, in Anhang C.

Abb. 6.2:

Niederschlag (N), Schneeschmelze (Differenzen der Wasseräquivalente (WÄ-Diff.)), Abfluss (Abfl.) und Temperatur (Temp.) im Frühjahr 1986



Tab. 6.1:

Gegenüberstellung von Wasseräquivalenten, Niederschlagssummen, deren Gesamtsumme und Abflusssummen sowie Bergwasserspiegelhöhen; Berchtoldshang/Gradenbach

Jahr	Datums- zahlen		Dauer (d)	WÄ (mm)	N (mm)	SU (mm)	SU Rang	SU/d (mm)	Max. WÄ- Diff.	Temp. (°C)	Abfl.		Abfl./d		Bergwassersp.-Ränge				Rang	
	Beginn	Ende									1000m³	Rang	1000m³	Rang	3	4	8	15	Mittel	Ges.
1984															10	4	8	7	7,25	8
1985															9	5	6	8	7	7
1986	219	247	28	292	129	420	3	15,0	22,1	6,7	82,6	4	2,9	3	3	3	3	2	2,75	2
1987	218	253	35	287	147	433	2	12,4	9,6	7,8	82,1	5	2,3	5	5	1	4	4	3,5	3
1988	217	251	34	280	66	346	4	10,2	15,4	7,6	101,8	3	3,0	2	6	6	7	5	6	6
1989	201	236	35	120	123	243	7	6,9	7,2	7,3	47,2	7	1,3	8	8	10	9	10	9,25	10
1990	228	249	21	50	26	76	11	3,6	4,4	7,5	25,0	10	1,2	9	7	9	10	9	8,75	9
1991	234	278	44	61	220	281	6	6,4	8,7	6,8	105,3	2	2,4	4	1	7	5	3	4	4
1992	218	269	51	317	170	487	1	9,5	16,4	8,4	213,0	1	4,2	1	2	1	2	1	1,5	1
1993	196	237	41	95	85	180	9	4,4	15,2	5,4	47,4	8	1,2	10	4	8	(1)	6	4,75	5
1994	230	251	21	68	12	80	10	3,8	5,7	9,3	31,9	9	1,5	6						
1995	215	264	49	184	115	299	5	6,1	13,7	7,2	72,1	6	1,5	7						
1996	199	241	42	137	68	205	8	4,9	6,7	5,4	22,0	11	0,5	11						
Mittel	216	252	36	172	105	277		7,6	11,4	7,2	75,5		2,0							
Max	196	278	51	317	220	487		15,0	22,1	9,3	213,0		4,2							

Dauer (d): Vergleichszeitraum in Tagen;

WÄ: Summe der aus der Schneedecke freigesetzten Wasseräquivalente;

N: Summe der jeweils von 7^h-7^h festgestellten Tagesniederschläge;

SU: Gesamtsumme aus Schneeschmelzwasser und Niederschlag;

SU/Rang: Reihung vom Maximum nach unten;

SU/d: durchschnittlicher Wasserinput/Tag;

Max. WÄ-Diff. (mm): Maximal freigesetzte Wassermenge aus Schneeschmelze/Tag;

Temp.: Durchschnittliche Temperatur im Vergleichszeitraum;

Abfl.: Abflussfracht in 1000 m³;

Abfl./d: Durchschnittliche Abflussfracht/Tag; Bergwassersp.

Ränge: Ränge der Jahres-Bergwasserspiegelmaxima in den einzelnen Messstellen (3,4,8,15) und über alle Messstellen gemittelt

In den Abbildungen sind die Werte für Wasseräquivalente und Niederschlag einerseits (zusammen 100%) und für den Abfluss andererseits - zur besseren Vergleichbarkeit - als Prozentwerte der jeweiligen Gesamtsummen des dargestellten Zeitraumes angegeben. Die angegebenen Wochenmittelwerte der Temperaturen wurden aus den zugehörigen Tagesmittelwerten gebildet.

Die absoluten Größen von Wasseräquivalenten, Niederschlagssummen, deren Gesamtsummen und der Abflusssummen des Messwehrs Berchtoldsgraben, welche in die Gegenüberstellung mit einbezogen wurden, sind in Tab. 6.1 zusammengefasst. Diese, im Anschluss näher erläuterte Tabelle ist als „Kernstück“ der Arbeit anzusehen, da neben der direkten Ablesung absoluter Zahlenwerte auch sehr rasch Zusammenhänge zwischen einzelnen Parametern erkannt werden können. So zeigt sich z.B. (wie nicht anders erwartet), dass für das Erreichen hoher Abflussfrachten im Gebiet des Berchtoldsgrabens sowohl große Niederschläge als auch hohe Abschmelzgeschwindigkeiten der Schneerücklagen verantwortlich zeichneten.

Allfällige Zusammenhänge zwischen Hochwasserabflüssen und Bergwasserspiegelhöhen waren ein weiteres Thema der Untersuchungen. Daher wurden zusätzlich die jährlichen maximalen Bergwasserspiegelhöhen von vier ausgewählten Stationen, welche in Seehöhen zwischen 1500 m und 1700 m liegen, miteinander verglichen und der Höhe nach gereiht in Tab. 6.1 angeführt. Der absolute Maximalwert jedes Bohrloches erhielt dabei Rang 1, der zweithöchste Rang 2 etc.. Das Mittel dieser Ränge über die vier Bohrlocher ergab sodann die Rangordnung für die Gesamtheit der Bergwasserspiegelstände.

Nach Schaffung des grundlegenden Rahmens konnte nun die Untersuchung der beiden größten am Messwehr Berchtoldsgraben verzeichneten Abflussereignisse in Angriff genommen werden.

Bevor aber darauf im Detail eingegangen wird, sei auf die spezielle Problematik des Arbeitens mit schematisch ablaufenden EDV-Programmen und der daraus gewonnenen Daten hingewiesen. Dies soll anhand eines Beispiels aus den Auswertearbeiten zur Entstehung von Tabelle 6.1 erläutert werden: Allem Anschein nach waren 1987 beste Voraussetzungen zur Erreichung hoher Abflussfrachten gegeben, da hier laut erster Berechnung die zweithöchsten maximalen Schneeschmelzraten auftraten und auch die Niederschläge eine ansehnliche Höhe erreichten. Es wurde allerdings über den gesamten Zeitraum der Schneeschmelze nur Rang 5 der Abflusswerte/Tag erreicht.

Ein Grund für dieses unerwartete Verhalten wurde nach Recherchen in den Messprotokollen gefunden. Aufgrund von Personalengpässen waren die am 4.5.1987 vorgesehenen Schneemessungen entfallen. Da danach keine Messungen an den Schneemesslinien mehr stattfanden, wurde vom EDV-Programm automatisch die - unter Kapitel 4.1 beschriebene - Annahme getroffen, dass der 4.5. (Tag 246) das Ende der Schneeschmelze darstellt. An der tiefgelegenen Basismessstelle wurde aber um den 4.5. noch Schnee registriert. Daher kann davon ausgegangen werden, dass auch Schnee in den höheren Regionen des Einzugsgebietes lag. Aus den von Kontrollgängen vorliegenden Aufzeichnungen ist zu entnehmen, dass die Schneeschmelze erst am 11.5. (Tag 253) tatsächlich abgeschlossen war. Damit verlängert sich der Zeitraum der Schneeschmelze von 28 Tagen auf 35 Tage und die Gesamtwassersumme beträgt 433 mm anstatt 356 mm. Die maximal über die Schneeschmelze freigesetzte Wassermenge reduziert sich dadurch aber von gut 19 mm/Tag auf 9,6 mm/Tag, was die verhältnismäßig niedere Abflussspitze erklärt.

Wie dieses Beispiel zeigt, ist es unerlässlich, eine logische Kontrolle der aus schematisch arbeitenden EDV-Programmen gewonnenen Daten durchzuführen, auch wenn dies teilweise mit großem Aufwand verbunden ist.

6.3 Analyse des Ereignisses vom 6.5.1986

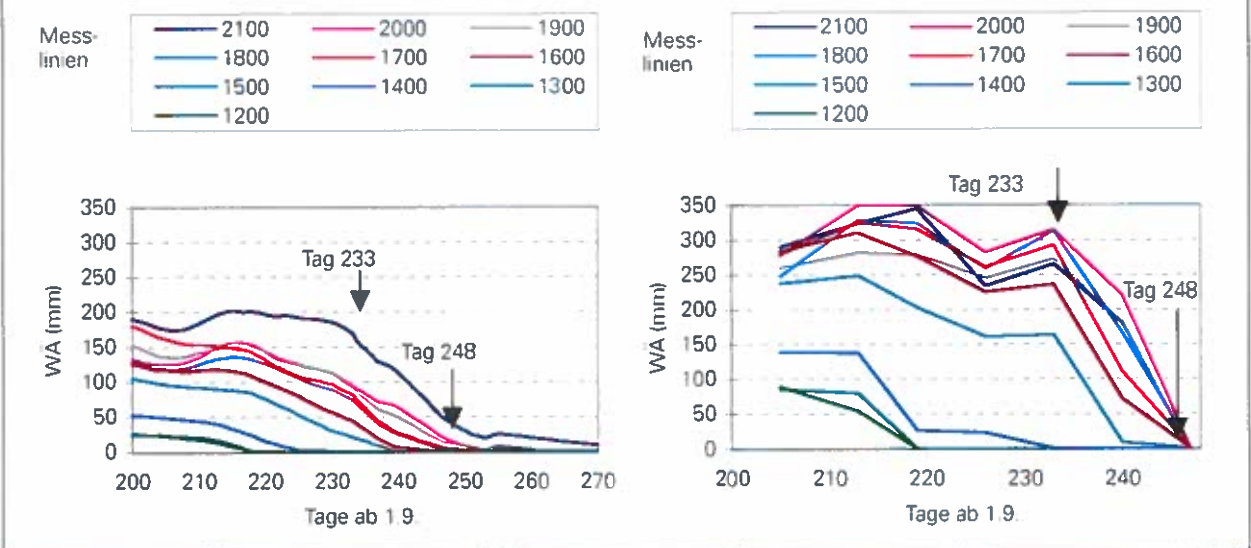
Abbildung 6.3 zeigt die Verläufe der Wasseräquivalente im Frühjahr 1986 und die für diesen Zeitraum durchschnittlichen im Vergleich. Dabei wird die außergewöhnliche Höhe der Schneewasseräquivalente 1986 augenscheinlich. Einem Höchstwert von 350 mm, im Jahr des Extremereignisses, steht ein höchstes durchschnittliches Wasseräquivalent von rund 200 mm gegenüber. Noch gravierender als im Gesamthöchstwert zeigen sich die Unterschiede beim detaillierten Vergleich der Werte eines Zeitraumes von etwas mehr als 2 Wochen vor Eintritt des Ereignisses.

Wie aus Abbildung 6.3 ersichtlich ist, lag die in der Schneedecke gespeicherte Wassermenge am Tag 233 (21.4.) in allen für die Abflussmessstelle relevanten Messlinien (solche über 1500 m Seehöhe) weit über dem Durchschnitt. Diese Abweichungen waren in Messlinie 1600 am größten. Im Frühjahr 1986 wurde in dieser Höhe das 5,3-fache des Durchschnittswertes gemessen. Mit zunehmender Höhe wird dieses Verhältnis enger. In 2000 m wurde noch der

Abb 6.3:

Vergleich der Wasseräquivalente (WÄ) in den verschiedenen Seehöhen;

links: Durchschnitt der Jahre 1986-1996, rechts: 1986 (Tag 248=6.5.)



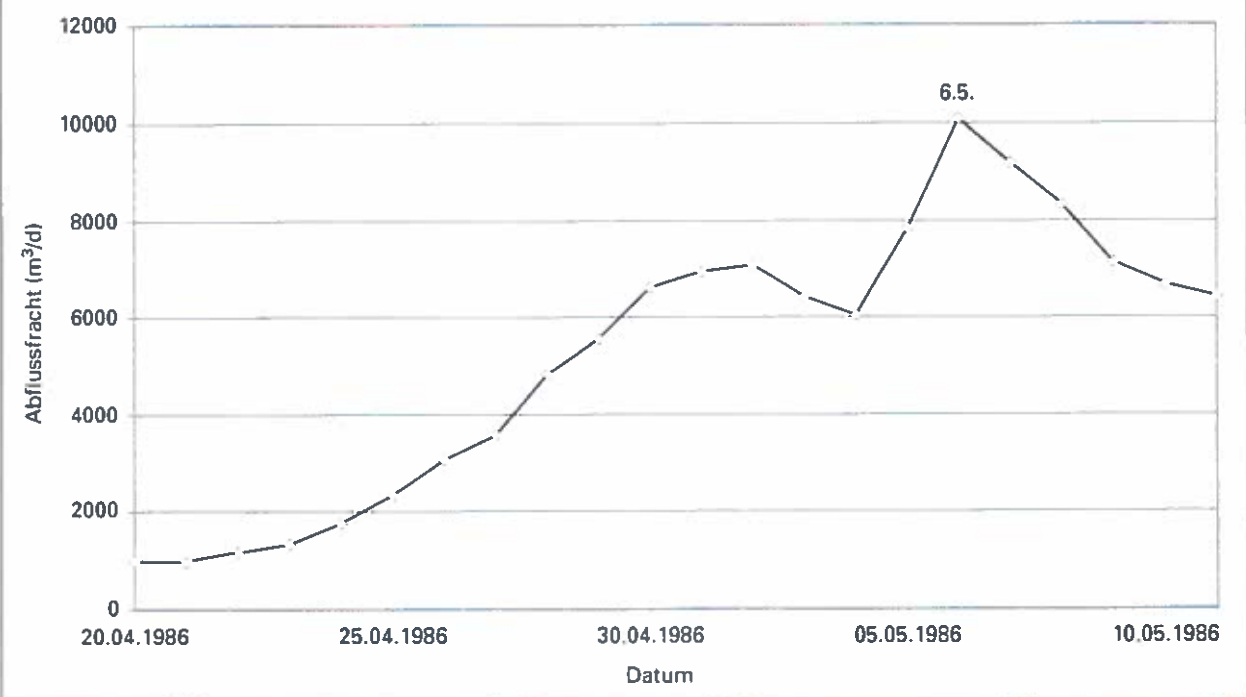
3,3-fache Wert des langjährigen Durchschnittes festgestellt, in 2100 m immerhin noch der 1,6-fache Wert. Auffällig ist die relativ geringe Schneelage in 2100 m gegenüber vielen tiefer gelegenen Messlinien, was ebenfalls nicht der durchschnittlichen Verteilung der Schneemengen entspricht. Ein Grund dafür könnte in ungewöhnlichen Windverhältnissen zu finden sein, welche zu stark von der Norm abweichenden Schneeverteilungen geführt haben. Da bei

den bisherigen Schneemessungen keine flächhaften Aufnahmen der Verteilungs- bzw. Ausprägungsmuster des Hanges erfolgten, können Abweichungen von durchschnittlichen Mustern nur vermutet werden. Zur Erhöhung der Aussagekraft der in Zukunft erhobenen Messwerte wurde das Arbeitsprogramm um solche Aufnahmen erweitert.

An den beiden für die Abflussmessstelle relevanten Waldmesslinien lagen die Werte der im Jahre 1986

Abb. 6.4:

Tagesabflussfrachten am Messwehr Barchtoldsgraben von 20.4. - 11.5.1986



gemessenen Wasseräquivalente um den Faktor drei (1700) und fünfzehn (1600) über den Durchschnittswerten.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die in Form von Schnee gespeicherte Wassermenge, besonders in den tieferen Lagen, schon zu Beginn der Schneeschmelze des Jahres 1986 ein Vielfaches der durchschnittlichen Menge betrug. Die Schneedecke hat zu diesem Zeitpunkt, wie aus den Aufzeichnungen zu schließen ist, zum überwiegenden Teil aus verfestigtem Altschnee bestanden. Lediglich um Mitte April sind noch einmal einige cm Neuschnee gefallen. Danach setzte eine außergewöhnlich milde, normal feuchte Wetterperiode ein. An der Station Fleissner wurde zwischen dem 21.4. und dem 6.5.1986 eine für diese Höhenlage ungewöhnlich hohe Tagesdurchschnittstemperatur von $+11^{\circ}\text{C}$ gemessen (Durchschnitt im April: $5,0^{\circ}\text{C}$; Mai: $9,8^{\circ}\text{C}$). Der höchste Tagesmittelwert der Temperatur wurde am 4.5. mit $13,4^{\circ}\text{C}$ und das absolute Maximum am selben Tag mit $18,9^{\circ}\text{C}$ verzeichnet. Die Niederschlagssumme an der Basismessstelle betrug in diesem Zeitraum knapp 29 mm, der maximale Tagesniederschlag nur 10,4 mm.

Der Abfluss begann, wie Abbildung 6.4 zeigt, ab dem 22.4. zunächst kontinuierlich zu steigen. Am dritten und vierten Mai kam es, durch etwas niedrigere Temperaturen bedingt, zu einer kurzfristigen Abnahme der Tagesabflussfrachten. Danach erfolgte ein steiler Anstieg bis auf über $10.000 \text{ m}^3/\text{d}$ (absolut höchster Wert verzeichnet am 6.5.1986). Während des Ereignisses lagerte sich in der Beruhigungskammer des Messwehres eine große Menge an Geschiebe ab. Dadurch erfolgte eine die Wasserstandsmessung verfälschende zusätzliche Anhebung des Wasserspiegels. Die angegebene Höhe der Abflussfracht an diesem Tag - und den darauf folgenden bis zur Räumung der Kammer - stellt daher die anhand der gemessenen Werte durchgeführte, bestmögliche Abschätzung der tatsächlichen Verhältnisse dar. Sie weist aber angesichts der geschilderten Umstände gewisse Ungenauigkeiten auf. Die höchste einwandfrei und direkt bestimmbare Tagesabflussfracht wurde am 5.5. mit über $7800 \text{ m}^3/\text{d}$ gemessen. Damit zählt dieser Wert zu den höchsten im Beobachtungszeitraum 1969-96 verzeichneten Spitzenabflüssen.

Die zu den oben beschriebenen Abflüssen beitragende Schneeschmelze verlief wie folgt: Bereits mehr als 4 Wochen vor dem Hochwasserereignis einsetzend, schritt sie, mit einer kurzen Unterbrechung zwischen 15. und 20.4., ab dem 21.4.1986 zügig und

- was ungewöhnlich ist - in allen relevanten Seehöhen annähernd gleichmäßig stark voran. Bereits am 5.5. (Tag 247) war sie im Großen und Ganzen im gesamten Einzugsgebiet des Berchtoldgrabens abgeschlossen.

Mit den über die Flächenanteile der einzelnen Höhenstufen gewichteten Wasseräquivalenten errechnen sich daraus folgende Zahlenwerte: Am Tag 233 (21.4.) wurde ein Wasseräquivalent von 247 mm ermittelt. Dieses sank in der Folgewoche auf 154 mm, um schließlich am Tag 247 (5.5.) 0 mm zu erreichen. Die über die Gesamtfläche des Einzugsgebietes freigesetzte Wassermenge aus der Schneeschmelze betrug, in einem Zeitraum von rund 2 Wochen, knapp 236.000 m^3 . Hinzu kommen noch die während dieser Zeit gefallen Niederschläge (siehe Abbildung 6.1). Diese erreichten an der Basismessstelle einen Wert von 27 mm. Wie zuvor schon erwähnt, geht aus Untersuchungen des Institutes hervor, dass am Berchtoldshang die Niederschlagsmengen besonders in den Wintermonaten und im Frühjahr mit der Seehöhe stark ansteigen. Nach den vorläufigen Ergebnissen muss demnach im Einzugsgebiet des Messwehres im Durchschnitt mit rund 40% Mehrniederschlag gegenüber der Basisstation während dieses Zeitraumes gerechnet werden. Dementsprechend wären nicht 27 mm, sondern rund 38 mm Niederschlag in der mittleren Höhe des Einzugsgebietes Berchtoldshang gefallen. Daraus ergibt sich eine Gesamtwassermenge von 285 l/m^2 oder 272.000 m^3 , die innerhalb dieser rund 14 Tage am Berchtoldshang freigesetzt wurde, was einem Tagesdurchschnitt von gut $19.000 \text{ m}^3/\text{d}$ gleich kommt. Demgegenüber betrug die gemessene Abflussfracht nur 64.490 m^3 . Daraus errechnet sich ein Abflusskoeffizient von nur 0,24. GAO (1997) hat für das Gebiet und den Zeitraum 1976-94 einen durchschnittlichen Abflusskoeffizienten von 0,51 ermittelt. Dessen Berechnung stützte sich allerdings noch auf die an der Basismessstelle erhobenen Jahresniederschlagssummen. Ersetzt man die Niederschlagssummen der in 1210 m Seehöhe befindlichen Station Fleissner durch die gemittelten Jahresniederschlagssummen der direkt im Einzugsgebiet stehenden Totalisatoren Wirth-Maraun (Sh.=1660 m, N=1174 mm) und Illenalm (Sh.=1910 m, N=1308 mm), so ergibt sich für den angegebenen Zeitraum ein Abflusskoeffizient von 0,38.

Unabhängig von der Berechnungsmethode des Niederschlages bedeutet dies, dass während der Schneeschmelze ein überdurchschnittlich hoher Anteil des Gesamtwasserinputs zur Versickerung

gelangt. Es wurde daher, sowohl zur Feststellung der zeitlichen Verzögerung des Abflusses, als auch zur Verbesserung der Abschätzung des Abflusskoeffizienten, das auf den Spitzenabfluss folgende Zeitintervall (6.-12.5.1986) ebenfalls in die Untersuchungen mit einbezogen. Damit änderte sich das bestehende Bild der Situation grundlegend. Die für das Gebiet hochgerechnete Wasserspense aus Niederschlägen betrug für die Folgewoche lediglich ca. 7.200 m³. Hinzu kommt eine aus der Schmelze von Schneeresten stammende nicht quantifizierbare Wassermenge, welche allerdings ebenfalls nicht mehr all zu groß gewesen sein dürfte. Demgegenüber stand eine Abflussfracht von über 54.000 m³. Auch wenn die tatsächlich aufgetretenen Werte nur näherungsweise bekannt sind, so ist doch daraus zu schließen, dass die Abflussfracht aus dem Einzugsgebiet im betrachteten Zeitraum um ein Mehrfaches über dem Wasseraufkommen aus Niederschlag und Schneeschmelze gelegen ist. Summiert man die jeweiligen Werte des Wasserinputs und der Abflussfracht über den Gesamtzeitraum auf, so erhöht sich erwartungsgemäß der Abflusskoeffizient erheblich. Er liegt mit einem Wert von 0,42 sogar etwas über dem mit Hilfe der Jahressummen der Totalisatoren errechneten, korrigierten Durchschnittswert.

Damit wird deutlich, dass der Bodenspeicher und auch tiefere Bereiche des Hanges zu Beginn der Schneeschmelze offensichtlich einen Großteil der frei werdenden Wassermenge aufgenommen haben. Mit fortschreitender Dauer wurde dieser Anteil, wie der Abflussverlauf zeigt, zunehmend geringer. Vermutlich

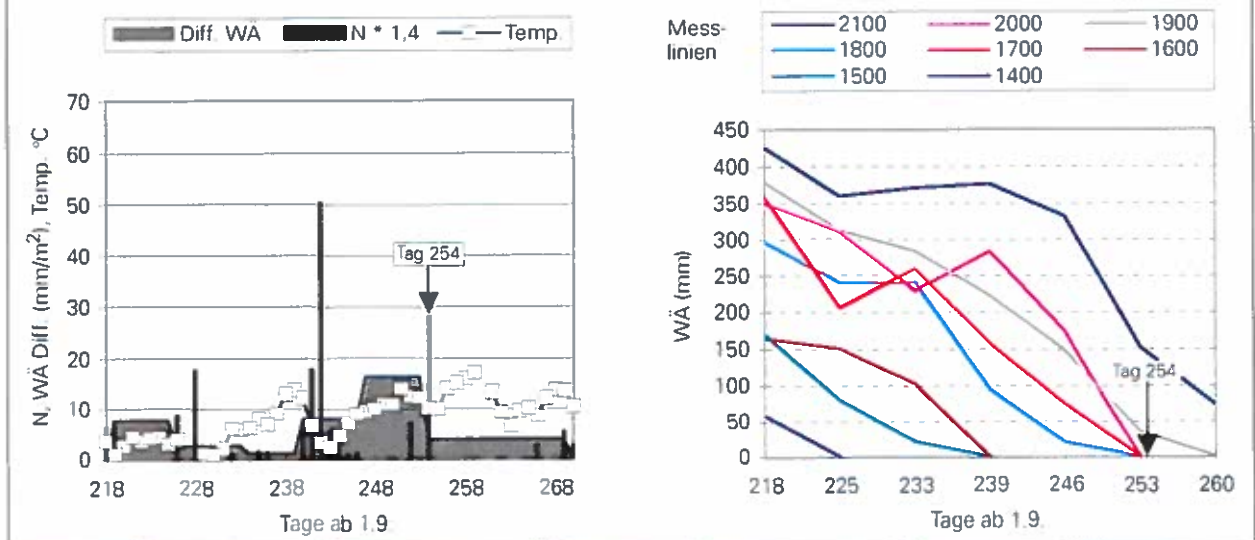
kam es bereits vor Ende der Schneeschmelze zum Umkehr der Richtung des Grundwasserstromes. Die Wasserabgabe aus dem Untergrund war ab diesem Zeitpunkt also größer als dessen Wasseraufnahme. Nur so ist unter den gegebenen Umständen ein absolutes Abflussmaximum am 6.5. zu erklären, also zu einem Zeitpunkt wo allenfalls noch einzelne Schneereste in Lagen über 2100 m Seehöhe und nur unwesentliche Niederschlagsmengen zum Abfluss beitragen konnten. Auch die noch tagelang anhaltend hohen Abflussfrachten nach Ende der Schneeschmelze sind so begründbar, da die Niederschläge in diesem Zeitraum ebenfalls sehr gering waren. Die zeitliche Verzögerung zwischen den Maxima der Schneeschmelze und des Abflusses betrug eine Woche (siehe Abb. 6.2). Angemerkt sei noch der hohe Grad der Auffüllung des Grundwasserspeichers im Jahr 1986, der sich in den Bergwasserspiegelständen zeigt. Nach Tabelle 6.1 erreichten diese innerhalb des Zeitraumes von 1984-1993 an drei der vier dort angeführten, repräsentativen Messstellen den dritthöchsten Wert, an einer gar den zweithöchsten.

6.4 Analyse des Ereignisses vom 11.5.1992

Die Ausgangssituation für das Hochwasserereignis im Mai 1992 war deutlich anders gelagert als für das Ereignis im Jahr 1986, obwohl auch in diesem Jahr die Schneewasseräquivalente überdurchschnittlich hohe Werte erreichten. Abbildung 6.5 zeigt den Verlauf von Lufttemperatur, der Schneeschmelze – dargestellt in

Abb. 6.5:

links: Temperatur, Niederschlag und Differenzen der Wasseräquivalente während der Schneeschmelze des Jahres 1992; rechts: Höhen der Wasseräquivalente an den Messlinien; Tag 254=11.5.



Form der Differenzen der Wasseräquivalente - und der Niederschläge, sowie die Ganglinien der Wasseräquivalente an den einzelnen Messlinien im Frühjahr 1992. Wie aus dieser Abbildung ersichtlich, kann die Schneeschmelze schon wegen der gegenüber 1986 wesentlich höheren Niederschläge nicht eindeutig als alleinige Ursache der Extremabflüsse identifiziert werden. Nach Abbildung 6.6 ist am Messwehr Berchtoldsgraben ab dem 24.4. (Tag 237) eine markante Steigerung der Abflussfrachten festzustellen. Ab diesem Zeitpunkt wurde auch eine kurze Phase relativ hoher Temperaturen an der Messstelle Fleissner verzeichnet. Diese wurde durch einsetzende Niederschläge und einen damit einhergehenden Temperatursturz am 27.4. (Tag 240) beendet.

Diese Niederschläge fielen sogar an der relativ niedrig gelegenen Basismessstelle zum Teil noch als Schnee, was darauf schließen lässt, dass sie auch im höhergelegenen Einzugsgebiet des Messwehres Berchtoldsgraben (oberhalb 1500 m) zum Großteil in Form von Schnee niedergingen. Wegen des nur wenige Tage anhaltenden Temperatursturzes und des Messdienstintervalles von 1 Woche schlugen sich diese aber nur bei den höchst gelegenen Messlinien in den Aufzeichnungen der Wasseräquivalente nieder. Zwischen Tag 234 und Tag 240 war der feststellbare Wasserverlust der Schneedecke durch Schneeschmelze in Höhen über 1900 m geringer, in 1900 m und darunter größer als der Zugewinn durch die Schneefälle (vgl. Abbildung 6.5). Während der Zeit

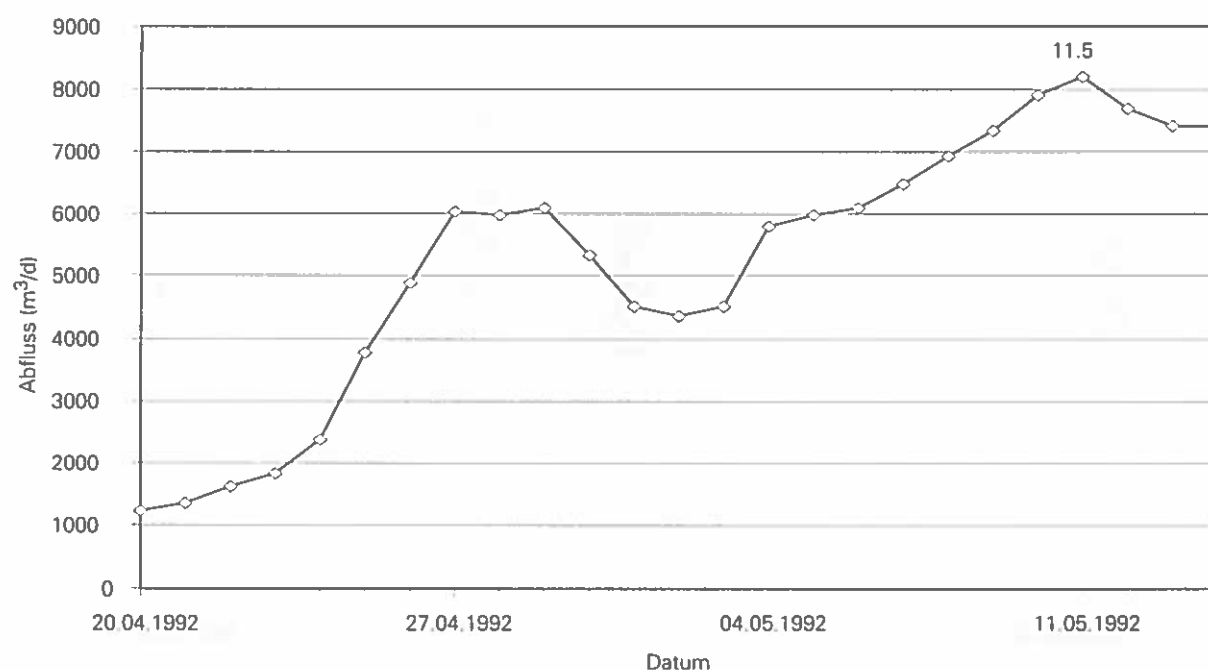
der zunehmend höher werdenden Niederschläge pendelte sich der Abfluss bei 6000 m³/d ein. In der darauf folgenden, niederschlagsarmen Phase sank er am 2.5. auf unter 4500 m³/d (siehe Abbildung 6.6). Die Temperatur erreichte am 30.4. ihren Tiefstwert (+2° C, gemessen an der Basismess-Stelle).

Die darauf folgende Wärmephase ließ den Abfluss ab dem 4.5. stärker als zuvor anschwellen, obwohl sie mit Ausnahme des 8.5. (Tag 251) nicht die Temperaturspitzenwerte erreichte wie die vorangegangene. Allerdings wurde ein Tagesdurchschnittswert der Temperatur von +10° C über einen wesentlich längeren Zeitraum überschritten.

Die höchste Abflussfracht während der Schneeschmelze wurde am 11.5. (Tag 254) mit über 8200 m³/d erreicht. Am Nachmittag dieses Tages kam es zu einem zweistündigen Niederschlagsereignis, in dessen Verlauf die Lufttemperatur kaum sank. Es kann daher davon ausgegangen werden, dass die Niederschläge im gesamten Einzugsgebiet in Form von Regen niedergingen und auch in höheren Lagen keine wesentliche Schneeakkumulation erfolgte.

Im Detail sah die Schneeschmelzperiode des Jahres 1992 wie folgt aus: Am 5.4.1992, in der Anfangsphase der Schneeschmelze, waren – unter Berücksichtigung der nach Flächenanteilen gewichteten Wasseräquivalente der einzelnen Höhenstufen – 317 l Wasser je m² in der Schneedecke gebunden. Bis zum 11.5., dem Tag mit der höchsten Abflussfracht, wurden davon 254 l Wasser pro m² freigesetzt. Das

Abb. 6.6:
Tagesabflussfrachten von 20.4.-14.5.1992 am Messwehr Berchtoldsgraben



sind, auf das Gesamteinzugsgebiet des Messwehres Berchtoldsgraben bezogen, 243.000 m³. Die Schneeschmelze erreichte dabei ihr Maximum zwischen 4.5. und 10.5. mit 16,4 l/m².d. Zum Schmelzwasser kamen noch rund 138 mm Niederschlag (um den Höhenfaktor 1,4 erhöhte Werte der Basismessstelle Fleissner). Das ergibt für den betrachteten Zeitraum von rund 5 Wochen eine Gesamtwasserspense von 392 l/m² oder eine Summe von 374.000 m³, was einem Tagesdurchschnittswert von ca. 10.400 m³ entspricht.

Zur Errechnung des Abflusskoeffizienten wurde, wie auch bei der Analyse des Jahres 1986, die zeitliche Verzögerung des Abflusses auf den Niederschlagsinput berücksichtigt. Die Gesamtsumme aus Niederschlag und freigesetztem Wasseräquivalent betrug von 6.4.-26.5.1992 465.000 m³. Die aufsummierte Gesamtabflussfracht beläuft sich auf 213.000 m³. Es errechnet sich somit für diese Periode ein etwas höherer Abflusskoeffizient (0,46) als 1986.

In Abbildung 6.7 wurde der Verlauf von Schneeschmelze und Abflussfracht, sowie von Temperatur und Niederschlag, nach dem gleichen Muster wie für Abb. 6.2, dargestellt. Niederschlag und Abfluss wurden dementsprechend aus Wochensummen, die Schneeschmelze aus Differenzen der wöchentlich gemessenen Werte ermittelt. Die Temperaturen sind Wochenmittelwerte. Es zeigt sich darin deutlich die zeitliche Verzögerung von einer Woche zwischen den Maxima der Schneeschmelze und des Abflusses.

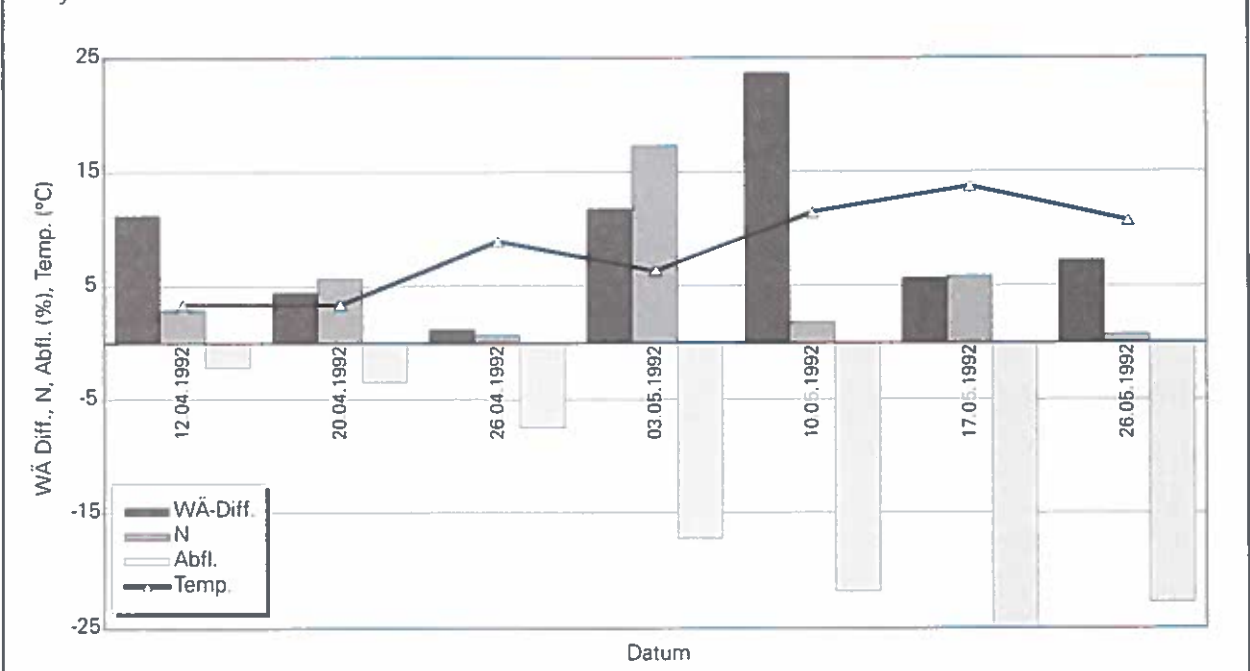
Wie aus Tabelle 6.1 ersichtlich, wurden 1992 an zwei Bohrlochmessstellen die höchsten, an den anderen beiden die zweithöchsten Bergwasserspiegelstände verzeichnet. Dies in einem Zeitraum von zwei Wochen vor bis vier Wochen nach Ende der Schneeschmelze. Im Mittel der 4 Messstellen gesehen, wurden in diesem Frühjahr die höchsten Bergwasserspiegel erreicht. Maßgeblichen Anteil daran trug die überdurchschnittliche Menge des dargebotenen Wassers in diesem Zeitraum. Mit 487 mm handelte es sich um die höchste während des 11-jährigen Vergleichszeitraumes registrierte Gesamtsumme aus Wasseräquivalenten und Niederschlag (siehe Tab. 6.1).

6.5 Bemerkungen zur Schmelzmetamorphose und Niederschlagsabschätzung

Der Grund für die unterschiedlich starke Reaktion der Schneedecke auf die beiden während der Schneeschmelzperiode des Jahres 1992, vor Eintritt des Höchstabflusses aufgetretenen Wärmephasen liegt vermutlich im Verlauf der Schmelzmetamorphose. In der ersten Wärmephase wurde die Schneedecke, vom unteren Teil des Einzugsgebietes nach oben fortschreitend, hydrologisch „reif“ (RAU 1992). Dadurch kam es in den unteren Lagen zu einer ersten, erheblichen Schmelzwasserabgabe. Bevor diese Entwicklung jedoch auch im oberen Teil des

Abb. 6.7:

Niederschlag (N), Schneeschmelze (Differenzen der Wasseräquivalente), Abfluss (Abfl.) und Temperatur (Temp.) im Frühjahr 1992



Einzugsgebietes eintreten konnte, kam es zu einem Temperatursturz und heftigen Niederschlägen. Nach Ende dieser Schlechtwetterphase bedurfte es wegen des fortgeschrittenen Stadiums der Schneedeckenentwicklung nur mehr eines relativ geringen Temperaturanstieges, um die notwendige Zustandsänderung der Schneedecke herbeizuführen, die letztendlich in den höheren Lagen zu erheblichen Schneedeckenausflüssen führte. Das Abschmelzen größerer Schneereserven aus diesem Teil des Einzugsgebietes überlagerte sich dabei mit dem beschleunigten Abschmelzvorgang des Neuschnees, welcher zwischenzeitlich auf den zuvor schon schneefreien, erwärmten Boden der Tieflagen gefallen war.

Die oben beschriebene Metamorphose der Schneedecke ist durch Änderung des Wassergehaltes sowie der Lagerungsdichte der Schneeschicht gekennzeichnet. Feuchtigkeitsgehalt und Dichte eines Stoffes beeinflussen wesentlich dessen Wärmeleitfähigkeit (WENDEHORST 1972). MARTINEC (1960) hat dies im a - Wert (Grad – Tag Faktor), der zur Berechnung der täglichen Schneeschmelze herangezogen wird, zum Ausdruck gebracht. Normalerweise wird zu Beginn der Schmelzperiode mit a -Werten von 0,3-0,35 und am Ende mit Werten von 0,6 gerechnet (DRACOS 1980).

Während der Schneeschmelzperiode des Jahres 1992 stieg die Dichte der Schneedecke im Mittel der Messlinien von 320 kg/m³ (6.4.1992) bis auf 420 kg/m³ (11.5.1992). Dies entspricht einem Zuwachs von 31 %. Auf einzelnen Messlinien wurden Werte von über 450 kg/m³ gemessen. BERTLE (1966) gibt als Lagerungsdichte der Schneedecke, welche überschritten werden muss bevor nennenswerte Schneedeckenausflüsse beobachtet werden können, 450–500 kg/m³ an. Da die von der FBVA durchgeführten Messungen im Wochenintervall stattfanden, kann die tatsächlich in der Schneedecke erreichte Dichte kurzfristig, bzw. auch in Teilen der Schneedecke durchaus höher gewesen sein als dies in den Messwerten zum Ausdruck kommt, zumal – durch die Messmethode bedingt – nur die durchschnittliche Dichte der Schneedecke über die Gesamthöhe bekannt ist. Diese kann aber durch Neuschneeanteile im Profil erheblich beeinflusst sein, welche zu einer Verringerung der Werte führen. Gleichzeitig wird aber in der Altschneedecke, allein wegen der zusätzlichen Auflast durch Neuschnee, eine Zunahme der Dichte bewirkt. Die Lagerungsdichte kann also im bodennahen Bereich bereits hoch genug sein, um Schneedeckenausflüsse zu erlauben, während dies in der Deckschicht noch nicht der Fall

ist, bzw. Durchschnittswerte über das Gesamtprofil dies noch nicht anzeigen. Andernfalls wären die bei BERTLE angegebenen Grenzwerte nach unten zu korrigieren.

In Tabelle 6.2 sind die auf den einzelnen Freilandmesslinien festgestellten, jährlichen maximalen Schneedichten, der Zeitpunkt ihres Auftretens, die dabei gemessene Schneehöhe und die Messlinie angegeben.

Tab. 6.2:

Maximale Dichten des Schnees (kg/m³) auf Freilandflächen;

Berchtoldshang; 1985/86-1995/96

*Messungen über 2100 m Seehöhe wurden nur in den Wintern 1985/86 und 1994/95 durchgeführt

Jahr	Dichte (kg/m ³)	Datum	Messlinie (m)	Schneehöhe (cm)
1985/86	492	07. Apr	1500	41,3
1986/87	484	27. Apr	2100	54,4
1987/88	455	05. Apr	1600	66,1
1988/89	499	29. Mrz	2100	27,4
1989/90	403	19. Mrz	2100	22,2
1990/91	498	03. Jun	2100	9,1
1991/92	458	02. Mrz	2000	40,7
1992/93	427	25. Jan	1500	10,1
1993/94	414	28. Feb	1200	15,5
1994/95	495	08. Mai	2200*	16,8
1995/96	408	01. Apr	1800	19,1

Es zeigte sich, dass im gesamten Einzugsgebiet innerhalb des Untersuchungszeitraumes von 11 Jahren an nicht einer einzigen Messlinie der Wert von 500 kg/m³ überschritten, und in 4 Wintern der Wert von 450 kg/m³ nicht einmal annähernd erreicht wurde. Festgestellt wurde weiters, dass die höchsten Dichten häufig an den höchsten Messlinien auftraten (sechs von elf Mal auf 2000 m oder darüber).

Die Häufung großer Schneedichten in den Hochlagen ist mit hoher Wahrscheinlichkeit in den gegenüber tieferen Lagen wesentlich größeren Schneehöhen, der längeren Schneedeckendauer und dem damit höheren Anteil von – durch Auflast und Metamorphose – gesetztem Altschnee in der Schneedecke begründet. Auch der mit der Seehöhe zunehmende Windeinfluss auf die Schneedecke (z.B. durch Zertrümmerung der Schneekristalle und damit dichtere Lagerung bei hohen Windgeschwindigkeiten) trägt sicher seinen Anteil zu diesem Phänomen bei.

Den am 11.5. gefallenem Niederschlag betreffend muss Folgendes angemerkt werden: Mit einem

Absolutbetrag von 20 mm sowie einem einstündlichen Maximum von 14,6 mm hätte der Niederschlag ohne zusätzliche Schneeschmelze mit Sicherheit keine nennenswerte Abflussfracht nach sich gezogen. Der am Tag vor diesem Niederschlagsereignis durch die Schneeschmelze alleine bedingte Maximalwert der Tagesabflussfracht war um nur etwa 4% niedriger als am Tag des Ereignisses. Größer fiel der Unterschied bei den absoluten Spitzendurchflusswerten aus. Der maximale, durch die Schneeschmelze alleine verursachte Durchfluss lag am 10.5. bei 0,099 m³/s, jener vom 11.5. zeigte sehr bald nach Beginn des Regenschauers (nach ca. 40 Minuten) einen maximalen Durchflusswert von 0,134 m³/s. Die Differenz zwischen den Spitzenwerten beträgt somit beachtliche 26%.

Offen bleibt bei dieser Abschätzung aber, wie hoch der tatsächlich im Einzugsgebiet des Messwehres gefallene Niederschlag war. Diese Frage konnte aufgrund fehlender Messdaten der dort nur während des Sommerhalbjahres stationierten registrierenden Messgeräte (Ombrographen) nicht geklärt werden. Eine einfache Erhöhung der Werte der Basismessstelle ist im Falle der Analyse eines einzelnen, sehr kurzen schauerartigen Ereignisses nicht sinnvoll. Der Multiplikationsfaktor, mit welchem die Werte der Basismessstelle bei Untersuchung längerer Perioden zu erhöhen sind, wurde über Niederschlagssummen längerer Zeiträume (Monate) bestimmt. Er hat daher in seiner Eigenschaft als Durchschnittswert nicht unbedingt Gültigkeit zur Abschätzung von Einzelereignissen, insbesondere nicht für kleinräumig sehr unterschiedlich intensive, konvektive Niederschlagsereignisse mit einer Dauer von wenigen Stunden. Diese sind (MATTERN 1996) nicht direkt höhenabhängig, wodurch im gegebenen Fall die Multiplikation der Niederschlagssumme des Einzelereignisses mit dem Koeffizienten der Höhenabhängigkeit vermutlich zu keiner Verbesserung der Abschätzungsgenauigkeit führen würde. Auch die Abschätzung über Totalisatorwerte ist, der geringen zeitlichen Auflösung wegen, zum Scheitern verurteilt.

6.6 Untersuchung der für die Bergwasserspiegelhöhe maßgeblichen Parameter

Vergleicht man die in Tab. 6.1 angeführten Werte der verschiedenen Parameter, so ist die in einigen Fällen gute Übereinstimmung der Ränge von Gesamtsumme aus Schneeschmelze und Niederschlag,

Abflussfracht und Bergwasserspiegel auffallend. Alle drei erreichten z.B. ihr Maximum 1992. Beim Vergleich der Absolutsummen der Jahre ist zu beachten, dass besonders der Abfluss (eingeschränkt auch der Niederschlag) aufgrund der großen Länge des betrachteten Zeitraumes im Jahre 1992 von vornherein verhältnismäßig höher sein muss als in den anderen Jahren. Um dem Vergleich größere Aussagekraft zu geben bzw. dieses Faktum zu relativieren, wurde die mittlere Tagesabflussfracht errechnet, wodurch es zu einigen Verschiebungen in der Rangordnung der Abflüsse kommt. 1992 behauptet aber auch nach dieser Berechnungsart seinen Spitzenplatz. Die Übereinstimmung der Parameter bleibt somit aufrecht.

Um die Auswirkungen unterschiedlicher Verläufe von Schneeschmelze und Niederschlag auf die Höhe der Bergwasserspiegel näher zu beleuchten, wurden die Messwerte der drei Jahre mit den höchsten Gesamtsummen aus Niederschlag und Schmelzwasser analysiert.

Die Schneeschmelze des Jahres 1986 wurde durch Niederschläge, welche von 16.4. bis 18.4. auftraten und in Seehöhen ab 1500 m aufwärts zu einer neuerlichen Schneeakkumulation führten, unterbrochen. Danach führte eine ungewöhnlich rasche, ununterbrochen über 14 Tage andauernde Schneeschmelzphase aus hoher Schneerücklage – welche besonders auch in geringeren Seehöhen anzutreffen war – zur größten, im Zeitraum 1986–1996 beobachteten Tagesabflussfracht. Diese kontinuierlich starke Schneeschmelze konnte auch ohne nennenswerte Niederschlagsereignisse den am 6.5. verzeichneten Spitzenabfluss von über 10.000 m³/d verursachen (siehe Kap. 6.3). Die Einzelwerte der Bergwasserspiegelhöhen erreichten in drei der vier in Tabelle 6.1 angeführten Bohrlöcher den dritthöchsten, in einem den zweithöchsten Stand (Zeitraum 1984–1993). Über den Hang gesehen, ergab sich daraus im Mittel, mit deutlichem Abstand zu den Werten von 1992, der zweithöchste Rang. Die im Vergleich zu 1992 insgesamt deutlich geringere Gesamtsumme der während der Schneeschmelze freigesetzten Wasseräquivalente und der während dieser Zeit gefallenen Niederschläge bedingten die gegenüber 1992 erheblich geringeren Bergwasserspiegelhöhen. Die Wasseräquivalente des Jahres 1986 lagen nach Tabelle 6.1 wesentlich, die Niederschläge nur etwas über dem Durchschnitt der verglichenen Zeiträume von 1986–1996.

1987 verlief die Schneeschmelze annähernd gleichmäßig über einen Zeitraum von 5 Wochen. Die in

den letzten beiden Wochen der Schneeschmelze auftretende maximale Differenz der Wasseräquivalente (=Abschmelzgeschwindigkeit) lag deutlich unter dem Durchschnitt aller beobachteten Schmelzperioden. Ebenfalls unter dem Durchschnitt lag die Höhe der im April hauptsächlich als Regen gefallenen Niederschläge (38,5 mm). Die im Mai mit 149,7 mm um ca. 70% über dem Durchschnitt liegende Niederschlagssumme fiel zu einem Großteil als Schnee. Die Temperaturen waren im Zeitraum der Schneeschmelze rund 10% über dem Durchschnitt. Die periodisch auftretenden Warmphasen erreichten jedoch nicht die absoluten Spitzenwerte des Jahres 1992. Wie aus Tabelle 6.1 entnommen werden kann, war die Dauer der Schneeschmelzperiode rund eine Woche länger als 1986, aber deutlich kürzer als 1992. Die Summe aus Schmelzwasser und Niederschlag entsprach annähernd der von 1986. Heftige, am 3. und 4.5. auftretende Niederschläge beachtlicher Höhe (siehe Anhang B), wurden allem Anschein nach zum Großteil in der Schneedecke gespeichert. Als Folge dieser Umstände trat im Gegensatz zu 1986 und 1992 kein Abflussereignis nennenswerter Höhe auf. Die Bergwasserspiegel erreichten jedoch fast den Pegelstand von 1986. Die maximale Tagesabflussfracht wurde, nach Abschluss der Schneeschmelze, im Juni des Jahres 1987 mit rund 4.600 m³/d verzeichnet.

1992 begann die Schneeschmelze aus sehr hoher Schneerücklage in höheren Lagen zunächst eher schleppend. Während sie in Höhen bis 1600 m innerhalb von 3 Wochen abgeschlossen war, kam es – bedingt durch mehrere Niederschlagsereignisse – darüber nochmals zu Schneezuwachs. Dadurch erstreckte sich der Zeitraum der Schneeschmelze letztendlich auf rund 7 Wochen. Das Maximum erreichte sie dabei gegen Ende der ersten bis Mitte der zweiten Maiwoche. Danach nahm die tägliche Schneeschmelzrate des Gesamthanges deutlich ab. Ab dem 11.5. wurden nur noch in höheren Lagen hohe Intensitäten der Schneeschmelze registriert. Der, aus einer gegenüber den Vergleichsjahren wesentlich höheren Summe aus Niederschlag und Schneeschmelze resultierende, tägliche Oberflächenabfluss lag deutlich über jenem von 1986 und 1987. Am Tag des Höchstabflusses, dem 11.5.1992, überlagerten sich Schneeschmelze und Regen (siehe Kap. 6.4). Das rasche Abschmelzen der überdurchschnittlich großen Schneemengen in den höheren Lagen verursachte in Verbindung mit einer starken Bodenvordurchfeuchtung bereits an den Vortagen sehr hohe Abflüsse. Das relativ schwache, schauerartige

Niederschlagsereignis bewirkte unter diesen Vorbedingungen am 11.5. eine nochmalige, wenn auch geringfügige Erhöhung der Tagesabflussfracht. Die Bergwasserspiegel an den 4 Bohrlöchern lagen im Vergleichszeitraum 1984-1993 durchwegs auf Rang 1 oder 2 und im Mittel der vier Werte mit Abstand an erster Stelle.

Aus den 3 zuvor beschriebenen, äußerst unterschiedlich verlaufenden Schneeschmelzperioden lässt sich resümieren:

- Hohe Bergwasserspiegel resultierten aus einer hohen Gesamtsumme aus Schmelzwasser und Niederschlag. Der Zusammenhang ist wegen des Einflusses anderer Faktoren (z.B. Temperaturverlauf u.a.) aber nicht proportional. Eine abgesicherte Funktion zur Beschreibung des Zusammenhanges lässt sich derzeit noch nicht angeben.
- Die Bedeutung der Höhe der Schneerücklage lag, auf Grund der in ihr gespeicherten Wassermenge, wesentlich über jener der in Form von Regen gefallenen Niederschläge. Für die Praxis der Wildbach- und Lawinenverbauung bedeutet dies, dass bei der Instandsetzung der bestehenden Hangentwässerung und eventuell Hinzufügung neuer Stränge der Schneeschmelze großes Augenmerk zu schenken ist.
- Eine langsam verlaufende, sich über einen längeren Zeitraum erstreckende Schneeschmelzperiode begünstigte bei entsprechender Schneerücklage die Ausbildung hoher Bergwasserspiegelstände (siehe 1987).
- Die höchsten Abschmelzraten führten auch zu den höchsten Tagesabflussfrachten. Ein besonders rasches Ansteigen der Bergwasserspiegel konnte dabei aber nicht beobachtet werden.

Da, wie u.a. bei HÄUSLER (1975) beschrieben, höhere Bergwasserspiegel die Kinetik der Massenbewegung beschleunigen, sind die aufgezeigten Zusammenhänge für die Prognose bzw. Beurteilung von akuten Gefahrensituationen von großer Bedeutung. Praxisrelevanz erlangen diese allerdings erst durch eine bereits in Zusammenarbeit mit der Universität Erlangen/Nürnberg in Entstehung begriffene Arbeit, in welcher die vorgenannten Zusammenhänge mit den Auswertungen von Bergwasserspiegel- und Hangbewegungsverläufen verknüpft werden. Grund dafür ist das Wissen, dass auch die zeitliche Abfolge von Hoch- und Tiefständen, neben hohen Absolut-

werten der Bergwasserspiegel, ein wichtiges Element der Entstehung der Gefahrensituation darstellt. Die dadurch bedingten klufthydraulischen Impulse führen zu langfristigen Auflockerungsprozessen mit entsprechender Steigerung des Gefahrenpotentials.

6.7 Vergleich der Wasseräquivalente auf Freiland- und Waldmesslinien

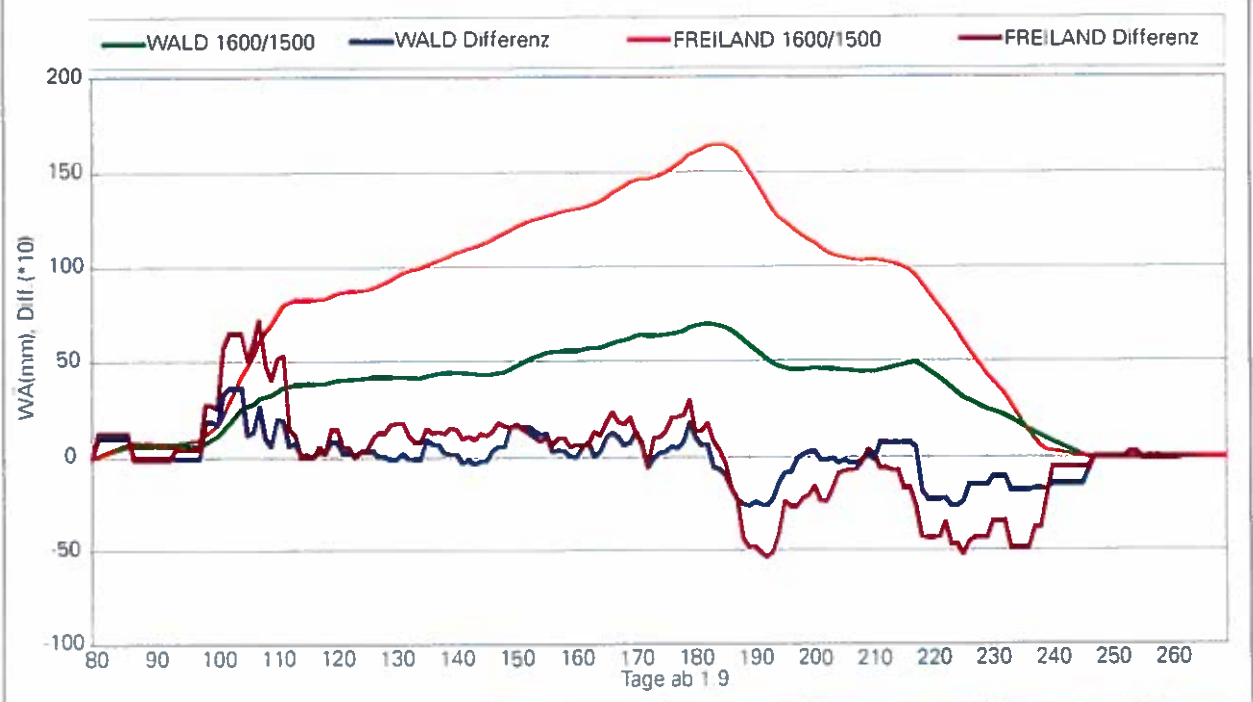
Der beträchtliche Einfluss des Waldes auf die Höhe der Wasseräquivalente konnte bereits in einer vorangegangenen Arbeit (Lang & Hagen 1999) kurz aufgezeigt werden. Wie aus Abbildung 6.8 ersichtlich, wird - gegenüber den Freilandflächen - auf den bewaldeten Teilen des Einzugsgebietes eine wesentliche Senkung der am Boden zurückgehaltenen Wasseräquivalente und eine deutliche Verlangsamung der Schneeschmelze erzielt. Die der Graphik zugrunde liegenden Daten sind nach Flächenanteilen gewichtete Mittelwerte der Messlinien 1500 und 1600. Die Waldmesslinien befinden sich im Bestandesinneren (siehe Tab. 2.1). Die Daten wurden aus wöchentlich durchgeführten Messungen nach den unter Kapitel 4.1 beschriebenen Methoden gewonnen.

Der Faktor „Wasseräquivalent Freiland/Wald“ liegt von Mitte Dezember bis Anfang April immer

zwischen 2,0 und 2,7. Auf den Freilandflächen befindet sich in diesem Zeitraum also permanent mehr als doppelt so viel in Form von Schnee gebundenen Wassers als auf den vergleichbaren Waldflächen. Trotzdem wird die Schneeschmelze an letzteren - im Durchschnitt gesehen - etwas später abgeschlossen. Die niedrigeren Wasseräquivalente und die etwas länger währende Schneeschmelze auf den Waldflächen bedingten eine durchschnittliche, aus der Schneeschmelze stammende, tägliche Wasserspende von nur rund einem Drittel der Freiflächen. Tabelle 6.3 zeigt die maximal erreichten Wasseräquivalente auf Freiland- und Waldflächen der Winterhalbjahre 1985/86 bis 1995/96 und deren größtmäßige Reihung. Es wurden weiters die Quotienten (Wald/Freiland) der Wasseräquivalente über die Werte der einzelnen Seehöhen und sodann aus deren Mittel der Rückhalt in den Baumkronen errechnet. Es handelt sich bei der Interzeptionsangabe natürlich um einen theoretischen Wert, da die maximalen Wasseräquivalente nicht zwangsläufig zum selben Zeitpunkt auftraten. Fällt das maximale Wasseräquivalent auf Freilandflächen jedoch nicht auf den selben Tag wie auf Waldflächen, ist die tatsächliche Kroneninterzeption kurzzeitig noch höher. Die in der Tabelle aufscheinenden Werte können also als brauchbare Schätzwerte der tatsächlichen Gegebenheiten angesehen werden.

Abb. 6.8:

Durchschnittliche Wasseräquivalente (WÄ) und deren Differenzen auf Wald- und Freilandflächen; Berchtoldshang/Gradenbach; Beobachtungsperiode 1985/86–1995/96



Tab. 6.3:

Maximale Wasseräquivalente (in mm) von Wald- und Freilandmesslinien (W und F), sowie Verhältniszahlen der Wasseräquivalente, Interzeptionswerte und Rangordnung (R); Berchtoldshang/Gradenbach; 1985/86-1995/96

Messlinie	85/86	R	86/87	R	87/88	R	88/89	R	89/90	R	90/91	R	91/92	R	92/93	R	93/94	R	94/95	R	95/96	R
W1600	203	2	221	1	65	7	97	5	58	9	134	4	142	3	54	10	76	6	37	11	59	8
W1500	179	3	180	2	72	7	86	5	42	11	155	4	204	1	53	9	83	6	43	10	54	8
F1600	311	2	343	1	301	3	116	9	116	10	243	4	234	5	84	11	201	6	143	7	128	8
F1500	266	2	305	1	215	4	116	9	107	10	235	3	200	5	75	11	189	6	128	7	126	8
W/F1600	0,65		0,64		0,22		0,84		0,50		0,55		0,61		0,64		0,38		0,26		0,46	
W/F1500	0,67		0,59		0,33		0,75		0,39		0,66		1,02		0,70		0,44		0,34		0,43	
Interzept. % / R	34	8	38	7	72	1	21	10	55	5	40	6	19	11	33	9	59	3	70	2	56	4

Tab. 6.4:

Ergebnisse der Regressionsanalysen der einzelnen Wald - Freiland - Vergleiche sowie der Mittelwerte der Linien 1600 und 1500

Messlinie	a	b	Adj. B	RP	Histogr. RP	Bemerkungen
1400	-5,49	2,78	0,93	ausgeglichen	Gleichvert.	tolerabel
1500	-7,43	2,28	0,97	ev. zweigeteilt*	Normalvert.	gut
1600	-11,13	2,78	0,96	ev. zweigeteilt*	Normalvert.	gut
1700	-	-	0,59	ausgeglichen	U-förmig	nicht tol.
1500/1600	-8,38	2,51	0,98	ev. zweigeteilt*	Normalvert.	gut

Der Maximalwert des Schneerückhaltes wurde mit 72% für die als eher schneearm zu bezeichnende Wintersaison 1987/88 errechnet. Im Vergleich der Maximalwerte wiesen die Flächen im Bestandesinneren also nur einen Anteil von 28% des Wasseräquivalentes der Freilandflächen auf. Im Gegensatz dazu wurden im deutlich schneereicheren Winter 1991/92 im Wald 81% des Wasseräquivalentes der Freiflächen erreicht, was einer Interzeption von lediglich 19% entspricht. Für die Winter 1985/86 und 1990/91, in welchen die (lt. Abb. 5.1) größten durchschnittlichen Schneehöhen erreicht wurden, wurden Schneeeinterzeptionswerte von 34% bzw. 40% errechnet. Es besteht also kein direkter Zusammenhang zwischen durchschnittlicher Schneehöhe und Interzeption. Das zeigt, dass auch andere Klimafaktoren (Wind, Sonneneinstrahlung etc.) das Maß der Schneeeinterzeption erheblich beeinflussen.

Dass die am Berchtoldshang ermittelte hohe Schneeeinterzeption insgesamt gesehen doch deutlich über den meisten - oft sehr allgemein gehaltenen - Angaben, die in der Literatur zu diesem Thema gemacht werden (z.B. DELFS 1955 Fi: 20-30% Schneeeinterzeption, MOESCHKE 1998 - nur qualitative Angaben) liegt, ist vermutlich zu einem guten Teil auf die Gebietsparameter zurückzuführen (südliche Exposition, insgesamt geringe Schneemengen, weitgehend windgeschützte Lage, Fichten-Altbestand). Die in diesem Kapitel getroffenen Aussagen können dementsprechend nur für Gebiete mit ähnlichen Rahmenbedingungen Gültigkeit haben. Die abflus-

smindernde Wirkung des Waldes durch die hohe Schneeeinterzeption und die dadurch bedingte, positive Wirkung auf den Wasserhaushalt auf den untersuchten und vergleichbaren Standorten, ist aber in eindrucksvoller Weise nachgewiesen.

In Tabelle 6.4 sind die Ergebnisse der Regressionsanalysen der einzelnen Wald - Freiland - Vergleiche angeführt. Zu Vergleichszwecken wurde auch der Mittelwert der beiden Waldflächen aus dem Bestandesinneren (1500/1600) in die Untersuchungen miteinbezogen. Bei den in Waldrandlage situierten Messlinien 1400 und 1700 wurde darauf verzichtet.

Das adjustierte Bestimmtheitsmaß (Adj. B), welches mit Ausnahme von Linie 1700 zwischen 93 und 98% liegt, ist sehr hoch. Die Korrelationskoeffizienten ($r = \text{Adj. B}^{1/2}$) liegen dementsprechend mit Ausnahme von 1700 in allen Fällen über 0,96. Die gefundenen Funktionen sind demnach hoch signifikant, jene von 1700 immerhin noch signifikant. Die durchgeführten Residuenplots (RP) zeigen deutlich das hohe Maß der Autokorrelation zwischen den einzelnen Tageswerten. Die Verteilung der Residuenplots erfüllt, wie aus den Histogrammen ersichtlich wurde, bis auf 1700 überall wenigstens die Mindestanforderung einer Gleichverteilung. In 1700 ist sie U-förmig, und daher auf jeden Fall abzulehnen. In den Messlinien 1500 und 1600 treten die Abweichungen von der Ausgleichsgeraden hauptsächlich zwischen 0 und 25 bzw. 20 mm Wasseräquivalent (gemessen im Freiland) auf - in einem Bereich also, der besonders stark durch Messfehler beeinflusst

wird (vgl. Kapitel 3). Es wurde daher darauf verzichtet, für diesen Bereich eine eigene Ausgleichsgerade zu generieren, bzw. diesen durch die Wahl einer nichtlinearen Funktion besser zu erfassen.

Insgesamt gesehen können also die Zusammenhänge zwischen den Wasseräquivalenthöhen in Wald und Freiland mit einer linearen Funktion (Ausgleichsgeraden) hinreichend genau beschrieben werden. Abbildung 6.9 zeigt die gute Kurvenanpassung für den Durchschnitt der Werte von Wald und Freiland der Messlinien 1600 und 1500 m.

Betrachtet man die Ergebnisse der Regressionsanalyse für die Messlinien 1400 bis 1600 in Tabelle 6.4, so ist kein eindeutiger Trend der Koeffizienten (a = Wert des Schnittpunktes der Ausgleichsgeraden mit der Y-Achse: fallend, b = Maß für die Steigung der Geraden: schwankend) mit steigender Seehöhe zu erkennen. Die Messlinie 1400 befindet sich (wie auch 1700) in Waldrandlage und ist damit, u.a. wegen des verstärkten Einflusses der Sonne, nicht den gleichen Gesetzmäßigkeiten von Schneeakkumulation und -ablation wie Waldflächen im Bestandesinneren unterworfen. Um fundierte Aussagen über diesbezügliche Gesetzmäßigkeiten tätigen zu können, bedarf es daher zusätzlicher Messungen von Wasseräquivalentwerten an höher- und/oder tiefergelegenen Flächen solcher Standortseinheiten. Dies wäre unter anderem auch zur Untersuchung der Wirtschaftlichkeit von Aufforstungsmaßnahmen für den Hochwasserschutz von Interesse, deren Kosten mit zunehmender Seehöhe stark ansteigen.

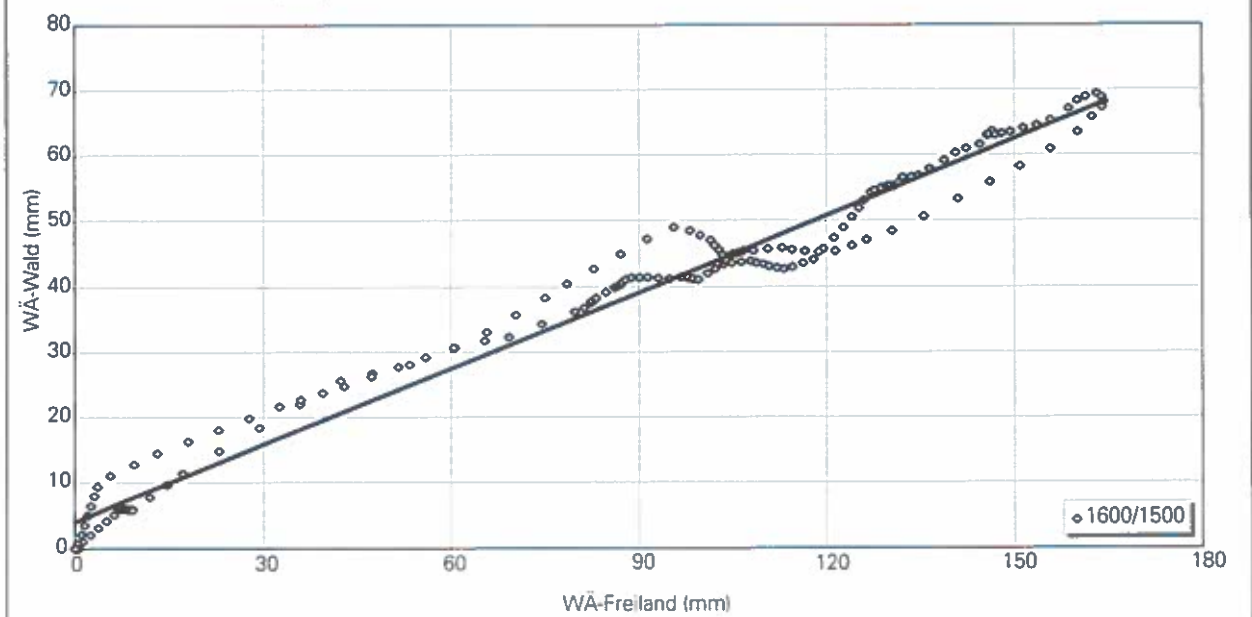
7 Zusammenfassung

Das Institut für Lawinen- und Wildbachforschung der Forstlichen Bundesversuchsanstalt führt seit 1985 kontinuierlich schneehydrologische Messungen im Einzugsgebiet des Gradenbaches durch. Diese sind wegen des herrschenden Datenmangels für die Modellierung der Schneeschmelze in Wildbacheinzugsgebieten von außerordentlicher Bedeutung. Besonderes Augenmerk wurde in der vorliegenden Untersuchung der Feststellung des Einflusses von Schnee als temporärem Wasserspeicher auf den Hochwasserabfluss sowie die Bergwasserspiegelhöhen geschenkt. Durch die kontinuierlichen Erhebungen über einen Zeitraum von 11 Jahren ist es nun möglich, eine Vielzahl von praxisrelevanten Daten für künftige schutzwasserbauliche Maßnahmen zu liefern. Weiters können Trends und Zusammenhänge in ihren Grundzügen aufgezeigt bzw. bestimmte, bisher gängige Annahmen verworfen werden. Die Datenreihen sind derzeit allerdings noch zu kurz, um endgültig statistisch abgesicherte Funktionen zu erstellen. Eine Überprüfung der Funktionen hat daher nach Vorliegen ausreichend langer Datensätze noch zu erfolgen.

Den ersten Schritt zur Analyse der auf 14 Messlinien mit je 10 Messpunkten gesammelten Werte stellte deren Aufbereitung und Eingabe in eine für die speziellen Anforderungen maßgeschneiderte Datenbank dar. Für die weiteren Untersuchungen

Abb. 6.9:

Zusammenhang der Wasseräquivalente (WÄ) auf Freiflächen und Waldflächen am Beispiel des Durchschnittes der Werte der Messlinien 1600 und 1500; Berchtoldshang/Gradenbach; 1985/86-1995/96



wurden daraus für jede Messlinie die Durchschnitts- sowie Extremwerte von Schneehöhe und Wasseräquivalent im Jahresverlauf ermittelt. Die Spannweite der Wasseräquivalente reichte im Durchschnitt der 11 Jahre von 94 mm auf 1200 m Seehöhe bis fast 300 mm an der mit 2100 m höchstgelegenen regelmäßig begangenen Messlinie. Die höchsten Werte der maximalen Wasseräquivalente wurden, abhängig von der Seehöhe, zumeist zu verschiedenen Zeitpunkten erreicht. Das absolute Maximum wurde 1992 mit 425 mm festgestellt. Allerdings ist davon auszugehen, dass vor dem Beobachtungszeitraum 1985/86–1995/96 häufig größere Wassermengen in der Schneedecke gespeichert waren. Dies zeigt ein Vergleich der Schneehöhen aus täglichen Beobachtungen an der Basismessstelle Fleissner, die bis in das Jahr 1971 zurückreichen.

Durch die in annähernd 100 m Höhenabstand situierten Messlinien und die in 1500 m Seehöhe gelegene Abflussmessstelle bot sich die Möglichkeit der Kontrolle und Anpassung des Modells von RAU (1993) für den Berchtoldshang. Diese erbrachte im Großen und Ganzen gute Übereinstimmung mit den dort ausgeführten Charakteristiken höhenabhängiger Variationen der hydrologischen Eigenschaften von Schneedeckenspeichern. Die nach RAU für den Berchtoldshang zutreffenden Höhenstufen sind jedoch, vermutlich aufgrund der Exposition und der geringen Niederschlagsmengen, um 200 m nach oben zu korrigieren.

Zur Entwicklung eines Schätzverfahrens für Gebiete ohne Schneemessungen wurde, in Anlehnung an das Modell von SCHILLER (1980), der Versuch unternommen lineare Ausgleichsfunktionen über eine Regressionsanalyse zwischen Niederschlagsmenge und Größe der maximalen Wasseräquivalente an den einzelnen Messlinien zu finden. Mit dieser Methode konnten für alle Schneemesslinien auf Freiflächen signifikante Funktionen errechnet werden. Bedingt dadurch, dass in den am besten angepassten Funktionen aber große Niederschlagsmengen enthalten sind, welche eindeutig nach dem Erreichen des maximalen Schneewasseräquivalentes auftraten und daher auf dieses keinen direkten Einfluss haben konnten, müssen die gefundenen Zusammenhänge entweder auf Zufälligkeiten oder Scheinkorrelationen beruhen. Trifft letzterer Fall zu, so könnte erst eine tiefergehende Analyse zu einem späteren Zeitpunkt, mit erweiterten Datensätzen und unter Heranziehung zusätzlicher klimarelevanter Parameter, zu einem brauchbaren Modell der Abschätzung maximaler Wasseräquivalente führen.

Ein weiterer Schwerpunkt der Arbeit lag in der Untersuchung der mengenmäßigen Verteilung des in Form von Schnee gespeicherten Wasservolumens. Um die durchschnittliche Zunahme des in der Schneedecke gespeicherten Wasserpotentials mit der Seehöhe feststellen zu können, wurde eine lineare Ausgleichsfunktion bestimmt. Dies erfolgte nach dem Prinzip der kleinsten Abweichungsquadrate über die durchschnittlichen Werte der Wasseräquivalente an den einzelnen Messlinien im Freiland. Es zeigte sich, dass die so ermittelte Funktion den Verlauf der Zunahme der durchschnittlichen Wasseräquivalente bei steigender Seehöhe nur unzureichend beschreibt. Die Abweichungen von den Ausgleichsgeraden lassen sich zwar durch die Neigung des Geländes und die Exposition der Messflächen erklären, aber um den praktischen Anwendungsbereich der Ausgleichsfunktionen zu vergrößern, wurde ein weiterer Berechnungsgang durchgeführt, in welchen ausschließlich die Werte der beiden Messlinien mit der größten Übereinstimmung in Neigung und Exposition einbezogen wurden. Auf Basis dieser Daten kann für die Durchschnittswerte als Faustregel eine Zunahme der Wasseräquivalente von 7 mm/100 m Seehöhe angegeben werden. Der Gültigkeitsbereich dieser Formel erstreckt sich von 1200–2100 m Seehöhe. Eine Anpassung der Ausgleichsfunktion unter Berücksichtigung einiger Parameter mit hohem Einfluss ist für eine allfällige Generierung der Wasseräquivalente aber in jedem Fall erforderlich.

Da die bisher genannte Funktion auf dem Durchschnitt der Werte von Mitte Dezember bis zum Ende der Schneeschmelze basiert, war zu überprüfen, ob sie ebenso für Einzelwerte Gültigkeit hat. Zu diesem Zweck wurden die jeweiligen maximalen Wasseräquivalenthöhen ausgewählt und die lineare Ausgleichsgerade nach denselben Methoden wie zuvor ermittelt. Dabei wurde festgestellt, dass sich die Abweichungen der maximalen Wasseräquivalente von der Ausgleichslinie, mit zwei Ausnahmen, ähnlich wie jene der Durchschnittswerte verhalten. Allerdings differieren die Steigungen der errechneten Ausgleichsgeraden erheblich. Als Faustregel kann für die Zunahme der maximalen Wasseräquivalente ein Wert von rund 24 mm/100 m Seehöhe angesetzt werden.

Weiters wurde zahlenmäßig belegt, dass der Zusammenhang zwischen Wasseräquivalent und Seehöhe nicht über den ganzen Winter konstant sein kann, sondern stark vom Untersuchungszeitpunkt abhängt. Wie das vorliegende Datenmaterial zeigt,

wird die Neigung der Linien, welche die mittlere Zunahme der Wasseräquivalente mit der Seehöhe beschreiben, mit fortschreitender Jahreszeit, fast bis zum Ende der Schneeschmelze, immer steiler. Die Zunahme der Wasseräquivalente mit der Seehöhe wird daher besonders im Frühjahr von einer den ganzen Winter umfassenden Durchschnittsfunktion erheblich unterschätzt. Es lässt sich also von der Schneelage im Tal, ohne Einbeziehung anderer Parameter, nicht direkt auf jene in höheren Lagen schließen.

Die Einbindung entsprechend gewichteter Werte der Messlinien erlaubt eine sehr gute Abschätzung der durch die Schneeschmelze im Einzugsgebiet des Messwehres Berchtoldgraben freigesetzten Wassermengen. Dies ermöglicht ein ungewohnt genaues Bild des „Water Input-Output-Systems“. So verursachte im Frühjahr 1986 das rasche, gleichzeitige Abschmelzen von großen Schneemengen in allen Seehöhen eine der höchsten registrierten Abflusswellen des Zeitraumes 1969-1996. Die Bergwasserspiegelhöhen erreichten den zweiten Rang im Gesamtvergleich der Jahre. 1992 führten noch größere Schneemengen, aber eine geringere Schmelzgeschwindigkeit, mit einer Verzögerung von einigen Wochen zu den mit Abstand höchsten registrierten Bergwasserspiegelständen, bei Abflussfrachten die unter jenen von 1986 lagen.

Eine im Rahmen der Untersuchungen der beiden o.g. Ereignisse durchgeführte Bilanzrechnung mit den während der Schneeschmelze gefallenem Niederschlägen und frei gewordenen Wasseräquivalenten auf der Input- und dem Abfluss aus dem Einzugsgebiet auf der Output-Seite ergab Abflusskoeffizienten von 0,42 (1986) bzw. 0,46 (1992). Dies bedeutet, dass während der Schneeschmelze ein überdurchschnittlich hoher Anteil des Gesamtwasserinputs zur Versickerung gelangte. Es lässt sich somit feststellen, dass der für die Geschwindigkeit des Talzuschubes relevante Bergwasserspiegel hauptsächlich von der Schmelzwassermenge bestimmt wird. Für die Praxis der Wildbach- und Lawinenverbauung bedeutet dies, dass bei der Instandsetzung bestehender Entwässerungsbauten und eventuell Hinzufügung neuer Stränge auch den Schneeschmelzraten großes Augenmerk zu widmen ist. Es darf dabei aber nicht übersehen werden, dass technische Entwässerungsmaßnahmen allein zu einer Verlagerung von der Talzuschubsproblematik hin zur Hochwasserproblematik führen. Eine überaus zweckmäßige Ergänzungsmaßnahme, um sowohl der Talzuschubs- als auch Hochwassergefahr bereits am Entstehungsort

wirkungsvoll zu begegnen, stellt dabei die möglichst großzügige Aufforstung mit immergrünen Nadelhölzern sowie die Pflege und Sanierung bestehender Waldbestände dar, wie der Vergleich der Wasseräquivalente von Wald- und Freilandflächen eindrucksvoll zeigt. Das Verhältnis der Wasseräquivalenthöhen dieser Flächen beträgt demnach über einen Zeitraum von Mitte Dezember bis Mitte April durchschnittlich 1 : 2,3! Dass die am Berchtoldshang ermittelte, hohe Schneeinterzeption der Waldflächen insgesamt gesehen deutlich über den meisten in der Literatur gemachten Angaben liegt, ist vermutlich zu einem guten Teil auf die gegebenen Gebietsparameter zurückzuführen. Die hier getroffenen Aussagen können daher in ihren quantitativen Angaben, vorbehaltlich weiterer Mustereinzugsgebietsauswertungen, nur für Gebiete mit ähnlichen Rahmenbedingungen Gültigkeit haben.

Die Zusammenhänge zwischen Wasseräquivalenthöhe in Wald und Freiland konnten mit einer linearen Ausgleichsfunktion hinreichend genau beschrieben werden. Für eine Festlegung der Wirtschaftlichkeitsgrenze von Aufforstungsmaßnahmen, deren Kosten mit der Seehöhe stark ansteigen, kann die vorliegende Funktion Anhaltspunkte liefern. Für endgültige Aussagen bedarf es aber zusätzlicher Messungen an höher- und tiefergelegenen Flächen solcher Standortseinheiten. Die Rentabilität einer diesbezüglichen Ausweitung der Versuchstätigkeit ist angesichts des hohen Gefahrenpotentials im Untersuchungsgebiet ohne Zweifel gegeben.

Summary

Since 1985, the Institute of Avalanche and Torrent Control of the Federal Forest Research Centre has performed a continuous survey on snow hydrology in the catchment area of the Gradenbach. This is of utmost importance due to the general lack of data for the modelling of snowmelt in torrent catchment areas. The present study places special emphasis on the question how snow as temporary water reservoir is influencing flood runoff and slope water levels on mountains. By means of continuous monitoring over a period of 11 years it is now possible to supply a variety of data relevant to practice for future flood control measures. In addition, trends and interactions can be outlined and prevailing assumptions be rejected. Continuing data sets are too short to esta-

blish statistically significant functions. A verification of these functions will have to be made upon supply of sufficiently long data records.

The first step for the analysis of the data collected on 14 measuring lines with 10 measuring points each, is their processing and entry into a database tailored to their special requirements. For further investigations for each measuring line the average and extreme values of snow depths and water equivalents during the year were determined. During 11 years water equivalents ranged from 94 mm at 1200 m a.s.l. to almost 300 mm at the measuring line located with 2100 m at the highest point which has been visited regularly. The highest values of water equivalent maxima have been reached at different times, depending on the altitude. The absolute maximum (425 mm) was found in 1992. However, one must take into account that before the monitoring period 1985/86-1995/96 it happened often, that larger amounts of water have been stored in the snow cover. The interpretation of snow depths resulting from daily observations at the basic measuring point Fleissner, which date back to 1971, shows that snow depths were greater before the beginning of the measurements at the snow measuring lines.

The measuring lines situated every 100 m and the runoff measuring weir situated at 1500 m a.s.l. offered the possibility to control and to adapt the model according to RAU (1993) to the Berchtoldshang. The results corresponded well to the characteristics of variations depending on the altitude of hydrological properties of snowpack. The altitudinal zones which, according to RAU, may be applied also to Berchtoldshang will have to be adjusted to the upper level by 200 m, which is due to their exposition and the low precipitation during the winter months.

To develop a method for areas without snow measurements a trail was made to find a linear function by means of regression analysis between the sums of precipitation and the amounts of the water equivalent maxima at the measuring lines. With this method significant functions could be found for all snow measuring lines in the open field. Given the fact that the best adapted functions contain huge precipitation quantities which appear clearly after reaching the maximum snow water equivalent and having therefore no direct influence on it, the found relationships are either purely accidental or fictitious correlations. If the latter is the case then a more detailed analysis at a later moment, with enlarged records and using additional climate-related para-

meters could result in a useful model for the assessment of the water equivalent maxima.

Another priority topic in this paper was the investigation of the quantitative distribution of the water volume stored in the form of snow. In order to find out the increase of water potential stored in snow according to the altitude a straight line function was determined. This was made according to the method of least squares along the average values of water equivalents at the individual measuring lines in the field. It turned out that the function identified in this way can not describe sufficiently the increase of the average water equivalents with increasing altitude. The deviations from the best fit straight line can be explained by the inclination of the slope and the exposition of measuring plots but in order to increase the scope of practical application of the linear functionen, one more calculation step was worked out in which only the figures of both measuring lines with the highest concordance in inclination and exposition were included. Based on these data for average values the increase of water equivalents of 7 mm/100 m a.s.l. may be taken as empirical rule. This formula is valid for altitudes between 1200 and 2100 m. An adaptation of the function taking into account several parameters with high influence is being required in each case for any simulation of water equivalents.

As the mentioned function is based on the average of the figures recorded from mid December to the end of snowmelt, its validity for individual values had also to be verified. For this purpose, the individual maximum water equivalent levels have been selected and the best fit straight line was calculated using the same method as before. By doing this it was found that, with two exceptions, the deviations of water equivalent maxima from this function, were similar to those of the average values. Nevertheless, the increases of the calculated best fit straight lines differ considerably. As an empirical rule for the increase of the water equivalents maxima one can take a value of approximately 24 mm/100 m a.s.l..

In addition, it was numerically demonstrated that the correlation between water equivalent and altitude cannot be maintained constantly during the whole winter time but that it depends considerably on the measuring moment. As can be seen from the available data the inclination of the lines, which describe the average increase of water equivalents according to the altitude, increases as the season proceeds reaching its peak at the end of the snow melting period. The increase of water equivalents with the

altitude is underestimated considerably, especially for spring, if one considers only an average function which covers the whole winter. Without including other parameters, one cannot draw conclusions for the situation in higher altitudes judging alone from the snow situation at the valley bottom.

The integration of corresponding weighted values of the measuring lines allows a good assessment of the water quantities released by snowmelt in the catchment of the measuring weir of Berchtoldsgraben. That gives an unusually clear picture of the „Water Input - Output System“. Thus, in spring 1986, the quick and simultaneous melting of huge snow quantities at all altitudinal zones caused one of the highest runoff events ever registered during the period between 1969 and 1996. The slope water levels were second in height considered over the years. In 1992 even larger quantities of snow, but a rather low melting velocity with a delay of several weeks caused the highest slope water levels ever recorded, but with discharge rates below those of 1986.

A review of precipitation and released water equivalents during the melting period on the input side and the runoff from the catchment area on the output side, included in this study, supplied the following runoff coefficients: 0,42 (1986) and 0,46 (1992). This means that during snowmelt an extremely high percentage of the total water input had been seeping away. The results of the well logging suggest that the slope water level relevant for the velocity of the sagging of mountain slopes was determined mainly by the melting snow quantity. For the practical work of torrent and avalanche control this means that during repair works at existing drainage structures where eventually also new traces will be added, one must pay attention to the snow melting rates. It should not be overseen that technical drainage measures alone will shift the problem from sagging of mountain slopes to the floods. Large scale afforestation with evergreen conifers as well as tending and restoration of existing forest stands would be an additional useful protection measure against hazards arising from sagging of mountain slopes or floods, as shows a comparison of the forested part of the catchment to the open land quite impressively. The relationship of water equivalent levels in forested areas to open land is 1: 2,3 on the average in the period from mid December to mid April! The fact that the high snow interception found at Berchtoldshang is considerably higher than most of the data known from literature is presumably due to the given regional parameters. The

statements made herein can therefore and subject to further interpretation of experimental watersheds, only provide quantitative indications for regions with similar spatial conditions.

It was possible to describe the relationship between water equivalent level in forests and in the open field by means of a linear function. This curve may provide some indications for the determination of the cost benefit effectiveness of afforestation measures. The costs of these measures are increasing with altitude. For final statements it will be necessary to make additional measurements at higher or lower situated sites. Given the high hazard potential in the investigated area there is no doubt that it would be economically efficient to make further experiments in this respect.

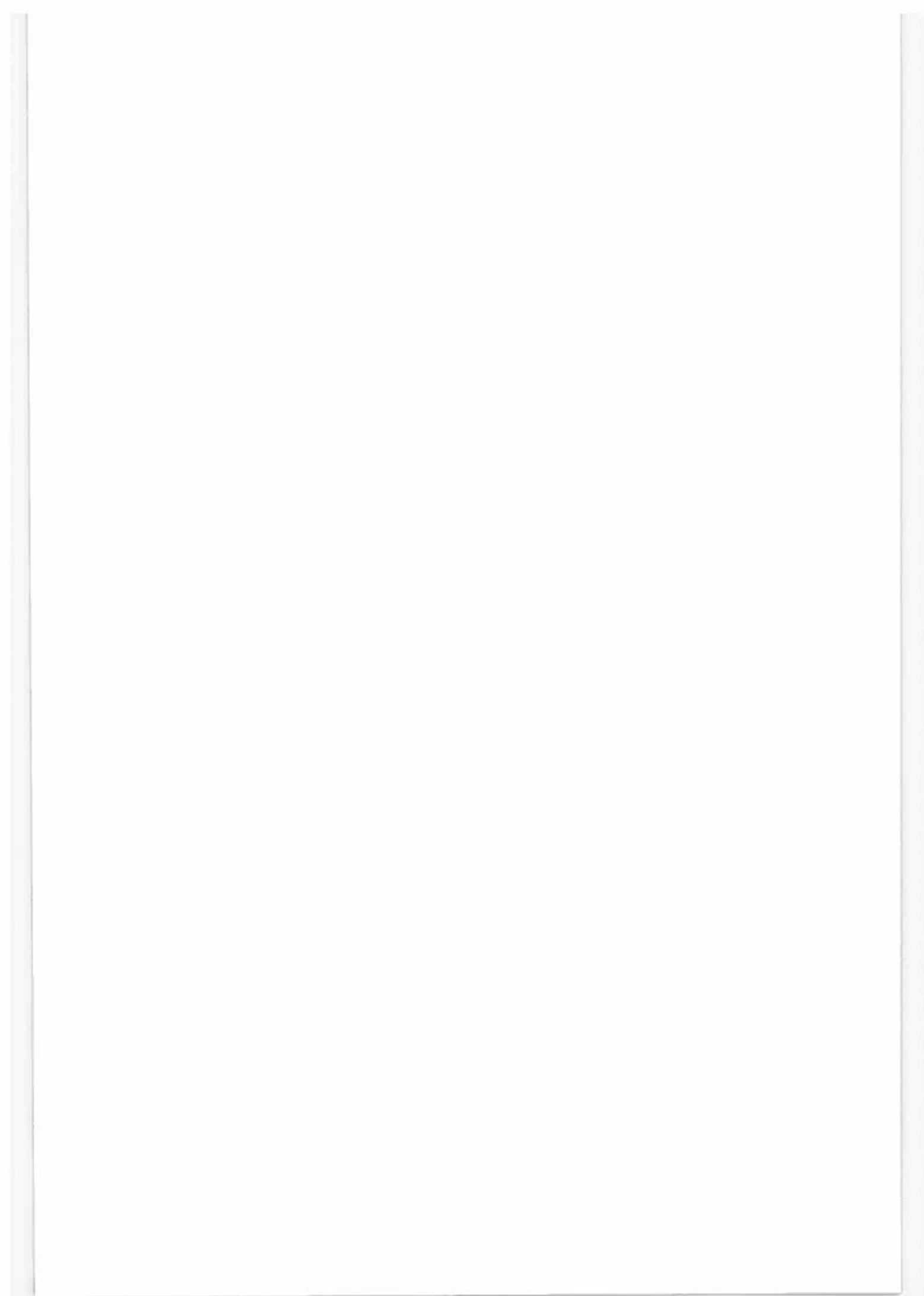
8 Literatur

- AULITZKY H. 1988: *Studienblätter Grundlagen der WLW 1988/89*. Wien, Eigenverlag Institut für Wildbach- und Lawinenverbauung, Universität für Bodenkultur - Wien, Blatt 1.5/26.
- BERTLE F. A. 1966: *Effect of snow compaction on runoff from rain and snow*. Washington DC, US Dep. of Interior, Engng. Monogr. 35.
- BLEIMÖLLER J. 1988: *Statistik für Wirtschaftswissenschaftler*. 5. Aufl. München, Vahlen Verlag.
- BLOSCHL G. & GUTKNECHT D. & KIRNBAUER R. 1993: *Schneehydrologische Modellierung der Schneeschmelze in Einzugsgebieten*, Wien, Schriftenreihe der Forschungsinitiative des Verbundkonzernes, Band 13, Österreichische Elektrizitätswirtschafts-AG.
- BRECHTL H. M. 1969: *Gravimetrische Messungen mit der Schneesonde „Vogelsberg“*. Sonderdruck aus: Die Wasservirtschaft, 59. Jahrgang, Heft 11, S 323-327, Franckh'sche Verlagshandlung, Stuttgart.
- DELFS J. 1955: *Niederschlagszurückhaltung in verschiedenen alten Fichtenbeständen*. In: Mitteilungen des Arbeitskreises „Wald und Wasser“, Nr. 1, Koblenz.
- DRACOS TH. 1980: *Hydrologie – Eine Einführung für Ingenieure*. Wien, Springer-Verlag. S 38-41.
- GAO J. 1997: *Die hydrologischen Verhältnisse im Talzuschubgebiet des Gradenbaches und die Anwendbarkeit von Niederschlags-Abflussmodellen für kleine Einzugsgebiete in der Wildbachverbauung*. Wien, Universität für Bodenkultur, Diss., 227 S.
- HACKER R. 1997: *Begleitblätter zum Seminar über Regressionsanalyse*. Manuskript der Forstlichen Bundesversuchsanstalt Wien.
- HÄUSLER H. 1975: *Das geologische System des Talzuschubes im kritischen Gefahrenbereich des Gradenbaches als Grundlage bautechnischer Sicherungsmaßnahmen (Gutachten)*. Linz/Donau.

- KRONFELLNER-KRAUS G. & SCHAFFHAUSER H. 1984: *Schneehydrologische Untersuchungen in einem Talzuschubsgebiet in Kärnten/Österreich*. Bonn, DVWK-Mitteilungen, Heft 7, S 373-383.
- LANG E. & HAGEN K. 1999: *Wildbacheinzugsgebiet Gradenbach - Analyse des Niederschlag- und Abflußgeschehens 1968-1996*. Wien, Berichte der Forstlichen Bundesversuchsanstalt, Nr. 108, 109 S.
- MARTINEC J. 1960: *The Degree - Day - Factor for Snowmelt - Runoff Forecasting*. IAHS, Proc. Gen. Assembly, S 468 - 477.
- MATTERN M. 1996: *Räumliche Abminderung von Starkniederschlägen*. Wien Universität Wien, Dipl. Arbeit, S 166.
- MOESCHKE H. 1998: *Abflussgeschehen im Bergwald. Forstliche Forschungsberichte - Schriftenreihe der Forstwirtschaftlichen Fakultät der Universität München und der Bayrischen Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft*, Band 169.
- RAU R.G. 1992: *Direkte Messung von Schneedeckenparametern - Messgeräte und Feldmessmethoden*. In: *Schneehydrologie - Modellierung der Schneeschmelze in Einzugsgebieten*, Wien, Schriftenreihe der Forschungsinitiative des Verbundkonzerns, Band 13, Österreichische Elektrizitätswirtschaft-AG.
- RAU R.G. 1993: *Höhenabhängige Variationen der hydrologischen Eigenschaften von Schneedeckenspeichern und deren Einfluss auf Schneeschmelzabflüsse in den mittleren Breiten*. In: *Der Geograph im Hochgebirge*, Institut für Geographie der Universität Innsbruck, Selbstverlag.
- SACHS & LOTHAR 1997: *Angewandte Statistik*, Berlin, Springer Verlag.
- SCHILLER G. 1980 *Wasserwirtschaftliche Probleme der Elektrizitätserzeugung*. In: *Wiener Mitteilungen Wasser - Abwasser - Gewässer*, Band 38.
- VISCHER D. & BADER S. 1999: *Einfluss der Klimaänderung auf die Wasserkraft*. In: *Wasser, Energie, Luft*. 91. Jahrgang, 1999, Heft 7/8, CH-5401 Baden, S 149-152.
- WEIDNER S. & MOSER M. & LANG E. 1998: *Influence of Hydrology on Sagging of Mountain slopes („Talzuschübe“)* New Results of Time Series Analysis, Vancouver, Proceedings 8. IAEG Congress, S 1259 - 1266.
- WENDEHORST R. 1972: *Baustoffkunde*. Hannover, Curt R. Vincente Verlag, 20. Erweiterte Auflage.

Verfasser:: Dipl. Ing. Karl Hagen
Forstliche Bundesversuchsanstalt
Institut für Lawinen- und Wildbachforschung
Hauptstraße 7
A-1140 Wien
E-mail: karl.hagen@fbva.bmlf.gv.at

Dipl. Ing. Erich Lang
Forstliche Bundesversuchsanstalt
Institut für Lawinen- und Wildbachforschung
Hauptstraße 7
A-1140 Wien
E-mail: erich.lang@fbva.bmlf.gv.at

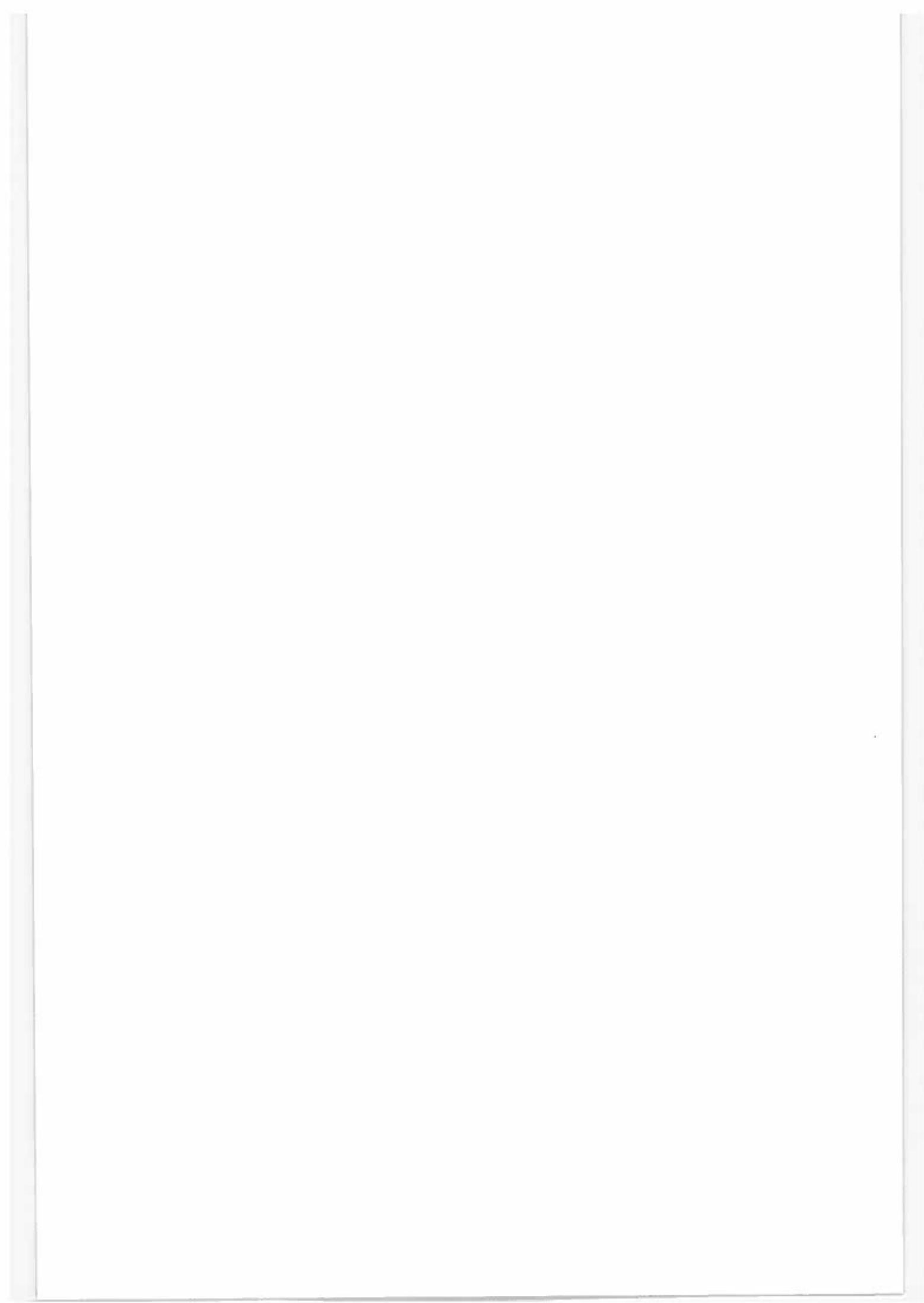


Anhang A

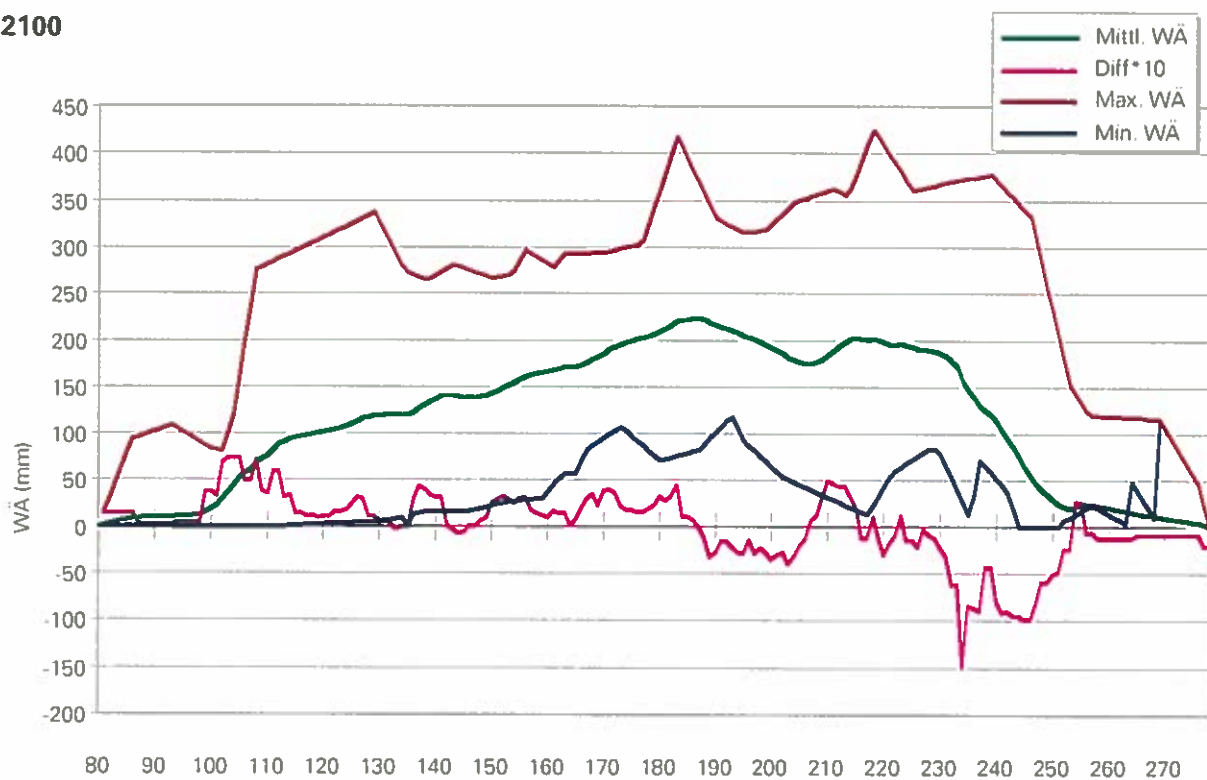
Maximale, mittlere und minimale Wasseräquivalente sowie deren mittlere Differenzen 1985/86–1995/96

Erläuterungen zu den Graphiken:

- 1) Die Linien stellen den Verlauf des absolute Maximums, Minimums und des Mittelwertes im Beobachtungszeitraum über das Jahr dar.
- 2) Die Differenzen sind für die Mittelwerte angegeben, sie errechnen sich aus der Differenz des Wasseräquivalentes des Tages abzüglich des Vortageswertes. Sie sind zwecks besserer Erkennbarkeit 10-fach überhöht dargestellt.
- 3) Die Darstellung erfolgt aufgrund der Auswertesystematik in Tageswerten, die nach den in Kapitel 4 beschriebenen Methoden aus Wochenwerten errechnet wurden.
- 4) Dargestellt wurden ausschließlich Linien von Freilandflächen.

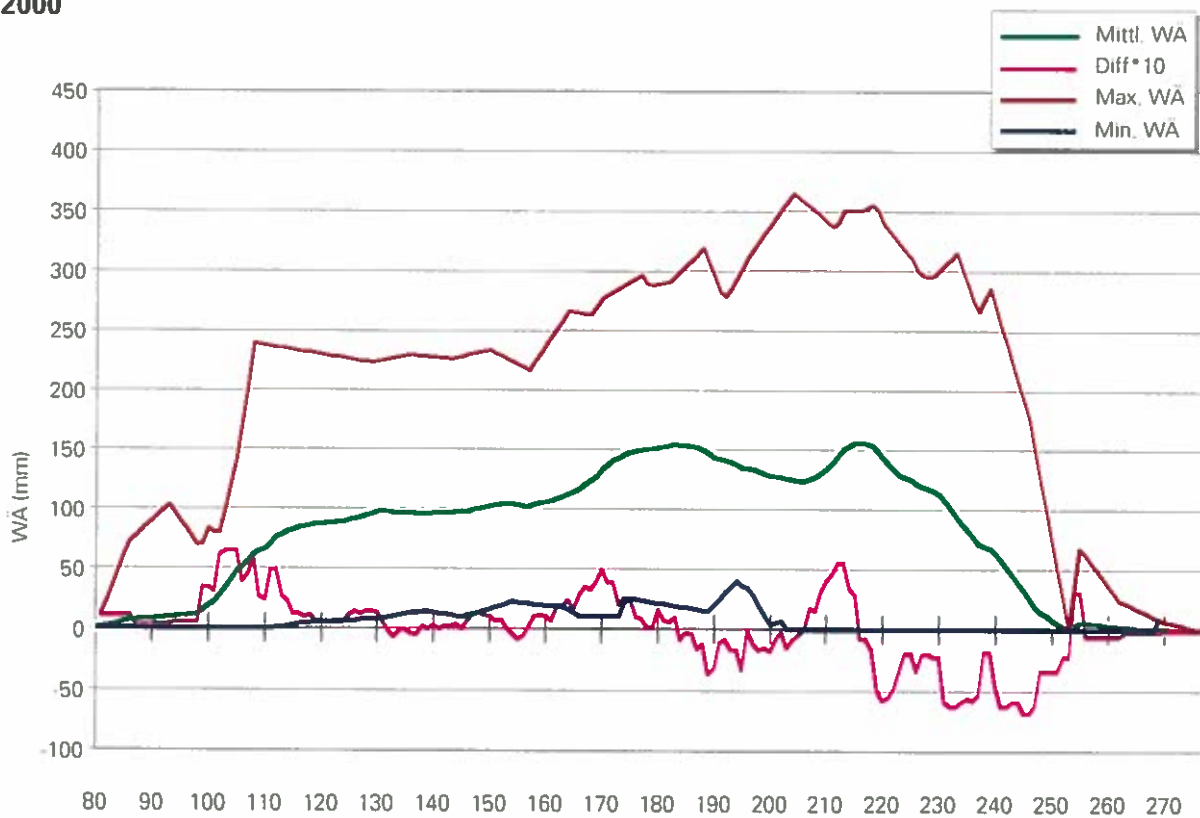


2100



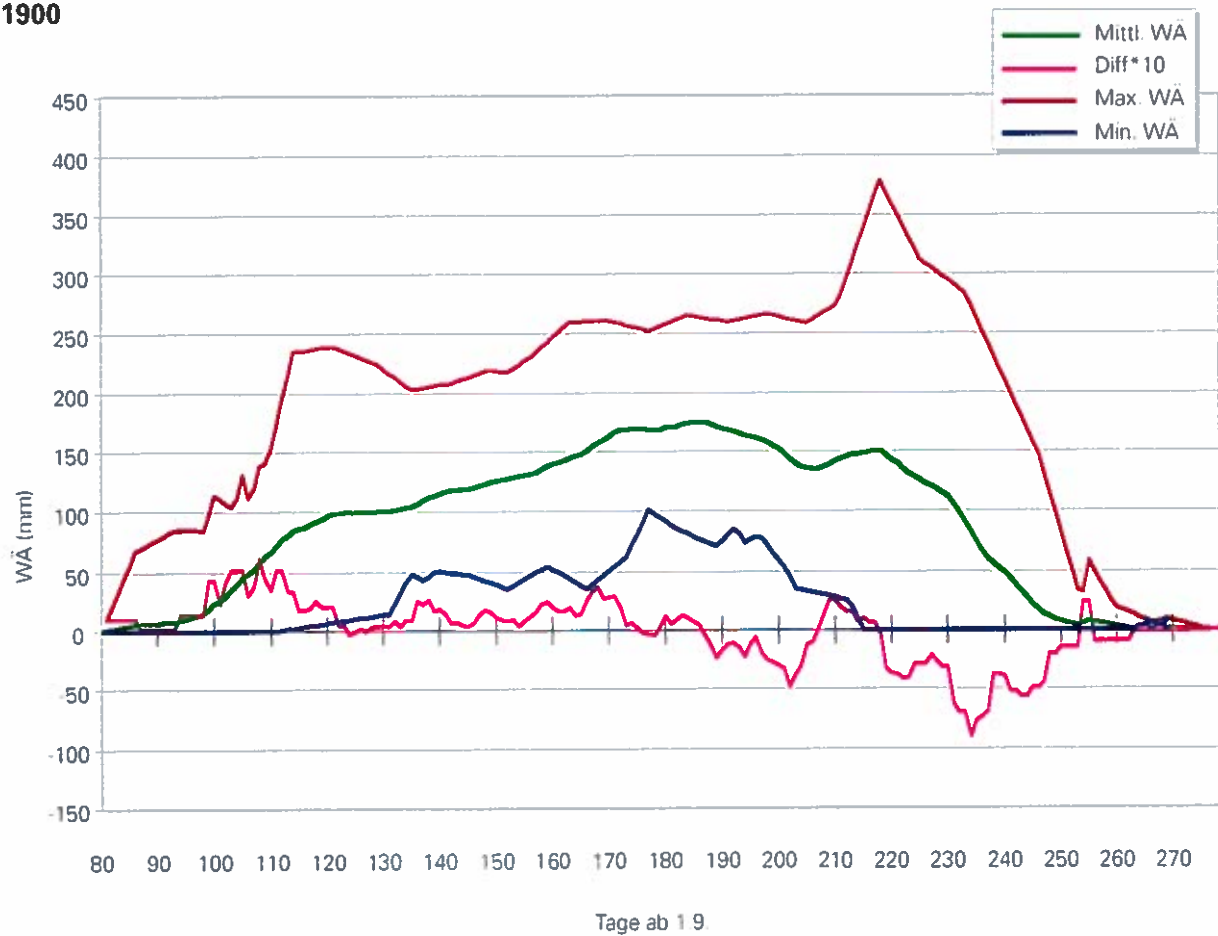
Tage ab 1.9.

2000

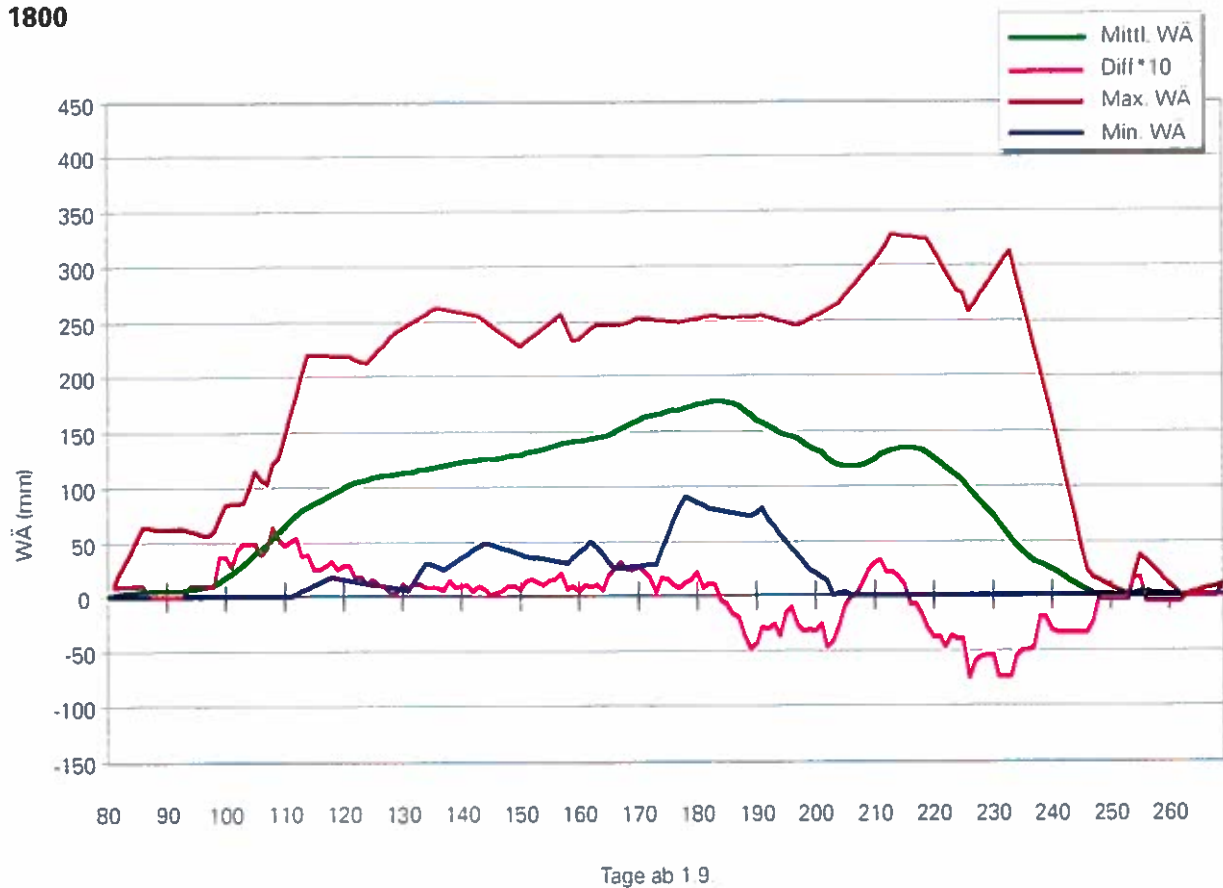


Tage ab 1.9.

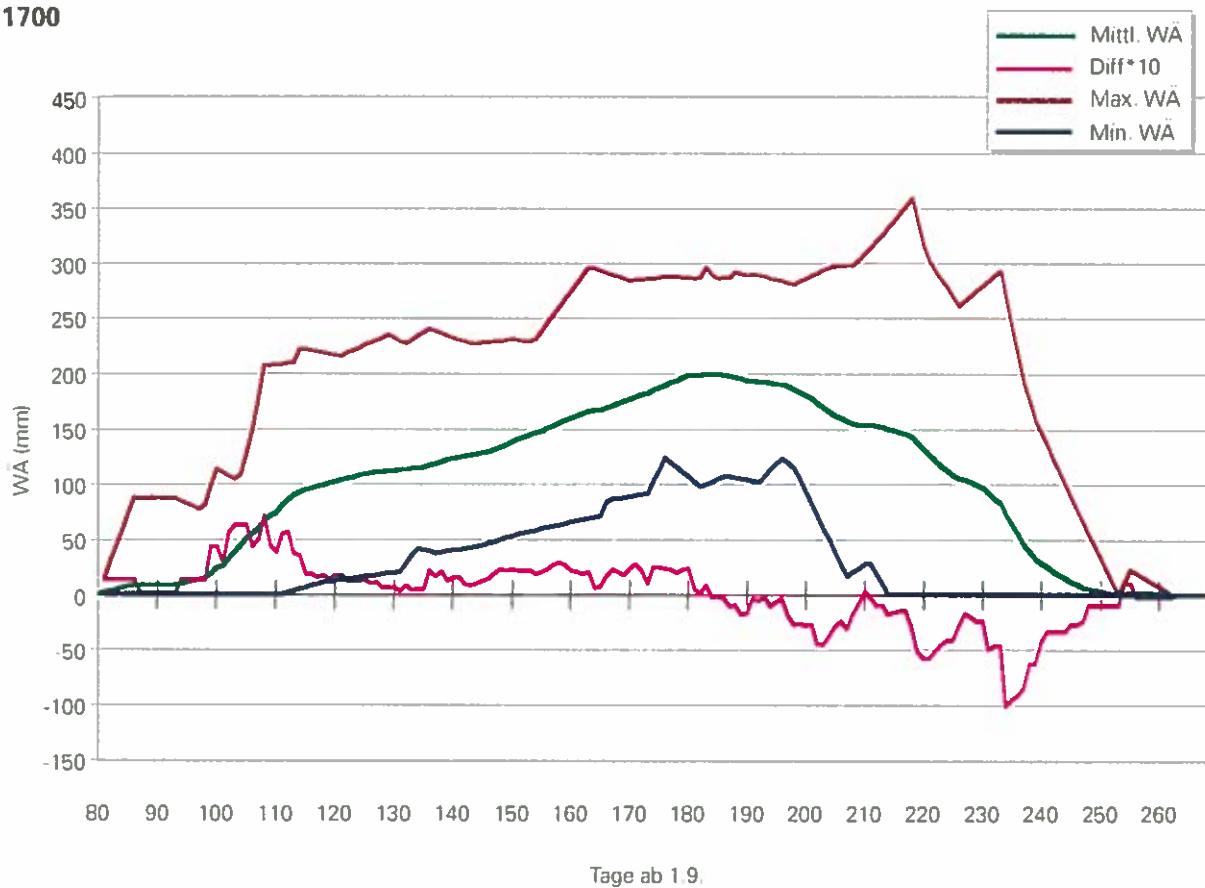
1900



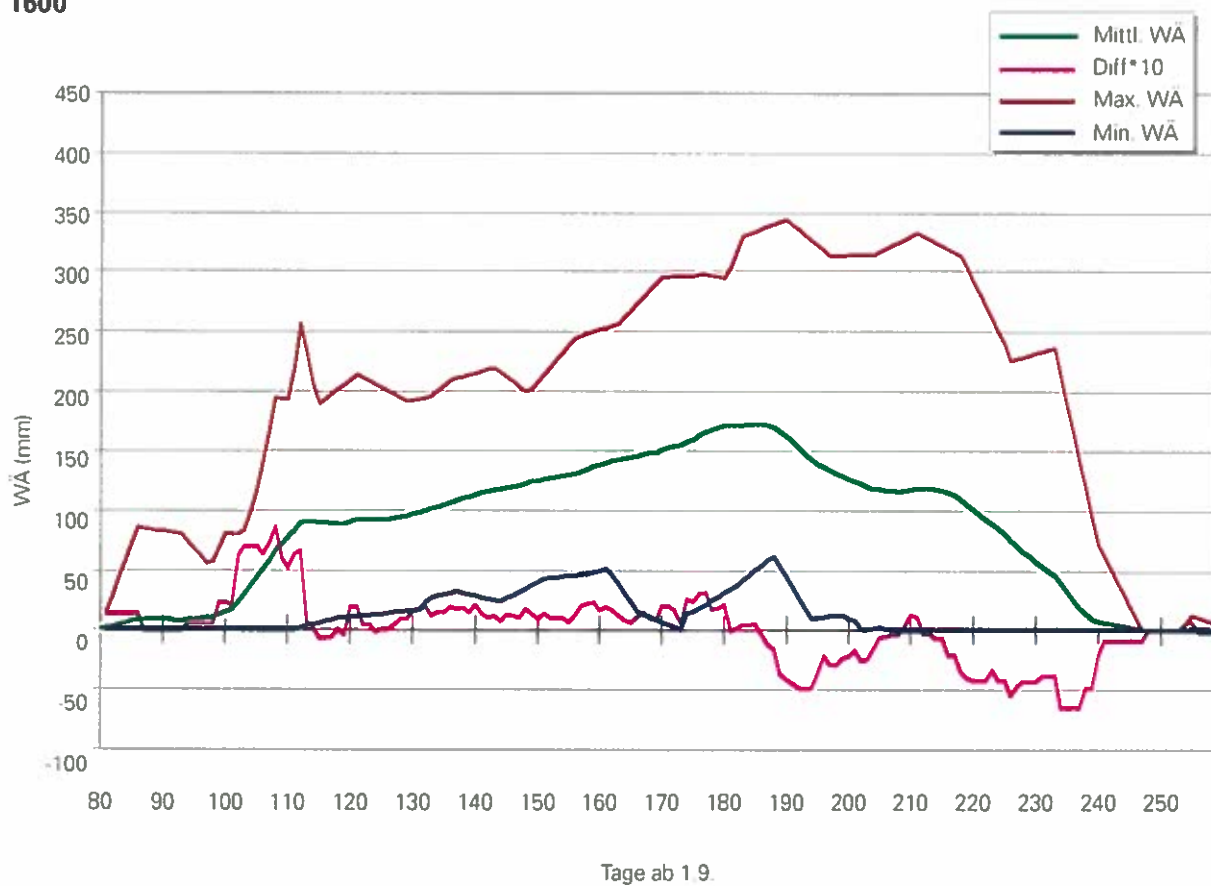
1800



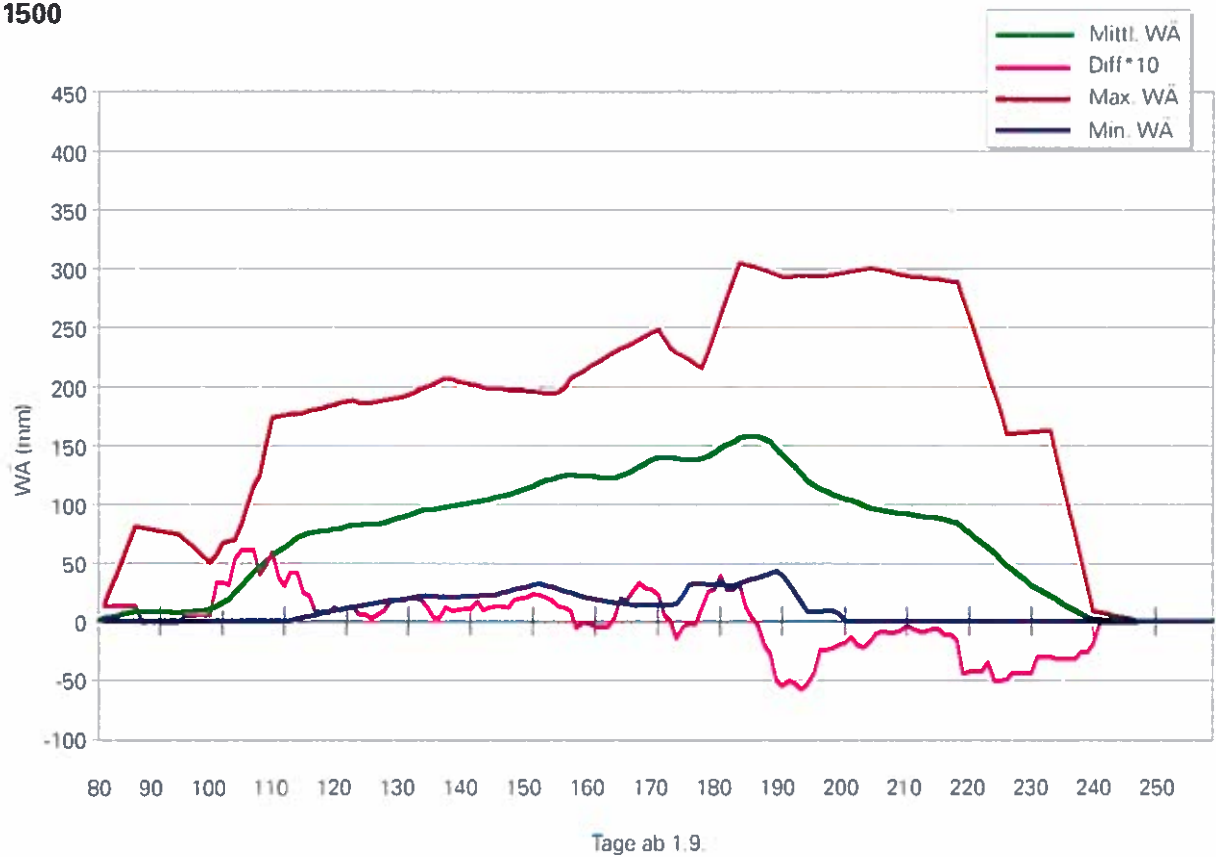
1700



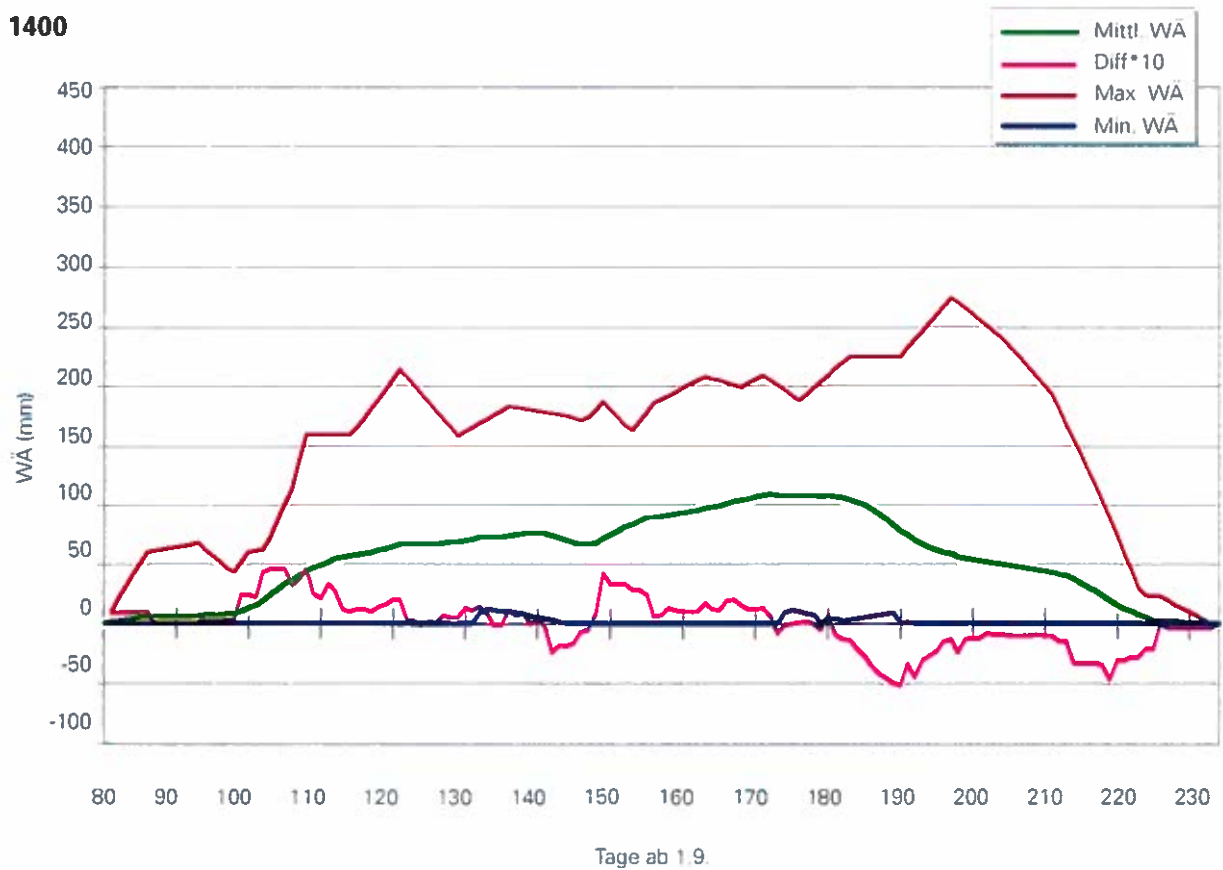
1600



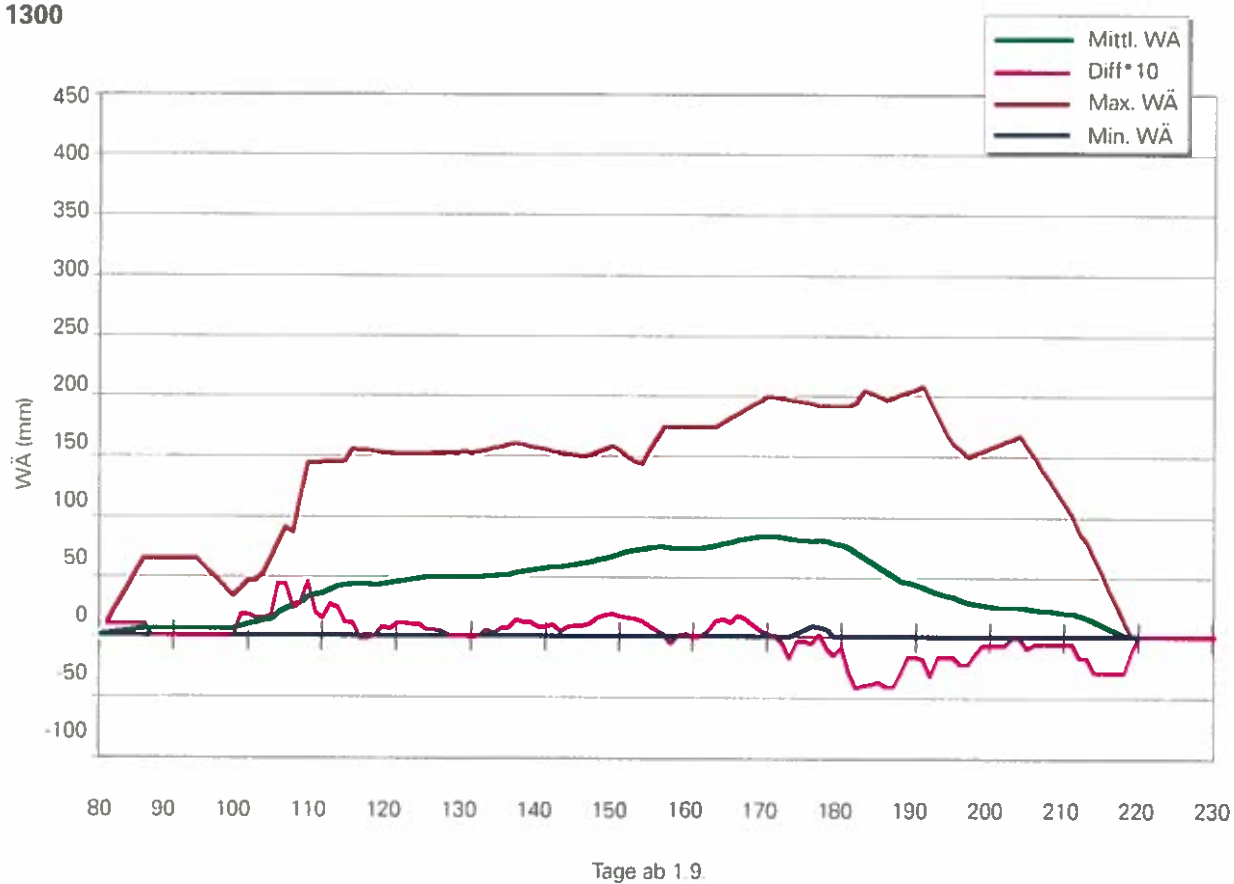
1500



1400

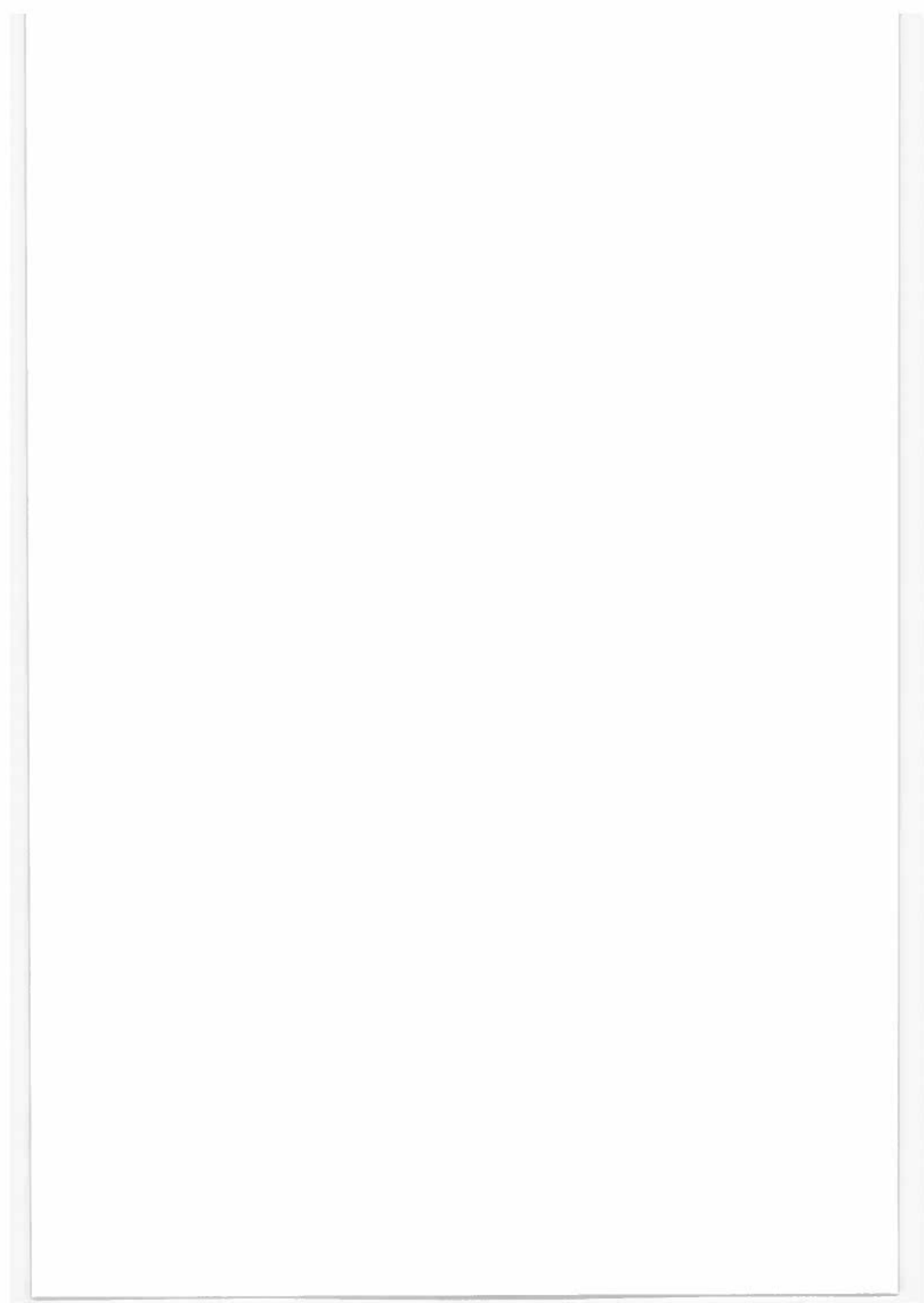


1300



1200



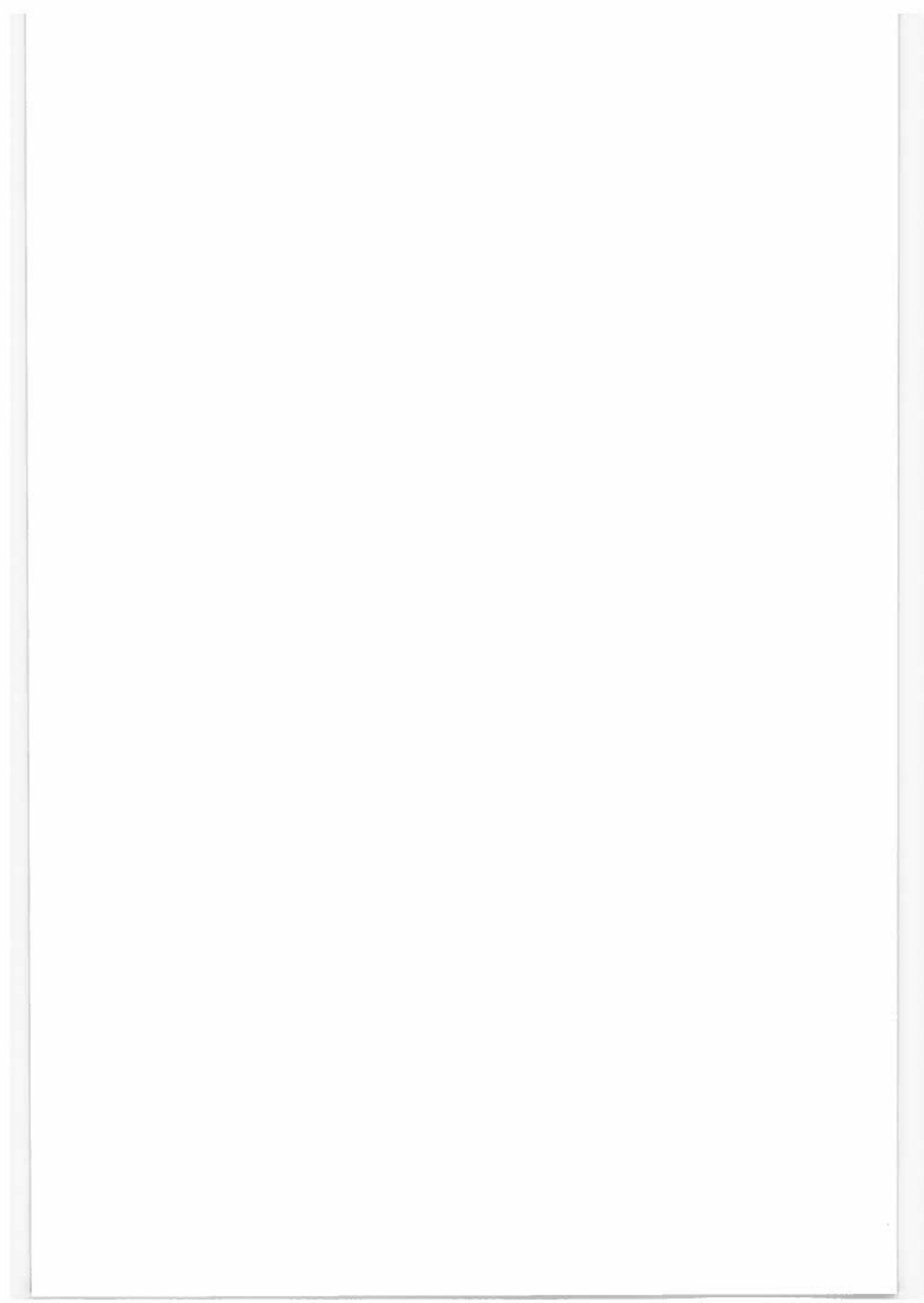


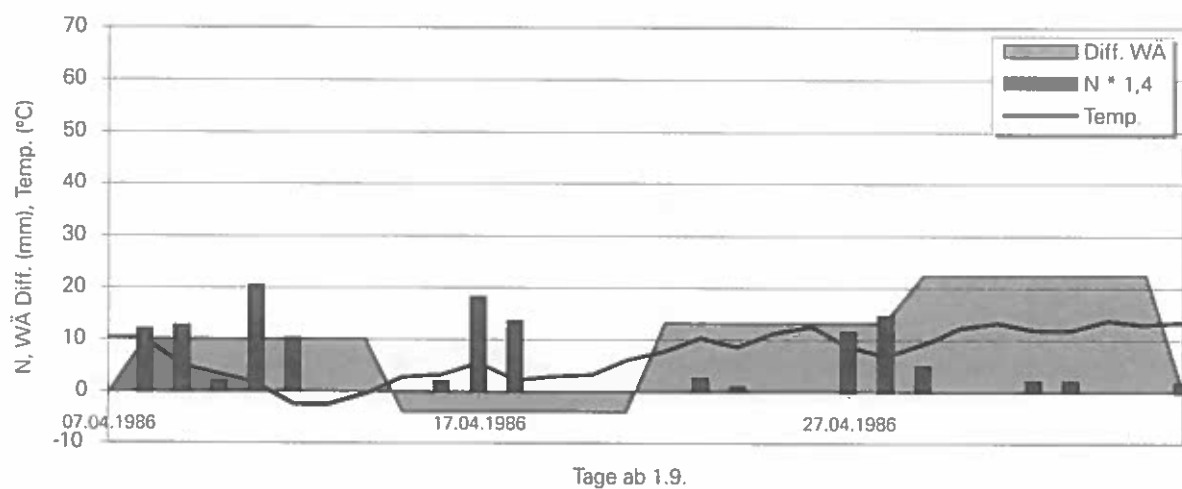
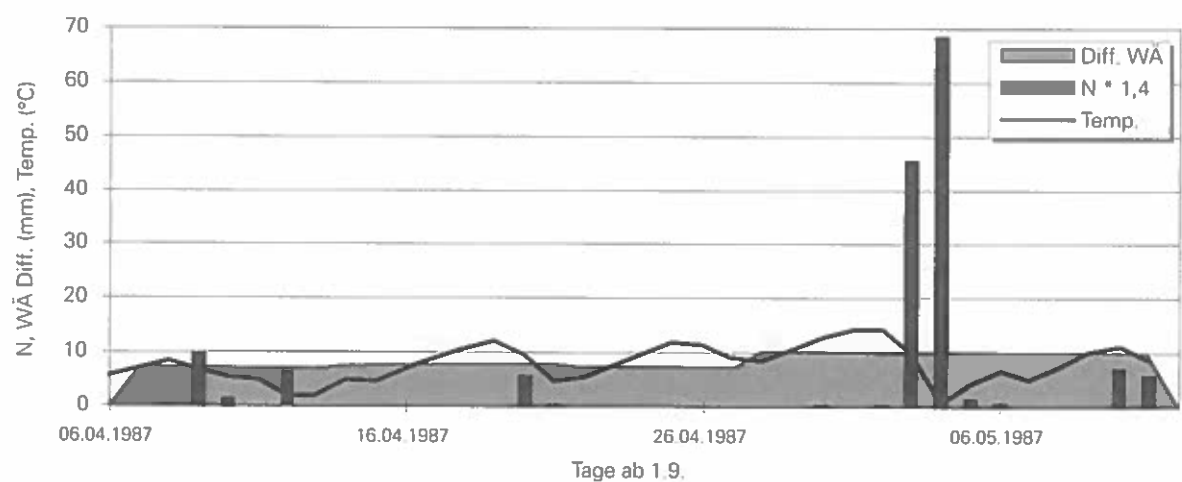
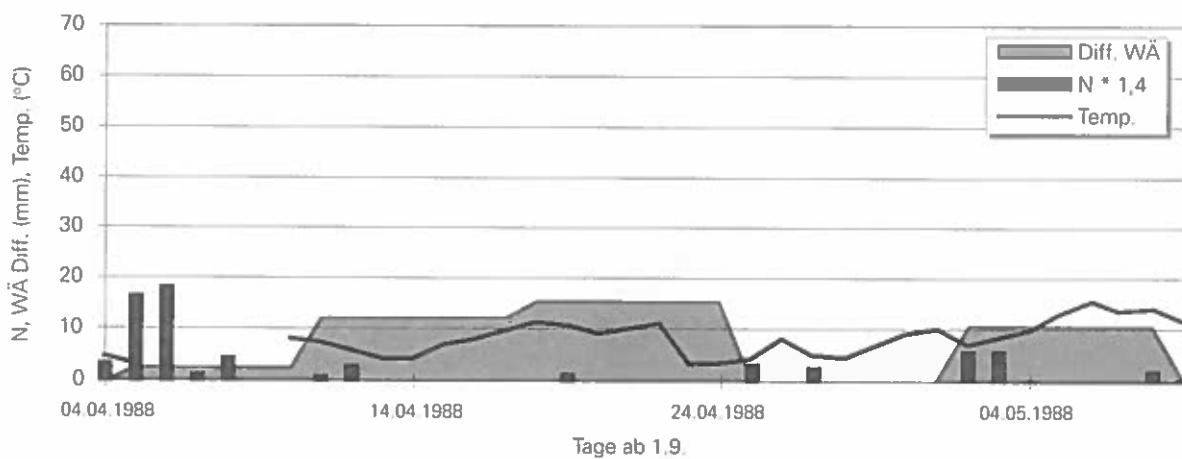
Anhang B

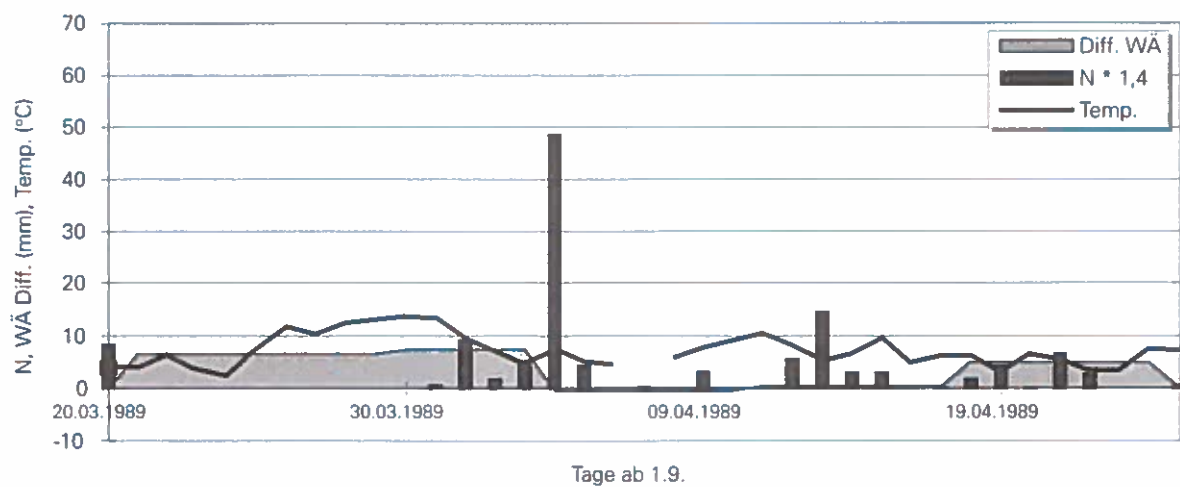
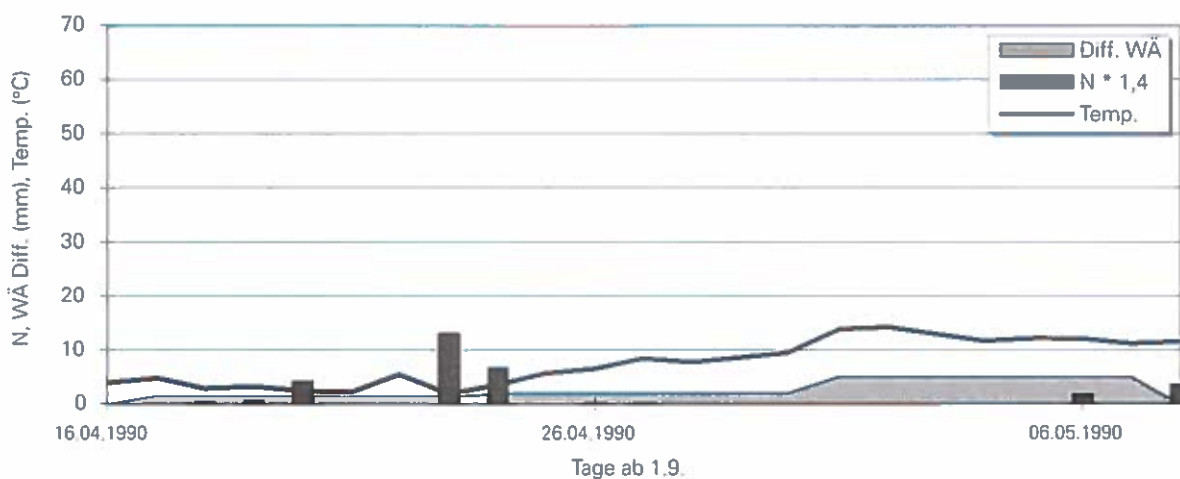
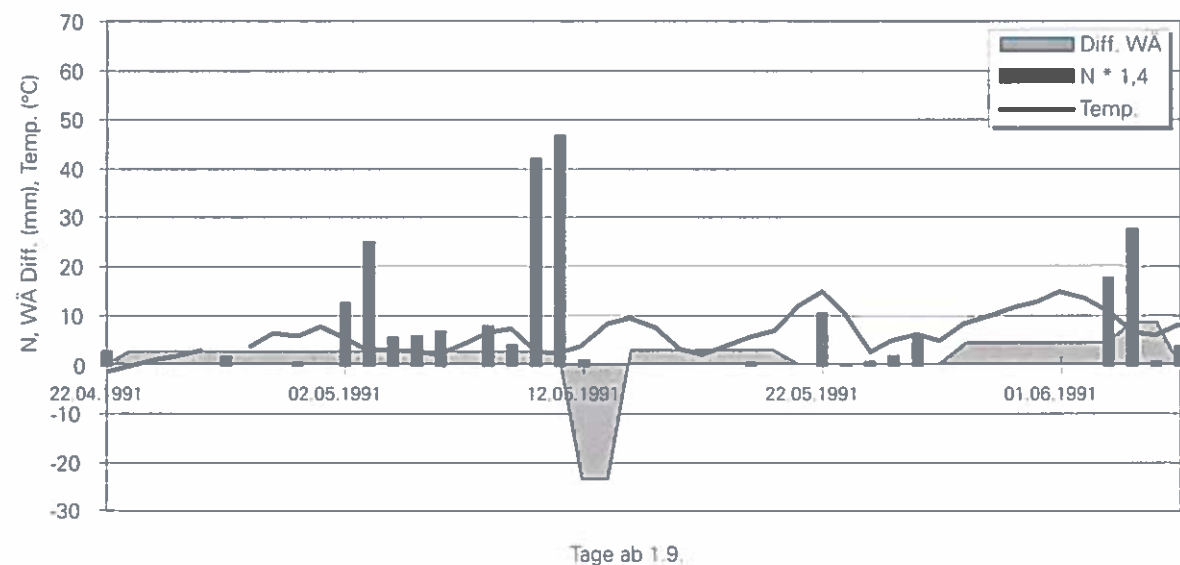
Verlauf von Niederschlag und Temperatur sowie Differenzen der Wasseräquivalente des Schnees 1985/86–1995/96

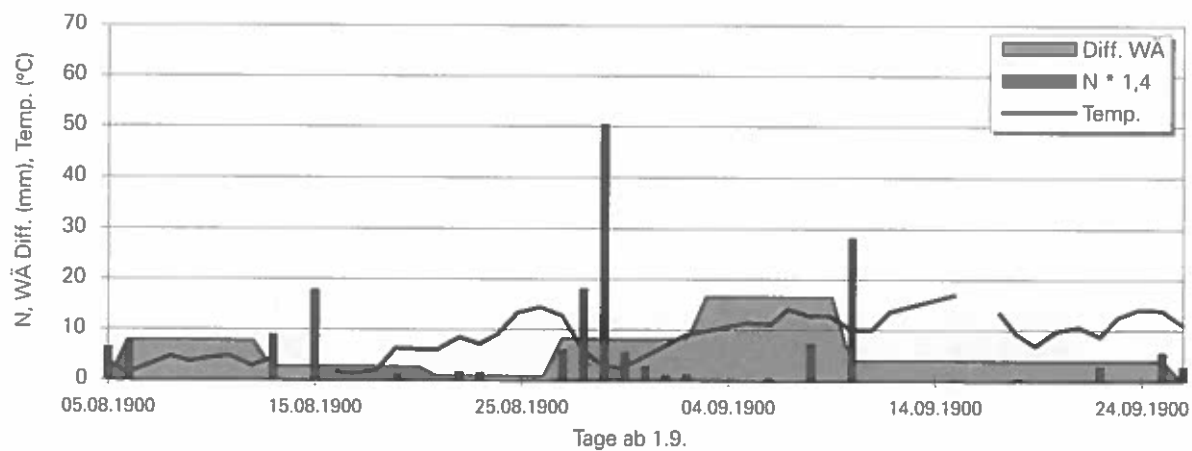
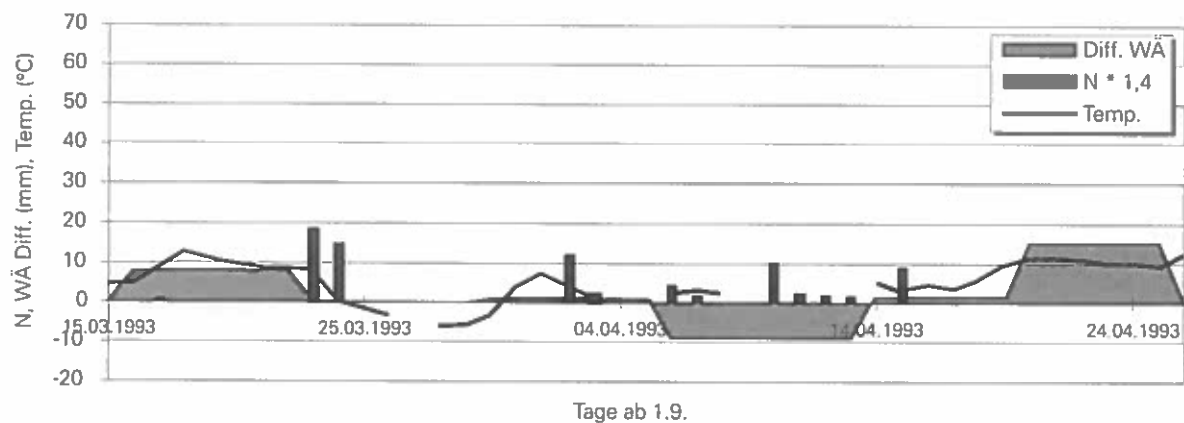
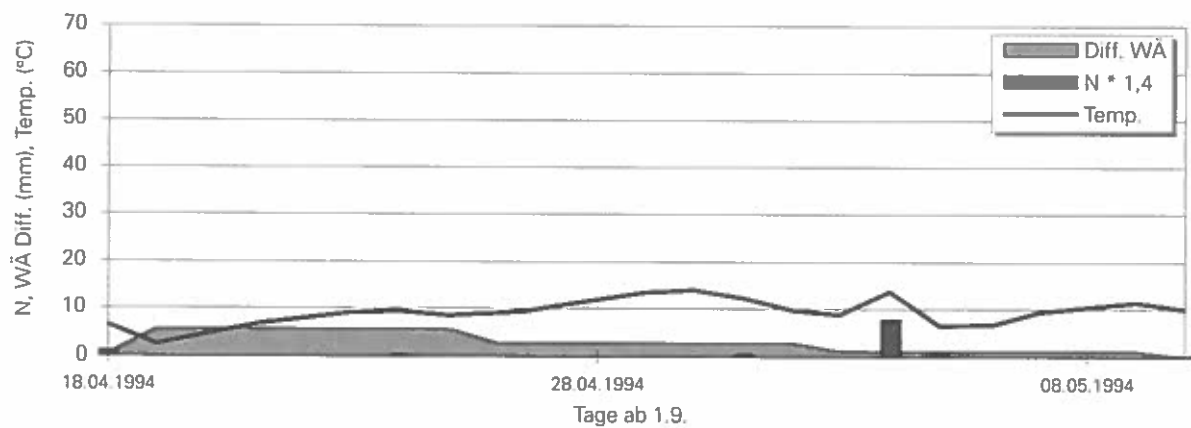
Erläuterungen zu den Graphiken:

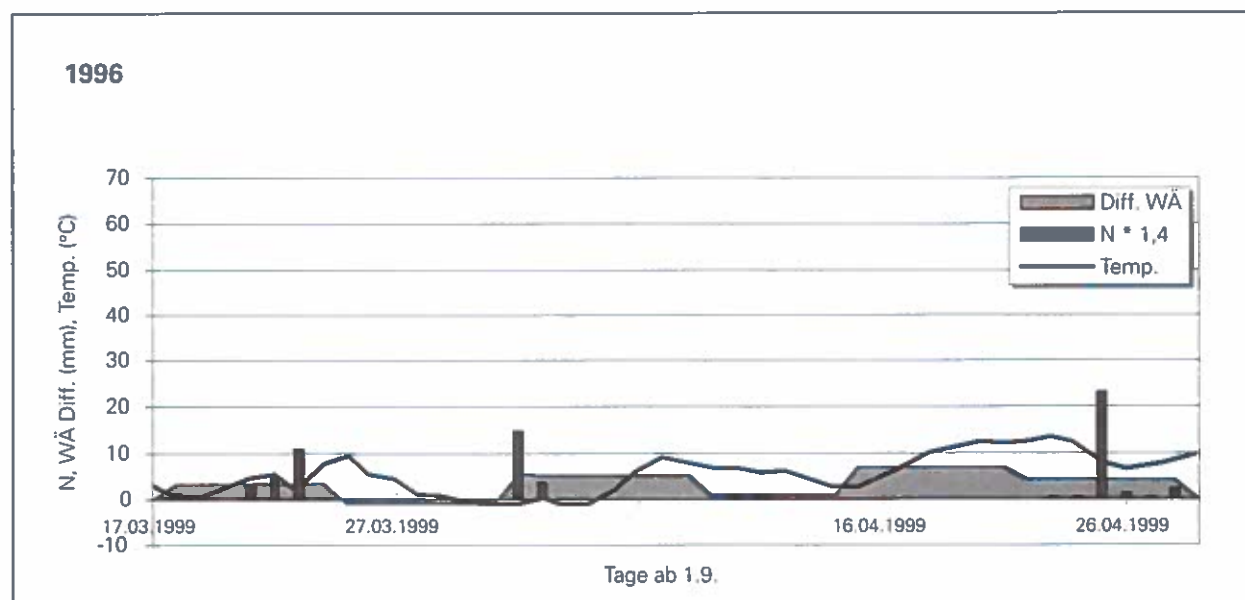
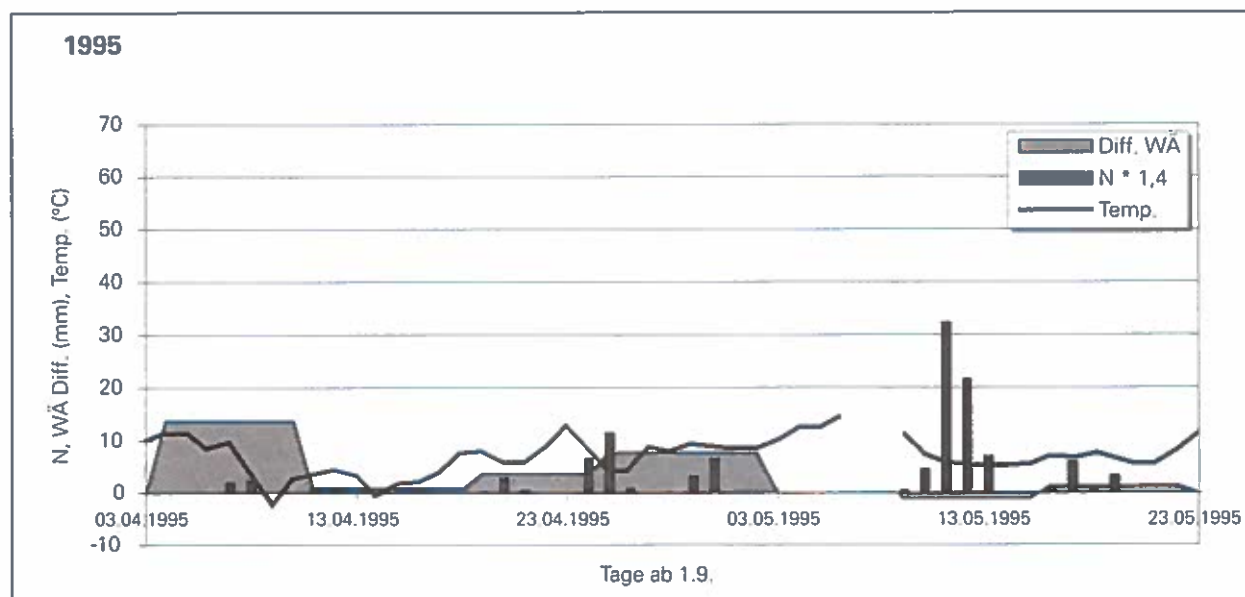
- 1) Die an den einzelnen Messlinien ermittelten Wasseräquivalente wurden nach Flächenanteilen an der Gesamtfläche und Zugehörigkeit zur jeweiligen Bewirtschaftungsart gewichtet. Über 1850 m Seehöhe liegende Waldflächen wurden dabei als Freiflächen interpretiert (siehe Kapitel 6.2).
- 2) Bei den Differenzen der Wasseräquivalente handelt es sich um gewichtete Wochenwerte, die in mittlere Tageswerte umgerechnet wurden.
- 3) Für die Darstellung der Temperatur wurden die Tagesmittelwerte der Station Fleissner herangezogen.
- 4) Bei den Niederschlägen handelt es sich um die Tagessummen der Station Fleissner, welche mit dem Faktor 1,4 aufgewertet wurden (siehe Kapitel 6.2).



1986**1987****1988**

1989**1990****1991**

1992**1993****1994**



Anhang C

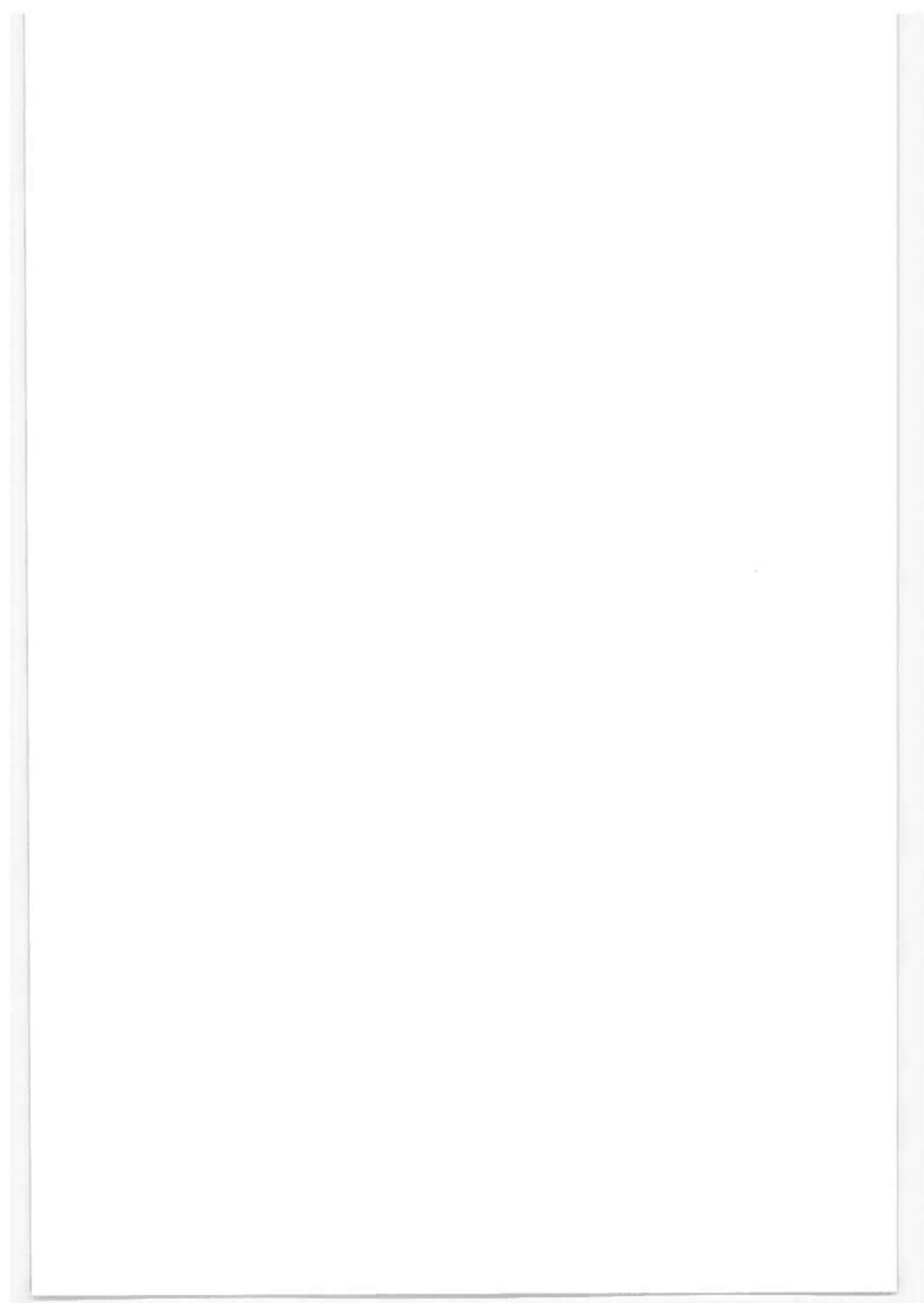
Niederschlag, Schneeschmelze (Differenzen der Wasseräquivalente),

Abfluss und Temperatur

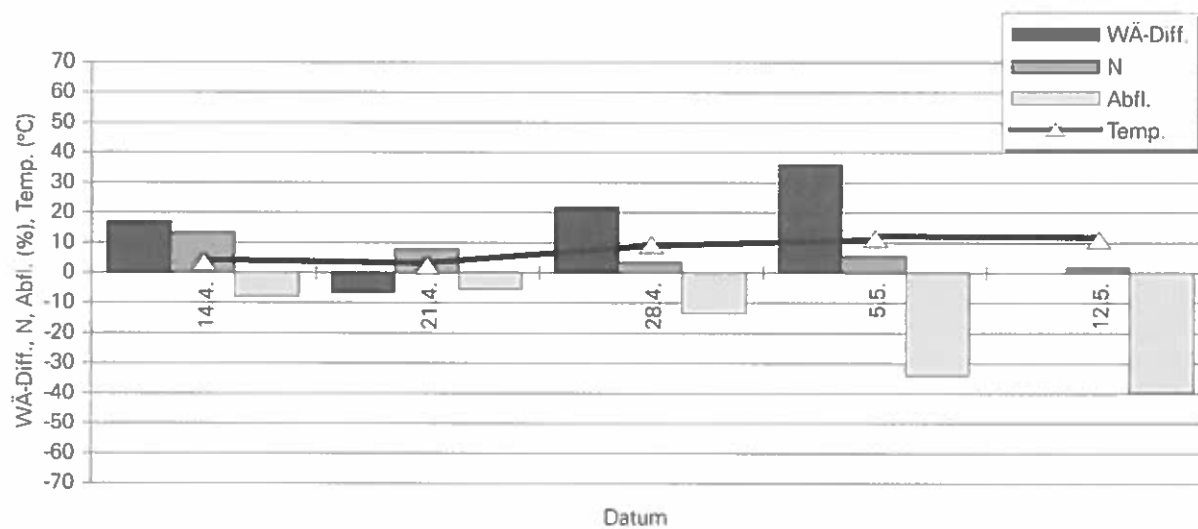
1985/86–1995/96

Erläuterungen zu den Graphiken:

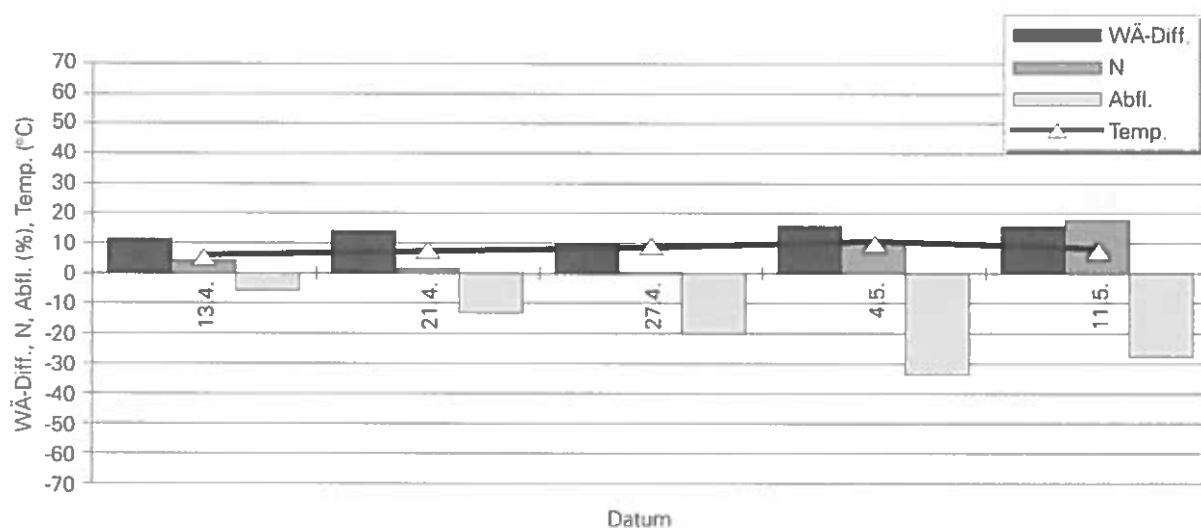
- 1) Die Werte für Wasseräquivalente, Niederschlag und Abfluss sind als Prozentwerte der Summe des dargestellten Gesamtzeitraumes angegeben. Auf der Input-Seite ergibt die Aufsummierung der jeweils für den Zeitraum einer Woche errechneten Werte von Niederschlagsmenge und Differenz der gewichteten Wasseräquivalente 100 %, auf der Output-Seite ergibt die Summe der Abflussmengen 100 %.
- 2) Die Gewichtung der Wasseräquivalente erfolgte nach den in Kapitel 6.2 getroffenen Vereinbarungen.
- 3) Die zur Prozentbildung herangezogenen Niederschlagswerte entstammen der Station Fleissner und wurden mit dem Faktor 1,4 aufgewertet (Erklärung siehe Kapitel 6.2).
- 4) Die dargestellten Temperaturwerte sind Wochenmittelwerte der Station Fleissner, welche aus den zugehörigen Tagesmittelwerten gebildet wurden.



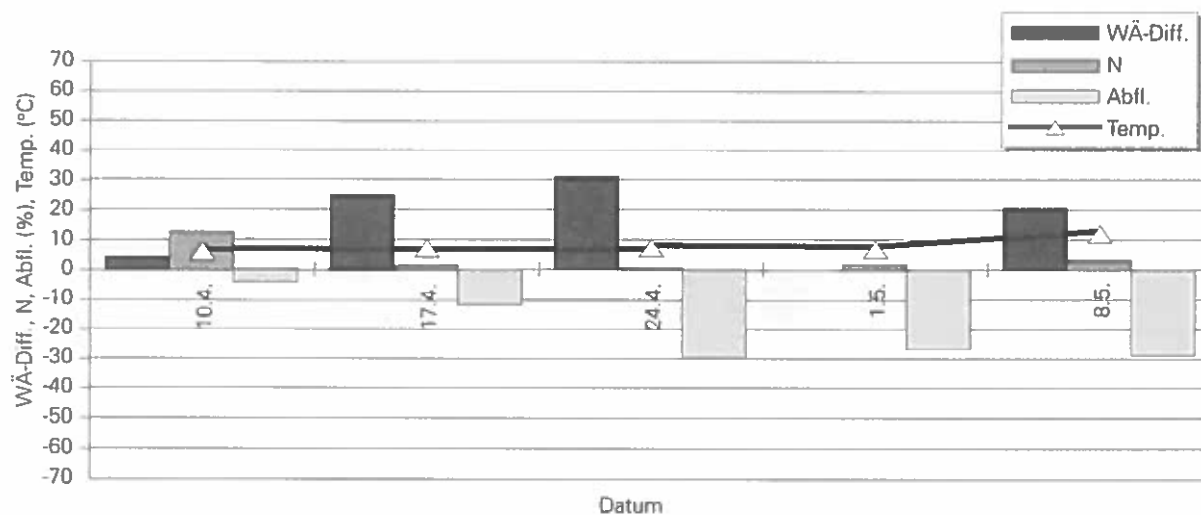
1986



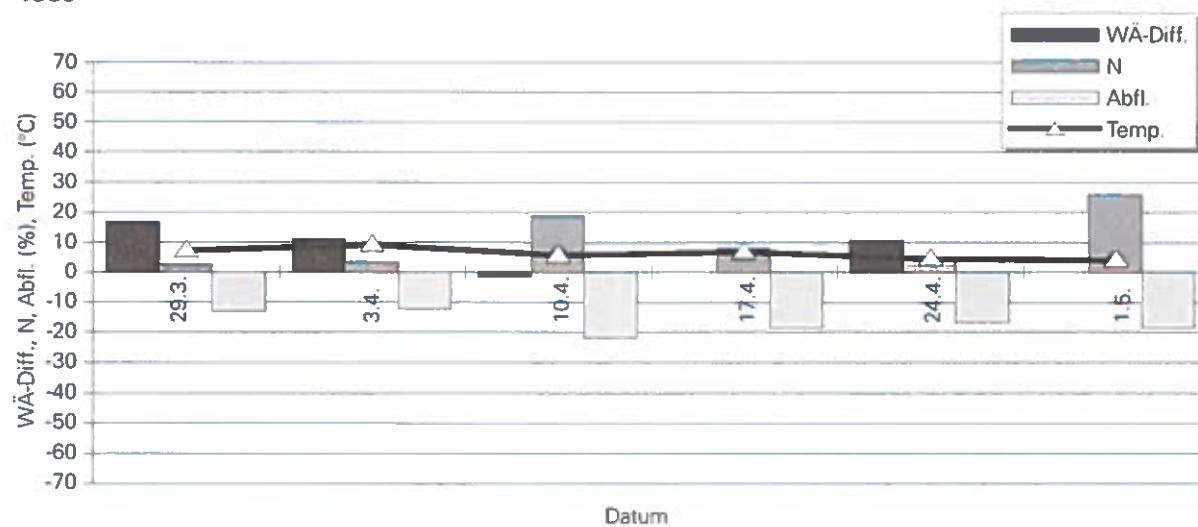
1987



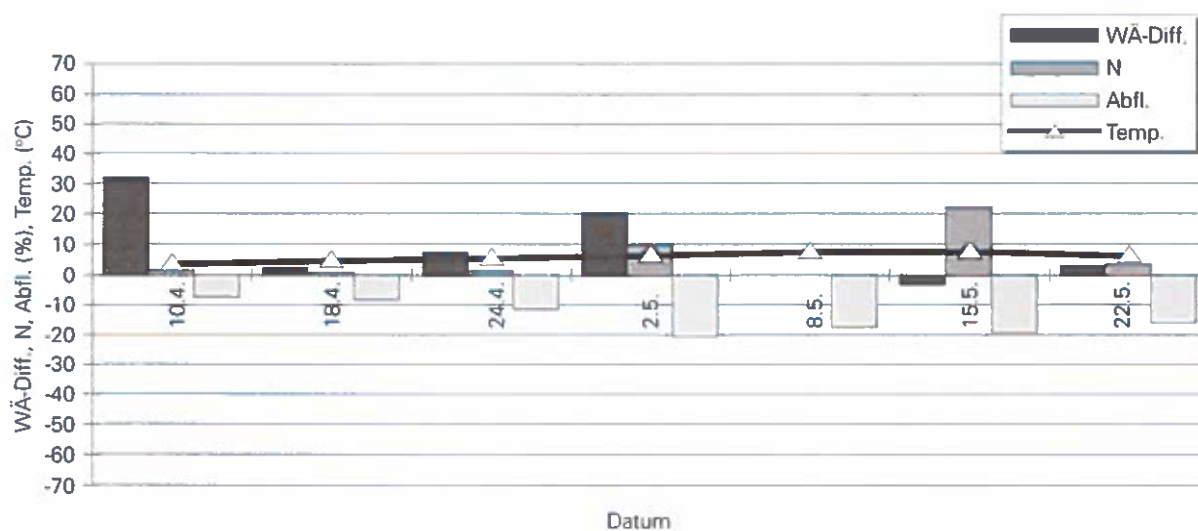
1988



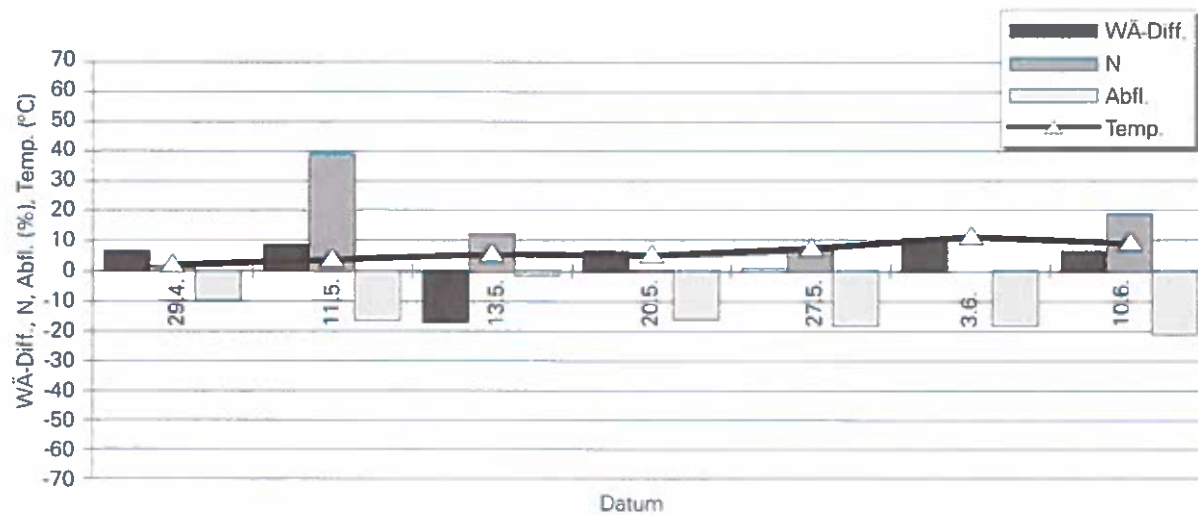
1989



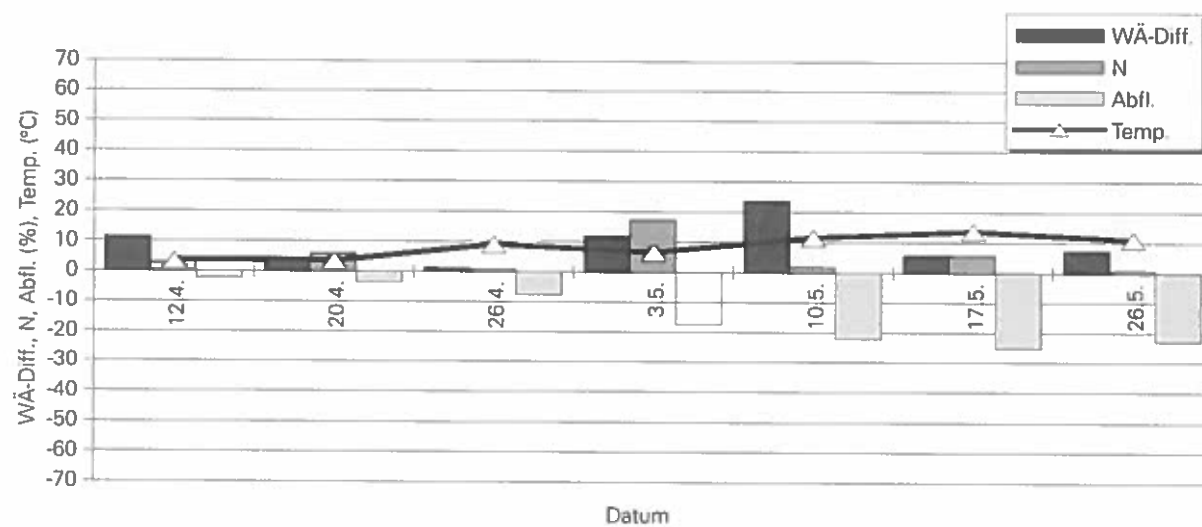
1990



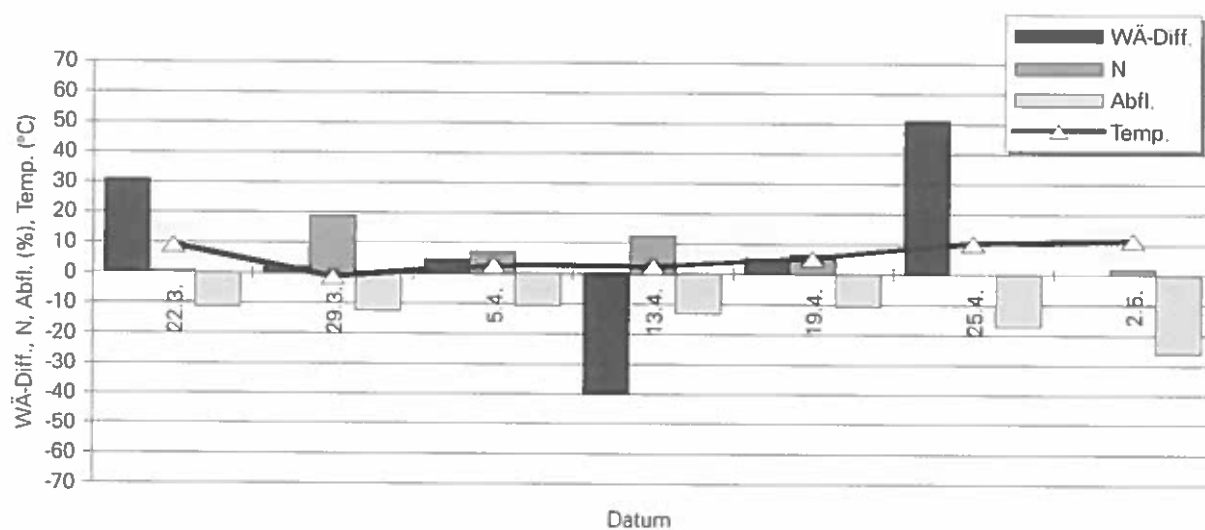
1991



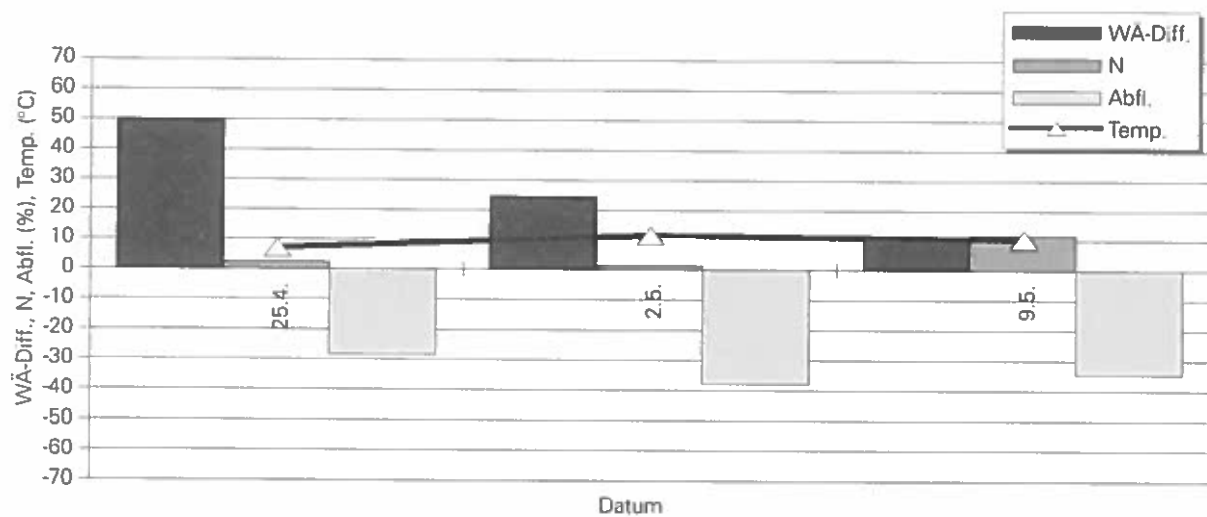
1992



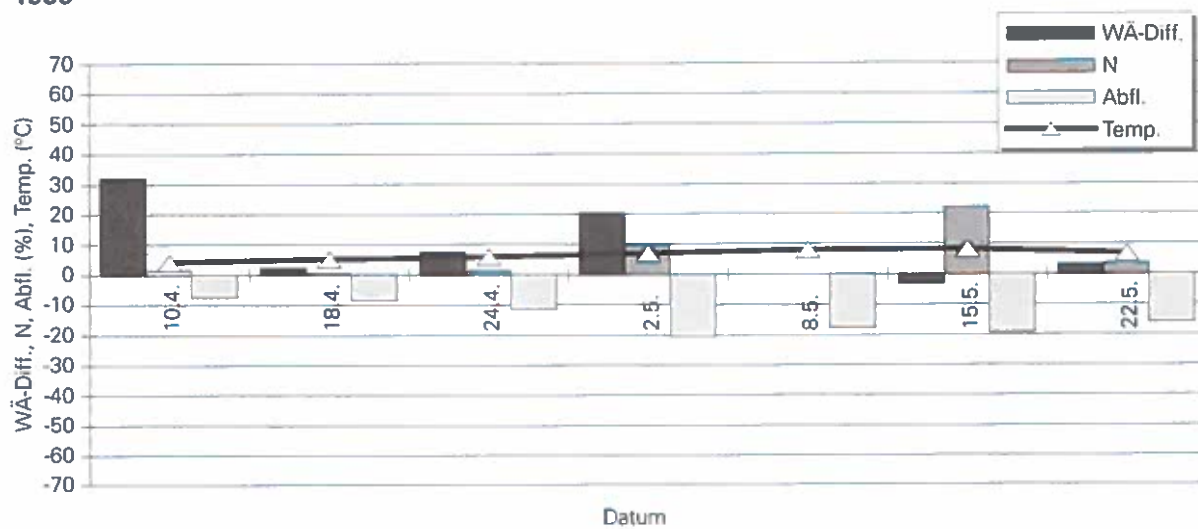
1993



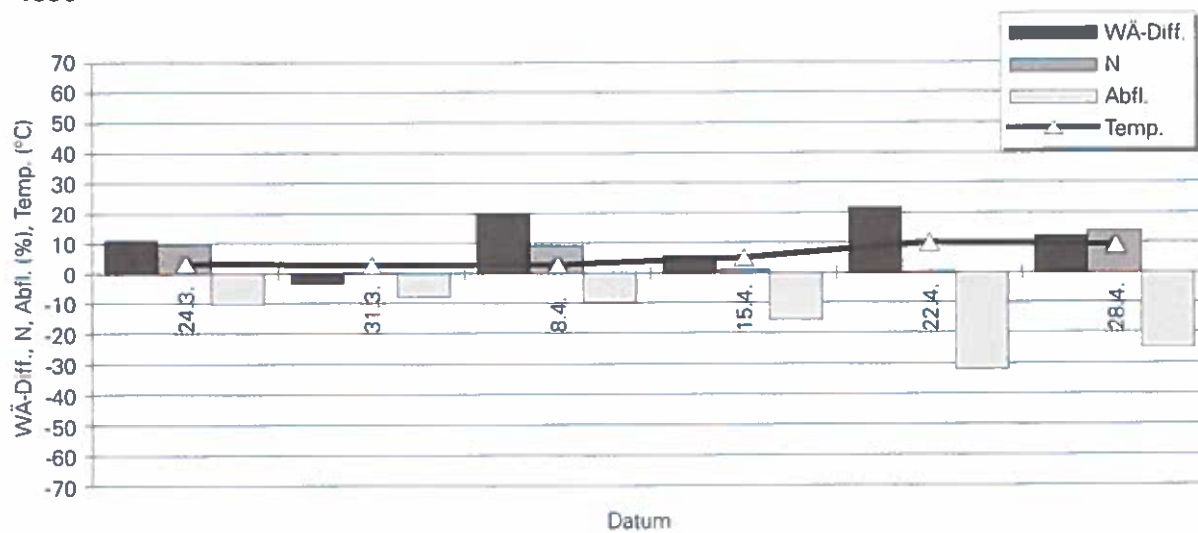
1994



1995



1996



FBVA-Berichte
Schriftenreihe der Forstlichen Bundesversuchsanstalt Wien

			Preis in ÖS
1953	1	Forstliche Arbeitslehre und Menschenführung. Referate von der GEFFA-Tagung 1952 in Ort bei Gmunden (Oberösterreich). 137 Seiten	vergriffen
1954	2	FRAUENDORFER, R. Forstliche Hilfstafeln. 167 Seiten	vergriffen
1955	3	LOHWAG, K. Erkenne und bekämpfe den Hausschwamm und seine Begleiter! 61 Seiten	vergriffen
1955	4	GRÖLL, H.; TRAUNINGER, W. Neuzeitliche Forstsaatguterzeugung in Pflanzplantagen. I. Teil, Plusbaumauswahl und Pflanzung. 73 Seiten	20.—
1956	5	HAFNER, F.; HEDENIGG, W. Planiergerät im forstlichen Straßen- und Wegebau. 75 Seiten	20.—
1957	6	FRAUENDORFER, R. Planung und Durchführung von Stichprobenahmen. 65 Seiten	vergriffen
1958	7	FRAUENDORFER, R. Betriebswirtschaftliche Untersuchungen im steirischen Bauernwald. (Gemeinde Haslau 1955). 157 Seite	50.—
1985	8	POLLANSCHÜTZ, J. Waldzustandsinventur 1984. Ziele - Inventurverfahren - Ergebnisse. 29 Seiten	vergriffen
1985	9	GLATTES, F.; SMIDT, S.; DRESCHER, A.; MAJER, C.; MUTSCH, F. Höhenprofil Zillertal. Untersuchung einiger Parameter zur Ursachenfindung von Waldschäden. Einrichtung und Ergebnisse 1984. 81 Seiten	vergriffen
1985	10	MERWALD, I. Lawinenereignisse und Witterungsablauf in Österreich. Winter 1974/75, 1975/76 und 1976/77. 76 Seiten	80.—
1986	11	STAGL, W.; DRESCHER, A. Wild - Vegetation - Forstschäden. Vorschläge für ein Beurteilungsschema. 19 Seiten	30.—
1986	12	NATHER, J. Proceedings of the International Symposium on Seed Problems under Stressfull Conditions, Vienna and Gmunden, Austria June 3.-8. 1985. 287 Seiten	vergriffen
1986	13	SMIDT, S. Bulkmessungen in Waldgebieten Österreichs. Ergebnisse 1984 und 1985. 32 Seiten	vergriffen
1986	14	EXNER, R. Die Bedeutung des Lichtfaktors bei Naturverjüngung. Untersuchungen im montanen Fichtenwald. 48 Seiten	vergriffen
1986	15	MERWALD, I. Lawinenereignisse und Witterungsablauf in Österreich. Winter 1977/78, 1978/79 und 1979/80. 81 Seiten	90.—
1986	16	HAUK, E.; HÖLLER, P.; SCHAFFHAUSER, H. Lawinenereignisse und Witterungsablauf in Österreich. Winter 1984/85 und 1985/86. 90 Seiten	90.—
1987	17	MERWALD, I. Lawinenereignisse und Witterungsablauf in Österreich. Winter 1980/81 und 1981/82. 74 Seiten	80.—

1987	18	EXNER, R. Erhaltung und Verjüngung von Hochlagenbeständen. Strukturanalysen im subalpinen Fichtenwald (Niedere Tauern, Radstadt/Salzburg). 102 Seiten	100.—
1987	19	HAUPOLTER, R. Baumsterben in Mitteleuropa. Eine Literaturübersicht. Teil I: Fichtensterben. KREHAN, H.; HAUPOLTER, R. Forstpathologische Sondererhebungen im Rahmen der Österreichischen Waldzustandsinventur 1984-1988. Kiefernbestände - Bucklige Welt.. 73 Seiten	vergriffen
1987	20	GLATTES, F.; SMIDT, S. Höhenprofil Zillertal. Untersuchung einiger Parameter zur Ursachenfindung von Waldschäden. Ergebnisse von Luft-, Niederschlags- und Nadelanalysen 1985. 65 Seiten	vergriffen
1987	21	RUETZ, W.; NATHER, J. Proceedings of the IUFRO Working Party on Breeding Strategy for Douglas-Fir as an Introduced Species. Working Party: S2.02-05. Vienna, Austria June 1985. 300 Seiten	300.—
1987	22	JOHANN, K. Standraumregulierung bei der Fichte. Ausgangsbaumzahl - Stammzahlreduktion - Durchforstung - Endbestand. Ein Leitfaden für den Praktiker. 66 Seiten	60.—
1987	23	POLLANSCHÜTZ, J.; NEUMANN, M. Waldzustandsinventur 1985 und 1986. Gegenüberstellung der Ergebnisse. 98 Seiten	100.—
1987	24	KLAUSHOFER, F.; LITSCHAUER, R.; WIESINGER, R. Waldzustandsinventur Untersuchung der Kronenverlichtungsgrade an Wald- und Bestandesrändern. 94 Seiten	100.—
1988	25	JOHANN, K. Ergebnisse einer Rotfäuleuntersuchung in sehr wüchsigen Fichtenbeständen. 88 Seiten	90.—
1988	26	SMIDT, S.; GLATTES, F.; LEITNER, J. Höhenprofil Zillertal. Meßbericht 1986. Luftschadstoffmessungen, Meteorologische Daten, Niederschlagsanalysen. 114 Seiten	120.—
1988	27	SMIDT, S. Messungen der nassen Deposition in Österreich. Meßstellen, Jahresmeßergebnisse, Literatur. 72 Seiten	80.—
1988	28	Forum Genetik - Wald - Forstwirtschaft. Bericht über die 5. Arbeitstagung von 6. bis 8. Oktober 1987. Kongresshaus Innsbruck. 192 Seiten	200.—
1988	29	KRISSL, W.; MÜLLER, F. Mischwuchsregulierung von Fichte und Buche in der Jungwuchsphase. 52 Seiten	50.—
1988	30	MARCU, GH.; TOMICZEK, C. Eichensterben und Klimastress. Eine Literaturübersicht. 23 Seiten	30.—
1988	31	KILIAN, W. Düngungsversuche zur Revitalisierung geschädigter Fichtenbestände am Ostrong. 50 Seiten	50.—
1988	32	SMIDT, S.; GLATTES, F.; LEITNER, J. Höhenprofil Zillertal, Meßbericht 1987. 234 Seiten	250.—
1988	33	ENK, H. 10 Jahre Kostenuntersuchung bei Tiroler Agrargemeinschaften und Gemeindewäldern. 124 Seiten	130.—
1988	34	KREHAN, H. Forstpathologische Sondererhebungen im Rahmen der Österreichischen Waldzustandsinventur 1984-1988. Teil II: Fichtenbestände im Ausserfern (Tirol) und im grenznahen Gebiet des Mühl- und Waldviertels. 60 Seiten	60.—
1988	35	SCHAFFHAUSER, H. Lawinenereignisse und Witterungsablauf in Österreich. Winter 1986/87. 138 Seiten	145.—

1989	36	Beiträge zur Wildbacherosions- und Lawinenforschung (8). IUFRO-Fachgruppe S1.04-00. Vorbeugung und Kontrolle von Wildbacherosion, Hochwässer und Muren, Schneeschäden und Lawinen. 128 Seiten	130.—
1989	37	RACHOY, W.; EXNER, R. Erhaltung und Verjüngung von Hochlagenbeständen. 100 Seiten	105.—
1989	38	MERWALD, I. Lawinenereignisse und Witterungsablauf in Österreich. Winter 1982/83, 1983/84. 92 Seiten	100.—
1989 Sonderheft		SCHNEIDER, W. Verfahren, Möglichkeiten und Grenzen der Fernerkundung für die Inventur des Waldzustandes. 118 Seiten	200.—
1989	39	KREHAN, H. Das Tannensterben in Europa. Eine Literaturstudie mit kritischer Stellungnahme. 58 Seiten	60.—
1989	40	KRISSL, W.; MÜLLER, F. Waldbauliche Bewirtschaftungsrichtlinien für das Eichen-Mittelwaldgebiet Österreichs. 134 Seiten	140.—
1990	41	KILLIAN, H. Bibliographie zur Geschichte von Kloster, Forstlehranstalt und Forstlicher Versuchsanstalt Mariabrunn - Schönbrunn. 162 Seiten	165.—
1990	42	JEGLITSCH, F. Wildbachereignisse in Österreich 1974 - 1976 und Kurzfassung der Wildbachereignisse in Österreich in den Jahren 1974 - 1987. 98 Seiten	100.—
1990	43	Beiträge zur Wildbacherosions- und Lawinenforschung (9). IUFRO-Fachgruppe S1.04-00. Vorbeugung und Kontrolle von Wildbacherosion, Hochwässer und Muren, Schneeschäden und Lawinen. 80 Seiten	80.—
1990	44	SMIDT, S.; HERMAN, F.; LEITNER, J. Höhenprofil Zillertal. Meßbericht 1988. Luftschadstoffmessungen, Meteorologische Daten, Niederschlagsanalysen. 33 Seiten	35.—
1990	44A	SMIDT, S.; HERMAN, F.; LEITNER, J. Höhenprofil Zillertal. Meßbericht 1988 (Anhang). Luftschadstoffmessungen, Meteorologische Daten, Niederschlagsanalysen. 230 Seiten	280.—
1990 Sonderheft		KILIAN, W.; MAJER, C. Österreichische Waldboden-Zustandsinventur. Anleitung zur Feldarbeit und Probenahme. 58 Seiten	70.—
1990	45	NEUMANN, MARKUS; SCHADAUER, K. Waldzustandsinventur. Methodische Überlegungen und Detailauswertungen. 88 Seiten	90.—
1990	46	Zusammenkunft der Deutschsprachigen Arbeitswissenschaftlichen und Forsttechnischen Institute und Forschungsanstalten. Bericht über die 18.Zusammenkunft vom 18.-20.April 1990. 286 Seiten	340.—
1991	47	SMIDT, S. Beurteilung von Ozonmeßdaten aus Oberösterreich und Tirol nach verschiedenen Luftqualitätskriterien. 87 Seiten	90.—
1991	48	ENGLISCH, M.; KILIAN, W.; MUTSCH, F. Österreichische Waldboden-Zustandsinventur. Erste Ergebnisse. 75 Seiten	80.—
1991	49	Österreichisches Waldschaden-Beobachtungssystem. Ziele, Methoden und erste Ergebnisse. 128 Seiten	130.—
1991	50	SMIDT, S. Messungen nasser Freilanddepositionen der Forstlichen Bundesversuchsanstalt. 90 Seiten	90.—

1991	51	HOLZSCHUH, C. Neue Bockkäfer aus Europa und Asien, I. 33 neue Bockkäfer aus der palaearktischen und orientalischen Region (Coleoptera, Cerambycidae). 75 Seiten	200.—
1991	52	FÜRST, A. Der forstliche Teil der Umgebungsüberwachung des kalorischen Kraftwerkes Dürnrohr. Ergebnisse von 1981 bis 1990. 42 Seiten	45.—
1991	53	JEGLITSCH, F. Wildbachereignisse in Österreich 1977-1979. 80 Seiten	80.—
1991	54	JEGLITSCH, F. Wildbachereignisse in Österreich 1980-1982. 78 Seiten	80.—
1991	55	WIESINGER, R.; RYS, J. Waldzustandsinventur: Untersuchung der Zuwachsverhältnisse an Wald- und Bestandesrändern. 60 Seiten	60.—
1991	56	RACHOY, W.; EXNER, R. Erhaltung und Verjüngung von Hochlagenbeständen. 60 Seiten	95.—
1991	57	SMIDT, S.; HERMAN, F.; LEITNER, J. Höhenprofil Zillertal. Meßbericht 1989/90. 28 Seiten	30.—
1991	58	STAGL, W.; HACKER, R. Weiden als Prosshölzer zur Äsungsverbesserung. 56 Seiten	60.—
1991	59	HOLZER, K.; OHENE-COFFIE, F.; SCHULTZE, U. Vegetative Vermehrung von Fichte für Hochlagenaufforstungen. Physiologische und phänologische Probleme der Anpassung. 73 Seiten	75.—
1991	60	HOLZSCHUH, C. Neue Bockkäfer aus Asien II. 63 neue Bockkäfer aus Asien, vorwiegend aus China und Thailand, (Coleoptera: Disteniidae und Cerambycidae). 71 Seiten	140.—
1992	61	STAGL, W. Auswertung der "Trakte" zum Staatsvertrag "Vereinbarung zwischen Bund und dem Land Kärnten über gemeinsame Maßnahmen zur Sicherung eines ausgewogenen Verhältnisses von Wald und Wild". 62 Seiten	105.—
1992	62	JEGLITSCH, F. Wildbachereignisse in Österreich 1983-1985. 72 Seiten	75.—
1992	63	FÜRST, A. Blatt- und nadelanalytische Untersuchungen im Rahmen des Waldschaden Beobachtungssystems. Ergebnisse 1989. 37 Seiten	40.—
1992		DRAGOVIC, N. Sonderheft 1 Terminologie für die Wildbachverbauung. Fachwörterbuch deutsch - serbokroatisch. Terminologija Uredjenja Bujicnih Tokova. Recnik Strucnih Termina Srpskohrvatsko - Nemacki. 43 Seiten	50.—
1992	64	JEGLITSCH, F. Wildbachereignisse in Österreich 1986-1988. 91 Seiten	95.—
1992	65	NATHER, J. (HRSG.) Proceedings of the meeting of IUFRO - WP S2.02-21 on "Actual problems of the legislation of forest reproductive material and the need for harmonization of rules at an international level". Gmunden / Vienna - Austria, June 10. - 14. 1991. 180 Seiten	200.—
1992	66	JEGLITSCH, F. Wildbachereignisse in Österreich 1989. 60 Seiten	60.—

1992	67	Ökosystemare Studien in einem inneralpinen Tal. Ergebnisse aus dem Projekt "Höhenprofil Zillertal". 152 Seiten	180.—
1992	68	LUZIAN, R. Lawineneignisse und Witterungsablauf in Österreich. Winter 1987/88, 1988/89, 1989/90, 1990/91. 188 Seiten	200.—
1992	69	HOLZSCHUH, C. Neue Bockkäfer aus Asien III. 57 neue Bockkäfer aus Asien. Vorwiegend aus China, Thailand und Vietnam (Coleoptera, Cerambycidae). 63 Seiten	120.—
1992	70	Ökosystemare Studien im Kalkalpin. Erste Ergebnisse aus dem Projekt "Höhenprofile Achenkirch". 103 Seiten	100.—
1992	71	Österreichisches Waldschaden-Beobachtungssystem. Beiträge zum WBS-Seminar vom 23. April 1992. 111 Seiten	115.—
1992	72	VOSHMIGIR, D. (BEARB.). Das Schrifttum der Forstlichen Bundesversuchsanstalt. Teil IV: 1974 bis 1990. 115 Seiten	80.—
1993	73	MÜLLER, F. Auswahl und waldbauliche Behandlung von Gen-Erhaltungswäldern. 24 Seiten	25.—
1993	74	Lawinenbericht 1991/92. Dokumentation und Fachbeiträge. 110 Seiten	80.—
1993	75	HOLZSCHUH, C. Neue Bockkäfer aus Europa und Asien IV. 60 neue Bockkäfer aus Asien, vorwiegend aus China und Thailand (Coleoptera: Cerambycidae). 63 Seiten	100.—
1994	76	SCHADAUER, K. Baumartenatlas für Österreich. Die Verbreitung der Baumarten nach Daten der Österreichischen Waldinventur. 160 Seiten	200.—
1994	77	KAISER, A. Projekt "Höhenprofil Zillertal" Analyse der vertikalen Temperatur- und Windstruktur und ihr Einfluß auf die Immissionskonzentrationen. 95 Seiten	80.—
1994	78	HERMAN, F.; SMIDT, S. Ökosystemare Studien im Kalkalpin. Höhenprofil Achenkirch. Ergebnisse aus dem Bereich Phyllosphäre. 134 Seiten	120.—
1994	79	FÜRST, W.; JOHANN, K. Modellkalkulationen zum Naturverjüngungsbetrieb. 53 Seiten	55.—
1994	80	ANDRECS, P. Schadensereignisse in Wildbacheinzugsgebieten Österreichs 1990 und 1991. 47 Seiten	50.—
1994	81	GEBUREK, T.; MÜLLER, F.; SCHULTZE, U. Klimaänderung in Österreich. Herausforderung an Forstgenetik und Waldbau. 113 Seiten	100.—
1994	82	KILIAN, W.; MÜLLER, F.; STARLINGER, F. Die forstlichen Wuchsgebiete Österreichs Eine Naturgliederung nach waldökologischen Gesichtspunkten. 60 Seiten	70.—
1995	83	JOHANN, K. Ergebnis der Großdüngungsversuche St. Martin und Flachau Ertragskundlicher Abschlußbericht. 102 Seiten	100.—
1995	84	HOLZSCHUH, C. Beschreibung von 65 neuen Bockkäfern aus Europa und Asien, vorwiegend aus Thailand und China (Coleoptera: Disteniidae und Cerambycidae). 63 Seiten	60.—

1995	85	KRISTÖFEL, F.; POLLANSCHÜTZ, J. Entwicklung von Fichtenpflanzen nach Triebrückschnitten. 17 Seiten	20.—
1995	86	CECH, T.; TOMICZEK, C. Forstpathologische Erhebungen im Gebiet Achenal. 46 Seiten	50.—
1995	87	HERMAN, F., SMIDT, S. Ökosystemare Studien im Kalkalpin - Bewertung der Belastung von Gebirgswäldern, Schwerpunkt Rhizosphäre. 288 Seiten	450.—
1995	88	CECH, T.; PERNY, B.; DONAUBAUER, E. Wipfelsterben an Jungfichten in Österreich und beteiligte Mikropilze. 32 Seiten	50.—
1995	89	MARKART, G.; KOHL, B. Starkregensimulation und bodenphysikalische Kennwerte als Grundlage der Abschätzung von Abfluß- und Infiltrationseigenschaften alpiner Boden- / Vegetations- einheiten. Ergebnisse der Beregnungsversuche im Mustereinzugsgebiet Löhnersbach bei Saalbach in Salzburg. 38 Seiten	60.—
1995	90	LANG, E. Starkregensimulation - Ein Beitrag zur Erforschung von Hochwasserereignissen . 70 Seiten	100.—
1995	91	LUZIAN, R.; RAMMER, L.; SCHAFFHAUSER, H. Lawinenbericht 1992/93 - Dokumentation und Fachbeiträge. 52 Seiten	80.—
1995	92	SCHIELER, K.; BÜCHSENMEISTER, R.; SCHADAUER, K. Österreichische Forstinventur - Ergebnisse 1986/90. 262 Seiten	250.—
1996	93	NEUMANN, M. (HRSG.) Österreichisches Waldbeobachtungssystem Beiträge zum 4. WBS-Seminar in Wien am 23. November 1995. 177 Seiten	260.—
1996	94	HERMAN, F.; SMIDT, S. Ökosystemare Studien im Kalkalpin Abschätzung der Gefährdung von Waldökosystemen. 291 Seiten	350.—
1997	95	MÜLLER, F. Waldbau an der unteren Waldgrenze. 129 Seiten	190.—
1997	96	LANG, E.; STARY, U.; KOHL, B.; MARKART, G.; PROSKE, H.; TRINKAUS, P.; ANDRECS, P.; GOTTSCHLING, H. Beiträge zur Wildbachforschung. 51 Seiten	80.—
1997	97	RASCHKA, H.-D. Forstliche Biomasseproduktion im Kurzumtrieb. 29 Seiten	50.—
1997	98	KELLER, G. Mykosoziologische Studie über die Mykorrhizapilze der Zirbe - Artenspektrum und Sukzession in der hochsubalpinen Stufe der Tiroler Zentralalpen. 74 Seiten	110.—
1997	99	SMIDT, ST. Lexikon für waldschädigende Luftverunreinigung mit Index Deutsch-Englisch/Englisch-Deutsch. 209 Seiten	318.—
1997	100	KRONFUSS, H. Das Klima einer Hochlagenaufforstung in der subalpinen Höhenstufe - Haggen im Sellraintal bei St. Sigmund, Tirol (Periode 1975 - 1994). 331 Seiten	400.—
1998	101	NEUMANN, M. Waldwachstumskundlicher Rauchhärteest „Arnoldstein“ - Auswertung einer 25jährigen Fallstudie . 42 Seiten	60.
1998	102	JUNGWIRTH, P. Zuwachsuntersuchungen an Fichte in verschiedenen Seehöhenstufen in den südlichen Zwischenalpen Österreichs . 54 Seiten	80.—

1998	103	SCHULTZE, U. Untersuchung der Angepaßtheit von Fichtensämlingen an die Seehöhe Klimakammertestung der Fichtenbeerntungen der Reifejahre 1991 und 1992. 38 Seiten	60.—
1998	104	ENGLISCH, M. & KILIAN, W. (HRSG.). Anleitung zur Forstlichen Standortskartierung in Österreich. 112 Seiten	170.—
1998	105	HEINZE, B. Molekulargenetische Unterscheidung und Identifizierung von Schwarzpappeln und Hybridpappelklonen. 44 Seiten	70.—
1998	106	HEINZE, B. Erhaltung der Schwarzpappel in Österreich - forstwirtschaftliche, genetische und ökologische Aspekte. 33 Seiten	50.—
1998	107	HOLZSCHUH, C. Beschreibung von 68 neuen Bockkäfern aus Asien, überwiegend aus China und zur Synonymie einiger Arten (Coleoptera: Cerambycidae). 65 Seiten	100.—
1999	108	LANG, E.; HAGEN, K. Wildbacheinzugsgebiet Gradenbach – Analyse des Niederschlag- und Abflußgeschehens 1968 - 1996. 109 Seiten	160.—
1999	104	ENGLISCH, M. & KILIAN, W. (HRSG.). Anleitung zur Forstlichen Standortskartierung in Österreich. 2. erweiterte Auflage, 114 Seiten	170.—
1999	109	P. ANDRECS Wildbacheinzugsgebiet Graschnitzbach – Hydrologisches Nachschlagewerk mit Kommentaren. 107 Seiten	160.—
1999	110	C. HOLZSCHUH Beschreibung von 71 neuen Bockkäfern aus Asien, vorwiegend aus China, Laos, Thailand und Indien (Coleoptera, Cerambycidae). 64 Seiten	100.—
2000	111	F. MÜLLER (Hrsg.) Mariabrunner - Waldbautage 1999 Umbau sekundärer Nadelwälder. 237 Seiten	350.—
2000	112	W. FORST & H. SCHAFER Konzept des neuen Österreichischen Waldentwicklungsgesamtplanes „WEP-Austria-Digital“. 22 Seiten	44.—
2000	113	F. HERMAN (Hrsg.) Forschungsergebnisse und Forschungsbedarf zum Thema „Sustainable Future of Mountain Forests in Europe“. Beiträge für den 3. Internationalen Workshop in Igls/Tirol zur Umsetzung der Resolution S4 am 3.–5. Mai 2000. 83 Seiten	120.—
2000	114	K. JOHANN † Ergebnisse von Düngungsversuchen nach 30 Jahren ertragskundlicher Beobachtung. 93 Seiten	140.—
2000	115	K. GARTNER; F. STARLINGER Untersuchungen zum Wasserhaushalt einzelner Waldstandorte im Leithagebirge – Ergebnisse der Bodenfeuchtemessungen im nordöstlichen Teil des Leithagebirges in den Jahren 1991 bis 1996. 47 Seiten	70.—
2000	116	K. HAGEN; E. LANG Schneehydrologische Untersuchungen im Einzugsgebiet des Gradenbaches (Kärnten) 68 Seiten	100.—

