Institut für Hydrologie

der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Julia Hochschild

Hydrologische Charakterisierung des alpinen Einzugsgebietes der Dornbirner Ache



Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut Freiburg i. Br., August 2008

II

Institut für Hydrologie

der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Julia Hochschild

Hydrologische Charakterisierung des alpinen Einzugsgebietes der Dornbirner Ache

> Referent: Prof. Dr. Ch. Leibundgut Koreferent: Dr. Ch. Külls

Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut Freiburg i. Br., Juli 2008

I Inhaltsverzeichnis

Ι	Inhaltverz	eichnis

- II Verzeichnis der Abbildungen im Text
- III Verzeichnis der Tabellen im Text
- IV Verzeichnis der Abbildungen im Anhang
- V Verzeichnis der Abkürzungen im Text
- VI Zusammenfassung

VII Summary

1.	Einleitung	1
	1.1. Problemstellung und Motivation	1
	1.2. Vorgehensweise und Zielsetzung	2
2.	Das Untersuchungsgebiet	2
	2.1. Lage	2
	2.2. Physiographischen Faktoren	3
	2.2.1. Geomorphologie und Relief	3
	2.2.2. Tektonik und Geologie	7
	2.2.3. Böden	15
	2.2.4. Vegetation und Landnutzung	19
	2.3. Klima	22
3.	Abflussverhalten	25
	3.1. Allgemeine Grundlagen	27
	3.2. Abflussverhältnisse im Einzugsgebiet der Dornbirner Ache	30
	3.3. Auswahl einzelner Abflussereignisse	32
4.	Hydrologische Modellierung	37
	4.1. Allgemeine Einführung und Stand der Forschung	37
	4.2. Auswahl eines Modells	41
	4.3. Einführung in TOPMODEL	42
	4.4. Modellbeschreibung: Grundlegende Theorie	43
	4.4.1. Topographische Index	48
	4.4.2 Bestimmung des topographischen Index	50
	4.4.3. Parameter	54
	4.4.4. Eingangsdaten	55
	4.4.5. Einfluss der Zellgröße auf die Modellierung	56
	4.5. Methodik	59

 5. Anwendung von TOPMODEL 5.1. Modellkalibrierung 5.2. Bewertung der Güte der Simulation 	62 62 63
6. Ergebnisse der Kalibrierungsphase6.1. Unsicherheiten im Modellierungsprozeβ6.2. Fazit	64 68 70
7. Schlussfolgerung und Ausblick	70

Literatur Danksagung Ehrenwörtliche Erklärung Anhang A Topographische Karte des Einzugsgebietes der Dornbirner Ache

II Verzeichnis der Abbildungen im Text

Abbildung 2.1: Standort: a) Lage des Untersuchungsgebiets in Österreich b) Vorarlberg mit wichtigen Städten und Flüssen c) Das Einzugsgebiet der Dornbirner Ache. Die Höhenangaben beziehen sich auf die Siedlungen und Gipfel im Einzugsgebiet der Dornbirner Ache (Lindenmaier, 2007.)

Abbildung 1.2: Darstellung der Topographie des Einzugsgebietes der Dornbirne Ache mit ArcGis im 25x25 m Raster.

Abbildung 2.3: Einblicke in das Einzugsgebiet a) Blick von der Lindenbachalp auf das Quellgebiet der Dornbirner Ache b) Oberer Teil der Rappenlochschlucht c) Bergdorf Ebnit d) Ebniter Ache im oberen Teil des EZG.

Abbildung 2.4: Grundwasserleiter in den Lockersedimenten des Quartärs und Tertiärs (Dyck & Peschke, 1995).

Abbildung 2.5: Tektonische Übersichtskarte der helvetischen Zonen in Vorarlberg und im Allgäu (Wyssling 1985).

Abbildung 2.6: Geologie im Vorarlberg (Friebe 2007).

Abbildung 2.7: Schema des Sedimentverlaufes und der inneren Struktur des Flysches.

Abbildung 2.8: Geologische Aufschlüsse im Einzugsgebiet a) 60 m hohe Kalkwand am Anfang der Rappenlochschlucht b) helle Kalkbänder in Mergelschichten nahe der Gunzen Ache, Bildunterkante 3 m c) Drusbergformation oberhalb von Ebnit, Bildunterkante 10 m.

Abbildung 2.9: Bodenkundliche/Geologische Aufschlüsse: a) subglaziale Ablagerungen (Jungmoräne) (Lindenmaier 2007), b) lehmreicher Aufschluss, beide Standorte nahe der Ebniter Ache (Lindenmaier 2008) c) Erosionsanfälliger Aufschluss mit Seetonbändern nahe der Gunzen Ache, Bildunterkante 20 m.

Abbildung 2.10: Biotopkomplex Hohe Kugel: a) Feuchtwiesebiotop b) Bodenprofil der ersten 5 cm c) Prückhauersonde mit Hanggleyprobe die typische Oxidationsmerkmale aufweist, Standort unterhalb des Heumöser Hangs (Scherer 2007).

Abbildung 2.11: Wenig entwickelter Redzina am Eingang der Rappenlochschlucht.

Abbildung 2.12: Darstellung der Flächennutzung im Einzugsgebiet der Dornbirner Ache mit ArcGis im 25x25 m Raster.

Abbildung 2.13: Ausgewertete Daten der Meßstation Ebnit Kirche: Niederschlagssummen, Niederschlagsdauer und die durchschnittliche Intensität von 656 Ereignissen zwischen Januar 1998 und September 2006 (Lindenmaier 2008). Aufgezeigt sind einzelne Ereignisse über 6 Stunden.

Abbildung 2.14: Wetterstation Heumöser Hang: a) Messturm und b) Datalogger.

Abbildung 2.15: Regionale Windrichtungshäufigkeit (‰) in Vorarlberg (Geodynamik, 2002).

Abb 3.1: Vergleich der Monatsabflussspenden eines abflussreichen dynamischen Flusses des Grundgebirges, abflussarmen dynamischen Flusses des Tieflandes und abflussarmen ausgeglichenen Flusses des Tieflandes. GG: Grundgebirge, TL: Tiefland ((Landesamtes für Natur 2007).

Abb 3.2: Vergleich der Abflussdynamik eines dynamischen Flusses des Grundgebirges, dynamischen Flusses des Tieflandes und ausgeglichenen Flusses des Tieflandes durch den Pàrde-Koeffizienten. GG: Grundgebirge, TL: Tiefland (Landesamtes für Natur 2007).

Abb. 3.3: Gewichtetes Gewässernetz der Dornbirner Ache, erstellt in ArcGis.

Abb.3.3: Fliessrichtung im Einzugsgebiet der Dornbirner Ache, erstellt in ArcGis.

Abbildung 3.4: Abflussregime der Dornbirner Ache. Monatliche mitlere Abflusskoeffizienten (Pårde-Koeffizienten) des hydrologischen Jahres 2005/06.

Abbildung 3.5: Darstellung und Simulation der Abflussganglinien während ausgewählten Abflussereignissen : a) 16.02.2006, b) 24.03.2006, c) 28.05.2006, d) 06.08.2006, e) 28.06.2006.

Abbildung 4.1: Klassifizierung hydrologischer Modelle (verändert nach Dyck & Peschke 1995).

Abbildung 4.2: Schematische Darstellung der Beziehung zwischen Modellkomplexität, Datenverfügbarkeit und Modellgüte. (Blöschl 2004).

Abbildung 4.3: Modelkonzeptkonzept von TOPMODEL (Güntner 1997).

Abbildung 4.5: Struktur des Bodenspeichers für jede Zelle (Takeuchi 1999).

Abbildung 4.6: Schematische Darstellung des Konzepts von TOPMODEL (Walter et al. 2002): St stellt dabei den primären Bodenwasserspeicher dar, die dunkelgraue Flächen zeigt

beispielhaft eine gesättigte Fläche, auf der die Berechnungen des topographischen Index beruhen.

Abbildung 4.7: Beispielansatz zu Bestimmung der lokalen Einzugsgebietsflächen. Ausschnitt aus einem DGM mit Höhenangaben und Fliesswegen (Güntner 1997).

Abbildung 4.8: Karte der räumlichen Verteilung des topographischen Index, die Skalen geben die Anzahl der Zellen wieder mit den jeweiligen Indexwerten, berechnet in DTM, bearbeitet in Origin.

Abb.4.9: Darstellung der Topographie und des akkumulierten Abflusses der Zellen in den Zellgrößen a)+b) 25 m, c)+d) 50 m und e)+f) 100m, erstellt mit ArcGis.

Abbildung 4.10: Verlauf des topographischen Indexes für variierende Zellengrößen.

Abb. 4.11: Kumulativer Verlauf des topographischen Indxes für variierende Zellengrößen.

Abbildung 4.12: Aufbereitete hydrologische Eingangsdatendaten für die Modellsimulation in TOPMODEL: potentielle Evapotranspiration (rot), Gebietsniederschlag (schwarz) und Abfluss (blau).

Abbildung 6.1: Darstellung der Monte-Carlo-Simulation aus TOPMODEL

Abbildung 6.2: TOPMODEL-Simulation mit dem genannten Parametersatz in 6 Stundenwerten über den Zeitraum 16.10.2005 bis 30.09.2006. Dargestellt sind Niederschlag (rot), gemessener (blau) und simulierter Abfluss.

Abbildung 6.3: Wirkung der Komplexität eines Modells auf die Unsicherheiten im Modellierungsprozess (Giertz 2004).

III Verzeichnis der Tabellen im Text

Tabelle 1: Stratigraphische Einteilung (verändert nach Smit Sibinga-Lokker 1965).

Tabelle 2: Wirtschaftsflächen im Vorarlberg.

Tabelle 3: Tabellarische Aufstellung der ausgesuchten Abflussereignisse für das hydrologische Jahr 2005/2006.

Tabelle 4: Topographischer Index für eine Zellengröße von 30 m mit der anteiligen Flächen [%].

Tabelle 5: Beste Anpassung der Werte während der Kalibrierungsphase.

IV Verzeichnis der Abbildungen im Anhang

A1 Topographische Karte des Einzugsgebietes der Dornbirner Ache

V Verzeichnis der Abkürzungen im Text

ai lokale Einzugsgebietsfläche, die durch Punkt i entwässert, pro Einheitslänge orthogonal zur Fließrichtung [m]

A Gesamtfläche des Einzugsgebietes [m²]

Ai lokale Einzugsgebietsfläche der Zelle i [m²]

Diff kumulierte Differenz zwischen gemessenen und simulierten Abflüssen [mm]

DGM digitales Geländemodell

eff Modelleffizienz

- Ii topographischer Index am Punkt i
- kombeff kombinierte Modelleffizienz

logeff Modelleffizienz auf der Grundlage von logarithmierten Abflußwerten

M TOPMODEL-Parameter zur Beschreibung der Form der exponentiellen Beziehung der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe im Bodenprofil [m]

neff effektive Porosität [-]

qi Durchfluß in der gesättigten Zone am Punkt i pro Einheitslänge senkrecht zur Fließrichtung [m² h-1]

qGW Abflußspende des unterirdischen Abflusses[m h-1]

qv Sickerrate aus der ungesättigten in die gesättigte Zone [m h-1]

Q0 Grundwasserabfluß für ein mittleres Sättigungsdefizit des Einzugsgebietes von $SD = 0 \ [m^3 h-1]$

QGW unterirdischer Abfluß [m³ h-1] Qsim simulierter Gesamtabfluß [m³ h-1]

Qsat simulierter Sättigungsoberflächenabfluß [m³ h-1]

QS unterirdischer Abfluß zum Zeitpunkt $\tau = 0 \text{ [m}^3 \text{ h-1]}$

 r^2 Bestimmtheitsmaß

SDi aktuelles Sättigungsdefizit des Bodenprofils am Punkt i [m]

SD mittleres Sättigungsdefizit des Einzugsgebietes [m]

SRMAX maximal mögliche Füllung des Speichers SRZ [m]

SRZt Füllhöhe des Speichers SRZ [m] zum Zeitpunkt t

SUZt Füllhöhe des Speichers SUZ [m] zum Zeitpunkt t

T aktuelle Lufttemperatur [°C]

T laterale Transmissivität [m² h-1]

T0 laterale Transmissivität bei vollständiger Sättigung des Bodenprofils [m² h-1]

βi lokale Hangneigung [Grad]

 λ Mittelwert des topographischen Indizes im Untersuchungsgebiet

VI Zusammenfassung

Die Arbeit soll einen Einblick in die hydrologischen Prozesse, die charakteristisch für das Einzugsgebiet der Dornbirner Ache sind, geben. Das Einzugsgebiet liegt in einem voralpinen Bereich Österreichs nahe Dornbirn und zeichnet sich durch seine reliefbetonte Topographie aus.

Im ersten Teil der Arbeit wurde das Einzugsgebiet der Dornbirner Ache beschrieben und auf den Einfluss der verschiedenen Faktoren des Gebietes bezüglich der lokalen Hydrologie eingegangen. Es wurden zunächst die physiographischen Merkmale wie Geomorphologie, Geologie, Böden, Vegetation einschließlich Landnutzung und das Klima betrachtet. Die genannten Merkmale üben einen großen Einfluss auf die lokale Hydrologie im Einzugegebiet aus. Daher ist eine Analyse des Verhaltens dieser Faktoren für eine Einordnung der Charakteristik eines Einzugsgebietes unerlässlich.

Im nächsten Teil wurde auf das Abflussverhalten des Einzugsgebietes näher betrachtet. Dabei wurde das Flussnetz des Einzugsgebietes der Dornbirner Ache definiert und eingeordnet. Des Weiteren wurde eine Auswertung der hydrologischen Daten mit Hilfe unterschiedlicher Methoden durchgeführt. Für eine weitere Charakterisierung der einzelnen Abflussereignisse wurde das Sofwarepaket IHW des Institutes für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Karlsruhe angewendet. Hiermit konnten Einzelereignisse dargestellt und eingeordnet werden.

Der Hauptteil der vorliegenden Arbeit befasst sich mit der Modellierung des Einzugsgebietes der Dornbirner Ache durch die Anwendung des Niederschlags-Abfluss-Modell TOPMODEL von Beven, 1984. Um die Komplexität dieses Themas zu verdeutlichen, wird eine Einführung in die Modellierung unter Einbeziehung des Standes der Forschung im Bereich der hydrologischen Modellierung gegeben. Des Weiteren wurde die grundlegende Theorie des Modellkonzeptes von TOPMODEL erläutert und auf die Annahmen des Konzeptes eingegangen. Eine besondere Gewichtung erhielt in diesem Teil der topographische Index. Aufgrund der Werte des Indizes werden die Modellsimulierungen berechnet und übernehmen deshalb einen wichtigen Teil im Modellkonzept. Danach folgt eine Darstellung der Eingangsdaten und Parameter, die im nächsten Kapitel durch eine Modellkalibrierung auf ihre Güte durch verschiedene Verfahren wie die Monte-Carlo-Simualtion untersucht werden. Die Simulation der Ganglinie mit TOPMODEL wurde dargestellt und eine Analyse der Modellsimulation vorgenommen. Danach wurde auf die Unsicherheiten von Modellierungen und im speziellen von den Unsicherheiten des TOPMODEL-Konzepts eingegangen und zusammengefasst.

Im letzten Teil der Arbeit wurden die Ergebnisse für eine Charakterisierung des Einzugsgebietes der Dornbirner Ache zusammengefasst und analytisch betrachtet, auf dessen Grundlage eine weiterführender Ausblick folgt.

Schlüsselwörter: Hydrologische Charakterisierung, Abflussverhalten, IHW, Modelle, TOPMODEL, Topographischer Index, Unsicherheitsanalyse.

VII Summary

This paper aims at giving an insight into the hydrologic processes which are typically for the catchment area of the Dornbirner Ache. The catchment area lies in a pre-alpine area of Austria near Dornbirn and is characterized by its relief-emphasised topography.

In the first part of the paper the catchment area of the Dornbirner Ache was described and entered on the influence of the different factors of the area with regard to the local hydrology. First the physiographic characteristics like geomorphology, geology, soils, vegetation including land use and the climate were under cosideration. These characteristics exert a great influence on the local hydrology in the catchment area. Hence, an analysis of the behaviour of these factors is essential for a characterization of a catchment area.

The next part deals more closely with the drain behaviour of the catchment area. Besides, the river net of the catchment area of the Dornbirner Ache was defined and classified. Besides this an evaluation of the hydrological data was carried out with the help of different methods. For an advanced characterisation of the single drain events the software package IHW of the Institute of Hydrology and Water Economy, Karlsruhe was applied. Herewith single events could be visualized and be arranged.

The main part of the present paper deals with the modelling of the catchment area of the Dornbirner Ache by the use of the precipitation run-off model TOP MODEL of Beven, 1984. To clarify the complexity of this subject, an introduction to the modelling is given under inclusion of the state of the art in the area of the hydrologic modelling. Besides the basic theory and the assumptions of the model conception of TOPMODEL was explained. In this part the topographic index was taken under particular consideration.

Based on of the values of the topographical index the model simulations are performed and , therefore, take over an important role in the model concept. Then there follows{results} a representation of the input dates and parametres which are examined{investigated} in the next chapter by a model calibration on their quality by different procedures like the Monte-Carlo-simualtion. The simulation of the hydrograph curve with TOPMODEL was shown and an analysis of the model simulation was carried out. Further the uncertainties by modelling and in particular the uncertainties caused by the TOPMODEL usage were considered and summarised.

In the last part of this paper the results are analyzed and summarized in view of a characterization of the catchment area "Dornbirner Ache". On this basis some expectation for future activities are presented.

Keywords: Hydrological characterization, runoff characteristics, IHW, models, TOPMODEL, topographic index, uncertainity analysis.

1. Einleitung

Die Alpen sind ein besonderes herausforderndes System für die hydrologische Charakterisierung und Einzugsgebietsmodellierung. Die Komplexität des hydrologischen Systems Alpen ist sowohl durch die starke Heterogenität der Topographie, der Bodenbedeckung, Bodennutzung und Bodeneigenschaften wie auch durch die ausgeprägte räumliche und zeitliche Variabilität der Klimaelemente gegeben. Die mit den Oberflächenund unterirdischen Gewässern verbundenen antropogenen Aktivitäten in den Alpentälern sind ein weiterer Aspekt der sich vergrößernden Komplexität, welche die Forschungsaufgaben mittels hydrologischer Modellierung auf der einer Seite fördern, aber auf der anderen Seite erschweren, indem sie permanente Veränderungen des natürlichen Wasserhaushaltes bewirken.

Hydrologische Charakterisierungen und die darin eingehende Prozessforschung ist eine wichtige Vorraussetzung für die Entwicklung prognosefähiger, hydrologischer Simulationsmodelle. Denn nur die genaue Kenntnis der in der Natur ablaufenden Vorgänge versetzt uns in die Lage, zukünftiges Abflussverhalten unter möglicherweise veränderten Randbedingungen vorherzusagen (z.B. durch Klima- oder Nutzungsänderungen).

Hydrologische Prozessforschung bildet auch die Grundlage für den Entwurf und die Bewertung konzeptioneller Modellansätze, wenn sie versucht, großräumig dominierende Abflussbildungsprozesse zu beschreiben und eine Verbindung zu breitenverfügbaren Informationen herzustellen (Pedologie, Relief, Nutzung, Vegetationsausstattung).

1.1. Problemstellung und Motivation

In alpinen Wildbacheinzugsgebieten hängt die durch Hangbewegung und Erosion ausgelöste Entstehung von Abtragserscheinungen hauptsächlich von der natürlichen Anfälligkeit eines Standortes ab. Diese Labilität wird durch geogene und biogene Faktoren bestimmt, die das Prozessgeschehen beeinflussen. Das Wissen um die Ursachen und Auslösefaktoren, die zu den einzelnen Hangprozessen und ihren Formen führen ist eine wichtige Vorraussetzung für eine Gefahrenabschätzung.

Das Angebot von Kombinationen aus geologischen und bodenkundlichen Eigenschaften sowie die Strukturmerkmale der Vegetationsdecke gestalten eine Abschätzung der hydrologischen Faktoren als sehr schwierig und erschweren somit eine Beurteilung des Reaktionsvermögens eines Einzugesgebietes. Es kam in den vergangenen Jahren häufig zu Abrutschungen von Berghängen, was zu weit reichenden Folgen für die Natur und die Bevölkerung geführt hat. Den Deformationsprozessen geht meist ein lang andauerndes Kriechen des Hanges voraus. Evaporation, Oberflächenabfluss, Infiltration sowie Zwischenund Grundwasserabfluss tragen über verschiedenen Zeiträumen und in unterschiedlichem Maß zur Deformation des Bodens bei. Kommen zu diesen Faktoren noch starke Niederschlagsereignisse, kann dies zu einer schlagartigen Abrutschung eines Hanges führen. Durch die hydrologische Charakterisierung eines Gebietes können diese Faktoren besser erkannt und eingeschätzt werden, was das Ziel dieser Arbeit ist.

1.2. Vorgehensweise und Zielsetzung

Um ein Einzugsgebiet zu charakterisieren müssen Fakten zusammengetragen werden, Daten erhoben, dargestellt und ausgewertet werden (siehe Kap. 2).

Diese Arbeit stellt die Methoden und die Datengrundlagen vor, welche zur modellgestützten Beschreibung und Analyse der räumlichen und zeitlichen Dynamik der Elemente des Wasserhaushaltes in alpinen Gebieten benutzt wird.

Eine wichtige Rolle zum Verständnis der hydrologischen Zusammenhänge übernehmen die physiographischen Faktoren, wie Relief und Topographie, die Geomorphologie, die Tektonik und Geologie, die Landnutung und Vegetation im Untersuchungsgebiet, die Böden sowie das lokale Klima. Die komplexen physiographischen Eigenschaften der Einzugsgebiete werden durch detaillierte digitale Abbildungen des Einzugsgebietes mit ArcGis dargestellt (siehe Abbildung Topographie, Landnutzung in Kap. 2)

Eine Untersuchung der Prozesse in verschiedenen Maßstabsebenen ist unerlässlich für die die Parametrisierung, die Kalibrierung und die Validierung von komplexen hydrologischen Modellen. Das Abflussverhalten im Einzugsgebiet ist ein wichtiger Bestandteil für eine hydrologische Charakterisierung. Dabei finden Kennwerte und Maßzahlen zur Einschätzung des Untersuchungsgebiets sowie die Darstellung ausgewählter Abflussereignisse Verwendung (Kapitel 3).

Die Modellierung der hydrologischen Prozesse basiert auf von den Klimaelementen (Lufttemperatur, -feuchte, Windstärke, Niederschlag, Abfluss und Globalstrahlung) wie sie beobachtet und räumlich sowie zeitlich interpoliert wurden. Dabei gibt es Unterscheidungen des Modelltyps, die vor einer Modellierung berücksichtigt werden muss (Kapitel 4). Die vorgestellten Anwendungen und Ergebnisse basieren auf Simulationen mit dem Modell Topmodel (Topography based hydrological model) für eine Zeitperiode von einem hydrologischen Jahr mit einer zeitlichen Auflösung von sechs Stunde (Kapiel 5&6).

Die Charakterisierung des Einzugsgebietes wird nochmals zusammengefasst und abschließend bewertet (Kapitel 7).

- 2. Das Untersuchungsgebiet
- 2.1. Lage

Das alpine Einzugsgebiet der Dornbirner Ache liegt an der Nordseite der Alpen, im vorderen Bregenzer Wald im Bundesland Vorarlberg, Österreich. Man kann das circa 25 km südlich von Bregenz liegende Einzugsgebiets über eine Straße, die von Dornbirn aus nach Süden entlang der Rappenlochschlucht führt erreichen.

Die Definition eines Einzugsgebiets ist der Wasserzustrombereich, aus dem das Wasser demselben Gerinne zufliesst und an einem Punkt zum Abfluss kommt. Mit einer Größe von 51 km² liegt es im Bereich der hydrologischen Mesoskala (Dyck, 1995).

Die ehemals selbstständige Gemeinde Ebnit gehört seit 1932 zur Gemeinde Dornbirn und grenzt an Hohenems, Damüls, Mellau, Laterns, Viktorsberg und Fraxern. Begrenzt wird das Tal durch einen Gebirgszug, dessen bekannteste Gipfel der Hohe Freschen (2004 m) im Süden, die Hohe Kugel (1645 m) im Südwesten, der Alpkopf (1788 m) und die Sattelspitze



Abbildung 2.1: Standort: a) Lage des Untersuchungsgebiets in Österreich b) Vorarlberg mit wichtigen Städten und Flüssen c) Das Einzugsgebiet der Dornbirner Ache. Die Höhenangaben beziehen sich auf die Siedlungen und Gipfel im Einzugsgebiet der Dornbirner Ache (Lindenmaier, 2007).

(1562 m) im Südosten, der Schöne Mann (1532 m) im Nordwesten und der Bocksberg (1461 m) im Norden sind.

Ebnit liegt auf 1075 m ü NN und umfasst heute 121 Einwohner. Es besteht aus 94 Häusern, von denen 30 ganzjährig bewohnt sind. Die in dieser Arbeit verwendeten Daten stammen von Messeinrichtungen in Ebnit, dem Heumöser Hang und dem Pegel am Gebietsauslass bei Gütle, welche von der Universität Karlsruhe bzw. dem Hydrographischer Dienst Vorarlberg betrieben werden.

2.2. Physiographische Faktoren

2.2.1. Geomorphologie und Relief

Die Morphologie eines Einzugsgebietes steuert sehr stark die Abflussprozesse, da sie ausschlaggebend für die Reliefenergie ist.

In den steilen Hängen sind schnelle laterale Flüsse denkbar, vor allem wenn sich stauende Horizonte finden. Außerdem können mächtige Schichten aus Schutt bei ausreichender Infiltrationsfähigkeit große Mengen Wasser speichern. Sie dämpfen somit stark die Abflusswirksamkeit von Niederschlagsereignissen. Flachen Hochlagen wie Hochalmen sind morphologisch abflussträge Bereiche. Finden sich jedoch in diesen Lagen, bedingt durch das Ausgangsgestein, Umlagerungs- oder Bodenbildungsprozesse wasserstauende Böden, so können diese Flächen nach anfänglicher Speicherung deutliche Oberflächenabflüsse produzieren. Notwendige Voraussetzung für einen auch am Gebietsausgang messbaren Abfluss ist jedoch ein mit dem Vorfluter verbundenes Fliessgerinne. Dies ist sehr stark von der Lage eines Einzugsgebites und deren morphologischen Eigenschaften abhängig.



Abbildung 3.2: Darstellung der Topographie des Einzugsgebietes der Dornbirne Ache mit ArcGis im 25x25 m Raster.

Der *Hohe Freschen* bildet im Süden den höchsten Punkt des Einzugsgebietes der Dornbirner Ache, der Tiefste ist die Mündung ins Rheintal an der Ostgrenze von Dornbirn (Siehe Faltkarte). Er liegt auf circa 450 m, der gesamte Höhenunterschied, also die maximale Reliefenergie beträgt 1554 m. Im Durchschnitt ist das Relief mittelmäßig, es handelt sich hier überwiegend um ein steiles Mittelgebirge. Die liegt daran, dass sich nur ein geringer Teil des Gebietes, nämlich die Wasserscheide im Süden, über 1500 m erhebt.

Vom Hohen Freschen verlaufen zwei Wasserscheiden am Kamm entlang, die das Einzugesgebiet zum Süden abgrenzen. Die eine verläuft nordwärts zum *Alpkopf* (1788 m), die andere nordwestwärts über das *Hörnle* (1581 m) zum *vorderen Hörnle* (1656 m). Die Breite des Ebniter Tals beträgt hier etwa 3 km. Bei der Mündung des Kugelbachs (primärer, nach links verzweigender Seitenfluss) verbreitert sich das Tal um mehr als 4 km. Das nächste Merkmal ist das *Ebniter Becken*, wo sich der Charakter der Wasserscheide deutlich ändert. Sie ist niedriger und runder. Im Westen befinden sich hier nördlich und südlich der *Hohen Kugel* (1645 m) Pässe, die während der pleistozänen Vergletscherung vom Eis zu Transfluenzpässen verformt wurden (Fluhereckpass und Kugelpass). Sie entstanden durch das Abfließen von Gletschereis ins Tal.

Nach dem Zusammenfluss des Bruderbaches mit der Ebniter Ache verengt sich das Tal und richtet sich mehr in nordöstlicher Richtung aus. Seine Breite beträgt hier weniger als 3 km (Entfernung Bocksberg (1461 m) bis zur Sattelspitz (1562 m)). Die östliche Wasserscheide, die auf der gesamten Länge ihre Süd – Nord Richtung beibehält, weist hier eine abgerundete Form auf und senkt sich bei der *Vorderen Schanern Alp* auf 970 m. Westlich des *Hohen Knopfes* (1092 m) erreicht sie eine Höhe von ungefähr 1100 m, danach geht sie in eine lang gezogene Senke über.

Auf Höhe der bereits beschriebenen Depression bei der Vorder Schanern Alp ändert sich die Richtung der Ebniter Ache zum letzten Mal und wechselt ihren Namen in Dornbirner Ache. Das bis dahin offene Tal geht in eine enge Schlucht über, so dass einige Tunnels für die einzige Zufahrtsstraße in die Felswände gesprengt werden musste. Insgesamt befinden sich hier auf 3,2 km Luftlinie von Süden nach Norden vier Schluchten: *Alplochschlucht, Schanerloch, Schaufelschlucht* und *Rappenlochschlucht*. Zwischen der Alploch- und Rappenlochschlucht bildet das Tal der Dornbirner Ache einen beckenförmigen Talkessel, wo durch Aufstauung des Flusses der Staufensee entstand.



Abbildung 2.3: Einblicke in das Einzugsgebiet a) Blick von der Lindenbachalp auf das Quellgebiet der Dornbirner Ache b) Oberer Teil der Rappenlochschlucht c) Bergdorf Ebnit d) Ebniter Ache im oberen Teil des EZG

Der Charakter der östlichen Wasserscheide ist richtungstreu und kammförmig, bei der westlichen findet ein auffälliger struktureller Wechsel statt, da sie sich den geologischen Strukturen anpasst. Steile Teilstücke wie beim Schönen Mann wechseln mit flachen ab, wenn zum Beispiel Talwasserscheiden wie beim Zufluss des Spätenbachs die Grenze zwischen den Einzugsgebieten bilden. Die *westliche Wasserscheide* liegt mit ihren größten Höhen im *Schwarzberg* (1475 m) und der *Staufenspitz* (1465 m) wesentlich höher als die östliche. Sie ist 1500 bis 2000 m von der Dornbirner Ache entfernt, die östliche Wasserscheide weist dagegen eine Distanz von nur 500 bis 600 m auf.

Des Weiteren ist auch die Morphologie der *Gunzen Ache*, das Quellgebiet der Dornbirner Ache hervorzuheben. Die Täler der Gunzen Ache und ihre wichtigsten Seitenflüsse, der Ruderbach und Müselbach, werden im Süden von einem scharfen Grat begrenzt, der über den *Alpkopf* (1788) und über die *Mörzelspitz* (1830 m) Richtung Nordosten verläuft. In diesem Teil der Wasserscheide gibt es keine niedrigen Teilstrecken, der tiefste Punkt befindet sich auf circa 1590 m im Südwesten der Mörzelspitz. Auch hier bildet sich eine Kammwasserscheide, die auf 1200 bis 1300 m liegt.

Die östliche Wasserscheide der Gunzen Ache verläuft ebenfalls in Süd-Nord Richtung und hat ihren höchsten Punkt im *Hochälple* auf 1464 m. Sie ist relativ flach und passiert einige

sumpfige, flache Partien südlich und nördlich der *Weissenfluh Alp* (1368 m). Auch hier entstand die Verformung des Geländes durch das unbehinderte Transfluieren des Eises während der pleistozänen Eiszeit. Die westliche Wasserscheide ist größtenteils identisch mit der östlichen der Ebniter Ache und verläuft vom Alpkopf nach Norden.

Auffällig ist der Höhenunterschied der Wasserscheiden der Gunzen Ache: die westliche liegt 80 bis 400 m, die östliche im Durchschnitt 3000 m von dem Flusslauf entfernt. Nach Vereinigung der Gunzen Ache und der Dornbirner Ache wird das Tal wieder weitläufiger, die Fliessrichtung ist nun Nord-Westen. Beide Wasserscheiden sind abgerundet und enden bei Bürgle, wo die Entfernung der beiden nur noch 750 m beträgt.

2.2.2. Tektonik und Geologie

Die lokale Geologie spielt eine wichtige Rolle für die Hydrologie im Untersuchungsgebiet. Die Lagerung und Beschaffenheit des Festgesteins steuern vor allem die langsamen Abflussprozesse durch die Wechsellagerungen von durchlässigen und undurchlässigen Schichten. Entlang von Klüften kann es dagegen zu schnellen Fliessbewegungen kommen. In der gesättigten Zone kann es durch Druckübertragung sogar zu extrem schnellen Abflüssen infolge eines Niederschlagsereignisses kommen (Uhlenbrook, 1999). Die fortgeschrittene Verwitterung im Untersuchungsgebiet führt zu mächtigen Ablagerungsschichten, die einen enormen Wasserspeicher mit hohem Perkolationvermögen darstellen.

Die *holozänen* und *pleistozänen Ablagerungen* sind aufgrund ihrer Eingung als Grundwasserleiter dabei ohne Zweifel die hydrologisch bedeutendsten Gesteinschichten in den verschiedenen Erdzeitaltern. Diese Ablagerungen können teils auf Hochflächen, vorwiegend jedoch in Tälern, Urstromtälern und Moränengebieten gefunden werden (Dyck & Peschke, 1995).



Abbildung 2.4: Grundwasserleiter in den Lockersedimenten des Quartärs und Tertiärs (Dyck & Peschke, 1995).

Aus dem Mesozoikum findet man allen voran Sandsteine der Kreideformation wie Buntsandsteine mit mittlerer Durchlässigkeit, gut durchlässige Muschelkalke und stark klüftige Dolomite. Im Paläozoikum sind insbesondere die Kalksteine des Devon und Karbon grundwasserleitend, genauso wie Dolomit, Kalkstein, Anydrit und Gips. Grauwacken, Schiefer, Granite und Gneise führen in ihren Klüften zwar weniger Wasser, sind aber für die lokale Hydrologie von großem Interesse.

Geologische Erkundungen sind demzufolge für eine hydrologische Fragestellung äußerst wichtig, da Auskünfte über Anzahl, Mächtigkeit und Gestein des Grundwasserleiters gewonnen werden können.



Abbildung 2.5: Tektonische Übersichtskarte der helvetischen Zonen in Vorarlberg und im Allgäu (Wyssling 1985).

Tektonisch gesehen liegt das Untersuchungsgebiet in einer Zone der alpidischen Orogenese. Im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung am Ende der Oberkreide vor ungefähr 100 Millionen Jahren wurde das Helvetikum intensiv gefaltet, verschuppt, in Decken übereinander gestapelt und nach Norden verfrachtet (Schneider, 1999). Westlich der Rheintaldepression werden die südwest-nordost streichenden Ostschweizer Kreidedecken (*Säntis-Churfirsten-Decke* und *Axen-Decke*) entlang von Brüchen ins Rheintal heruntergestaffelt. Im tiefer liegenden Vorarlberg steigen die ost-west streichenden Kreidedecken erneut steil gegen Nordosten an.

Die Vorarlberger Säntis-Decke stellt ein Äquivalent zu der Säntis-Churfirsten-Decke und der Axen-Decke der Ostschweiz dar (Wyssling, 1985)Im Vorarlberg kam es im Gegensatz zu der Ostschweiz nicht zu einer vollständigen Trennung zwischen den Jura- und Kreideschichten (Abbildung X). Im mittleren und nördlichen Bregenzerwald lässt sich eine Zunahme der Schichtungen von Süden nach Norden aufgrund der engen Faltenstrukturen und Schuppenbildungen im Kreidebereich feststellen. Der Übergang zwischen der Ostschweiz und der Vorarlberger Säntis-Decke findet im westlichen Vorarlberg statt. Da kein markanter Fazieswechsel in diesem Gebiet zu beobachten ist, wird ein minimaler Verschiebungsübertrag

angenommen. Die Kieselkalkaufschlüsse im Nord-Westen von Vorarlberg und im Rheintal lassen sich strukturell miteinander verbinden.

Unter der Vorarlberger Säntis-Decke liegt eine paleogeographisch nördlichere Decke, die *Hohenemser-Decke*. Sie tritt zwischen Klien und Hohenems mit einer durchgehenden Kreideabfolge an die Oberfläche und zeigt einen erheblichen Faziesunterschied im Vergleich zu der Kreideabfolge am Breiterberg südöstlich von Dornbirn. Die beiden Kreideabfolgen werden tektonisch durch die Nummulitenkalk führende Emsrütti-Haslachzone (Wyssling, 1985) getrennt. Die südliche Begrenzung dieser Decke ist durch die nach Süden abtauchende Vorarlberger Säntis-Decke gegeben.

Die nördliche Grenze des Helvetikums wird durch eine Störung markiert. Urhelvetische Reste der *Liebensteiner-* und der *nordpennischen Feuerstätter-Decke* sind unter gegenseitiger Verschuppung auf die Vorarlberger Säntis-Decke aufgeschoben und teilweise eingefaltet worden (Leimern Schicht, Hohe Kugel) (Zacher, 1983). Gegen Süden taucht das Vorarlberger Helvetikum, überdeckt von der *südhelvetischen Schuppenzone* unter die höheren tektonischen Einheiten des *rhenodanubischen Flyschs* und *des Wildflyschs* ab (Wyssling, 1985). Gegen Osten wird das Helvetikum halbfensterartig von der *penninischen Flysch-Decke* umgeben und fällt nach Süden bzw. Südosten durch die Faltenschenkel ein.

Durch die beschriebenen Faltungen entstehen durch einen Wechsel von kompetenten Schichten (Schrattenkalk) zu inkompetenten Schichten (Amdener Mergel und Drusbergschichten) Biegscherfalten (Schneider, 1999).

Die kompetenten Kalke neigen zu Großfalten, da sie eher brechen als sich zu biegen. Durch die Einengungen weisen die mächtigen Kalkschichten senkrechte und waagerechte Verwerfungen, Störungen und Klüfte auf. Im Gegensatz dazu trifft man bei den inkompetenten Mergelschichten auf Kleinfaltungen.

Die geologische Geschichte Vorarlbergs gliedert sich in drei Entwicklungsabschnitte. Während des ersten Zeitabschnitts wurden die Gesteine der unteren Schichten gebildet. Sie umfasst das gesamte Erdmittelalter (Mesozoikum) und Teile der Erdneuzeit (Känozoikum) mit mehr als 200 Mio. Jahren. Damals wurden auf dem Boden des Urmittelmeeres (Tethys) mächtige Serien von Sedimenten abgesetzt, die sich im Laufe der Zeit zu Gestein verfestigten

Der zweite Zeitabschnitt ist durch die Bildung der Alpen gekennzeichnet. Mit Beginn bereits im jüngeren Erdmittelalter und mit Hauptphasen in der mittleren und jüngeren Erdneuzeit wurde die Kruste unter der Tethys zusammengepresst und in Decken übereinander geschoben. Deckenstapelung und allgemeine Hebung ließen während den letzten 100 Mio. Jahren die Alpen als größtes europäisches Gebirge entstehen. In Vorarlberg finden sich heute auf nur 80 km S-N-Erstreckung Gesteinsschichten, die einst auf gegen 1000 km ausgebreitet waren.

Während des dritten Zeitabschnittes wurden vorwiegend durch erosive Prozesse die heutigen Landschaftsformen präpariert. Dieser Abschnitt überschneidet sich mit dem zweiten, mit der Bildung der Alpen setzten Abtragungerscheinungen und Formung der Morphologie ein. Im Tertiär (älteres Känozoikum) überwogen fluviale Talbildungsprozesse; sie schufen die Anlagen der heutigen Haupttäler. Später im Quartär waren die Gletscher der Eiszeiten der maßgebende Faktor in der morphologischen Gestaltung der Landschaft. Sie hinterließen insbesondere typische Trogtäler und tiefe Becken. Die dritte geologische Periode ist auch heute noch nicht abgeschlossen, was ausgeprägt bei Großrutschungen, Murgängen, Überschwemmungen oder bei der Auffüllung des Bodensees in Erscheinung tritt.



Abbildung 2.6: Geologie im Vorarlberg (Friebe 2007).

Zum besseren Verständnis der Geologie im Vorarlberg (Abb. 2.6) erfolgt eine Erläuterung der geologischen Zonen und deren Abtragungsräume. Als Mergel ist das Lockergestein gemeint, Mergelstein bezeichnet das Festgestein.

• Ostalpines Kristalin

Die südlichste der fünf geologischen Zonen wird mit einer Zone altpaläozoische kristalliner Gesteine (*Ostalpines Kristallin*) eingenommen, die aus Orthogneise, Paragneise und Amphiboliten bessteht. Es handelt sich um das Silvrettagebiet (tektonisches Fenster), den Osträtikon, die Verwallgruppe, also das hintere Montafon vor dem Piz Buin (3312m, höchster Berg des Bundesland Vorarlberg), dem südlichsten Punkt an der Grenze zur Schweiz.

• Ostalpin

Zur nördlich anschließenden, kalkalpinen Zone (blau), den *Nördlichen Kalkalpen*, gehören die Schesaplana (2964m) im Rätikon, die Davennagruppe und das Lechquellengebirge. Die Kalkalpen bestehen aus verkarstungsfähigen Kalken und Dolomiten, die Gesteine stammen aus dem Mesozoikum. Die Kalkalpen und alle Zonen, die weiter im Norden folgen, sind durch verschiedene Bildungsprozesse entstanden (Friebe, 2007). Hervorzuheben in dieser Zone sind einzelne Teile aus dem Penninikum, die durch tektonische Fenster im Bereich der Kalkalpen hervortreten.

• Penninikum

Die nächste nördlichere Zone, eine Zone mit etwas jüngeren Gesteinen, ist die in der Karte in hellgrün dargestellte *Flyschzone* (Walsertäler, Damüls, hinterer Bregenzer Wald, Walgau, Hochälpele bei Dornbirn, Hohe Kugel), wo kreidezeitliche Gesteine und Ablagerungen aus der älteren Tertiärzeit anzutreffen sind. Dominieren in den Kalkalpen flachmarine Gesteine, so ist es in der Flyschzone genau umgekehrt. Hier sind es tiefmarine Ablagerungen in dem Becken, das einst Europa von Afrika trennte (Siehe Abb.:V)

• Helvetikum

Die eigentlich charakteristische Zone in Vorarlberg ist das *Helvetikum*, das von allen Vorkommen in Österreich im Vorarlberg die größte Verbreitung besitzt. Es handelt sich um triassische bis alttertiäre Ablagerungen auf der europäischen Kontinentalplatte (Kalke, Mergel, Kieselkalke, Sandsteine), die im Gegensatz zu denen der Flyschzone keine Hinweise auf tiefmarine Bildungen erkennen lassen. Im Zuge der alpinen Gebirgsbildung kam es zur Überschiebung der Flyschzone und der Kalkalpen auf die Gesteine des Helvetikums. Entsprechend liegt auch die Sutur zwischen diesen tektonischen Großeinheiten, wo eingeschuppte Ophiolothe angetroffen werden können. Dass heute in Vorarlberg große Teile des Helvetikums sichtbar sind, hängt auch damit zusammen, dass die darüber liegenden Gesteinseinheiten der Flyschzone Verwitterung und Abtragung ausgesetzt waren.

• Tertiäre Becken

Als letztes ist noch die *Molassezone* (hell- und dunkelgelb) zu erläutern, die von Dornbirn über Egg nach Balderschwang aus bis zur Nordgrenze des Landes und darüber hinaus reicht. Hier kommen die jüngsten Festgesteine, mit Ausnahme eiszeitlicher Ablagerungen, vor. Die Gesteine wurde im Süden (dunkelgelb) von der alpinen Gebirgsbildung erfasst (Subalpine oder gestörte Molasse), so dass von Süden nach Norden hin abnehmend die Gesteine noch verschuppt sind.

Das Untersuchungsgebiet besteht hauptsächlich aus kreidezeitlichen Sedimenten in helvetischen Fazies und Flysch. Die meisten Teile sind jedoch mit glazialen Sedimenten sowie jungen Kolluvium bzw. Alluvium bedeckt. Die Beschreibung der einzelnen Einheiten entstand durch Beobachtungen während einer Erkundung des Untersuchungsgebiets im rahmen der Diplomarbeit und wurde ergänzt durch Smit Sibinga-Lokker, 1965 und Oberhauser, 1980.

Quartär	Holozän	Flußschotter, Gehängeschutt, Bergstürze	
	Pleistozän Ablagerungen	Moränen, fluvioglaziale	
Tertiär	Eozän	Nummulitenkalk	
Kreide	Maasrticht	Wangschichten	
	Campan	Amdernermergel	
	Santon	Amdenermergel	
	Turon	Seewerkalk	
	Alb (Gault)	Garschella Formation	
	Apt	Schrattenkalk	
	Barrém	Drusbergformation	
	Hauterivien	Kieselkalk	

 Tabelle 3: Stratigraphische Einteilung (verändert nach Smit Sibinga-Lokker 1965)

Der am tiefsten gelegene harte *Kieselkalk* kommt im Untersuchungsgebiet nur an zwei Stellen vor: zum einen im Schönen Mann, zum anderen im Ebniter Tal, wo er von der Ebniter Ache angeschnitten wird. Der Kieselkalk ist dunkelgrau mit mergeligen Zwischenlagen.

Die *Drusbergformationen* bilden hauptsächlich den südlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Sie bestehen aus Wechsellagerungen von blättrigem, braunen und tonreichen Mergelschichten und bis zu 20 cm dicken, dunkelgrauen, hellgrau verwitternden Kalkbänken. An den Steilhängen der Schluchten erodieren das Wasser die weicheren Mergelschichten, wodurch die stabileren Kalke wie Rippen als Härtlinge hervortreten. Der Mergel bildet wasserundurchlässige Schichten. Aufgrund der rheologischen Eigenschaften stellt er einen Gleithorizont dar, der lokal zu Aufschlüssen neigt. Außerdem zeichnen sie sich durch eine große plastische Verformbarkeit aus, weswegen sie häufig als Füllmasse der Schrattenkalkgewölbe vorkommen. Sie erreichen meist eine Mächtigkeit von bis zu 250 m. Der Bewuchs der Drusbergformationen besteht im Allgemeinen aus Wiesen, der Hangbewuchs dagegen aus Wäldern.

Die Mächtigkeiten der Kalkschichten nimmt mit der Höhe zu, hier vollzieht sich der fazielle Übergang in den hellen, weißlich verwitternden *Schrattenkalk*. Die Mächtigkeit des Schrattenkalks nimmt von Süden nach Norden zu. Am Hohen Freschen beträgt sie etwas 10 m, an der Staufenspitz kann man dagegen von Mächtigkeiten bis zu 130 m ausgehen. Er neigt, wie sein Name schon verrät, zur Bildung von Karren (Schratten) und anderen Karsterscheinungen. Der Schrattenkalk bildet sehr steile, eindrucksvolle Felswände, die ein schroffes Relief bilden.

Der Schrattenkalk wird lithologisch vom der hangenden Abfolge der *Garschella Formation* klar abgegrenzt. Diese Formation besteht aus harte, quarzreichen Sandsteinen (Brisi-Sandstein) und glaukonitführende Sandsteinen, deren schwankende Mächtigkeit im Durchschnitt 7 m beträgt. Die Garschella Formation ist wegen ihrer geringen Mächtigkeit geomorphologisch von geringer Bedeutung, die Reliefstruktur bleibt unbeeinflusst Der darauf folgende *Seewerkkalk* ist ein grauer, miktrischer Kalk, der muschelig bricht und weißlich verwittert und meist von Wäldern bewachsen ist. Auch hier entstehen Karren, die Mächtigkeit ist jedoch gering und selten über 25 m. Der Seewerkkalk weist ebenso wie der Schrattenkalk zu starken Verkarstungsformen. Im Untersuchungsgebiet ist er nur nördlich des Schönen Mannes aufgeschlossen.

Der Seewerkalk wird von dem im Einzugsgebiet der Dornbirner Ache eine zentrale Rolle spielenden Amdenermergel überlagert. Er ist sehr weich, feinblättrig, mehrfach gefaltet und verwittert hellgrau bis ockergelb. Die Amdener Schichten stellen eine monotone Abfolge unterschiedlicher Schichten dar, die sich lithologisch nicht weiter unterteilen lassen. Der Amdenermergel ist sehr erosionsanfällig und bildet ein ausgeglichenes Relief. Die Ebniter und Gunzen Ache sowie diverse Seitenbäche haben sich daher sehr tief in den in die Mergelschicht eingeschnitten. Die Mächtigkeit kann besonders im zentralen Untersuchungsgebiet einige Hundert Meter betragen. Er ist fast ohne Ausnahmen mit Alpen und Wiesen bedeckt.

Dem Amdenermergel folgen quarzreiche und glaukonitführende Kalksandsteine, die den Wangschichten der Schweiz entsprechen. Sie spielen hier jedoch nur eine untergeordnete Rolle.

Flysch kommt im Untersuchungsgebiet hauptsächlich im Norden und auf der Hohen Kugel vor. Er besteht aus wechsellagernde Mergel, Schiefertone, Kalk- und Sandsteine, die im Bruch dunkel- bis schwarzgrau aussehen. Es handelt sich also um einen Sammelbegriff aus recht verschiedenen Enstehungszeiträumen. Er ist je nach Herkunft in der Kreidezeit oder im älteren Tertiär entstanden. Typisch ist die zyklische, sich wiederholende Schichtung, die auf untermeerische Rutschungen in tiefere Becken schließen lässt. Es handelt sich um Abtragungsprodukte der entstehenden Alpen, die damals als Inseln über das Meer emporragten. Die Flysche sind häufig schlecht verfestigt, und oft dünnschichtig bis schiefrig gelagert. Sie sind daher Verwitterung und Abtragung wenig resistent und bildet daher ein abgerundetes Relief, wie man am Beispiel der Hohen Kugel gut erkennen kann. Er ist meist bedeckt von Wiesen und Wäldern.



Abbildung 4.7: Schema des Sedimentverlaufes und der inneren Struktur des Flysches

Erklärung zu Abbildung 4.7:

- a) Hochgehobenes Sedimentpacket, um innere Strukturen und Lebensspuren zu zeigen
- b) Strömungsrichtung des Meerwassers während der Sedimentation
- c) Schleifmarken harter Materialsplitter
- d) Strömungsmarken
- e) Weidespuren von Schnecken (Helminthoides)
- f) Fraßspuren im Sediment (Chondrites, Fucoides)
- 6. Vollständiger Sedimentzyklus
- 5. Tonschiefer
- 4. Feiner Sandstein
- 3. Grober Sandstein
- 2. Feines Konglomerat
- 1. Grobkonglomerat oder -brekzie

Der eozäne *Nummulitenkalk* konnte nur an einer Stelle nachgewiesen werden: an der Wasserscheide zwischen der Dornbirner Ache und dem Gechelbach.

Das gesamte Einzugsgebiet ist mit *glazialen Sedimenten* bedeckt bzw. bedeckt gewesen. Die häufigste Erscheinungsform ist die Grundmoräne, jedoch kommen auch Moränenwälle vor. In trockenen Zustand sind sie sehr stabil, jedoch verschlämmen sie bei Niederschlägen nahezu vollständig aufgrund ihres hohen Feinstoffgehaltes und werden sehr beweglich wie man anhand der zahlreichen Rutschungen und Abbrüche erkennen kann. Als Gleitschicht kann von darunter liegenden Tonschichten ausgegangen werden.

Die *fluvioglazialen Ablagerungen* bestehen aus abwechselnden Schotter-, Ton- und Sandschichten, die häufig vom Fliessgerinne der Dornbirner Ache angeschnitten werden. Am häufigsten sind im Untersuchungsgebiet die Flussablagerungen vertreten, Terrassenbildungen kommen recht selten vor.



Abbildung 2.8: Geologische Aufschlüsse im Einzugsgebiet a) 60 m hohe Kalkwand am Anfang der Rappenlochschlucht b) helle Kalkbänder in Mergelschichten nahe der Gunzen Ache, Bildunterkante 3 m c) Drusbergformation oberhalb von Ebnit, Bildunterkante 10 m

2.2.3. Böden

Der Boden hat im hydrologischen Einzugsgebiet einen wichtigen Einfluss. Seine Eigenschaften wie Körnung, Struktur, Porenvolumen, Horizontabfolge und Profilmächtigkeit bestimmen, welche Anteile des Niederschlags infiltrieren, oberflächlich oder oberflächennah abfließen, gespeichert werden oder in der Tiefe versickern.

Im Einzugsgebiet der Dornbirner Ach treten am Häufigsten *geschichtete Sande, Schotter* und *Tone* auf. Die zahlreichen Aufschlüsse geben leider nur ein unvollständiges Bild der Struktur des Untergrundes wieder. Daher erweist sich eine bodenkundliche Einteilung des Gebietes als schwierig, da keine einheitlichen Verhältnisse vorliegen. Um jedoch einen Eindruck der vorliegenden Verhältnisse zu geben, werden in diesem Kapitel die wichtigsten Aufschlüsse beschrieben und interpretiert.

Seetone können z B. am Schanerloch klar erkannt werden. Es handelt sich hier um feinkörnige Sedimente, die infolge regelmäßiger Wechsellagerung von hellen und dunklen Tonlagen im Querschnitt gebändert aussieht. Seetone entstehen in Eisstauseen durch jahreszeitlich schwankende Wasser- und Sedimentzufuhr. Die helleren Lagen stammen aus dem Sommer (Zeit der Eisschmelze), die dunklen aus dem Winter (Schachtschabel, 2002).

Die mächtigsten Seetonvorkommen befinden sich im oberen Ebnitertal, meist in Wechsellagerung mit dünnen Ton- und Schotterschichten (Abb 2.9). Die meisten dieser

Aufschlüsse liegen zwar stromaufwärts vom Schanerloch, doch auch in anderen Teilen des Untersuchungsgebietes liegen ähnliche Verhältnisse vor.

Aufschlüsse mit erkennbaren *Mergelanteilen* sind fast im gesamten Einzugsgebiet zu finden. Dies sind Ablagerungen von Kalkschlämmen gemischt mit Ton. Mergel bzw. Mergelstein ist ein Sedimentgestein und besteht je etwa zur Hälfte aus Ton und Kalk. Bei höheren Kalkgehalten spricht man von Kalkmergel, bei niedrigeren von Tonmergel. Er entsteht, wenn gleichzeitig Ton abgelagert und Kalk ausgefällt wird.

In der Abbildung 2.9 kann man eine typische Pseudogleve oder Gleve erkennen. Dies sind Böden mit starken hydromorphen Merkmalen, sie entstehen durch einen andauernd hohen Grundwasserstand (stagnierendes oder langsam ziehendes Wasser). Durch die geringe oder fehlende Wasserdurchlässigkeit des Ausgangsgesteins staut sich das Wasser in dem aggregierten Ah-Horizont, zum Beispiel bei intensiven Regenfällen. Die durch die Quellung entstehende Luftarmut im tonreichen Go-Horizont führt zu Reduktionsmerkmalen, wie zum Beispiel Rostflecken, wenn weiteres Sickerwasser über längere Zeit nachgeliefert wird. Setzt jedoch ein erneuter Austrocknungsprozess bereits nach kürzer Zeit ein, so bleiben aufgrund der dort noch unvollkommenen Quellung größere Bodenhohlräume erhalten, die teils mit Stauwasser, teils mit Luft erfüllt sind, und in denen sich besonders bei häufigerem Feuchtewechsel, wie einer winterlichen Nass- und einer sommerlichen Trockenphase die bodenbildenden Prozesse der Pseudovergleyung abspielen. Der wichtigste Prozess beim Pelosol-Pseudogley ist der häufige Wechsel zwischen Nass- und Trockenphasen. Gleve zählen zu den semiterrestrischen Böden. Semiterrestrische Böden haben sich unter dem Einfluss von Grundwasser entwickelt, das meist höher als 1,3 m unter Flur steht (Schachtschabel, 2002). Der Oberboden wird von aufsteigendem Grundwasser geprägt. Teilweise liegt der Oberboden des Untersuchungsgebietes im Grundwasserschwankungsbereich. Der typische Gley besitzt folgende Horizontabfolge:

Ah = Mineralhorizont im Oberboden mit angereichertem Humusmaterial Go= rostfarbener Oxidationshorizont Gr = stets wassergesättigter, fahlgrauer bis graugrüner oder blauschwarzer Reduktionshorizot



Abbildung 2.9: Bodenkundliche/Geologische Aufschlüsse: a) subglaziale Ablagerungen (Jungmoräne) (Lindenmaier 2007), b) lehmreicher Aufschluss, beide Standorte nahe der Ebniter Ache (Lindenmaier 2008) c) Erosionsanfälliger Aufschluss mit Seetonbändern nahe der Gunzen Ache, Bildunterkante 20 m

Hydrologisch interessant ist auch das *Feuchtbiotop Hohe Kugel*, das auch den Heumöser Hang bei Ebnit mit einschließt. Die Hangverflachung bei und unterhalb der Heumöser-Alpe wird von unterschiedlichen Feuchtbiotopen eingenommen. Ein Feuchtbiotop ist ein Gebiet, in dem Wasser in kleineren oder größeren Mengen, in stehender oder fließender Form, oberirdisch oder als bis in den Wurzelraum der Pflanzen hineinreichendes Grundwasser ganzjährig oder periodisch angesammelt ist. Das Gebiet um die Hohe Kugel wurde 1992 vom Umweltinstitut Vorarlberg zum geschützten Feuchtbiotop erklärt und ist ein Untersuchungsgebiet von zahlreichern Studien wie zur Ansammlungen von Nähr- und Schadstoffanreicherungen (Scherer, 2008).

Beim untersuchten Standort handelt es sich um eine annähernd ebene Fläche (Abbildung 2.10), in der eine Pfeifengraswiese ausgebildet ist. Seitlich und nach unten wird das Gebiet von einem Fichtenbestand umsäumt. Der Standort liegt im Bereich von höheren Schichten des Helvetikums, welche teilweise von Jungmoränen-Sedimenten überlagert werden (Scherer, 2007). Im Bereich der obersten 5 cm des Bodenprofils hat sich bereits ein Ah-Horizont ausgebildet, in dem der Torf weitestgehend mineralisiert ist (Abbildung 2.10).

Teilweise dürfte auch Lehm aus der Umgebung eingeschwemmt worden sein. Darunter folgt mit mehr oder weniger abruptem Übergang dunkelbrauner Torf, örtlich mit schwarzen Flecken, stellenweise auch mit Holzeinlagerungen. Nach unten wird der Torf fast schwarz und ist bereits stark zersetzt. Einstiche mit der Pürkhauersonde (Erdbohrstock) zeigen ab 50 bis 65cm Tiefe das Auftreten eines hell graublauen Ton/Lehm-Horizonts. Torfbildung hat, wie an anderen Bodenaufschlüssen erkennbar, nicht überall stattgefunden.

Dort sind die Böden in der Regel als typischer Hanggley ausgebildet (Abblidung 2.10). Bei diesem Bodentyp lässt sich auf Grund seiner hydromorphen Prägung erkennen, dass der

Retensionsraum eingeschränkt ist, da diese Färbung nur durch Wassersättigung entstehen kann. Dies bedeutet, dass die Speicherkapazität relativ gering ist und der Oberflächenabfluss hoch, insbesondere bei Niederschlägen mit hoher Intensität (Löhmannsröben, 2005).



Abbildung 2.10: Biotopkomplex Hohe Kugel: a) Feuchtwiesebiotop b) Bodenprofil der ersten 5 cm c) Prückhauersonde mit Hanggleyprobe die typische Oxidationsmerkmale aufweist, Standort unterhalb des Heumöser Hangs (Scherer 2007)

Pseudogleye sind aufgrund ihres dichten Ausgangsgesteins schlecht durchwurzelbar. Sie sind nährstoffreich, aber durch die schlechten physikalischen Eigenschaften sind die Nährstoffe für die Pflanzen schwer verfügbar. Nur der Oberboden ist durch die Humusanreicherung nährstoffreicher.

In Aufschlüssen im unteren Einzugsgebiet nahe der Rappenlochschlucht kann die klassische Horizontabfolge des *Pararendzina* bzw. *Rendzina* erkannt werden. Rendzina gehören der Klasse der Ah/C-Böden an, definiert sind sie durch die Horizontabfolge Ah/cC. Dabei steht Ah für den Oberboden und cC für das Gestein, das zu 75% aus Carbonat besteht. Rendzina sind typische Böden der Kalksteingebierge. Sie bilden einen bis zu 40 cm mächtigen humoser Oberboden auf kalkhaltigem Lockergestein. Rendzina entstehen auf einem festen Untergrund wie Kreide oder Kalkgestein, wenn die Lösungsverwitterung noch nicht weit fortgeschritten ist oder das Verwitterungsmaterial durch Erosion immer wieder abgetragen wird, so dass sich kein Unterboden aus Verwitterungsmaterial bilden kann. Dagegen entsteht die Pararendzina in der Regel auf dem

Lockermaterial Löss, Geschiebemergel, karbonathaltigen Schottern, Sanden oder Sandstein durch Humusakkumulation. Sie enthält damit höhere Sand- und Schluffgehalte (Schacht-schabel, 2002)



Abbildung 2.11: Wenig entwickelter Redzina am Eingang der Rappenlochschlucht

Rendzina sind sehr gut strukturierte, aber flache Böden, sie können nur wenig Wasser und Nährstoffe speichern. Durch die gute Struktur sind Rendzina normalerweise gut durchlüftet und es treten keine Probleme mit Stauwasser auf. Dazu trägt auch der meist durchlässige Kalkstein bei, aus dem die Rendzina entstehen. In der Abbildung 2.11 erkennt man einen

Redzina aus Mergelstein. Der Oberboden (Ah) ist humuslos und besteht aus stark schluffigem Ton. Etwas heller ist der carbonathaltige Unterboden (cC), der in Mergelgestein übergeht.

Die unterschiedlichen Eigenschaften der verschiedenen Böden und Schichtungen im Einzugsgebiet haben einen wichtigen Einfluss auf die Abflussbildung und den Wasserhaushalt.

Werden Bodenschichtungen über-, unter- oder durchströmt, können Transportprozesse sowohl im Porenraum des Bodens als auch an Boden/Wasser- Grenzflächen ausgelöst werden (Köhler, 2004). Auswaschungen und Strukturänderungen des Bodens sind die Folge, die zu instabilen Bodendeformationen bis hin zum völligen Bodengefügebruch führen kann. Die bisherigen Messergebnisse im Einzugsgebiet der Dornbirner Ache verdeutlichen, dass im Untergrund Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss und Infiltration in den Makroporen als schnelle Komponente in einer dreidimensionalen Druckübertragung die wesentliche Rolle übernehmen. Diese wichtigen Faktoren der Abflussbildung werden durch die Bodenart geprägt.

Die Bodenbildung hat einen wesentlichen Einfluss auf die Eigenschaften des durch die Geologie vorgegebenen Ausgangsubstrates. Im Einzugsgebiet sind es vor allem die Podsolierungsprozesse, die die hydraulischen Eigenschaften des Bodens sehr stark verändern. Infolge saurer Bodenreaktion kommt es zur Verlagerung von Eisen- und Aluminiumoxiden in tiefere Bodenschichten, was zu einer deutlichen Reduzierung der hydraulischen Leitfähigkeit des Bodenhorizontes führt (Kuntze, 1994). Auf der anderen Seite beeinflussen die lokalen Bedingungen des Bodenwasserhaushaltes die Bodenbildung. Eine Vergleyung weit meistens auf eine stark gehemmte Tiefenversickerung oder temporär hoch anstehendes Grundwasser hin. Feuchtbiotope sind Standorte, die fast durchgehend nass sind, so dass es zu einer starken Anreicherung organischer Substanz kommt.

Die Infiltrationskapazität ist auf den Böden des Untersuchungsgebietes relativ hoch. Die Speicherkapazität kann vor allem auf den Moränengebieten und höheren Lagen sowie bei mächtigen Deckschichten auf den Hängen von Bedeutung sein, da hier eine mehrere Meter mächtige ungesättigte Zone vorkommen kann (Uhlenbrook, 1999).

2.2.4. Vegetation und Landnutzung

Die Vegetation wirkt an vielen Stellen auf das Abflussverhalten ein. Sie kann deutliche Anteile des Niederschlags zurückhalten (Interzeption,), ihn speichern und später wieder abgeben (Rückverdunstung, Abtropfen, Schneeschmelze, Dyck & Peschke, 1995). Des Weiteren werden durch die Wurzelkanäle der Fauna wird die Infiltration erhöht. Generell gilt, dass bei dichterer Vegetation die Interzeption und Verdunstung größer und somit auch die Abflussdämpfung größer ist als bei weniger dichter Bodenbedeckung gleicher Art.

Mit 40 % Bewaldung der Gesamtfläche des Vorarlbergs ist der Wald landschaftsprägend und von großer ökonomischer und ökologischer Bedeutung. Der Aufbau des Waldes im Vorarlberg zeigt sich in der Baumartenverteilung. Die meisten Gebiete bestehen aus einem ausgewogenen Mischwald, in dem die Fichte wie auch im Untersuchungsgebiet überwiegt (Mayer, 2005).

Bäume nehmen in vielerlei Hinsicht Einfluss auf den Wasserkreislauf. Bei Niederschlägen halten sie eine bestimmte Menge des Wassers bereits im Kronenraum zurück, was der Verdunstung zur Verfügung steht. Außerdem beteiligen sie sich aktiv an der Verdunstung von Bodenwasser (Transpiration) und schöpfen so den Bodenwasservorrat bis zu einer bestimmten Tiefe in niederschlagsarmen Perioden aus. Die Wurzelbildung und Streuproduktion nehmen maßgeblich Einfluss auf die hydraulischen Eigenschaften des Bodens. Eine Humusauflage weist meist hohe Leitfähigkeiten auf während Wurzeln die oberen Bodenhorizonte auflockern. Das Absterben der Wurzeln führt zur Bildung eines komplexen Makroporennetzes, das einen raschen Wassertransport auch unter ungesättigten Bedingungen zulässt. Das weitläufige Wurzelnetz des Nadelbaumbestandes wirkt als Stabilisator auf die oberen Bodenhorizonte und reduziert durch die daraus resultierende Verfestigung die Erosion in Waldbeständen. Kommt es infolge von

die daraus resultierende Verfestigung die Erosion in Waldbeständen. Kommt es infolge von Abholzung oder Abbruch zu einer Zerstörung dieser Strukturen, kann es zu großflächigem Bodenerosionen oder zur Ausprägung einzelner Erosionsrinnen kommen.



Abbildung 2.12: Darstellung der Flächennutzung im Einzugsgebiet der Dornbirner Ache mit ArcGis im 25x25 m Raster.

Während in Tallagen und sonnenseitigen Hanglagen vor allem Buchenmischwälder zu finden sind, wird mit zunehmender Höhe der Anteil der Fichte größer. Die Waldgrenze liegt in Vorarlberg bei 1.700 Meter, kann aber auch bis zu 2.000 Meter reichen. Man kann einen Rückgang der Bewaldung und eine daraus resultierende Erhöhung des Wiesen- und Weidenanteil dem Einzugsgebiet feststellen.

Die Hänge des Untersuchungsgebietes werden von einem dichten Wurzelnetz stabilisiert. Die Fichten wurzeln meist direkt auf dem Blockschutt und sorgen für die Ausbildung einer wurzelreichen, humosen Auflage. Die saure Reaktion der Nadelstreu beschleunigt Podsolierung der Böden. Die Art der Streu steuert den pH-Wert im Boden. In Untersuchungsgebiet dominieren weitgehend Nadelbäume, welche eine huminstoffreiche, saure Streu erzeugen. Diese huminstoffhaltigen Anreicherungen können durch daraus resultierende Verbackungen einzelner Körner den Wassertransport im Makroporennetz behindern und reduzieren (Kuntze, 1994).

Die Waldböden steiler Einzugsgebiete weisen sehr effektive Makroporensysteme auf. Makroporenflüsse stellen in unseren Breiten den dominierenden Abflussprozess auf den Hängen bewaldeter Einzugsgebiete dar (Kohl, 1997). Makroporen erlauben auch bei ungesättigten Verhältnissen einen raschen Wassertransport. Sie entstehen meist aus Wurzelkanälen, die auf die Aktivität der Bodenfaunazurückzuführen sind, Quellung und Schrumpfung oder auch durch Erosionserscheinungen.

Diese Porensysteme bilden bei Aufsättigung bis in den Oberboden eine sehr effektive Drainage des Waldbodens und verhindern dank der Stabilisierung durch das dichte Wurzelnetz der Bäume weitgehend die Entstehung von erosivem Oberflächenabfluss.

Kulturarten	Fläche	
	in ha	in %
Ackerland	3.108	1,47
Hausgärten	47	0,02
Obstanlagen	94	0,04
Weingärten	12	0,01
Reb- und Baumschulen	22	0,01
Forstbaumschulen	3	0,00
einmähdige Wiesen	4.651	2,19
mehrmähdige Wiesen	29.641	13,98
Kulturweiden	1.152	0,54
Hutweiden	6.610	3,12
Almen und Bergmähder	63.187	22,15
Streuwiesen	2.321	1,09
Wald	68.250	39,83
Energieholzflächen	4	0,00
Christbaumkulturen	15	0,01
Forstgärten	0	0,00
nicht mehr genutztes Grünland	2.484	1,17
fließende und stehende Gewässer	750	0,35
andere unproduktive Flächen	29.718	14,01
Gesamtfläche	212.070	100,00

Tabelle 4: Wirtschaftsflächen im Vorarlberg.

Die Landnutzung des Untersuchungsgebietes (Tabelle 2, Datengrundlage: digitale Landnutzungsdaten, Ökologie-Institut Vorarlberg 2006) weist einen homogenen Charakter auf. Sie hat einen entscheidenden Einfluss auf Teilprozesse des Wärme- und Wasserhaushaltes, besonders auf die Höhe des latenten Wärmestroms und deren Verteilung. Eine Änderung wirkt sich in hohen Maß auf komplexe Prozesse aus und führt zu schwer vorhersehbaren Konsequenzen.

Landwirtschaftlich werden insgesamt 19 % genutzt, davon nur 1 % als Ackerland. Die Bedeutung der Land- und Forstwirtschaft ist, gemessen an anderen Bundesländern und bedingt durch die topographischen und klimatischen Gegebenheiten, gering. Umso größer ist der Anteil an Wiesen und Weiden (19 %) sowie Almen und Alpen (22 %). Die urbane Fläche beträgt ca. 2%, der Rest wird als Brachland definiert. Der Wasserflächenanteil liegt bei 0,35.

2.3. Klima

Das Klima in Vorarlberg ist durch die von Nordwesten her ungehindert eintretenden Westwinde stark atlantisch bestimmt, was im Nordwesten zu reichen Niederschlägen führt (3mal so viel wie in den inneralpinen Beckenlandschaften). Das Gebiet ist kontinental geprägt und zeichnet sich durch ein feuchtkaltes Klima aus (Köppen, 1961). Aufgrund der atlantischen Westwinde gibt es schneereiche Winter sowie, durch die große Wasserfläche des Bodensees, gemäßigte Temperaturdifferenzen. Die Winter sind mild, die Sommer eher kühl. In den Übergangsjahreszeiten stellen sich häufig Großwetterlagen ein, die die allgemeine Frühjahrserwärmung und die herbstliche Abkühlung verzögern. Charakteristisch für das Klima Vorarlbergs ist der Föhn, der vor allem durch Walgau und Rheintal zieht.

Die größte *durchschnittliche Jahresniederschlagsmenge* des Vorarlbergs weist Bödele im Bregenzerwald mit 2366 mm auf (Dornbirn 1493 mm). Es kann angenommen werden, dass die räumliche Verteilung des Niederschlags von der Topographie beeinflusst wird. In Ebnit beträgt der Jahresdurchschnitt der Niederschlagshöhen der letzten 30 Jahre 2093 mm (Übersicht Abb.:2.13) Davon fallen 36,8% im Sommer, 17,6% im Winter und je 22,8% im Frühjahr und Herbst. Die Monate Oktober bis März sind niederschlagsärmer als die Sommermonate Juni bis August. Vergleicht man die Monatsniederschlagshöhen der letzten 40 Jahre, so kann man in den letzten 10 Jahren keine signifikante Änderung feststellen. Es gab immer wieder niederschlagsreiche Monate gefolgt von niederschlagsarmen.



Abbildung 2.13: Ausgewertete Daten der Meßstation Ebnit Kirche: Niederschlagssummen, Niederschlagsdauer und die durchschnittliche Intensität von 656 Ereignissen zwischen Januar 1998 und September 2006 (Lindenmaier 2008). Aufgezeigt sind einzelne Ereignisse über 6 Stunden.

Die *durchschnittliche Jahresmitteltemperaturen* liegen zwischen 9,2 °C in tiefen Lagen (Gütle) und 5,2 °C in den höheren Lagen (Ebnit, Periode 1959-1998 (Geodynamik, 2002).

Die großen Höhenunterschiede im Einzugsgebiet bewirken eine starke Heterogenität der einzelnen Klimafaktoren.

Im Einzugsgebiet der Dornbirner Ache befindet sich eine Messstation in Ebnit, nahe der Kirche in einem Meter Höhe. Seit 1896 werden Niederschlagshöhen, Lufttemperatur und Schneehöhe registriert und wurden früher einmal am Tag ausgelesen, mittlerweile aufgrund der digitalen Aufrüstung im 10 min Takt.

Seit 1998 existiert eine weitere, umfangreichere Wetterstation. Sie liegt auf dem Heumöser Hang, 200 m westlich der Heumöser Alm und wurde vom Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe aufgestellt. An der Station werden folgende Parameter gemessen:

- Lufttemperatur
- Luftfeuchtigkeit
- Niederschlagshöhe
- Windgeschwindigkeit
- Windrichtung
- Globalstrahlung





Abbildung 2.14: Wetterstation Heumöser Hang: a) Messturm und b) Datalogger.

Der beheizte *Niederschlagsschreiber* nach Hellmann steht in ein Meter Höhe und funktioniert nach dem Kippwagenprinzip. Eine Niederschlagsmenge von 0,1 mm löst eine Kippung der Wippe des Messgerätes aus, wobei ein elektronischer Impuls an einen Datalogger weitergeleitet wird und aufgezeichnet wird. Die Aufzeichnung der Impulse werden alle 10 min gespeichert. Die Luftfeuchtigkeit und Lufttemperatur werden in zwei Metern Höhe gemessen.

Ein *Pyranometer* in drei Metern Höhe registriert die Globalstrahlung. Die Globalstrahlung wird hauptsächlich von der Strahlungsintensität und indirekt von der Bewölkung gesteuert (Schneider, 1999). Bei klarem Himmel werden zur Mittagszeit bis zu 600 Watt/m² erreicht.

Die *Luftfeuchtigkeit* schwank je nach Niederschlagshöhe und Lufttemperatur zwischen 20 und 98%.

Die dominierende *Windrichtung* am Heumöser Hang ist Westen (270°) sowie untergeordnet auch der Osten (Abb. 2.15). Bei erhöhten Windgeschwindigkeiten werden meistens Ostwinde registriert, was sich aus West-Ost Erstreckung des Hanges erklärt. Der Wind kann von beiden Richtungen ungehindert durch das Tal wehen. Südwinde treten generell nur

untergeordnet auf, da das Tal in dieser Richtung durch Berge (z.B. Schöner Mann) abgeschottet ist.

Die jahreszeitlichen Variationen sind gering. Die Hauptwindrichtung im Frühling und Herbst ist der Südwesten, im Sommer und Winter der Westen. Ein relativ unbedeutendes sekundäres Maximum befindet sich bei der Windrichtung Ost, die im Jahresmittel 10 % aller Fälle aufweist. Am seltensten wird der Vorarlberg aus Norden angeströmt. Auf den deutlich exponierten Gipfelregionen stärker treten stärkere Windgeschwindigkeiten auf als im Regionalisierung Tal. was eine aufgrund der lokalen Windsysteme erschwert (Geodynamik, 2002).



Abbildung 2.15: Regionale Windrichtungshäufigkeit (‰) in Vorarlberg (Geodynamik, 2002).
3. Abflussverhalten

Dieses Kapitel soll Aufschluss über das Verhalten des Abflusses im Einzugsgebiet der Dornbirner Ache geben. Dafür wird der Abfluss definiert und seine Komponenten beschrieben. Die im Gebiet vorherrschenden Prozesse werden genauer erläutert und durch Simulationen visualisiert. Die Definition und Beschreibung des Abflusses und der vorherrschenden Prozesse stützt sich auf Literatur von Dyck & Peschke 1995, Peschke et al. 1998, Uhlenbrook 1999, Maniak 2005 und Baumgartner&Liebscher 1990.

3.1. Allgemeine Grundlagen

Unter dem Abfluss (R bzw. Q) versteht man das Wasservolumen, das pro Zeiteinheit (m3/s oder l/s) ein Gebiet durch einen oberirdischen Abflussquerschnitt (z.B. Flussquerschnitt) und möglicherweise auch unterirdisch verlässt. Als Abfluss Q (m3/s) wird der Volumenfluss bezeichnet, der durch den Oberflächengewässerquerschnitt fließt. Das durch einen Abflussquerschnitt fließende Wasser entstammt einem dieser Stelle zuzuordnendem Einzugsgebiet, das durch Wasserscheiden eingegrenzt wird (siehe Kapitel 2.2.1 Geomorphologie und Relief). Der Abfluss eines Einzugsgebietes ist somit die Transformation des Gebietsniederschlags. Dem Durchfluss bekommt als erfassbares Teil des Wasserhaushaltes eine besondere hydrologische Bedeutung. Der Abfluss an einem bestimmten Ort zu einem festgelegten Zeitpunkt integriert alle hydrologischen Prozesse und Speicheränderungen, die im oberhalb gelegenen Einzugsgebiet stattgefunden haben. Dies ist eine grundlegende Feststellung, die auch in der Niederschlags-Abfluss-Modellierung als existentielle Beziehung berücksichtigt wird.

Um ein Einzugsgebiet über das Abflussverhalten zu charakterisieren werden Parameter wie Abflussspende oder Abflussdynamik verwendet.

Die Ermittlung der Wasserquantität im Einzugsgebiet erfordert eine Flächeneinheit, die auf den Abfluss bezogen werden kann: die *Abflussspende* q $[1/s \cdot km^2]$. Sie charakterisiert die Gewässer in niederschlagsarm bzw. niederschlagsreich.

Die Abflussspende wird durch folgende Gleichung definiert:

$$q = \frac{Q}{A_{E}}$$
(3.1)

mit Q Abfluss [l/s]

AE Einzugsgebiet [km²]

Die Abflussspende spiegelt sowohl die geologischen als auch die niederschlagsbedingten hydrologischen Verhältnisse eines Einzugsgebietes wieder. Abflussarme Flussabschnitte des Tieflandes weisen eine mittlere Abflussspende (Mq) von 5 bis 15(l/s·km²) auf, die abflussreichen der Mittelgebirge von 15 bis 40 (l/s·km²) (Abb. 3.1).



Abb 3.1: Vergleich der Monatsabflussspenden eines abflussreichen dynamischen Flusses des Grundgebirges, abflussarmen dynamischen Flusses des Tieflandes und abflussarmen ausgeglichenen Flusses des Tieflandes. GG: Grundgebirge, TL: Tiefland ((Landesamtes für Natur 2007)

Der Abfluss ist in einem Fließgerinne laufenden Schwankungen ausgesetzt. Es gibt immer Perioden, in denen der Wasserstand weit über bzw. unter dem Mittelwert liegt. Diese Aufzeichnungen des Abflusses über eine festgelegte Zeitspanne wird Abflussganglinie bezeichnet.

Um die Schwankungen des Wasserstandes besser definieren zu können, werden statistische Abflusswerte (gewässerkundliche Hauptzahlen) eingeführt (Baumgartner 1990). Die über einen längeren Zeitraum gemittelten Abflüsse werden MQ, also mittlere Abfluss bezeichnet. Entsprechend den Schwankungen wird weiter in HQ (Hochwasserabfluss) und NQ (Niedrigwasserabfluss) unterteilt. Die höchsten bzw. niedrigsten Abflüsse können über eine bestimmte Zeitspanne gemittelt werden als MHQ (Hochwasserabfluss) und MNQ (Niedrigwasserabfluss). Für die überhaupt bekannten höchsten bzw. niedrigsten Abflüsse wird Bezeichnung HHO (höchster Hochwasserabfluss) die und NNO (niedrigster Niedrigwasserabfluss) verwendet. Die genannten Bezeichnungen können auch bei Abflussspenden oder Wasserständen benutzt werden.

Die Fähigkeit zur Entwässerung eines Gebietes wird durch die Flussdichte D [km/ km²] definiert. Sie beschreibt das Verhältnis der Gesamtlänge der Fliesstrecke zur Größe des Einzugsgebietes.

$$D = \frac{\sum_{i} L_{i}}{A_{E}}$$
(3.2)

mit AE Einzugsgebietsfläche [km²]

Li Länge der Flusstrecke i [km]

Die Entwässerung kann folgendermaßen Eingestuft werden:

schlecht	0	0.5	Muschelkalk	0.3
mittel	0.5	2.5	Buntsandstein	0.6
gut		≥ 2.5	Kristallin	1.8

Um die Abflussdynamik eines Einzugsgebietes wird häufig mit dem Pàrde-Koeffizienten beschrieben. Er beschreibt die mittlere, regelhafte und jahreszeitliche Abfolge von Schwankungen des Abflusses (Dyck 1995). Er ist definiert als dimensionsloser Schwankungsquotient des mittleren monatlichen Abflusses MQi und des mittleren Abflusses MQ:

$$SK_{i} = \frac{MQ_{i}}{MQ}$$
(3.3)

Der Schwankungskoeffizient zeigt damit die Schwankungen deren Auftrittspunkt des Abflusses im Jahresverlauf auf. Damit lassen sich Fließgewässer direkt miteinander vergleichen (Abb.: 3.2)



Abb 3.2: Vergleich der Abflussdynamik eines dynamischen Flusses des Grundgebirges, dynamischen Flusses des Tieflandes und ausgeglichenen Flusses des Tieflandes durch den Parde-Koeffizienten. GG: Grundgebirge, TL: Tiefland (Landesamtes für Natur 2007).

3.2. Abflussverhältnisse im Einzugsgebiet der Dornbirner Ache

Das Flussnetz der Dornbirner Ache ist ausgebildet (Abb. 3.3, 3.4). Dazu trägt vor allem die geographische Lage bei, da Vorarlberg am Rande der feuchten Luvseite der Ostalpen liegt. Durch seine offen liegenden Täler Richtung Rheintal und Bodensee können wassergesättigte

Wolken weit in das Talinnere gelangen und führen zu niederschlagsreichen Ereignissen (siehe Kapitel 2.3) aufgrund der sich aufbauenden Gebirgszüge wie z. B. der Hohe Freschen.



Abb. 3.3: Gewichtetes Gewässernetz der Dornbirner Ache, erstellt in ArcGis.

Die Fließgerinne der Ebniter Ache und Gunzen Ache sind mit Wasserfällen und Stromschnellen durchzogen. Sie können aufgrund der Reliefenergie als Wildbäche definiert werden, das Gefälle auf der gesamten Fließstrecke beträgt 124,4 ‰. Das Gefälle ist jedoch nicht gleichmäßig über das gesamte Gewässernetz verteilt, aufgrund dessen es in 3 Abschnitte aufgeteilt werden kann:

- Der Oberlauf weist die größte Reliefenergie auf, wofür auch das Vorkommen von 3 Wässerfällen auf der Flusstrecke des Oberlaufes sprechen. Die Länge kann auf ca 3,4 km bestimmt werden.
- 2) Der ruhigere Mittelteil weist wenig Gefälle und nur kleine Wasserfälle auf einer Länge von ca. 3,3 km auf.
- 3) Der von Schluchten durchzogene Unterlauf ist nochmals etwas unruhiger auf einer Fliestrecke von ca. 5,2 km.



Abb.3.3: Fliessrichtung im Einzugsgebiet der Dornbirner Ache, erstellt in ArcGis.

Zur weiteren Betrachtung des Abflussverhaltens werden die oben aufgeführten Parameter für das hydrologische Jahr 2005/2006 zur Charakterisierung angewandt.

Die monatliche Abflusspende der Dornbirner Ache beträgt 39,25 (l/s·km²) und kann somit als dynamischer Fluss eines Mittelgebierges eingestuft werden.

Das Einzugsgebiet wird durch die Ebniter Ache und Gunzen Ache, die sich im unteren Flusslauf zu der Dornbirner Ache zusammen schliessen, entwässert. Die Flussdichte D wird bei einem Wert von $0,41 \, [\text{km/km}^2]$ als mäßig bis gut definiert.



Abbildung 3.4: Abflussregime der Dornbirner Ache. Monatliche mitlere Abflusskoeffizienten (Pàrde-Koeffizienten) des hydrologischen Jahres 2005/06 (für Juni gemittelte Werte).

Das jährliche Abflussregime der Dornbirner Ache (Abb. 3.4) zeigt ein Maximum im April durch Schneeschmelze und ein Minimum in den Monaten September und Oktober. Ab November steigen die monatlichen Abflusskoeffizienten aufgrund der geringen Verdunstung wieder deutlich an. Das Abflussregime kann somit als pluvio-glazialer Typ eingeordnet werden.

3.3.Abflusskomponenten

Die Abflusskomponenten unterteilen die Abflussbildung und werden häufig in in 4 Komponenten aufgeteilt (Dyck 1995):

- 1) Schneller Direktabfluss(Oberflächenabfluss): Er entstammt versiegelten oder gesättigten Bereichen eines Einzugsgebietes.
- 2) Verzögerter Direktabfluss (Zwischen- oder hypodermischer Abfluss): Er ensteht als lateraler Abfluss in geschichteten oder gesättigten Böden eines Einzugsgebietes.
- 3) Kurzfristiger Basisabfluss: Diese Abflusskomponente entstammt aus der oberen Zersatz- und Auflockerungszone des Festgesteins.

4) Langsamer Basisabfluss: Dieser Abfluss stellt die Basisabflusskomponente im Einzugsgebiet dar.

Diese Unterteilung der Abflusskomponenten ist für die Beschreibung der abflussbildenden Vorgänge im Einzugsgebiet nicht detailliert genug. Die Abflussbildungsprozesse sind weder zeitlich noch räumlich voneinander zu trennen und immer skalenabhänig zu sehen (Blöschl 1996). Die Prozesse in einem Einzugsgebiet sind wesentlich komplexer und umfangreicher als beispielsweise auf einer Punktskala.

Beim Oberflächenabfluss muss zwischen dem klassischen Oberflächenabfluss nach Horton und dem Sättigungsoberflächenabfluss unterschieden werden. Der erstgenannte Oberflächenabfluss entsteht durch Infiltrationsüberschuss. Die Niederschlagsintensität ist höher als die Infiltrationskapazität der Böden im Einzugsgebiet, das Ereigniswasser fließt lateral auf der Geländeoberfläche ab. In bewaldeten Mittelgebirgen ist er jedoch aufgrund der der ausgeprägten Makroporen selten zu beobachten und für die Abflussbildung im Einzugsgebiet der Dornbirner Ache somit von geringer Bedeutung.

Bei dem Sättigungsoberflächenabfluss kann auf dem Boden aufgrund der Sättigung kein Niederschlagswasser infiltrieren. Bei diesem Abfluss kommt häufig Wasser aus einem früheren Ereignis zum Abfluss (Return Flow) und wird mit dem Ereigniswasser vermischt.

Der Anteil des Niederschlags, der durch Sättigungsoberflächen abfließt ist gebietsspezifisch, da die räumliche Verteilung der Sättigungsflächen von hydrologischen Gebietsfaktoren wie der Vorfeuchte abhängig ist. Es wird davon ausgegangen, dass die Variabilität von schwankenden Grundwasserständen hervorgerufen wird (siehe Kapitel 4.4.1. Topographischer Index).

Eine weitere Komponente des Abflussbildungsprozesses ist das Groundwater Ridging, die verstärkt in Talauen stattfindet. Der zugrunde liegende Mechanismus ist das Ausdrücken von Grundwasser, dass in vorfluternahen Talaquiferen gebildet wird (Uhlenbrook 1999). Dieser Prozess der Abflussbildung wird durch einen oberflächennahen Kapillarsaum in feinkörnigem Boden nahe einem Fliessgerinne begünstigt. Dieser Effekt kann auch im Untersuchungsgebiet während lang anhaltenden Schneeschmelzereignissen beobachtet werden.

Der Piston-Flow Effekt ist durch das Herausdrücken von infiltriertem Wasser an vorfluterfernen Standorten zu erkennen. Durch Druckübertragung gelangt vorfluterfernes Wasser aus dem Grundwasser in den Vorfluter. Die Druckübertragung muss dabei nicht durch eine Erhöhung des Grundwasserspiegels hervorgerufen werden. Dieser Abflussbildungsprozeß wird von mächtigen Hangaquiferen aufgrund des erhöhten Grundwassertransportes begünstigt.

Der Makroporenabfluss spielt im Einzugsgebiet der Dornbirner Ache eine wichtige Rolle. Durch ihn ist ein schneller, lateraler Wassertransport im Boden möglich, der bei ausreichender Vernetzung der Makroporen direkt zum Abfluss beitragen kann. Je geringmächtiger dabei die Böden sind, umso stärker fällt der Effekt des Makroporenabflusses aus. Die Länge der Vernetzung der Makroporen konnte bereits über mehrere hundert Meter nachgewiesen werden, was Rückschlüsse auf die Hochwasserbildung während Niederschlagsereignissen zulässt.

3.3. Auswahl einzelner Abflussereignisse

Um die Abflussbildung im Einzugsgebiet der Dornbirner Ache zu veranschaulichen, wurden einzelne Niederschlagsereignisse über das hydrologische Jahr 2005/2006 ausgesucht und dargestellt.

Tabelle 3: Tabellarische Aufstellung der ausgesuchten Abflussereignisse für das hydrologische Jahr 2005/2006.

Abflussereignis	1	2	3	4	5	6
Datum	16.02.2006	24.03.2006	28.04.2006	28.05.2006	06.08.2006	28.08.2006
HQ	$26,8 [m^3/s]$	86,9 [m ³ /s]	$103,7[m^{3}/s]$	$107,2[m^{3}/s]$	$221,8[m^{3}/s]$	$62,4 [m^3/s]$











Abbildung 3.5: Darstellung und Simulation der Abflussganglinien während ausgewählten Abflussereignissen : Gliederung nach Anordnung a) 16.02.2006, b) 24.03.2006, c) 28.05.2006, d) 06.08.2006, e) 28.06.2006.

Die Einheitsganglinie konnte leider nicht komplett angezeigt werden, da die Rechenleistung des Modells für den Zeitraum der Simulierung der Einheitsganglinie nicht ausgelegt ist.

In den ausgewählten 6 Niederschlags-Abfluss-Ereignissen können Schlüsse über die dargelegen Prozesse im Einzugegebiet gezogen werden. Festzuhalten ist die schlechte Anpassung zwischen der simulierten und gemessenen Abflussganglinie. Aus Zeitgründen können die Graphiken nicht weiter erörtert werden, sollen aber für die Vervollständigung der Prozesse des Abflussverhaltens dargestellt werden.

4. Hydrologische Modellierung

Ein hydrologisches Modell ist eine Vereinfachung von komplexen, natürlichen Systemen. Datenerhebungen durch Messungen und Feldversuchen sind für die Entwicklung von Modellen unerlässlich. Allerdings fließen die daraus gewonnenen Ergebnisse meist verzögert in die Entwicklung neuer Methoden und Modelle ein. Gründe dafür sind die Komplexität und der nicht immer gegebener Kompatibilität zwischen den gewonnen Daten und dem hydrologischen Modell.

Die Anwendung eines Modells ist kompliziert und zeitaufwendig, Generalisierungen und Vereinfachungen sind dabei nicht zu umgehen. Die Vorgehensweise ist bei allen Modellen meist die gleiche. Das ausgewählte Modell wird parametrisiert, mit ausgewählten Abflussdaten kalibriert und anhand längerer Zeitreihen validiert. Um die Güte eines Modells zu überprüfen werden die gemessene und simulierte Ganglinie verglichen. Die Modelleffizient und Sensitivität kann man durch das Maß der Anpassung z.B. durch die Monte-Carlo-Simulation oder den Nash-Suttcliff-Index überprüfen.

Um das Verständnis dieses Thema zu erleichtern folgt eine allgemeine Einführung in die hydrologische Modellierung. Die Definitionen sind überwiegend auf die Arbeiten von Dyck & Peschke (1995), Singh (1995), Uhlenbrook (1999), Refsgaard & Storm (1996), Beven (2001), und Nachtnebel (2003) zurückzuführen.

4.1 Allgemeine Einführung und Stand der Forschung

Im Bereich der hydrologischen Modellierung sind mittlerweile viele Modellkonzepte zur Bearbeitung verschiedener Fragestellungen entwickelt worden.

Neben Niederschlags-Abfluss-Modellen gibt es Strömungsmodelle, Wasserstandsmodelle zur Abschätzung von Überschwemmungen und Grundwassermodelle. Weitere Modelltypen, die neben Wasserflüssen auch Stoffflüsse betrachten, sind Bodenerosionsmodelle und Modelle zur Simulation des Austrags und der Dynamik von Nährstoffen und Pflanzenschutzmitteln. Häufig werden verschiedene Modellansätze in einem Modellsystem integriert, da man die Prozesse meist nicht klar voneinander trennen kann.

Im Bereich der Niederschlags-Abfluss-Modellierung, das in diesem Kapitel betrachtet werden sollen, fand eine bedeutende Entwicklung in Bezug auf Benutzung, Parametrisierung und Unsicherheitsanalyse statt (Beven 2001).

Die Entwicklung und eine daraus folgende Unterteilung der hydrologischen Modelle fand ab Anfang der 60er Jahre. Seit dem unterscheidet man aufgrund der Kausalität zwischen den deterministischen und stochastischen Grundtypen der hydrologischen Modelle, die von unterschiedliche ausgehend Ansätzen entwickelt wurden. In jüngerer Zeit wurden jedoch vermehrt Kombinationen der Modelltypen entwickelt und angewendet. Von diesen zwei Modelltypen ausgehend kann man die Modelle nach verschiedenen Kriterien klassifizieren (Abb. 4.1).

Kriterien für die Anwendung eines Modells sind der Zweck der Modellanwendung, der Typ des zu modellierenden Systems, die zu betrachtenden hydrologischen Prozesse oder Variablen und der Grad der Kausalität (Dyck 1995).



Abbildung 4.1: Klassifizierung hydrologischer Modelle (verändert nach Dyck & Peschke 1995)

Stochastische Modelle beschreiben meist die zeitlichen Häufigkeiten und Abfolgen vom Eintreten bestimmter Abflußereignisse. Die Grundannahme dieser Modelle ist, dass keine kausale Beziehung zwischen den verschiedenen Elementen des betrachteten Prozesses (Variablen) besteht. Messwerte werden als zufällige Ereignisse angesehen, die Eingangsfunktion bei einem stochastischen Modell ist eine Zufallsfunktion oder die Parameter sind Zufallsvariablen.

Die stochastischen Modelle haben also mindestens eine Komponente mit zufälligem Charakter, weshalb bei gleichem Modelinput und konstanten Bedingungen unterschiedliche Modelloutputs auftreten können Die Inputdaten bzw. Variablen besitzen einen stochastischen Charakter aufgrund ihrer hohen zeitlichen und räumlichen Variabilität. Sie werden als stationär bezeichnet, wenn eine Invarianz gegen zeitliche Verschiebung vorliegt. Zu den stochastischen Modellen gehören die *Probabilistischen Modelle* und die *Zeitreihenmodelle*. Letztere finden ihre Anwendung in der zeitlichen Extrapolation der Variablen, Probabilistische Modelle zeichen sich durch Wahrscheinlichkeitsfunktionen der betrachteten Variablen aus. Die Variablen können Daten in Form von Wasserstände, Extremwerte, Speichermengen oder ähnliches sein, sie werden mit Hilfe der Verteilungsfunktion (Varianz, Schiefe, Mittelwerte) beschrieben.

Deterministische Modelle erzeugen bei konstantem Modellinput und gleich bleibenden Bedingungen immer den gleichen Modelloutput. Sie beschreiben die kausalen Zusammenhänge der Abflußparameter und simulieren das Abflußverhalten eines Einzugsgebietes anhand eines Ursache-Wirkungs-Prinzip. *Empirische Modelle* (sog. black-box Modelle) simulieren ein natürliches System, ohne dabei genauer auf die physikalischen Prozesse einzugehen. Sie beruhen auf der Analyse von Zeitreihen und besitzen somit kein Prozessverständnis. Das Beschreiben der Vorgänge im Einzugsgebiet geschieht durch mathematische Berechnungen. Es wird ein aus den Beobachtungen eines natürlichen Systems abgeleiteter Zusammenhang zwischen Input und Output hergestellt. In diese Klasse gehören Modellansätze wie Einheitsganglinie, Extremwertanalyse oder Regressions-analyse.

Konzeptionelle Modelle (grey-box Modelle) sind zwischen dem physikalischen und dem empirischen Ansatz einzustufen. Hierbei handelt es sich um Modelle, die die physikalische Pozesse in einer einfachen Näherung beschreibt und ein gewisses Maß an Empirie enthalten. Sie versuchen sich dem natürlichen System mit einfachen Gleichungen anzunähernd. Häufig konzeptionelle Modelle aus Speicherelementen bestehen (Interzeptionsspeicher, Bodenspeicher, Grundwasserspeicher), die durch Austauschvorgänge miteinander verbunden sind und aufgrund von Naturbeobachtungen abgeleitet werden. Variablen und Parameter stellen in diesen Modellen Mittelwerte dar, die stellvertretend für das ganze Untersuchungsgebiet stehen. Die Beschreibung der hydrologischen Prozesse kann nicht direkt durch eine Gleichung erfolgen, sondern wird mit Hilfe halb-empirischer Formeln angenähert, die physikalisch interpretierbar sind. Die Modellparameter können demzufolge nicht nur aus beobachteten Daten ermittelt werden sondern werden im Allgemeinen kalibriert Die Größenordnung der jeweiligen Parameter können jedoch über Zusatzinformationen abgeleitet werden. Konzeptionelle Niederschlags-Ablussmodelle werden in der Praxis häufig eingesetzt. Beispiel sind das HBV-Modell (Bergström 1992), PRMS (Leavsley & Stannard 1995), NASIM (Ostrowski 1982, Walther 1995) oder das Wasserhaushaltmodell WASIM (Schulla 1997). Den Einsatz dieser Modellart setzt allerdings ausreichend langer Zeitreihen aus dem Untersuchungsgebiet voraus.

Physikalisch basierte Modelle (white-box Modelle) beschreiben die Prozesse durch physikalischen Grundgleichungen und das natürliche System unter Beachtung des Massenund Energiehaushaltes. Sie beinhalten damit ein hohes Prozessverständnis und sind somit auf andere Regionen und Zeiträume übertragbar. Physikalisch basierte Modelle werden oft bei Simulation einzelner Elemente des Wasserkreislaufs eingesetzt, zum Beispiel als Infiltrationsmodell, Hochwassermodell oder Schneedeckenmodell. Dieser Modelltyp basiert auf komplexen physikalischen Gesetzen der Wasserbewegung und ermittelt die Flüsse von Energie und Masse des Wassers im Gebiet direkt aus der Kontinuitätsgleichung (z.B. St. Venant für Abflüsse im Vorland, Richardsgleichung für ungesättigte Bodenzonen). Alle Modellparameter können durch unabhänige Messungen bestimmt werden. Selbst unter starken Vereinfachungen erfordern diese Modelle einen enormen Aufwand an Recherche und Daten. Prinzipiell bietet ein vollständig physikalisch basierter Ansatz allerdings die Möglichkeit das gesamte Abflussgeschehen darzustellen und die Wirkung von Änderungen im Einzugsgebiet vorherzusagen. Aus Mangel an detaillierten Inputdaten kommen diese Modelle jedoch nur selten oder auf kleinen, intensiv untersuchten Einzugsgebieten zum Einsatz. Ein Beispiel für den physikalisch basierten Modelltyp ist SHE-Modell (Système Hydrologique Européen, Abbott et al. 1986).

Zwischen den stochastischen und deterministischen Modellen gibt es die Klasse der *hybriden Modelle*. Diese gekoppelten deterministischen-stochastischen Modelle um die Unsicherheiten bei der Simulation möglichst klein zu halten

Des Weiteren klassifiziert man die Modelle nach ihrer räumlichen Diskretisierung in *flächendetaillierte* (distributed models) und *flächenkonzentriert Modelle* (lumped models).

Bei einem flächenkonzentrierten Model wird das gesamte Einzugsgebiet als eine Einheit ohne weitere, räumliche Differentzierungen betrachtet. Die räumliche Variabilität in einem Gebiet wird durch einen repräsentativen Parameter zu beschreiben wobei räumliche Variabilitäten der Prozesse nicht berücksichtigt werden.

Flächendetaillierte Modelle berücksichtigen die räumliche Variabilität von Prozessen, Variationen in allen Parametern und Variablen sind möglich. Die Modelle beschreiben die hydrologischen Prozesse korrekter und detaillierter als andere Modelltypen, setzen aber oft ein enormes Angebot an Informationen zur Gebietsbeschreibung voraus. Prozesse, die direkt mit dem Output verbunden oder sind, wie z. B. Wasserflüsse, werden über Nachbarschaftsbeziehungen definiert und flächenverteilt dargestellt. Dazwischen stehen die *semi-distributierten Modelle* (semi-distributed model). Die Variationen von Variablen oder Parametern ist nur über eine Verteilungsfunktion (z.B. über die Topographische Indexverteilung bei TOPMODEL, Beven&Kirkby 1979) oder über große Teilflächen möglich (Homogene Teilflächen, Flächen mit gleicher Höhe).

Es handelt sich bei den einfacheren empirischen und konzeptionellen Modellen meistens um flächenkonzentrierte Modelle, während die physikalisch basierten Modelle mit räumlich detaillierten Parametern arbeiten. Bei flächendetaillierten Modellen wird die räumliche Diskretisierung häufig in der Form von Teileinzugsgebieten, wie bei den HRUs (*hydrologic response units*) ermöglicht.

Eine weitere, nach dem Grad der Kausalität zu unterscheidende Modellgruppe sind die *stochastischen Modelle*. Bei dieser Art von Modellen sind entweder die Eingangsparameter Zufallsvariablen oder die Eingangsfunktion ist eine Zufallsfunktion. Der stochastische Charakter der hydrologischen Daten zeichnet sich vor allem durch die Variabilität in Raum und Zeit aus. Daraus folgt dass alle hydrologischen Parameter eine veränderliche Zufallsfunktion darstellen. Die Zufallsvariablen werden als stationär bezeichnet, wenn sie eine Invarianz gegen eine zeitliche Verschiebung aufweisen, bei einer Invarianz gegen eine räumliche Verschiebung werden sie als homogen definiert. Der durch eine stochastische Zeitfunktion resultierende Prozess ist eine Zeitreihe.

Außer den Zeitreihen existiert noch eine weitere Untergruppe der stochastischen Modelle, die probalistischen Modelle. Hier liegt die Annahme zugrunde, dass zwischen den Elementen des betrachtenden Prozesses keine kausale Beziehung besteht. Die probalistischen Modelle beschreiben ein natürliches System durch allgemeine Wahrscheinlichkeitsfunktionen der zu betrachtenden hydrologischen Variablen. Diese Variablen können unterschiedliche Parameter darstellen. Sie nehmen Werte von z.B. Wasserstandsdaten oder hydrologischer Extremwerte wie Hochwasserabflüsse oder Starkregenereignisse an.

Im Bereich der Einzugsgebietsmodellierung konnten in den letzten Jahren viele Fortschritte erzielt werden. Eine relativ neue Methode ist die flächendifferenzierte Modellierung auf Grund von Fernerkundungsmethoden und GIS (Uhlenbrook 2007). Auch auf dem Gebiet der physikalisch basierten Modelle konnten Verbesserungen durch eine effizientere Leistung der Rechner erzielt werden. Dies ermöglicht eine detailliertere Betrachtung der Einzugsgebietsskalen und Hangskalen (z. B. SHE, Abbott et al. 1986, CATFLOW, Maurer 1997). Eine große Schwierigkeit stellt immer noch die Regionalisierung der Daten für komplexe Modelle dar. Deshalb werden in der Praxis häufig einfachere, konzeptionelle Modelle verwendet, wie das Niederschlags-Abfluss-Modell TOPMODEL von Beven&Kirkby 1979, das mit einem relativ einfachen Datensatz simulieren kann. Um eine prozessgerechte Modellierung zu gewährleisten werden bei diesen Modellen einige Vereinfachungen getroffen, insbesondere bei der Abflussbeschreibung.

4.2. Auswahl des Modells

Die Auswahl des Modelltyps erweist sich oft als schwierig und sollte in Abhängigkeit von der Fragestellung getroffen werden. Jedem Modell liegt nur ein eingeschränktes Prozessverständnis zugrunde. Für jeden Teilprozeß, der im Modell berücksichtigt werden soll, wird ein Modul definiert und mit Hilfe von Formeln umgesetzt. Die entwickelten Module werden miteinander gekoppelt, so dass sie für ein entsprechendes Einzugsgebiet die gewünschten Prozesse simulieren können. Bei komplizierten Ansätzen werden die geographischen Lageinformationen einbezogen. Mit zunehmender Datenmenge steigen die Komplexität und damit die Vorhersagegüte eines Modells. Dabei spielt die Skala, auf der die ablaufenden Prozesse simulieren werden, eine wichtige Rolle.

Bei der Simulation eines natürlichen Systems in einem mesoskaligen Einzugsgebiet liefert ein einfaches konzeptionelles Modell häufig bessere Ergebnisse als ein physikalisch basiertes Modell, da man bei letzterem aufgrund des hohen Parameterbedarfs mit einer relativ hohen Unsicherheit rechnen muss. Bei Fragestellungen im Bereich der Prozessanalyse sollte aufgrund des höheren Prozessverständnisses ein physikalisch basiertes Modelle verwendet werden.

Bei der Wahl eines geeigneten Modells sollte nach Hörmann (2004) folgendes beachtet werden:

- Die Modellwahl sollte dem spezifischen Zweck der Anwendung und dem Leitgedanken "so einfach wie möglich, so komplex wie nötig" erfolgen.
- Das Modell sollte alle für die jeweilige Problemstellung relevanten Prozesse abbilden und damit simulieren können.
- Die Wahl des Modells sollte die Verfügbarkeit notwendiger Parameter und Eingabedaten berücksichtigen. Verwendung sollten nach Möglichkeit nur Modelle finden, für die die Eingabeparameter vorhanden oder nach erprobten Verfahren abzuschätzen bzw. anzupassen sind.
- Anwendung nur bei sorgfältig getesteten und dokumentierten Modellen.
- Der Anwendungsbereich darf den Parameter- und Wertebereiche, für die das Modell entwickelt und getestet wurde, nicht überschritten.

Bei der Wahl eines geeigneten Niederschlags-Abfluss-Modells für das Einzugsgebiet der Dornbirner Ache wurden die oben genannten Kriterien berücksichtigt. Aufgrund der verfügbaren Daten und des zeitlichen Rahmens der Diplomarbeit wurde eine Modellierung mit Wasim-ETH von Schulla (1996), welches zur Erfassung der Auswirkungen der Klimaänderung auf den regionalen Abfluss und Wasserhaushalt entwickelt wurde, verworfen.

Mit Topmodel kann für ein hydrologisches Einzugsgebiet des zu erwartenden Abfluss berechnet werden und somit die relevanten Prozesse simuliert werden. Die dafür erforderlichen Daten stehen von klimatologischen Meßeinrichtungen in Ebnit, dem Heumöser Hang und Dornbirn zur Verfügung. Die hydrologischen Daten übersteigen zwar den Wertebereich der Eingangsdaten für das Modell, konnten aber mit Kürzungen und Vereinfachungen angepasst werden. Zudem wird für das Gebiet aufgrund der Höhenverteilung angenommen, dass die Topographie ein dominierender Faktor für die Hydrologie ist und die gesättigten Flächen die Abflussbildung steuern.

Abbildung 4.2 zeigt den Zusammenhang von Vorhersagegüte, Modellkomplexität und Datenverfügbarkeit. Die Modellierung mit Topmodel ist aufgrund des Parameterinputs relativ unkompliziert, jedoch kann man in einem mesoskaligen Einzugsgebiet mit einer angepassten Modellkalibrierung und –validierung mit einer guten Vorhersagegüte rechnen.



Abbildung 4.2: Schematische Darstellung der Beziehung zwischen Modellkomplexität, Datenverfügbarkeit und Modellgüte. (Blöschl 2004).

4.3. Einführung in TOPMODEL

Die Beschreibung des Modellkonzepts stützt sich auf die Literatur von Beven (2001) und Güntner (1997).

TOPMODEL (Topography based hydrological model, Beven et al. 1994) ist ein konzeptionelles, semi-distributiertes Niederschlags-Abfluss-Modell. Es handelt es sich nicht um ein abgeschlossenes Simulationspaket, sondern um einzelne, hydrologischer Module zur Beschreibung, Simulation und Vorhersage des hydrologischen Verhaltens, insbesondere für kleine bis mittlere Einzugsgebiete (A < 500 km²). Das Modellkonzept verknüpft die Komplexität und naturwissenschaftlichen Grundlagen eines flächendetaillierten, physikalisch basierten Modells mit der Rechen- und Parametereffizenz des vereinfachten Ansatzes eines flächenkonzentrierten, konzeptionellen Modells. Die Modellparameter sind physikalisch interpretierbar und auf ein Minimum beschränkt sein. So wird sichergestellt, dass sie Anwendung verhältnismäßig einfach und nachvollziehbar ist und dass die Werte nicht nur ein künstliches Zwischenergebnis zur Kalibrierung darstellen. TOPMODEL war eines der ersten Modelle, das auf dem Konzept der variablen beitragenden Flächen durch Bestimmung des Sättigungsoberflächenabfluss durch den topographischen Index beruht. Dies ist vor allem für Gebiet mit großen Höhenunterschieden interessant, da der Faktor Topographie in besonderem Maße berücksichtigt wird. Ein Grossteil der Vorarbeit und die Idee eines Modells basierend auf dem topographischen Index stammen von Kirkby 1975 und wurden an der Universität von Leeds entwickelt. Die ersten Modellansätze stammen aus dem Jahr 1974, Weiteranwicklungen fanden durch Beven und Kirkby zwischen 1976 und 1979 an der Universität Lancaster zu einem eigenständigen hydrologischen Modell statt. Der im TOPMODEL verwendete topographische Index besagt, dass der Anteil der Sättungsflächen im Einzugsgebiet immer gleich bleibt. Diese Annahme kann z.B. durch hohe Evapotranspirationsverluste verletzt werden. Trotz der aufgeführten Grenzen und möglichen Probleme ist die Grundidee, mit relativ wenigen Parametern flächen- und zeitdifferenzierte

Informationen über die Dynamik der Feuchteverteilung im Einzugsgebiet abzuleiten, richtungweisend und wird heute in vielen neuen Modellkonstruktionen mitberücksichtigt.

TOPMODEL wurde eigentlich zur Simulation der hydrologischen Prozesse in kleineren, humiden Einzugsgebieten in Großbritanien entwickelt (Beven & Kirkby 1979, Beven 1984). Die Studien im Untersuchungsgebiet zeigten auf, dass sinnvolle Ergebnisse mit einem Minimum an Kalibration der Parameter möglich sind. Seitdem wurde TOPMODEL in zahlreichen Versionen zur Simulation des Niederschlag-Abfluss-Prozesses verwendet (z.B. Franks et al. 1998 und Saulnier 1998 in Frankreich, Lamb et al. 1998 in Norwegen, Quinn et al. 1998 in Alaska, Careon et al. 1999 in Wales, Dietterick et al.1999 in den USA, Donnelly-Makowecki und Moore 1999 in Canada und Güntner et al. 1999 in Deutschland). Es konnten in allen Arbeiten gute Simulationsergebnisse nach der Kalibration der Parameter erzielt werden.

In dieser Arbeit wurde das Modell TOPMODEL, Windows Version 97.01 (http://www.es.lancs.ac.uk/hfdg/freeware/hfdg_freeware_top.htm) verwendet. Zur Berechnung des Topographischen Index kam das DTM-Analysis Programm zum Einsatz.



4.4. Modellbeschreibung: Grundlegende Theorie

Abbildung 4.3: Modelkonzeptkonzept von TOPMODEL (Güntner 1997).

Das TOPMODEL-Konzept beruht auf vier fundamentalen Annahmen:

- Annahme 1: Die Dynamik der gesättigten Zone kann durch konstante Änderungen des Gleichgewichtszustands annähernd beschrieben werden.
- Annahme 2: Der hydraulische Gradient der gesättigten Zone kann näherungsweise durch die Neigungswinkel (tan β) der lokalen Geländeoberfläche beschrieben werden.
- Annahme 3: Das hangabwärtsgerichtete Bodenprofil der Verteilung der Transmissivität wird über eine Exponentialfunktion des Speicherdefizits beschrieben (Gleichung 3.1).
- Annahme 4: Alle Zellenzellen mit dem selben topographischen Index haben die gleichen hydraulischen Eigenschaften

$$T = T_0 \cdot \exp\left(-\frac{SD}{M}\right) \tag{4.1}$$

- mit T_0 laterale Transmissivität bei voller Sättigung des Bodenprofils $[m^2 h^{-1}]$
 - SD aktuelles Sättigungsdefizit des Bodenprofils [m]
 - M Parameter zur Beschreibung der Form der exponentiellen Beziehung [m]

Der Parameter M definiert die Tiefe der hydraulisch wirksamen Bodenzone im Untersuchungsgebiet. Ist diese Zone geringmächtig sind die Werte für M klein, nimmt M große Werte an bedeutet dies, dass T_0 konstant ist.

Durch diese Annahmen können einfache Beziehungen zwischen der Speicherkapazität und lokalen Grundwasserständen aufgestellt werden, wobei der topographische Index eine wichtige Rolle spielt.

Qsim = Qsat + Qgw

mitQsimsimulierter Gesamtsabfluss $[m^3 h^{-1}]$ QsatSättigungsoberflächenabfluss $[m^3 h^{-1}]$ QgwAbfluss aus der gesättigten unterirdischen Zone $[m^3 h^{-1}]$

Der Gebietsabfluß wird als die Summe der Abflüsse im Einzugsgebiet aus zwei verschiedenen Herkunftsräumen bestimmt (Gleichung X). Einerseits Abfluß aus einer gesättigten unterirdischen Zone, andererseits Sättigungsoberflächenabfluß, der durch Niederschläge auf bis zur Geländeoberfläche gesättigten Gebieten gebildet wird.

Unter der Annahme, dass der hydraulische Gradient der gesättigten Zone durch die Hangneigung der Geländeoberfläche beschrieben werden kann für jeden Punkt i im

(4.2)

Einzugsgebiet der Durchfluss $q_i [m^2 h^{-1}]$ der gesättigten Zone senkrecht zur Fließrichtung beschrieben werden (Gleichung 3.2.).

$$q_i = T_0 \cdot \tan\beta \cdot \exp\left(-\frac{SD_i}{M}\right)$$
(4.3)

mit β lokale Hangneigung [Grad]

SD_i Sättigungsdefizit am Punkt i [m]

Unter der Annahme, dass zu jedem Zeitpunkt in der gesättigten Bodenzone eine gleichförmige Grundwasserneubildungsrate r $[m h^{-1}]$ statt findet, kann der Durchfluss q gegeben sein durch:

$$\mathbf{q}_{i} = \mathbf{r} \cdot \mathbf{a}_{i} \tag{4.3}$$

mit a_i lokale Fläche des Einzugsgebietes, die durch den Punkt i entwässert, pro Einheitslänge orthogonal zur Fliessrichtung

Durch das Kombinieren von Gleichung 3.2 und 3.3 ist es möglich, eine Formel das Sättigungsdefizit an jedem Punkt i abzuleiten:

$$SD_{i} = -M \cdot \ln\left(\frac{r \cdot a_{i}}{T_{0^{i}} \cdot \tan\beta_{i}}\right)$$
(4.4)

Durch weitere Umformungen erhält man die Gleichung

$$SD_{i} = -M \cdot \left(I_{i} + \ln \left(\frac{r}{T_{0^{i}}} \right) \right)$$
(4.5)

mit

$$\mathbf{I}_{i} = \ln \cdot \left(\frac{\mathbf{a}_{i}}{\tan \beta_{i}}\right) \tag{4.6}$$

I_i ist dabei der Wert des topographischen Index am Punkt i.

Durch Umformen der Gleichung (3 weiter oben) erhält man das mittlere Sättigungsdefizit des Einzugsgebietes der Fläche A [m²]:

$$\overline{SD} = \frac{1}{A} \cdot \int_{A} SD_{i} \cdot dA = \frac{1}{A} \cdot \int_{A} \left(-M \cdot \left(I_{i} + \ln \left(\frac{r}{T_{oi}} \right) \right) \right) \cdot dA = -\frac{M}{A} \int_{A} \left(I_{i} - \ln T_{0i} + \ln r \right) \cdot dA$$
(4.7)

Unter der Annahme der homogenen Transmissivität und durch Einsetzen der Variablen r in Gleichung(letzte) kann das Sättigungsdefizit SD_i am Punkt i mit dem mittleren Sättigungsdefizit des Einzugsgebietes \overline{SD} in Beziehung gesetzt werden.

$$SD_i = \overline{SD} - M \cdot \left(ln \frac{a_i}{tan \beta_i} - \lambda \right)$$
 (4.8)

Gleichung (oben) bestimmt sie Beziehung des Sättigungsdefizites an einem beliebigen Punkt mit λ als Mittelwert des topographischen Indizes

$$\lambda = \frac{1}{A} \cdot \int_{A} \mathbf{I}_{i} \cdot \mathbf{dA}$$

Je größer der Wert des topographischen Indizes, desto kleiner ist am gleichen Punkt das Sättigungsdefizit im Vergleich zu dem mittleren Sättigungsdefizit des Einzuggebietes. Punkte mit gleichem topographischem Index weisen das gleiche hydrologische Verhalten auf. Somit müssen für die Modellierung nicht die geographische Lage eines Punktes sondern die Werte des topographischen Index im Untersuchungsgebiet bekannt sein. Die Verteilungsfunktion der Indexwerte reicht als Modellinput aus, eine Interaktion mit der Geographie findet nicht statt. In diesem Sinne kann TOPMODEL nicht als flächendetailliertes Modell betrachtet werden.

Wenn die Werte des Sättigungsdefizits größer gleich 0 sind ist die Bodenzone bis zu der Geländeoberfläche wassergesättigt (Abb. 4.5).

Für jeden Zeitschritt der Modellierung wird die gesättigte Fläche anteilig zur Gesamtfläche des Einzugsgebietes bestimmt. Diese Flächen geht als Herkunftsgebiet des Sättigungsoberflächenabflusses Qsat in das Modell ein. Durch Änderung des Sättigungsdefizits während der Modellkalibrierung wird auch der Anteil der simulierten Sättigungsflächen verändert. Für eine detaillierte Beschreibung der verfügbaren Module wird auf die Arbeit von Güntner 1997 verwiesen.

Der Anteil des Niederschlagwassers bzw. Schmelzwassers, der nicht direkt über Sättigungsflächen zum Abfluss gelangt durchläuft im verwendeten Modell zwei Speicher (Abb 4.5), die die Verdunstung und die ausschließlich vertikale Bewegung in der ungesättigten Zone darstellen (Güntner 1997).



Abbildung 4.5: Struktur des Bodenspeichers für jede Zelle (Takeuchi 1999)

Der ersten Bodenspeicher SRZ wird zur Berechnung der aktuellen Transpiration verwendet und wird durch Niederschlags- oder Schmelzwasser maximal bis SRMAX gefüllt (Beven 1995). Er stellt die Wasserspeicherung in der durchwurzelten Bodenzone, den Interzeptionsspeicher der Vegetation und die Muldenspeicherung an der Oberfläche des Einzugsgebietes.

Die aktuelle Evaporation ET_a [m] wird aus der potentiellen Evapotranspiration ET_p [m] durch folgende Gleichung bestimmt:

$$ET_{a} = ETp \cdot \left(1 - \frac{SRZ_{t}}{SRMAX}\right)$$
(4.9)

mit SRZt aktuelle Füllhöhe des Speichers SRZ [m] zum Zeitpunkt t

SRMAX maximal mögliche Füllung des Speichers SRZ [m]

Ist der Speicher SRZ und damit der Maximalwert von SRMX überschritten gelangt das unterirdisch abfließende Wasser in den zweiten Speicher SUZ. Die maximale Füllhöhe des zweiten Speichers entspricht dem aktuellen mittleren Sättigungsdefizit des Bodens. Wird die maximale Füllhöhe überschritten wird das abfließende Wasser direkt in die gesättigte Zone geleitet. Entspricht die im Speicher SRZ bestimmte aktuelle Verdunstung nicht der potentiellen Verdunstung kann auch aus dem Speicher SUZ Verdunstung stattfinden. Bei Füllung des Speichers erfolgt die Berechnung über den Differenzbetrag.

Die Berechnung des Speichers SUZ erfolgt über einen Ansatz nach Beven & Wood 1983, der eine Verzögerung der Wasserbewegung in Wechselwirkung mit dem aktuellen Sättigungsdezezit vorsieht:

$$q_{v} = \frac{SUZ_{t}}{\overline{SD} \cdot t_{d}}$$
(4.10)

- mit q_v Sickerrate aus der ungesättigten in die gesättigte Zone [m h⁻¹]
 - SUZt aktuelle Füllhöhe des Speichers SUZ
 - SD mittleres Sättigungsdefizit des Einzugsgebietes [m]
 - t_d Verzögerungsfaktor [m h⁻¹]

Das mittlere Sättigungsdefizit SD des Einzugsgebietes wird während der Simulation nach jedem Zeitschritt t aktualisiert, indem die neu ermittelte Sickerwassermenge subtrahiert und der erzeugte Grundwasserabfluss addiert wird (Beven 1983).

$$\overline{SD}_{t} = \overline{SD}_{t-1} + (q_{GW} - q_{v}) \cdot \Delta t$$
(4.11)

4.4.1. Topographischer Index

Die Grundidee des topographischen Index besteht darin, dass sich bei Böden, deren Mächtigkeit im Vergleich zur Hanglänge gering ist, der Grundwasserspiegel nahezu parallel zur Topographie einstellt. Dabei ist die Grundannahme, dass in Gebieten mit ausgeprägter Topographie die Akkumulation des lateral abfließenden Wassers entscheidend für die Ausbildung von lokalen Feuchtflächen ist. Je nach lokalen topographischen und bodenphysikalischen Eigenschaften, Niederschlagsbedingungen und der Bodenvorfeuchte kann infiltriertes Wasser an die Bodenoberfläche gelangen und zum Oberflächenabfluß beitragen (siehe Kapitel Abflussverhalten). Die Dynamik der Ausdehnung solcher Sättigungsflächen, auf denen Niederschlag direkt abflußwirksam wird, soll mit dem TOPMODEL-Ansatz beschrieben werden (Gleichung X).

$$\mathbf{I}_{i} = \ln \left(\frac{\mathbf{a}_{i}}{\tan \beta_{i}} \right) \tag{4.12}$$

mit Ii Topographischer Index am Punkt i

- a_i Lokale Einzugsgebietsfläche, die durch den Punkt i entwässert, pro Einheitslinie orthogonal zur Fliessrichtung [m]
- β_i Lokale Hangneigung am Punkt i [Grad]



Abbildung 4.6: Schematische Darstellung des Konzepts von TOPMODEL (Walter et al. 2002): St stellt dabei den primären Bodenwasserspeicher dar, die dunkelgraue Flächen zeigt beispielhaft eine gesättigte Fläche, auf der die Berechnungen des topographischen Index beruhen.

Die Abhängigkeit der Ausdehnung dieser Sättigungsflächen von der Gebietsmorphologie wird durch den *topographischen Index ln (a/tan \beta)* ausgedrückt. Er gibt für einen beliebigen Punkt i im Gebiet die Tendenz zur Wasserakkumulation (durch den Faktor a) und zur Wasserweiterleitung (durch tan β) als hydraulischer Gradient an. Der Wert *a* beschreibt dabei den Flächenanteil des Einzugsgebietes, der durch den betrachteten Punkt *i* entwässert wird und *tan* β der Hangneigung am betrachteten Punkt i entspricht.

Durch diesen Index können im Gebiet potentielle Sättigungsflächen, die direkt abflußwirksam sind, von weniger oder nicht abflußwirksamen Flächen im Einzugsgebiet unterschieden werden. Die Berechnung der Abflüsse mit Hilfe des topographischen Index und andere hydrologischen Komponenten erfolgt auf der Basis konzeptioneller Speicheransätze.

Entsprechend den zugrunde liegenden Annahmen ist davon auszugehen, dass die besten Ergebnisse in einem Einzugsgebiet erzielt werden können, die relativ flache, homogene Böden aufweisen, eine hohe mittlere Grundfeuchte und einen exponentiellen gesättigten Bodenspeicher. Außerdem sollten sie Flächen besitzen, die zum Direktabfluß beitragen und deren Ausdehnung dynamisch ist.

Probleme ergeben sich dann, wenn eine der genannten Modellannahmen verletzt wird. Dies ist z.B. dann gegeben, wenn bei einem extremen Starkregenereignis, wo in der Regel für alle Flächen im gesamten Einzugsgebiet die aktuelle Niederschlagsintensität die Infiltrationsintensität kurzfristig übersteigt, nicht nur die ausgewiesenen Sättigungsflächen sondern auch die übrigen Flächen im Einzugsgebiet abflußwirksam werden.

4.4.2. Bestimmung des topographischen Index

Der topographische Index berechnet sich aus Teileinzugsgebietsflächen des Untersuchungsgebietes. Aus den Teilflächen werden Informationen über Hangneigung ß und der lokalen Einzugsgebietsfläche a benötigt. Durch die digitalen Geländemodelle erfolgt die Berechnung automatisch auf Basis der einzelnen Zellen im Einzugsgebiet. Mit dieser Berechnungsmethode kann eine höhere Effizienz erzielt werden, allerdings wird die damit verbundene Definition der Sättigungsflächen oder der Teileinzugsgebiete viel diskutiert (siehe Kapitel X, Einfluss der Zellengröße). Zur Berechnung des topographischen Index gibt es viele Ansätze, jedoch haben sich die Bestimmungen mit dem single-flow-direction Algorithmus oder dem multiple-flow-direction Algorithmus mehrfach bewährt (Güntner 1997). Die Bestimmung der Indexwerte der einzelnen Zellen setzt eine Definition der Fließwege zwischen den Zellen voraus. Somit können die umliegenden Zellen, in die entwässert wird als lokale Einzugsgebietsflächen $A_i [m^2]$ der betrachteten Zelle bestimmt werden.



Abbildung 4.7: Beispielansatz zu Bestimmung der lokalen Einzugsgebietsflächen. Ausschnitt aus einem DGM mit Höhenangaben und Fliesswegen (Güntner 1997). Dargestellt sind Zellen (rosa), die teilweise oder ganz in eine benachbarte Zelle (blau) entwässern, entsprechend dem Ansatz des

- a) single-flow-direction Algorithmus
- b) multiple-flow-direction Algorithmus

Der single-flow-direction Algorithmus lässt eine Fliessrichtung aus einer Zelle nur in die am tiefsten gelegene Nachbarzelle zu (Quinn 1991). Somit ist jeder Zelle eine höher liegende Zelle zugeordnet, die in diese Entwässert. Dabei wird die Kantenlänge s [m] einer Zelle mit der Strecke der orthogonalen Fliessrichtung L [m] gleichgesetzt. Tan β entspricht hierbei der Höhendifferenz zwischen einer Zellen und der am tiefsten liegenden Nachbarzelle Δh_i [m]. Der topographische Index I_i berechnet sich für eine Zelle i folgendermaßen

$$I_{i} = \ln\left(\frac{a_{i}}{\tan\beta_{i}}\right) = \ln\left(\frac{A_{i}/L}{\Delta h_{i}/s}\right) = \ln\left(\frac{A_{i}}{\Delta h_{i}}\right)$$
(4.13)

Der kompliziertere Ansatz des multiple-flow-direction Algorithmus lässt eine Fliessrichtung in in alle tiefer liegenden Zellen zu (Quinn 1991). Der Abfluss aus einer Zelle wird in mehrere Zellen aufgeteilt, was nach dem Gefälle erfolgt. Der Wert einer benachbarten Zelle mit steilerem Gefälle ist somit größer als der einer benachbarten Zelle mit kleinerem Gefälle. Die effektive Lange L, die die Strecke orthogonal zur Fliessrichtung beschreibt ist unterschiedlich. Bei 8 möglichen Fliessrichtungen ergibt sich für Zellen in diagonaler Fliessrichtung

$$L=U/(8\cdot\sqrt{2}) \tag{4.14}$$

mit L Länge einer Strecke orthogonal zur Fliesstrecke

U Umfang einer Zelle, flächengleich zu einem Kreis[m]

Der topographische Index I_ikann folgendermaßen berechnet werden:

$$\mathbf{I}_{i} = \ln\left(\frac{\mathbf{a}_{i}}{\tan\beta_{i}}\right) = \ln\left(\frac{\mathbf{A}_{i}/\mathbf{L}}{\tan\beta_{i}}\right) = \ln\left(\frac{\mathbf{A}_{i}/\sum_{k=1}^{n}\mathbf{L}_{k}}{\sum_{k=1}^{n}\left(\tan\beta_{k}\cdot\mathbf{L}_{k}\right)/\sum_{k=1}^{n}\mathbf{L}_{k}}\right) = \ln\left(\frac{\mathbf{A}_{i}}{\sum_{k=1}^{n}\left(\tan\beta_{k}\cdot\mathbf{L}_{k}\right)}\right)$$
(4.15)

mit A_i lokale Einzugsgebietsfläche der betrachteten Zelle $[m^2]$

L_k effektive Länge einer Strecke orthogonal zur Fließrichtung zu einer tiefer liegenden Zelle k [m]

 β_k Winkel der Hangneigung zwischen Zelle i und einer tiefer liegenden Zelle k

Die Ausgabe des Indexwertes durch die räumlichen Verteilung des single-flow-direction Algorithmus ergibt ein stark konvertierendes Fliessmuster, dass sich durch schroffe Übergänge zwischen Zellen mit hohen Indexwerten und Zellen mit niedrigen auszeichnet (Güntner 1997).

Der Ansatz des multiple-flow-direction Algorithmus lässt hingegen ein stark divergierendes Fließmuster zu mit angepassten Übergängen zwischen Zellen mit unterschiedlichen Indexwerten.

Die Berechnung des topographischen Index erfolgte in dieser Arbeit mit dem Ansatz des multiple-flow-direction Algorithmus nach Quinn 1991, da es für ein Einzugsgebiet mit hoher Reliefenergie eine sinnvollere räumliche Verteilung darstellt (Abb. 4.8).

Tabelle 4: Topographischer Index für eine Zellengröße von 30 m mit der anteiligen Flächen [%].

Ln(a/tanβ)	Anteilige Fläche %
24.7	0.00000
24.7	0.00000
23.8	0.00003
22.9	0.00003
22.0	0.00010
21.1	0.00017
20.2	0.00038
19.5	0.00041
18.4	0.00118
17.5	0.00154
16.6	0.00227
15.7	0.00270
14.8	0.00374
13.8	0.00420
12.9	0.00564
12.0	0.00806
11.1	0.01037
10.2	0.01353
9.3	0.02598
8.4	0.04834
7.5	0.08932
6.6	0.15187
5.7	0.23153
4.8	0.22806
3.9	0.13681
3.0	0.03240
2.0	0.00113
	0100110
	Σ≈1



Abbildung 4.8: Karte der räumlichen Verteilung des topographischen Index, die Skalen geben die Anzahl der Zellen wieder mit den jeweiligen Indexwerten, berechnet in DTM, bearbeitet in Origin.

Die Berechnung der Karte erfolgte auf folgenden Werten des topographischen Index und der anteiligen Fläche im Einzugsgebiet.

4.4.3. Parameter

Die 12 Parameter in der DOS-Version wurden für die Windows-Version von Topmodel 97.01 auf 5 Eingangsparameter gekürzt, die als räumlich gleichverteilt über das Gebiet angenommen werden:

M [m] der	Parameter zur Beschreibung der Form der exponentiellen Beziehung zwischen			
	lateralen Transmissivität und dem Sättigungsdefizit des Bodens [m]			
$T_0 [m^2 h^{-1}]$	Parameter zur Beschreibung der effektiven Transmissivität bei vollständiger Sättigung des Bodenprofils mir der Annahme eines homogenen Bodens im gesamtem Einzugsgebiet, der Wert geht als Logarithmus-Funktion ein			
SRmax [m]	Parameter zu Beschreibung der maximal möglichen Füllung des Verdunstungsspeichers SRZ; näherungsweise entspricht der Wert dem der nutzbaren Feldkapazität für die effektive Durchwurzelungstiefe des Bodens			
SRinit [m]	Initiales Speicherdefizit in der Wurzelzone			
ChVel [h m ⁻¹] Gebiet] Effektive Oberflächen Routing-Geschwindigkeit um die Entfernungen im			

zu skalieren, ein lineares Routing wird angenommen

Da alle Parameter prinzipiell aus Messungen und Feldversuchen bestimmt werden können, wird das Modell als physikalisch begründet bezeichnet (Beven 2001). Da die Modellierung flächenkonzentriert verläuft werden diese Parameter jedoch als Mittelwerte verstanden, die Skala im Einzugsgebiet gewinnt somit an Bedeutung. Durch die Verallgemeinerung der Parameter aufgrund von Übertragungen der Punkt- auf Flächenwerte wird ihre Bestimmung erschwert. Die zu bestimmenden Parameter sind also eher Prozeßparameter als physikalische Parameter, weswegen die Bezeichnung "physikalisch basiert" unzutreffend oder mit Einschränkungen zu betrachten ist (Güntner 1997).

Der Parameter M spielt eine wichtige Rolle in der Modellierung mit TOPMODEL. Die physikalische Interpretation des Parameters ist, dass durch ihn die effektive Tiefe des Bodenprofils bei voller Sättigung definiert wird. Die geschieht in Verbindung mit dem Parameter $\ln(T_0)$, der die Transmissivität des gesättigten Bodenprofils beschreibt. Nimmt M einen hohen Wert an bedeutet dies eine Zunahme der effektiven Tiefe des Bodenprofils, kleine Werte weisen auf eine Reduzierung der Tiefe hin. Aus hohen Werten für den Parameters $\ln(T_0)$, kombiniert mit niedrigen Werten für den Parameter M resultiert ein flachgründiges Bodenprofil mit einem signifikanten Abfall der Transmissivität (Beven 1995). Um den Effekt des Parameters M auf die Modellsimulation besser zu verstehen muss der Abfluss in seinen einzelnen Komponenten näher betrachtet werden. Nimmt M große Werte an wird der Anteil an dem Gebietsniederschlag, der auf der Oberfläche abfließt gemindert (Fedak 1999). Dies beruht darauf, dass hohe Werte des Parameters M mit einem tiefen effektiven Bodenprofil verbunden sind, welche eine hohe Infiltrationsrate aufweisen. Bei kleineren M- Werten vergrößert sich demzufolge der Anteil des Oberflächenabfluss aufgrund einer geringeren Infiltrationskapazität bedingt durch ein flacheres effektives Bodenprofil.

Eine weitere Beeinflussung des Parameters M wirkt sich auf das unterirdisch abfließende Wasser aus. Bei kleineren Werten für M nimmt der Anteil des Basisabflusses ab, das unterirdische Einzugsgebiet entwässert schnell zum Gebietsauslass und erreicht diesen fast genauso schnell wie der Oberflächenabfluss. Hohe M-Werte bedeuten dagegen, dass der Anteil des Basisabflusses steigt und die unterirdische Abflussgeschwindigkeit sinkt.

Ein weiterer, einflussreicher Parameter ist $\ln(T_0)$, der natürliche Logarithmus der effektiven Transmissivität bei vollständiger Sättigung des Bodenprofils. Auch er wirkt auf den Abfluss im Einzugsgebiet auf unterschiedliche Weise ein. Bei kleinen $\ln(T_0)$ -Werten ist der Anteil des Oberflächenabflusses am Gebietsauslass während eines Niederschlagsereignisses fast 300% höher als bei großen $\ln(T_0)$ -Werten während einem vergleichbaren Niederschlagsereignisses.

Die effektive Oberflächen Routing-Geschwindigkeit wird durch den Parameter ChVel definiert. Er übt einen Einfluss auf den Anstieg der simulierten Ganglinie des Abflusses eines Niederschlagsereignisses aus. Je höher der Wert von ChVel gesetzt wird umso steiler wird der Anstieg der Ganglinie.

Der Parameter SRmax weist bei Veränderungen des Wertes ebenfalls einen Einfluss auf die Simulation des Abflusses im Einzugsgebiet auf. Werden SRmax hohe Werte zugeteilt, so steigt das maximal mögliche Volumen des Versdunstungsspeichers SRZ, was sich abflachend auf die simulierte Ganglinie auswirkt Der Parameter SRinit wurde nicht verwendet.

4.4.4. Eingangsdaten

In das Vorprogramm DTM zur Bestimmung des topographischen Indizes wird ein Rasterdatensatz eines digitalen Geländemodells (DGM) des Einzugsgebietes eingelesen. Die Daten stammen vom Hydrographischen Dienst Vorarlberg und haben eine Auflösung von 1x1m. Mit dem Programm ArcGis von Esri könnten die Datensätze bearbeitet und in das richtige Format für das nachfolgende Programm gebracht werden.

Das Ergebnis der erfolgreichen Anwendung des DTM-Programms sind Datensätze der Senkenkorrekturen und der Verteilungen der topographischen Indexwerte für jede Zelle im Einzugsgebiet sowie eine Auflistung der topographischen Indexwerte mit den anteiligen Flächen im Einzugsgebiet.

In das Hauptprogramm von TOPMODEL werden 4 Datensätze eingelesen:

- 1. Beschreibung oder Name des Einzugsgebietes
- 2. Daten des Einzugsgebietes
- 3. Hydrologische Eingangsdaten
- 4. Karte des topographischen Index (muss existieren, kann aber ohne Inhalt sein)

Für die *Daten des Einzugsgebietes* wird eine Datei mit dem topographischen Werten und den dazugehörigen Flächen im Einzugsgebiet erwartet. Darunter folgen Angaben zu den Teileinzugsgebieten mit den jeweiligen topographischen Indexwerten, den einzelnen Distanzen der Teileinzugsgebietsflächen sowie der Distanz zwischen Teileinzugsgebietsflächen und dem Gebietsauslass. Als letzte werden Werte mit dem dazugehörigen Minimum- und Maximumbereich der oben beschriebenen 5 Parameter M, $ln(T_0)$, SRMAX, SRinit, ChVEL erwartet.

Die Datei mit den *Hydrologischen Eingangsdaten* besteht aus Zeitreihen des Gebietniederschlags [m/h], der potentiellen Evaportanspiration [m/h] im Einzugsgebiet und dem Abfluss [m/h]. In der ersten Zeile werden die Anzahl der Zeitschritte der Zeitreihen und ihre Länge in Stunden abgefragt. Die Zeitreihe des gemessenen Abflusses wird im Modell bei der Kalibrierung und Simulation als Zielgröße angestrebt.

Die optionale *Karte des topographischen Indizes* ist im Prinzip eine Ausgangsdatei des DTM-Programms. Sie stellt die Werte des topographischen Index verteilt über das Einzugsgebiet dar. Des Weiteren werden Angaben über die Zellenanzahl und Zellengröße der Karte in Metern erwartet.

4.4.5. Einfluss der Zellgröße auf die Modellierung

Die Zellgröße des eingehenden DGM hat einen großen Einfluss auf das weitere Verhalten des Modells und wird viel diskutiert (Brasington 1998). Sinnvoll sind Datensätze in der Größenordnung von 500x500 Rastezellen mit einer Zellengröße von 30x30 m, da in das spätere Hautprogramm keine größeren Datensätze eingelesen werden.

Wird eine Zellgröße ≥ 100 m gewählt, muss mit ungenauen Simulationsergebnissen gerechnet werden. Je kleiner die Zellgröße ist, umso exakter können die hydrologischen Prozesse simuliert werden. Jedoch werden die Eingangsdatensätze damit auch immer komplexer und problemanfälliger. Grundsätzlich wurden Datensätze mit Zellengrößen zwischen 25 und 100 m mit Erfolg im DTM bzw. TOPMODEL eingelesen und erzielten gute Simulationsergebnisse.

Die folgende Abbildung zeigt den Einfluss von verschiedenen Zellengrößen auf den Abfluss der Zellen.



Abbildung 4.9: Darstellung der Topographie und des akkumulierten Abflusses der Zellen in den Zellgrößen a)+b) 25 m, c)+d) 50 m und e)+f) 100m, erstellt mit ArcGis.

Je größer die Zellengröße gewählt wird, umso höher und ungenauer wird der Abflusswert der Zellen. Dies wirkt sich auch auf den topographischen Index aus (Abb. X und X).



Abbildung 4.10: Verlauf des topographischen Indexes für variierende Zellengrößen.



Abb. 4.11: Kumulativer Verlauf des topographischen Indxes für variierende Zellengrößen.

Abbildung 4.10 und 4.11 zeigen, dass die Zellengröße den topographischen Index signifikant beeinflusst. Eine Erhöhung der Zellengröße führt zu höheren Topographischen Indexwerten, umgekehrt wirkt sich eine kleine Zellengröße verringernd auf den topographischen Index aus. Eine der Grundannahmen von TOPMODEL besagt, dass eine Erhöhung der topographischen Indizes eine Erhöhung der gesättigten Flächen zur Folge hat. Die genauen Auswirkungen werden in dieser Arbeit nicht betrachtet, es wird nur darauf hingewiesen.

4.5. Methodik

In diesem Kapitel soll der Schritt von der Theorie zur Praxis und die dafür erforderliche Verfahren erläutert werden.

Die Grundlage für die Modellierung ist ein digitales Geländemodell. Um das Einzugsgebiet der Dornbirner Ache abzudecken wurden insgesamt 7 Kacheln mit je 5000x5000 Zellenzellen mit einem Meter Größe in ArcGis (ArcMap und ArcInfo) bearbeitet. Diese wurden zusammengefügt und aufgrund von Rechenkapazitäten auf eine Zellengröße von 25x25 m vergrößert. Danach wurde mit Hilfe mehrerer Zwischenschritte die Wasserscheide berechnet das Einzugsgebiet somit definiert. Da TOPMODEL eine Brenzung der Größe von Datensätzen des Einzugsgebietes vorsieht musste der Rasteratensatz von 600x600 auf 500x500 Zellen runtergerechnet werden und ergab somit eine neue Zellengröße von 30 m. Im Verlauf der Vorbereitung für die Simulation gab es mehrere Probleme mit dem Datensatz des Einzugsgebietes, weshalb insgesamt 6 Datensätze in der Größenordnung von 25 m bis 100 m Zellengröße des Einzugsgebietes angefertigt wurden.

Die bearbeiteten Datensätze wurden als Ascii-Datei ausgegeben und konnten nach einigen Formatierungen und Korrekturen in das DTM-Programm eingelesen werden. Dies besteht aus 3 Modulen: die Identifikation des Einzugsgebietes, die Senkenkorrektur und die Erstellung des topographischen Index. Ausgabedatei des DTM ist eine Auflistung des topographischen Index mit den dazugehörigen Flächenanteilen im Einzugsgebiet und eine Karte mit den räumlichen Verteilungen der Indexwerte. Die Karte wurde nochmals reduziert, die Größe wurde von 500x500 Rasterzellen auf 380x295 Rasterzellen heruntergesetzt. Zellen ohne Werte bzw. mit dem Wert 9999.9 an den Rändern des Einzugsgebietes wurden dezimiert und somit die Grenze enger gesetzt.

Als nächster Schritt wurden die benötigten Daten für TOPMODEL erstellt und bearbeitet.

1. Daten des Einzugsgebietes

Der erste Teildatensatz besteht aus dem topographischen Index und den dazugehörigen Flächen im Einzugsgebiet. Die Ausgabedatei des topographischen Index aus dem DTM bestand aus 51 Werten, welche aufgrund von Begrenzungen von TOPMODEL auf höchstens 30 Werte zusammengefasst werden musste.

Als nächstes folgten Angaben über die einzelnen Teileinzugsgebiete. Da das Einzugsgebiet nicht aufgeteilt wurde beliefen sich die Werte auf 1 für die Anzahl des bzw. 0 für die Distanz vom Einzugsgebiet zum Gebietsauslass.

Die letzte Eingabe waren die Werte mit den dazugehörigen Minimum- und Maximumwerten der Parameter M, $ln(T_0)$, SRmax, SRinit und Chvel. Hier wurden Standartwerte eingegeben, da in der Kalibrationsphase diese Werte angepasst werden können.

2. Hydrologische Eingangsdaten

Hier wurden Zeitreihen des Gebietniederschlags [m/h], der Evaportanspiration [m/h] im Einzugsgebiet und dem Abfluss [m/h] eingegeben über den Zeitraum vom 16.10.2005 bis 30.09.2006. Die Zeitreihen lagen in verschiedner zeitlicher Auflösung vor: Die Niederschlagsdaten lagen in 10-und-15 Minuten Werten, die potentielle Evapotranspiration in Stundenwerten und die Abflussdaten in 15-Minuten-Werten vor.

Mit Hilfe der Programme Matlab und Origin konnten diese auf einheitliche 6 Stundenwerte berechnet werden. Die Datei enthält somit 1351 Zeitschritte und liegt im Rahmen der Begrenzung von TOPMODEL von 2500 Zeitschritten. Vorgesehen und berechnet waren Stundenwerte der Zeitreihen, die jedoch mit über 8000 Zeitschritten nicht eingelesen wurden.

• Ermittlung der Zeitreihe des Gebietsniederschlags:

Da nur Niederschlagsdaten von 2 Stationen (Messstation Dornbirn und Heumöser Hang bei Ebnit) mit sinnvoller Entfernung zur Verfügung standen wurde der Gebietsniederschlag \overline{P} [mm] mit dem arithmetische Mittel (Dyck 1995) berechnet:

$$\overline{\mathbf{P}} = \sum_{i=1}^{n} \frac{\mathbf{P}_i}{n} \tag{4.16}$$

mit P_i Niederschlag bei der Station i [mm]

n Anzahl der Stationen

Das Verfahren zur Berechnung des Gebietsniederschlags durch das arithmetische Mittel ist vorwiegend Einzugsgebiete konzipiert, Einflüsse fiir flache da die der Niederschlagsverteilung durch die Topographie aus Zeitgründen nicht berücksichtigt werden. Festzuhalten ist, dass die Verteilung der Niederschläge im Einzugsgebiet von der Topographie beeinflusst wird (siehe Kapitel 2.3). Eine angemessene Berechnungsmethode für ein reliefbetontes Einzugsgebiet wäre beispielsweise die Polygonmethode. Hier werden den Niederschlagsstationen repräsentative Flächen durch das Unterteilen des Gebietes in Polygone zugeordnet (Dyck 1995). Um eine sinnvolle Zuweisung der Polygone mit Berücksichtigung der Topographie zu garantieren werden Referenzdaten wie eine Wasserbilanz benötigt. Diese kann zwar aus den vorhandenen Datensätzen ermittelt werden kann, allerdings würde die Erstellung den zeitliche Rahmen der Arbeit um ein vielfaches überschreiten. Ähnlich verhält es sich auch mit anderen Berechnungsmethoden, die eine Berücksichtigung der Topographie zulassen.

Die aufgeführten Aspekte zeigen auf, dass mit der vorliegenden Datengrundlage eine fundierte Berücksichtigung der Höhenabhänigkeit des Niederschlages zur Berechnung des Gebiets-niederschlages nicht möglich ist. Als Eingangsgröße für TOPMODEL wurde deshalb die Berechnung mit dem arithmetischen Mittel durchgeführt.
• Zeitreihe der potentiellen Evaporation und des Abflusses:

Die potentielle Evapotranspiration lag bereits durch eine Berechnung der Wasserhaushaltsgrößen mit Catflow für das Einzugsgebiet der Dornbirner Ache vor. Die Abflussdaten für den zu simulierenden Zeitraum stammen vom Pegel Enz am Gebietsauslass. Die Erfassung erfolgte über eine Aufzeichnung von Wasserständen mittels einer Drucksonde und wurde vom Hydrographischen Dienst Vorarlberg gemäß der gültigen Wasserstands-Abfluss-Beziehung umgerechnet.



Abbildung 4.12: Aufbereitete hydrologische Eingangsdatendaten für die Modellsimulation in TOPMODEL: potentielle Evapotranspiration (rot), Gebietsniederschlag (schwarz) und Abfluss (blau).

3. Karte des topographischen Index

Im ersten Teil des Datensatzes wurden Angaben über die Größe des Rasters und der Zellgröße abgefragt. Danach folgt der Datensatz der Werte des topographischen Index mit räumlicher Verteilung über das Einzugsgebiet.

Es wurden insgesamt 6 Karten des topographischen Index angefertigt, da mit unterschiedlichen Datensätzen aufgrund von Problemen beim Einlesen in TOPMODEL gearbeitet wurde. Die Ausgangsdatei aus dem DTM-Programm bei einem Rasterdatensatz von 500x500 Zellen bestand aus einer Spalte mit 112100 Zeilen. Diese konnte mit Matlab in die passende Matrix von 295x380 Zellen formiert werden und in TOPMODEL eingelesen werden. Die Ausgangsdatei des ähnlich zu DTM aufgebauten Programms GRIDATB enthält bereits eine passende Matrix und kann ohne zeitaufwändiges Umformen in TOPMODEL eingelesen werden. GRIDATB konnte nicht angewendet werden, da der passende FORTAN-Sourcecode nicht erhältlich war und die erforderlichen Kenntnisse für eine komplexe Programmierung nicht in dem Zeitraum der Arbeit erlernt werden können.

Der während der Simulation verwendete Rasterdatensatz hatte nach der Reduzierung in DTM eine Größe von 88 auf 113 Zellen bei einer Zellgröße von 100 Metern. Rasterdatensätze mit kleineren Zellgrößen wurden entweder nicht eingelesen oder mit dem Fehler "overflow" nicht simuliert, was Rückschlüsse auf die Unsicherheit der Daten zulässt.

5. Anwendung von TOPMODEL

Für die Modellierung von TOPMODEL wurden Zeitreihen vom 16.10.2005 bis zum 30.09.2006 in einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden verwendet. Da der Gesamtzeitraum fast ein hydrologisches Jahr umfasst wurden auch Niederschläge in fester Form registriert. Diese können durch ein Schneeschmelzmodul aufgrund des Taggrad-Vefahrens (Bergström 1991) im Modell berücksichtigt werden. In das Modul fließen Zeitreihen der Lufttemperatur ein, die in TOPMODEL verteilt über das Einzugsgebiet angenommen werden und somit Gebietsmittelwerte darstellen. Hier stellt sich wieder die Frage nach einer sinnvollen Regionalisierung der Werte mit Daten aus nur einer Messstation. Da die Berücksichtung des Schneeniederschlags in Form eines Schneeschmelzmoduls eine große Unsicherheit aus den genannten Gründen darstellt wurde es bei der Anwendung von TOPMODEL nicht berücksichtigt.

5.1. Modellkalibrierung

Unter einer Kalibrierung versteht man das systematische Ändern und Anpassen eines oder mehrerer Parameter, bis die Abweichung zwischen den gemessenen und simulierten Daten so gering wie möglich ist. Dafür gibt es einige Methoden wie das manuelle Einstellen der Parameter -werte (Trial and error-Verfahren) und der graphische Vergleich von den simulierten und gemessenen Daten (Boyle et al. 2000). Für dieses Verfahren der Parameteranpassung standen Zeitreihen des Abflusses am Pegel Enz für das Einzugsgebiet der Dornbirner Ache zur Verfügung. Diese Vorgehensweise ist zwar sehr zeitintensiv, lässt sich aber aufgrund ihrer Einfachheit leicht durchführen und erzielt gute Ergebnisse. Ein weiteres Verfahren basiert auf numerischen Berechnungen. Als mathematisches Maß für die Übereinstimmungen von Simulation und Beobachtungen werden Gütemaße verwendet, die für beliebige Intervalle berechnet werden können. Jedoch sind die Resultate der Kalibrierung trotz aller Methoden sehr stark von einer guten Parameterabschätzung in der Anfangsphase abhängig.

5.2. Bewertung der Güte der Simulation

In TOPMODEL wird die Beurteilung der Güte der Simulation durch folgende Maßzahlen berücksichtigt:

1) Nach NASH & SUTCLIFFE (1970)

Die dimensionslose Modelleffizienz eff beschreibt die Güte der simulierten Ganglinie im Vergleich zu dem Mittelwert des gemessenen Abflusses.

$$eff = 1 - \frac{\sum (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum (Q_{obs} - \overline{Q}_{obs})^2} \qquad (-\infty < eff \le 1)$$
(5.1)

mit Q_{obs} gemessener Abfluss zu einem Modellierungszeitschritt

Q_{sim} simulierter Abfluss zu einem Modellierungszeitschritt

Wird der Abfluss perfekt simuliert ergibt die Effizient eff=1, bei negativer Effizienz ist die Güte des Modellergebnisses geringer als der Mittelwert des gemessenen Abflusses. Der Nachteil des Effizienzkoeffizienten ist, dass größere Ereignisse stärker in die Berechnungen mit einfließen als kleinere. Demzufolge wirkt sich eine Abweichung bei Hochwasserereignissen stärker auf die Effizienz aus als bei Niedrigwasser.

Aus diesem Grund wird die Effizienz eines Modells zusätzlich für logarithmische Werte des Abflusses mit dem Gütemaß logeff berechnet.

$$\log \text{eff} = 1 - \frac{\sum \left(\ln Q_{\text{obs}} - \ln Q_{\text{sim}} \right)^2}{\sum \left(\ln Q_{\text{obs}} - \ln \overline{Q_{\text{obs}}} \right)^2} \qquad (-\infty < \text{logeff} \le 1)$$
(5.2)

Auch hier gilt die perfekte Anpassung bei logeff=1. Durch die logarithmisch transformierten Abflusswerte kann die Definition der Modelleffizienz vor allem bei Niedrigwasserereignissen herangezogen werden.

2) Nach dem Bestimmtheitsmaß r^2

Das Gütemaß wird als Anteil der erklärten Streuung an der Gesamtstreuung bzw. als Quadrat des Korrelationskoeffizienten von Barvais-Person definiert (Hauser 1981). Mathematisch ist das Bestimmtheitsmaß r^2 der Quotient der Kovarianz zweier Variablen und dem Produkt der einzelnen Varianzen (Papula 2001).

$$r^{2} = \frac{\left(\sum \left(Q_{obs} - \overline{Q_{obs}}\right) \cdot \left(Q_{sim} - \overline{Q_{sim}}\right)\right)^{2}}{\sum \left(Q_{obs} - \overline{Q_{obs}}\right)^{2} \cdot \sum \left(Q_{sim} - \overline{Q_{sim}}\right)^{2}} \qquad (0 \le r^{2} \le 1)$$
(5.3)

Der Wert von r^2 liegt zwischen 0 und 1, wobei 1 einer optimalen Korrelation zwischen dem gemessenen und simulierten Abfluss bedeutet. Anzumerken ist, dass eine gute Anpassung auch durch eine parallele Verschiebung der simulierten und gemessenen Ganglinien erreicht werden kann. Das Bestimmtheitsmaß ist im Vergleich zu der Modelleffizienz weniger streng. Dementsprechend schwierig ist es bei der Simulation hohe Werte (nahe 1) für die Effizienz des Modells zu erhalten (Uhlenbrook 1999). Das Bestimmtheitsmaß r^2 wird in dieser Arbeit nicht zur Beurteilung der Güte der Modellanpassung herangezogen. Da es jedoch bei vielen Arbeiten Bestandteil der Simulationseinschätzung ist wird es zur Vervollständigung mit angegeben.

6. Ergebnisse der Kalibrierungsphase

Bei der Kalibrierung des Modells wurde ein Trial-and-error-Verfahren angewendet um die Auswirkungen der Parameter zu quantifizieren. Die Parameter wurden manuell eingegeben und danach in einer Modellsimulation auf durch eine Verbesserung der Anpassung überprüft. Anschließend wurden sie aufgrund der berechneten Gütemaße und dem visuellen Vergleich der simulierten und gemessenen Ganglinie bewertet und analysiert. Durch die Beurteilung und den Vergleich mit bereits bewerteten Parametern wurden weitere Veränderungen und Kombination der Parameterwerte bis zu einer stagnierenden Effizienz der Simulation durchgeführt.

Deutliche Veränderung des Abflussverhaltens wurde durch eine Variation der Parameter M, $ln(T_0)$ und SRmax sichtbar.

Tabelle 5: Beste Anpassung der Werte während der Kalibrierungsphase.

M [mm]	$Ln(T_0) [m^2 h^{-1}]$	ChVel [h m ⁻¹]	SRmax [mm]	SRinit [mm]
38	1,2	3400	70	0

Die oben aufgeführten Werte der Parameter ergaben eine Effizienz von eff=0,374. Eine bessere Anpassung wurde nicht erreicht, Gründe dafür werden in der Diskussion dieses Kapitels aufgeführt.

Dieses zeitaufwändige Trial-and-error-Verfahren wurde durch eine Monte-Carlo-Simulation unterstützt. Während Sensitivitätsanalysen die Veränderungen im Ergebnis von mathematischen Berechnungen anzeigen, werden bei einer stochastischen Simulation der Unsicherheiten die Eingangsparameter über Verteilungsfunktionen definiert. Diese werden während der Simulation zu Verteilungsfunktionen der Ausgabedaten transformiert (Boyle 2000). Die Anzahl der Eingangsparameter und der Iterationen werden vom Benutzer festgelegt und nach dem Zufallsverfahren variiert. Jedoch variieren die einzelnen Parameterwerte nur innerhalb von zuvor festgelegten Bereichen, die während den Simulationen eingeengt werden können.



Abbildung 6.1: Darstellung der Monte-Carlo-Simulation aus TOPMODEL

In der Monte-Carlo-Simulation wurden die 3 wichtigsten Parameter in der effektivsten Kombination simuliert. Die Verteilungsfunktion der Ausgabedatei stimmt mit der Modelleffizienz eff von 0,374 näherungsweise überein. Die in der Mitte liegenden Werte weisen auf eine Übereinstimmung der simulierten mit der gemessenen Ganglinie hin. Jedoch ist die Streuung der Werte nicht unerheblich und lässt auf eine nicht zu unterschätzende Unsicherheit schließen. Nach dieser ersten groben Einschätzung der Parameter wurde der Wertebereich in weiteren Kalibrierungsphasen eingeengt. Jedoch stellt auch nach detaillierter Anpassung der Parameter keine Verbesserung des Gütemaßes ein, die simulierte Ganglinie entspricht weiterhin nicht exakt der gemessenen. Eine bessere Anpassung durch eine Neukalibrierung ist nicht sinnvoll, da die Unsicherheiten der Ausgangsdaten in zu hohem Maße in die Simulation mit einwirken um durch eine erneute Kalibrierung verbesserte Werte erwarten zu können.



Abbildung 6.2: TOPMODEL-Simulation mit dem genannten Parametersatz in 6 Stundenwerten über den Zeitraum 16.10.2005 bis 30.09.2006. Dargestellt sind Niederschlag (rot), gemessener (blau) und simulierter Abfluss.

Die graphische Darstellung der Simulationsergebnisse zeigt deutliche Abweichungen zwischen der simulierten und gemessenen Ganglinie.

Am Auffälligsten ist der zeitliche Versatz, die Abflussereignisse der simulierten Ganglinie werden fast zeitgleich mit den Niederschlagsereignissen dargestellt. Ein Grund hierfür kann die fehlende Unterteilung in mehrere Teileinzugsgebiete sein. Durch die Betrachtung des Einzugsgebietes als ein Raster wird die Angabe zu der Entfernung des Pegels am Gebietsauslass im Datensatz der Einzugsgebietsdatei nicht ausreichend berücksichtigt.

Ein weiterer Grund wäre eine zu hohe Routing-Geschwindigkeit, die zur Skalierung der Entfernungen im Einzugsgebiet benutzt wird. Wird dieser Wert zu hoch eingeschätzt nimmt der Anstieg der Ganglinie bei einem Abflussereignis eine steilere Form an und überschätzt somit die anfängliche Durchflussmenge.

Die ersten Monate der Simulation fielen relativ niederschlagsarm, die simulierte und gemessene Ganglinie des Abflusses stimmen näherungsweise miteinander überein. Dies lässt die Annahme zu, dass die Simulation mit dem ausgewählten Parametersatz bei Niedrigwasser besser mit der gemessenen Ganglinie übereinstimmt als bei höheren Abflussmengen.

Die weiteren Wintermonate zeigen eine durch Schneeniederschläge bzw. Schneeschmelze überwiegend schlechte Abflusssimulation. Die Mitte November simulierten Abflussereignisse werden nicht in der gemessenen Ganglinie berücksichtigt. Da während dieser Zeit Schneeniederschläge stattfanden und eine permanente Schneebedeckung im Einzugsgebiet festgestellt werden konnte, können die Abflussganglinien durch diesen Effekt erklärt werden.

Im März und April muss ein anderer Faktor zur Erklärung der Simulation berücksichtigt werden. Die gemessene Ganglinie zeigt diesmal eine höhere Durchflussrate an als die simulierte. Der Grund ist die Schneeschmelze im Einzugsgebiet, der zurückgehaltene Niederschlag in den Schneedecken kommt in diesem Zeitraum zum Abfluss.

Ab etwa Mitte April stimmt die Quantität der beiden Abflussraten wieder überein. Anfang Juni zeigt trotz einiger Niederschlagsereignisse keine der beiden Ganglinien einen Durchfluss an. Ein Grund dafür wären Fehler in der Zeitreihe des gemessenen Abflusses z. B. durch einen Ausfall des Pegelschreibers. Mitte Juni sind relativ zum Niederschlag kleine gemessene Abflussereignisse zu erkennen, jedoch immer noch keine simulierte Ganglinie. Dieser Fehler kann an der Parametereinstellung liegen und gilt nochmals genauer zu analysieren.

Ab Ende Juni werden wieder Ganglinien simuliert, die zwar immer noch einen zeitlichen Versatz aufweisen, aber quantitativ mit den gemessenen Abflußwerten größtenteils übereinstimmen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Kalibrierung des Modells auf den Gebietsabfluss mittelmäßige bis schlechte Ergebnisse brachte und die simulierte Ganglinie deutliche Abweichungen gegenüber der gemessenen Ganglinie aufweist.

Der ermittelte Parametersatz liegt jedoch in einer sinnvollen Größenordnung und kann zur ersten Abschätzung der hydrologischen Gebieteigenschaften verwendet werden. Aufgrund der Ergebnisse wird auf eine Prüfung der Gültigkeit der Simulation verzichtet.

6.1. Unsicherheiten im Modellierungsprozess

Die Unsicherheiten in der Modellierung sind trotz vieler Verbesserungen groß und schwer einzuschätzen. Grundsätzliche Fehlerquellen sind:

- Eingangsdaten
- Die Regionalisierung der Eingangsdaten auf das Einzugsgebiet
- Modellstruktur und –annahmen: sie ist grundsätzlich mit Fehlern behaftet, mit starken Vereinfachungen komplexe Vorgänge darstellen (Beven 2001).
- Parameterdefinition
- Messdaten zur Validierung

Letzteres muss bei der Einschätzung der Unsicherheiten nicht berücksichtigt werden, da eine Modellvalidation nicht stattgefinden konnte. Generell kann gesagt werden, dass die Unsicherheit mit der Komplexität des Modells steigt. Bei einem physikalisch basiertem Modell existiert eine Fehlerquelle aufgrund der hohen Anzahl der Eingabeparameter, jedoch ist die Unsicherheit durch die genaue Wiedergabe der Prozesse relativ gering (Abb. X). Die Unsicherheit steigt mit der Zunahme der Vereinfachungen, demzufolge weisen konzeptionelle Modelle, wie TOPMODEL, eine höhere Unsicherheit auf.



Abbildung 6.3: Wirkung der Komplexität eines Modells auf die Unsicherheiten im Modellierungsprozess (Giertz 2004).

1) Unsicherheit der Eingangsdaten

Zum einen stellt der bearbeitete Raserdatensatz eine große Unsicherheit dar. Die Zellgröße von 100x100 m ist zu groß für eine exakte Simulation der hydrologischen Systeme. Da es zum einen Begrenzungen von TOPMODEL und zum anderen Probleme beim Einlesen der Topographischen Index Karte gab musste mit dieser Auflösung simuliert werden.

Ein weiterführendes Problem ist der topographische Index als Eingansdatei. Da eine Kartierung der Sättigungsflächen im Einzugsgebiet der Dornbirner Ache nicht vorlag und

aufgrund des zeitlichen Rahmens der Arbeit nicht erstellt werden konnte war eine Überprüfung der modellierten gesättigten Flächen anhand von kartierten Sättigungsflächen nicht möglich.

Es wurde eine Karte der bewaldeten Flächen im Einzugsgebiet angefertigt, jedoch kann diese aufgrund fehlender Geländeinformationen "wie die geographische Lage von Felsen zur Abschätzung des Sättigungsverhaltens des Geländes, nicht zum Vergleich der simulierten Sättigungsflächen herangezogen werden.

Weitere Fehlerquellen sind die in die Modellierung eingehenden Zeitreihen des Gebietsniederschlages. Zur Berechnung des Niederschlages bezogen auf ein Gebiet werden Daten aus mehreren Niederschlagsstationen benötigt, um eine geeignete Berechnungsmethode anwenden zu können. Es standen nur Zeitreihen von 2 Stationen zur Verfügung, was eine sinnvolle Berechnung mit Berücksichtigung der räumlichen Verteilung der Niederschläge aufgrund der Topographie nicht zulässt.

2) Modellannahmen

Durch die Modellierung wird versucht, die beobachteten natürlichen Prozesse so exakt wie möglich darzustellen. Da Modellierungen nur vereinfachte Abbilder der Wirklichkeit sein können sind Unsicherheiten in der Modellstruktur fast unvermeidbar sind. Da die Natur ein komplexes System darstellt, müssen Vereinfachungen und Annäherungen getroffen werden, die eine Modellierung ermöglichen. Da es sich bei TOPMODEL um ein einfaches, konzeptionelles Modell handelt, wurden durch die Annahmen, auf die sich das Modellkonzept stützt, Vereinfachungen vorgenommen.

Eine potentielle Fehlerquelle ist z. B. die Annahme der Homogenität der Böden im Einzugsgebiet. Dies bezieht sich auf das grundlegende Konzept von TOPMPDEL bezüglich der Bildung von Sättigungsoberflächenabfluss (Güntner 1997). Der Sättigungsoberflächenabfluss entsteht nach dem Modellkonzept durch die Sättigung von Flächen bedingt durch den Anstieg der Oberfläche der gesättigten Zone zur Geländeoberfläche. Die Lage der Oberfläche der gesättigten Zone wird allein durch die Topographie bestimmt und die räumliche Verteilung durch den topographischen Index definiert. Dieses grundlegende Modellkonzept setzt die Durchgängigkeit der gesättigten Zone und flache, homogene Böden im gesamten Gebiet voraus.

Wie in Kapitel 2 beschrieben, besteht das bodenkundliche Einzugsgebiet aus verschiedenen Böden mit unterschiedlichen Eigenschaften. Da die Infiltrations- und Speicherkapazitäten der Böden eine wichtige Rolle im Abflussverhalten spielen ist eine Eingrenzung der Variabilität der Bodeneigenschaften eine sichere Fehlerquelle. Auch die Annahme der gleichförmigen Neubildungsrate der ungesättigten Zone über das gesamte Gebiet ist im Einzugsgebiet der Dornbirner Ache nicht gültig.

Es finden in dem Modellkonzept noch weitere Vereinfachungen statt, die für eine Simulation erforderlich sind, aber auch eine Unsicherheitsquelle darstellen.

3) Parameterdefiition

Ein weiterer Unsicherheitsfaktor stellen die Parameter dar. Trotz einer Modellkalibrierung lassen sich die Werte der Parameter nicht immer gut aufeinander abstimmen. Kommen noch fehlerhafte Eingangsdaten dazu wird eine perfekte Anpassung der Parameter nahezu unmöglich. Durch die Gütemaße kann die Effizienz der Anpassung einer simulierten Ganglinie an die gemessene Ganglinie zwar eingeschätzt werden, jedoch wird selten eine exakte Übereinstimmung gefunden. Dieser Fehler ist bei guter Anpassung der Simulation vernachlässigbar, es soll aber im Rahmen einer Diskussion über die Unsicherheiten im Modellierungsprozess darauf hingewiesen werden.

Zusammenfassend betrachtet birgt eine Modellierung mit TOPMODEL einige Unsicherheitsquellen. Allerdings sind sie durch eine Berücksichtigung während dem Prozess der Modellierung überschaubar und leicht einzuordnen, was eine Analyse der Fehlerquellen vereinfacht.

6.2. Fazit

Die Modellierung mit TOPMODEL erfolgte über den Zeitraum 16.10.2005 bis 30.09.2006 für das Einzugsgebiet der Dornbirner Ache bis zum Pegel Enz. Die Güte der Anpassung der Simulation wird durch den Effizienzkoeffizienten eff ausgedrückt und wird als Optimierungskriterium zur Parameterkalibration verwendet.

Für einen Kalibrierungszeitraum ohne die Beeinflussung durch Schneeniederschläge wurden folgende Parameter durch das Trial-and-error-Verfahren mit Unterstützung der Monte-Carlo-Simulation ermittelt: M=38 [mm], $Ln(T_0) = 1,2 [m^2 h^{-1}]$, ChVel = 3400[h m⁻¹], SRmax = 70 [mm] und SRinit = 0 [mm]. Die Effizient eff betrug bei einer Simulation mit den genannten Parametern 0,374.

Die Gültigkeit der einzelnen Komponenten für das Einzugsgebiet der Dornbirner Ache wurde im vorhergegangenen Kapitel festgelegt. Eine Modellierung im diesem Einzugsgebiet mit einer besseren Anpassung ist sicher möglich, jedoch muss mehr Wert auf die richtige Anpassung der Daten gelegt werden. Das Problem der Übertragung der hydrologischen Daten auf ein Einzugsgebiet besteht weiterhin, da zu wenige Messstationen für eine gebietsbezogene, repräsentative Datenreihe existieren.

Die Ergebnisse beim Vergleich der gemessenen und simulierten Ereignisse zeigen die Notwendigkeit einer erneuten Betrachtung und detaillierten Überprüfung der Eingangsdaten, Parameter und Modellannahmen auf. Eine hydrologische Charakterisierung mit TOPMODEL ist aus prozessorientierter Sicht nicht vollständig gelungen, jedoch stellen die bisherigen Ergebnisse eine gute Basis für eine erneute Modellierung dar und erklären bereits einen Teil der Prozesse, die für das Einzugsgebiet der Dornbirner Ache charakteristisch sind.

7. Schlussfolgerung und Ausblick

Die hydrologische Charakterisierung des alpinen Einzugsgebietes der Dornbirner Ache stelle sich als schwieriger heraus. Bei Wildbacheinzugsgebieten ist eine erschwerte Komplexität aufgrund vieler einwirkender Parameter gegeben. Da diese zeitlich und räumlich miteinander verbunden sind lässt sich ein Wertebereich nur begrenzt definieren.

Das Abflussverhalten ist für einen dynamischen Mittelgebirgsbach wie erwartet, die berechneten Kennwerte und Gütezahlen stimmen mit den Definitionswerten überein.

Bei der Modellierung mit TOPMODEL hat sich gezeigt, dass das beobachtete hydrologische System der Dornbirner Ache nur schwer zu erfassen ist. Die Eingangsdaten ließen sich nicht zufrieden stellend auf das Gebiet beziehen und die Anpassung der Parameter bewährte sich nicht. Gründe für die schlechte Anpassung mit TOPMODEL gibt es, wie bereits aufgeführt, genügend. Hinzu kommt, dass die Modellierung für einen autodidaktischen Anwender mit durchschnittlichen Programmiererfahrung kein leichtes Thema ist. Da erst die Benutzung der Programme wie ArcGis, Matlab oder Origin für die Erstellung und Aufbereitung der Eingangsdaten erlernt werden musste, viel der zeitliche Rahmen für die eigentliche Simulation knapp aus. Aus diesem Grund musste auf den wichtigen Teil der Modellvalidierung zur Anpassung der Simulation verzichtet werden musste. Die Ergebnisse der Kalibrierungphase können sicher noch verbessert werden, diese Arbeit ist als eine erste Anpassung anzusehen. Weiterführende Anpassungen könnten beispielsweise mit GLUE vorgenommen werden.

Jedoch kann gesagt werden, dass die Arbeit einen Einblick in die hydrologischen Prozesse und Wirkungsweisen des Einzugsgebietes der Dornbirner Ache gibt, auch wenn es aufgrund der Komplexität innerhalb der Arbeit zu unbefriedigenden Ergebnissen kam.

Weiterführend kann über einen physikalisch basierteren Modelltypen zur Anwendung der Modellierung nachgedacht werden. Ein solches Konzept ist zwar noch komplexer, lässt aber auf eine bessere Anpassung an die natürliche Systeme schließen. Literatur

Abbott, M. B., Bathurst, J. C., Cunge, J. A., O`Connell, P. E., Rasmussen, J. (1986). "An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Europèen "SHE"." Journal of Hydrology(87): 45-59.

Abrahams, A. D. (1996). "Hillslope Processes."

Anderson, M. G. B., T. P. (1990). "Process Studies in Hillslope Hydrology."

Baumgartner, A., Liebscher, H.J. (1990). "Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie."

Bergström, S. (1991). "Principles and Confidence in Hydrological Modelling." Nordic Hydrology 22: 123-136.

Beven, K. (1989). "Changing ideas in hydrology - the case of physically based models." Journal of Hydrology 105: 157-172.

Beven, K. (1997). "TOPMODEL: A critique." Hydrological Processes 11: 1069-1085.

Beven, K. (2003). "TOPMODEL Users note."

Beven, K., Kirkby, M. J. (1979). "A physically based, variable contributing area model of basin hydrology." Hydrological Sience Bulletin 24(1): 43-70.

Beven, K., Wood, E., F. (1982). "Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas." Journal of Hydrology 85: 139-158.

Beven, K., Wood, E., F. (1983). "Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas." Journal of Hydrology(65): 139-158.

Beven, K. J. (1995). "Linking parameters across scales: sub grid parameterisations and scale dependent hydrological models." Hydrological Processes(6): 279-298.

Beven, K. J. (1996). "A discussion of distributed hydrological modelling."

Beven, K. J. (2001). "Rainfall-Runoff Modelling - The Primer."

Beven, K. J., Choi, H. T. (2007). "Multi-period and multi-critical model conditioning to reduce prediction uncertainty in an application of TOPMODEL within the GLUE framework." Journal of Hydrology(332): 316-336.

Beven, K. J., Kirkby, M.J., Schofield, N. & Tagg, and A.F. (1984). "Testing a physicallybased flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments." Journal of Hydrology(69): 119 - 172.

Beven, K. J. B., A.M (1992). "The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction." Hydrological Processes(6): 279 - 298.

Blöschl, G. (1996). "Prozeßnahe Niederschlag-Abfluß-Modellierung." Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft 48: 156 - 164.

Blöschl, G., Grayson, R. (2004). "Flächendetaillierte Niederschlags-Abfluss-Modellierung." Wiener Mitteilungen 165(Niederschlags-Abfluss-Modellierung - Simulation und Prognose): 33-54.

Blöschl, G., Grayson, R.B. & Sivapalan, M. (1995). "On the representative elementary area (REA) concept and its utility for distributed rainfall-runoff modelling." Hydrological Processes(9).

Blöschl, G., Merz, R. (2002). "Marktüberblick - Software für die Niederschlag-Abfluß Modellierung." Wiener Mitteilungen 164(Niederschlag-Abfluß Modellierung - Simulation und Prognose): 223-242.

Blöschl, G. S., M. (1995). "Scale issues in hydrological modelling: a review." Hydrological Processes(9): 312 - 329.

Böhm, R. A., Ingeborg (2002). "Klima vom Vorarlberg."

Boyle, D. P., Gupta, H.V. und Sorooshian, S., (2000). "Toward improved calibration of hydrologic models: Combining the strengths of manual and automatic methods." Water resources research 12(36): 3663-3674.

Brasington, J. R., K. (1998). "Interactions between model predictions, parameters and DTM scales for TOPMODEL." Computers & Geosciences(24): 299 - 314.

Bronstert, A. (1994). "Modellierung der Abflußbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen." Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft(Heft 46).

Bronstert, A. (1999). "Capabilities and limitations of detailed hillslope hydrological modelling." Hydrological Processes(13): 21 - 48.

Bronstert, A., Niehoff, D. & G. Bürger (2002). "Effects of climate and land use change on storm runoff generation: present knowledge and modelling capabilities." Hydrological Processes 16(2): 509-529.

Bruneau, P., Gascuel-Odoux, C., Robin, P., Merot, P. & K. Beven (1995). "Sensitivity to space and time resolution of a hydrological model using digital elevation data." Hydrological Processes(9): 69-81.

Brunsden, D., Dikau, R., Ibsen, M., Schrott, L., (1996). "Landslide Recognition, Identification, Movement and Causes."

Bunza, G., Jürging, P., Löhmannsröben, R., Schauer, Th., Ziegler, R. (1996). "Abfluss- und Abtragungsprozesse in Wildbacheinzugsgebieten, Grundlage zum integralen Wildbachschutz." Heft 27.

Casper, M. (2002). "Die Identifikation hydrologischer Prozesse im Einzugsgebiet des Dürreychbaches (Nordschwarzwald)." Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe (TH) mit "Theodor-Rehbock-Wasserbaulaboratorium"210.

Choi, T. H., Beven, K. (2007). "Multi-period and multi-criteria model conditioning to reduce prediction uncertainty in an application of TOPMODEL within the GLUE framework." Journal of Hydrology 332: 316-336.

Duan, J., Miller, L. N. (1997). "A generalized power function for the subsurface transmissivity profile in TOPMODEL." Water resources research 33(11): 2559-2562.

DVWK (1980). "Anwendung von Niederschlags-Abfluss-Modellen in kleinen Einzugsgebieten, Teil 2: Synthese." DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft 113.

Dyck, S., Peschke, G. (1995). "Grundlagen der Hydrologie."

Fedak, R. (1999). "Effect of Spatial Scale on Hydrologic Modeling in a Headwater Catchment." Diplomarbeit.

Felix, R., Priesmeier, K., Vogt, H., Wagner, O., Wilhelm, F. (1988). "Abfluß in Wildbächen."

Freer, J. E., McMillan, H., McDonald, J. J., Beven, K. (2003). "Constraining dynamic TOPMODEL responses for imprecise water table information using fuzzy rule based performance measures." Journal of Hydrology 291: 254-277.

Friebe, J. G. e. a. (2007). "Vorarlberg." Bundesländerserie Vorarlberg: 174.

Geodynamik, Z. f. M. u. (2002). "Klima vom Vorarlberg."

Germann, P. F. (1990). "Macropores and hydrologic hillslope processes."

Giertz, S. (2004). "Analyse der hydrologischen Prozesse in den sub-humiden Tropen Westafrikas unter besonderer Berücksichtigung der Landnutzung am Beispiel des Aguima-Einzugsgebietes in Benin." Dissertation.

Giertz, S. (2004). "Analyse der hydrologischen Prozesse in den sub-humiden Tropen Westafrikas unter besonderer Berücksichtigung der Landnutzung am Beispiel des Aguima-Einzugsgebietes in Benin." Dissertation.

Güntner, A. (1997). "Anwendung des Niederschlags-Abfluss-Modells TOPMODEL im Bruggaeinzugsgebiet." Diplomarbeit.

Güntner, A., Uhlenbrook, S., Seibert, J. & Leibundgut, and C. (1999). "AMulti-criterial validation of TOPMODEL in a mountainous catchment." Hydrological Processes.

Hipel, K. M., A.; Panu, U. S.; Singh, V. (1994). "Time Series Analysis in Hydrology and Environmental Engineering." 10/3.

Hofmann, T. S., H. P. (2008). "Geo-Atlas Österreich: Die Vielfalt des geologischen Untergrundes."

Holzbecher, E. (1996). "Modellierung dynamischer Prozesse in der Hydrologie – Grundwasser und ungesättigte Zone."

Hörmann, G., et all (2004). "Modelle zum Wasserhaushalt." Handbuch Ökosystemforschung.

Huang, B., Worboys, F. M. (2002). "Dynamic Modelling and Visualization on the Internet."

Huang, G. H., Li, J., Wu, S. (2007). "Modeling the effects of elevation data resolution on the performance of topography-based watershed runoff simulation." Environmental Modelling & Software 22(9): 1250-1260.

Ibbitt, R., Woods, R. (2004). "Re-scaling the topographic index to improve the representation of physical processes in catchment models." Journal of Hydrology 293: 205-218.

Institute, E. S. R. (1997). "Understanding GIS."

Keller, O. (1995). "Kleine Geologie und Landesgeschichte Vorarlbergs."

Kim, J., Miller, L., Farrara, J., Hong, S. (2000). "A Seasonal Precipitation and Stream Flow Hindcast and Prediction Study in the Western United States during the 1997/98 Winter Season Using a Dynamic Downscaling System." American Meteorological Society.

Kirkby, M. J. (1980). "Hillslope Hydrology."

Klemes, V. (1986). "Operational testing of hydrological simulation models." Hydrological Sience Journal(31): 13-24.

Kohl, B., Markart, G., Zanetti, P. (1997). "Oberflächenabfluss bei Starkregen -Abflussbildung auf Wald-, Weide- und Feuchtflächen am Beispiel des oberen Einzugsgebietes der Schesa-Bürserberg, Vorarlberg." Centralblatt f. d. ges. Forstwesen.

Köhler, H.-J., Schwab, R., Wenka, T. (2004). "Boden-Wasser-Luft-Wechselwirkung und ihr Einfluss auf das Stabilitäts- und Verformungsverhalten von Boden/Wasser-Grenzflächen." Beitrag zum BAW-Workshop 2004: 1-22.

Köppen, W. P. u. R. G. (1961). "Klimate der Erde."

Kumar, P., Verdin, K., Greenlee, S. (2000). "Basin level statistical properties of topographic index for North America." Advances in Water Resources 23: 571-578.

Kuntze, H., Roeschmann, G. and Schwerdtfeger, G. (1994). "Bodenkunde."

Landesamtes für Natur, U. u. V. N. (2007). "Leitbilder für die mittelgroßen bis großen Fließgewässer – Flusstypen." Fachblatt.

Lane, S., Brookes, C., Kirby, M. J., Holden, J. "A network index based version of TOPMODEL for use with high resolution digital topographic data."

Lindenmaier, F. (2007). "Hydrology of a large unstable hillslope at Ebnit, Vorarlberg Identifying dominating processes and structures." (Dissertation).

Lindenmaier, F., Zehe, E., Dittfurth, A. and Ihringer, J. (2005). "Process identification on a slow moving landslide." Hydrological Processes(19): 1635-1651.

Löhmannsröben, R. (2005). "Die Bedeutung des Bodens in Zusammenhang mit der hydrologischen Regionalisierung." Wiener Mitteilungen: Niederschlag-Abfluss Modellierung - Simulation und Prognose 164: 201-213.

Lyon, S. W., Walter, M. T., Gèrad-Marchant, P, Steenhuis, T. (2004). "Using a topographic index to distribute variable source area runoff predicted with the SCS curve-number equation." Hydrological Processes 18: 2757-2771.

Maniak, U. (2005). "Hydrologie und Wasserwirtschaft."

Markart, G., B. Kohl und P. Zanetti (1997). "Oberflächenabfluss bei Starkregen – Abflussbildung auf Wald-, Weide- und Feuchteflächen (am Beispiel der Schesa-Bürserberg, Vorarlberg)." Centralblatt f. d. ges. Forstwesen 144(2/3): 123-144.

Maurer, T. (1997). "Physikalisch begründete, zetkontinuierliche Modellierung des Wassertransports in kleinen ländlichen Einzugsgebieten." Mitteilung des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe (TH)(61).

Mayer, H. (2005). "Europäische Wälder - Ein Überblick und Führer durch die Naturwälder."

Michel, C., Perrin, C., Andreassian, V. (2003). "The exponential store: a correct formulation for

rainfall-runoff modelling." Hydrological Sience Journal 48(1).

Nachtnebel, H. P. (2003). "Hydrologie." Studienblätter.

Nash, J. E., Sutcliffe, J. V. (1970). "River flow forecast trough conceptual models part 1 - A discussion of principles." Journal of Hydrology 3(10): 282-290.

Ökologie-Institut, Ö. (2006). "Natut und Umwelt im Vorarlberg - Analysen, Ziele, Visionen 2006."

Pan, F., Peters-Lidard, C., King, A. W., (2004). "A comparison of geographical information systems–based algorithms for computing the TOPMODEL topographic index." Water resources research 40: 6303-6342.

Papula, L. (2001). "Mathematih für Ingenieure und Naturwissenschaftler." 3.

Peschke, G., Etzenberg, C., Müller, G. Töpfer, J., Zimmermann, S. (1998). "Die Abflußbildung in Abhänigkeit von der wirksamen Kombination flächenvariabler Einflußfaktoren und vom Gebietszustand." Abschlußbericht für die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG).

Pradhan, N. R., Tachikawa, Y., Takara, K. (2006). "A downscaling method of topographic index distribution for matching the scales of model application and parameter identification." Hydrological Processes 20: 1385-1405.

Quinn, P. F., Beven, K. J., Lamb, R. (1995). "The ln(a/tanp) Index: how to calculate it and how to use it within the TOPMODEL framework." Hydrological Processes 9: 161-182.

Refsgaard, J. C., Storm, B. (1996). "Construction, Calibration and Validation of Hydrological Models." Distributed Hydrological Modelling: 41-54.

Saulnier, G.-M., Beven, K., Obled, C. (1998). "Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL." Journal of Hydrology(202): 158-172.

Schachtschabel, P. S., F. (2002). "Lehrbuch der Bodenkunde."

Scherer, J. (2008). "Bodenschutz- Umwetarchiv Feuchtbiotope."

Scherer, J. S., P. (2007). "Dornbirn Ebnit: Feuchtbiotopkomplex Heumöser-Alpe - Ergebnisse von biologischen, pedologischen und chemischphysikalischen Untersuchungen."

Schlittgen Pof. Dr., R. S. P. D., Bernd (1989). "Zeitreihenanalyse."

Schneider, U. (1999). "Untersuchung zur Kinematik von Massenbewegungen im Modellgebiet Ebnit (Voralberger Helvetikum)."

Seibert, J. (1997). "On TOPMODEL's ability to simulate groundwater dynamics." IAHS-Pub. 254: 211-220.

Semmel, A. (1993). "Grundzüge der Bodengeographie."

Shrestha, R., Bàrdossy, A., Rode, M. (2007). "A hybrid deterministic–fuzzy rule based model for catchment scale nitrate dynamics." Journal of Hydrology 342: 143-156.

Silberstein, R. P. (2005). "Hydrological models are so good, do we still need data?" Environmental Modelling & Software 21: 1340-1352.

Singh, V. P. (1995). "Computer models of watershed hydrology."

Smit Sibinga-Lokker, C. (1965). "Beiträge zur Geomorphologie und Glaziologie des Einzugsgebietes der Dornborner Ache (Voralberg, Österreich)."

Takeuchi, K., Ao, T., Ishidaria, H. (1999). "Introduction of block-wise use of TOPMODELand Muskingum-Cunge method for the hydroenvironmental simulation of a large ungauged basin." Hydrological Sience Journal 44(4): 633-646.

Uhlenbrook, S. (1999). "Untersuchungen und Modellierung der Abflußbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet." Freiburger Schriften zur Hydrologie Band 10.

Uhlenbrook, S. (2007). "Abflussbildung und Einzugsgebietsmodellierung." Freiburger Schriften zur Hydrologie Band 24.

Walter, M. T. e. a. (2002). "Refined conceptualization of TOPMODEL for shallow subsurface flows." Hydrological Processes(16): 2041-2046.

Weiler, M., Naef, F., Leibundgut, Ch. (1998). "Study of runoff generation on hillslopes using tracer experiments and a physically-based numerical hillslope model." IAHS-Pub. 248: 353-362.

Weltatlas, D. (1991). "Diercke Weltatlas."

Wu, S., Li, J., Huang, G. H. (2007). "Modeling the effects of elevation data resolution on the performance of topography-based watershed runoff simulation." Environmental Modelling & Software 22: 1250-1260.

Wyssling, G. (1985). "Palinspastische Abwicklung der helvetischen Decke von Vorarlberg und Allgäu." Geologisches Jahrbuch 127(4): 701-706.

Yong, B., Zhang, W., Zhao, D. (2007). "A Study on the Spatial Scaling Properties of Topographic Index for China."

Zacher, W. (1983). "Helvetikum im Bregenzerwald, Oberrhein."

Zehe, E. (1999). "Stofftransport in der ungesättigten Bodenzone auf verschiedenen Skalen." Mitteilung des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe (TH) 64.

Zehe, E., Elsenbeer, H., Lindenmaier, F., Schulz, K. and Blöschl, G., (2007). "Patterns of predictability in hydrological threshold systems." Water resources research(43).

Zehe, E. a. B. (2004). "Predictability of hydrologic response at the plot and catchment scales: the role of initial conditions." Water resources research(40).

Danksagung

Die Diplomarbeit entstand im Rahmen eines Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) in der Forschergruppe "Grosshang" im Teilprojekt 1 "Hydrologie". Die Forschergruppe beschäftigt sich mit der Kopplung von Strömungs- und Deformationsprozessen zur Modellierung von Grosshangbewegungen. Im Teilprojekt Hydrologie wird an der numerischen Modellierung des Oberflächenabflusses mit Ankopplung an die ungesättigte Bodenzone und weiterführende Prozessaufklärung bei einer Großhangbewegung gearbeitet. Ansprechpartner und Betreuer waren Dr. Jürgen Ihringer und Dr. Falk Lindenmaier von der Universität Karlsruhe, Institut für Wasser und Gewässerentwicklung sowie Prof. Dr. Christian Leibundgut und Dr. Christoph Külls von der Universität Freiburg, Institut für Hydrologie.

Danken möchte ich Dr. Falk Lindenmaier für die gute Betreuung, das Bereitstellen der Daten und die geduldige Unterstützung. Dr. Christoph Külls danke ich für die Anregungen und die intensive Auseinandersetzung mit meiner Arbeit.

Ohne das Einverständnis und die Einsatzbereitschaft von Dr. Külls und Dr. Lindenmaier wäre eine Zusammenarbeit zwischen den Universitäten Karlsruhe und Freiburg nicht möglich gewesen und somit diese Diplomarbeit nicht realisierbar. Dafür möchte ich mich besonders bedanken!

Des Weiteren danke ich Dr. Gerd und Gabriela Hochschild für die umfassende Unterstützung, Tobias Hochschild und Maren Rapp für die guten Ratschläge und die Korrekturen des Textes. Nils und Julia danke ich für das Verständnis und die moralische Unterstützung während meiner Diplomarbeit.

Außerdem möchte ich allen Freunden und Kommilitonen danken, welche die Zeit meines Studiums sehr bereichert haben

Speziell danke ich meinen Eltern, die immer für mich da waren und ohne deren Unterstützung das Studium und insbesondere diese Arbeit nicht möglich gewesen wären!

Ehrenwörtliche Erklärung:

Hiermit erkläre ich, dass die Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt wurde.

Julia Hochschild

Karlsruhe, den 1. August 2008