

Wasserbilanz im Almökosystem Stoderzinken: Analyse der Einflussfaktoren und deren Auswirkungen auf Boden, Wasser und Pflanze



Wasserbilanz im Almökosystem Stoderzinken: Analyse der Einflussfaktoren und deren Auswirkungen auf Boden, Wasser und Pflanze

Water balance in the alpine ecosystem Stoderzinken: Analysis of the influencing factors and their effects on soil, water and plants

Projekt Nr. 101434

Projektleitung:

Dr. Markus Herndl, HBLFA Raumberg-Gumpenstein

Projektpartner:

Univ.-Prof. Dr. Steffen Birk, Uni Graz

Univ.-Prof. Dr. Wolfgang Schöner, Uni Graz

Univ.-Prof. Dr. Christine Stumpp, BOKU Wien

Projektlaufzeit:

01.06.2019-31.05.2021

Impressum

Medieninhaber und Herausgeber:
HBLFA Raumberg-Gumpenstein
Landwirtschaft
Raumberg 38, 8952 Irdning-Donnersbachtal
raumberg-gumpenstein.at

Inhalt

Einleitung.....	5
Material und Methoden	7
Forschungsstation am Stoderzinken	7
Lysimeterstation	7
Wetterstation.....	8
Bodenwasserhaushalt	9
Schneedeckenmodell.....	10
Isotopenanalysen	12
Ergebnisse und Diskussion.....	14
Verhalten von Wasserbilanzkomponenten in Extremjahren/-perioden	14
Einfluss von Wasserhaushaltsgrößen auf die Ertragsdynamik.....	21
Einfluss der Schneebedeckung auf die Wasserbilanz.....	25
Modellierung.....	25
Isotopenhydrologie	31
Vergleich von Messung und Modellierung.....	35
Zusammenfassung.....	36
Tabellenverzeichnis.....	38
Abbildungsverzeichnis	39
Literaturverzeichnis	41

Einleitung

2019 wurden auf 8.086 Almen 314.000 ha Futterfläche bewirtschaftet, was rund ein Viertel der Grünfutterflächen von Österreich ausmacht (BMLRT, 2020). Die Bereitstellung zusätzlicher Futterfläche ist aber nur eine der vielfältigen Funktionen, welche Almbewirtschaftung erfüllen kann. Die Funktionen reichen von ökonomischen, ökologischen und soziokulturellen Aspekten bis hin zur Schutzfunktion (Wagner et al. 2006). Bewirtschaftung der Almen und daraus folgernd die Schutzfunktion (Schutz vor Naturgefahren, Ressourcenschutz) werden gerade unter dem Aspekt der fortschreitend extremeren Wetterverhältnisse immer wichtiger. Durch standortangepasste Nutzung der Almflächen kann zum Beispiel die Wasserspeicherfähigkeit im Boden verbessert werden, was wiederum bei Starkniederschlägen den Abfluss des Oberflächenwassers reduzieren kann. Eine weitere wichtige Schutzfunktion ist der Wasserschutz. Berggebiete und hier vor allem die Nördlichen und Südlichen Kalkalpen tragen zu rund 50% der österreichischen Trinkwasserversorgung bei (COST65, 1995). Sowohl die Übernutzung von Almflächen als auch die Nutzungsaufgabe können eine Bedrohung für diese Ressource darstellen. Wegen der oft kurzen Verweilzeit des Wassers an der Oberfläche ist die Filter-, Puffer- und Transformationskapazität der Almvegetation und des -bodens wichtig für das Quellwasser. Verglichen mit dem globalen Mittel ist die Erwärmung des Alpenraums besonders ausgeprägt (Auer et al. 2007) und der Alpenraum daher voraussichtlich besonders betroffen von den Auswirkungen der globalen Erwärmung (Gobiet et al. 2014). Insbesondere wird mit einer Zunahme der hydrologischen Extreme gerechnet (Seneviratne et al. 2012). Einzelne hydrologische Extreme, wie etwa ausgeprägte Trockenperioden, die in der Vergangenheit und insbesondere auch in den letzten Jahren beobachtet wurden, können in dieser Hinsicht als Beispiel für mögliche Auswirkungen auf den Bodenwasserhaushalt und den Ertrag der Almflächen betrachtet werden. Untersuchungen an tiefergelegenen Standorten zeigen, dass Erwärmung in Kombination mit geringeren Niederschlägen zu einer Änderung von energie-limitierten zu wasser-limitierten Bedingungen und einem Rückgang des Ertrags von Grünlandflächen führen können (Forstner et al. 2021). Auch an höher gelegenen, niederschlagsreicheren Almflächen könnten extreme Trockenperioden die Wasserverfügbarkeit vorübergehend einschränken, obwohl Wasser generell an diesen Standorten kein limitierender Faktor ist. Schnee hat für die Ökologie auf Almen eine große Bedeutung, weil die Schneedecke einerseits den darunterliegenden Boden und Vegetation vom Energieaustausch mit der Atmosphäre trennt beziehungsweise diesen deutlich verändert und andererseits über die Schneeschmelze eine gleichmäßige und langanhaltende Zufuhr an Wasser in den Boden bereitstellen kann. Durch den Klimawandel verursachte Veränderungen der Schneedecke und Schneehydrologie sind daher von vielseitigem Interesse. Stabile Isotope des Wassers ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ und $^2\text{H}/^1\text{H}$) werden in der Hydrologie als Tracer zur Bestimmung der Wasserherkunft und zur Quantifizierung von Wasserflüssen, – verweilzeiten und Transportprozessen eingesetzt. Kombiniert mit Lysimeterversuchen und mit mathematischer Modellierung erhöhen stabile Isotope das Prozessverständnis zum Einfluss von Landnutzungsänderungen auf Verweilzeiten (Stumpp et al. 2012; 2009a). Die stark negative Isotopensignatur des Winterniederschlags und von Schneeprofilen (Hürkamp et al. 2018) bzw. der Schneeschmelze (Noor et al. 2021) kann genutzt werden, um dieses Schneeschmelzsignal im Boden nachzuverfolgen und Grundwasserneubildungsraten zu quantifizieren (Boumaiza et al. 2020; Chesnaux und Stumpp 2018).

Um den Anforderungen an Erfassung von langfristigen Datenreihen zu Wasser- und Stoffbilanzen auf einem Almstandort gerecht zu werden, wurde im Jahr 2005 an der Westseite des Stoderzinkens (1830 m Seehöhe), Obersteiermark, eine Forschungsstation errichtet (Bohner et al. 2007). Aufbauend auf die abgeschlossenen Projekte (Nr. 100566, 100810) sollen die bereits erhobenen Grundlagen an der Forschungsstation Stoderzinken erweitert werden, sowie basierend auf den ermittelten Wasserhaushaltsgrößen eine Analyse der Einflussfaktoren und deren Auswirkungen auf Boden, Wasser und Pflanze erfolgen. Dabei soll auf folgende Fragestellungen besonders eingegangen werden:

- Verhalten von Wasserbilanzkomponenten in Extremjahren/-perioden
- Einfluss von Wasserhaushaltsgrößen auf die Ertragsdynamik
- Einfluss der Schneebedeckung auf die Wasserbilanz.

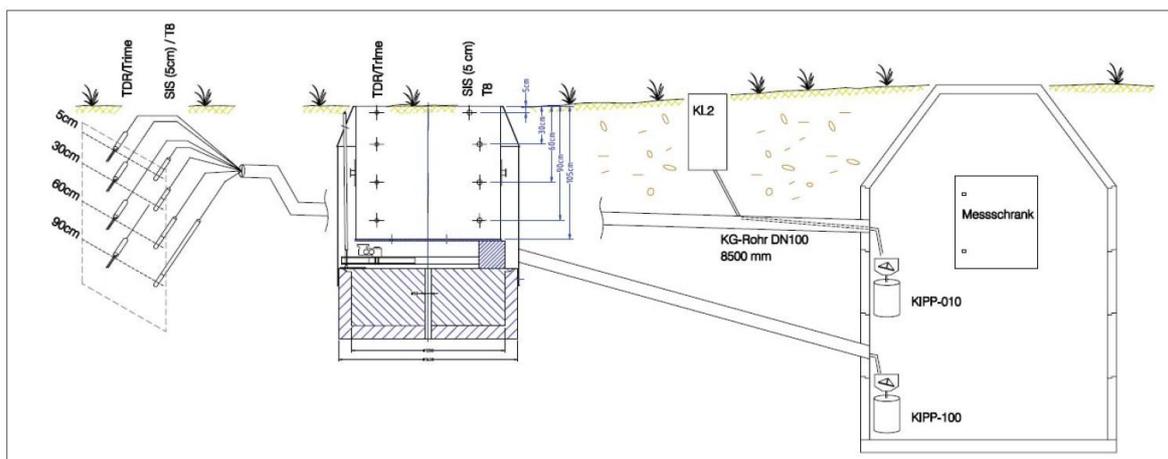
Material und Methoden

Forschungsstation am Stoderzinken

Im Jahr 2005 wurde in einem repräsentativen Almstandort in den Nördlichen Kalkalpen an der Westseite des Stoderzinkens (1830 m Seehöhe), Obersteiermark eine Forschungsstation errichtet um aktuelle und zukünftige Probleme der Trinkwasserversorgung, des Boden- und Grundwasserschutzes bearbeiten zu können (Bohner et al. 2007). Das Ausgangsgestein der Bodenbildung am Forschungsstandort ist Dachsteinkalk, wobei die Bodentypen charakteristisch für die Nördlichen Kalkalpen, ein Komplex aus mittel- bis tiefgründigem, krumenpseudovergleyten Kalkbraunlehm und flachgründiger Kalklehm-Rendzina sind (Flügel und Neubauer 1984, Bohner et al. 2007). Die Vegetation am Almstandort entspricht einer feuchten Ausbildung der Milchkrautweide (*Crepido aureae-Festucetum commutatae*). Die Forschungsstation am Stoderzinken besteht im Wesentlichen aus zwei Einheiten, einer Lysimeter- und einer Wetterstation.

Lysimeterstation

Die Messtechnik der Lysimeterstation besteht aus einem wägbaren monolithischen Lysimeter (Oberfläche = 1 m²; Tiefe = 1 m), einem monolithischen Bodenwassersammler (Oberfläche = 0,071m²; Tiefe = 0,6 m) sowie einem Freilandmessprofil (Abbildung 1).



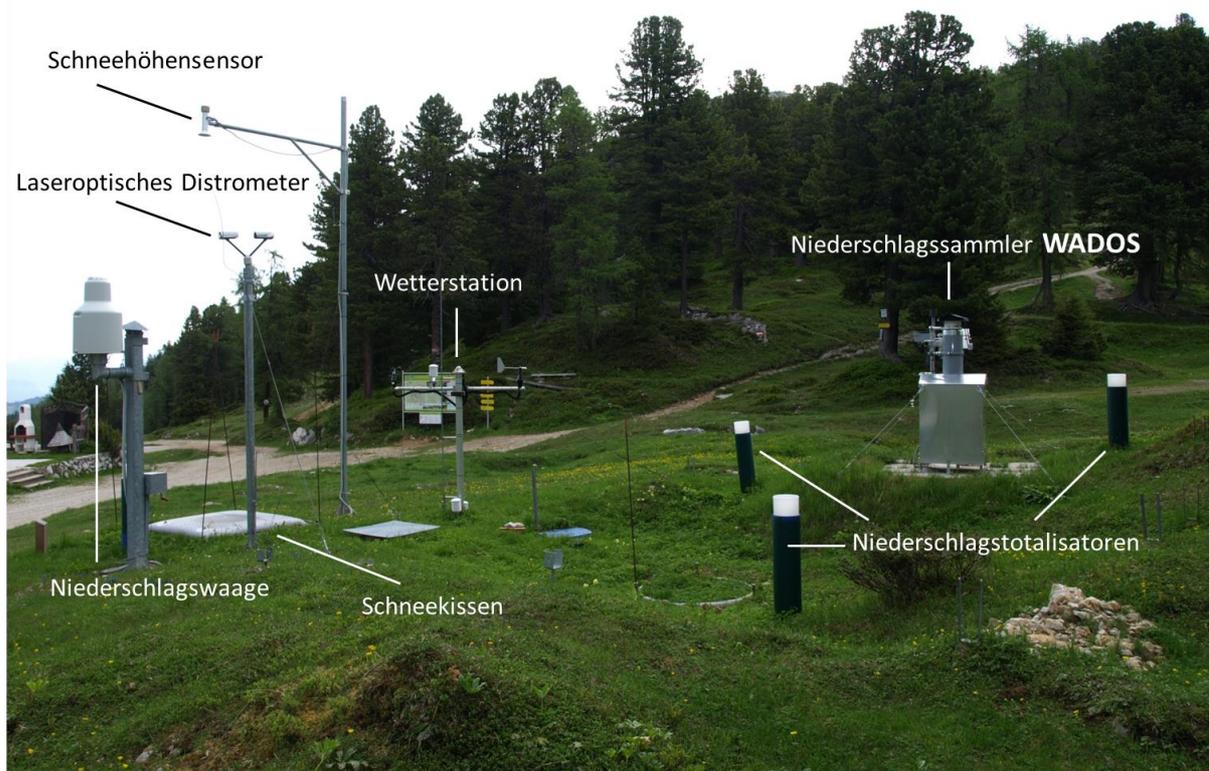
Lysimeterschema Stoderzinken © Fa. Ums GmbH

Abbildung 1. Messtechnik der Lysimeterstation am Stoderzinken

Das Lysimeter steht auf einem Wägesystem, mit einer Genauigkeit von 10 g das heißt, es kann Niederschlag bzw. Verdunstung mit einer Abweichung von ca. 0,01 mm ermittelt werden. Die Sickerwassermenge wird mittels eines Kippzählers in 1 m Bodentiefe kontinuierlich erfasst. Bei jeder Kippung wird eine Wasserprobe von 2,5 % für die chemischen Analysen gesammelt. Zusätzlich sind im Lysimeter Bodentemperaturfühler, Tensiometer und FD-Sonden in vier Tiefenstufen (5 cm, 30 cm, 60 cm und 90 cm) installiert. Im monolithischen Bodenwassersammler wird die Sickerwassermenge mit einem Kippzähler in 5 ml Auflösung erfasst und für die chemischen Analysen gesammelt. Im Freilandmessprofil werden Bodentemperatur, Bodenwasserspannung und volumetrischer Bodenwassergehalt in vier Tiefenstufen (5 cm, 30 cm, 60 cm und 90 cm) gemessen.

Wetterstation

Die Wetterstation besteht aus einer Basis-Wetterstation, wo in 2 m Höhe Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Globalstrahlung, relative Feuchte und Lufttemperatur gemessen werden. Die Lufttemperatur wird zusätzlich in 5 cm und 20 cm Höhe über der Bodenoberfläche registriert. Der Niederschlag kann durch ein laseroptisches Distrometer (System „Parsivel, Fa. Ott), eine Niederschlagswaage (System „Pluvio“. Fa. Ott), vier Niederschlagtotalisatoren im Sommer und ein Schneekissen mit Schneehöhensensor (Fa. Sommer) zusätzlich im Winter ermittelt werden (Abbildung 2). Trockene bzw. nasse Deposition wird über den Niederschlagssammler WADOS (Wet And Dry Only precipitation Sampler, Fa. Kroneis) gesammelt (Abbildung 2).



Wetterstation Stoderzinken © HBLFA Raumberg-Gumpenstein

Abbildung 2. Messtechnik der Wetterstation am Stoderzinken

Bodenwasserhaushalt

Mittels des wägbaren Lysimeters werden der Sickerwasserfluss und die Änderung des Bodenwasserspeichers unmittelbar gemessen. Die beiden weiteren Komponenten des Bodenwasserhaushalts, Niederschlag und Evapotranspiration, werden unter der Annahme, dass die Evapotranspiration während eines Niederschlagsereignisses vernachlässigbar ist, daraus errechnet (siehe z.B. Peters et al. 2014). Die Bodenwasserhaushaltskomponenten wurden aus den Messdaten des Lysimeters für die Vegetationsperioden der Jahre 2015, 2016, 2018 und 2019 ermittelt. Durch die Wetterstation konnten vorhandene Datenlücken (insbesondere durch Niederschlagsmessung) gefüllt werden.

Aus den hydrometeorologischen Daten der Wetterstation wurde nach Allen et al. (1998) die Gras-Referenzverdunstung berechnet und mit einem Faktor K_c (crop coefficient) multipliziert. In Perioden mit unzureichender Wasserverfügbarkeit muss die auf diese Weise ermittelte potenzielle Evapotranspiration reduziert werden, um die tatsächliche (aktuelle)

Verdunstung zu ermitteln. Hierbei wird entsprechend der von Allen et al. (1998) angenommen, dass bis zu einem Schwellenwert des Bodenwasservorrats die Verdunstung unlimitiert erfolgen kann, darunter die tatsächliche Evapotranspiration linear mit dem Bodenwasservorrat abnimmt. Zu diesem Zweck muss ein maximal verfügbarer Bodenwasservorrat (entsprechend der nutzbaren Feldkapazität des effektiven Wurzelraums) und der Schwellenwert, ab dem die tatsächliche Verdunstung gegenüber der potenziellen abnimmt, festgelegt werden. In der vorliegenden Arbeit wurden diese beiden Kenngrößen ebenso wie der oben erwähnte Faktor K_c aus der Kalibrierung eines entsprechenden Bodenwasserbilanzmodells ermittelt.

Im Bodenwasserbilanzmodell wird zusätzlich berücksichtigt, dass sich bei Überschreiten des maximal möglichen Bodenwasservorrats Sickerwasser bildet. Das Modell wurde daher sowohl an die aus der Lysimeterwasserbilanz errechnete Evapotranspiration als auch an die gemessenen Sickerwasserflüsse angepasst. Da nicht für alle betrachteten Jahre vollständige Datensätze vorliegen oder unter den gegebenen Bedingungen zeitweise für die Auswertung ungeeignete Bedingungen gegeben waren (insbesondere Einfluss von Schmelzwasser), wurde die Kalibrierung im Hinblick auf die Vergleichbarkeit der Ergebnisse für alle Jahre einheitlich für den Monat August durchgeführt. Im August ist grundsätzlich eine vergleichsweise hohe potenzielle Verdunstung zu erwarten und daher auch die Möglichkeit einer zeitweisen Limitierung durch unzureichende Wasserverfügbarkeit gegeben. Diese Bedingungen sind einerseits für die Biomasseproduktion von besonderem Interesse und andererseits auch günstig, um die Mehrdeutigkeit der Kalibrierung zu verringern.

Die Auswirkungen der Bodenwasserhaushaltsgrößen auf die Ertragsdynamik wurde zum einen über die Analyse des Zusammenhangs von errechneter (ETR) und potenzieller Verdunstung (ETP) und zum anderen über die Effizienz der Wassernutzung geprüft. Für die Berechnung der Effizienz der Wassernutzung (Tello-García et al., 2020) wird die Verdunstung in der Vegetationszeit summiert (ETR) und dem Trockenmasseertrag in dt ha^{-1} gegenübergestellt.

Schneedeckenmodell

Als Schneedeckenmodell kam ein einfaches empirisches Modell mit Gradtags-Ansatz (Degree-day-Model) zum Einsatz (in Analogie zu Hiebl, 2013, Abbildung 3). Jedoch wurde die Berücksichtigung des Kältegehalts der Schneedecke, wie in der Abbildung 3 dargestellt, nicht verwendet, da die Eingangsdaten für den Stoderzinken noch Unsicherheiten aufweisen, die diesen aufwendigeren Ansatz nicht sinnvoll machen. Das Modell verwendet als Modellantrieb nur die täglichen Mittel der Lufttemperatur (wobei die robustere Trockentemperatur und

nicht die Feuchttemperatur verwendet wurde) und die täglichen Niederschlagssummen als Eingangsdaten und berechnet tägliche Werte der Neuschneehöhe, Gesamtschneehöhe, des Schneewasseräquivalentes (SWE), Schneeakkumulation und der Schneeschmelze (Abbildung 3). Für die Berechnung wurde ein Gradtagsfaktor mit Sinusschwingung (Werte zwischen 1 und 4 mm°C⁻¹Tag⁻¹) und eine mittlere Schneedichte für den Altschnee von 400kg m⁻³ verwendet.

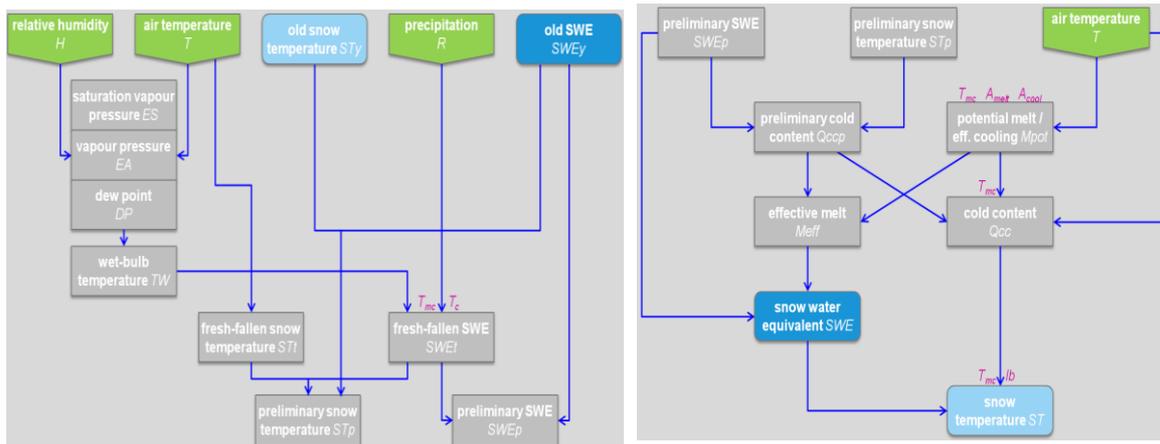


Abbildung 3: Schema des verwendeten empirischen Schneedeckenmodells mit Gradtags-Ansatz. Links: Darstellung der Schneeakkumulation und Rechts: Beschreibung der Schneeablation (Schneesmelze).

Die Berechnung von Schneehöhe und Schneewasserwert ermöglichte eine Validierung der Modellergebnisse an unabhängigen Messungen für den Standort Stoderzinken. Sowohl die Eingangsdaten (Lufttemperatur und Niederschlag) wie auch die Validierungsdaten stammen somit vom exakt gleichen Standort.

Eine grobe Prüfung der meteorologischen Daten zeigte einige Probleme bzw. unplausible Daten (auch für Temperatur und Niederschlag) für den Standort Stoderzinken in der Periode 2017-2020 auf. Da eine eingehende Datenprüfung/Datenkorrektur den Aufwand für das Projekt gesprengt hätte, wurde bei der Schneemodellierung, wie oben beschrieben, ein möglichst einfacher und robuster Ansatz gewählt, bei dem z.B. eine wesentliche Größe die Lufttemperatur größer oder kleiner 0°C ist (als Information darüber, ob Schneeschmelze stattfindet bzw. wie hoch der Anteil des Schneeniederschlags ist).

Isotopenanalysen

Stabile Isotopenverhältnisse des Sauerstoffs ($\delta^{18}\text{O}$) des Wasserstoffs ($\delta^2\text{H}$) wurden am Standort Stoderzinken gemessen im Niederschlag und in (Rückstell-)Proben des Sickerwassers des Lysimeters und Kleinlysimeters (2011-2020). Da über die Wintermonate kein Niederschlag gesammelt wurde, wurde der integrative Isotopenwert der Winterniederschläge aus Messungen der Schneedecke abgeschätzt. Dazu wurden 2019 die Schneedecke am Ende der Winterperiode (23.05.2019) in 10 cm Tiefenintervallen beprobt, die gesammelten Schneeproben im geschlossenen Gefäß geschmolzen und Isotope im Schmelzwasser analysiert.

Die Isotope der Wasserproben wurden am Institut für Bodenphysik (BOKU) mittels laserspektroskopischer Methode analysiert (Picarro L2130-i und Picarro L2140-i). Für die Kalibrierung wurden Laborstandards benutzt, die zweimal jährlich gegenüber Referenzmaterialien (US-Geological Survey) auf die VSMOW-SLAP (Vienna Standard Mean Ocean Water-Standard Light Antarctic Precipitation) Skala referenziert werden. Jede Probe wird bis zu neunmal gemessen und der Mittelwert aus den letzten drei Injektionen gebildet. Die Präzision der Messung (eine Standardabweichung) ist besser als 0.15‰ für $\delta^{18}\text{O}$ und 0.6‰ für $\delta^2\text{H}$. Die Angabe der Ergebnisse erfolgt in der delta-Notation als δ -Wert (‰), welcher das Isotopenverhältnis der Probe gegenüber dem VSMOW angibt.

Für die Berechnungen des Anteils der Schneeschmelze im Sickerwasser Mai 2019 bis Mai 2020 wurde eine Zwei-Komponentenmischung benutzt unter der Annahme, dass sich das monatliche Sickerwasser aus den beiden Komponenten (i) Schneeschmelze und (ii) Regen des jeweiligen Monats zusammensetzt:

$$Q_i \delta_{Q_i} = S_i \bar{\delta}_S + R_i \bar{\delta}_P$$

wobei Q die Sickerwassermenge im i -ten Monat ist, δ_Q der Isotopenwert im Sickerwasser, S die Menge an Schneeschmelze, $\bar{\delta}_S$ der Isotopenmittelwert der Schneedecke, R die Regenmenge und $\bar{\delta}_P$ der gewichtete Isotopenmittelwert im Regen der Sommermonate. Unbekannt ist somit die Menge an Schneeschmelze, die anteilmäßig am Sickerwasser berechnet wurde.

Da nur wenige Daten der Isotope im Regen vorliegen, wurde hier der gewichtete Mittelwert aus allen Sommerniederschlägen benutzt, um somit deren zeitverzögerten Anteil über eine längere Periode von einem Jahr berechnen zu können. Zusätzlich wurde auch eine Mischungsrechnung mit den jeweiligen Isotopenwerten des i-ten Monats durchgeführt, die aber größenordnungsmäßig zu keinen anderen Anteilen der Schneeschmelze im Sickerwasser führte und somit hier nicht weiter gezeigt wird.

Ergebnisse und Diskussion

Verhalten von Wasserbilanzkomponenten in Extremjahren/-perioden

Die Tabellen 1 bis 4 zeigen die aus den Lysimetermessungen am Stoderzinken erhaltenen bzw. errechneten Bodenwasserbilanzkomponenten für einzelne Monate der Jahre 2015, 2016, 2018 und 2019. Bezogen auf den Niederschlag in der Vegetationsperiode, stellt sich das Jahr 2016 als das wasserreichste im betrachteten Zeitraum dar. Für 2018 und 2019 liegen keine vollständigen Datensätze vor. Vergleicht man aber die Monate Juli/August (Tabelle 5) der verschiedenen Jahre, liegen im Jahr 2018 die geringsten Niederschläge vor, während 2015 und 2019 ähnliche Niederschlagshöhen aufweisen, die deutlich größer sind aber unter denen des Jahres 2016 liegen.

Die aus den Lysimeterdaten errechnete Verdunstung in den Monaten Juli/August ist für die Jahre 2018 und 2019 geringer als für die Jahre 2015 und 2016, was eine Limitierung durch zeitweise unzureichende Wasserverfügbarkeit nahelegt. Die Unterschiede in der Verdunstung sind allerdings absolut betrachtet geringer als jene im Niederschlag. Unterschiede in der Differenz zwischen Niederschlag und Evapotranspiration sind daher vor allem durch den Niederschlag bestimmt.

Tabelle 1: Aus der Lysimeterwasserbilanz ermittelte Niederschlagshöhen an den Standorten Stoderzinken (S; (Datenlücken ggf. durch Werte der Niederschlagsmessung mit Ott Pluvio aufgefüllt) und Raumberg-Gumpenstein (RG).

	Niederschlag in mm							
	2015		2016		2018		2019	
	S	RG	S	RG	S	RG	S	RG
Juni	170	121	280	159	207	143	20	38
Juli	231	175	251	188	105	79	143	59
August	95	49	221	138	125	101	160	107
September	173	129	134	86	77	60	181	102
Oktober	169	88	195	73	122	153	155	77
Summe	838	562	1080	643	636	536	659	383

Tabelle 2: Aus der Lysimeterwasserbilanz ermittelte Evapotranspiration an den Standorten Stoderzinken (S) und Raumberg-Gumpenstein (RG).

Evapotranspiration in mm								
	2015		2016		2018		2019	
	S	RG	S	RG	S	RG	S	RG
Juni	91	105	103	103	86	87		124
Juli	111	166	102	119	59	115	79	54
August	67	134	88	97	72	108	85	99
September	57	55	57	79		75	59	55
Oktober	71	29	53	26		31	60	28
Summe	397	489	403	424	217	416	283	360

Tabelle 3: Differenz zwischen Niederschlag und Evapotranspiration aus der Lysimeterwasserbilanz an den Standorten Stoderzinken (S) und Raumberg-Gumpenstein (RG).

Niederschlag - Evapotranspiration in mm								
	2015		2016		2018		2019	
	S	RG	S	RG	S	RG	S	RG
Juni	79	16	177	56	121	56		-86
Juli	120	9	149	69	46	-36	64	5
August	28	-85	133	41	54	-7	75	8
September	116	74	77	7		-15	122	47
Oktober	98	59	142	47		122	95	49
Summe	441	73	677	220	221	120	354	23

Tabelle 4: Sickerwasserflüsse im Lysimeter an den Standorten Stoderzinken (S) und Raumberg-Gumpenstein (RG).

	Sickerwasser in mm							
	2015		2016		2018		2019	
	S	RG	S	RG	S	RG	S	RG
Juni	97	22	177	44	105	0		37
Juli	115	3	156	81	61	0	29	0
August	37	12	141	56	26	0	87	0
September	101	0	93	6		0	109	0
Oktober	87	46	87	18		4	82	11
Summe	437	83	654	205	191	4	307	48

Tabelle 5: Ausgewählte Wasserbilanzgrößen für das Lysimeter Stoderzinken für den Zeitraum Juli-August. Die Differenz zwischen potenzieller (ETP) und tatsächlicher (ETR) Evapotranspiration sowie die Anzahl der Tage mit ETR von weniger als 90% der ETP ergibt sich aus dem Bodenwasserbilanzmodell, die anderen Größen unmittelbar aus der Lysimeterwasserbilanz.

Juli-August	2015	2016	2018	2019
N in mm	326	472	231	302
ET in mm	179	190	131	164
N-ET in mm	148	282	100	138
Sickerwasser in mm	152	297	86	116
ETP-ETR in mm	9	1	22	10
Tage ETR < 90% ETP	8	1	18	12

Die trockenen Bedingungen im Sommer des Jahres 2018 spiegeln sich auch in den Ergebnissen des Bodenwasserbilanzmodells wider. In den Monaten Juli und August zeigt die tatsächliche Verdunstung (ETR) demnach an 18 Tagen eine deutliche Unterschreitung der maximal möglichen potenziellen Verdunstung (ETP) aufgrund unzureichender Wasserverfügbarkeit. Die Differenz zwischen ETP und ETR summiert sich in diesen zwei Monaten auf 22 mm (Tabelle 5). In den anderen Jahren sind diese Werte deutlich geringer. Insbesondere ergibt sich aus dem Bodenwasserbilanzmodell, dass im Juli/August die tatsächliche Verdunstung nahezu der potenziellen entsprach. Dies wird auch durch Abbildung 4 für den Zeitraum Juni-Oktober 2016 veranschaulicht: ETP und ETR sind nahezu identisch, woraus geschlossen werden kann, dass die Wasserversorgung der Vegetation stets ausreichend war.

Im Unterschied zum Jahr 2016 wurde im Jahr 2018 insbesondere im Monat August eine Trockenperiode am Stoderzinken beobachtet. Abbildung 5 zeigt wie die mit dem Bodenwasserbilanzmodell berechnete tatsächliche Verdunstung (ETR) mit zunehmender Dauer der Trockenheit immer stärker von der potenziellen Verdunstung (ETP) abweicht. Auch die direkt aus dem Lysimeter ermittelte Verdunstung (ET Lysimeter) zeigt erwartungsgemäß geringere Werte als die potenzielle Evapotranspiration. Erst die Niederschläge Ende August führen zur Auffüllung des Bodenwasserspeichers und damit zur Sickerwasserbildung und Angleichung der tatsächlichen an die potenzielle Verdunstung in den letzten Augusttagen.

Die Berechnungen mit dem Bodenwasserbilanzmodell und auch die direkt aus dem Lysimeter ermittelten Wasserflüsse legen also eine zeitweise eingeschränkte Wasserverfügbarkeit im August 2018 nahe. Obwohl in der Tendenz sicherlich zutreffend, sind die ermittelten Werte doch mit Unsicherheiten behaftet. Dies veranschaulicht der Verlauf der aus den meteorologischen Messdaten und dem kalibrierten Kc-Faktor ermittelten potenziellen Evapotranspiration im Jahr 2016 (Abbildung 4). Wie oben angesprochen, wurden in diesem niederschlagsreichen Jahr keine ausgeprägten Trockenperioden beobachtet, sodass die tatsächliche Verdunstung weitgehend der potenziellen entsprach. Die aus der Lysimeterwasserbilanz ermittelte Verdunstung weicht dennoch zeitweise deutlich von der berechneten potenziellen Evapotranspiration ab. Insbesondere werden Ende August und im September unerwartet geringe Verdunstungsraten aus dem Lysimeter ermittelt. Eine bessere Anpassung in diesem Zeitraum könnte durch einen geringeren Kc-Faktor erreicht werden. Dies würde allerdings die Anpassung in anderen Zeiträumen verschlechtern, sofern Kc als zeitlich konstant angenommen wird. Daher wird auch zu prüfen sein, inwieweit Unschärfen der aus dem Lysimeter ermittelten Evapotranspiration die beschriebene

Abweichung erklären könnten. In ähnlicher Weise könnte die im August 2018 beobachtete Abweichung zwischen berechneter potenzieller und tatsächlicher Verdunstung mit Unschärfen aus der Lysimeterwasserbilanz behaftet sein, obwohl hier der Verlauf der aus dem Lysimeter ermittelten Verdunstungsraten gut mit dem kalibrierten Bodenwassermodell nachvollzogen werden kann (Abbildung 5).

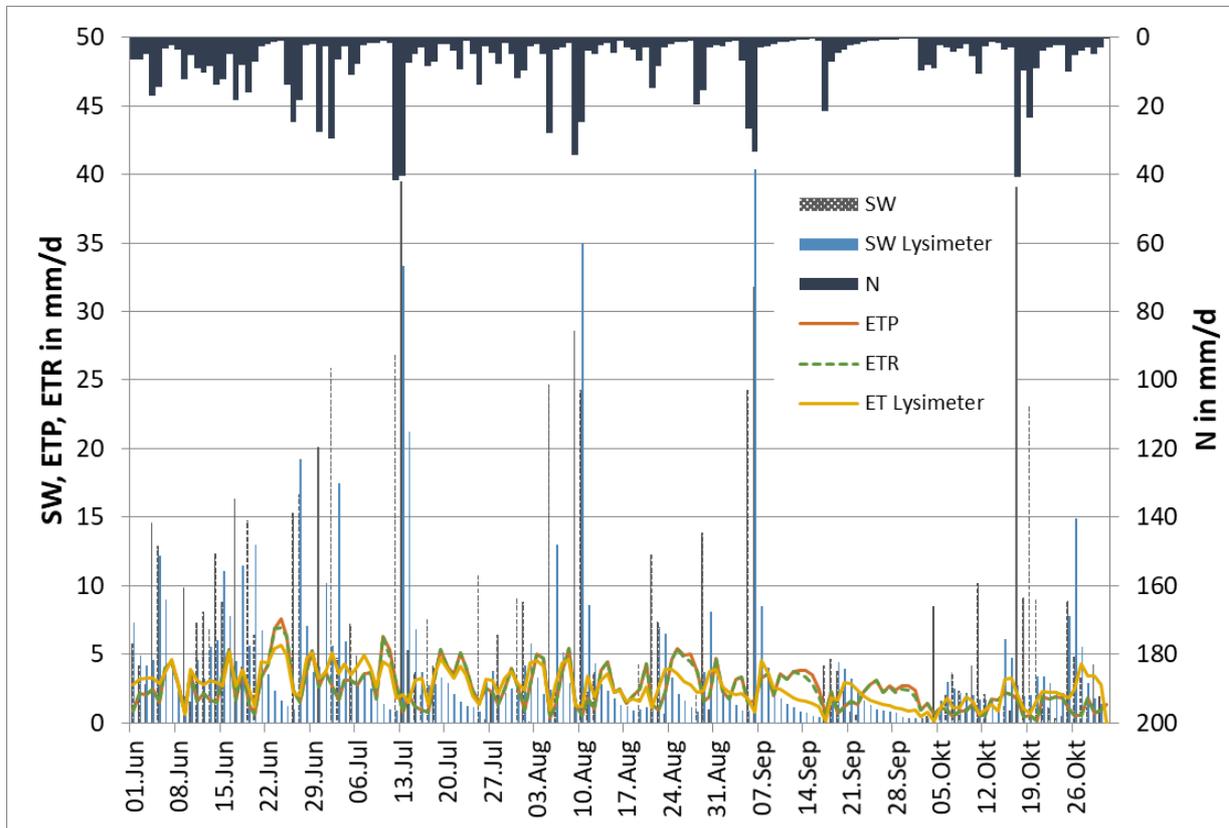


Abbildung 4. Mit dem Bodenwasserbilanzmodell ermittelte Sickerwasserflüsse (SW) und tatsächliche Verdunstung (ETR) im Vergleich mit den im Lysimeter beobachteten Sickerwasserflüssen (SW Lysimeter) und der aus der Lysimeterwasserbilanz ermittelten Verdunstung (ET Lysimeter) für das Jahr 2016. Der Niederschlag (N) wurde aus der Lysimeterwasserbilanz ermittelt, die potenzielle Evapotranspiration durch Multiplikation der Gras-Referenzverdunstung mit dem kalibrierten Kc-Faktor.

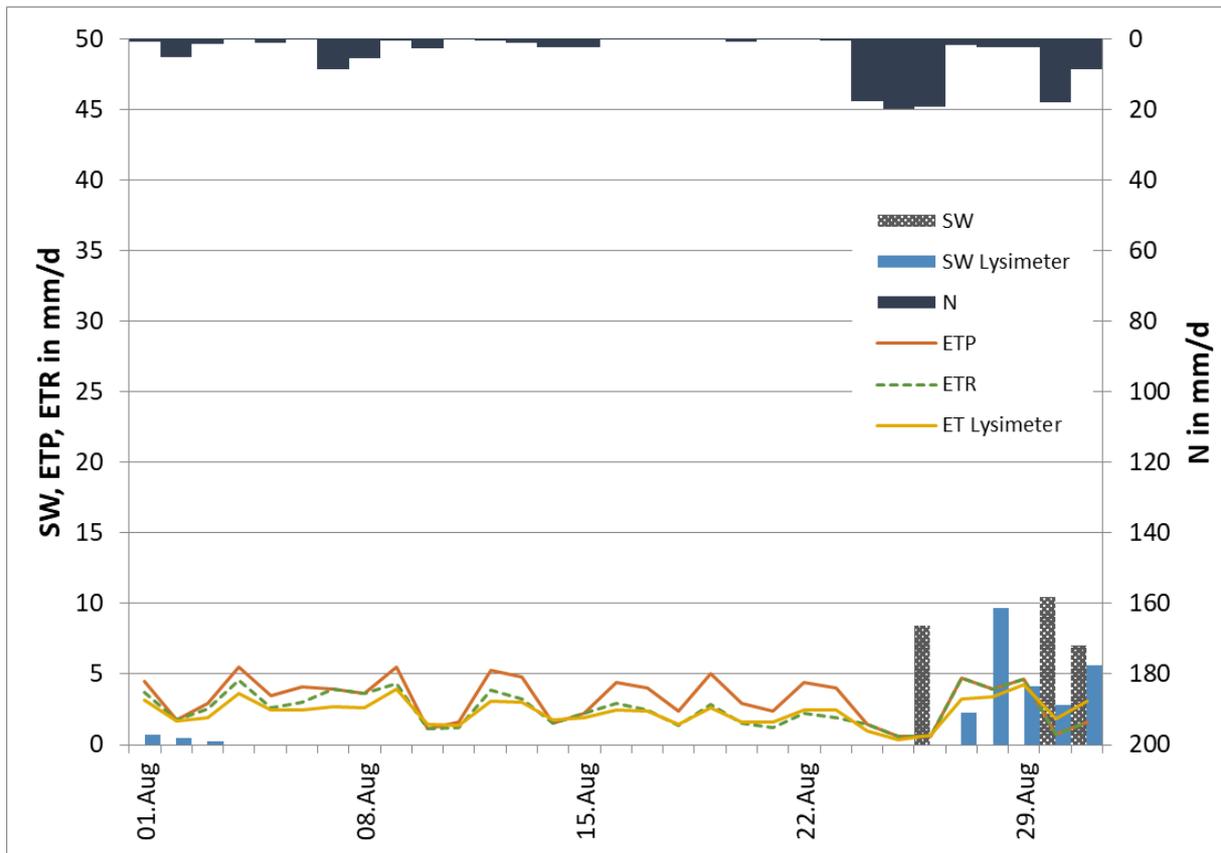


Abbildung 5. Mit dem Bodenwasserbilanzmodell ermittelte Sickerwasserflüsse (SW) und tatsächliche Verdunstung (ETR) im Vergleich mit den im Lysimeter beobachteten Sickerwasserflüssen (SW Lysimeter) und der aus der Lysimeterwasserbilanz ermittelten Verdunstung (ET Lysimeter) für August 2018. Der Niederschlag (N) wurde aus der Lysimeterwasserbilanz ermittelt, die potenzielle Evapotranspiration durch Multiplikation der Gras-Referenzverdunstung mit dem kalibrierten Kc-Faktor.

Um einen Vergleich der oben besprochenen Wasserbilanzgrößen am Gebirgsstandort Stoderzinken (Seehöhe etwa 1800 m) mit jenen eines Talstandorts in der gleichen Region zu ermöglichen, sind in den Tabellen 1 bis 4 zusätzlich die entsprechenden Werte am Standort Raumberg-Gumpenstein (Seehöhe etwa 700 m) angegeben. Die Niederschläge (Tabelle 1) in den Monaten Juni bis Oktober sind generell am Talstandort niedriger. Die Verdunstung ist in der Regel am Talstandort höher, allerdings gibt es hierbei einige Ausnahmen (Tabelle 2). Insbesondere in den Herbstmonaten ist die am Stoderzinken ermittelte Verdunstung oftmals höher als jene am Talstandort. In der Bilanz aus Niederschlag und Verdunstung ergeben sich am Talstandort aber durchwegs geringere Werte als am Stoderzinken (Tabelle 3). Am Talstandort ergibt sich in einigen Monaten sogar ein Defizit, das aus dem Bodenwasservorrat gedeckt werden muss. Mit einem Defizit von in Summe 58 mm in den Monaten Juli bis September ist dies besonders ausgeprägt im Jahr 2018 (siehe auch Forstner et al. 2021). Für die Monate Juli und August 2018 ergibt sich am Talstandort Raumberg Gumpenstein ein Defizit von 43 mm, während am Stoderzinken trotz der Trockenperiode im August (siehe Abbildung 5) ein Überschuss von 100 mm ermittelt wird (Tabelle 3 und 5). Während im Jahr 2018 am Gebirgsstandort die Wasserverfügbarkeit also nur vorübergehend und vergleichsweise geringfügig limitiert war, lag am Talstandort ein Defizit in der Bodenwasserbilanz über den gesamten Sommer vor. Dies äußerte sich auch in ausbleibender Sickerwasserbildung am Talstandort von Juni bis September 2018. Am Gebirgsstandort wurde dagegen selbst im vergleichsweise trockenen Sommer 2018 Sickerwasser gebildet (86 mm im Juli-August 2018, siehe Tabelle 5).

Einfluss von Wasserhaushaltsgrößen auf die Ertragsdynamik

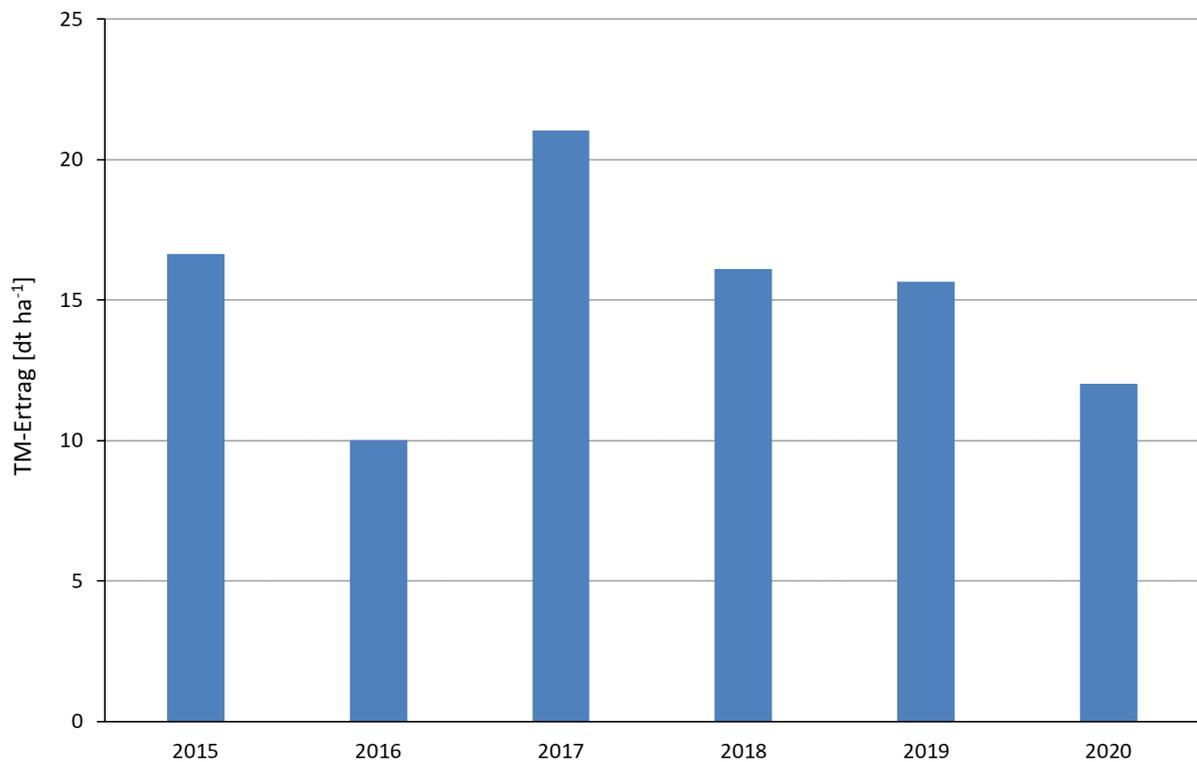


Abbildung 6. Trockenmasseertrag (TM-Ertrag) am Standort Stoderzinken

Der Ertrag am Standort Stoderzinken zeigt eine hohe jährliche Variabilität. Der Trockenmasseertrag reichte von 10 dt TM ha⁻¹ im Jahr 2016 bis 21 dt TM ha⁻¹ im Jahr 2017 (Abbildung 6). Betrachtet man die Ertragsentwicklung über die letzten 6 Jahre, zeigt sich am Standort ein mittleres Ertragsniveau von rund 15 dt TM ha⁻¹. Dieses Ertragsniveau stimmt gut mit Ergebnissen aus dem steirischen Almprojekt überein, wo für einen vergleichbaren Standort ein durchschnittlicher Bruttoertrag von 11 dt TM ha⁻¹ quantifiziert wurde (Pötsch et al. 1998).

Die Gründe für die hohe jährliche Variabilität des Ertrages können vielfältig sein. Sie können in diesem relativ unbeeinflussten Ökosystem durch Änderungen der Wasserhaushaltsgrößen oder Witterungseinflüsse wie etwa die Länge der Vegetationszeit bedingt sein. Um den Einfluss einer möglichen Änderung der Pflanzenbestandeszusammensetzung von den anderen Einflussgrößen abtrennen zu können, wurde in der Beobachtungsperiode zweimal

vor der Ernte (2015, 2019) eine botanische Erhebung durchgeführt. Die Zusammensetzung des Pflanzenbestandes änderte sich nicht wesentlich und setzte sich in beiden Jahren hauptsächlich aus Kräutern und hier vor allem aus *Alchemilla sp.* zusammen (Tabelle 6).

Tabelle 6. Zusammensetzung des Grünlandbestandes am Standort Stoderzinken

	2015	2019
Gräser in %	21	15
<i>Deschampsia cespitosa</i>	15	9
<i>Festuca rubra agg.</i>	3	1
<i>Poa alpina</i>	2	0,1
<i>Phleum rhaeticum</i>	1	0,1
<i>Carex ferruginea</i>	0,5	5
<i>Anthoxanthum alpinum</i>	-	0,1
Kräuter in %	79	85
<i>Alchemilla sp.</i>	50	70
<i>Ranunculus montanus</i>	9	0,5
<i>Leontodon hispidus</i>	9	0,5
<i>Hypericum maculatum</i>	5	8
<i>Viola biflora</i>	3	5
<i>Veronica fruticans</i>	1	-
<i>Crepis aurea</i>	1	0,1
<i>Soldanella alpina</i>	1	-
<i>Phyteuma orbiculare</i>	0,1	-
<i>Luzula campestris agg.</i>	0,1	-
<i>Potentilla aurea</i>	0,1	0,1
<i>Scabiosa lucida</i>	-	0,5
<i>Veronica serpyllifolia ssp.</i> <i>serpyllifolia</i>	-	0,1
<i>Euphrasia officinalis ssp. picta</i>	-	0,1
<i>Gallium anisophyllum</i>	-	0,1
Leguminosen in %	0	0

Der Einfluss von Wasserhaushaltsgrößen auf den Ertrag wurde über die Analyse des Zusammenhangs von errechneter (ETR) und potenzieller Verdunstung (ETP) und über die Effizienz der Wassernutzung geprüft. ETR in den Monaten Juli/August war vor allem in den Jahren 2018 und 2019 vergleichsweise gering, was auf eine unzureichende Wasserverfügbarkeit hinweisen könnte. Betrachtet man die TM-Erträge für diese beiden Jahre im Vergleich zu den Jahren 2015 und 2016 wo die Wasserverfügbarkeit keine Rolle auf den Ertrag spielen sollte, zeigt sich kein Unterschied bzw. sogar ein höherer Ertrag.

Ein weiteres Indiz, dass die Verdunstung in der Vegetationszeit keinen Einfluss auf den Ertrag hat, belegt die Analyse der Effizienz der Wassernutzung (Abbildung 7). Hier zeigt sich kein signifikanter Zusammenhang und auch nur eine geringe Korrelation ($r^2 < 0,8$) zwischen errechneter Verdunstung und TM-Ertrag. Einen Zusammenhang zwischen Verdunstung und Ertrag in einem Karstgebiet konnte Risser, 1988 erst ab einer Verdunstung von größer als 450 mm finden, was gut mit den Ergebnissen dieser Studie übereinstimmt.

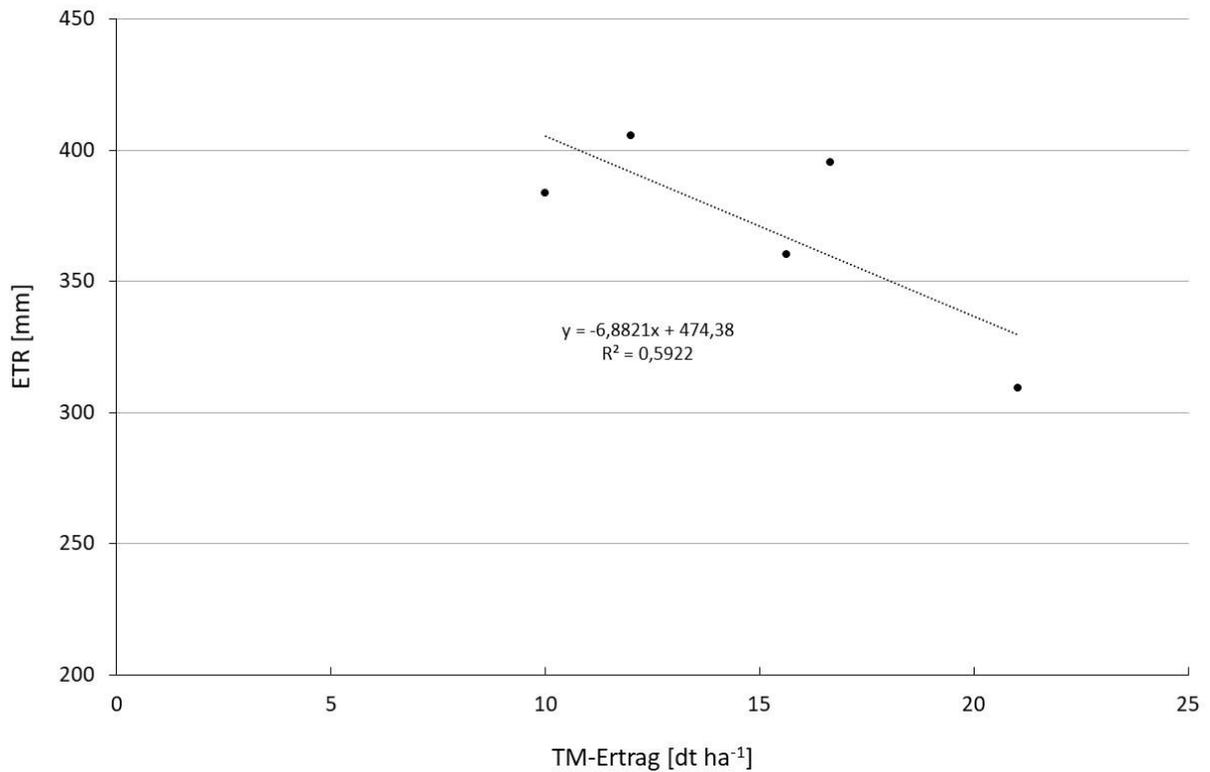


Abbildung 7. Zusammenhang von errechneter Verdunstung (ETR) und TM-Ertrag am Standort Stoderzinken

Um den Einfluss von Vegetationsdauer auf den Ertrag eruieren zu können, wurden die Temperatursummen (berechnet aus Tagesmittelwerten) eruiert und den Trockenmasseerträgen gegenübergestellt. Die Vegetationsdauer am Standort liegt im Zeitraum 2015-2020 im Bereich von 143-182 Tagen (Tabelle 7). Vergleicht man die vorhandenen Temperatursummen über die Vegetationsdauer mit den entsprechenden Trockenmasseerträgen zeigt sich ein signifikanter ($p=0,05$) Zusammenhang (Abbildung 8). Ähnliche Zusammenhänge konnten auch Pornaro et al. 2018 auf Karstweiden finden, wo vor allem die Temperatursumme im Frühjahr einen Einfluss auf den Ertrag zeigte.

Tabelle 7. Vegetationsparameter am Standort Stoderzinken

Jahr	Vegetationsbeginn	Vegetationsende	Anzahl Tage [d]	Temperatursumme [°C]
2015	08.05.2015	15.10.2015	160	1544
2016	12.05.2016	26.10.2016	167	1397
2017	19.05.2017	18.10.2017	152	-
2018	28.04.2018	06.10.2018	161	-
2019	08.06.2019	29.10.2019	143	1505
2020	07.05.2020	05.11.2020	182	1451
MW (SD)			161 (13)	1483 (64)

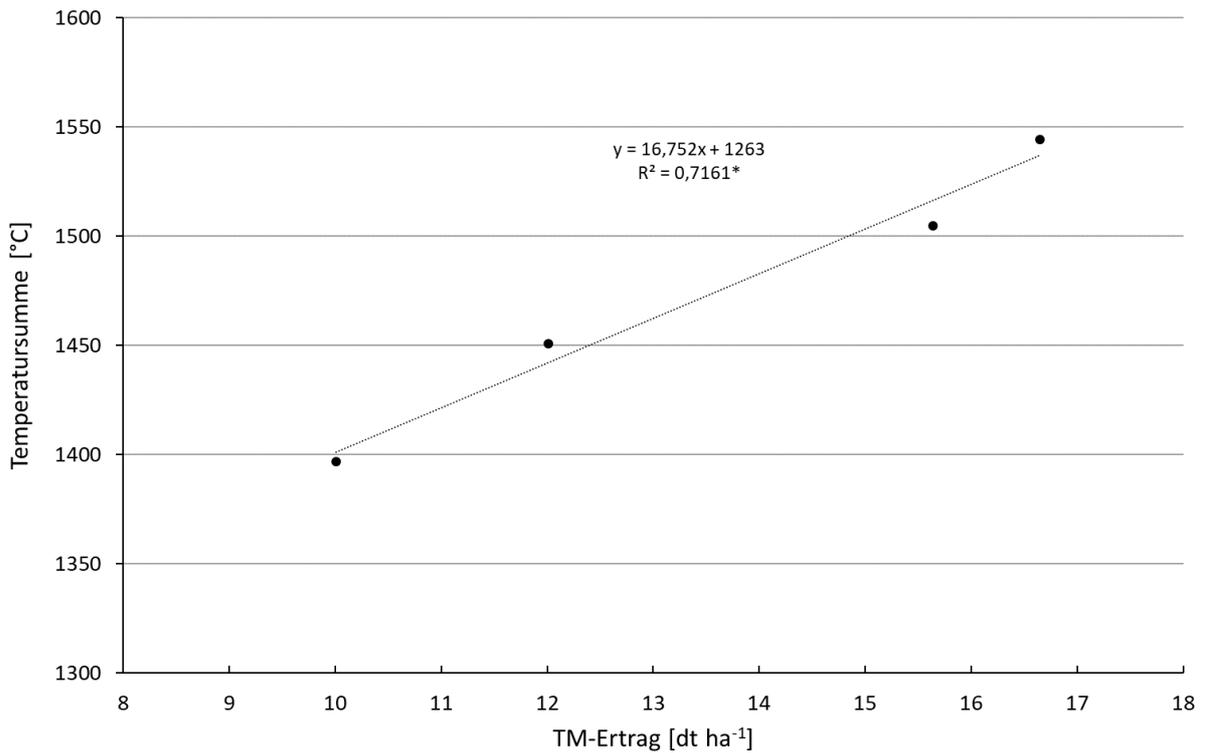


Abbildung 8. Zusammenhang von Temperatursumme und TM-Ertrag am Standort Stoderzinken

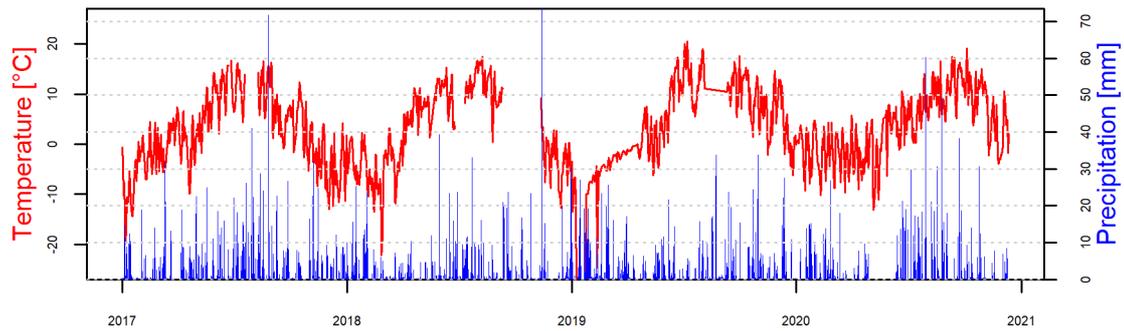
Einfluss der Schneebedeckung auf die Wasserbilanz

Modellierung

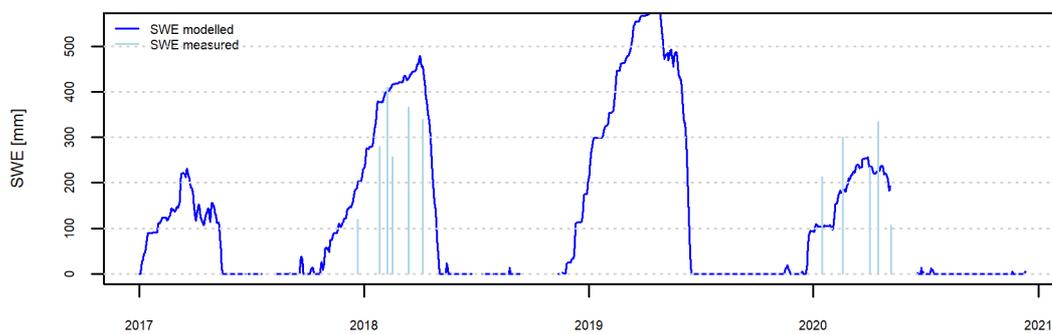
Die Schneedecke hat für die Wasserbilanz die Wirkung eines Speichers, der Niederschlag wird zwischen Schneefallereignis und Schneeschmelze als Wasser in der Schneedecke gespeichert. Da keine Messungen der Schneeschmelze in Tagesauflösung für den Stoderzinken zur Verfügung stehen, wurde das weiter oben beschriebene Schneedeckenmodell verwendet, um tägliche Werte der Schneeakkumulation und Schneeablation (Schneeschmelze) zu berechnen. Die Ergebnisse dieser Modellierung für jeden Tag der Periode 1.1.2017 bis 31.12.2020 sind in der Abbildung 9 dargestellt. Abbildung 9 zeigt dabei die gesamte Periode, während Abbildung 10 die Modellergebnisse am Beispiel des Winters 2017/18 darstellt.

Ein Vergleich der modellierten und gemessenen Schneehöhen und Schneewasserwerte zeigt eine gute Übereinstimmung. Dabei muss berücksichtigt werden, dass der Standort Stoderzinken deutlich alpin geprägt ist, mit deutlichem Einfluss des Windes auf die räumliche Schneeverteilung, die bereits bei dem geringen Abstand der einzelnen Messstandorte relevante Unterschiede in der Schneehöhe erzeugen kann. Weiters ist darauf hinzuweisen, dass sich jeder Fehler beziehungsweise jede Unsicherheit in der Niederschlagsmessung auf die modellierte Schneehöhe auswirkt.

Temperature [°C] and Precipitation [mm] at Stoderzinken



Snow water equivalent at Stoderzinken Observed vs. modelled



Snow depth at Stoderzinken Observed vs. modelled

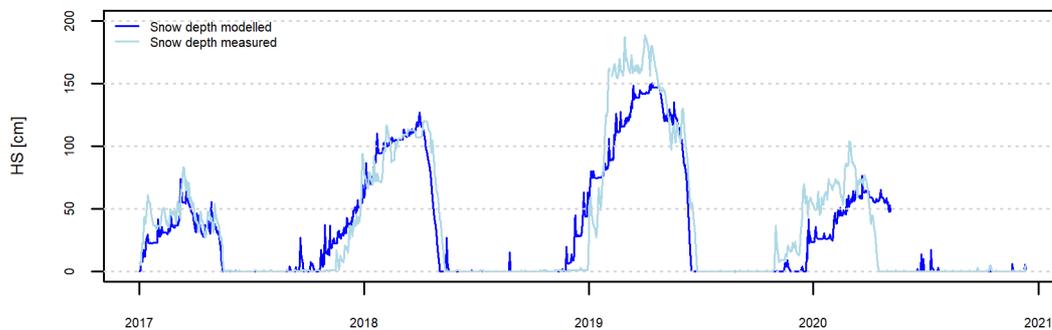


Abbildung 9. Ergebnis der Schneedeckensimulation für den Stoderzinken für die Gesamtperiode 2017-2020 im Vergleich zu den Eingangsdaten der täglichen Lufttemperatur und Niederschlagssumme (obere Abbildung), dem gemessenen Schneewasseräquivalent (mittlere Abbildung) und der gemessenen Schneehöhe (untere Abbildung).

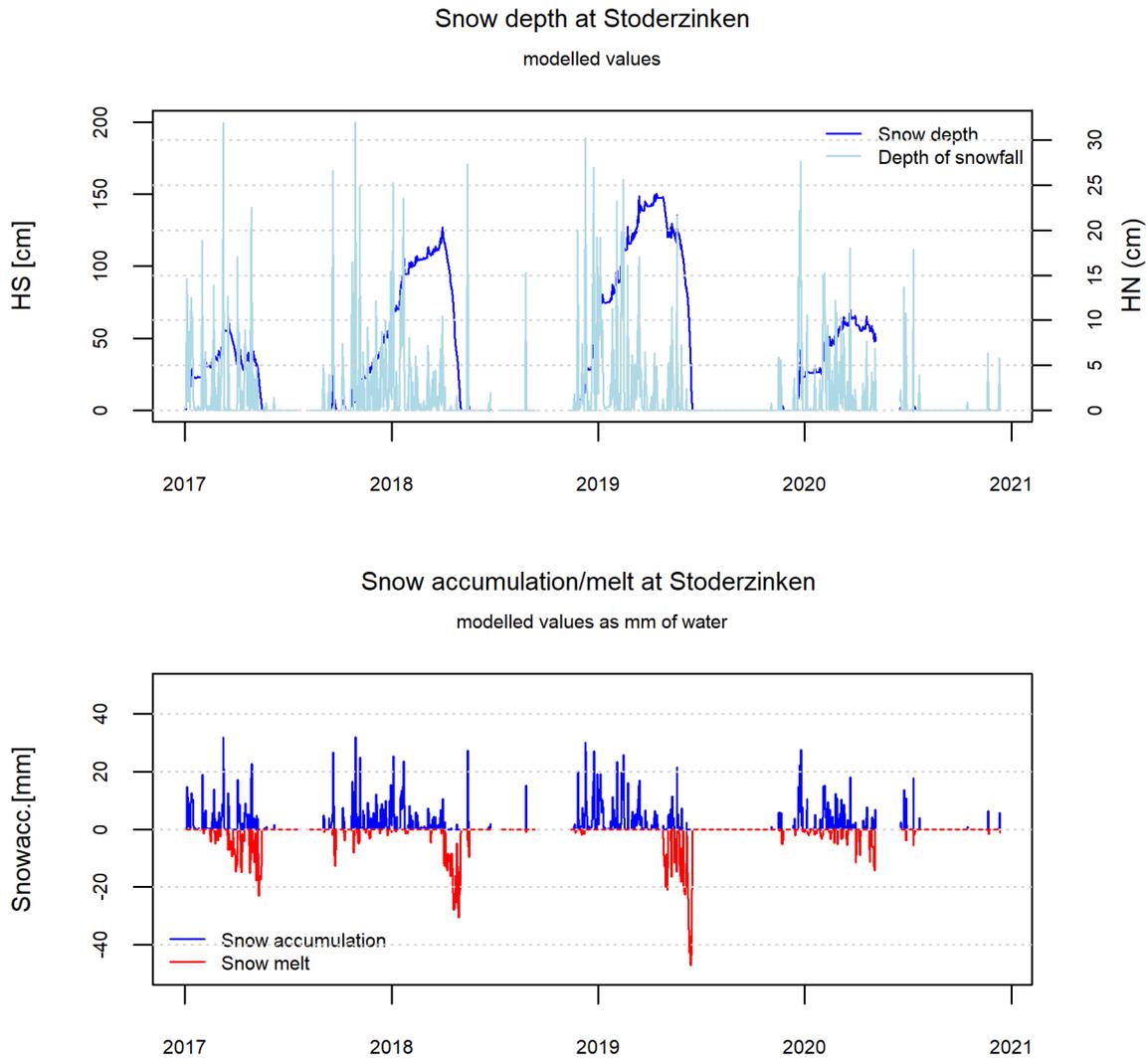


Abbildung 10. Ergebnisse der Schneedeckensimulation für den Stoderzinken für die Periode 2017-2020. Oben: modellierte Schneehöhe und Neuschneehöhe, unten: modellierte Schneeakkumulation und Schneeeablation (Schneesmelze).

Die Ergebnisse der Modellierung und die dargestellten Messungen zeigen eine deutliche Jahr-zu-Jahr Schwankung der maximalen Schneehöhe (zwischen ca. 80 und 180cm) und des maximalen Schneewasserwertes (zwischen ca. 200 und 600mm), wobei sich ganz klar die Sonderstellung des schneereichen Winters 2018/19 zeigt. Schneeschmelze kann über den gesamten Winter stattfinden (wobei das geschmolzene Wasser oft in der Schneedecke verbleibt und wiedergefroren, was im verwendeten Schneedeckenmodell nicht berücksichtigt ist). Größere Werte der Schneeschmelze und damit auch Abfluss aus der Schneedecke werden erst im späteren Frühjahr (Ende März bis April erreicht). Dabei werden modellierte Werte bis ca. 50 mm/Tag erreicht. Auch hier zeigt sich die Sonderstellung des Winters

2018/19. Aufgrund der besonders mächtigen Winterschneedecke war noch bis weit in den April Schnee vorhanden, also zu einer Zeit im Jahr in welcher der Energieeintrag aus der Atmosphäre besonders groß ist und damit besonders große Werte der Schneeschmelze ermöglicht.

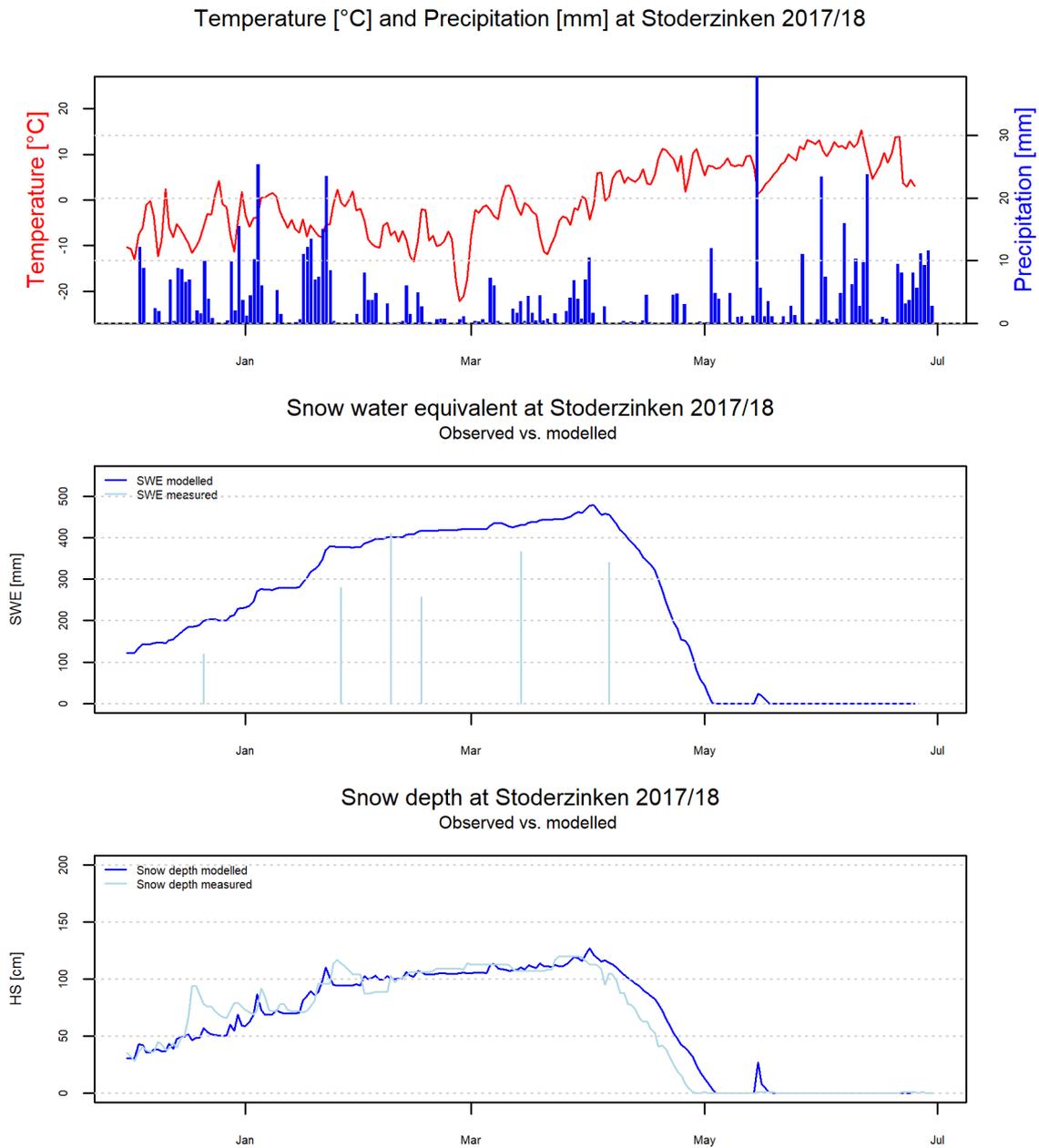


Abbildung 11. Ergebnis der Schneedeckensimulation für den Stoderzinken für die Periode 2017-2018 im Vergleich zu den Eingangsdaten der täglichen Lufttemperatur und

Niederschlagssumme (obere Abbildung), dem gemessenen Schneewasseräquivalent (mittlere Abbildung) und der gemessenen Schneehöhe (untere Abbildung).

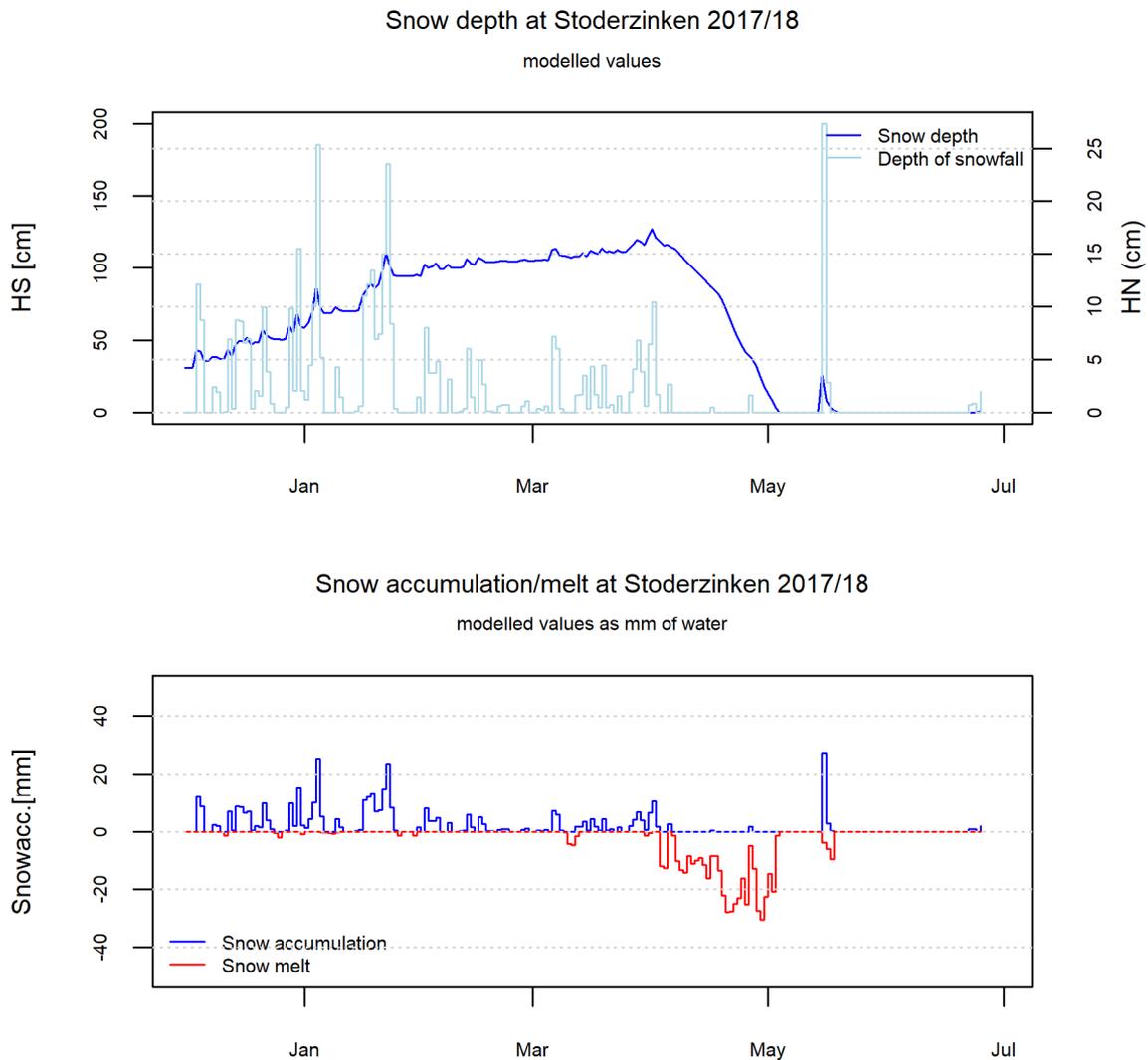


Abbildung 12. Ergebnisse der Schneedeckensimulation für den Stoderzinken für die Periode 2017-2018. Oben: modellierte Schneehöhe und Neuschneehöhe, unten: modellierte Schneeakkumulation und Schneeablation (Schneesmelze).

Die zeitlich hochauflösende Betrachtung des Winters 2017/18 (Abbildungen 11 und 12) zeigt sehr gut die prinzipielle Tauglichkeit der verwendeten Modellierung. Für dieses Jahr liegen umfangreiche Vergleichsmessungen vor. Während es sich bei der Messung der Schneehöhe um eine kontinuierliche Messung mittels eines Sensors handelt, wird der Schneewassertwert durch Schachtgrabung und gravimetrischer Methode bestimmt. Diese Messung wird an 3 Standorten rund um das Versuchsfeld durchgeführt, um die Schwankung innerhalb des

Messfeldes abzubilden. Dargestellt ist hier nur der Mittelwert der 3 Messungen, wobei zu ergänzen ist, dass die Schwankung zwischen den 3 SWE-Messungen oft sehr groß ist. Daher sollten die teilweise deutlichen Abweichungen zwischen modellierten und gemessenen SWE nicht überinterpretiert und für die Validierung mehr auf die gemessene und modellierte Schneehöhe fokussiert werden.

Der Jahresverlauf der Schneeakkumulation und Schneeablation zeigt für 2017/18 einen besonders typischen Jahresverlauf, mit einer einsetzenden Schneeschmelze erst ab Ende März/Anfang April. Dann steigen die Werte innerhalb kurzer Zeit auf große Werte von ca. 20 mm/Tag. Gleichzeitig sinkt der Zuwachs durch Akkumulation nahezu auf 0. Kurz vor dem Einsetzen der ausgeprägten Schneeschmelze im April wird auch die maximale Schneehöhe und das maximale SWE (Maximalwert des Schneespeichers) erreicht. Diese Entwicklung zeigt sich in allen untersuchten Jahren sehr ähnlich. Die Interpretation des Winters 2019/20 muss mit Vorsicht erfolgen. Hier sind einige Auffälligkeiten und auch Ausfälle in den meteorologischen Daten zu finden und die Unsicherheit der Modellierung deutlich größer. Weitere Schritte zur Datenqualitätskontrolle sind hier notwendig, um die Sicherheit der Simulation zu verbessern.

Isotopenhydrologie

Die Isotope im Niederschlag (Frühjahr-Herbst) variieren zwischen -5‰ und -18‰ für $\delta^{18}\text{O}$ (Abbildung 13). Die daraus resultierende Local Meteoric Water Line (LMWL: $\delta^2\text{H} = 7.76 \delta^{18}\text{O} + 9.66$) ist sehr ähnlich zur globalen Verteilung der Isotope im Niederschlag ($\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$). Winterniederschläge konnten aufgrund fehlender Messdaten nicht mitberücksichtigt werden. Die Isotope in den Schneeproben variierten ($\delta^{18}\text{O} = 13.7 \pm 0.6\text{‰}$) und zeigten nicht wie erwartet die geringsten Werte. Da zum Zeitpunkt der Schneeprobennahme (23.05.2019) laut Modellierung (siehe Abbildung 10) bereits 180 mm von insgesamt 660 mm Wasser aus der Schneedecke im Winter/Frühjahr 2018/2019 geschmolzen sind und Fraktionierungsprozesse dazu führen, dass leichte Isotope zuerst die Schneedecke verlassen, ist es sehr wahrscheinlich, dass Wasser mit noch geringeren Werten zu diesem Zeitpunkt bereits in den Boden infiltriert ist. Dies wird dadurch bestätigt, dass Sickerwasser im Lysimeter im Juni 2019 -15.5‰ im $\delta^{18}\text{O}$ aufwies (Abbildung 14). Die Isotope im Sickerwasser beider Lysimeter zeigen eine sehr ähnliche Verteilung wie im Niederschlag (Abbildung 13). Das heißt, dass kinetische Fraktionierungseffekte durch Evaporation an diesem Standort keine Rolle spielen und somit wohl auch der Anteil der Evaporation an der Evapotranspiration dieses Standortes sehr gering ist.

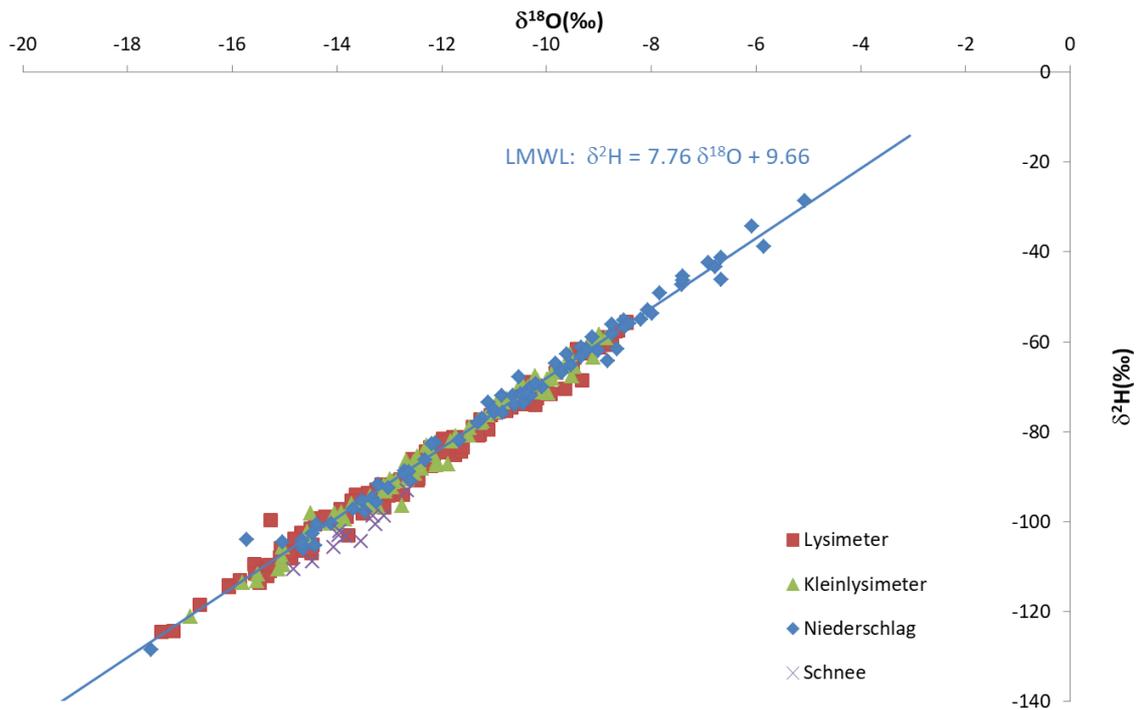


Abbildung 13. Ergebnisse der Isotopenmessungen ($\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$) des Niederschlags, eines Schneeprofiles und des Sickerwassers zweier Lysimeter am Standort Stoderzinken; die LMWL (Local Meteoric Water Line) ergibt sich aus der Regression der Niederschlagswerte.

Trotz der unterschiedlichen Tiefe der beiden Lysimeter ($\Delta = 40$ cm), zeigen die Isotope im Sickerwasser beider einen sehr ähnlichen zeitlichen Verlauf (Abbildung 14). Die Amplitude der Isotopenverteilung ist in beiden Lysimetern ähnlich und nur leicht geringer im Vergleich zu den Monatswerten aus dem Niederschlag; auch im Vergleich zu anderen Lysimeterstandorten mit Tiefen von 1.5 m (Stumpp et al. 2012; 2009b) oder 2 m (Stumpp et al. 2009a) und auf Monatsmittelwerte bezogen. Dies deutet darauf hin, dass die Dispersivität des Bodens zwar zu einer Abflachung der Amplitude führt, Konvektion aber der dominierende Transportprozess ist im Vergleich zur Dispersion/Diffusion; diese Erkenntnis wäre in Bezug auf Transport von im wassergelösten Stoffen, also z.B. der Versickerung von Nähr- oder Schadstoffen wichtig. Da beide Lysimeter trotz Unterschiede in der Tiefe ($\Delta = 40$ cm) ähnliche Verläufe zeigen, sind Fließgeschwindigkeiten im unteren Bereich des Bodens (60- 100 cm) nicht maßgeblich für die gesamte Verweilzeit des Wassers in beiden Systemen oder fehlende Unterschiede sind entweder durch Unterschiede im mittleren Wassergehalt oder durch unterschiedliche untere Randbedingungen beim Lysimeter und Kleinlysimeter begründet. Wenn man die Zeitreihen der Lysimeter mit dem Niederschlag vergleicht, ergibt sich ein Versatz dieser Zeitreihen von 4-6 Monaten, was unter der Annahme von konvektionsdominiertem Transport auch der mittleren Verweilzeit des Wassers entspricht.

Somit wäre die mittlere Fließgeschwindigkeit für das Lysimeter mit 5.6 bis 8.3 mm/d ähnlich zum Standort in Gumpenstein (5.5 bis 7.1 mm/d; Stumpp et al. 2012) und höher als im Kleinlysimeter (3.3 bis 5 mm/d).

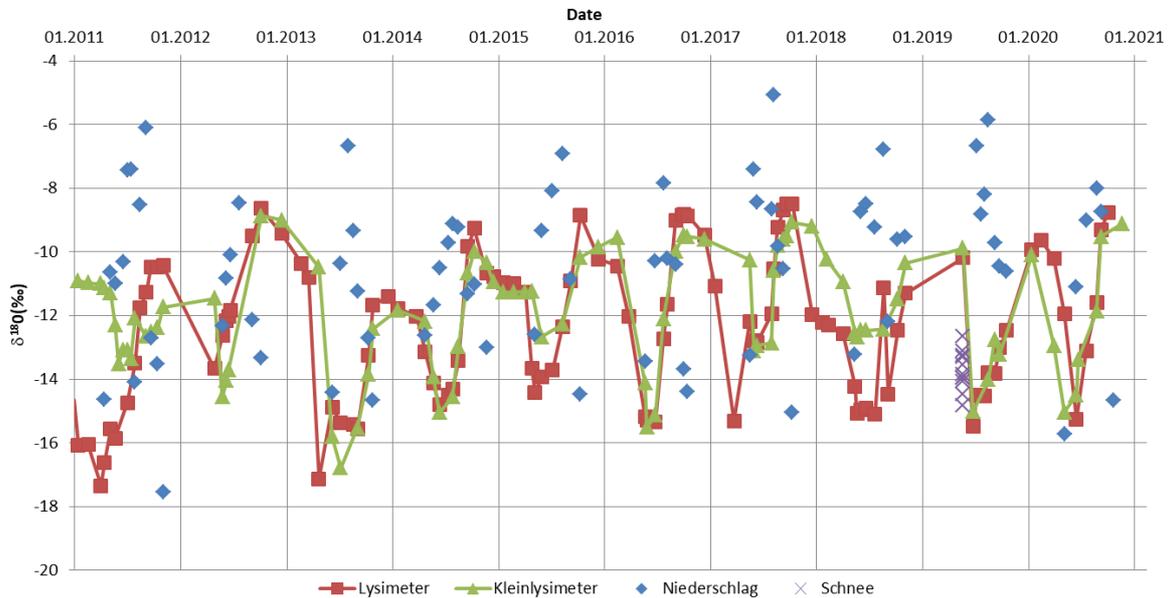


Abbildung 14. Zeitlicher Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Niederschlag, eines Schneeprofiles und im Sickerwasser zweier Lysimeter am Standort Stoderzinken.

Der saisonale Verlauf der Isotope im Sickerwasser zeigt, dass die niedrigeren Werte, die mit Winterniederschlägen assoziiert sind, aufgrund der Verweilzeiten des Wassers im Boden hauptsächlich während der Sommermonate auftreten. Durch die Zweikomponentenmischung konnten die Anteile der Schneeschmelze im Sickerwasser quantifiziert werden und variierten zwischen 5 und 100% (Abbildung 15). Über die Sommermonate ist ausschließlich Schneeschmelzwasser im Sickerwasser zu finden. Unter Berücksichtigung der Sickerwassermengen zu den einzelnen Zeitintervallen, kann auf die Menge an Schneeschmelze im Sickerwasser rückgerechnet werden, die 1900 mm entspricht. Im Vergleich dazu ergeben sich 665 mm Schmelzwasser aus der Modellierung. Diese Diskrepanz kann durch folgende Punkte erklärt werden: (i) Überschätzung der Isotopensignatur in der Schneedecke, (ii) zusätzliche Akkumulation von Schnee durch Schneeverwehungen aufgrund der Senkenlage des Lysimeterstandortes, (iii) Zufluss von Schneeschmelzwasser aus der Umgebung aufgrund der Senkenlage des Lysimeterstandortes. Alle Punkte wären einzeln oder als kombinierter Effekt denkbar und benötigen näherer Untersuchung zur Wasserbilanz des Standortes.

Die Zwei-Komponentenmischung beruht auf der vereinfachten Annahme, dass sowohl Schneeschmelzwasser als auch Niederschlagswasser mit einem mittleren Isotopenwert einhergehen. Für einen Standort mit hohen Niederschlagswerten ist diese Annahme vertretbar und eine generelle Aussage zu Größenordnungen kann getroffen werden. Für genauere Untersuchungen sollte aber eine mathematische Modellierung durchgeführt werden (z.B. mit HYDRUS 1D), um eben auch den Einfluss einzelner Niederschlagsereignisse auf die Isotopenzusammensetzung im Sickerwasser, variable Fließzeiten in der ungesättigten Zone zukünftig besser zu verstehen und die jeweiligen Anteile im Sickerwasser und deren Verweilzeiten besser zu verstehen (Asadollahi et al. 2020).

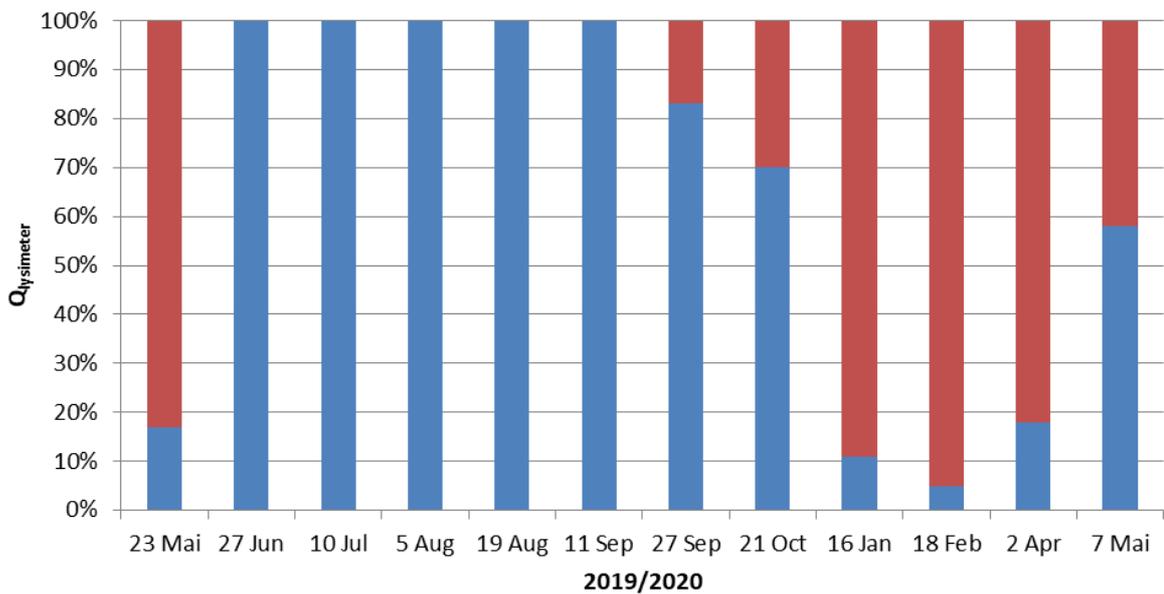


Abbildung 15. Ergebnisse der Zwei-Komponentenmischung zur Berechnung des Anteils der Schneeschmelze (blau) und des Regens (rot) am Sickerwasser (Mai 2019-Mai 2020) des Lysimeters am Standort Stoderzinken.

Vergleich von Messung und Modellierung

Vergleicht man den gemessenen Niederschlag und das Sickerwasser in den einzelnen hydrologischen Jahren mit den modellierten und durch Isotopenhydrologie errechneten Schneeschmelzwassermengen zeigt sich, dass die Sickerwassermenge von allen Parametern entkoppelt zu sein scheint (Tabelle 8). Wenn, wie auch schon in anderen Analysen gezeigt (Herndl et al. 2009a) über die Hälfte der Sickerwassermengen zur Schneeschmelze anfällt, könnten die modellierten Schneeschmelzwasserwerte auch die realistischen Sickerwassermengen in der Winterperiode sein. Da es durch Schneeverwehungen in die Senkenlage und durch laterale Zuflüsse über Schneebrücken zu einer über den Niederschlag hinausgehende Sickerwassermenge kommt (Herndl et al. 2009b) erscheinen auch die durch die Isotopenhydrologie errechneten 1900 mm realistisch, insbesondere da die Differenz zur Gesamtsickerwassermenge im Jahr 2018/2019 ungefähr der Sickerwassermenge entspricht, die in der Vegetationszeit anfällt (Tabelle 4).

Tabelle 8. Niederschlags-, Sickerwasser- und modellierte bzw. durch Isotopie ermittelte Schneeschmelzwassermenge am Standort Stoderzinken.

Hydrologisches Jahr	Niederschlag [mm]	Sickerwasser [mm]	Schneeschmelzwasser modelliert [mm]	Schneeschmelzwasser Isotopie [mm]
2016/2017	1250	5978	-	-
2017/2018	1039	4120	555	-
2018/2019	934	2489	665	1900
2019/2020	1511	1424	-	-

Zusammenfassung

Um Wasser- und Stoffbilanzen in einem Almökosystem quantifizieren und analysieren zu können, wurde im Jahr 2005 eine Forschungsstation am Stoderzinken errichtet. Aufbauend auf abgeschlossene Projekte, sollen die bereits erhobenen Grundlagen zu Wasserbilanzkomponenten erweitert werden, sowie eine Analyse der Einflussfaktoren und deren Auswirkungen auf Boden, Wasser und Pflanze erfolgen.

Die Verdunstung und das Sickerwasser wurden aus den Messdaten des Lysimeters an der Forschungsstation für die Vegetationsperioden der Jahre 2015, 2016, 2018 und 2019 ermittelt. Die Auswirkungen der ermittelten Bodenwasserhaushaltsgrößen auf die Ertragsdynamik wurden über die Analyse des Zusammenhangs von errechneter (ETR) und potenzieller Verdunstung (ETP) und über die Effizienz der Wassernutzung geprüft. Sowohl die Analyse von potenziellen Trockenperioden (v.a. im Jahr 2018 und 2019) über das ETR/ETP-Verhältnis als auch die Untersuchung der Effizienz der Wassernutzung ergab keinen signifikanten Einfluss von erhöhter Verdunstung auf den Trockenmasseertrag.

Ein weiteres wichtiges Ziel des Projektes war, den Einfluss der Schneebedeckung auf die Wasserbilanz mittels Modellierung und Isotopenhydrologie zu quantifizieren. Als Schneedeckenmodell kam ein einfaches empirisches Modell mit Gradtags-Ansatz (Degree-day-Model) zum Einsatz. Für die Berechnungen des Anteils der Schneeschmelze im Sickerwasser 2018/2019 wurde eine Zwei-Komponentenmischung benutzt unter der Annahme, dass sich das monatliche Sickerwasser aus den beiden Komponenten Schneeschmelze und Regen des jeweiligen Monats zusammensetzt. Die Ergebnisse der Modellierung und Messungen zeigen eine deutliche Jahr-zu-Jahr Schwankung der maximalen Schneehöhe (zwischen ca. 80 und 180 cm) und des maximalen Schneewasserwertes (zwischen ca. 200 und 600 mm), wobei sich ganz klar die Sonderstellung des schneereichen Winters 2018/19 zeigt. Für diese Winterperiode wurde durch die Isotopenhydrologie 1900 mm Schneeschmelzwasser im Lysimeter eruiert wobei die Modellierung 665 mm für den Standort auswies. Diese Diskrepanz kann hauptsächlich durch zusätzliche Akkumulation von Schnee durch Schneeverwehungen aufgrund der Senkenlage des Lysimeterstandortes erklärt werden, wie auch schon in einem Vorgängerprojekt untersucht wurde.

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1 Aus der Lysimeterwasserbilanz ermittelte Niederschlagshöhen an den Standorten Stoderzinken (S) und Raumberg-Gumpenstein (RG)	14
Tabelle 2 Aus der Lysimeterwasserbilanz ermittelte Evapotranspiration an den Standorten Stoderzinken (S) und Raumberg-Gumpenstein (RG)	15
Tabelle 3 Differenz zwischen Niederschlag und Evapotranspiration aus der Lysimeterwasserbilanz an den Standorten Stoderzinken (S) und Raumberg-Gumpenstein (RG)	15
Tabelle 4 Sickerwasserflüsse im Lysimeter an den Standorten Stoderzinken (S) und Raumberg-Gumpenstein (RG)	16
Tabelle 5 Ausgewählte Wasserbilanzgrößen für das Lysimeter Stoderzinken für den Zeitraum Juli-August	16
Tabelle 6 Zusammensetzung des Grünlandbestandes am Standort Stoderzinken	22
Tabelle 7 Vegetationsparameter am Standort Stoderzinken	24
Tabelle 8 Niederschlags-, Sickerwasser- und modellierte bzw. durch Isotopie ermittelte Schneeschmelzwassermenge am Standort Stoderzinken	35

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1 Messtechnik der Lysimeterstation am Stoderzinken	7
Abbildung 2 Messtechnik der Wetterstation am Stoderzinken	9
Abbildung 3 Schema des verwendeten empirischen Schneedeckenmodells mit Gradtags-Ansatz. Links: Darstellung der Schneeakkumulation und Rechts: Beschreibung der Schneeablation (Schneesmelze)	11
Abbildung 4 Mit dem Bodenwasserbilanzmodell ermittelte Sickerwasserflüsse (SW) und tatsächliche Verdunstung (ETR) im Vergleich mit den im Lysimeter beobachteten Sickerwasserflüssen (SW Lysimeter) und der aus der Lysimeterwasserbilanz ermittelten Verdunstung (ET Lysimeter) für das Jahr 2016	18
Abbildung 5 Mit dem Bodenwasserbilanzmodell ermittelte Sickerwasserflüsse (SW) und tatsächliche Verdunstung (ETR) im Vergleich mit den im Lysimeter beobachteten Sickerwasserflüssen (SW Lysimeter) und der aus der Lysimeterwasserbilanz ermittelten Verdunstung (ET Lysimeter) für August 2018	19
Abbildung 6 Trockenmasseertrag (TM-Ertrag) am Standort Stoderzinken	21
Abbildung 7 Zusammenhang von errechneter Verdunstung (ETR) und TM-Ertrag am Standort Stoderzinken	23
Abbildung 8 Zusammenhang von Temperatursumme und TM-Ertrag am Standort Stoderzinken	24
Abbildung 9 Ergebnis der Schneedeckensimulation für den Stoderzinken für die Gesamtperiode 2017-2020 im Vergleich zu den Eingangsdaten der täglichen Lufttemperatur und Niederschlagssumme (obere Abbildung), dem gemessenen Schneewasseräquivalent (mittlere Abbildung) und der gemessenen Schneehöhe (untere Abbildung).	26
Abbildung 10 Ergebnisse der Schneedeckensimulation für den Stoderzinken für die Periode 2017-2020. Oben: modellierte Schneehöhe und Neuschneehöhe, unten: modellierte Schneeakkumulation und Schneeablation (Schneesmelze).	27
Abbildung 11 Ergebnis der Schneedeckensimulation für den Stoderzinken für die Periode 2017-2018 im Vergleich zu den Eingangsdaten der täglichen Lufttemperatur und Niederschlagssumme (obere Abbildung), dem gemessenen Schneewasseräquivalent (mittlere Abbildung) und der gemessenen Schneehöhe (untere Abbildung).	28
Abbildung 12 Ergebnis der Schneedeckensimulation für den Stoderzinken für die Periode 2017-2018 im Vergleich zu den Eingangsdaten der täglichen Lufttemperatur und Niederschlagssumme (obere Abbildung), dem gemessenen Schneewasseräquivalent (mittlere Abbildung) und der gemessenen Schneehöhe (untere Abbildung).	29
Abbildung 13 Ergebnisse der Isotopenmessungen ($\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$) des Niederschlags, eines Schneeprofiles und des Sickerwasser zweier Lysimeter am Standort Stoderzinken	32

Abbildung 14 Zeitlicher Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Niederschlag, eines Schneeprofiles und im Sickerwassers zweier Lysimeter am Standort Stoderzinken.	33
Abbildung 15 Ergebnisse der Zwei-Komponentenmischung zur Berechnung des Anteils der Schneeschmelze (blau) und des Regens (rot) am Sickerwasser (Mai 2019-Mai2020) des Lysimeters am Standort Stoderzinken.	34

Literaturverzeichnis

Asadollahi, M., Stumpp, C., Rinaldo, A., and P. Benettin, 2020: Transport and water age dynamics in soils: a comparative study of spatially-integrated and spatially-explicit models. *Water Resources Research* 56, e2019WR025539, doi: 10.1029/2019WR025539

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., and M. Smith, 1998: Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper* 56, 1998, 300 pp.

Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Matulla, C., Briffa, K., Jones, P., Efthymiadis, D., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Mercalli, L., Mestre, O., Moisselin, J., Begert, M., Müller-Westermeier, G., Kveton, V., Bochnicek, O., Stastny, P., Lapin, M., Szalai, S., Szentimrey, T., Cegnar, T., Dolinar, M., Gajic-Capka, M., Zaninovic, K., Majstorovic, Z., and E. Nieplova, 2007: HISTALP - historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *Int J Climatol* 27(1):17-46.

BMLRT, 2020: Grüner Bericht 2019. Wien: Selbstverlag.

Bohner, A., M. Schink und G. Eder, 2007: Eine Gebirgs-Lysimeterstation am Stoderzinken (Österreich, Steirisches Ennstal) in 1830 m Seehöhe -Messeinrichtung und Forschungsziele. 12. Gumpensteiner Lysimetertagung. 17.-18. April 2007, Bericht Höhere Bundeslehr- und Forschungsanstalt Raumberg-Gumpenstein, 173-175.

Boumaiza, L., Chesnaux, R., Walter, J., and C. Stumpp, 2020: Assessing groundwater recharge and transpiration in a humid northern region dominated by snowmelt using vadose-zone depth profiles. In: *Hydrogeology Journal*, 28(7): 2315-2329. DOI:10.1007/s10040-020-02204-z.

Chesnaux, R., and C. Stumpp, 2018: Advantages and challenges of using soil water isotopes to assess groundwater recharge dominated by snowmelt at a field study located in Canada. In: *Hydrological Sciences Journal*, 63(5): 679-695. DOI:10.1080/02626667.2018.1442577.

COST 65, 1995: Hydrogeological aspects of Groundwater Protection in Karstic Areas. Final Report (COST Action 65). European Commission Directorate-General XII Science, Research and Development, Report EUR 16547 EN, Brussels.

Flügel, H.W., und F. Neubauer, 1984: Steiermark. Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefassten Einzeldarstellungen. Geologische Bundesanstalt Wien, 127 S.

Forstner, V., Groh, J., Vremec, M., Herndl, M., Vereecken, H., Gerke, H. H., Birk, S., and T. Pütz, 2021: Response of water balance components to climate change in permanent grassland soil ecosystems, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* [preprint], <https://doi.org/10.5194/hess-2021-100>, in review.

Groh, J., Stumpp, C., Lücke, A., Pütz, T., Vanderborght, J., and H. Vereecken, 2018: Inverse Estimation of Soil Hydraulic and Transport Parameters of Layered Soils from Water Stable Isotope and Lysimeter Data. In: *Vadose Zone Journal*, 17(1). DOI:10.2136/vzj2017.09.0168.

Gobiet, A., Kotlarski, S., Beniston, M., Heinrich, G., Rajczak, J., and M. Stoffel, 2014: 21st century climate change in the European Alps - A review. *Sci. Total Environ.*, 493, 1138-1151.

Herndl, M., Bohner, A., und M. Kandolf, 2009a: Gebirgs-Lysimeterstation am Stoderzinken - Erste Ergebnisse. 13. Gumpensteiner Lysimetertagung. 21.-22. April 2009, Bericht Höhere Bundeslehr- und Forschungsanstalt Raumberg-Gumpenstein, 111-116.

Herndl, M., Strasser, U. und T. Marke, 2009b: Einfluss von Schneeakkumulation und – schmelze auf die Grundwasserneubildung am Gebirgsstandort Stoderzinken. Bericht Lebensministerium Wien, 20 S.

Hürkamp, K., Zentner, N., Reckerth, A., Weishaupt, S., Wetzel, K.-F., Tschiersch, J., and C. Stumpp, 2018: Spatial and Temporal Variability of Snow Isotopic Composition on Mt. Zugspitze, Bavarian Alps, Germany. In: *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 67(1): 49-58. DOI:doi:10.2478/johh-2018-0019.

Noor, K., Ala-Aho, P., Marttila, H., and B. Kløve, 2021: Spatiotemporal variations of isotopes in snow and snowmelt in the subarctic setting at Pallas catchment, Finland. In: EGU General Assembly 2021, online, 19–30 Apr EGU21-7584, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-7584>, 2021.

Peters, A., Nehls, T., Schonsky, H., and G. Wessolek, 2014: Separating precipitation and evapotranspiration from noise – a new filter routine for high-resolution lysimeter data, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 1189–1198, <https://doi.org/10.5194/hess-18-1189-2014>.

Rothfuss, Y., Quade, M., Brüggemann, N., Graf, A., Vereecken, H., and M. Dubbert, 2020.: Reviews and syntheses: Gaining insights into evapotranspiration partitioning with novel isotopic monitoring methods. In: Biogeosciences Discuss., 1-48. DOI:10.5194/bg-2020-414.

Seneviratne, S. I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C. M., Kanae, S., Kossin, J., Luo, Y., Marengo, J., McInnes, K., Rahimi, M., Reichstein, M., Sorteberg, A., Vera, C., and X. Zhang, 2012: Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. In: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp. 109-230.

Sprenger, M., Stumpp, C., Weiler, M., Aeschbach, W., Allen, S.T., Benettin, P., Dubbert, M., Hartmann, A., Hrachowitz, M., Kirchner, J.W., McDonnell, J.J., Orłowski, N., Penna, D., Pfahl, S., Rinderer, M., Rodriguez, N., Schmidt, M., and C. Werner, 2019.: The Demographics of Water: A Review of Water Ages in the Critical Zone. In: Reviews of Geophysics, 57(3): 800-834. DOI:10.1029/2018RG000633.

Stumpp, C., Stichler, W., and P. Maloszewski, 2009a: Application of the environmental isotope $\delta^{18}\text{O}$ to study water flow in unsaturated soils planted with different crops: Case study of a weighable lysimeter from the research field in Neuherberg, Germany. In: Journal of Hydrology, 2009a, 368(1-4): 68-78. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2009.01.027.

Stumpp, C., Maloszewski, P., Stichler, W., and J. Fank, 2009b: Environmental isotope ($\delta^{18}\text{O}$) and hydrological data to assess water flow in unsaturated soils planted with different crops: case study lysimeter station "Wagna" (Austria). In: Journal of Hydrology, 369, 198-208.

Stumpp, C., Stichler, W., Kandolf, M., and J. Šimůnek, 2012: Effects of land cover and fertilization method on water flow and solute transport in five lysimeters: A long-term study using stable water isotopes. In: Vadose Zone Journal, 11. doi:10.2136/vzj2011.0075.

Pornaro, C., V. Vincenzi, S. Furin, M. Fazzini, L. Minarelli, and S. Macolino, 2018: Seasonal changes in dry matter yield from Karst pastures as influenced by morphoclimatic features. PLoS ONE 13(9): e0204092.

Risser, P.G. 1988: Abiotic controls on primary productivity and nutrient cycles in North American grasslands. In: Concepts of ecosystem ecology. Springer, New York, NY, p. 115-129.

Tello-García, E., L. Huber, G. Leitinger, A. Peters, C. Newesely, M.-E. Ringler and E. Tasser, 2019: Drought- and heat-induced shifts in vegetation composition impact biomass production and water use of alpine grasslands, *Environmental and Experimental Botany*, 169, 103921, 10.1016/j.envexpbot.2019.103921, 2020. Thornton

Wagner, K., T. Parizek, W. Ressi, D. Bogner und M. Fuchs, 2006: Almregionen Österreichs und deren Analyse. Teilbericht ALPAustria. In: Forschungsbericht des Lebensministeriums, Abteilung Forschung und Entwicklung.

HBLFA Raumberg-Gumpenstein

Landwirtschaft

Raumberg 38, 8952 Irdning-Donnersbachtal

raumberg-gumpenstein.at