

# **Hydrologie von Hochmooren und deren Bedeutung für die Wasserspeicherung**

**Analyse von Wasserstandmessungen für drei Objekte in der  
UNESCO Biosphäre Entlebuch**

Bachelorarbeit im Bereich Naturwissenschaften und Technik

Kyra Marty (18-933-523)

Studiengang Umweltnaturwissenschaften

Betreuung: Florian Knaus ITES ETH Zürich

16.08.2021

Titelbild: Moorsee auf dem Objek Salwidili

Foto: K. Marty

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>EINLEITUNG.....</b>	<b>1</b>
1.1	SCHWEIZER MOORE - GESCHICHTE UND HINTERGRUND.....	1
1.1.1	<i>Hochmoore Definition</i> .....	1
1.1.2	<i>Bedeutung</i> .....	2
1.2	VORGEHEN UND ZIELSETZUNG .....	3
<b>2</b>	<b>HYDROLOGIE DER HOCHMOORE .....</b>	<b>4</b>
2.1	ALLGEMEIN.....	4
2.1.1	<i>Modell der diplotelmischen Schichtung</i> .....	4
2.2	DEGRADIERTE HOCHMOORE .....	5
2.2.1	<i>Abfluss</i> .....	6
2.2.2	<i>Erosion durch Beweidung</i> .....	7
<b>3</b>	<b>UNTERSUCHUNGSGEBIET UND METHODEN.....</b>	<b>8</b>
3.1	UNTERSUCHUNGSGEBIET .....	8
3.2	DATENERHEBUNG .....	11
3.3	DATENAUSWERTUNG.....	11
3.3.1	<i>Datenvorbereitung</i> .....	11
3.3.2	<i>Zielvariable</i> .....	12
3.3.3	<i>Erklärende Variablen</i> .....	12
3.3.4	<i>Vergleiche</i> .....	13
3.3.5	<i>Modell</i> .....	14
<b>4</b>	<b>ERGEBNISSE .....</b>	<b>15</b>
4.1	WASSERSTÄNDE .....	15
4.2	STEIGUNGSEREIGNISSE .....	17
4.3	LINEARE REGRESSION .....	19
4.4	MULTIPLE LINEARE REGRESSION.....	22
4.5	MODELLEVALUATION.....	24
4.5.1	<i>Modellannahmen</i> .....	24
4.5.2	<i>Modellgenauigkeit</i> .....	26
<b>5</b>	<b>DISKUSSION .....</b>	<b>27</b>
5.1	UNTERSCHIEDE VON OBJEKTEN UND STANDORTEN .....	27
5.1.1	<i>Standorte auf dem Objekt Salwidili</i> .....	28
5.1.2	<i>Standorte auf dem Objekt Juchmoos</i> .....	29
5.1.3	<i>Standorte auf dem Objekt Rossalp</i> .....	29

5.2	WASSERPEGELANSTIEG .....	30
5.3	WASSERSPEICHERKAPAZITÄT .....	31
5.4	VERBESSERUNGSPOTENZIAL .....	32
5.4.1	<i>Weiterführende Auswertung</i> .....	32
5.4.2	<i>Datenlimitierung</i> .....	33
<b>6</b>	<b>DANKSAGUNG</b> .....	<b>34</b>
<b>7</b>	<b>LITERATURVERZEICHNIS</b> .....	<b>35</b>
<b>8</b>	<b>ANHANG</b> .....	<b>39</b>

# 1 Einleitung

## 1.1 Schweizer Moore - Geschichte und Hintergrund

Moore bedeckten einst weite Teile des Schweizer Mittellands (Küchler et al., 2018). Durch die zeitweise intensive Nutzung des Torfs als Energieträger seit dem 17. Jahrhundert und im Zuge der Landgewinnung während den grossen Meliorationen im 19. Jahrhundert wurden weite Teile der Schweizer Moorfläche entwässert, abgetorft und in Kulturland umgewandelt (BUWAL, 2002). Die Annahme der Rothenthurm-Initiative 1987 stellte einen wichtigen Schritt im Schweizer Moorschutz dar (Küchler et al., 2018). Sie veranlasste die Inventarisierung der Moore und Moorlandschaften von nationaler Bedeutung; diese sind seither in ihrer Fläche und Qualität zu erhalten (ebd.). Das Bundesinventar der Hoch- und Übergangsmoore von nationaler Bedeutung enthält alle 551 verbleibenden Hochmoore in der Schweiz (BAFU, 2021). Seit Inkrafttreten der Initiative ist die Moorfläche fast stabil geblieben (Klaus, 2007). Die Qualität dieser Moore hat aber in den Jahren zwischen 1997 und 2010 erheblich abgenommen: Insgesamt sind sie trockener und nährstoffreicher geworden und weisen einen höheren Verbuschungsgrad auf (Küchler et al., 2018).

### 1.1.1 Hochmoore Definition

Moore entstehend da, wo der Boden über längere Zeit mit Wasser gesättigt ist (Küchler et al., 2018). Der resultierende Sauerstoffmangel hemmt den Abbau von organischem Material, es bildet sich Torf (ebd.). Die Vegetation in intakten Hochmooren wird durch Torfmoose (*Sphagnum*) dominiert (Clymo & Hayward, 1982). Dank der enormen Wasserspeicherkapazität, der aktiven Versauerung der Umgebung und dem Einlagern von abbauhemmenden Stoffen sind Torfmoose gleichzeitig Bewohner und Architekten der Moorlandschaften: In den für sie so optimalen Bedingungen wachsen die Spitzen immer weiter nach oben, während die unteren Teile der Stämmchen mit der Zeit absterben und als Torf akkumulieren (Rydin & Jeglum, 2013). Auf diese Weise wächst der Torfkörper über Jahrhunderte immer weiter in die Höhe, bis die lebende Vegetationsschicht den Kontakt zum mineralreichen Grundwasser verliert (Küchler et al., 2018). Im Gegensatz zu Flachmooren erhalten Hochmoore Nährstoff- und Wasserzufuhr nur

durch den Regen, man nennt sie deshalb auch ombrogene Moore oder Regenmoore (Küchler et al., 2018; Rydin & Jeglum, 2013).

### 1.1.2 Bedeutung

Trotz dieser extremen Bedingungen, beziehungsweise gerade deshalb, sind Hochmoore sehr diverse Lebensräume. Die Oberfläche ist durch zeitweise austrocknende Torferhebungen (Bulten) und ständig vernässte Schlenken geprägt (Küchler et al., 2018). Im Zentrum befindet sich häufig eine offene Wasserfläche (Moorsee, Moorage oder Blänke), in den Randbereichen findet man gelegentlich Moorwaldvegetation (ebd.). Dieses Mosaik an Lebensräumen auf engstem Raum (man spricht auch von Mikrostandorten und Mikrohabitaten), gemeinsam mit den kargen Bedingungen, bietet die Grundlage für das Vorkommen verschiedener hochspezialisierter Arten (ebd.). Mit der Abnahme der Moorfläche verlieren diese Arten ihre Lebensgrundlage, deswegen ist ein grosser Anteil von ihnen gefährdet (ebd.).



Abbildung 1: Zwei Hochmoorarten. Rundblättriger Sonnentau - *Drosera rotundifolia* (links); Rosmarinheide - *Andromeda polifolia* (rechts).

Fotos: K. Marty

Neben ihrer Bedeutung für den Erhalt der Biodiversität sind Moore klimarelevant: Seit Jahrtausenden entziehen sie der Atmosphäre CO<sub>2</sub> und speichern dieses im Torf

(Evans & Warburton, 2007). Bei degradierten Mooren ist der Wasserhaushalt gestört und der zuvor durch die sauerstofffreie Umgebung konservierte Torf wird abgebaut (Küchler et al., 2018). Für das Jahr 2014 wurden die durch die landwirtschaftliche Nutzung von Torfböden in der Schweiz freigesetzten CO<sub>2</sub> Äquivalente auf 0.6 Millionen Tonnen geschätzt (ebd.). Intakte Flachmoore hingegen sind klimaneutral, naturnahe Hochmoore gar CO<sub>2</sub>-Senken (ebd.). Massnahmen zum Erhalt einer intakten Moorhydrologie wirken sich also nicht nur positiv auf die Artenvielfalt aus, sie leisten auch einen wichtigen Beitrag zum Erreichen unserer nationalen und globalen Klimaziele.

Es ist zudem weitgehend anerkannt, dass Moore eine besondere Rolle im Wasserhaushalt einer Gegend einnehmen (Acreman & Holden, 2013). Eine gängige Hypothese ist, dass Moore während Regenperioden Wasser aufnehmen wie ein Schwamm, um es dann während Trockenzeiten wieder abzugeben und dadurch einen hydrologischen Ausgleich im Wasserhaushalt der Region bieten (ebd.). Es gibt aber auch Studien, die das Gegenteil zeigen, nämlich dass Moore ausgesprochen schlecht zusätzliches Wasser aufnehmen können, da ihr Wasserpegel für den grössten Teil der Zeit unmittelbar unter der Oberfläche liegt (Holden & Burt, 2003). Man kann davon ausgehen, dass kein einheitliches Urteil möglich ist, vielmehr scheinen sich die Moore je nach Lage, Typ und Bewirtschaftungsform hydrologisch unterschiedlich zu verhalten (Landry & Rochefort, 2012).

## 1.2 Vorgehen und Zielsetzung

Ziel dieser Arbeit ist es, den Wasserhaushalt und insbesondere die Wasserpegelschwankungen für drei Hochmoorobjekte in der UNESCO Biosphäre Entlebuch näher zu betrachten. Konkret wird untersucht, wie sich der Wasserhaushalt für unterschiedliche Objekte (Hochmoorflächen) und Standorte (Messstandorte innerhalb der Objekte) unterscheidet. Zudem wird für ein Objekt untersucht, inwiefern sich die Wasserpegelzunahme durch den Niederschlag erklären lässt und welche weiteren Faktoren die Zunahme beeinflussen. Abschliessend wird eruiert, welche Schlüsse sich daraus über die Wasserspeicherkapazität der untersuchten Objekte ziehen lassen.

## 2 Hydrologie der Hochmoore

### 2.1 Allgemein

Intakte Moorböden bestehen zu ungefähr 80 Prozent ihres Volumens aus Wasser (Hobbs, 1986, S. 47). Bedingt durch die tiefe Wasserleitfähigkeit des Bodens können Hochmoore einen Wasserstand beibehalten, der über dem Grundwasserspiegel der umliegenden Flächen liegt (Evans & Warburton, 2007). Der Wasserhaushalt eines idealtypischen ombrogenen Hochmoors kann mit der folgenden Gleichung beschrieben werden (Rydin & Jeglum, 2013):

$$\Delta S = P - R - ET$$

$\Delta S$	=	Veränderung Wassergehalt
$P$	=	Niederschlag
$R$	=	Abfluss (ober- & unterirdisch)
$ET$	=	Evapotranspiration

In intakten Hochmooren oszilliert die Mooroberfläche mit dem Wasserpegel. Mit der Veränderung des Porenwasserdrucks können die Poren im Torf komprimiert und wieder ausgedehnt werden (Howie & Hebda, 2018). Sinkt der Wasserpegel, senkt sich deshalb auch die Mooroberfläche (ebd.). Die hydraulische Leitfähigkeit von Moorböden ist abhängig vom Zersetzungsgrad und Ausgangsmaterial des Torfs. Tiefere Torfschichten sind in der Regel stärker zersetzt und weisen eine höhere Dichte auf. Das verkleinert den Porenraum sowie den Anteil grosser Poren am Porenvolumen (Rydin & Jeglum, 2013). Die nutzbare Porosität (sie entspricht dem Volumen des durch die Schwerkraft entleerbaren Wassers pro Bodenvolumen) nimmt also mit der Tiefe ab, je nach Torf und Distanz zur Oberfläche liegt ihr Wert zwischen 0.05 und 0.8 (Price & Schlotzhauer, 1999; Van Seters & Price, 2002). Gleichzeitig nimmt auch die hydraulische Leitfähigkeit ab, typische Werte sind  $2.8 \times 10^{-4}$  m/s in grobem Torf und  $1 \times 10^{-7}$  m/s in stark zersetztem Torf (Letts et al., 2000). Aufgrund dieser starken Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe sind Torfböden für gewöhnlich anisotrop: sie leiten das Wasser horizontal sehr viel besser als vertikal (Beckwith et al., 2003).

#### 2.1.1 Modell der diplotelmischen Schichtung

Ein häufig verwendetes Modell um die Hydrologie von Mooren zu beschreiben, ist das der diplotelmischen Schichtung (Rydin & Jeglum, 2013). Dabei wird angenommen, dass Moore aus zwei Schichten bestehen, denen unterschiedliche hydrologische

Eigenschaften zugeschrieben werden (ebd.). Das Akrotelm (ἀκρος: - äusserste, τέλμα – Sumpf) ist die obere Schicht, in welcher der Wasserpegel oszilliert (ebd.). Die Akrotelmoberfläche besteht aus der lebenden Moorvegetation, die Fluktuation des Wasserpegels ermöglicht das Vorkommen von auf Sauerstoff angewiesenen Pilzen und Bakterien (Evans & Warburton, 2007). Nach unten ist das Akrotelm durch den variablen Wassertiefststand begrenzt, die Akrotelmmächtigkeit kann deshalb auch zwischen Mikrostandorten desselben Moors variabel sein (ebd.). Typisch sind Akrotelmtiefen von 5 bis 50 cm (Rydin & Jeglum, 2013). Unter dem Akrotelm liegt das Katotelm (κάτω - unter), das stets wassergesättigt ist (ebd.). Es ist anaerob und enthält bereits stark zersetztes organisches Material (ebd.). Die biologische Aktivität in dieser Schicht beschränkt sich auf ein Minimum (ebd.).

Die beiden Schichten unterscheiden sich in ihren hydraulischen Eigenschaften. Das Akrotelm besteht aus lebendem und kürzlich abgestorbenem organischem Material, wobei der Zersetzungsgrad von oben nach unten zu-, die Porosität abnimmt (Rezanezhad et al., 2016). Mit sinkendem Wasserpegel sinkt deshalb die hydraulische Leitfähigkeit im Akrotelm stark (ebd.). Im Gegensatz dazu, zeigt die hydraulische Leitfähigkeit im Katotelm keine starke vertikale Abhängigkeit mehr (Evans & Warburton, 2007). Die anaeroben Verhältnisse hemmen den Abbau, weshalb sich der Zersetzungsgrad mit der Tiefe nicht mehr so entscheidend verändert (ebd.). Die hydraulische Leitfähigkeit des Katotels kann 3-5 Grössenordnungen kleiner sein als die des Akrotels, es trägt deshalb nur bedingt zum unterirdischen Wasserfluss bei (ebd.). Tatsächlich stellt das diplotelmische Modell eine grobe Vereinfachung dar: Die hydraulischen Eigenschaften verändern sich typischerweise graduell mit der Tiefe und in der Regel sind die Torfböden sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung heterogen (Rydin & Jeglum, 2013). Die Definition der Grenze über den Wassertiefststand ist eher eine Frage der Praktikabilität und keine physikalische Vorgabe (ebd.).

## 2.2 Degradierete Hochmoore

Werden Moore drainiert verändert das die hydrologischen Eigenschaften des Moorbodens. Grundsätzlich können drei verschiedene Prozesse stattfinden: Schrumpfung, Oxidation und Konsolidierung (Schothorst, 1977). Beim Drainieren werden oberflächlich Abflussrinnen angelegt, mit dem Ziel, den Wasserpegel zugunsten von

Landwirtschaft oder für Torfabbau abzusenken (Price & Schlotzhauer, 1999). Bei einer Senkung des Wasserpegels nimmt der Kapillardruck in den entsprechenden Schichten zu und das Bodenvolumen nimmt um das Volumen des verlorenen Wassers ab (Schrumpfung; Hobbs, 1986; Price & Schlotzhauer, 1999). Die zusätzliche Belastung, welche durch das Wegfallen des Auftriebseffekts in den drainierten Schichten entsteht, führt zu einer Verdichtung (Konsolidierung) des darunterliegenden, wassergesättigten Bodens (Hobbs, 1986; Malloy & Price, 2017). Durch Eintreten von Sauerstoff in die entwässerten Schichten werden aerobe Abbauprozesse (Oxidation zu CO<sub>2</sub> durch Respiration) ermöglicht (Van Seters & Price, 2002).

Konsequenz all dieser Prozesse ist eine Porenverkleinerung und die damit einhergehende Absenkung der Bodenoberfläche (Price & Schlotzhauer, 1999). Entsprechend nehmen die nutzbare Porosität und die hydraulische Leitfähigkeit ab, wodurch die Wasserpegel in degenerierten Hochmooren stärker schwanken (Hyväluoma et al., 2020; Price et al., 2003; Van Seters & Price, 2002). Dieser Effekt wird vermutlich dadurch verstärkt, dass durch die Verdichtung die Oberflächenoszillation abnimmt, was die Fluktuation des Wasserpegels relativ zur Oberfläche zusätzlich erhöht (Howie & Hebda, 2018). Die Bodenabsenkung und -verdichtung kann dazu führen, dass der Wasserstand mit der Zeit wieder näher an der Oberfläche liegt, was allerdings den Drainageeffekt in bodenmechanischer und ökologischer Hinsicht nicht rückgängig macht (Van Seters & Price, 2002).

### **2.2.1 Abfluss**

Was den Unterschied im Wasserabfluss von einer degradierten zu einer intakten Moorfläche betrifft, ist sich die Literatur nicht einig (Holden et al., 2004; Van Seters & Price, 2001). Dadurch, dass die Wasserpegel auf degradierten Hochmooren im Mittel tiefer liegen als auf intakten, können sie mehr Wasser aufnehmen, bevor der Wasserstand sein Maximum erreicht und das Wasser oberflächlich abfließt (Holden et al., 2004). Es ist allerdings wahrscheinlich, dass diese zusätzliche Speicherkapazität im Verlauf der Zeit mit der Bodenabsenkung wieder verloren geht (ebd.). Durch den Bewuchs mit Gehölzpflanzen wird zusätzlich die Evapotranspiration erhöht, was wiederum den Abfluss reduziert (Van Seters & Price, 2001). Die tiefere hydraulische Leitfähigkeit in verdichtetem Torf verringert den horizontalen Wasserfluss im Boden, wodurch die Wasserrückhaltekapazität der oberen Torfschichten verstärkt wird (Holden et al., 2004; Van

Seters & Price, 2002). Zu den Faktoren, die den Abfluss von degradierten Hochmooren erhöhen können, gehören beispielsweise das Sammeln von Niederschlag in Abflussrinnen, die verminderte Evapotranspiration bei tieferen Wasserständen sowie die kleinere nutzbare Porosität (Holden et al., 2004).



Abbildung 2: Oberflächentopografie auf dem Objekt Salwidili. Erosionsstelle mit Messsonde SAL2 (links); Bulten-Schlenken-Komplex nahe SAL1 (rechts)  
Fotos: K. Marty

### 2.2.2 Erosion durch Beweidung

Neben der aktiven Drainage stellt auch die Beweidung einen grossen Eingriff in die Moorhydrologie dar (von Wyl et al., 1995). Obwohl die Moorvegetation keine besonders attraktive Nahrungsquelle bietet, werden in den Voralpen zahlreiche Moorflächen als Alpweiden genutzt (ebd.). Die Folge der Begehung durch Tiere sind Trittschäden: Die Torfmoosvegetation wird zerstört, die Torfschicht aufgebrochen und die Erosion wird gefördert (ebd.). Durch Erosion können da, wo Bodenbewegungen stattgefunden haben, Gräben entstehen, wodurch wiederum der oberflächliche Abfluss begünstigt wird (Evans & Warburton, 2007).

## 3 Untersuchungsgebiet und Methoden

### 3.1 Untersuchungsgebiet

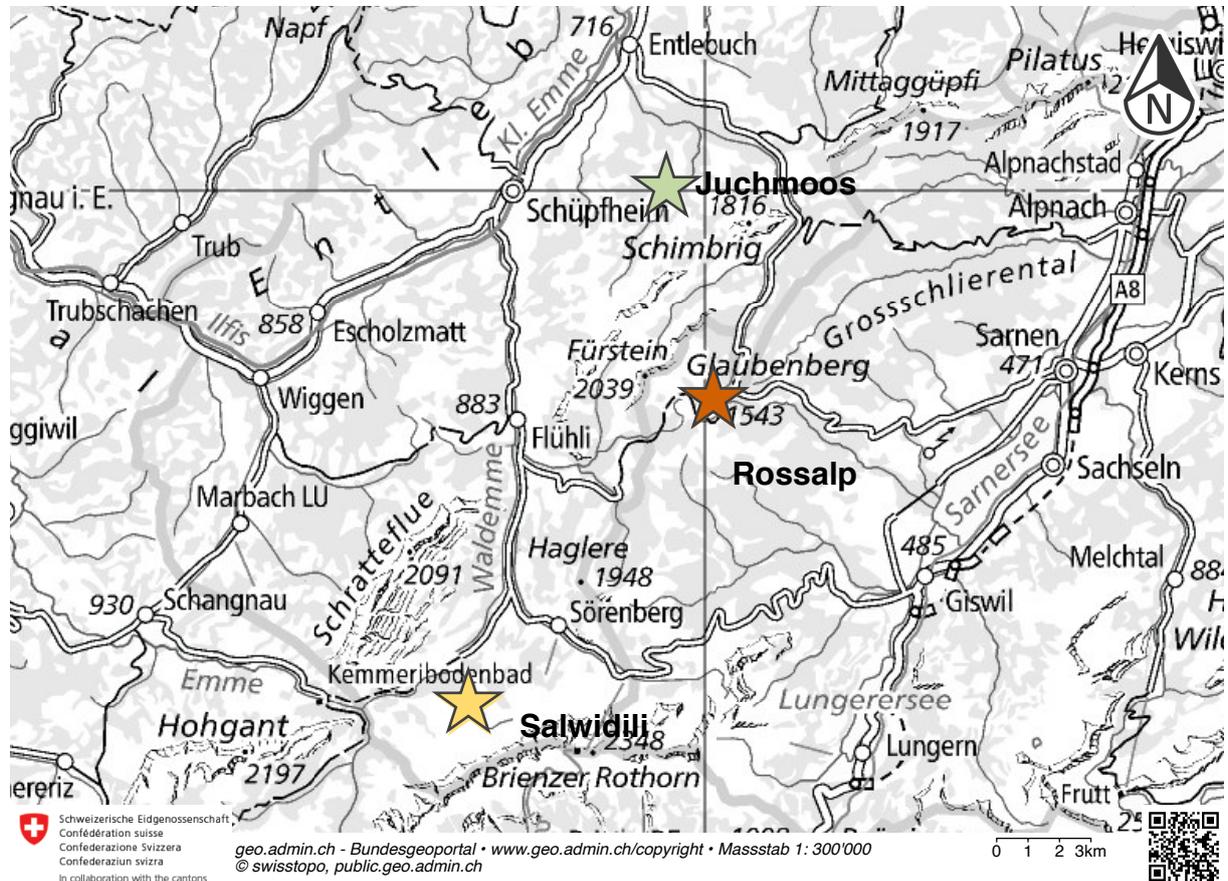


Abbildung 3: Umgebungskarte mit den drei Objekten.  
Karte: @swisstopo (eigene Beschriftung)

Es wurden Daten von drei Hochmoorflächen im Kanton Luzern untersucht. Sie liegen in den Gemeinden Flühli, Hasle und Entlebuch, die der UNESCO Biosphäre Entlebuch angehören. Untersucht wurden die Objekte Nr. 313 «Salwidili», Nr. 400 «Juchmoos» und Nr. 257 «Zwischen Glaubenberg und Rosalp» (im Folgenden Rosalp) aus dem Bundesinventar für Hochmoore von nationaler Bedeutung (BAFU, 2017). Dabei handelt es sich beim Salwidili um ein weitgehend intaktes Hochmoor, Juchmoos und Rosalp sind hingegen degradiert (BAFU, 2017; Knaus, 2021a). Die mittlere Luftdistanz zwischen den Objekten beträgt etwa 12 km (swisstopo, 2021). Die verwendeten Wetterdaten stammen von der Messstation in Flühli (939 m ü. M., 2'644'328.850, 1'193'314.830 LV95), die zu den Objekten jeweils eine Luftdistanz von 6-9 km aufweist (ebd.). Auf jedem Objekt wurden über den Zeitraum von einem Jahr an drei bis vier

Standorten stündliche Messungen des Grundwasserpegels gemacht. Im Folgenden werden die einzelnen Objekte und ihre Messstandorte (im Folgenden «Standorte») vorgestellt. Die Angaben zu den Objekten stammen aus den Objektbeschreibungen zum Bundesinventar für Hochmoore von nationaler Bedeutung (BAFU, 2017), sämtliche Angaben zu den Standorten sowie die weitere Bewertung der Objekte stammen von Knaus (2021a, bzw. mündlich).

Tabelle 1: Standortbeschreibung Objekt Salwidili

<b>Salwidili</b>	Höhe: 1330 m ü. M.			
	Fläche: 1.4 ha			
	Typ: Sattelhochmoor (intakt)			
	Ein relativ intaktes Hochmoor. Durch seine Lage ist mit einer gewissen Menge Hangwassereintrag zu rechnen, eventuell gibt es auch eine Grundwasserquelle.			
	Standort	Kurzbeschreibung	Koord. (LV95)	Beschreibung Standort
	SAL1	«Moorzentrum»	2'642'356 / 1'184'833	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Zentrum des Hochmoors.</li> <li>• dicker Torfmoosbewuchs</li> <li>• Bulten und Schlenken</li> </ul>
SAL2	«Erosionskomplex»	2'642'370 / 1'184'859	<ul style="list-style-type: none"> <li>• nördlicher Bereich</li> <li>• Erosion der Torfmoos-schicht</li> </ul>	
SAL3	«Waldrand»	2'642'330 / 1'184'840	<ul style="list-style-type: none"> <li>• westlicher Rand</li> <li>• vereinzelt grosse Fichten bis ins Hochmoor</li> </ul>	
SAL4	«Moorsee»	2'642'339 / 1'184'810	<ul style="list-style-type: none"> <li>• südlich von SAL1</li> <li>• in unmittelbarer Nähe zu offener Wasserfläche</li> </ul>	

Tabelle 2: Standortbeschreibung Objekt Juchmoos

<b>Juchmoos</b>	<b>Höhe:</b> 1040 m ü M.			
	<b>Fläche:</b> 1 ha			
	<b>Typ:</b> Decken- Kuppenhochmoor (degradiert)			
	Es gibt einen kleinen Zufluss, der südwestlichen Teil ist relativ stark von Gehölz-pflanzen bewachsen.			
	Standort	Kurzbeschreibung	Koord. (LV95)	Beschreibung Standort
	JU1	«Schlenken»	2'648'939 / 1'200'018	<ul style="list-style-type: none"> <li>• östlich, intaktester Bereich</li> <li>• vereinzelte Gehölzpflanzen</li> </ul>
JU2	«Heidelbeeren»	2'648'914 / 1'199'997	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Übergang Schlenken zu Bulten/Moorwald</li> <li>• starker Heidelbeerbewuchs</li> <li>• Mittelpunkt JU1 und JU3</li> </ul>	
JU3	«Graben»	2'648'894 / 1'199'978	<ul style="list-style-type: none"> <li>• südwestlich zu JU2&amp;JU1</li> <li>• alter Entwässerungsgraben</li> <li>• bultig, stark bewachsen</li> </ul>	
JU4	«nahe Flachmoor»	2'648'850 / 1'200'015	<ul style="list-style-type: none"> <li>• nordwestliche Grenze zu Flachmoor</li> <li>• oberes Grabenende</li> <li>• stark bewachsen</li> </ul>	

Tabelle 3: Standortbeschreibung Objekt Rossalp

<b>Rossalp</b>	<b>Höhe :</b> 1420 m ü. M.			
	<b>Fläche:</b> 1.4 ha			
	<b>Typ:</b> Decken-/Kuppenhochmoor (degradiert)			
	Vermutlich aufgrund von Trittbelastung und Entwässerung stark degradiert, auf weiten Teilen kein Torfmoosbewuchs mehr. Es wird kein Zufluss vermutet.			
	Standort	Kurzbeschreibung	Koord. (LV95)	Beschreibung Standort
	ROSS1	«nahe Abflusserinne»	2'650'932 / 1'194'394	<ul style="list-style-type: none"> <li>• südlich</li> <li>• stark erodiert</li> <li>• Abflusserinne</li> </ul>
ROSS2	«Moorseeli»	2'650'920 / 1'194'426	<ul style="list-style-type: none"> <li>• westlich</li> <li>• bei offener Wasserfläche</li> <li>• Abflusserinne</li> </ul>	
ROSS3	«Nordost-Teil»	2'650'946 / 1'194'436	<ul style="list-style-type: none"> <li>• mittig</li> <li>• Torfmooswiederbesiedelung</li> </ul>	

## 3.2 Datenerhebung

Die Wasserstanddaten stammen von Knaus (2021a). Über den Zeitraum von Oktober 2019 bis Oktober 2020 wurde auf den 11 Standorten mithilfe von Drucksonden jede Stunde der Wasserstand gemessen. Die Wetterdaten wurden für den untersuchten Zeitraum von der Messstation in Flühli übernommen (MeteoSchweiz, 2021).

## 3.3 Datenauswertung

Die statistische Auswertung wurde mit R (Version 3.6.1) durchgeführt. Für die erhobenen Daten wurde ein einfaches statistisches Modell erstellt, das den Zusammenhang zwischen der abhängigen Variable, in diesem Fall die Zunahme des Wasserpegels, und mehreren unabhängigen Variablen beschreibt.

### 3.3.1 Datenvorbereitung

Um die Wasserstandmessungen zeitlich auf die Wetterdaten abzustimmen, werden die Messzeiten der Sonden symmetrisch auf die volle Stunde gerundet. Es werden nur die Zeitabschnitte verwendet, während derer die Minimaltemperatur an der Messstation in Flühli durchgehend höher als null Grad ist und für die von allen Standorten Messdaten vorhanden sind. Der betrachtete Zeitraum beginnt am 12.05.2020 (03:00 Uhr) und endet mit dem 03.09.2020 (13:00 Uhr).

Weil die Messungen autokorreliert sind (der aktuelle Wasserstand ist jeweils stark vom vorhergehenden abhängig), kann man nicht davon ausgehen, dass die Fehler einer Regression unabhängig verteilt sind. Um das zu umgehen, werden die Daten in Steigungsereignisse eingeteilt, innerhalb derer der Wasserstand jeweils zunimmt oder stagniert, aber nie abnimmt. Dazu wird für alle Daten die Differenz des Wasserstandes von der vorangehenden auf die aktuelle Stunde berechnet und anschliessend alle Zeitpunkte vermerkt, in denen diese Differenz zum ersten Mal positiv ist, nachdem der Wasserstand zuvor stagniert oder abgenommen hat. Davon ausgehend wird für jeden dieser Zeitpunkte der folgende maximale Wasserstand definiert. Als Zeitpunkt des Maximums gilt die Stunde, in der der Wasserstand seinen maximalen Wert annimmt, bevor er später wieder sinkt. Wird zwischen zwei Steigungszeitpunkten kein Maximum erreicht (der Wasserstand stagniert, nimmt aber nicht ab), liegt der Beginn des Steigungsereignisses beim früheren Zeitpunkt.

Für das Objekt Salwidili liegen die Messungen in mm- statt in cm-Auflösung vor. Um die Anzahl sehr kleiner Ereignisse zu verringern, werden Ereignisse entfernt, bei denen der Anstieg weniger als 1 cm beträgt ( $n = 1399$ ). Auf diese Weise wurden 379 Steigungsereignisse gefunden, davon 175 beim Moor Salwidili, 123 bei Juchmoos und 81 bei Rossalp.

### 3.3.2 Zielvariable

Als Zielvariable wurde für jedes Steigungsereignis der Anstieg in cm berechnet:

$$\text{Anstieg} = \text{Wasserstand (t nach Steigung)} - \text{Wasserstand (t vor Steigung)}$$

Da die so erhaltene Zielvariable für die verschiedenen Standorte unterschiedliche Varianzen aufweist (Bartlett,  $p < 0.05$ ), was die Annahmen der linearen Regression verletzt, wird die Regression für jeden Standort einzeln gemacht.

### 3.3.3 Erklärende Variablen

**Niederschlag:** Der Niederschlag gilt als einzige Wasserquelle in Hochmooren, weshalb erwartet wird, dass der Anstieg mit dem Niederschlag zunimmt. Um die Variable zu berechnen, wird mithilfe einer einfachen Korrelation bestimmt, in welchem Zeitraum vor Steigungsbeginn bis maximalem Wasserstand der kumulierte Niederschlag den Anstieg am besten erklärt. Für alle Standorte ist das der Niederschlag während des Anstiegs, inklusive der vier Stunden davor (Grafik in 0). Der Niederschlag wird über diesen Zeitraum summiert.

**Evapotranspiration:** Neben dem Niederschlag als Wasserzufuhr wird vermutet, dass die Evapotranspiration als wichtiger Parameter linear und negativ mit dem Anstieg korreliert. Innerhalb der oberen 30 cm unter Bodenniveau ist die potentielle Evapotranspiration, berechnet durch die Penman-Monteith-Gleichung, eine gute Näherung für die tatsächliche Evapotranspiration auf Mooren (Allen et al., 1998; Rydin & Jeglum, 2013). Da zur vollständigen Berechnung die Strahlungs- und Vegetationsdaten fehlen, werden die drei von der Messstation in Flühli bekannten Variablen **Temperatur**,

**Windgeschwindigkeit** und **relative Luftfeuchtigkeit** einzeln ins Modell genommen.<sup>1</sup> Dabei wird angenommen, dass die Windgeschwindigkeit und die Temperatur negativ und die relative Luftfeuchtigkeit positiv mit dem Anstieg korreliert sind. Die Grössen werden über den Zeitraum des Anstiegs gemittelt.

**Wasserstand:** Der Wasserstand wurde in cm über Bodenniveau gemessen. Weil das Bodenniveau nicht überall einfach zu bestimmen war (besonders für JU2 und JU3), sind die Wasserstandmessungen in cm über Boden für die verschiedenen Standorte nicht wirklich vergleichbar (Knaus, 2021b, mündlich). Da die statistische Auswertung für jeden Standort einzeln gemacht wird und die Differenz des mittleren Wasserstands zum Bodenniveau ein wichtiger Indikator für den Zustand eines Hochmoors ist, wird dennoch darauf verzichtet, die Variable zu vereinheitlichen (Van Seters & Price, 2001). Die Unsicherheiten liegen bei  $\pm 10$ cm (Knaus, 2021b). Für die multiple lineare Regression wird die Variable mit ihrem jeweiligen Mittelwert zentriert. Aufgrund der abnehmenden Porosität und der zunehmenden Distanz zum maximalen Wasserstand wird ein negativer Zusammenhang zwischen Wasserstand und Anstieg angenommen, aus denselben Gründen wird auch eine negative Interaktion des Wasserstands mit dem Niederschlag vermutet. Es wäre ausserdem plausibel, dass die Evaporation abnimmt, wenn der Wasserstand sinkt (positive Interaktion zwischen den beiden Variablen), allerdings konnte ein solcher Effekt bisher nur selten nachgewiesen werden (Wu et al., 2010).

### 3.3.4 Vergleiche

Um die Objekte und Standorte auf signifikante Unterschiede zu prüfen, wird je nach Struktur der Daten die Welch-ANOVA (bei Varianzinhomogenität) bzw. der Kruskal-Wallis-Test (bei nicht normalverteilten Daten) benutzt (Walker & Shostak, 2010).

---

<sup>1</sup> Zusätzlich wurde eine Näherung des Evaporationsterms nach der Penman-Monteith-Gleichung ohne die Sonneneinstrahlung berechnet. Details und ein Modell mit Haupteffekten dazu im Anhang C.

### 3.3.5 Modell

Um den Anstieg zu erklären, wird das statistische Modell der linearen Regression verwendet (Fahrmeir et al., 2007):

$$Y = \beta_0 + \beta_1 \cdot x_1 \dots + \beta_n \cdot x_n + \varepsilon$$

Y ist dabei die abhängige Variable,  $x_1, \dots, x_n$  die erklärenden Variablen und  $\beta_0, \dots, \beta_n$  die Koeffizienten, die mithilfe des Modells geschätzt werden.  $\varepsilon$  ist ein Fehlerterm. Die Fehler streuen mit einer Normalverteilung gleichmässig um die Regressionsgerade (Fahrmeir et al., 2007). Zuerst wird für jeden Standort eine einfache lineare Regression des Wasserpegelanstiegs auf den Niederschlag geschätzt. Die weitere statistische Auswertung wird nur noch für das Objekt Salwidili gemacht. Dieses Objekt wurde gewählt, weil angenommen wird, dass aufgrund der Topografie die Wetterdaten der Messstation hier am genauesten zutreffen und weil hier die Messungen in der kleinsten Auflösung vorhanden sind (Knaus, 2021b, mündlich; swisstopo, 2021). Als erklärende Variablen werden Temperatur, relative Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit und Wasserstand verwendet. Zudem wird eine Interaktion des Wasserstands mit allen anderen Variablen eingefügt. Das Ausgangsmodell entspricht somit:

$$\text{Anstieg} \sim (P + T + H + W) \cdot \text{Wst}$$

P	= Niederschlag	W	= Windgeschwindigkeit
T	= Temperatur	Wst	= Wasserstand
H	= relative Luftfeuchtigkeit		

Um das am besten passende Modell zu finden, wird eine p-Wert basierte Variablenselektion durchgeführt (Crawley, 2013; Dettling, 2015). Ausgehend vom Ausgangsmodell wird dabei schrittweise die Variable mit dem grössten p-Wert entfernt und mithilfe der R-Funktion `anova()` das so erhaltene kleinere Modell mit dem zuvor berechneten grösseren Modell verglichen (ebd.). Wenn das grössere gegenüber dem kleineren Modell einen signifikant grösseren  $R^2$ -Wert mit sich bringt (die Nullhypothese, dass das kleinere Modell besser ist, wird dann auf dem Signifikanzniveau von 0.05 verworfen), bleibt die entsprechende Variable im Modell, andernfalls wird mit dem kleineren Modell fortgefahren (ebd.). Es werden keine Haupteffekte vor ihren jeweiligen Interaktionen entfernt (Dettling, 2015).

## 4 Ergebnisse

### 4.1 Wasserstände

Aufgrund der in den Methoden angemerkten Schwierigkeiten beim Bestimmen des Bodenniveaus ist der Vergleich der Wasserstände nicht ganz unproblematisch: Die Unsicherheit beim Festlegen des Bodenniveaus liegen im Bereich von  $\pm 10\text{cm}$ , wobei aufgrund ihrer ausgeprägten Oberflächentopografie insbesondere die Standorte JU2 und JU3 Schwierigkeiten bereitet haben (Knaus, 2021b). Die Schwankungen relativ zu den maximalen Wasserständen und die Variabilität im Wasserstand, wie sie beispielsweise im Boxplot (Abbildung 4, oben) dargestellt sind, werden dadurch nicht verfälscht.

Die Objekte unterscheiden sich in ihrem mittleren Wasserstand, wobei sie im Rossalp und im Salwidili im Mittel recht ähnlich sind und im Juchmoos die tiefsten Wasserstände gemessen wurden (Tabelle 4; Welch-ANOVA,  $p < 0.05$ ). Das Juchmoos (v. a. JU2, 3 und 4) weist einen relativ starken Bewuchs durch Gehölzpflanzen auf. Ebenfalls von Gehölzpflanzen bewachsen ist SAL3. Der mittlere Wasserstand von SAL3 liegt signifikant tiefer als die der anderen Standorte auf dem Objekt Salwidili (Welch-ANOVA,  $p < 0.05$ ). Hier werden auch die tiefsten Wasserstände auf dem Objekt erreicht, vermutlich weil die vereinzelt grossen Fichten dem Boden bis in die Tiefe Wasser entziehen können. Bei den Standorten auf dem Salwidili und dem Juchmoos oszilliert der Wasserstand mehr oder weniger symmetrisch um seinen mittleren Wert, mit Ausnahme von SAL3, wo die tiefsten Werte nur sehr selten vorkommen.

Die Standorte auf dem stark degradierten Objekt Rossalp verhalten sich anders: ROSS1 und ROSS2 zeigen mit 30 und 32 cm die grössten gemessenen Differenzen zwischen minimalem und maximalem Wert. Dabei liegen sowohl der Mittelwert als auch der Median (Abbildung 4, schwarzer Balken (oben) bzw. 50%-Marke (unten)) des Wasserstands deutlich im oberen Bereich. Der Standort ROSS3, wo eine Wiederbesiedelung durch Torfmoose stattgefunden hat, weist nur eine minimale Variabilität über 4 cm auf, der Wasserstand bleibt immer knapp unter der Bodenoberfläche. Die kleinste Variabilität beim Objekt Juchmoos ist bei JU2, wo es keinen Graben gibt und der Schatten der Heidelbeervegetation vermutlich die Evaporation dämpft (Knaus, 2021a).

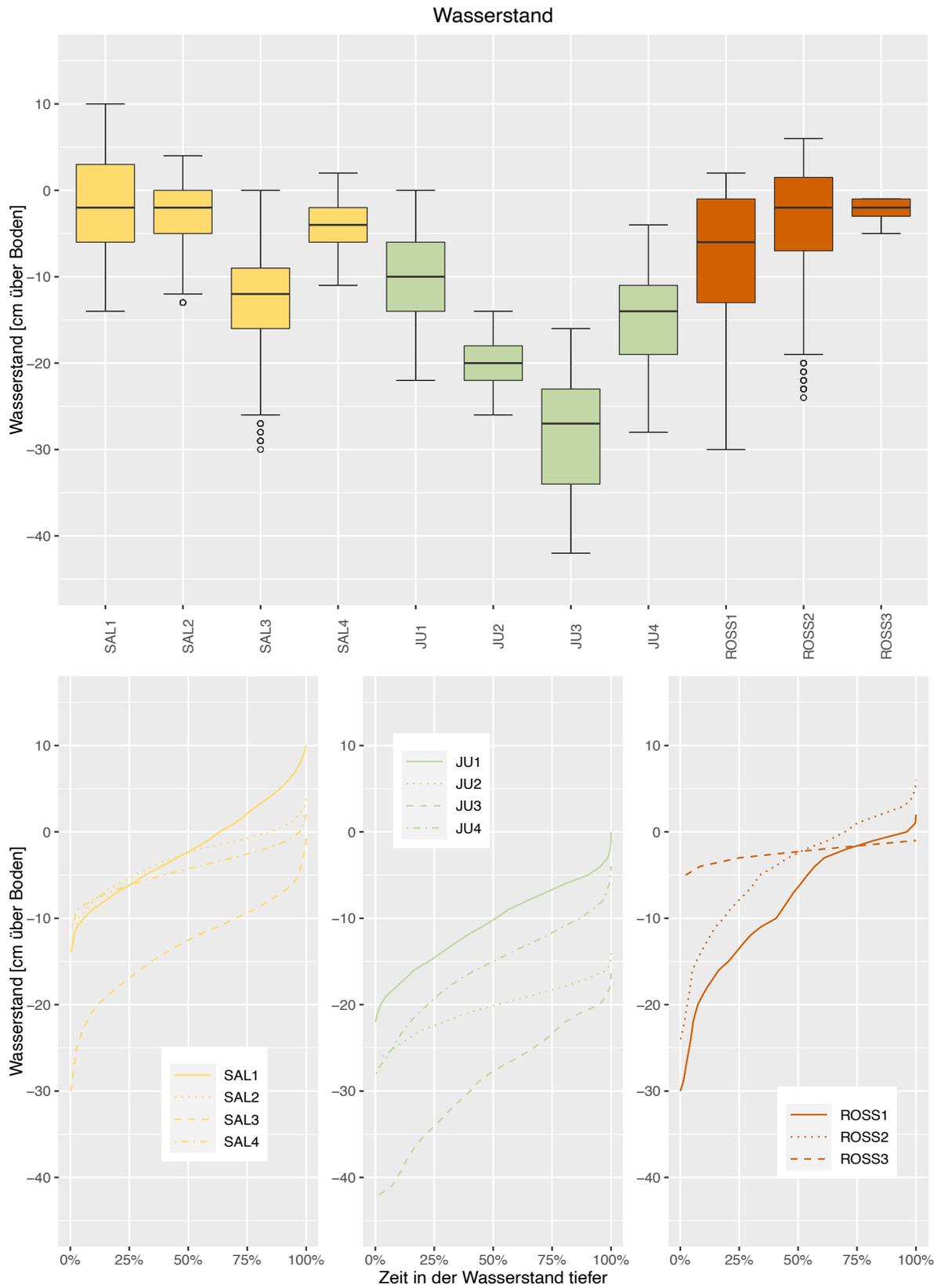


Abbildung 4: Boxplot der Wasserstände auf den elf Standorten (oben). Unterschreitungswahrscheinlichkeiten für die Standorte pro Objekt (unten).

Tabelle 4: Wasserstand pro Standort

Standort	Kurzbeschreibung	mittl. Wasserstand [cm über Boden]	max/min Wasserstand [cm über Boden]	mittl. Zunahme/ Abnahme [cm/h]	Zeit im Bereich 5cm zu max
SAL1	'Moorzentrum'	-2	10 / -14	0.34 / -0.16	11%
SAL2	'Erosion'	-3	4 / -13	0.26 / -0.16	41%
SAL3	'Waldrand'	-13	0 / -30	0.58 / -0.16	3%
SAL4	'Moorsee'	-4	2 / -11	0.14 / -0.08	31%
JU1	'Schlenken'	-10	0 / -22	1.31 / -1.00	10%
JU2	'Heidelbeeren'	-20	-14 / -26	1.00 / -1.00	34%
JU3	'Graben'	-28	-16 / -42	2.14 / -1.00	13%
JU4	'nahe Flachmoor'	-15	-4 / -28	1.10 / -1.00	8%
ROSS1	'nahe Abflussrinne'	-8	2 / -30	3.20 / -1.00	39%
ROSS2	'Moorseeil'	-4	6 / -24	2.20 / -1.00	25%
ROSS3	'Nordost-Teil'	-2	-1 / -5	1.00 / -1.00	100%

Die mittlere Zunahme des Wasserpegels pro Stunde ist für verschiedene Standorte auf den jeweiligen Objekten unterschiedlich (Kruskal-Wallis,  $p < 0.05$ ). Die stärksten Zunahmen gibt es auf den Objekt Rossalb bei den Standorten ROSS1 und ROSS2. Bei ROSS3 hingegen ist die mittlere Zunahme minimal. Weil der Wasserpegel dort durchgehend wenige cm unter seinem maximalen Stand liegt, kann er vermutlich gar nicht viel mehr ansteigen, weil das Wasser sonst oberflächlich abfließt. Auf keinem der Standorte ist die mittlere Abnahme schneller als 1 cm pro Stunde. Nur für das Objekt Salwidili, wo die Messdaten höher aufgelöst sind, können Unterschiede in der mittleren Abnahme festgestellt werden: bei SAL4 sinkt der Wasserpegel langsamer als auf den anderen Standorten (Kruskal-Wallis,  $p < 0.05$ ).

## 4.2 Steigungsereignisse

Die Anzahl Steigungsereignisse variiert je nach Standort. Wenige Ereignisse könnten auf einen ruhigeren Wasserpegel hindeuten: Bei den Standorten mit wenigen Ereignissen (SAL4, JU2, ROSS3) gibt es eine kleinere Variabilität im Wasserstand und tiefere maximale Anstiege als bei den anderen auf demselben Objekt. SAL4 wurde direkt beim Moorsee gemessen, möglicherweise sammelt sich hier Wasser aus der Umgebung oder von einem unterirdischen Zufluss, was einen stabileren Wasserstand ermöglicht (Knaus, 2021b). Für einen Zufluss spricht auch, dass dieser Standort die langsamste mittlere Abnahme zeigt (Tabelle 4). JU2 weist einen starken Bewuchs

durch Heidelbeeren auf, die mit ihrem Laub vermutlich kleinere Niederschlagsmengen auffangen und durch Beschattung die Evaporation abschwächen (Hökkä et al., 2008; Knaus, 2021b). Bei ROSS3 nimmt der Wasserstand sehr langsam ab, was auch die lange maximale Steigungsdauer auf diesem Standort erklärt: Der Wasserstand hat über mehrere Stunden immer wieder stagniert, aber nie abgenommen, wodurch die Reaktion auf mehrere zeitlich getrennte Niederschläge zu einem einzigen Anstieg über viele Stunden hinweg zusammengezählt wird<sup>2</sup>.

Tabelle 5: Ereignisse pro Standort

Standort	Kurzbeschreibung	#Ereignisse	max/min/median Anstieg [cm]	max/min/median Steigungsdauer [h]	mittl. Wasserstand davor	max. Wasserstand erreicht <sup>1</sup>
SAL1	'Moorzentrum'	36	23 / 1 / 5	34 / 2 / 9	-1	56%
SAL2	'Erosion'	51	16 / 1 / 2	24 / 1 / 4	-3	78%
SAL3	'Waldrand'	59	18 / 1 / 3	19 / 1 / 3	-13	17%
SAL4	'Moorsee'	29	7 / 1 / 3	14 / 3 / 7	-5	62%
JU1	'Schlenken'	43	12 / 1 / 4	37 / 1 / 3	-12	42%
JU2	'Heidelbeeren'	20	9 / 1 / 2	79 / 1 / 9	-22	70%
JU3	'Graben'	33	26 / 1 / 3	37 / 1 / 2	-27	85%
JU4	'nahe Flachmoor'	27	22 / 1 / 5	53 / 1 / 9	-17	44%
ROSS1	'nahe Abflussrinne'	35	31 / 1 / 2	35 / 1 / 2	-8	89%
ROSS2	'Moorseeli'	32	28 / 1 / 2	40 / 1 / 3	-4	66%
ROSS3	'Nordost-Teil'	14	4 / 1 / 1	290 / 1 / 1	-3	100%

<sup>1</sup> = Wasserstand liegt nach dem Anstieg innerhalb 5cm unter maximalem Stand

<sup>2</sup> Das Ereignis mit dem Anstieg über 290 Stunden ist in Anhang D abgebildet.

### 4.3 Lineare Regression

Tabelle 6 zeigt die Ergebnisse einer einfachen linearen Regression des Wasserpegelanstiegs auf den Niederschlag. Die Standorte unterscheiden sich sowohl in der Güte des Modells (gemessen an  $R^2$ ), als auch im geschätzten Koeffizienten. Allerdings lassen die Residuen auf eine starke Verletzung der Annahmen für die lineare Regression schliessen, wie beispielsweise Varianzheterogenität und nicht normal verteilte Fehler (Residuenplots in Anhang E).

Tabelle 6: einfache lineare Regression für alle Standorte

	#Ereignisse	Achsenabschnitt	p-Wert	Niederschlag [mm]	p-Wert	R <sup>2</sup>
SAL1	36	4.123	0.002	0.14	0.015	0.162
SAL2	51	2.344	0.000	0.141	0.000	0.288
SAL3	59	3.732	0.000	0.14	0.001	0.185
SAL4	29	2.216	0.000	0.053	0.006	0.244
JU1	43	2.532	0.000	0.132	0.000	0.437
JU2	20	1.520	0.003	0.081	0.000	0.722
JU3	33	2.803	0.062	0.293	0.000	0.387
JU4	27	2.510	0.002	0.203	0.000	0.756
ROSS1	35	4.803	0.007	0.168	0.072	0.095
ROSS2	32	3.887	0.023	0.102	0.127	0.076
ROSS3	14	0.915	0.000	0.027	0.000	0.952

Die gezeigten Resultate lassen deshalb keine Interpretation zu. Ein Grund für die schlechte Modellpassform ist vermutlich, dass die Zielvariable Anstieg, wie oben bereits angesprochen, rechtsschief verteilt ist: Sehr grosse Anstiege kommen relativ zu schwachen Anstiegen selten vor, daher ist die angepasste Regressionslinie besser auf tiefe Werte abgestimmt und die Fehlerterme für kleine Anstiege haben eine kleinere Varianz als für grosse (Fahrmeir et al., 2007).

Ein weiterer Grund für die schlechte Modellpassform ist wahrscheinlich, dass nicht alle relevanten Variablen eingebunden sind. Im Plot von Niederschlag gegen Anstieg sieht man, dass es grosse Anstiege nur dann gibt, wenn der Wasserstand zu Beginn des Anstiegs tief ist (Abbildung 5). Ein Einfluss des Wasserstands auf den Anstieg ist deshalb stark anzunehmen.

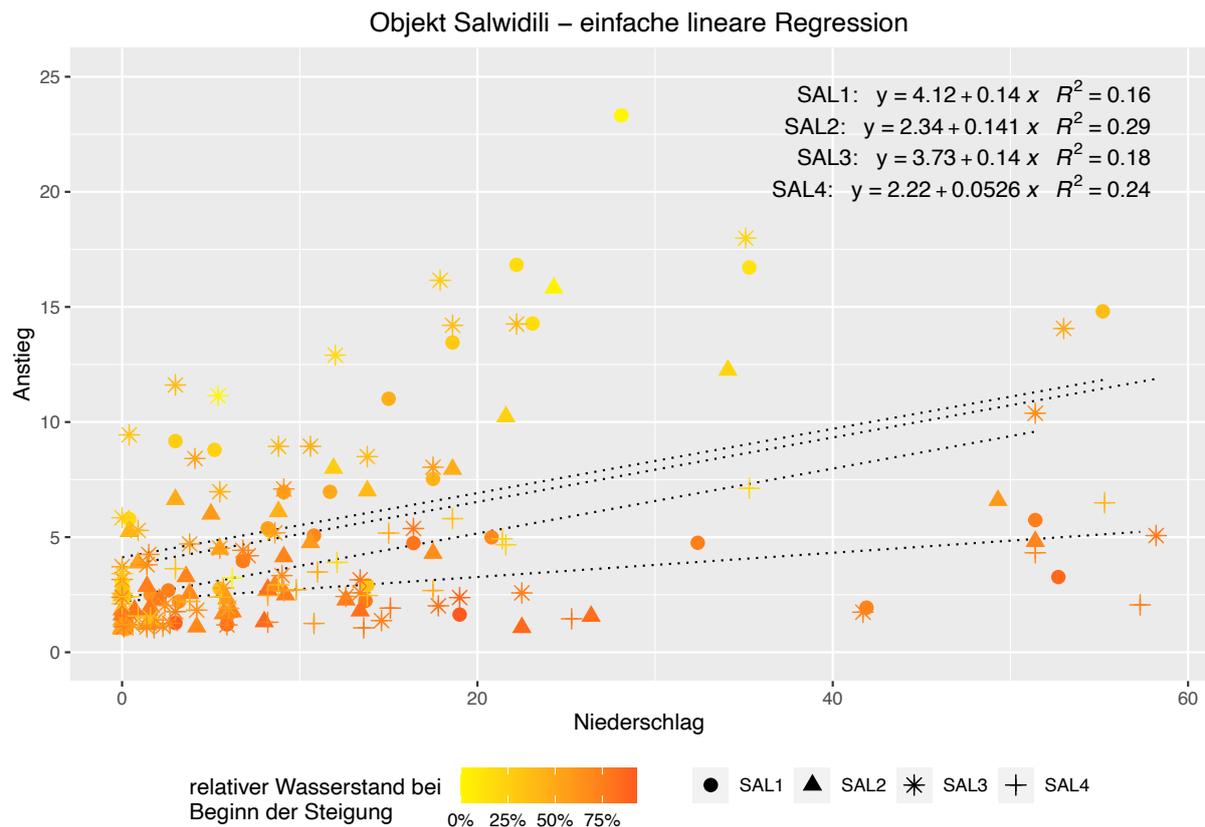


Abbildung 5: Anstieg zu Niederschlag. Die Farbe gibt den Wasserstand (als Prozentsatz seiner Spannweite) zur Zeit der Steigung an. Es sind nur die Ereignisse mit einem Anstieg > 1 cm dargestellt (n= 175).

Der Einfluss des Wasserstandes vor dem Anstieg zeigt sich auch für das Verhältnis von Niederschlag zu Anstieg: Es ist tief für tiefe Wasserstände und nimmt mit steigendem Wasserstand vor dem Ereignis stark zu (Abbildung 6). Besonders hohe Werte sind insbesondere mit der Nähe des Wasserstands vor dem Anstieg zum maximalen Wasserstand auf dem jeweiligen Standort korreliert. Sie sind deshalb nicht ausschliesslich durch die Position des Wasserstandes relativ zum Bodenniveau bedingt (gut sichtbar für SAL1). Die Werte gehen von 0, weil auch Anstiege ohne Niederschlag registriert wurden, bis 2.78. Werte grösser als 1 bedeuten, dass es mehr Niederschlag gibt, als der Wasserpegel ansteigt. Die Zunahme des Verhältnisses von Niederschlag zu Anstieg mit dem Wasserstand kann einerseits daran liegen, dass die nutzbare Porosität im oberen Akrotelmbereich höher ist oder andererseits daran, dass bei höheren Wasserständen ein kleinerer Anteil des Niederschlagswassers zum Anstieg beiträgt, beispielsweise weil es verdunstet oder oberflächlich abfließt.

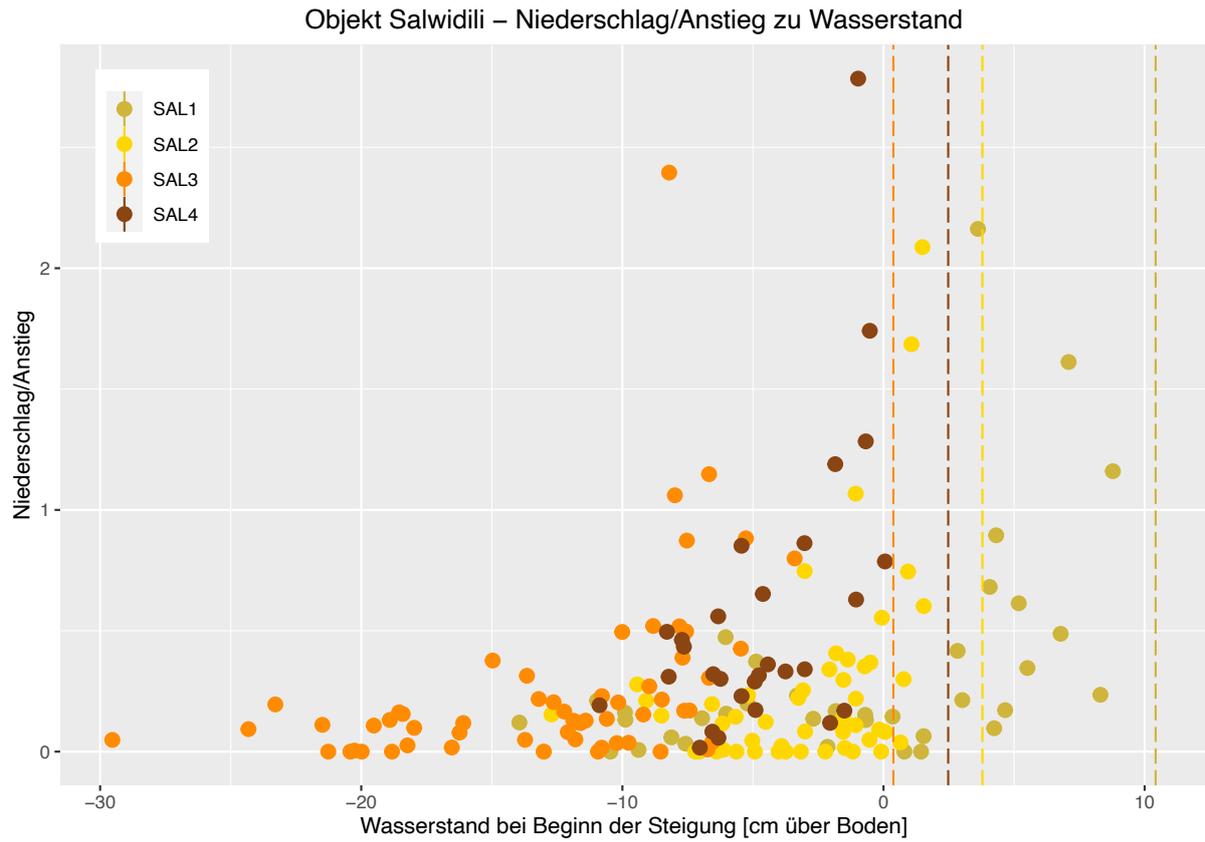


Abbildung 6: Niederschlag/Anstieg zu Wasserstand. Das Verhältnis Niederschlag/Anstieg nimmt mit steigendem Wasserstand zu. Die gestrichelten Linien geben den maximalen Wasserstand des jeweiligen Standorts an. Es sind nur die Ereignisse mit einem Anstieg >1 cm dargestellt (n= 175), die Anzahl der dargestellten Ereignisse mit hohem Verhältnis Niederschlag/Anstieg ist deshalb kleiner als tatsächlich beobachtet.

## 4.4 Multiple lineare Regression

Die multiple lineare Regression für die Standorten mit kontinuierlichen Messungen auf dem Objekt Salwidili zeigt, dass Niederschlag und Wasserstand die wichtigsten Einflussfaktoren für den Anstieg sind (Tabelle 7). Evaporation, approximiert durch die Temperatur bzw. die relative Luftfeuchtigkeit, wurde bei der Variablenselektion nur für die Standorte SAL1 und SAL2 nicht entfernt.

Tabelle 7: multiple lineare Regression Objekt Salwidili mit abhängiger Variable Wasserpegelanstieg in cm

	SAL1	SAL2	SAL3	SAL4
Abhängige Variable ist der Wasserpegelanstieg in cm				
Achsenabschnitt	10.110 *	-0.706	3.439 *	1.791 *
	[5.423, 14.796]	[-4.069, 2.657]	[2.737, 4.142]	[1.343, 2.239]
Niederschlag [mm]	0.154 *	0.085 *	0.185 *	0.067 *
	[0.101, 0.208]	[0.051, 0.120]	[0.142, 0.228]	[0.048, 0.087]
Wasserstand [cm]	-0.461 *	0.370	-0.312 *	-0.157
	[-0.706, -0.216]	[-0.235, 0.975]	[-0.449, -0.174]	[-0.324, 0.010]
Temperatur [°C]	-0.447 *			
	[-0.763, -0.130]			
relative Luftfeuchtigkeit [%]		0.040		
		[-0.001, 0.080]		
Niederschlag:Wasserstand	-0.017 *	-0.022 *	-0.021 *	-0.015 *
	[-0.025, -0.008]	[-0.034, -0.009]	[-0.029, -0.012]	[-0.022, -0.007]
Luftfeuchtigkeit:Wasserstand		-0.009 *		
		[-0.017, -0.001]		
R2	0.855	0.862	0.775	0.804
Referenzlevel Wasserstand	-1.5	-2.6	-12.8	-3.9

\*  $p < 0.05$ .

Der Niederschlag (gemessen in mm) zeigt auf allen Standorten eine signifikant positive Korrelation mit dem Anstieg (gemessen in cm): Je nach Standort beträgt die Zunahme des Anstiegs einen Faktor 1.85 bis 0.67 der Zunahme des Niederschlags. Auf einer undurchlässigen Oberfläche ohne Abflussmöglichkeit würde der Anstieg pro mm Niederschlag um 0.1 cm zunehmen (= Faktor 1). Ein signifikanter Wert unter 0.1 bedeutet, dass nicht der gesamte Niederschlag aufgenommen werden kann. Resultate grösser als 0.1 bedeuten hingegen, dass bei einem mittleren Wasserstand auf diesem Standort (siehe Referenzlevel Wasserstand), der Anstieg überproportional zum Niederschlag zunimmt. Das heisst aber nicht, dass zwingend der gesamte Niederschlag zum Anstieg beiträgt. Bei SAL1 und SAL3 liegt der Wert deutlich über 0.1. Für SAL2 liegt der Wert tiefer, 0.1 ist aber im Vertrauensintervall enthalten, bei SAL4 liegt der Wert deutlich tiefer. Es ist allerdings zu beachten, dass sich die Vertrauensintervalle der Koeffizienten dieser verschiedenen Modelle teils überschneiden, und der Vergleich deshalb vorsichtig interpretiert werden sollte. Im Übrigen ergibt sich für alle Standorte eine signifikant negative Interaktion des Niederschlags mit dem Wasserstand. Nimmt der Wasserstand also zu, wird der Koeffizient des Niederschlags kleiner.

Die Evapotranspirationsvariablen wurden für alle Modelle bei der Selektion entfernt ausser bei SAL1 und SAL2: Bei SAL1 gibt es einen signifikanten negativen Einfluss der Temperatur auf den Anstieg und bei SAL2 ist die Interaktion der relativen Luftfeuchtigkeit mit dem Wasserstand signifikant negativ. Im Modell ohne Interaktionen zeigt die relative Luftfeuchtigkeit für den Standort SAL2 einen signifikant positiven Effekt auf den Anstieg (Anhang B).

## 4.5 Modellevaluation

### 4.5.1 Modellannahmen

Die Annahmen für eine multiple lineare Regression sind (Fahrmeir et al., 2007):

- der Erwartungswert der Fehlerterme ist 0
- die Varianz der Fehlerterme ist konstant und sie sind unkorreliert
- die Fehlerterme sind normalverteilt

Das Zutreffen der Modellannahmen wird mithilfe von grafischen Methoden in R überprüft. Der Tukey-Ascombe Plot («Residual vs. Fitted») zeigt die Abweichung der beobachteten Werte von der angepassten Gerade auf der y-Achse und die angepassten Werte der Zielvariable auf der x-Achse. Streuen die Punkte für jeden Wert der Zielvariable gleich stark um die Nulllinie kann man von normalverteilten Fehlern ausgehen. Die rote Linie ist zum Überprüfen der Annahme, dass der Erwartungswert des Fehlers null ist. Weicht sie stark von der Nulllinie ab, ist diese Annahme nicht erfüllt. Der Quantile-Quantile-Normal Plot (Q-Q-Normal) zeigt die Quantile der Residuen auf der y-Achse und dieselben Quantile für eine Normalverteilung auf der x-Achse. Wenn die Residuen normalverteilt sind, zeigt der Plot einen linearen Zusammenhang.

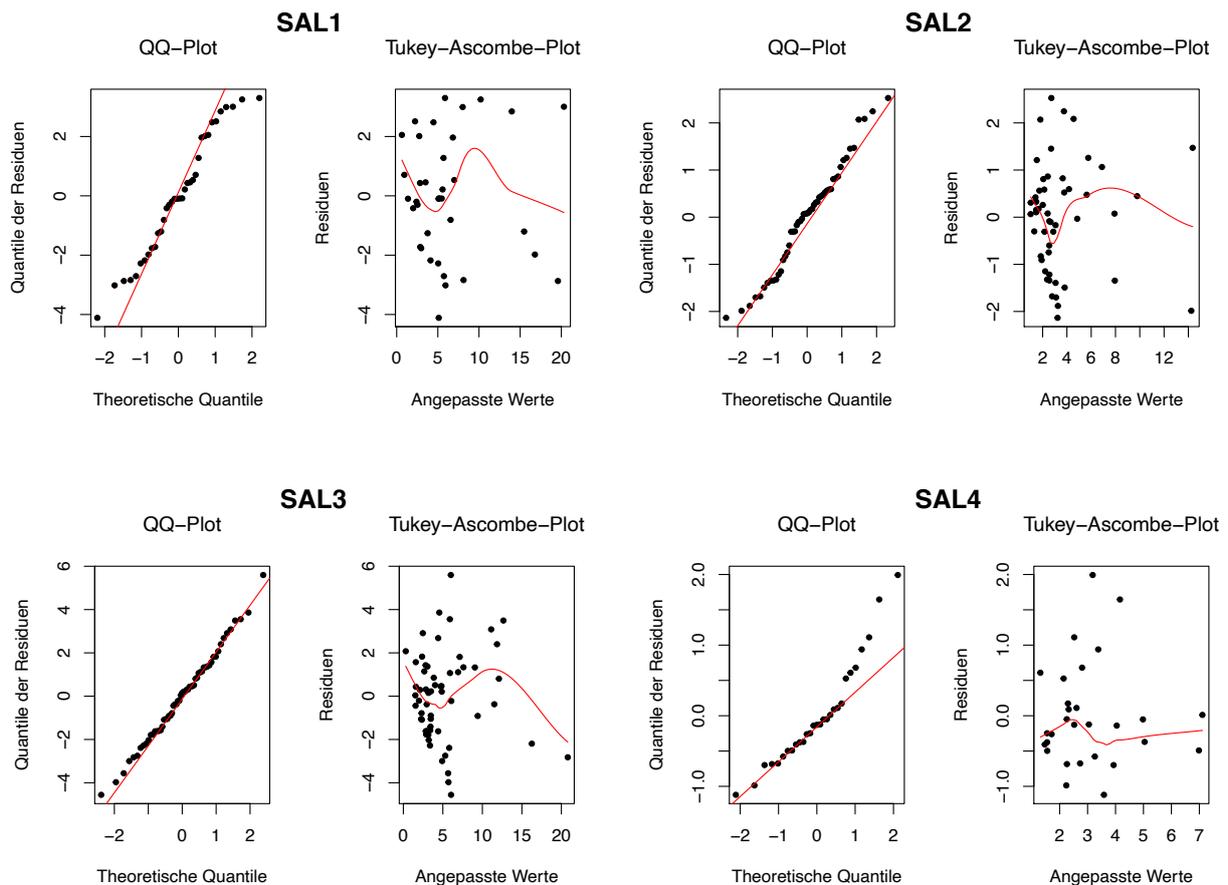


Abbildung 7: Residuenplots für die multiple lineare Regression

Die Tukey-Ascombe-Plots zeigen, dass die Modelle hohe Werte der Abhängigen in der Regel überschätzen. Ausserdem ist die Varianz der Residuen nicht konstant. Die Q-Q-Plots für SAL1, SAL2 und SAL3 deuten auf eine leicht rechtsschiefe Verteilung der Residuen hin. In allen vier Modellen gibt es Ausreisser. Die Residuenanalyse zeigt deshalb, dass die Modelle nicht ideal auf die Beobachtungen passen. Eine Möglichkeit, die Annahmen besser zu erfüllen, wäre eine Transformation der Zielvariable mit dem natürlichen Logarithmus (Fahrmeir et al., 2007). Da das aber die Interpretation der Modelle erschwert und die Annahmeverletzung für SAL1-SAL3 als tolerierbar eingestuft wurde, wurde auf eine Transformation verzichtet. Die Test- und Vertrauensintervalle sind gegenüber geringfügigen Abweichungen von der Normalverteilung relativ robust (Fahrmeir et al., 2007). Für SAL4 ist weder die Annahme der konstanten Varianz noch die Annahme der Normalverteilung erfüllt. Ein Grund dafür, dass es sich mit diesem Standort anders verhält als mit den anderen drei, könnte die relativ kleine Datenmenge ( $n=29$ ) sein. Um die Resultate vergleichbar zu halten, wurde dennoch auch

hier auf eine Transformation verzichtet, die entsprechenden Ergebnisse sind deshalb mit Vorsicht zu interpretieren.

#### **4.5.2 Modellgenauigkeit**

Eine Methode, um zu bestimmen, wie gut ein Modell die beobachtete Streuung in den Daten erklärt, ist das Bestimmtheitsmass  $R^2$  (Fahrmeir et al., 2007). Es misst den durch die Regression bestimmten Anteil der Streuung in der Zielvariable.  $R^2$  ist der Quotient aus der durch das Modell erklärten Varianz und der totalen Varianz der Zielvariable und berechnet sich als  $1 - \frac{(\text{quadrierte Residuen})}{(\text{totale Varianz})}$  (Fahrmeir et al., 2007). Für die berechneten Modelle liegt das Bestimmtheitsmass zwischen 0.78 und 0.86, sie können also 78-86% der Varianz der Zielvariable Anstieg erklären.

## 5 Diskussion

### 5.1 Unterschiede von Objekten und Standorten

Die drei Objekte Salwidili, Juchmoos und Rossalp weisen unterschiedliche mittlere Wasserstände auf: Beim Objekt Salwidili liegen die mittleren Wasserstände für die meisten Standorte wenige cm unter der Bodenoberfläche, wie das für ein intaktes Hochmoor zu erwarten ist (Rydin & Jeglum, 2013). Im Juchmoos liegen die Wasserstände tiefer, auch das ist für ein degradiertes Moor mit Gehölzpflanzenbewuchs typisch (Hökkä et al., 2008; Zarzycki et al., 2020). Die mittleren Wasserstände im degenerierten Rossalp hingegen liegen nur wenig tiefer als im intakten Salwidili. Möglicherweise liegt aufgrund einer Bodenabsenkung und der dadurch stärkeren Wasserretention nach dem ursprünglichen Wasserverlust der Wasserstand wieder näher an der Oberfläche (Van Seters & Price, 2002; siehe Kapitel 2.2). Während der Wasserstand bei den anderen beiden Objekten mehr oder weniger gleichmässig um seinen mittleren Wert schwankt, kommen die tiefen Wasserstände im Rossalp eher selten vor. Womöglich sind die nutzbare Porosität und die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens in diesem Objekt so tief, dass er nur in sehr extremen Trockenperioden entwässert wird und der Wasserstand bei Niederschlag sehr schnell wieder bis dicht unter die Oberfläche steigt. Die starken mittleren Zunahmen für ROSS1 und ROSS2 unterstützen diese Annahme.

Auch innerhalb eines Objekts kann sich der Wasserstand über Boden zwischen zwei Standorten gleichzeitig um mehrere cm unterscheiden. Grund dafür kann nicht nur die Veränderung der Bodenhöhe (Mikrotopografie) sein, da sich auch die Variabilität des Wasserstands zwischen den Standorten unterscheidet. Das bestätigt, dass die Mikrostandorte auf einem Moor mit dessen räumlich variablen Hydrologie in engem Zusammenhang steht: Gemäss Rydin (2006) beeinflussen sich Vegetation, Hydrologie und Topografie in einem Hochmoor gegenseitig, indem Bulten und Schlenken von unterschiedlichen Torfmoosarten besiedelt werden. Diese zeigen dann je nach Art andere Reaktionen auf Veränderungen im Wasserstand und schaffen sich ihre eigenen Mikrostandorte (ebd.).

### 5.1.1 Standorte auf dem Objekt Salwidili

Beim Objekt Salwidili gibt es beispielsweise grosse Unterschiede in der Variabilität des Wasserstands: SAL1 hat eine viel höhere Variabilität als SAL2, obwohl die beiden Standorte sehr nah beieinander liegen. Grund dafür ist, dass auf SAL1 sehr viel mehr Wasser oberflächlich angestaut werden kann, was gemäss Acreman & Holden (2013) einer der wichtigsten Faktoren in der Wasserrückhaltekapazität auf Hochmooren ist. Ein möglicher Grund für eine tiefe Variabilität bei SAL2 wäre, dass dort das Akrotelm durch Erosion geschädigt ist und deshalb die obersten Torfschichten eine geringere hydraulische Leitfähigkeit aufweisen, wodurch sie weniger schnell Wasser abgeben. Bei SAL4 könnte die kleine Variabilität mit der Nähe zum offenen Mooree zusammenhängen, welcher möglicherweise durch einen Zufluss stabilisiert wird (Knaus, 2021b).



Abbildung 8: Mooree auf dem Salwidili mit Sonde SAL4 (rechts im Bild).  
Foto: K. Marty

Der Standort SAL3 sticht durch seine tiefen mittleren Wasserpegel und die hohe Variabilität heraus. Hier waren die oberen Bodenschichten einmal trocken genug, damit sich Fichten etablieren konnten, die diesen Effekt weiter verstärken, indem sie Wasser transpirieren (Fay & Lavoie, 2009). Sie können dank ihren tiefen Wurzeln und der hohen Saugspannung dem Torfboden bis in die Schichten Wasser entziehen, die sonst aufgrund ihrer tiefen hydraulischen Leitfähigkeit kaum entwässert werden (Wu et al., 2010; Zarzycki et al., 2020). Üblicherweise reduzieren Gehölzpflanzen die Variabilität des Wasserstands indem sie Niederschlagswasser auffangen und durch ihre Beschattung die Evaporation vermindern (Hökkä et al., 2008). Dass die Variabilität bei SAL3

dennoch hoch ist, könnte daran liegen, dass es sich beim Bewuchs um vereinzelte Fichten handelt, die nicht so stark beschatten.

### **5.1.2 Standorte auf dem Objekt Juchmoos**

Der Standort JU2, der stark mit Heidelbeeren bewachsen ist, zeigt gegenüber den anderen Standorten auf dem Objekt Juchmoos eine deutlich kleinere Variabilität. Im Gegensatz zu den Fichten auf SAL3 kann die Zwergstrauchvegetation wahrscheinlich genug beschatten um ein eigenes Mikroklima für diesen Standort zu schaffen. Auch JU3 und JU4 sind stark mit Gehölzpflanzen bewachsen, ihre grosse Variabilität ist vermutlich durch die Nähe zum Entwässerungsgraben bedingt (Price et al., 2003). Grundsätzlich sind in den drei mit Gehölzpflanzen bewachsenen Standorte die Wasserstände tiefer als im intakteren Teil JU1, was sich mit den Beobachtungen auf dem Salwidili deckt.

### **5.1.3 Standorte auf dem Objekt Rossalp**

Die tiefen minimalen Wasserstände bei den Standorten ROSS1 und ROSS2 lassen sich ebenfalls durch ihre Nähe zu den Abflussrinnen erklären. ROSS3 hingegen weist einen sehr hohen Wasserstand und eine minimale Variabilität auf. Der Einfluss einer Entwässerungsrinne ist je nach hydraulischer Leitfähigkeit des Torfs in 30-200 m Entfernung (im Akrotelm) respektive in 5-50 m Entfernung (im Katotelm) noch nachweisbar (Landry & Rochefort, 2012). Die Distanz von ROSS3 zu den anderen beiden Standorten beträgt je 28 und 44 m. Dass die tiefen Wasserpegel nahe bei den Abflussrinnen keinen nennenswerten Einfluss auf den Wasserpegel bei ROSS3 haben bestätigt, dass die hydraulische Leitfähigkeit auf diesem Objekt tief ist.

Bei ROSS3 hat zudem eine Wiederbesiedelung mit Torfmoosen stattgefunden. Die extrem flache Topografie dieses Standorts bedingt vermutlich, dass Niederschlagswasser hier trotz der tiefen hydraulischen Leitfähigkeit nicht einfach oberflächlich abfließt (Knaus, 2021b). Auch Torfmoose bremsen verglichen mit nacktem Torf den oberflächlichen Abfluss (Gao et al., 2018). Zudem kann das Auftreten von Torfmoosen die nutzbare Porosität im Boden erhöhen, Evaporationsverluste abschwächen und so zu stabileren Wasserständen beitragen (Price et al., 2003; Price & Whitehead, 2001). Gleichzeitig sind aber ein hoher Bodenwasserdruck und stabile Wasserstände nahe an der Bodenoberfläche zwingende Voraussetzungen für Torfmoosregeneration (Price

& Whitehead, 2001; Van Seters & Price, 2001). Es ist deshalb nicht ganz klar, ob die Torfmoose hier Ursache oder Folge des hohen Wasserstandes sind (Knaus, 2021a).

## 5.2 Wasserpegelanstieg

Der Niederschlag in Verbindung mit dem Wasserstand ist bei allen Standorten auf dem Salwidili die wichtigste erklärende Variable für den Wasserpegelanstieg. Höhere Wasserstände verkleinern den Anstieg. Dafür gibt es drei mögliche Erklärungen:

- Die nutzbare Porosität im oberen Akrotelm ist grösser (Price & Schlotzhauer, 1999).
- Die Evaporation bei höheren Wasserständen ist höher (Wu et al., 2010).
- Bei hohen Wasserständen gibt es weniger freien Stauraum. Bei Niederschlag ist das Hochmoor schnell mit Wasser gesättigt und das Wasser, das nicht aufgenommen werden kann, fließt an der Oberfläche ab (Acreman & Holden, 2013).

Da die Evaporation keine signifikant positive Interaktion mit dem Wasserstand aufweist, fällt diese als Erklärung weg. Wenn zusätzliche Evaporation keine Rolle spielt, dann können die Ereignisse, bei denen der Wasserstand um weniger steigt, als Niederschlag fällt, nur durch den Sättigungseffekt erklärt werden. Bei den Ereignissen, bei denen der Anstieg grösser war als der Niederschlag, lässt sich nicht sagen, ob und wenn wie viel Wasser oberflächlich abgeflossen ist. Deshalb kann der Effekt der nutzbaren Porosität nicht getrennt vom Sättigungseffekt bestimmt werden.

Die Variablen relative Luftfeuchtigkeit, Temperatur und Windgeschwindigkeit scheinen eine untergeordnete Rolle zu spielen. Das könnte daran liegen, dass die gewählten Variablen allein die Evapotranspiration nicht richtig repräsentieren. Eine andere mögliche Begründung ist, dass für diese Arbeit nur Steigungsereignisse betrachtet wurden. Trockenperioden, in denen der Wasserstand abnimmt, wurden nicht analysiert. Dadurch war während den betrachteten Ereignissen die relative Luftfeuchtigkeit höher als der Durchschnittswert. Es wird deshalb angenommen, dass die Evapotranspiration während den Ereignissen tiefer war, als im Durchschnitt.

Die negative Interaktionseffekt der relativen Luftfeuchtigkeit mit dem Wasserstand für SAL2 widerspricht der Erwartung, dass der Effekt der Evapotranspirationsvariablen mit dem Wasserstand steigt (Wu et al., 2010). Vermutlich ist es also auch hier der

gemeinsame Effekt der nutzbaren Porosität und des verfügbaren Stauraums, der den negativen Koeffizienten für die Interaktion bedingt.

### 5.3 Wasserspeicherkapazität

Für alle Standorte zeigt sich eine klare positive Korrelation des Wasserpegelanstiegs mit dem Niederschlag. Die Moorböden nehmen also bei Regen Wasser auf. Wie das zu erwarten war, weist der negative Einfluss des Wasserstands auf einen Sättigungseffekt hin: Bisherige Studien gehen davon aus, dass die Sättigung des Bodens mit Wasser der häufigste Grund für den Abfluss aus Hochmooren ist (Evans & Warburton, 2007; Rydin & Jeglum, 2013). Der Boden nimmt so lange Wasser auf, bis der Wasserstand einen maximalen Wert erreicht, danach fließt das Wasser oberflächlich ab. Dieser maximale Wasserstand kann wie bei SAL1 mehrere cm über der Bodenoberfläche liegen oder wie bei den Standorten auf dem Objekt Juchmoos bereits unter dem Bodenniveau erreicht sein (möglicherweise weil die oberen Bodenschichten durch Makroporenfluss schnell entleert werden, Acreman & Holden, 2013; Holden, 2005). Je tiefer der Wasserstand zu Beginn des Niederschlags unter diesem maximalen Wert liegt, desto mehr Wasser kann aufgenommen werden. Objekte bei denen der mittlere Wasserstand weit unter dem maximalen Füllstand liegt, sind demnach am besten dazu geeignet, bei Niederschlagsereignissen Wasser aufzunehmen.

Um Aussagen darüber zu treffen, wie gut die Objekte das Wasser speichern können, wäre es zusätzlich wichtig zu wissen, mit welcher Geschwindigkeit das Wasser abgegeben wird. Der ideale Wasserspeicher könnte bei Starkniederschlägen schnell viel Wasser aufnehmen und es dann während langen Trockenphasen kontinuierlich wieder abgeben (Eggelsmann, 1971; Holden & Burt, 2002). In den berechneten Mittelwerten der Zu- und Abnahmen zeigt sich, dass der Wasserstand in der Regel schneller zu- als abnimmt. Das Wasser wird also in der Regel schnell aufgenommen und langsam wieder abgegeben.

Abschliessend lässt sich sagen, dass sich die Objekte und Standorte in ihrem Wasserhaushalt unterscheiden. Diese Unterschiede lassen sich relativ gut durch Unterschiede in der (Mikro-)Topografie, Vegetation und dem Zersetzungsgrad des Bodens erklären. Bei Niederschlag wird Wasser aufgenommen, bis ein maximaler Wasserstand erreicht ist, woraufhin das überschüssige Wasser abfließt. Solange der

Wasserpegel ansteigt, sind Faktoren, die die Evapotranspiration beeinflussen weniger wichtig. Für die Wasserspeicherung sind insbesondere Objekte geeignet, deren Wasserpegel im Mittel tief unter dem Maximum liegen. Objekte für die das zutrifft sind entweder durch Gehölzpflanzen bewachsen wie das Juchmoos (auch SAL3), oder sie weisen eine ausgeprägte Mikrotopografie auf, wie sie bei einem intakten Hochmoor wie dem Salwidili aus einer Wechselwirkung von Wasserhaushalt und Torfmoosbewuchs entsteht. Das Objekt Rossalp weist weder eine starke Mikrotopografie noch Gehölzpflanzen auf. Die Wasserpegel liegen hier häufig sehr nah an ihrem maximalen Stand, es kann bei Niederschlag vermutlich wenig Wasser zurückgehalten werden.

## 5.4 Verbesserungspotenzial

### 5.4.1 Weiterführende Auswertung

Aufgrund einiger Vereinfachungen und bewusster Einschränkung in den benutzten Daten ist die hier präsentierte Auswertung noch unvollständig und könnte durch weitere Untersuchungen verbessert werden:

Um herauszufinden ob der Wasserpegel gleichmässig langsam sinkt und ob bei diesem Vorgang die Evapotranspiration oder der Abfluss dominiert, sollten insbesondere auch die Perioden untersucht werden in denen der Pegel abnimmt.

Wenn der Wasserpegelanstieg kleiner als der Niederschlag ist, findet Abfluss statt. Steigungsereignisse mit Anstiegen kleiner als 1 cm könnten deshalb wichtige Informationen über den Abfluss enthalten. Dasselbe gilt für Niederschläge, auf die gar kein Anstieg gefolgt ist (wie beispielsweise bei ROSS3 am 21. Juni, Grafik Anhang D). Niederschläge könnten zudem in verschiedene Kategorien unterteilt werden, da sich gezeigt hat, dass verschiedene Typen von Niederschlag (beispielsweise unterschiedliche Intensität) verschieden auf den Anstieg auswirken können (wie beispielsweise bei Molina-Sanchis et al., 2016).

Mit dem hier angewandten Verfahren zum Bestimmen der Steigungsereignisse werden Wasserpegelanstiege nur dann in einzelne Ereignisse aufgeteilt, wenn der Wasserpegel dazwischen gesunken ist. Bei den Objekten Juchmoos und Rossalp kommt es immer wieder vor, dass der Wasserstand zwischen zwei Anstiegen stagniert. Beim

Objekt Salwidili ist das seltener der Fall, wahrscheinlich weil die Messdaten höher aufgelöst sind und deshalb auch kleinere Veränderungen aufgezeichnet wurden (vgl. Grafik Anhang D). Es bräuchte ein System, um zu unterscheiden, in welchen Fällen nach einer Stagnation ein neues Ereignis beginnt (beispielsweise beim längsten Ereignis bei ROSS3) und wann die Anstiege, so wie das jetzt gemacht wurde, zu einem Ereignis zusammengezählt werden (vermutlich bei den Ereignissen bei JU4 zur selben Zeit, Grafik Anhang D). Eine Möglichkeit wäre, die Ereignisse in Abhängigkeit vom Niederschlag zu definieren, wie das beispielsweise Molina-Sanchis et al. (2016) oder Van Gaalen et al. (2013) gemacht haben. Eine ganz anderer Ansatz um zeitlich korrelierte Pegelmessungen auszuwerten, sind Zeitreihen (beispielsweise bei Crosbie et al., 2005).

#### **5.4.2 Datenlimitierung**

Mit erweiterten Messungen könnten die Resultate noch präzisiert werden. Eine Auswahl dieser Limitierungen ist im Folgenden beschrieben:

Um die nutzbare Porosität und damit die effektive Speicherkapazität der Böden aus den Wasserpegelanstiegen abzuschätzen, müsste bekannt sein, wie viel Wasser oberflächlich abfließt respektive verdunstet (Bourgault et al., 2017). Details zu dieser Limitierung und möglichen Lösungen sind beispielsweise bei Crosbie et al. (2019) beschrieben.

Alternativ liessen sich die nutzbare Porosität und die hydraulische Leitfähigkeit mithilfe von Bodenproben bestimmen. Anschliessend wäre es interessant zu beobachten, ob und wie sich diese zwischen den Standorten unterscheidet und ob die hier getroffenen Annahmen zutreffen, wie beispielsweise die der tiefen hydraulische Leitfähigkeit auf dem Objekt Rossalp.

Zuletzt wurden die verwendeten Wetterdaten nicht direkt bei den jeweiligen Objekten gemessen, sie bilden deshalb nicht exakt die Bedingungen auf den Standorten ab.

## 6 Danksagung

Ich möchte mich bei meinem Betreuer Florian Knaus bedanken, sowohl für die Informationen zu den Objekten und Standorten und das Bereitstellen der Daten, als auch für die Unterstützung und die hilfreichen Korrekturen im Verlauf der Arbeit. Auch danke ich Reto Zihlmann von der Statistischen Beratung der ETH Zürich für seine Hilfestellung bei der Auswertung. Zuletzt bedanke ich mich bei Familie und Freunden für das Gegenlesen der schriftlichen Arbeit.

## 7 Literaturverzeichnis

- Acreman, M., & Holden, J. (2013). How wetlands affect floods. *Wetlands*, *33*, 773–786. <https://doi.org/10.1007/s13157-013-0473-2> [zuletzt abgerufen am 13.08.2021]
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56*. <http://www.kimberly.uidaho.edu/water/fao56/fao56.pdf> [zuletzt abgerufen am 13.08.2021]
- BAFU - Bundesamt für Umwelt. (2017). *Hochmoorinventar: Objektbeschreibungen*. Biotope von nationaler Bedeutung. <https://www.bafu.admin.ch/bafu/de/home/themen/biodiversitaet/fachinformationen/massnahmen-zur-erhaltung-und-foerderung-der-biodiversitaet/oekologische-infrastruktur/biotope-von-nationaler-bedeutung/hochmoorinventar--objektbeschreibungen.html> [zuletzt abgerufen am 13.08.2021]
- BAFU - Bundesamt für Umwelt. (2021). *Moore*. Biotope von nationaler Bedeutung. <https://www.bafu.admin.ch/bafu/de/home/themen/biodiversitaet/fachinformationen/massnahmen-zur-erhaltung-und-foerderung-der-biodiversitaet/oekologische-infrastruktur/biotope-von-nationaler-bedeutung/moore.html> [zuletzt abgerufen am 13.08.2021]
- Beckwith, C. W., Baird, A. J., & Heathwaite, A. L. (2003). Anisotropy and depth-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a bog peat. I: Laboratory measurements. *Hydrological Processes*, *17*, 89–101. <https://doi.org/10.1002/hyp.1116>
- Bourgault, M. A., Larocque, M., & Garneau, M. (2017). Quantification of peatland water storage capacity using the water table fluctuation method. *Hydrological Processes*, *31*, 1184–1195. <https://doi.org/10.1002/hyp.11116>
- BUWAL - Bundesamt für Umwelt Wald und Landschaft. (2002). *Moore und Moorschutz in der Schweiz* (BUWAL & WSL (Hrsg.)). BUWAL. <https://www.bafu.admin.ch/bafu/de/home/themen/biodiversitaet/publikationen-studien/publikationen/moore-und-moorschutz-schweiz.html> [zuletzt abgerufen am 13.08.2021]
- Clymo, R. S., & Hayward, P. M. (1982). The Ecology of Sphagnum. *Bryophyte Ecology*, 229–289. [https://doi.org/10.1007/978-94-009-5891-3\\_8](https://doi.org/10.1007/978-94-009-5891-3_8)
- Crawley, M. (2013). *The R book* (2. Ausgabe). Wiley.
- Crosbie, R. S., Binning, P., & Kalma, J. D. (2005). A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. *Water Resources Research*, *41*, 1–9. <https://doi.org/10.1029/2004WR003077>
- Crosbie, R. S., Doble, R. C., Turnadge, C., & Taylor, A. R. (2019). Constraining the Magnitude and Uncertainty of Specific Yield for Use in the Water Table Fluctuation Method of Estimating Recharge. *Water Resources Research*, *55*, 7343–7361. <https://doi.org/10.1029/2019WR025285>
- Dettling, M. (2015). *Applied Statistical Regression*. ZHAW. [https://stat.ethz.ch/lectures/as17/asr.php#course\\_materials](https://stat.ethz.ch/lectures/as17/asr.php#course_materials) [zuletzt abgerufen am 13.08.2021]
- Eggelsmann, R. (1971). Über den hydrologischen Einfluss der Moore. *TELMA*, *1*, 37–48. <https://doi.org/10.23689/fidgeo-3253>

- Evans, M., & Warburton, J. (2007). *Geomorphology of upland peat: erosion, form, and landscape change*. Blackwell Publishing.
- Fahrmeir, L., Kneib, T., & Lang, S. (2007). Regression - Modelle, Methoden und Anwendungen. In H. Dette & W. Härdle (Hrsg.), *Statistik und ihre Anwendungen* (2. Auflage, S. 500). Springer.
- Fay, E., & Lavoie, C. (2009). The impact of birch seedlings on evapotranspiration from a mined peatland: an experimental study in southern Quebec, Canada. *Mires and Peat*, 5, 1–7.
- Gao, J., Kirkby, M., & Holden, J. (2018). The effect of interactions between rainfall patterns and land-cover change on flood peaks in upland peatlands. *Journal of Hydrology*, 567, 546–559. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.10.039>
- Hobbs, N. B. (1986). Mire morphology and the properties and behaviour of some British and foreign peats. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 19, 7–80. <https://doi.org/10.1144/gsl.qjeg.1986.019.01.02>
- Hökkä, H., Repola, J., & Laine, J. (2008). Quantifying the interrelationship between tree stand growth rate and water table level in drained peatland sites within Central Finland. *Canadian Journal of Forest Research*, 38, 1775–1783. <https://doi.org/10.1139/X08-028>
- Holden, J. (2005). Piping and woody plants in peatlands: Cause or effect? *Water Resources Research*, 41, 1–10. <https://doi.org/10.1029/2004WR003909>
- Holden, J., & Burt, T. P. (2002). Infiltration, runoff and sediment production in blanket peat catchments: Implications of field rainfall simulation experiments. *Hydrological Processes*, 16, 2537–2557. <https://doi.org/10.1002/hyp.1014>
- Holden, J., & Burt, T. P. (2003). Hydrological studies on blanket peat: the significance of the acrotelm-catotelm model. *Journal of Ecology*, 91(1), 86–102. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2745.2003.00748.x>
- Holden, J., Chapman, P. J., & Labadz, J. C. (2004). Artificial drainage of peatlands: Hydrological and hydrochemical process and wetland restoration. *Progress in Physical Geography*, 28, 95–123. <https://doi.org/10.1191/0309133304pp403ra>
- Howie, S. A., & Hebda, R. J. (2018). Bog surface oscillation (mire breathing): A useful measure in raised bog restoration. *Hydrological Processes*, 32, 1518–1530. <https://doi.org/10.1002/hyp.11622>
- Hyväluoma, J., Rätty, M., Kaseva, J., & Keskinen, R. (2020). Changes over time in near-saturated hydraulic conductivity of peat soil following reclamation for agriculture. *Hydrological Processes*, 34, 237–243. <https://doi.org/10.1002/hyp.13578>
- Klaus, G. (2007). Zustand und Entwicklung der Moore in der Schweiz. Ergebnis der Erfolgskontrolle Moorschutz. In U. Graf, M. Küchler, K. Ecker, E. Feldmeyer-Christe, C. Könitzer, U. Känzig, & F. Marti (Hrsg.), *Umwelt-Zustand Nr. 0730* (S. 97). BAFU. [https://kbnl.ch/wp-content/uploads/2019/02/32\\_1\\_BAFU-2007.pdf](https://kbnl.ch/wp-content/uploads/2019/02/32_1_BAFU-2007.pdf) [zuletzt abgerufen am 13.08.2021]
- Knaus, F. (2021a). Kernzonenmonitoring in den Hochmooren der UNESCO Biosphäre Entlebuch. *Interner Bericht Biosphärenmanagement*. 1–11.
- Knaus, F. (2021b). *persönliche Mitteilung*.
- Küchler, M., Küchler, H., Bergamini, A., Bedolla, A., Ecker, K., Feldmeyer-Christe, E., Graf, U., & Holderegger, R. (2018). *Moore der Schweiz: Zustand, Entwicklung, Regeneration*. Zürich, Bristol-Stiftung.

- Landry, J., & Rochefort, L. (2012). *The drainage of peatlands: impacts and rewetting techniques*. 1–62. [http://www.gret-perg.ulaval.ca/uploads/tx\\_centrerecherche/Drainage\\_guide\\_Web.pdf](http://www.gret-perg.ulaval.ca/uploads/tx_centrerecherche/Drainage_guide_Web.pdf) [zuletzt abgerufen am 13.08.2021]
- Letts, M., Comer, N., Roulet, N., Skarupa, M., & Versegny, D. (2000). Parametrization of peatland hydraulic properties for the Canadian land surface scheme. *Atmosphere - Ocean*, *38*(1), 141–160. <https://doi.org/10.1080/07055900.2000.9649643>
- Malloy, S., & Price, J. (2017). Consolidation of gyttja in a rewetted fen peatland: Potential implications for restoration. *Mires and Peat*, *19*, 1–15. <https://doi.org/10.19189/MaP.2015.OMB.200>
- MeteoSchweiz - Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie. (2021). *Flühli Wetterdaten*.
- Molina-Sanchis, I., Lázaro, R., Arnau-Rosalén, E., & Calvo-Cases, A. (2016). Rainfall timing and runoff: The influence of the criterion for rain event separation. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, *64*(3), 226–236. <https://doi.org/10.1515/johh-2016-0024>
- Price, J., Heathwaite, A., & Baird, A. (2003). Hydrological processes in abandoned and restored peatlands. *Wetlands Ecology and Management*, *11*, 65–83. <https://doi.org/10.1023/A:1022046409485>
- Price, J., & Schlotzhauer, S. (1999). Importance of shrinkage and compression in determining water storage changes in peat: The case of a mined peatland. *Hydrological Processes*, *13*, 2591–2601. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199911\)13:16<2591::AID-HYP933>3.0.CO;2-E](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199911)13:16<2591::AID-HYP933>3.0.CO;2-E)
- Price, J., & Whitehead, G. (2001). Developing hydrologic thresholds for sphagnum recolonization on an abandoned cutover bog. *Wetlands*, *21*(1), 32–40. [https://doi.org/10.1672/0277-5212\(2001\)021\[0032:DHTFSR\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1672/0277-5212(2001)021[0032:DHTFSR]2.0.CO;2)
- Rezanezhad, F., Price, J., Quinton, W., Lennartz, B., Milojevic, T., & Van Cappellen, P. (2016). Structure of peat soils and implications for water storage, flow and solute transport: A review update for geochemists. *Chemical Geology*, *429*, 75–84. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.03.010>
- Rydin, H., Gunnarsson, U., & Sundberg, S. (2006). The Role Of Sphagnum In Peatland Development and Persistence. In R. K. Wieder & D. H. Vitt (Hrsg.), *Ecological Studies* (Bd. 188). Springer Berlin Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/978-3-540-31913-9\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-540-31913-9_4)
- Rydin, H., & Jeglum, J. K. (2013). The Biology of Peatlands. In *The Biology of Habitats*. Oxford University Press.
- Schothorst, C. J. (1977). Subsidence of low moor peat soils in the western Netherlands. *Geoderma*, *17*, 265–291. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(77\)90089-1](https://doi.org/10.1016/0016-7061(77)90089-1)
- swisstopo - Bundesamt für Landestopografie. (2021). *Karte*. <https://map.geo.admin.ch/> [zuletzt abgerufen am 13.08.2021]
- Van Gaalen, J. F., Kruse, S., Lafrenz, W. B., & Burroughs, S. M. (2013). Predicting Water Table Response to Rainfall Events, Central Florida. *Groundwater*, *51*(3), 350–362. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00970.x>
- Van Seters, T., & Price, J. (2001). The impact of peat harvesting and natural regeneration on the water balance of an abandoned cutover bog, Quebec. *Hydrological Processes*, *15*, 233–248. <https://doi.org/10.1002/hyp.145>

- Van Seters, T., & Price, J. (2002). Towards a conceptual model of hydrological change on an abandoned cutover bog, Quebec. *Hydrological Processes*, 16, 1965–1981. <https://doi.org/10.1002/hyp.396>
- von Wyl, B., Dietl, W., & Wenger, D. (1995). Moorschutz und Landwirtschaft. In *Handbuch Moorschutz in der Schweiz 2*. BAFU. <https://www.bafu.admin.ch/bafu/de/home/themen/biodiversitaet/publikationen-studien/publikationen/handbuch-moorschutz-schweiz.html> [zuletzt abgerufen am 13.08.2021]
- Walker, G., & Shostak, J. (2010). *Common Statistical Methods for Clinical Research with SAS Examples* (3 Ausgabe). SAS Institute.
- Wu, J., Kutzbach, L., Jager, D., Wille, C., & Wilmking, M. (2010). Evapotranspiration dynamics in a boreal peatland and its impact on the water and energy balance. *Journal of Geophysical Research*, 115, 1–18. <https://doi.org/10.1029/2009JG001075>
- Zarzycki, J., Skowera, B., & Zajac, E. (2020). Microclimate and water conditions of an extracted and natural raised bog. *Journal of Ecological Engineering*, 21(7), 115–123. <https://doi.org/10.12911/22998993/125440>

## 8 Anhang

ANHANG A	KORRELATION NIEDERSCHLAGSMENGEN MIT DEM ANSTIEG .....	1
ANHANG B	MODELL HAUPTEFFEKTE OHNE INTERAKTIONEN.....	2
ANHANG C	EVAPOTRANSPIRATION NACH PENMAN-MONTEITH .....	3
ANHANG D	EREIGNISSE ZWISCHEN 1. JUNI UND 22. JUNI 2021 .....	5
ANHANG E	RESIDUENPLOTS FÜR DIE EINFACHE LINEARE REGRESSION .....	6

## Anhang A Korrelation Niederschlagsmengen mit dem Anstieg

Zum Identifizieren der relevanten Zeitspanne vor dem Anstieg um die Niederschlagsmenge zu bestimmen, wurde die Korrelation des Wasserpegelanstiegs («dh») mit unterschiedlichen Niederschlagsmengen mit dem gesamten Datensatz (n=379) gemacht. Die Regenmengen enthalten jeweils den kumulativen Niederschlag während einem Anstieg («regenmenge») und in den entsprechenden Stunden davor (wobei pretot = Niederschlag in der Stunde vor Anstiegsbeginn). Der kumulative Niederschlag vier Stunden vor Anstieg bis zum maximalen Wasserstand («rpre04h») zeigt die beste Korrelation mit dem Anstieg.

Scatterplot Matrix, dh~Regenmengen



## Modell Haupteffekte ohne Interaktionen

	SAL1	SAL2	SAL3	SAL4
Abhängige Variable ist der Wasserpegelanstieg in cm				
Achsenabschnitt	-4.442	-6.639	1.101	-10.534 *
	[-27.017, 18.134]	[-14.671, 1.394]	[-11.511, 13.713]	[-19.906, -1.161]
Niederschlag [mm]	0.100 *	0.080 *	0.143 *	0.063 *
	[0.034, 0.165]	[0.031, 0.128]	[0.091, 0.195]	[0.038, 0.088]
Wasserstand [cm]	-0.841 *	-0.718 *	-0.607 *	-0.403 *
	[-1.036, -0.645]	[-0.890, -0.547]	[-0.748, -0.467]	[-0.540, -0.267]
Temperatur [°C]	-0.452 *	0.003	-0.128	0.162
	[-0.886, -0.017]	[-0.172, 0.178]	[-0.387, 0.131]	[-0.006, 0.330]
relative Luftfeuchtigkeit [%]	0.153	0.107 *	0.036	0.094 *
	[-0.029, 0.334]	[0.042, 0.173]	[-0.066, 0.137]	[0.022, 0.167]
Windgeschwindigkeit [m/s]	1.033	-0.005	0.662	0.864 *
	[-1.311, 3.377]	[-0.754, 0.744]	[-0.426, 1.750]	[0.008, 1.721]
Referenzlevel Wasserstand:	-1.5	-2.6	-12.8	-3.9
R2	0.799	0.730	0.709	0.762

\*  $p < 0.05$

## Anhang C Evapotranspiration nach Penman-Monteith

Die Penman-Monteith-Gleichung ist ein Term zur Berechnung der potenziellen Evapotranspiration. Sie kann aus den Messungen der Sonneneinstrahlung, relativen Feuchte, Windgeschwindigkeit und Temperatur für verschiedene Vegetationsarten berechnet werden (Allen et al., 1998). Relative Feuchte, Windgeschwindigkeit und Temperatur sind von der Messstation in Flühli bekannt. Da keine Strahlungs- oder Vegetationsdaten aufgenommen wurden wurde der Strahlungsterm der Gleichung ganz weggelassen und nur der zweite Term, die Wetter bedingte Evapotranspiration für die in Allen et al. (1998) referenzierte Grasfläche berechnet. Es wurde darauf verzichtet, die Unterschiede in der Pflanzentranspiration zwischen Tag und Nacht zu berechnen, stattdessen wurde zu jeder Stunde der Wert für das Tagesmittel verwendet. Der so erhaltene Term entspricht nicht der potentiellen Evaporation und es muss auch beachtet werden, dass er nicht vom Strahlungsterm unabhängig ist.

Penman-Monteith-Gleichung:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}$$

Berechneter Term:

$$\widehat{evt} = \frac{\gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \cdot \frac{1}{24}$$

$ET_0$  = Evapotranspiration [mm Tag-1],

$R_n$  = Nettostrahlung [MJ m-2 day-1 ],

$G$  = soil heat flux density [MJ m-2 day-1],

$T$  = mittlere Temperatur [°C]

$u_2$  = Windgeschwindigkeit [m s-1]

$e_s$  = Sättigungsdampfdruck [kPa]

$e_a$  = Dampfdruck [kPa]

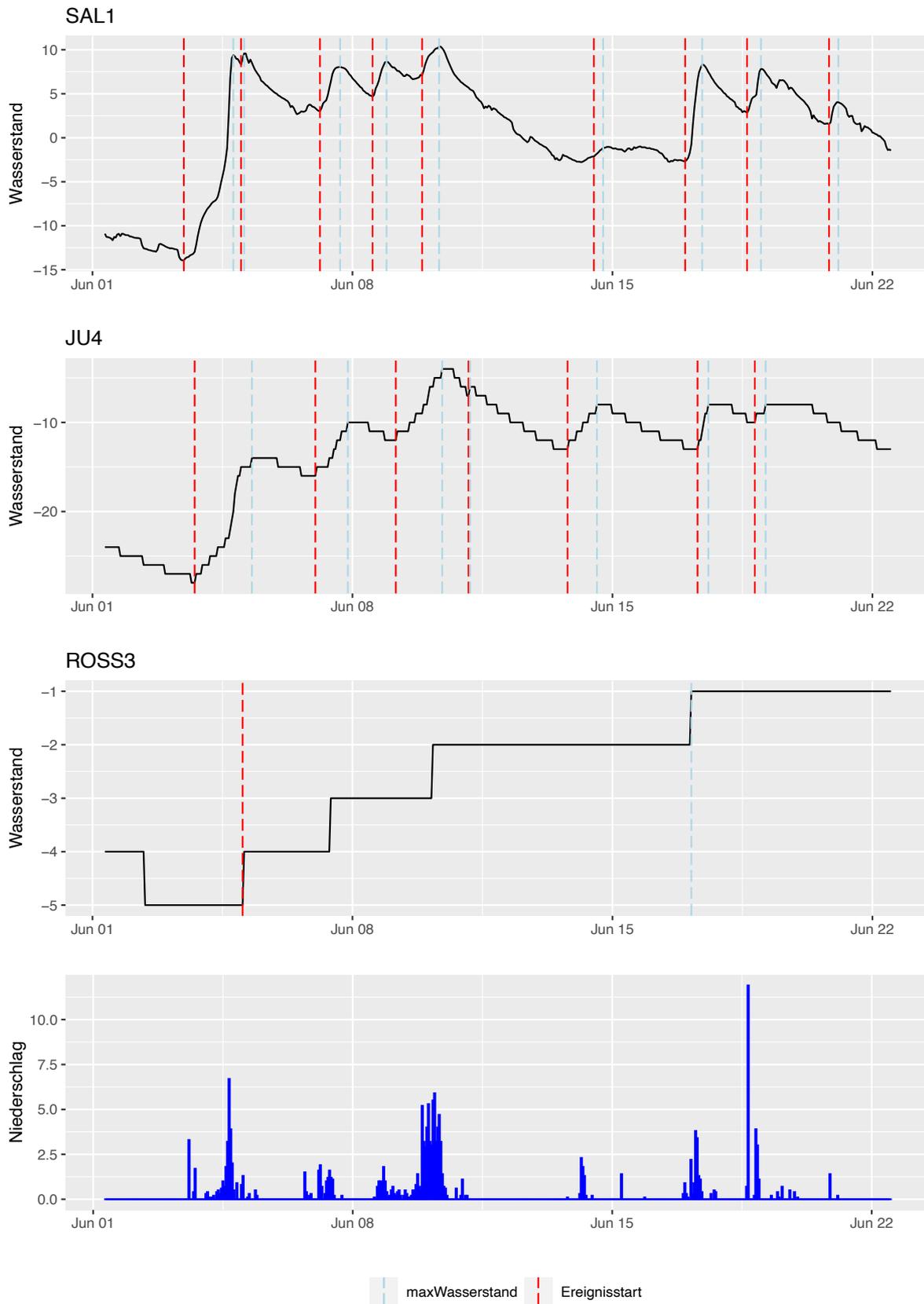
$\Delta$  = Steigung Dampfdruckkurve [kPa °C-1]

$\gamma$  = Psychrometrische Konstante [kPa °C-1]

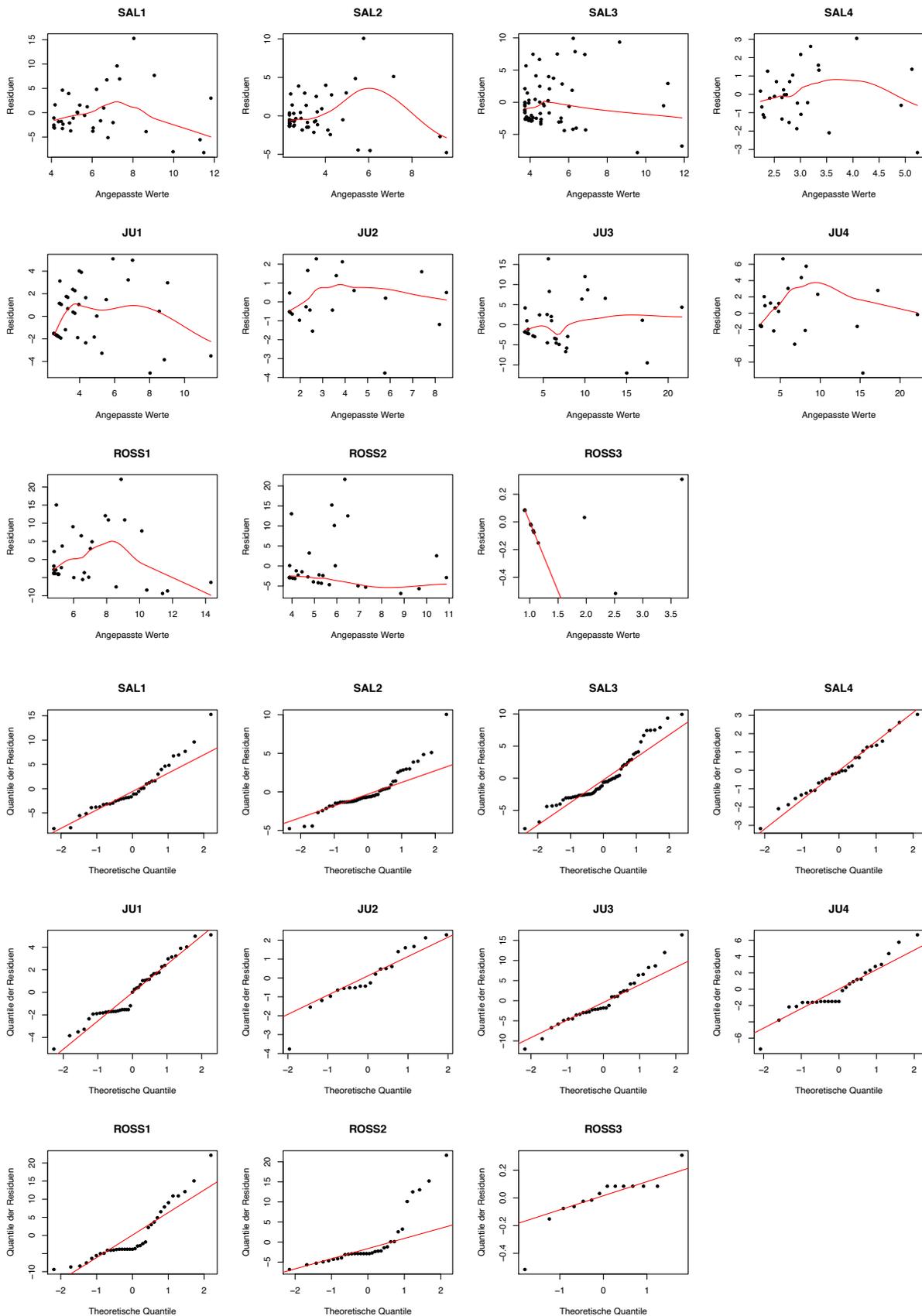
	SAL1	SAL2	SAL3	SAL4
Abhängige Variable ist der Wasserpegelanstieg in cm				
Achsenabschnitt	4.682 *	2.978 *	3.500 *	1.834 *
	[2.638, 6.725]	[2.141, 3.815]	[2.447, 4.552]	[1.096, 2.572]
Niederschlag [mm]	0.148 *	0.112 *	0.161 *	0.063 *
	[0.078, 0.218]	[0.066, 0.157]	[0.111, 0.212]	[0.038, 0.088]
Wasserstand [cm]	-0.704 *	-0.682 *	-0.542 *	-0.413 *
	[-0.943, -0.465]	[-0.864, -0.499]	[-0.691, -0.393]	[-0.575, -0.251]
~Evapotranspi- ration [mm]	-80.208	-137.137 *	14.573	-18.036
	[-251.153, 90.737]	[-221.885, -52.389]	[-216.068, 245.215]	[-121.042, 84.971]
Referenzlevel	-1.5	-2.6	-12.8	-3.9
Wasserstand:				
R2	0.695	0.683	0.672	0.684

\* p &lt; 0.05

### Anhang D Ereignisse zwischen 1. Juni und 22. Juni 2021



# Anhang E Residuenplots für die einfache lineare Regression





## Eigenständigkeitserklärung

Die unterzeichnete Eigenständigkeitserklärung ist Bestandteil jeder während des Studiums verfassten Semester-, Bachelor- und Master-Arbeit oder anderen Abschlussarbeit (auch der jeweils elektronischen Version).

Die Dozentinnen und Dozenten können auch für andere bei ihnen verfasste schriftliche Arbeiten eine Eigenständigkeitserklärung verlangen.

---

Ich bestätige, die vorliegende Arbeit selbständig und in eigenen Worten verfasst zu haben. Davon ausgenommen sind sprachliche und inhaltliche Korrekturvorschläge durch die Betreuer und Betreuerinnen der Arbeit.

**Titel der Arbeit** (in Druckschrift):

**Verfasst von** (in Druckschrift):

*Bei Gruppenarbeiten sind die Namen aller Verfasserinnen und Verfasser erforderlich.*

**Name(n):**

**Vorname(n):**


Ich bestätige mit meiner Unterschrift:

- Ich habe keine im Merkblatt [„Zitier-Knigge“](#) beschriebene Form des Plagiats begangen.
- Ich habe alle Methoden, Daten und Arbeitsabläufe wahrheitsgetreu dokumentiert.
- Ich habe keine Daten manipuliert.
- Ich habe alle Personen erwähnt, welche die Arbeit wesentlich unterstützt haben.

Ich nehme zur Kenntnis, dass die Arbeit mit elektronischen Hilfsmitteln auf Plagiate überprüft werden kann.

**Ort, Datum**

**Unterschrift(en)**

*Bei Gruppenarbeiten sind die Namen aller Verfasserinnen und Verfasser erforderlich. Durch die Unterschriften bürgen sie gemeinsam für den gesamten Inhalt dieser schriftlichen Arbeit.*