

# **Masterarbeit**

*zum Thema*

## **Geoelektrisches Monitoring in einem kalkalpinen Schotterkörper im Zeitraum November 2019 bis Oktober 2020: Eine hydrologisch- orientierte Fallstudie aus dem Nationalpark Gesäuse**



zur Erlangung des akademischen Grades

Master of Science (MSc)

der Studienrichtung

Umweltsystemwissenschaften – Fachschwerpunkt Geographie

vorgelegt von

**Raphael Glück, BSc.**

am Institut für Geographie und Raumforschung der Universität Graz

Begutachter

MMag. Dr. Andreas Kellerer-Pirklbauer-Eulenstein

Graz, 2021

## **Vorwort und Danksagung**

Die geophysikalischen Methoden haben mich seit Beginn meines Masterstudiums immer sehr interessiert. Das Praktikum in Oberwölz war dann ausschlaggebend für die Vertiefung in die Geoelektrik. Diese drei Geländetage waren zwar geprägt von Niederschlägen und Ausflügen in abgelegene Latschenwälder, waren jedoch äußerst lehrreich und spannend. In weiterer Folge habe ich mich dann im Winter 2019 dazu entschieden in diesem Bereich meine Masterarbeit zu schreiben.

In diesem Sinne möchte mich daher herzlich bei Herrn MMag. Dr. Andreas Kellerer-Pirklbauer-Eulenstein für die ausgezeichnete Betreuung und Hilfe bei den Geländekampagnen bedanken. Es hat mich gefreut, dass du dir bei manchen Problemen so viel Zeit genommen hast – besonders bei der Auswertung der Geoelektrik, die teilweise etwas knifflig, halfen mir die unzähligen E-Mails super weitergeholfen. Dank gilt auch Herrn. Ass.-Prof. Dr.rer.nat. Jakob Abermann, der im November 2019 auch bei der ersten Messung mitgeholfen hat. Außerdem möchte ich mich bei meinen Langzeitunikollegen Stefan Preßlaber und Jonathan Wiesmair für die schöne Studienzeit bedanken. Nicht zu vergessen waren die anstrengenden, aber lustigen Exkursionen in Nitra, auf der Pasterze, in der Südsteiermark oder in Oberwölz. Weiters möchte ich mich sehr herzlich beim Nationalpark Gesäuse und Herrn Alexander Maringer für die Zusammenarbeit bedanken, sowie bei Herrn Jürgen Fuchsberger für die Bereitstellung der meteorologischen Daten.

Ein besonders großes Dankeschön gebührt außerdem meiner Mutter Edith, die mir bei fast allen Geländetagen geholfen hat und eine große mentale Stütze in so manchen schwierigen Zeiten war. Der gleiche Dank geht auch an meinen Vater Walter, der leider viel zu früh von uns gegangen ist. Abschließend möchte ich mich bei meiner Schwester Marlene und meinem Bruder Markus sowie meinen Großeltern, meiner Tante Sieglinde, meinem Onkel Erich und meiner Tante Ingrid für die Unterstützung danken – ohne euch wäre mein Studium nicht möglich gewesen.

†

**Walter**

## Zusammenfassung

Diese Fallstudie beschäftigt sich, unter Verwendung von geoelektrischem Monitoring, mit der Messung der elektrischen Leitfähigkeit in einem kalkalpinen Schotterkörper. Die Veränderung der elektrischen Leitfähigkeit wurde von November 2019 bis Oktober 2020 (neun Geländekampagnen) in einem Schottergraben im Nationalpark Gesäuse (Johnsbachtal, Steiermark) beobachtet. Der Langgriesgraben in der Reichensteingruppe ist Teil eines Gerinnes mit hoher morphodynamischer Aktivität, der in den quer zum Graben verlaufenden Johnsbach entwässert. Der mit Haupt- sowie Wettersteindolomit, Hangschuttbrekzien und Raibler Schichten aufgefüllte Langgriesgraben besitzt einen mächtigen Grundwasserkörper, dessen Größe und Lage durch Niederschlagsereignisse beeinflusst wird. Die Veränderung des Grundwasserkörpers sowie das Steigen und Sinken des Grundwasserspiegels kann dabei aus dem spezifischen elektrischen Widerstand abgeleitet werden. Die geoelektrische Widerstandsmessung erfolgt in dieser Arbeit mit der Wenner-Konfiguration, in der Datenauswertung mit Res2Dinv wurden die Least-Squares und Time-Lapse Inversionsverfahren sowie Bedrock Detection verwendet. Durch 17 Profile, mit vier bzw. zwei Meter Elektrodenabstand, konnte gezeigt werden, dass sich die elektrische Leitfähigkeit im Langgriesgraben durch klimatische Gegebenheiten im Jahresverlauf stark ändert. Die Wiederholungsmessungen haben gezeigt, dass die elektrische Leitfähigkeit im Sommer an der Oberfläche des Langgriesgrabens stärker abnimmt als in den darunterliegenden Schichten. Bei häufigen Niederschlagsereignissen nimmt die elektrische Leitfähigkeit zu und führt zu einer ansteigenden Wassersättigung der Lockersedimente im Schotterkörper und zur Regulierung von Lage und Mächtigkeit des Grundwasserkörpers. Der Vergleich meteorologischer Daten des WegenerNets im Johnsbachtal konnte außerdem zeigen, dass die elektrische Leitfähigkeit im Herbst, sowohl an der Oberfläche als auch im Untergrund signifikant ansteigt.

## **Abstract**

This case study focusses on repeated measurements of the electrical conductivity in a calcareous sediment body using geoelectric monitoring (ERT) and thereby aims to monitor changes in the groundwater system. The change in electrical conductivity in a debris-filled valley in the Gesäuse National Park (Johnsbach Valley, Styria) was observed from November 2019 to October 2020 during nine field campaigns with three-week time intervals. The Langgriesgraben in the Reichenstein Group is part of a channel with high morphodynamic activity that drains in the Johnsbach, which is crossing the trench. The Langgriesgraben is filled with loose dolomitic sediments, parts of the Raibl Formation as well as debris from sedimentary breccia and has a big groundwater body. Size and water level height of the groundwater body is influenced by precipitation events. The change of the groundwater body, as well as the rise and fall of the groundwater level is derived from the specific electrical resistance. The geoelectrical resistivity measurement is carried out by the Wenner-Array, the Least-Squares and Time-Lapse Inversion as well as Bedrock Detection methods were used for the data evaluation in Res2Dinv. Based on 17 profiles, the electrical conductivity in the Langgriesgraben showed significant changes, due to changing climatic conditions during the year. Furthermore, the repeated measurements showed, that the electrical conductivity decreases in the summer a lot more near the surface of the Langgriesgraben than in the layers below. With frequent precipitation events, the electrical conductivity and the water saturation of the loose sediments in the gravel body increases again and therefore, also regulate the position and thickness of the groundwater body in the summer months. Additionally, the comparison of meteorological data of the WegenerNet in the Johnsbach Valley showed a significant increase of the electrical conductivity in autumn, for both the surface and the subsurface.

# Inhaltsverzeichnis

I.	Abbildungsverzeichnis.....	7
II.	Tabellenverzeichnis.....	10
III.	Abkürzungsverzeichnis.....	11
1.	Einleitung.....	12
2.	Untersuchungsgebiet .....	14
2.1.	Lage und topographische Beschreibung .....	14
2.2.	Geologie.....	16
2.3.	Geomorphologie.....	19
2.4.	Hydrologie.....	21
2.5.	Klimatische Bedingungen .....	23
3.	Methodik und Datengrundlagen.....	25
3.1.	Geophysikalische Messmethoden im Überblick .....	25
3.2.	Die geoelektrische Widerstandsmessung .....	27
3.2.1.	Grundlagen der Geoelektrik.....	28
3.2.2.	Die Geoelektrik und ihre Anwendungsbereiche .....	30
3.2.3.	Vor- und Nachteile von geoelektrischen (Wiederholungs-)Messungen.....	35
3.2.4.	Hydrologische Anwendungsbereiche der Geoelektrik.....	36
3.3.	Einsatz der Geoelektrik in dieser Studie.....	38
3.3.1.	Die verwendete geoelektrische Gerätschaft.....	38
3.3.2.	Praktische Durchführung im Gelände .....	39
3.3.3.	Datenauswertung und Visualisierung der Geoelektrik .....	47
3.4.	Meteorologische Daten .....	56
3.4.1.	Messnetz und Datenverfügbarkeit.....	56
3.4.2.	Datenauswertung und Visualisierung .....	57

4.	Ergebnisse .....	58
4.1.	Ergebnisse der geoelektrischen Wiederholungsmessungen.....	59
4.1.1.	Geoelektrikprofile mit 4m-Spacing .....	60
4.1.2.	Geoelektrikprofile mit 2m-Spacing .....	66
4.2.	Ergebnisse der Veränderungsanalyse .....	72
4.2.1.	Time-Lapse Inversion (4m-Spacing) .....	72
4.2.2.	Time-Lapse Inversion (2m Spacing).....	76
4.3.	Meteorologische Bedingungen im Zeitraum November 2019 – Oktober 2020.....	80
5.	Diskussion.....	90
5.1.	Allgemeine Bemerkungen zu den Wiederholungsmessungen von November 2019 – Oktober 2020 .....	90
5.2.	Vergleich der Daten mit 4m- und 2m-Spacing .....	90
5.3.	Zusammenhang zwischen meteorologischen Bedingungen und gemessenen Widerständen im Langgriesgraben.....	93
5.4.	Methodische Anmerkungen .....	98
6.	Fazit .....	100
7.	Literaturverzeichnis.....	103
8.	Appendix I - Langgriesgraben.....	112
9.	Appendix II – Profilverlauf.....	113

## I. Abbildungsverzeichnis

<i>Abbildung 1: Untersuchungsgebiet Langgriesgraben im Johnsbachtal.</i>	15
<i>Abbildung 2: Schematische Abbildung des Admonter Reichensteins (Ostansicht).</i>	17
<i>Abbildung 3: Geologie im Untersuchungsgebiet Langgriesgraben.</i>	18
<i>Abbildung 4: Dolomitlandschaft aus Ablagerungen von grobblockigen und vergrusten Raumsaudolomiten.</i>	20
<i>Abbildung 5: Wasserstand des Johnsbachs, gemessen an der hydrographischen Station Gsengbrücke, sowie Tagesniederschlag an der Messstation Oberkainz.</i>	21
<i>Abbildung 6: Fluviale Erosionsrinnen in verwittertem Gestein im Langgriesgraben.</i>	22
<i>Abbildung 7: Durchschnittliche monatliche Lufttemperatur und aufsummierter monatlicher Niederschlag anhand dreier Messstationen im Johnsbachtal.</i>	24
<i>Abbildung 8: Vereinfachtes Prinzip der Elektrodenkonfiguration.</i>	28
<i>Abbildung 9: Widerstandsmessung durch Vierpunktanordnung.</i>	29
<i>Abbildung 10: Signalverarbeitung bei (A) Wenner-, (B) Schlumberger- und (C) Dipol-Dipol-Konfiguration.</i>	32
<i>Abbildung 11: Gerätschaft zur Geoelektrik.</i>	39
<i>Abbildung 12: befestigte Elektrode an der südlichen Geländekante im Untersuchungsgebiet.</i>	40
<i>Abbildung 13: Gefrorene Oberfläche im Zuge der Geländekampagne am 08.12.2019.</i>	41
<i>Abbildung 14: Profilverlauf im Langgriesgraben mit Elektrodenpositionen.</i>	44
<i>Abbildung 15: Schematische Darstellung des Profilverlaufs im Langgriesgraben.</i>	45
<i>Abbildung 16: Workflow zur Auswertung von geophysikalischen Profilen in Res2DInv.</i>	49
<i>Abbildung 17: Datenbereinigung von fehlerhaften Daten.</i>	50
<i>Abbildung 18: Ergebnisse der Least-Squares Inversion mit Wenner- und Schlumbergerkonfiguration.</i>	51
<i>Abbildung 19: Vergleich von Inversionsmethoden auf Basis der Wennerkonfiguration am Beispiel des Geoelektrikprofils vom 11.11.2019.</i>	52
<i>Abbildung 20: Vergleich von Inversionsmethoden auf Basis der Wennerkonfiguration am Beispiel des Geoelektrikprofils vom 06.06.2020.</i>	53
<i>Abbildung 21: Bedrock Edge Detection Methode mittels Robust Inversion auf Basis der Wennerkonfiguration am Beispiel des Geoelektrikprofils vom 11.11.2019.</i>	54
<i>Abbildung 22: Beispiel der Time-Lapse Analyse mit 4m-Spacing.</i>	55

<i>Abbildung 23: Datenbereinigung der Rohdaten am Beispiel der Messstation Weidendom.</i>	<i>-- 58</i>
<i>Abbildung 24: Least-Squares Inversion (LSI) des 4m-Profils vom 11.11.2019 (ERT – GK1).</i>	<i>---- 60</i>
<i>Abbildung 25: Least-Squares Inversion (LSI) des 4m-Profils vom 06.06.2020 (ERT – GK3).</i>	<i>---- 61</i>
<i>Abbildung 26: Least-Squares Inversion (LSI) des 4m-Profils vom 27.06.2020 (ERT – GK4).</i>	<i>---- 61</i>
<i>Abbildung 27: Least-Squares Inversion (LSI) des 4m-Profils vom 17.07.2020 (ERT – GK5).</i>	<i>---- 62</i>
<i>Abbildung 28: Least-Squares Inversion (LSI) des 4m-Profils vom 06.08.2020 (ERT – GK6).</i>	<i>---- 63</i>
<i>Abbildung 29: Least-Squares Inversion (LSI) des 4m-Profils vom 28.08.2020 (ERT – GK7).</i>	<i>---- 64</i>
<i>Abbildung 30: Least-Squares Inversion (LSI) des 4m-Profils vom 18.09.2020 (ERT – GK8).</i>	<i>---- 65</i>
<i>Abbildung 31: Least-Squares Inversion (LSI) des 4m-Profils vom 10.10.2020 (ERT – GK9).</i>	<i>---- 65</i>
<i>Abbildung 32: Least-Squares Inversion (LSI) des 2m-Profils vom 11.11.2019 (ERT – GK1).</i>	<i>---- 66</i>
<i>Abbildung 33: Least-Squares Inversion (LSI) des 2m-Profils vom 15.05.2020 (ERT – GK2).</i>	<i>---- 67</i>
<i>Abbildung 34: Least-Squares Inversion (LSI) des 2m-Profils vom 06.06.2020 (ERT – GK3).</i>	<i>---- 67</i>
<i>Abbildung 35: Least-Squares Inversion (LSI) des 2m-Profils vom 27.06.2020 (ERT – GK4).</i>	<i>---- 68</i>
<i>Abbildung 36: Least-Squares Inversion (LSI) des 2m-Profils vom 17.07.2020 (ERT – GK5).</i>	<i>---- 69</i>
<i>Abbildung 37: Least-Squares Inversion (LSI) des 2m-Profils vom 06.08.2020 (ERT – GK6).</i>	<i>---- 69</i>
<i>Abbildung 38: Least-Squares Inversion (LSI) des 2m-Profils vom 28.08.2020 (ERT – GK7).</i>	<i>---- 70</i>
<i>Abbildung 39: Least-Squares Inversion (LSI) des 2m-Profils vom 18.09.2020 (ERT – GK 8).</i>	<i>--- 71</i>
<i>Abbildung 40: Least-Squares Inversion (LSI) des 2m-Profils vom 10.10.2020 (ERT – GK9).</i>	<i>---- 71</i>
<i>Abbildung 41: Veränderung der spezifischen Widerstände unter Verwendung der Time-Lapse Inversion beim 4m – Spacing; ZR 1 – ZR 4.</i>	<i>----- 73</i>
<i>Abbildung 42: Veränderung der spezifischen Widerstände unter Verwendung der Time-Lapse Inversion beim 4m – Spacing; ZR 5 – ZR 7.</i>	<i>----- 75</i>
<i>Abbildung 43: Veränderung der spezifischen Widerstände unter Verwendung der Time-Lapse Inversion beim 2m – Spacing; ZR 1 – ZR 4.</i>	<i>----- 77</i>
<i>Abbildung 44: Veränderung der spezifischen Widerstände unter Verwendung der Time-Lapse Inversion beim 2m – Spacing; ZR 5 – ZR 8.</i>	<i>----- 79</i>
<i>Abbildung 45: Monatsmitteltemperatur und aufsummierter Monatsniederschlag.</i>	<i>----- 81</i>
<i>Abbildung 46: Meteorologische Daten dreier Messstationen im Johnsbachtal von 22.10.2019 - 11.11.2019</i>	<i>----- 82</i>
<i>Abbildung 47: Meteorologische Daten dreier Messstationen im Johnsbachtal von 26.04.2020 – 25.05.2020.</i>	<i>----- 82</i>

<i>Abbildung 48: Meteorologische Daten dreier Messstationen im Johnsbachtal von 16.05.2020 – 06.06.2020.</i>	83
<i>Abbildung 49 : Meteorologische Daten dreier Messstationen im Johnsbachtal von 07.06.2020 – 27.06.2020.</i>	84
<i>Abbildung 50: Meteorologische Daten dreier Messstationrn im Johnsbachtal von 28.06.2020 – 17.07.2020.</i>	85
<i>Abbildung 51: Meteorologische Daten dreier Messstationen im Johnsbachtal von 18.07.2020 – 06.08.2020.</i>	85
<i>Abbildung 52: Meteorologische Daten dreier Messstationen im Johnsbachtal von 07.08.2020 – 28.08.2020.</i>	86
<i>Abbildung 53: Meteorologische Daten dreier Messstationen im Johnsbachtal von 29.08.2020 – 18.09.2020.</i>	87
<i>Abbildung 54: Meteorologische Daten dreier Messstationen im Johnsbachtal von 19.09.2020 – 10.10.2020.</i>	88
<i>Abbildung 55: Unterschiedliche Materialgrößen im LGG mit grobblockigem verwittertem Gestein.</i>	91
<i>Abbildung 56: Schematische Verteilung der Wassersättigung im LGG von November 2019 – Oktober 2020.</i>	94
<i>Abbildung 57: Der Langgriesgraben mit Blick auf den Reichenstein.</i>	112
<i>Abbildung 58: Profilverlauf mit Startpunkt des 4m- Spacings.</i>	113
<i>Abbildung 59: Profilverlauf mit Startpunkt des 2m-Spacings.</i>	114
<i>Abbildung 60: Profilverlauf mit südlichem Teil im Schotterkörper.</i>	115
<i>Abbildung 61: Profilverlauf mit nördlicher Geländekante.</i>	116
<i>Abbildung 62: Profilverlauf im Wald.</i>	117

## II. Tabellenverzeichnis

<i>Tabelle 1: Geophysikalische Methoden in der Praxis .</i>	26
<i>Tabelle 2: Ausschnitt der qualitativen Bewertung von geoelektrischen Verfahren.</i>	31
<i>Tabelle 3: Spezifische elektrische Widerstände für ausgewählte Materialien.</i>	34
<i>Tabelle 4: Zeitplan der Geländekampagnen im Bereich des Langgriesgrabens.</i>	43
<i>Tabelle 5: Auszug einiger Parameter ausgewählter Messstationen im Johnsbachtal.</i>	57
<i>Tabelle 6: Übersicht zu den Ergebnissen der Geländekampagnen mittels Least-Squares Inversion auf Basis der Wennerkonfiguration.</i>	59
<i>Tabelle 7: Übersicht zu den Veränderungen der Widerstandswerte zwischen 4m-Spacing Profilen in %, sowie RMS-Error in %.</i>	76
<i>Tabelle 8: Übersicht zu den Veränderungen der Widerstandswerte zwischen 2m-Spacing Profilen in %, sowie RMS-Error in %.</i>	80
<i>Tabelle 9: Durchschnittliche Lufttemperatur (Basis Tagesmitteltemperatur) und summierte Niederschlagsmenge (Basis Tagessummen).</i>	89
<i>Tabelle 10: Niederschlagsereignisse von 01.10.2020 – 30.11. 2019 sowie 01.04.2020 – 31.10.2020.</i>	95

### III. Abkürzungsverzeichnis

<i>CSV</i>	comma separated value
<i>ERT</i>	electrical resistivity tomography
<i>JBT</i>	Johnsbachtal
<i>GK</i>	Geländekampagne
<i>GPS</i>	global positioning system
<i>KW</i>	Kölblwiese
<i>LGG</i>	Langgriesgraben
<i>LSI</i>	least squares inversion
<i>OK</i>	Oberkainz
<i>RI</i>	robust inversion
<i>RMS</i>	root mean square [%]
<i>SEW</i>	spezifischer elektrischer Widerstand [Ohm m]
<i>TLI</i>	time lapse inversion
<i>UAS</i>	unmanned aerial system
<i>v.h.</i>	vor heute
<i>WD</i>	Weidendom
<i>ZAMG</i>	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
<i>ZMS</i>	Zwischenmauerstrecke

## 1. Einleitung

Das Johnsbachtal ist aufgrund seiner Vielfältigkeit ein beliebtes Forschungsgebiet in verschiedenen wissenschaftlichen Disziplinen, wie Klimatologie, Geologie und Hydrologie geworden (Grünwald 2014). Die Anwendung von geophysikalischen Methoden, wie der Geoelektrik (engl: electrical resistivity tomography – kurz *ERT*), kann die Verteilung physikalischer Parameter in der Erde, durch Messungen an der Oberfläche und ohne direkten Eingriff in den Untergrund, untersucht werden (Knödel et al. 2005). In der Hydrogeologie, die nur eine von vielen Anwendungsbereichen von *ERT*-Messungen ist (Daily et al. 2000), beschäftigt man sich mit Grundwasser, welches Porenräume zwischen Körnern von Sedimentkörpern und klastischen Sedimenten, sowie Spalten und Rissen von unterschiedlichsten Gesteinen füllt (Saad & Tonnizam 2012). Verschiedene Studien in Großbritannien, Malaysia und Nigeria zeigten, dass sich Grundwasser mittels *ERT* – Messungen untersuchen lässt (Acworth 1981; Loke 2004; Reynolds 2011; Saad & Tonnizam 2012).

Zwischen November 2019 und Oktober 2020 wurden im Untersuchungsgebiet Langgriesgraben, im Nationalpark Gesäuse, wiederholt Geoelektrikprofile gemessen, wodurch sich ein entscheidender Vorteil gegenüber einmaligen *ERT* – Messungen ergibt, nämlich die wiederholte Ermittlung der elektrischen Leitfähigkeit oder ihr Kehrwert, der spezifische Widerstand des Untergrunds (Knödel et al. 2005). Dadurch kann indirekt die Veränderung des Grundwassers/-körpers über einen längerfristigen Zeitraum abgeschätzt werden. Dies ist insofern von Bedeutung, da die brüchigen dolomitischen Gesteine der vier größten Gräben (Langgries, Kainzenalbl, Koderalbschütt und Gseng) im Johnsbachtal (Geologische Bundesanstalt 2014) laufend Schuttmaterial aus den Gesäusebergen in Richtung Johnsbach transportieren. Der Transport ist allerdings saisonal unterschiedlich, wird aber hauptsächlich durch die Schneeschmelze im Frühjahr und sommerliche Starkniederschläge begünstigt (Schöttl et al. 2018).

Unter Verwendung von Least-Squares, Robust und Time-Lapse Inversion werden im Softwareprogramm Res2Dinv die Veränderungen der elektrischen Leitfähigkeit im Schotterkörper des Langgriesgrabens analysiert. Der Vergleich von geoelektrischen Profilen unterschiedlicher Messzeiträume ist durch ständig wechselnde hydrologische und klimatische Bedingungen schwierig. In Kooperation mit der Universität Graz und dem Nationalpark

Gesäuse wurde im Johnsbachtal ein Netzwerk von Klimastationen (Fuchsberger et al. 2020) errichtet, das die Interpretationsgrundlage in dieser Arbeit darstellt. Die Verbindung von geophysikalischen Messungen und lokalen Klimadaten stellt damit eine wichtige Grundlage für die Untersuchung von Grundwasserveränderungen in einem stark durch Verwitterungsprozesse beanspruchten Graben im Nationalpark Gesäuse dar.

Zur Untersuchung der elektrischen Leitfähigkeit eines Grundwasserkörpers eignen sich einige geophysikalische Methoden wie Geoelektrik, Elektromagnetik, Georadar, Seismik oder ingenieurgeophysikalischen Sondierungen (Weller et al. 2008). In dieser Fallstudie wird ausschließlich die Gleichstromgeoelektrik verwendet, einer untergeordneten Methode der geoelektrischen Verfahren, die im Langgriesgraben im Nationalpark Gesäuse (seit etlichen Jahren Forschungsstandort des Instituts für Geographie und Raumforschung der Universität Graz), bereits bei einigen geophysikalischen Messungen zum Einsatz kam. In dieser Arbeit werden demnach folgende Ziele verfolgt:

- a) die wiederholte Messung der elektrischen Leitfähigkeit im Langgriesgraben, mithilfe von geoelektrischen Wiederholungsmessungen im Bereich des Schotterkörpers und den beiden, im Süden und Norden angrenzenden Randbereichen
- b) die Analyse und Visualisierung der Veränderung des Grundwasserkörpers über einen längerfristigen Zeitraum (zirka ein Jahr) und
- c) die Ermittlung des Zusammenhangs zwischen der Wasserverfügbarkeit (an der Oberfläche und im Untergrund) sowie der Veränderung der elektrischen Leitfähigkeit anhand von meteorologischen Daten des WegenerNets im Johnsbachtal

Anhand der oben beschriebenen Ziele sollen in den nächsten Kapiteln folgende Forschungsfragen behandelt und im Fazit beantwortet werden:

1. Wie verändert sich die elektrische Leitfähigkeit eines kalkalpinen Schotterkörpers im Laufe eines Jahres entlang eines Talquerprofils?
2. Welchen Einfluss hat der Niederschlag auf die Veränderung der elektrischen Leitfähigkeit im Grundwasserkörper im Zeitraum der Geländekampagne?
3. Wie hängen die Veränderungen der elektrischen Leitfähigkeit mit Veränderungen im Wasserhaushalt des Gerinnes zusammen?
4. Wie verändern sich der Grundwasserspiegel und die Lage des Grundwasserkörpers über den Messzeitraum?

## **2. Untersuchungsgebiet**

Das folgende Kapitel schildert Lage und topographische Beschreibung, Geologie und Geomorphologie, sowie Hydrologie und klimatische Bedingungen im Johnsbachtal, mit besonderem Fokus auf den Langgriesgraben (LGG) als Teil der Reichensteingruppe in den Gesäusebergen.

### **2.1. Lage und topographische Beschreibung**

Das Johnsbachtal ist ein unvergletschertes alpines Einzugsgebiet in der Obersteiermark mit einer Fläche von ungefähr 65km<sup>2</sup>, zwischen 584m und 2369m (Hochtor) Seehöhe. Das Tal wird durch den Johnsbach auf einer Länge von 14 km entwässert, bis zur Mündung in die Enns (Rascher et al. 2018). Die gleichnamige Gemeinde Johnsbach, im Bezirk Liezen in der Obersteiermark, zählt mit 157 Einwohnern und einer Fläche von ~98km<sup>2</sup> zu den am dünnsten besiedelten Gebieten der Steiermark, bei einer Einwohnerdichte von weniger als zwei Personen/km<sup>2</sup> (Gemeinde Österreich 2021; Grünwald 2014). Im Jänner 2015 wurde die Gemeinde Johnsbach schließlich im Zuge der steiermärkischen Gemeindestrukturreform mit Admont, Hall und Weng im Gesäuse zur übergeordneten Gemeinde Admont zusammengefasst (Land Steiermark 2021a). Das Untersuchungsgebiet Langgriesgraben liegt 13km südöstlich von Admont im Johnsbachtal. Es ist Teil des im Oktober 2002 gegründeten Nationalparks Gesäuse (Rascher 2020), der sich auf einer Fläche von 12.118 ha zwischen Admont und Hiefrau erstreckt (Nationalpark Gesäuse GmbH 2021). Erreichbar ist der Langgriesgraben von der B 146, der Gesäusestraße, aus über die L 743, der Johnsbachstraße, nach Süden (Land Steiermark 2021b). Das Forschungsgebiet selbst ist ein von Ost nach West ausgerichteter Graben von bis zu 1,5 km Länge, der Richtung Admonter Reichenstein ansteigt (Land Steiermark 2021b). Im Langgriesgraben findet man schließlich rund 250 m weiter talaufwärts eine leicht zugängliche Stelle zwischen Schotterkörper und den Geländekanten beiderseits des Grabens (Appendix. II). Die Wahl der Position im Untersuchungsgebiet wird einerseits durch frühere Projekte der Universität Graz begünstigt, die im Bereich der Geophysik verschiedenste Messungen an ähnlichen Stellen durchführten (Pfeiler & Steiert 2015; Grantner & Jernej 2014), andererseits wird in dieser Arbeit versucht, neben dem Schotterkörper des Langgriesgrabens auch die Randbereiche möglichst effektiv miteinzubinden. Dazu zählt ein einfacher Zugang im Gelände, eine identische Wiederholung

der geophysikalischen Messungen auf Basis markanter Punkte sowie eine gleichmäßige Gestaltung der Profile im Graben. Abbildung 1 zeigt die in diesem Kapitel beschriebene Region im Johnsbachtal, die über die B 146 von Admont oder Hieflau erreicht werden kann. Am Weidendom kreuzt die L 743, die durch die Zwischenmäuerstrecke (ZMS) ins Innere Johnsbachtal führt. Die Zwischenmäuerstrecke ist eine rund 4,5 km lange, spärlich von Vegetation bewachsene Flussstrecke des Johnsbachs, mit einem Einzugsgebiet von insgesamt rund 13 km<sup>2</sup> und wurde auf beiden Talseiten durch Kanäle steil und tief eingeschnitten (Rascher et al. 2018). Die L 743 verläuft dem Johnsbach entlang und passiert auf dem Weg zum Untersuchungsgebiet mehrere Dolomitgräben und die hydrographische Station an der

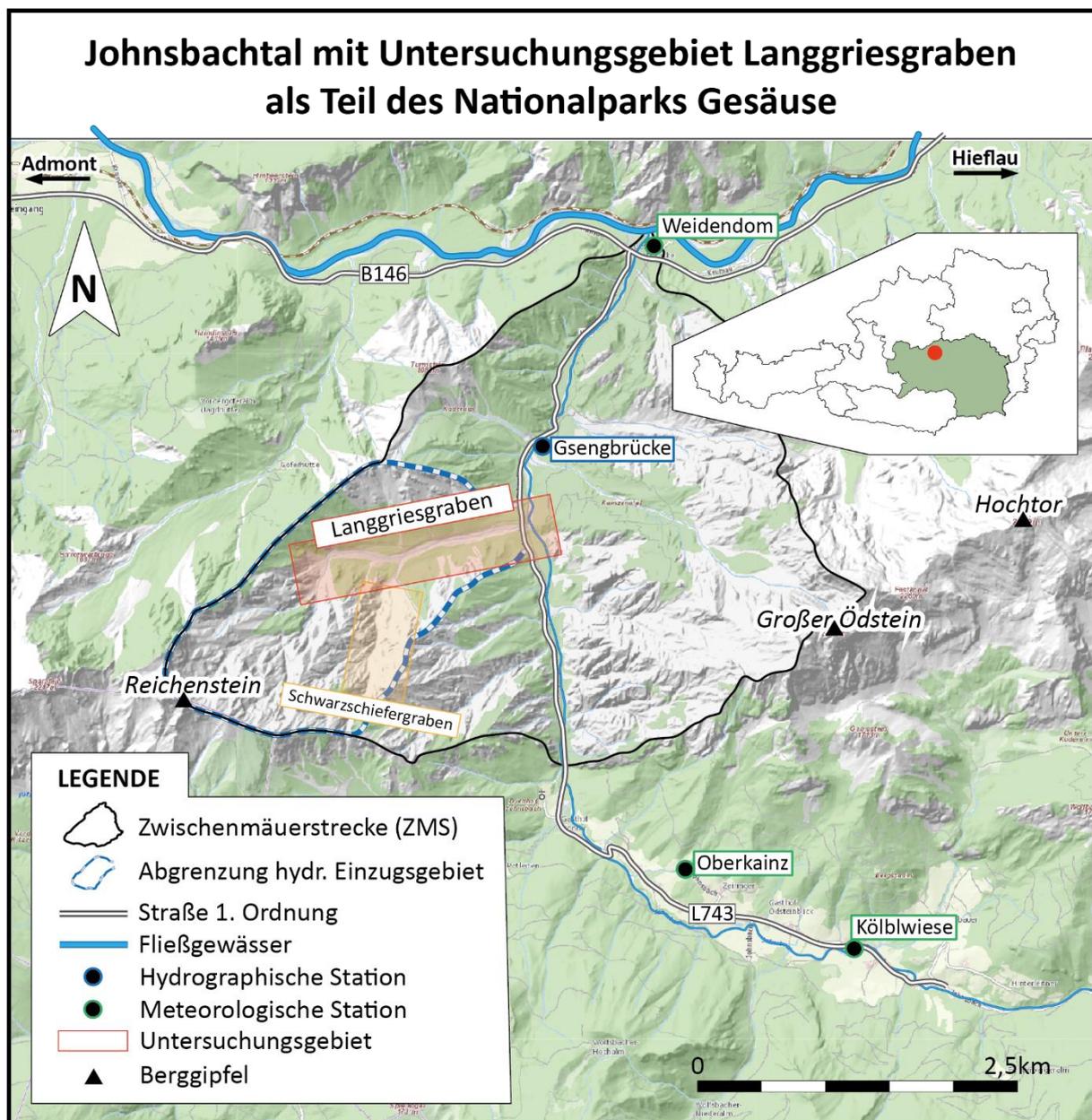


Abbildung 1: Untersuchungsgebiet Langgriesgraben im Johnsbachtal; Land Steiermark 2021; GADM 2018; eigene Darstellung.

Gsengbrücke. Der hier gezeigte Schwarzschiefergraben (Abb. 1) ist ein Seitengraben in der Reichensteingruppe, der in den Langgriesgraben entwässert und Material hineintransportiert.

## **2.2. Geologie**

Die Komplexität der Gesäuseberge und ihrer Geologie wurde in den letzten Jahrzehnten von mehreren Personen beschrieben. Den Anfang machte Ampferer (1935) mit einem umfassenden geologischen Führer durch die Gesäuseberge, sowie einer detaillierten geologischen Karte im Maßstab 1:25.000, für die gesamte Region von Admont bis Hieflau. So sind die Gesäuseberge ein Teil der nördlichen Kalkalpen, einer langgestreckten, komplex aufgebauten Einheit aus Ostalpen und Karpaten (Bauer 1998) und zählen tektonisch zum Ostalpin, mit vorwiegend west-ost verlaufenden Falten- und Deckengebirgen (Geologische Bundesanstalt 2020). Ein deutlich sanfteres geologisches Umfeld findet man in der im Süden angrenzenden Grauwackenzone (Flügel & Neubauer 1984), die ebenfalls einen Teil des Ostalpins bildet. In der Zwischenmäuerstrecke (ZMS) findet man neben triastischen Karbonatgesteinen, wie Wettersteindolomit, Hauptdolomit und Dachsteinkalk, zumeist Hangschuttbrekzien und schmale Bänder der Raibler Schichten (Geologische Bundesanstalt 2014a) aber auch teilweise spätglaziales Moränenmaterial und quartäre Ablagerungen entlang des Johnsbachs (Geologische Bundesanstalt 2014b). Im Untersuchungsgebiet der Reichensteingruppe selbst wurde zunächst ein Wettersteinkalk-Vorkommen angenommen, jedoch wies Ampferer (1935) darauf hin, dass der Wettersteinkalk in den Gesäusebergen gar nicht vorhanden (Büchner 1973) und nur bedingt in der Kaiserschild-Gruppe zu finden ist (Ampferer 1935). Ein wesentliches Merkmal der Region ist die rund 2000m mächtige Karbonatplatte, aus – von unten nach oben – Wettersteindolomit, den Raibler Schichten, sowie Hauptdolomit und Dachsteinkalk (Geologische Bundesanstalt 2014b). Die Raibler Schichten oder auch als Lunzer Schichten bezeichnet (Bauer 1998; Geologische Bundesanstalt 2014a), sind schmale Bänder aus Sandsteinen, Mergeln, Kalken und Oolithen (Ampferer 1935), einem Sedimentgestein aus verkitteten Kalkooiden (Kalkkugeln) (Büchner 1973). Der hellgraue klargeschichtete Dachsteinkalk bildet, in Folge seiner Festigkeit und gebankten Schichtung, die höchsten Gipfel in den Gesäusebergen. Ursprünglich stammt der Dachsteinkalk aus dem darunter liegenden Dachsteindolomit, der aus einer starken Zunahme des Kalkgehalts hervorgeht und für eine erhöhte Sprödigkeit und Brüchigkeit sorgt (Ampferer 1935). Während oftmals von Wettersteindolomit in den Gesäusebergen

ausgegangen wird (Büchner 1973; Rascher et al. 2018), beschreibt Tollmann 1976a die Schwierigkeit einer genauen Definition des Wettersteindolomits. Im Allgemeinen wird der Begriff Wettersteindolomit in den westlichen Kalkalpen verwendet, während in den östlichen Kalkalpen der Ramsaudolomit als fazieller Ersatz des Wettersteinkalks eingeführt wurde. Der Ramsaudolomit ist folglich eine massige, kavernöse Ausbildung von Wettersteinriffkalken, wobei eine Begriffstrennung zur dolomitisierten Ausbildung des Wettersteinkalks unscharf ist (Tollman 1985). Altersmäßig reicht dieser Dolomittyp teilweise weit über das Ladinium hinaus, wodurch die Trennung vom Dachsteindolomit ebenfalls erschwert wird (Tollman 1985).

Die im Zeitalter des Ladiniums (mittlere Trias / 242 – 235 Mio. Jahre v.h.) gebildeten Dolomite gehen in den östlichen Kalkalpen teilweise bis ins Karnium oder Norium (obere Trias / 235 – 208 Mio. Jahre v.h.) über, wodurch eine zusätzliche Abgrenzung zum Tisovec-Dolomit oder dem größtenteils vorhandenen Dachsteindolomit erforderlich wäre (Tollmann 1985). Optisch ist der Dachsteindolomit zum Beispiel durch das Fehlen kleiner Löcher im Gesteinsgefüge vom Ramsaudolomit zu unterscheiden (Ampferer 1935). Dies soll zeigen, dass die triastischen Karbonatgesteine sowohl namentlich als auch in ihrer Entstehung nicht eindeutig definiert

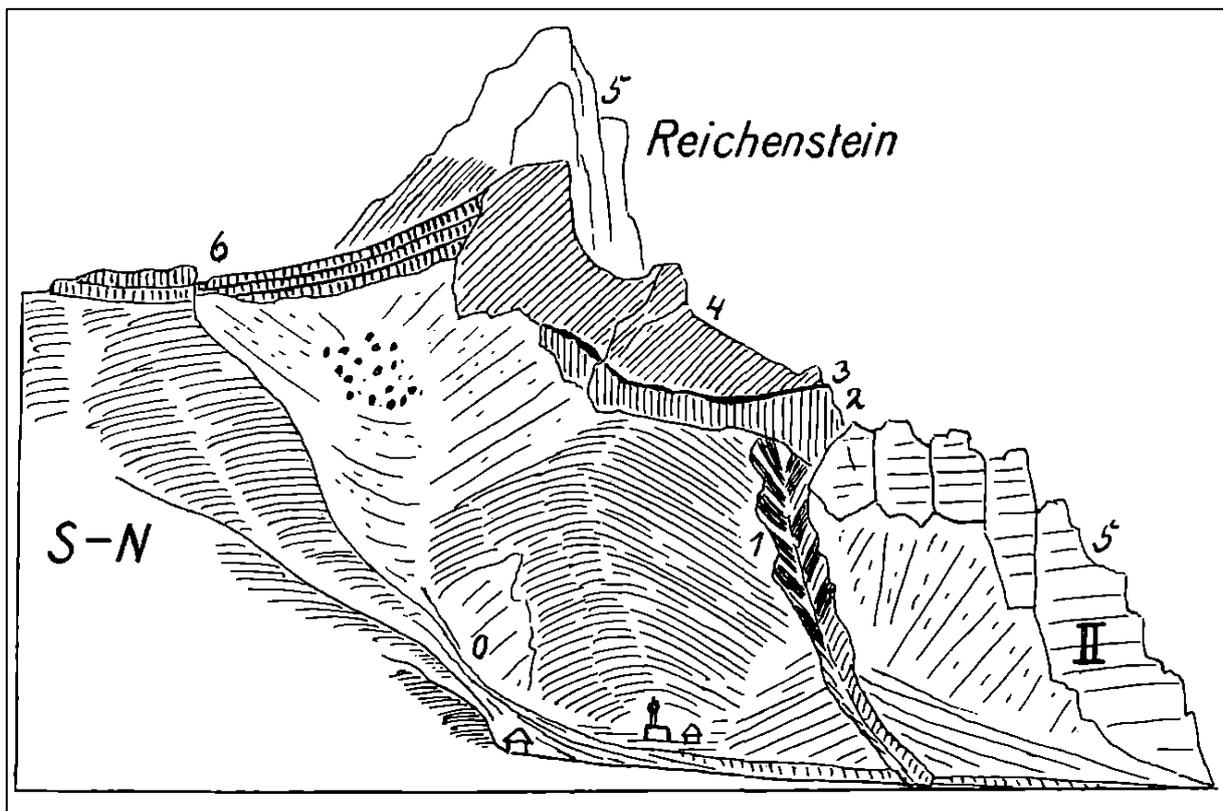


Abbildung 2: Schematische Abbildung des Admonter Reichensteins (Ostansicht); 0 = Bundsandstein; 1 = Haselgebirge; 2 = Ramsaudolomit; 3 = Raibler Schichten; 4 = Dachsteindolomit; 5 = Dachsteinkalk; 6 = Gehängebrekzien; II = Hagelmauer; Ampferer 1935.

sind und in der Literatur teilweise verschiedenen Zuordnungen unterliegen. Grundsätzlich gehören zum Charakterbild der Gesäuseberge der zerrissene Ramsaudolomitsockel und der massige Dachsteinkalkoberbau (Tollmann 1976b), im Untersuchungsgebiet der Reichensteingruppe wird von unten nach oben von folgender Gesteinsschichtung ausgegangen: Wettersteindolomit (Ramsaudolomit) – Raibler Schichten – Dachsteindolomit -

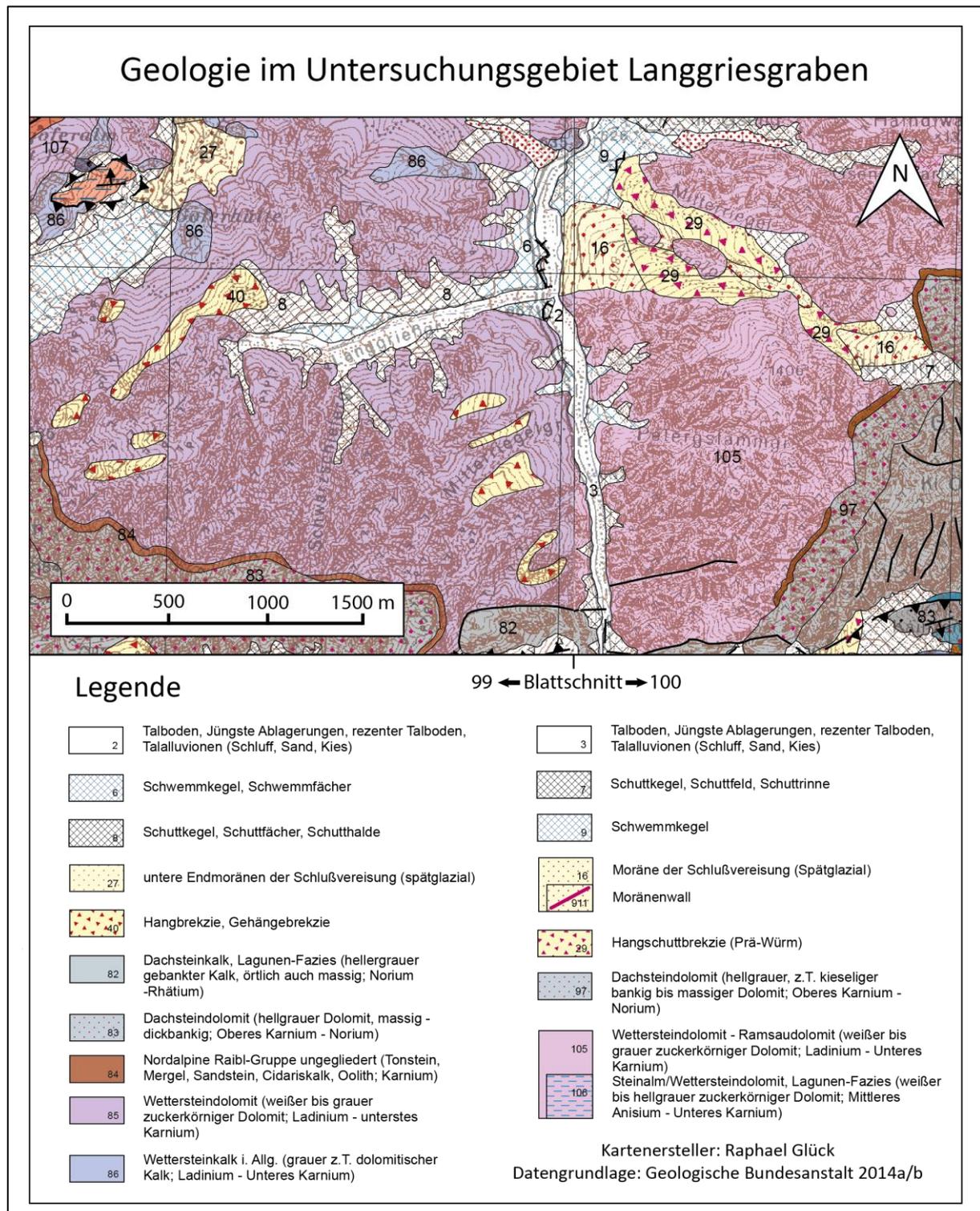


Abbildung 3: Geologie im Untersuchungsgebiet Langgriesgraben; vereinfacht nach Geologische Bundesanstalt 2014a/b.

Dachsteinkalk (Ampferer 1935). Abbildung 2 zeigt die Abfolge der Gesteine am Beispiel des Admonter Reichensteins mit Dolomitgesteinen, die den massigen Dachsteinkalk unterlagern. Im Zuge der Dolomitisierung, der Verdrängung und Umwandlung von  $\text{CaCO}_3$  durch  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  (Machel 2003; Fischlschweiger 2004), werden die Gesteine spröde und brüchig und sind stark anfällig für Verwitterungsprozesse und sorgen seit dem Holozän für große Mengen an Hangschutt an den Steilhängen des Admonter Reichensteins und in weiterer Folge auch im Langgriesgraben (Land Steiermark 2021b; Ampferer 1935). Neben den teilweise fast senkrecht aufragenden Felswänden wird das Landschaftsbild von Schutthalden, in Abbildung 3 als Flächen mit Schuttkegel, Schutfächer oder Schutthalde ausgewiesen, dominiert. Der Materialnachschub erfolgt dabei entweder durch Schneeschmelze, Gewitter, Stürme oder Hochwässer aus den Felswänden. Je nach Niederschlagsintensität formen sich in den Dolomitgräben Wasserrunsen, die das Oberflächenmaterial talabwärts transportieren und die die „verkalkten“ Schotterkörper freilegen (Ampferer 1935) und oftmals den Übergang zu den Gehängebrekzien definieren (Flügel & Neubauer 1984; Ampferer 1935; Ampferer 1907). Unter den verkalkten Gehängebrekzien werden zumeist verkalkte Vereinigungen von dunklen und hellen Kalken, Dolomiten, Mergeln sowie rotem Sandstein verstanden (Ampferer 1907).

### **2.3. Geomorphologie**

Die Geomorphologie beschäftigt sich mit den Oberflächenformen der Erde und befasst sich mit der Bildung und Entwicklung der äußeren Form und dem inneren Aufbau des Georeliefs. Dazu zählen die Beschreibung und Systematisierung der Formen sowie die Entwicklung, Quantifizierung und Modellierung von Formen und Prozessen (Glawion et al. 2013). Die morphodynamische Umgestaltung des Reliefs im Johnsbachtal und das ständige Naturgefahrenpotential beeinflusst dabei die Alltagswelt der Menschen (Lieb & Premm 2008). Das Johnsbachtal mit seinen Dolomitgräben ist ein geomorphologisch sehr aktiver Raum und bekannt für seine Schuttmassen (Schöttl et al. 2018), die aus Verwitterungsprozessen hervorgehen. Verwitterungsprozesse umfassen im Unterschied zu Erosions- und Denudationsprozessen keinen Materialtransport (Zepp 2014). Bei Festgesteinsuntergrund erleichtert die Verwitterung die nachfolgende Abtragung durch denudative Prozesse und ermöglicht die weitere Verlagerung von Material durch Wasser, Wind, Eis oder gravitative Massenbewegungen (Zepp 2014; Stangl 2009). Die Intensität der Verwitterung durch Frostsprengung, oder die Abtragung und Akkumulation von gelockerten Gesteinen, ist dabei

stark abhängig von mineralogischen Zusammensetzungen und dem Gesteinsgefüge (Lieb & Premm 2008). Frostverwitterung wird zudem durch eine rasche Abkühlung des Gesteins auf unter  $-5^{\circ}\text{C}$  und einem häufigen Wechsel von Tauen und Gefrieren gefördert und kommt in den alpinen Stufen von Hochgebirgen vor (Zepp 2014). Die gelockerten Felspartien, die durch Verwitterungsprozesse aus dem festen Gesteinsverband gelöst wurden, stürzen in weiterer Folge als Grus (2 bis 6,3 mm), Steine (bis 200 mm) oder Blöcke ( $> 200$  mm) an den Fuß von Felswänden und bilden riesige Sturz-, oder Schutthalden (Zepp 2014) (Abb. 4).



*Abbildung 4: Dolomitlandschaft aus Ablagerungen von grobblockigen und vergrusten Raumsaudolomiten – im Hintergrund der Reichenstein (aufgebaut durch Hauptdolomit und Dachsteinkalk); eigene Abbildung.*

Die Ablagerungen dieser Schuttmassen wurden schließlich als Möglichkeit zum Schottergewinn angesehen und so wurden im Langgriesgraben zwischen 1991 und 2008 jährlich bis zu  $6000\text{ m}^3$  an Material aus dem unteren Bereich des Grabens entnommen (Rascher et al. 2018). Dies führte zu einer starken Eintiefung der Geländeoberfläche und einer Versteilung der Randbereiche des Langgriesgrabens. Durch die Schotterentnahme fehlt ebenfalls der Materialnachschub in Richtung des Johnsbachs, was ebenfalls zur Übersteilung der an das Gerinne angrenzenden Terrassenböschungen führte (Schöttl et al. 2018). Der in den 1990er Jahren begonnene Schotterabbau wurde durch die Gründung des Nationalparks Gesäuse im Jahr 2002 und noch laufende Verträge allerdings erst im Jahr 2008 gestoppt (Rascher et al. 2018). Seither wandelt sich das Bild im Graben und Material wird aus den hinteren Bereichen des hydrologischen Einzugsgebietes in den unteren Bereichen verlagert

(Schöttl et al. 2018) und langsam wieder aufgefüllt (Rascher & Sass 2017a). Die Verlagerung von Schutt im Langgriesgraben ist stark abhängig von Schneeschmelze und sommerlichen Starkniederschlägen und wird daher saisonal unterschiedlich oft verlagert (Schöttl et al. 2018). Durch Ablagerung und Mobilisierung der Schuttmassen verändert sich im Jahresverlauf die Durchlässigkeit von Fließgewässern in den Sedimenten (Schöttl et al. 2018) und die Speicherkapazität im Grundwasserkörper des Grabens. Bisher beschäftigte man sich in verschiedenen Themenbereichen mit den Auswirkungen des früheren Schotterabbaus im Langgriesgraben (Fischlschweiger 2004; Schöttl et al. 2018), den Auswirkungen des Schotterabbaus und Renaturierungsprozessen auf Sedimentströme und -haushalt (Rascher et al. 2018; Seier et al. 2020) sowie mit anthropogenen Veränderungen im Landschaftsbild des Johnsbachtals und der „Zwischenmäuerstrecke“ (ZMS) (Rascher 2020).

## 2.4. Hydrologie

Im 65 km<sup>2</sup> großen hydrologischen Einzugsgebiet des Johnsbaches und einer Länge von 13,5 km bis zur Mündung in die Enns (Haseke 2006; Rascher & Sass 2017a; Strommer 2015; Lieb & Premm 2008), findet man einige Seitengraben mit ähnlichen Charakteristika. Dieser entspringt in den Eisenerzer Alpen in rund 1500 m Seehöhe und mündet nach der Durchquerung der karbonatreichen Gesäuseberge in der obersteirischen Enns (Haseke 2006; Strommer 2015). Üblicherweise zeigt sich aufgrund der Schneeschmelze im Mai ein Maximum

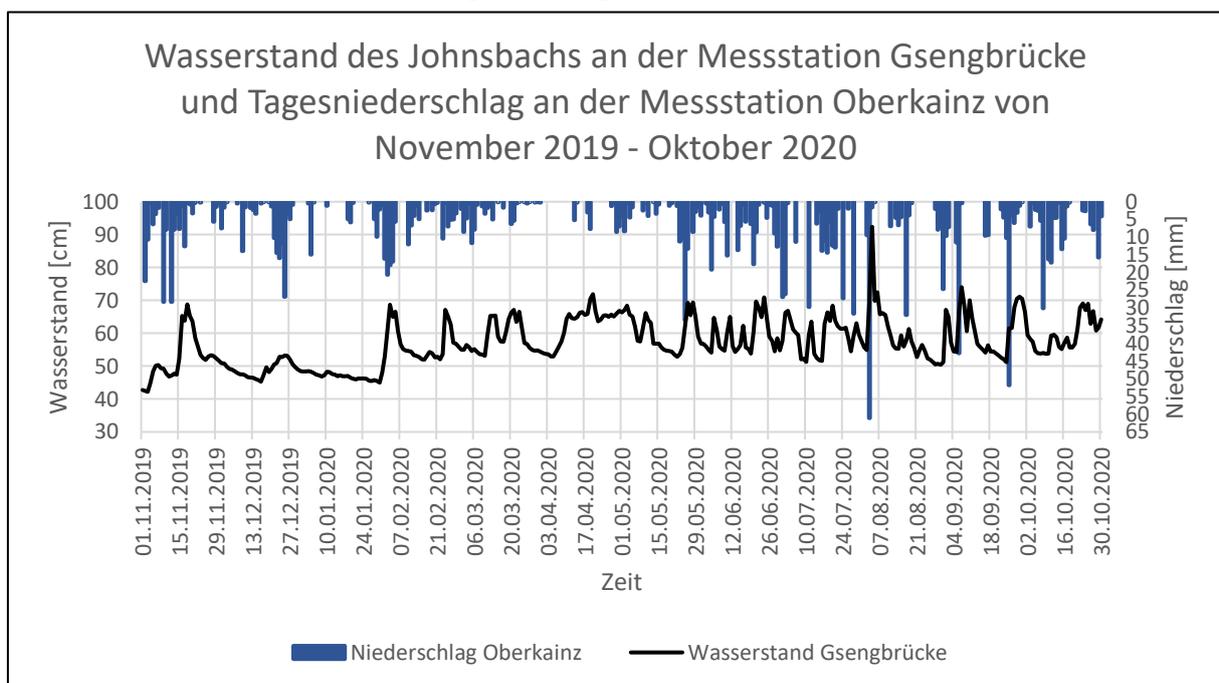


Abbildung 5: Wasserstand des Johnsbachs, gemessen an der hydrographischen Station Gsengbrücke, sowie Tagesniederschlag an der Messstation Oberkainz, von November 2019 – Oktober 2020; Fuchsberger et al. 2020; eigene Darstellung.

in der Abflussganglinie des Baches, hingegen in den Wintermonaten ein Minimum. Nachdem die Abflusswerte im Sommer geringer sind als im Mai, wird nur ein globales Maximum erreicht, wodurch der Johnsbach zum gemäßigt-nivalen Regime des Enns-Typs eingegliedert werden kann (Haseke 2006; Mader et al. 1996). Abbildung 5 zeigt zudem den Wasserstand des Johnsbachs sowie den Tagesniederschlag vom 01.11.2019 bis 30.10.2020, wobei ersichtlich wird, dass der Wasserstand bzw. Pegelstand deutlich nach Niederschlägen ansteigt. Abermann (2021) weist allerdings daraufhin, dass die Messdaten der Station Gsengbrücke, durch Veränderungen der Gerinnesohle nur bedingt verwendet werden sollen.

Ein Teileinzugsgebiet des Johnsbachs bildet die Reichensteingruppe mit dem Langgriesgraben auf einer Fläche von zirka 3,5 km<sup>2</sup> (Holzinger et al. 2012). Zwischen dem 2251 m hohen Admonter Reichenstein und der Mündung des Langgriesgrabens in den Johnsbach auf 651,7 m, ergibt sich ein Reliefunterschied von rund 1599,3 m (Land Steiermark 2021c). Die anfallenden Niederschlagsmengen werden durch den Langgriesgraben und den südlich anschließenden Schwarzschiefergraben (Seier et al. 2020) auf zirka drei Kilometern talauswärts entwässert. Die geologischen Voraussetzungen und durchschnittlichen Jahresniederschläge von rund 1400 – 1600 mm (Wakonigg 2007) ergeben ein großes Potential für morphodynamische Aktivitäten (Rascher et al. 2018), die hydrologisch – morphologische



Abbildung 6: Fluviale Erosionsrinnen in verwittertem Gestein im Langgriesgraben, verursacht durch Starkniederschläge bzw. Schneeschmelzenabfluss; eigene Abbildung vom 06.08.20 mit Blick Richtung Westen.

Entwicklung des Johnsbachs und die Veränderungen des Bachbetts und –ufers (Strasser et al. 2013). Besondere Bedeutung ist den Starkniederschlagsereignissen zuzusprechen, wie zum Beispiel im September 2007 (Seier et al. 2020) oder im Juli 2008 (Holzinger et al. 2012), die für Überschwemmungen und Muren sorgten und verwitterungsanfällige Dolomite mobilisierten (Rascher & Sass 2017b). Neben Verwitterungsprozessen bieten der fein kristalline triastische Ramsaudolomit und die schiefrigen, sandigen Raibler Schichten durch ihre Zerklüftung und Hohlräume (Ampferer 1935) reichlich Platz für die Infiltration von Niederschlag und die Versickerung von Wasser an der Oberfläche. Der Abfluss an der Oberfläche ist nur in seltenen Fällen bei Starkniederschlagsereignissen sichtbar, die in weiterer Folge typische geflochtene fluviale Erosionsrinnen im Schotterkörper des Langgriesgrabens hervorbringen (Seier et al. 2020) (Abb. 6).

## **2.5. Klimatische Bedingungen**

Die Region der Gesäuseberge zählt übergeordnet zu den winterkalten Talklimaten der nördlichen Kalkalpen (Wakonigg 1978) mit niedrigen Wintertemperaturen und langanhaltender Schneedecke, vorwiegend zwischen 600 – 1000 m Höhe (Rascher 2020). Weiters zeichnet sich die Region durch Reliefabschirmung und die hohe Reliefenergie von > 1500 m aus, wodurch eine besonders große Windarmut verursacht wird. Demnach wird das Gesäuse oft zum Schluchtenklima gezählt, wobei aperiodische Tagesschwankungen und hohe Besonnungsunterschiede zu finden sind, wodurch sich mitunter die lange Schneedeckendauer erklären lässt (Amt der steiermärkischen Landesregierung 2018).

Das Johnsbachtal selbst, zu dem auch das Untersuchungsgebiet Langgriesgraben gehört, wird allerdings einem „Beckenklima“ zugeordnet, nachdem das Gebiet fast ausschließlich von Bergen mit hohen Reliefenergien umgeben ist. Typisch sind deshalb wenig Wind, niedrige Temperaturen in der Nacht und im Winter sowie das regelmäßige Auftreten von Nebel (Amt der steiermärkischen Landesregierung 2018). Abbildung 7 zeigt die monatlichen Mittelwerte von November 2019 bis Oktober 2020, an den Messstationen Oberkainz, Köblwiese und Weidendom (gelegen zwischen 590 – 920 m Seehöhe), im Johnsbachtal für Lufttemperatur und Niederschlag (Fuchsberger et al. 2020). Wie zu sehen ist, verlaufen alle drei Lufttemperaturkurven im Zeitraum November 2019 bis Oktober 2020 ähnlich, mit einem mittleren Minimum von -3 bis -1 °C im Jänner und einem mittleren Maximum von 16 bis 18 °C im August (Abb. 7). Der Jahresverlauf der Lufttemperatur folgt einer Art Sinuskurve mit einer

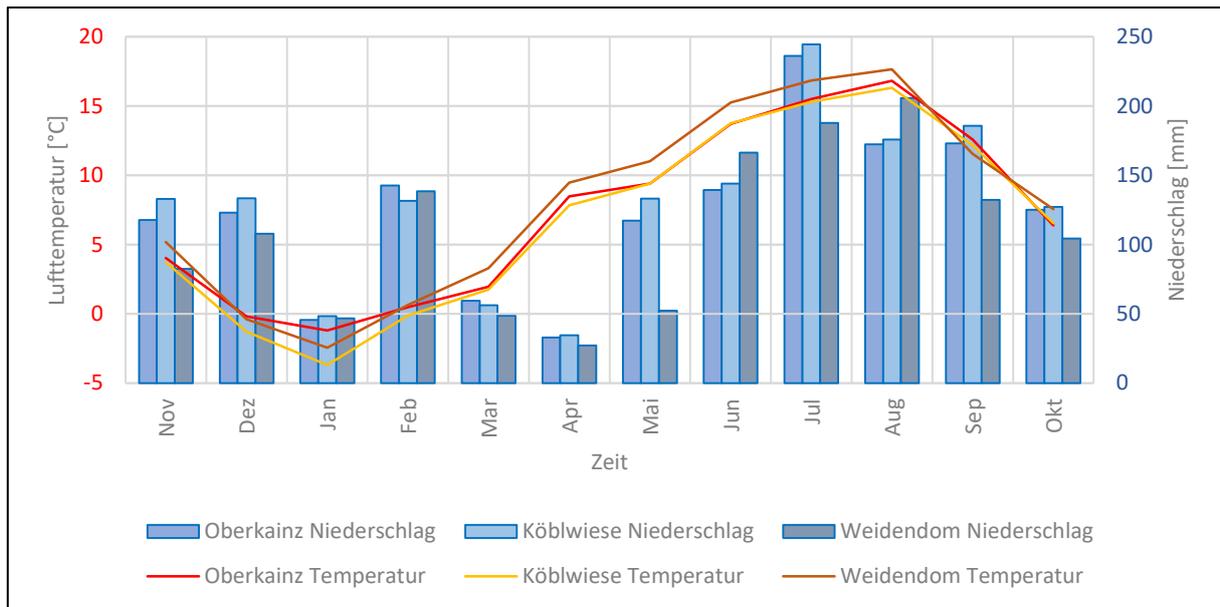


Abbildung 7: Durchschnittliche monatliche Lufttemperatur und aufsummierter monatlicher Niederschlag anhand dreier Messstationen im Johnsbachtal von November 2019 - Oktober 2020; Fuchsberger et al. 2020; eigene Darstellung.

Zunahme von Jänner bis August und einer Abnahme bis in den Winter, mit einer maximalen Jahresschwankung der Lufttemperatur zwischen den Messstationen von maximal 1 – 2°C. Wie auch Rascher (2020) beschrieben hatte, liegen die Lufttemperaturunterschiede von Sommer und Winter von November 2019 und Oktober 2020 zwischen 18°C (Oberkainz), 20°C (Kölblwiese) und 20,1°C (Weidendom). Während die tiefsten Temperaturen im Jänner 2020 erreicht wurden, ist die monatliche Niederschlagssumme im April 2020 mit < 35 mm bei allen drei Stationen am geringsten. Jänner und März 2020 liegen knapp dahinter mit 45 – 59 mm. Auffallend ist allerdings die hohe Niederschlagsmenge im Februar 2020 von 131 – 142 mm, in etwa so viel wie die Niederschläge von Jänner, März und April zusammen. Die restlichen Monate zeigen allesamt mehr als 100 mm monatlichen Niederschlag, wobei die monatlichen summierten Niederschlagsmaxima im Juli, August und September 2020 erreicht wurden. Niederschlagsmengen von 244 mm im Juli 2020 wurden zusätzlich durch orographisch bedingte Niederschlagsereignisse, die bei West und Nordost vorherrschenden Luftströmen am Nordrand im Gesäuse niedergehen, verstärkt (Wakonigg 1978).

Der durchschnittliche aufsummierte Niederschlag im Zeitraum November 2019 – Oktober 2020 an den Messstationen Oberkainz, Kölblwiese und Weidendom betrug 1299 – 1547 mm, somit also etwas über der von Wakonigg (1978) beschriebenen Jahressumme an Niederschlag von 1200 – 1450 mm. Gemessen auf den Zeitraum 1971 – 2000, liegen die hier analysierten Daten des WegenerNets etwas unter der von Wakonigg (2007) beschriebenen durchschnittlichen Niederschlagssumme von 1400 – 1600 mm. Allerdings ist anzumerken,

dass Schneefall in den Niederschlagsdaten der Messstationen Oberkainz und Weidendom nicht berücksichtigt wird, wodurch Anteile des Niederschlags (dabei in fester Form) fehlen (Fuchsberger et al. 2020).

### **3. Methodik und Datengrundlagen**

Das Kapitel Methodik und Datengrundlagen setzt sich aus vier Teilen zusammen. Der erste Teil beinhaltet einen Überblick von geophysikalischen Messmethoden, gefolgt von Kapitel zwei, mit der Beschreibung der geoelektrischen Widerstandsmessung, ihren Anwendungsbereichen, Vor- und Nachteilen von geophysikalischen Methoden, sowie den Einsatz der Geoelektrik in hydrologischen Anwendungsbereichen. Der dritte Teil konzentriert sich auf den Einsatz der Geoelektrik in dieser Arbeit, mit einer detaillierten Beschreibung der geoelektrischen Gerätschaft, der praktischen Durchführung einer Geländekampagne, sowie der nachfolgenden Datenauswertung und der Visualisierung geoelektrischer Profile in der Software Res2Dinv. Das Inversionsprogramm Res2Dinv bestimmt dabei automatisch ein zweidimensionales Modell der Untergrundwiderstände aus den erhaltenen geoelektrischen Daten (Griffiths & Barker 1993). Abschließend folgt eine Erläuterung der Datengrundlagen zu den meteorologischen Daten des WegenerNets im Johnsbachtal, wo Datenverfügbarkeit, Datenauswertung und Visualisierung geschildert werden.

Neben der Auswertung der geoelektrischen Daten in Res2Dinv, werden in dieser Arbeit außerdem ArcGIS der Firma ESRI und die Open-Source Software QGIS zur Visualisierung von raumbezogenen Daten verwendet. Alle weiteren Kartenprodukte und Abbildungen zu geoelektrischen Profilen wurden in Adobe Illustrator aufbereitet und gestaltet.

#### **3.1. Geophysikalische Messmethoden im Überblick**

Die Geophysik und ihre Methoden stellen einen eigenen Zweig der Geowissenschaften dar, die sich, aus wissenschaftlicher und ökonomischer Sicht, vor allem mit Untersuchungen des Untergrunds beschäftigen (Erkan 2008). In der Praxis werden nach Erkan (2008) bis zu zehn verschiedene Methoden verwendet, die neben den obersten Schichten auch bis in sehr tiefe Bereiche der Erdoberfläche eindringen und Informationen generieren können. Dazu zählen Gravimetrie und Gradiometrie, Magnetostatik, Magnetotellurik, Geoelektrik, Magnetotellurik, Elektromagnetische Induktion, Georadar, Refraktions- und Reflektionsseismik sowie Erdbebenseismologie und Wärmetransport (Erkan 2008). Die

Geophysik behilft sich hierbei entweder mit natürlichen (passiven) Feldern der Erde, oder mit generierten künstlichen (aktiven) Feldern, die oft Vorteile wie die Bestimmung der Quellparameter, die Beseitigung von Rauschen und generell ein starkes konstantes Signal mit sich bringen (Erkan 2008). Während Erkan (2008) eine eher theoretische Erklärung zur Geophysik verwendet, werden in Knödel et al. (2005) praktische Anwendungen im Bereich von Deponien und Altlasten beschrieben, die neben grundlegenden Prinzipien und Anwendungen der Methoden einen besonderen Wert auf die Durchführung, Datenverarbeitung, Auswertung, sowie den zu erwarteten Arbeitsaufwand legen.

Tabelle 1: Geophysikalische Methoden in der Praxis (bis in < 10 km Tiefe) und ihre Charakteristika; verändert nach Erkan 2008.

<b>Geophysikalische Methode</b>	<b>Gemessene Eigenschaft</b>	<b>Untersuchte physikalische Eigenschaften</b>	<b>Problematik in der Praxis</b>
<b>Gravimetrie</b>	Vektorbeschleunigung Gradientenbeschleunigung	Dichtekontrast	Geringe Variation in Gesteinsdichten
<b>Magnetostatik</b>	Vektor des Magnetfelds	Magnetische Durchlässigkeit	Geringe magnetische Festigkeit von Gesteinen
<b>Gleichstromwiderstandsmethode</b>	Veränderung der elektrischen Potentiale	Widerstand	Geringe Eindringtiefe durch Widerstände der Gesteine
<b>Magnetotellurik</b>	Amplitude elektromagnetischen Felder	Widerstand	Dämpfung durch Leitfähigkeit von Gestein
<b>Elektromagnetische Induktion</b>	Veränderung der Amplitude von magnetischen Feldern	Widerstand Dielektrische Leitfähigkeit	Dämpfung durch Leitfähigkeit von Gestein
<b>Georadar</b>	Zeit elektromagnetischer Wellen	Kontrast elektromagnetischer Wellenimpedanz	Dämpfung durch Leitfähigkeit von Gestein
<b>Refraktionsseismik</b>	Zeit seismischer Wellen	Ausbreitungsgeschwindigkeit von seismischen Wellen	Dämpfung von seismischen Wellen
<b>Reflektionsseismik</b>	Zeit seismischer Wellen	Kontrast von Schwallwellenimpedanz	Dämpfung von seismischen Wellen

Tabelle 1 zeigt die wesentlichen Unterschiede zwischen gravimetrischen, magnetischen, elektrischen und elektromagnetischen sowie seismischen Methoden. Wie die Namen bereits beinhalten, verwenden gravimetrische und magnetische Methoden natürliche Gravitations- und Magnetfelder der Erde. Elektrische und elektromagnetische Verfahren nutzen hingegen künstlich erzeugte elektrische Felder an der Oberfläche, da natürliche elektrische Felder ausschließlich durch Sonneneruptionen und atmosphärische Ereignisse auf der Erde gemessen werden können. Die seismischen Methoden wurden erst Mitte des 18. Jahrhunderts durch Erkenntnisse aus Druckwellen von Erdbeben entwickelt. In der Geophysik werden seismische Wellen durch Einwirkung von äußeren Kräften auf die Kristallstruktur von Gesteinen generiert, wobei Wellenlänge und Amplitude auf die Größe der Quelle zurückzuführen sind (Erkan 2008). Die Geophysik behilft sich dabei mit physikalischen Eigenschaften des Untergrunds (Tab. 1), die jedoch in der Praxis meistens durch unterschiedliche Leitfähigkeiten und Gesteinswiderstände gedämpft werden. Die Gleichstromwiderstandsmethode wird in den nachfolgenden Kapiteln genauer beschrieben.

### **3.2. Die geoelektrische Widerstandsmessung**

Die Geoelektrik wird verwendet, um Widerstandsstrukturen im Untergrund zu untersuchen. Außerdem wird die geoelektrische Widerstandsmessung als Erhebungsmethode zur visuellen Repräsentation der elektrischen Eigenschaften im Untergrund verwendet, die die Stromeinspeisung entlang verschiedener Wege sowie die Messung der zugehörigen Spannungen nutzt. Die Widerstandsmessung basiert also auf der Reaktion zwischen Untergrund und dem eingespeisten Strom an der Oberfläche (Riwayat et al. 2018). Das besondere Interesse wird dabei den Gesteinswiderständen zugesprochen, die in der Hydrogeologie die Unterscheidung zwischen (Kirsch 2006),

- Süß- und Salzwasser,
- „weichen“ Gesteinen in sandigen Aquiferen und tonigen Materialien,
- „harten“ Gesteinen in porösen und zerklüfteten Aquiferen,
- tonigen und mergeligen Gesteinen mit niedriger Wasserdurchlässigkeit sowie
- zerklüfteten wasserführenden Gesteinen und festem Grundgestein ermöglichen.

### 3.2.1. Grundlagen der Geoelektrik

Der Begriff Geoelektrik, im engl. „electrical resistivity tomography“ (kurz: *ERT*) umfasst elektrische und elektromagnetische Verfahren, die verwendet werden, um die räumliche Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit bzw. des spezifischen Widerstands zu messen. Weiters können damit Strukturen ermittelt werden, die durch Änderung der dielektrischen Eigenschaften gekennzeichnet sind (Weidelt 2005). Beide Verfahren unterscheiden sich neben den Stromeigenschaften auch in der Energiezufuhr. Während die elektromagnetischen Verfahren periodische oder impulsartige Auslöser verwenden und die Energiezufuhr induktiv über variable Magnetfelder erfolgt, richten sich die elektrischen Verfahren nach Gleich- oder Wechselströmen (bis 50Hz) bei der Messung elektrischer Potenzialdifferenzen mit einer Energiezufuhr durch geerdete Elektroden (Abb. 8) (Weidelt 2005).

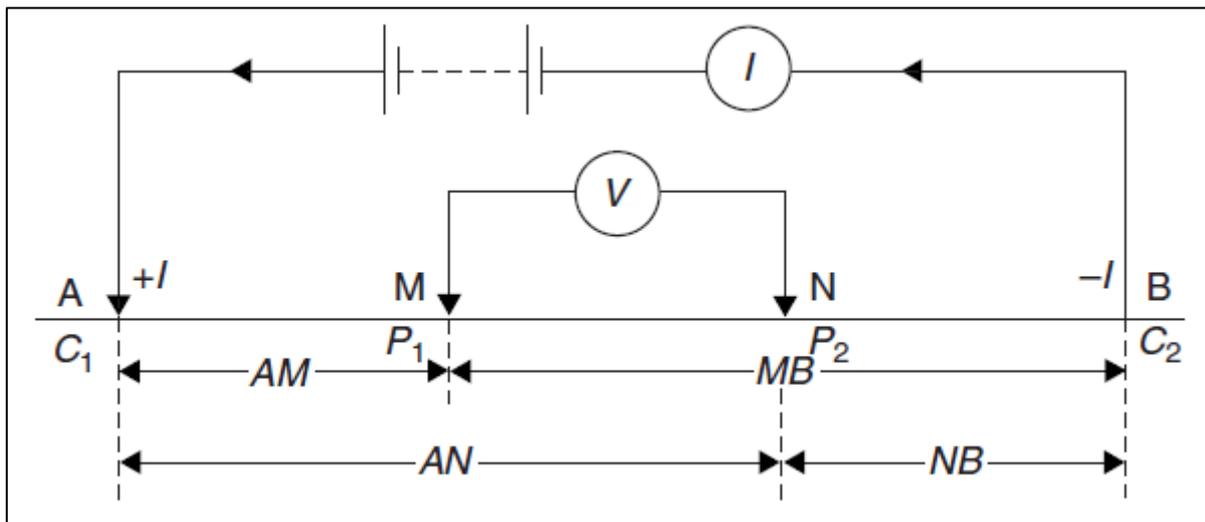


Abbildung 8: Vereinfachtes Prinzip der Elektrodenkonfiguration bei geoelektrischen Untersuchungen; A und B ( $C_1$ ,  $C_2$ ) = Messelektroden,  $I$  = Stromstärke, M und N ( $P_1$ ,  $P_2$ ) = Potentialelektroden,  $V$  = Potentialdifferenz; Reynolds 2011.

Die Gleichstromgeoelektrik ist eine Methode, die über zwei geerdete Stromelektroden (A und B in Abb. 9), Gleichstrom oder Wechselstrom in den Untergrund einspeist. Durch das aufgebaute räumliche Potentialfeld können die räumliche Verteilung der Leitfähigkeit und in weiterer Folge der spezifische Widerstand abgeleitet werden. Die Gleichstromgeoelektrik wird deshalb oft mit einer Widerstandsmethode gleichgestellt (Lange & Jacobs 2005).

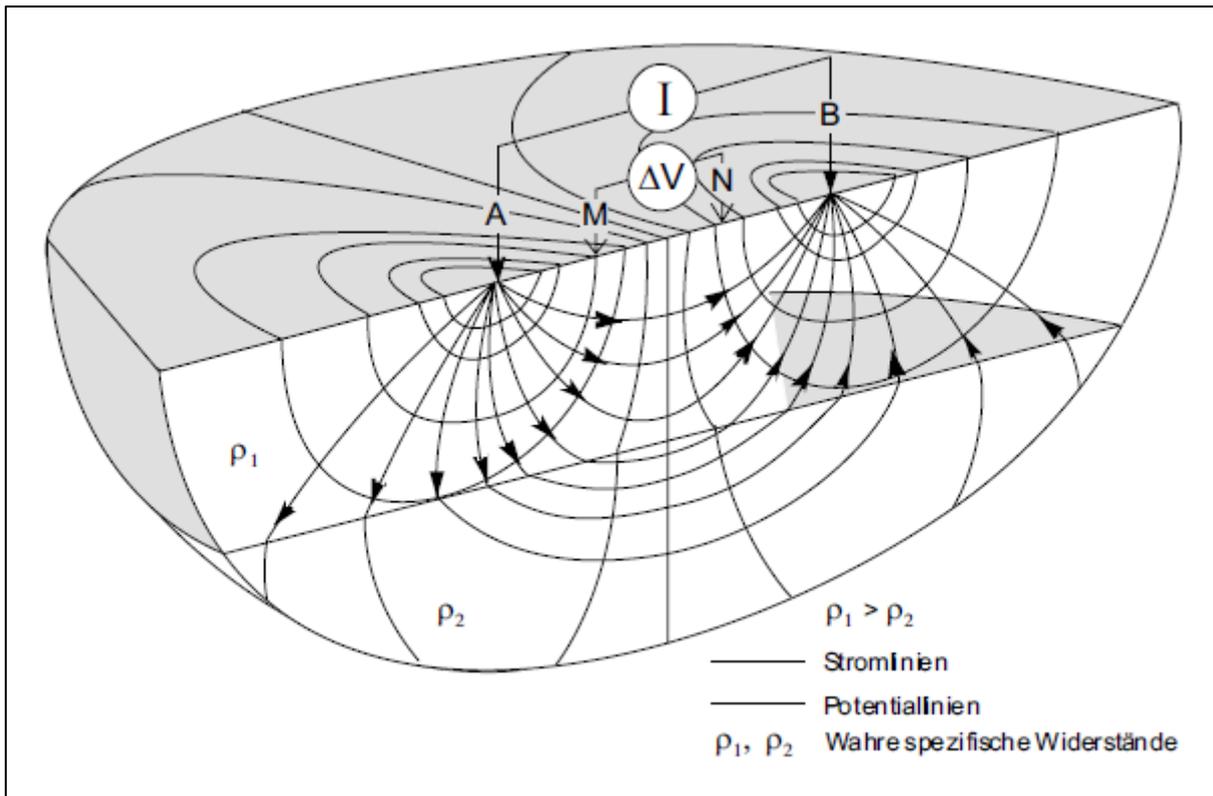


Abbildung 9: Widerstandsmessung durch Vierpunktanordnung; A und B = Messelektroden, I = Stromstärke, M und N = Potentialelektroden,  $\Delta V$  = Potentialdifferenz; Lange & Jacobs 2005.

Das Prinzip der Widerstandsmessung durch eine Vierpunktanordnung wird in Abb. 9 gezeigt. Dieses besagt, dass sich durch die Potentialdifferenz ( $\Delta V$ ) der Punkte „M“ und „N“, sowie der Stromstärke (I) von „A“ und „B“ ein elektrischer Widerstand ergibt (Kirsch 2006). Würde man von homogener Geologie im Untergrund ausgehen, könnte man durch das Produkt von elektrischem Widerstand und einem Konfigurationsfaktor „K“ (in GeoTomo Software (2019) wird dieser als „n“ bezeichnet) von realen oder wahren spezifischen Widerständen ( $\rho_1, \rho_2$ ) sprechen (Kasprzak 2020; Reynolds 2011).

In der Realität ist die Geologie allerdings inhomogen aufgebaut, wodurch man bei Geoelektrikmessungen von „scheinbaren spezifischen Widerständen“ spricht (Lange & Jacobs 2005; Reynolds 2011). Die Gesteinsleitfähigkeit ist dabei abhängig von der Wassersättigung, dem Chemismus des Porenwassers sowie der Lithologie. Sie steigt für gewöhnlich mit zunehmender Wassersättigung, dem Anstieg von tonigen Bestandteilen und steigendem Ionengehalt der elektrolytischen Porenfüllung (Weidelt 2005).

### 3.2.2. Die Geoelektrik und ihre Anwendungsbereiche

Die Anwendungsbereiche der Geoelektrik sind vielfältig. Daily et al. (2000) beschreibt über die Nützlichkeit der Methode im Bereich der Hydrogeologie, Bodenkunde, Ölreservoirmanagement, Glaziologie oder auch in technischen Untersuchungen. Lange & Jacobs (2005) weisen neben diesen Disziplinen vorwiegend auf die Anwendbarkeit der Gleichstromgeoelektrik in folgenden Bereichen hin:

- Abgrenzung von lithologischen Einheiten
- Bestimmung der Mächtigkeit und Lage von Grundwasserleitern und -stauern
- Lage und Mächtigkeit der Verwitterungsschichten oberhalb des Festgesteins
- Störungsnachweis in Lockergesteinen sowie Kluft- und Störungszonen im Festgestein
- Abgrenzung von Altlasten, Mächtigkeiten von Deponiekörpern
- Ausbreitung von Schadstoffen (zum Beispiel in intensiver Landwirtschaft)
- Gefährdungspotenzial von Standortbereichen
- Aufspüren von Hohlräumen (natürlich/künstlich)

Ähnliches stellen auch Clifford & Binley (2010) vor, wobei die Geoelektrik besonders in der Hydrogeologie eingesetzt wird, zum Beispiel bei der Untersuchung der elektrischen Leitfähigkeit im Zuge der Versickerung von Grundwasser. Die Methode wurde in vielen Anwendungsbereichen der Hydrogeologie mittels Vierpunktkonfigurationen an der Oberfläche und bei Querbohrungen lange Zeit getestet und dokumentiert (Binley & Kemna 2005). Weiters wird auf die Einfachheit der Methode sowie geringen Arbeitsaufwand bei lateralen und vertikalen Widerstandsmessungen verwiesen (Binley & Kemna 2005).

Auf Basis der hier beschriebenen Anwendungsmöglichkeiten, bieten sich mehrere Elektroden-Konfigurationen, bzw. „Array-Typen“ an (GeoTomo Software 2019), die bei Messungen in unterschiedlichen Tiefen verwendet werden können (Loke et al. 2010) und je nach Fragestellung wesentliche Unterschiede mit sich führen. Bisher sind 102 Konfigurationen oder Verfahren bei Oberflächenmessungen zum Einsatz gekommen (Reynolds 2011), wovon die bekanntesten und relevantesten geoelektrischen Verfahren nach Ward (1990) in Tabelle 2 dargestellt sind.

Diese vermittelt, dass Wenner und Schlumberger eine hohe Schichtauflösung bei Untergrund mit horizontalen Schichtungen aufweisen (Clément et al. 2009), die sie durch symmetrische Aufstellungsgeometrien deutlich von den restlichen Verfahren absetzen. Clifford (2010) zeigt ebenso, dass die beiden hier genannten Konfigurationen bei der Untersuchung der Tiefe und horizontalen, bzw. vertikalen Struktur des Untergrunds am besten geeignet sind. Durch eine asymmetrische Konfiguration lässt sich eine bessere laterale Auflösung generieren, die bei der Gradientenmethode am besten funktioniert, gefolgt von Dipol-Dipol- und Pol-Dipol-Methode.

*Tabelle 2: Ausschnitt der qualitativen Bewertung von geoelektrischen Verfahren; 1 = sehr gut, 5 = sehr schlecht; Lange & Jacobs 2005, nach Ward 1990.*

Einsatzbereich	Konfiguration				
	Wenner	Schlumberger	Dipol-Dipol	Pol-Dipol	Gradient
<b>Nutz-/Störsignal</b>	1	2	5	4	3
<b>Laterale Auflösung</b>	5	4	2	3	1
<b>Schichtauflösung</b>	1	1	2	2	5
<b>Vertikale Störkörperauflösung</b>	1	1	2	3	5
<b>Einfluss der Neigung von Einlagerungen</b>	2	2	4	5	1
<b>Einfluss oberflächennaher Inhomogenitäten</b>					
<b>A: bei Kartierung</b>	3	3	2	1	5
<b>B: bei Sondierung</b>	2	1	4	3	-
<b>Einfluss des Reliefs im Untergrund</b>	3	3	1	2	5

Letztere Methoden eignen sich aufgrund der unregelmäßigen Aufstellungsgeometrie zum Beispiel im Bereich von tektonischen Störungen oder steilstehenden Grenzflächen (Lange & Jacobs 2005). Eine ähnliche Bewertung geoelektrischer Messkonfigurationen von Weller et al. (2008) hat gezeigt, dass die Wenner-Methode eine bessere Datenqualität hat und wenige Messaufwand benötigt wird als andere Elektrodenkonfigurationen. Auf Basis dieser

Erkenntnisse wurde in dieser Arbeit am Anfang der Fokus auf die Wenner- und Schlumbergermethode (Abb. 10) gerichtet.

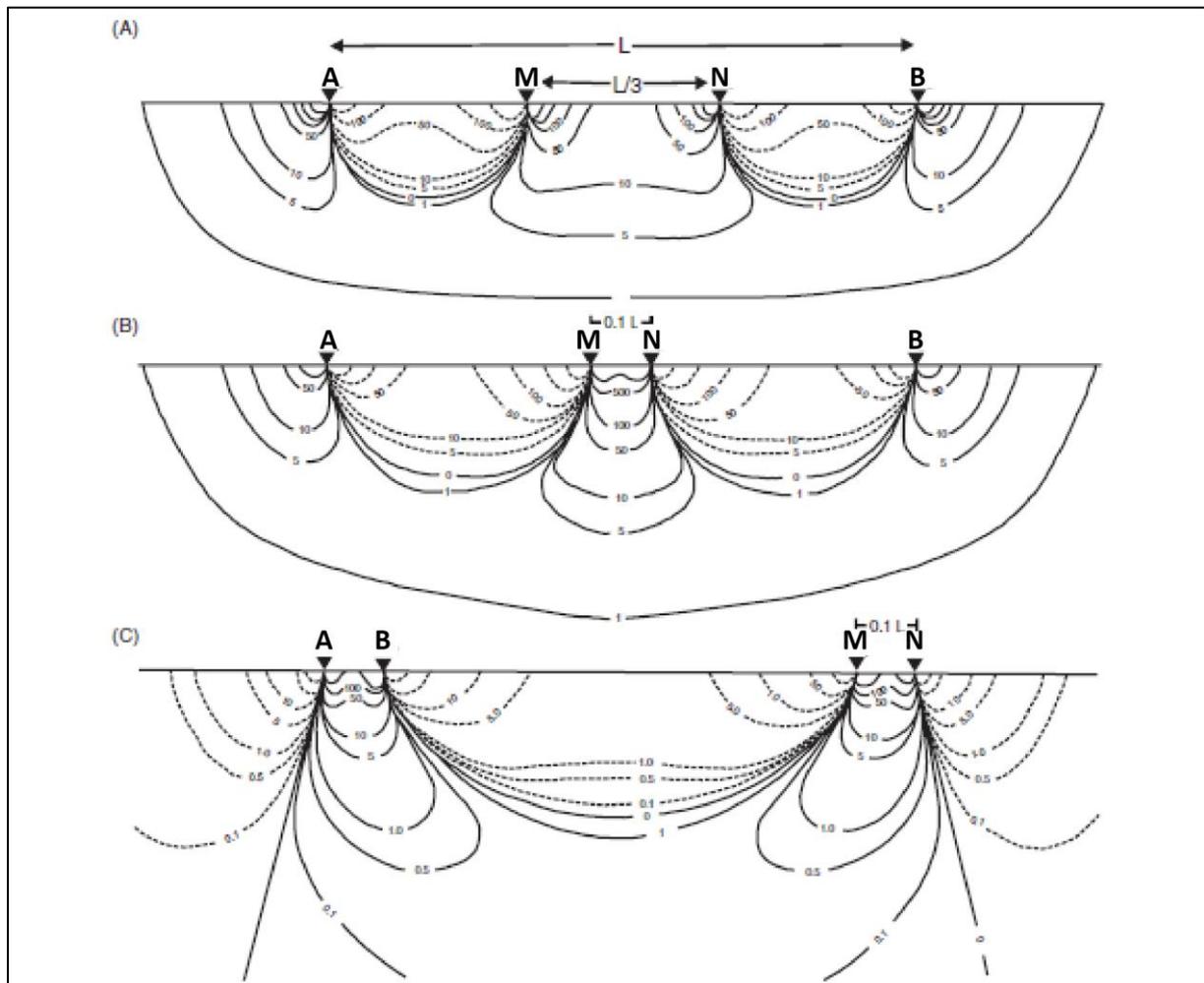


Abbildung 10: Signalverarbeitung bei (A) Wenner-, (B) Schlumberger- und (C) Dipol-Dipol-Konfiguration; A und B = Messelektroden,  $L$  = Potentialdifferenz, M und N = Potentialelektroden; Die Konturen zeigen den Anteil der eingespeisten Stromspannung an der Oberfläche; Reynolds 2011; veränderte Darstellung nach Barker 1979.

Im Zuge der ersten Geländekampagne, welche im Rahmen der Masterarbeit durchgeführt wurde, konnten im November 2019 beide Array-Typen getestet werden. Es stellte sich heraus, dass die Schlumbergermethode eine größere Ungenauigkeit in den Messungen aufweist. Die Ergebnisse des 4m-Spacing-Profiles vom 11.11.2019 zeigten einen Unterschied des „root mean square“ – Errors (kurz: *RMS* – Error) von 2,3% (Abb. 17). „Spacing“ ist der englische Begriff für den Abstand zwischen zwei Elektroden, die je nach Kabelrolle zwischen ein, zwei, vier, oder acht Meter angepasst werden können (Geolog Fuss/Hepp (GdbR) 2021), der „*RMS-Error*“ ist hingegen das Ergebnis einer Optimierungsmethode, die versucht den Unterschied zwischen gemessenen und berechneten spezifischen Widerständen durch die Anpassung der beiden Modelle zu minimieren (GeoTomo 2010). In dieser Arbeit wurde

ausschließlich mit der Wennermethode gearbeitet, da die Schlumbergermessung bei gleicher Profillänge eine wesentlich längere Messdauer zeigte. Alle dargestellten geoelektrischen Profile der Ergebnisse in den Kapiteln 3.3.3. und 4 wurden mit der Wenner-Konfiguration gerechnet (Abb. 10 – A).

Die Schwierigkeit bei geoelektrischen Messungen besteht meist darin, die gemessenen Widerstände mit der vorhandenen Geologie im Untergrund in Verbindung zu setzen. Wie in Tabelle 3 zu sehen ist, können sich die Wertebereiche (in Ohm m) stark unterscheiden und zwischen verschiedenen Materialien schwer abgrenzbar sein. Ähnlich kompliziert ist die Trennung von wassergesättigtem, feuchtem und trockenem sowie zerklüftetem, verwittertem und kompaktem Material. Eine 100%ige Zuordnung zu bestimmten Materialien kann daher nicht garantiert werden. Je nach verwendeter Literatur gibt es sehr große Spannweiten an möglichen Wertebereichen, die stark abhängig sind von der Brüchigkeit des Gesteins und des Prozentanteils der von Grundwasser aufgefüllten Spalten (Loke 2004).

Nach Loke (2004) besitzen metamorphe Gesteine sehr hohe Widerstandswerte, die je nach Wassersättigung und Zerklüftung (trocken/feucht) von  $10^3$  –  $10^6$  Ohm m annehmen können. Sedimentgesteine sind deutlich poröser und haben einen höheren Wasseranteil, wodurch 10 – 10.000 Ohm m erreicht werden. Unverfestigte Sedimente können maximal 1.000 Ohm m erreichen, also deutlich weniger als Sedimentgesteine, wobei Ton- und Sandgehalt, Porosität und Salzgehalt des Untergrundwassers eine Rolle spielen. Reines Grundwasser kann auf Basis von Loke (2004) mit 10 – 100 Ohm m angenommen werden. Eine ähnliche Zusammenfassung beschreibt Kirsch (2006). Er weist auf geringe Widerstände von 40 – 200 Ohm m bei wassergesättigten Kiesen und Sanden hin und 500 – 2.000 Ohm m bei trockenem Material. Im gleichen Wertebereich liegt allerdings auch gebrochenes Gestein. Kompakte Gesteine fasst er mit  $> 2.000$  Ohm m zusammen. Vergleichsweise hohe Widerstandswerte gegenüber umliegendem Material, mit teilweise  $> 50.000$  Ohm m sind auf luftgefüllte Hohlräume zurückzuführen (Berktoold 2005; Metwaly & AlFouzan 2013; Reynolds 2011). Tabelle 3 zeigt die Wertebereiche von gemessenen Widerständen an einigen Gesteinen und Sedimenten aus verschiedenen Studien.

Tabelle 3: Spezifische elektrische Widerstände für ausgewählte Materialien; eigene Darstellung nach <sup>1</sup>Weidelt 2005, und <sup>2</sup>Kneisel 2006; <sup>3</sup>Reynolds 2011; <sup>4</sup>Loke 2004; <sup>5</sup>Telford 1990; <sup>6</sup>Sass 2007.

Gesteine und Sedimente	Widerstandsbereiche [Ohm m]					
	Weidelt 2005	Kneisel 2006	Reynolds 2011	Loke 2004	Telford 1990	Sass 2007
Kies	50 – 10 <sup>4</sup>	100 – 400				
Sand	50 – 10 <sup>4</sup>	100 – 5 x 10 <sup>3</sup>				
Konglomerat			2 x 10 <sup>3</sup> – 10 <sup>4</sup>	2.500 – 10 <sup>4</sup>		
Sandstein	50 – 10 <sup>5</sup>			10 – 6 x 10 <sup>3</sup>	4.200 – 14 x 10 <sup>7</sup>	
Kalkstein	100 – 10 <sup>5</sup>		50 – 10 <sup>7</sup>	80 – 8 x 10 <sup>3</sup>	50 – 10 <sup>7</sup>	100 – 10 <sup>4</sup>
Dolomit			350 – 5 x 10 <sup>3</sup>	500 – 8 x 10 <sup>3</sup>	350 – 5 x 10 <sup>3</sup> 6 x 10 <sup>3</sup> (1,3%) – 8 x 10 <sup>3</sup> (0,96% Vol. H <sub>2</sub> O)	5.000 – 10 <sup>4</sup>
lockeres Schuttmaterial						1.000 – 2 x 10 <sup>4</sup>
kompaktes Schuttmaterial						1.000 – 1,5 x 10 <sup>4</sup>
Tonschiefer	50 – 10 <sup>5</sup>					
Glimmerschiefer		100 – 10 <sup>4</sup>	20 – 10 <sup>4</sup>	30 – 10 <sup>4</sup>		
verschiedene Schiefer			600 – 4 x 10 <sup>7</sup>	800 – 6 x 10 <sup>7</sup>		
Grundwasser		10 – 300		10 – 100		
Luft		∞				

### **3.2.3. Vor- und Nachteile von geoelektrischen (Wiederholungs-)Messungen**

Die Geoelektrik besitzt durch ihre Variabilität an Elektrodenabständen und –konfigurationen einen großen Vorteil gegenüber anderen Methoden. Die Eindringtiefe kann daher von Zentimetern auf mehrere hundert Meter angepasst werden (Schrott & Sass 2008). Durch ihre Flexibilität bei Untersuchungen in größeren Tiefen ist sie besser einsetzbar als zum Beispiel das Georadar. Grundsätzlich besitzt die Geoelektrik eine gute vertikale Auflösung zur Messung der elektrischen Leitfähigkeit des Untergrunds (Daily et al. 2000). Topographische Einschränkungen, spezielle Untergrundstrukturen und niedrige Vegetation sind kaum Hindernisse für die Geoelektrik, trockenes und grobblockiges Material ist dagegen unvorteilhaft (Schott & Sass 2008).

Im Bereich der Untersuchung von Grundwasser bietet die Geoelektrik einige Vorteile gegenüber herkömmlichen Methoden, wie Testbohrungen oder Ausgrabungen. So können durch geoelektrische Verfahren größere Untersuchungsgebiete abgedeckt werden, während bei Testbohrungen und Ausgrabungen zumeist nur punktuelle Messungen verwendet werden (Riwayat et al. 2018). Außerdem kann die verwendete Gerätschaft in fast allen Bereichen eingesetzt werden, egal ob es sich dabei um die Verschmutzung von Grundwasser, die Verseuchung oder Versickerung von Wasser aus Grundwasserleitern, oder die Untersuchung von Gebieten mit Salzwasserintrusion handelt – nur um einige Anwendungsbereiche zu nennen (Riwayat et al. 2018). Ein essenzieller Vorteil ist außerdem die zerstörungsfreie Anwendung der Methode, ohne gravierende Veränderungen an der Messposition zu generieren, was vor allem im Zuge von Wiederholungsmessungen entscheidend ist. Allgemein zählt die Geoelektrik zu den kostengünstigen und gering zeitaufwändigen Alternativen (Riwayat et al. 2018).

Barker & Moore (1998) haben gezeigt, dass sich die elektrische Leitfähigkeit des Untergrunds in kürzester Zeit durch klimatische Bedingungen verändern kann. Wiederholungsmessungen haben den Vorteil, die Veränderungen der klimatischen Gegebenheiten aus unterschiedlichsten Zeiten vergleichen und Rückschlüsse auf bekannte Muster und Modelle analysieren zu können. Durchgehende geophysikalische Aufnahmen für verschiedene Jahre helfen zusätzlich bei der Analyse und Entwicklung von zukünftigen Datentrends (Inim et al. 2020).

Guter Elektrodenkontakt zum Untergrund ist für die Geoelektrik ebenfalls essenziell und eine der Schwachstellen der Methode (Kneisel et al. 2008; Reynolds 2011). Bei Wiederholungsmessungen an identischen Messpositionen ist dies noch höher zu gewichten, denn bei wechselnder Bodendurchfeuchtung ist bei der Elektrodenanbindung und in weiterer Folge bei den aufgenommenen Daten mit Unterschieden zu rechnen. Ein weiterer Nachteil der Wiederholungsmessungen ist der erhöhte Zeitaufwand mehrerer Geländekampagnen, im Sinne von Organisation der Messungen, dem Transport der Gerätschaft, sowie der Analyse, Auswertung und Interpretation von Profilen. Wiederholungsmessungen können allerdings iterativ nach jeder Auswertung verbessert werden, wobei Methoden oder Elektrodenkonfigurationen angepasst und topographische Ungenauigkeiten korrigiert werden können. In der Regel bilden möglichst identische physikalische Eigenschaften ein besseres Modell, unabhängig von der Elektrodenkonfiguration (Reynolds 2011).

#### **3.2.4. Hydrologische Anwendungsbereiche der Geoelektrik**

Die Gleichstromgeoelektrik erlaubt es die Gesteine im Untergrund aufgrund von unterschiedlichen spezifischen Widerständen zu untersuchen. Ausnahmen sind metallische Erze, Wasser oder Gesteine mit hohem Tongehalt, die allesamt gute elektrische Leiter sind. Deshalb sind Gleichstrommethoden mögliche Optionen zur Untersuchung von Grundwasser (Erkan 2008).

In Loke (2004) werden etliche Beispiele aus dem Bereich der Hydrologie geschildert, die weltweit in Form von Einzel- oder Wiederholungsmessungen zum Einsatz gekommen sind. Zunächst zeigt sich, dass die Geoelektrik bei Rutschungen in Hanglagen zum Einsatz kommt, die durch eine hohe Wassersättigung des Untergrunds ausgelöst werden. Hierbei wurden geoelektrische Profile oberhalb der Anrissbereiche von Rutschungen gemessen, welche Rückschlüsse auf die Schwächung der Teilbereiche von Hängen liefern können. Deshalb empfiehlt sich eine genaue Untersuchung des Grundwasserkörpers in Regionen mit potenziell von Starkniederschlagsereignissen gefährdeten Hanglagen. Die Geoelektrik wird außerdem in Studien verwendet, die sich mit dem Wasserfluss in vadosen Zonen, sowie den Veränderungen des Grundwasserspiegels beschäftigen, die mithilfe von Wiederholungsmessungen untersucht werden (Barker & Moore 1998).

Loke et. al. (2010) untersuchten den Einsatz von Time-Lapse Analysen – der Messung von Veränderungen der elektrischen Eigenschaften im Untergrund über einen bestimmten Zeitraum (Inim et al. 2020) – in Bereichen von aktiven Rutschungsgebieten mit Wenner-, Schlumberger- und Dipol-Dipol-Methode. Es konnte gezeigt werden, dass die benötigte Rechenleistung von Computern zur Darstellung von Untergrundstrukturen durch eine automatisierte Wahl der bestgeeignetsten Elektrodenkonfiguration und einer iterativen Anpassung von Rechenalgorithmen deutlich reduziert werden konnte (Loke et al. 2010). Barker & Moore (1998) schildern ein einfaches Experiment, wo 40.000 Liter Wasser im Zeitraum von zehn Stunden an der Oberfläche versickert wurden. Über mehrere Tage hinweg wurden fünf Messungen durchgeführt, die die Wassersättigung im Untergrund aufzeichnen sollten. Erst durch die Analyse der Veränderung der spezifischen Widerstände wurde ein starker Anstieg der Wassersättigung sichtbar, gefolgt von einer langsamen Abnahme der Wassersättigung nach Beendigung der Versickerung an der Oberfläche, mit einer fortschreitenden Verteilung in ungesättigte Bereiche des Profils.

Ein weiterer Einsatzbereich der Geoelektrik ist die Untersuchung von Grundwasser im Zuge von Bohrungen, wie es zum Beispiel in Nigeria beobachtet wurde. Acworth (1981) verwendet die weniger gängige Wenner-Gamma Konfiguration, eine Untergruppe des Wenner-Verfahrens, um die Verteilung von Grundwasser in kristallinem Grundgestein im Bereich von Brunnenbohrungen zu analysieren. Neben der Positionierung von Elektroden an der Oberfläche, können diese ebenso in Bohrlöchern fixiert werden und bieten, wie es Morelli & LaBrecque (1996) gezeigt haben, einen Fortschritt zu herkömmlichen Studien, die Oberflächenwiderstände untersuchen. Die Detektion von Grundwasser mit Hilfe von Bohrlöchern, wie sie Reynolds (2011) im Norden Nigerias beschreibt, war nicht immer erfolgreich. In der Praxis schlugen 82% aller Bohrungen fehl, wodurch kostengünstigere geophysikalische Methoden zur Identifikation von Grundwasser herangezogen wurden. Zu den gängigsten Anwendungsbereichen der Geoelektrik zählen bis heute außerdem die Lokalisierung von schuttbedecktem Toteis in vergletscherten Hochgebirgen (Reynolds 2011) sowie die Untersuchung und Verbreitung von Permafrost (Rode et al. 2020; Kneisel et al. 2008). Weller et al. (2008) bietet dagegen einen Einblick in die Erkundung von Schwachstellen in Flusssdeichen mithilfe von geoelektrischen Profilen, mit kritischen Vergleichen zu anderen geophysikalischen Methoden. Wie auch in dieser Arbeit, wurden unter anderem Grundwasserstände überprüft, wobei sich in Flusssdeichen herausgestellt hat, dass diese in

sehr feinkörnigem oder lehmigem Material nicht erkundbar sind (Weller et al. 2008). Diese Beispiele stellen nur einige Beispiele von möglichen Anwendungsbereichen der Geoelektrik in der Hydrologie bzw. Hydrogeologie dar. Weitere nennenswerte Beispiele im Bereich der Hydrogeologie und Grundwasseruntersuchung in außereuropäischen sowie alpinen Regionen findet man in: Brunet et al. 2009; Islami et al. 2020; Jianjun et al. 2020; Oyeyemi & Aizebeokhai 2018; Riwayat et al 2018; Scapozza & Laigre 2014.

### **3.3. Einsatz der Geoelektrik in dieser Studie**

Die Geoelektrik, oder besser gesagt, die Gleichstromgeoelektrik, wurde in dieser Arbeit verwendet, um die elektrische Leitfähigkeit in einem kalkalpinen Schotterkörper zu untersuchen. In ca. dreiwöchigen Abständen wurden fast ein Jahr lang möglichst identische Querprofilen im *LGG* ausgelegt, die einen Elektrodenabstand (kurz: „Spacing“) von zwei und vier Meter besaßen. Durch verschiedene Elektrodenabstände konnten mehrere Bereiche der Untergrundstrukturen im *LGG* untersucht werden. Das 4m-Spacing Profil berücksichtigt mit einer Auslagelänge von 196 m nicht nur den Schotterkörper im *LGG*, sondern auch die Übergangsbereiche zwischen Schotterkörper und den Sedimentterrassen der Randbereiche. Das 2m-Spacing Profil, war ein verkürztes 98 m langes Profil, mit dem Fokus auf den zentralen Schotterkörper, sowie den Geländekanten an beiden Seiten des Grabens (Abb. 14).

#### **3.3.1. Die verwendete geoelektrische Gerätschaft**

Die verwendete Gerätschaft zur Messung von geoelektrischen Profilen besteht aus folgenden Geräten/Werkzeugen, die von der Universität Graz für diese Masterarbeit zur Verfügung gestellt wurden (die Nummern (A) – (G) beziehen sich auf Abb. 11):

- 1 GeoTom RK-RES/IP/SP von Geolog (kurz: GeoTom) mit Batterie (A)
- 2 Kabelrollen mit jeweils 100m Länge und einem Elektrodenabstand von 4m (B)
- 1 Toughbook (Feldlaptop) (C)
- 50 Metallspieße + 5-6 Ersatzspieße sowie 1 Erdungsspieß für die Elektroden (D)
- 1 Hammer zur Befestigung der Spieße im Boden (E)
- 1-2 Maßbänder (F)
- 1 Klinometer zur Berechnung der Steigung/Neigung zwischen den Elektroden (G)

Zusätzlich ist empfehlenswert, sich zur Geländearbeit entsprechend witterungsfeste Abdeckungen zu verwenden, um die elektronischen Geräte vor Niederschlag und / oder Wind zu schützen. Davon ausgenommen sind die Kabelrollen, die auch bei Regen während der Messung an der Oberfläche lagern können.



Abbildung 11: Gerätschaft zur Geoelektrik; Buchstaben A – G richten sich nach der Auflistung der verwendeten Geräte/Werkzeuge am Anfang des Kapitels; eigene Aufnahme.

### 3.3.2. Praktische Durchführung im Gelände

Nach dem Transport der Gerätschaft zum Untersuchungsgebiet im LGG wurden die Geoelektrikprofile möglichst identisch zu den im Vorfeld der Geländekampagnen definierten Start- und Endpunkte (Appendix II) positioniert, die Kabelrollen werden entlang einer horizontal gedachten Profillinie südlich und nördlich des Mittelpunkts im Zentrum des Schotterkörpers ausgelegt. Die Kabel haben jeweils eine Länge von 100 m, sind besetzt mit 50 Elektrodenabgriffen im Abstand von vier Metern und werden an Metallspießen mit Hilfe von Federstahlklemmen an der Oberfläche befestigt (Geolog Fuss/Hepp (GdbR) 2021). Jeder Spieß besitzt eine Länge von ~30 cm und soll bis zur Klemme in den Untergrund eingearbeitet werden, um eine optimale Aufnahme der Untergrundwiderstände zu erreichen

und eine einwandfreie Ankopplung der Elektroden zu garantieren (Abb. 12 links). Nach Beendigung der Profilauslegung im Gelände werden die Kabelrollen an das GeoTom angeschlossen und mit einem Geländenotebook (Toughbook) verbunden. Über eine eigene Software wird die Gerätschaft gestartet. Die Software verfügt eine Reihe von Einstellungsmöglichkeiten zur Messung der Profile, mit verschiedensten Elektroden-



Abbildung 12: befestigte Elektrode an der südlichen Geländekante im Untersuchungsgebiet LGG (links) – Verbindung von Kabelrollen und Laptop zum GeoTom (rechts); eigene Abbildung.

Konfigurationen, wie sie in Lange & Jacobs (2005) oder auch in GeoTomo Software (2019) beschrieben wurden. Die Einspeisung von Gleich- oder Wechselströmen erfolgt dann durch die geerdeten an der Kabelrolle fixierten Elektroden und der zentral ausgerichteten Batterie, dem sogenannten „GeoTom“ (Weidelt 2005 – Abb. 12 rechts).

Neben der eigentlichen Profilmessung sind die Ankopplungstests der Elektroden an die Kabelrollen von Bedeutung (Lange & Jacobs 2005), da die Befestigung der Elektroden zum Beispiel durch Steilheit des Geländes oder instabile, lose Sedimente an der Oberfläche erschwert werden und spätere Ergebnisse dadurch beeinträchtigt werden können. Nach Beendigung der *ERT*-Messungen bietet es sich an, die gewonnenen Daten vor Ort in der Auswertungssoftware Res2Dinv erstauszuwerten und zu visualisieren, um etwaige Fehler oder Unregelmäßigkeiten in den Daten auszuschließen. In dieser Arbeit wurde ein zwei sowie ein vier Meter Elektrodenabstand verwendet. Im Dezember 2020 lag die Eindringtiefe der

Elektroden im Schotterkörper bei  $< 5$  cm. Während das Anbringen der Metallspieße mit Elektroden in den von Wald geschützten Randbereichen ohne Probleme möglich war, war die Fixierung der Metallspieße im Schotterkörper zu dieser Zeit ohne maschinelle Bohrung unmöglich. Folglich wurden keine weitere Messungen zwischen Dezember 2019 und April 2020 – auch durch die Covid-19 Ausgangsbestimmungen bedingt – durchgeführt.

- **Zeitplan und Ablauf der Geländekampagne**

Das verwendete Werkzeug zur Messung der Profile ist an der Universität Graz fast ganzjährig im Einsatz, wodurch Ausleihen und Zurückbringen der Gerätschaft stets gut geplant sein sollte. Da es sich in dieser Arbeit um 1-Tages-Geländekampagnen handelt, werden die Werkzeuge, nach Absprache mit MMag. Dr. Andreas Kellerer-Pirklbauer-Eulenstein der Universität, meist am Vorabend der geplanten Geländekampagne abgeholt und am Nachmittag des nächsten Tages zurückgebracht. Dadurch ergibt sich ein ungefähres Zeitfenster von 06:00 – 16:00 zur Anfahrt ins Johnsbachtal, Aufbau, Messung und Abbau der Profile und Rückfahrt nach Graz. Je nach Verkehr werden zwischen drei und vier Stunden für Hin- und Rückfahrt eingeplant. Insgesamt wurden von November 2019 bis Oktober 2020 neun Geländekampagnen geplant (siehe Tabelle 4).



Abbildung 13: Gefrorene Oberfläche im Zuge der Geländekampagne am 08.12.2019 und ungefähre Lage des ERT-Profils (Rot); eigene Aufnahme.

In dieser Arbeit wurde immer zuerst das 4m-Spacing Profil, danach das 2m-Spacing Profil, wobei beidseitig die äußersten 12 Elektroden nach innen versetzt wurden und so der mittlere Bereich des Profils gleich behalten werden konnte (jedoch mit verdichtetem Elektrodenabstand). Durch die bereits zur Hälfte befestigten Elektroden ist ein Großteil der Profilauslegung bereits vorhanden, womit in der Regel rund 30 – 60 Minuten an Auf- bzw. Abbauzeit eingespart werden können. Während der Datenaufnahme mittels Elektroden wurde die Topographie des Geländes durch ein Klinometer aufgenommen und analog festgehalten. Abbildung 13 zeigt den LGG am 11.12.2019 unmittelbar an der L 743 in Richtung Johnsbach, mit einer leichten Schneedecke und einem gefrorenen Schotterkörper. An neun Geländetagen im Johnsbachtal wurden 17 Profile mit der Wenner-Konfiguration bei einem Elektrodenabstand von vier bzw. zwei Metern gemessen. Am 15.5.2020 wurde kein 4m-Spacing Profil gemessen, dies wird in Tabelle 4 ebenso vermerkt. Am 18.9.2020 wurden vier Profile mit zwei unterschiedlichen GeoToms (in dieser Arbeit mit g1/g2 bezeichnet) gemessen.

Tabelle 4: Zeitplan der Geländekampagnen im Bereich des Langgriesgrabens zwischen November 2019 und Oktober 2020.

Name	Zeitpunkt	2m Spacing	4m Spacing	Anmerkungen	HelferInnen
ERT-GK1	11.11.2019	✓	✓	Wenner/Schlumberger Testmessungen	MMag. Dr. Andreas Kellerer-Pirklbauer-E. Ass. Prof. Dr.rer.nat. Jakob Abermann
-	08.12.2019	X	X	keine Messung möglich - gefrorener Untergrund	Marlene Glück
ERT-GK2	15.05.2020	✓	X	zeitbedingt nur 2m-Spacing möglich	Prof. Mag. Edith Glück
ERT-GK3	06.06.2020	✓	✓	-	Jonathan Wiesmair Stefan Preßlaber
ERT-GK4	27.06.2020	✓	✓	-	Prof. Mag. Edith Glück
ERT-GK5	17.07.2020	✓	✓	-	Prof. Mag. Edith Glück
ERT-GK6	06.08.2020	✓	✓	-	Prof. Mag. Edith Glück
ERT-GK7	28.08.2020	✓	✓	-	Prof. Mag. Edith Glück
ERT-GK8	18.09.2020	✓	✓	Messung mit GeoTom 1 und 2	MMag. Dr. Andreas Kellerer-Pirklbauer-E. Mag. Markus Glück
ERT-GK9	10.10.2020	✓	✓	-	Prof. Mag. Edith Glück

- **Profilverlauf im Langgriesgraben**

Die Profile verlaufen quer zum Tal in unmittelbarer Nähe zur Straße Richtung Johnsbach, rund 200 m hangaufwärts (Appendix I). Startpunkt der 4m-Spacing Profile ist bei allen neun Geländekampagnen ein Hangbereich im südlichen Teil des Profils. Das Profil verläuft dann weiter über einige Sedimentterrassen in Richtung einer Geländekante, die rund drei Meter zum Schotterkörper abfällt. Das Profil trifft sich inmitten der Schotterfläche und verläuft ähnlich gerade weiter nach Norden über eine weitere Geländekante hinauf in Richtung eines markanten Strommasten. Von dort weg orientiert sich der Profilverlauf weiter zwischen Bäumen, kurzen Gräsern und weitere Terrassen bis zum Endpunkt hinweg. Das kürzere Profil (2m-Spacing) verwendet dieselbe Position im Gelände, allerdings mit Start bei Elektrode 13 des 4m-Profils und mit Elektrode 37 beim Strommasten als Endpunkt. Eine genaue Darstellung aller markanten Punkte wird in Appendix II dargestellt. Den Verlauf der geoelektrischen Profile (4m- und 2m-Spacing) zeigt Abbildung 14, eine schematische Darstellung zum Profilverlauf mit markanten Punkten im Gelände ist in Abbildung 15 dargestellt.

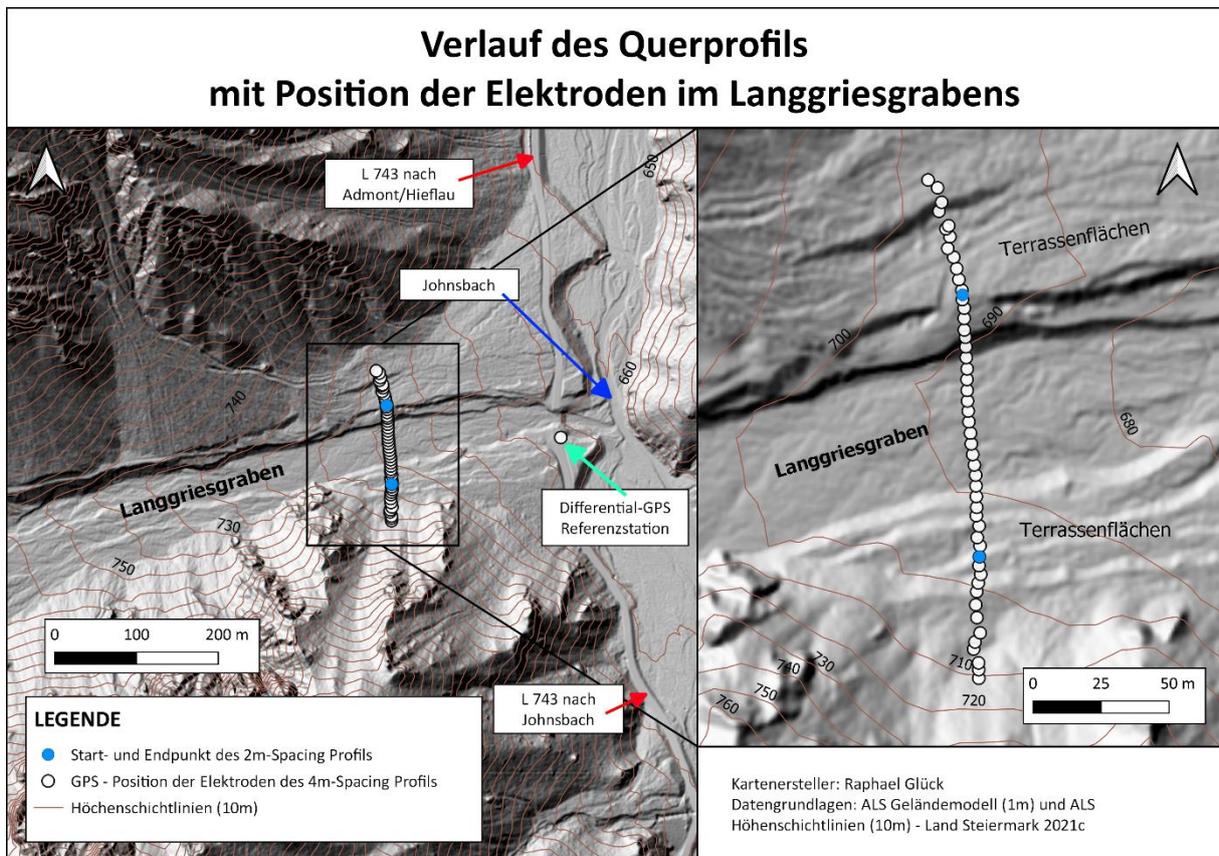
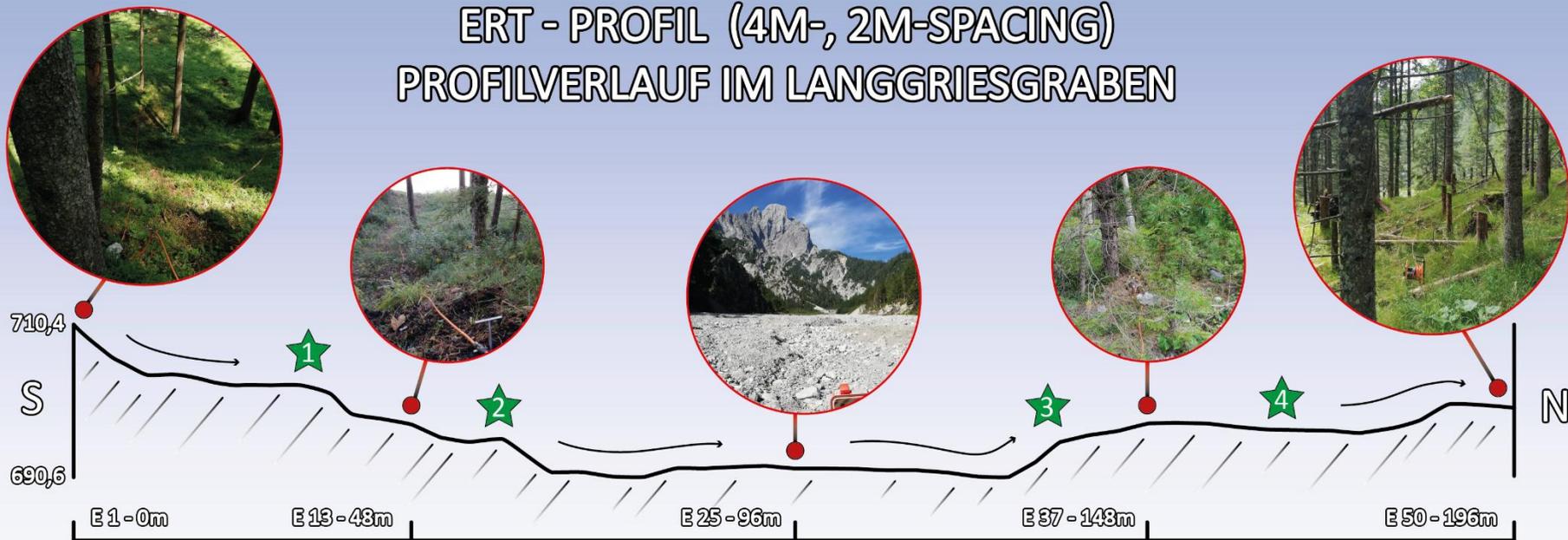


Abbildung 14: Profilverlauf im Langgriesgraben mit Elektrodenpositionen des 4m- und 2m-Spacings; eigene Darstellung.

## ERT - PROFIL (4M-, 2M-SPACING) PROFILVERLAUF IM LANGGRIESGRABEN



### LEGENDE

- Start-, Endpunkte und Profilmitte     690,6 Seehöhe
- ★ Markante Punkte im Gelände     S Himmelsrichtung

Kartenersteller: Raphael Glück  
 Alle dargestellten Bilder stammen aus eigener Sammlung und wurden vom 11.11.19 - 10.10.20 aufgenommen



★ 1  
 Beginn der Terrassenkanten



★ 2  
 Geländekante zum Schotterkörper



★ 3  
 Nördliche Geländekante



★ 4  
 Geringe Vegetationsbedeckung

Abbildung 15: Schematische Darstellung des Profilverlaufs im Langgriesgraben für 4m- und 2m-Spacing; eigener Entwurf.

Die mögliche theoretische Profillänge beim 4m-Spacing beträgt 196 m (Ebene), beim 2m-Spacing 98 m. Der Einfluss des Geländes am Untersuchungsstandort reduziert die Länge beim 4m-Profil allerdings um ~8 m, beim 2m-Profil um ~3,5 m (vgl. Profillängen in Tab. 6). Zusätzlich verlagert sich das Schuttmaterial bei Niederschlag durch fluviale Erosion und Sedimentation, wodurch sich der Profilverlauf bei den Geländekampagnen leicht verändern kann. Fließbewegungen an der Oberfläche im Norden und Süden des LGG sind allerdings unterschiedlich stark ausgeprägt. Seier et al. (2020) beschreibt die Veränderungen dieser Fließstrukturen und die Volumenänderungen im Graben auf Basis von Aufnahmen mit „Unmanned Aircraft Systems“ (UAS).

- **Klinometermessung**

Im Bereich der Geophysik können, je nach Anwendungsbedarf, Punkte mit einem Differential-GPS oder einem herkömmlichen GPS-Gerät aufgenommen werden. Im Bereich des Langgriesgrabens ist der Empfang von Satellitensignalen durch die hohe Reliefenergie geschwächt, wodurch beide Systeme große Abweichungen bei X-, Y- und Z-Koordinaten erzeugen. Eine Alternative zur GPS-Messung, ist die Berechnung der Z-Koordinate aus einem referenzierten Orthophoto, auf Basis eines bekannten Startpunktes und Klinometermessungen an den Elektroden entlang der Querprofile im Gelände. Über die Sinus-Funktion lässt sich dann der Winkel zwischen zwei Elektroden und eines bekannten Punktes sowie der weitere Profilverlauf berechnen. In der Auswertung wurden die Winkelmessungen bei der Auswertung und Visualisierung der Geoelektrikprofile in Res2Dinv verwendet, ohne die die Topographie des Geländes nicht berücksichtigt werden kann. Die Winkelmessung wurde analog im Gelände festgehalten und anschließend im Microsoft Excel bearbeitet.

Nach der ersten Geländekampagne stellte sich heraus, dass die Topographie im Softwareprogramm Res2Dinv bei einer Hangneigung  $> 45^\circ$  nicht berücksichtigt werden kann, wenn die Veränderung der Höhe (h) größer ist als die Veränderung der Länge (x). Dabei handelt es sich um den Übergangsbereich zwischen der südlichen Geländekante und dem Schotterkörper (vgl. Appendix II – Abb. 58 – rechts). Beim 4m-Spacing wurden zweimal  $48^\circ$  gemessen, beim 2m-Spacing ebenso zweimal  $54^\circ$ . An dieser Stelle wurde die gemessene Hangneigung auf  $44^\circ$  heruntersetzt. Je näher die Metallspieße an der Geländekante angebracht werden, desto größer wird die Hangneigung zwischen der Geländekante und dem Schotterkörper und folglich ergeben sich Probleme bei der Topographie in

Softwareprogrammen. Durch aufgelockertes Oberflächenmaterial im Waldbereich und je nach Wassersättigung des Bodens mussten die teilweise fast identischen Löcher der Metallspieße manchmal um einige Zentimeter verschoben werden.

### **3.3.3. Datenauswertung und Visualisierung der Geoelektrik**

Nach der Datenaufnahme im Gelände werden die Querprofile mithilfe von Res2Dinv ausgewertet, die automatisch ein 2D-Modell der Untergrundwiderstände erstellt (GeoTomo Software 2019; Dahlin 1996). Bei geophysikalischen Inversionen wird versucht, ein Modell zu finden, welches die tatsächlichen Messwerte wiedergeben kann. Das Modell ist dabei eine mathematische Repräsentation eines Teils der Erdoberfläche und besitzt verschiedenste physikalische Modellparameter. Alle Inversionsverfahren versuchen, ein solches Modell bestmöglich auf die gemessenen Daten anzupassen. In Res2Dinv stellen die Widerstandswerte die Modellparameter dar, während die Daten als gemessene scheinbare Widerstände angesehen werden (Loke 2004). Das Inversionsprogramm verwendet zum Beispiel die „finite-difference“- oder „finite-element“- Methode, um scheinbare Widerstände zu messen (GeoTomo Software 2019), die anschließend in einem vorgegebenen Startmodell schrittweise modifiziert werden, bis die gemessenen Widerstände eine Fehlergrenze von ~3-5% unterschreiten (Lange & Jacobs 2005).

Die Verwendung von verschiedenen Inversionsmethoden erlaubt es unterschiedliche Problemstellungen zu bedienen. Die gängigste, bzw. standardmäßig verwendete „Least-Squares Inversion“ (kurz: *LSI*) versucht, die quadrierten Differenzen zwischen den gemessenen und berechneten scheinbaren Widerständen zu minimieren. Allerdings wird die Methode fehleranfällig, sollte sich eine Menge an Ausreißern („outlier“) in den Daten befinden. Alternativ kann dafür die „Robust Inversion“ verwendet werden. Diese minimiert die absoluten Differenzen zwischen gemessenen und berechneten scheinbaren Widerständen und reduziert den Effekt dieser Ausreißer (GeoTomo Software 2019; Claerbout & Muir 1973; Loke et al. 2003). Neben der Minimierung der quadrierten Differenzen, wird bei der klassischen „Least-Squares Inversion“ versucht, die Widerstandsunterschiede im Modell zu minimieren. Dadurch ergeben sich mildere Übergänge in den Widerstandswerten des Modells und sind deshalb bei gleichmäßigen Widerstandsveränderungen im Untergrund besser geeignet (Loke et al. 2003; GeoTomo Software 2019).

Im Hinblick auf das Untersuchungsgebiet Langgriesgraben dürfte die Least-Squares Inversion besser geeignet sein, um die Veränderungen der elektrischen Leitfähigkeit über einen längerfristigen Zeitraum widerzuspiegeln. Angenommen wird, dass das sedimentierte Material der Randbereiche im LGG (vgl. Abb. 58/60 in Appendix II) und die triastischen Dolomitgesteine unter den quartären Ablagerung im Schotterkörper gleichmäßig horizontal abgelagert wurden. Um die Frage nach hydrologischen Veränderungen, wie der Lage oder Mächtigkeit des Grundwasserkörpers im Langgriesgraben weiter zu erforschen, ist es von Vorteil zu wissen, in welcher Tiefe der Übergang vom abgelagerten Schuttmaterial zum Grundgebirge liegt. Hier empfiehlt sich wiederum die „Robust Inversion“, welche konstantere Bereiche und schärfere Grenzen in den Modellen generiert, allerdings muss die vorhandene Geologie mitberücksichtigt werden (Ellis & Oldenburg 1994; Loke et al. 2003; Loke 2004). Die Abgrenzung des Grundgesteins auf Basis von bekannten spezifischen Widerständen ist auch mithilfe der „Bedrock Edge Detection“ – Methode (Abb. 21) möglich (GeoTomo Software 2010). Die Wahl der Vorgehensweise ist also abhängig vom Vorwissen zu Untergrundbedingungen, wie Geologie und Schichtung der Gesteine.

Sowohl das 4m- als auch das 2m-Profil verläuft von Süden nach Norden, folglich werden zur Orientierung in den nachfolgenden Abbildungen die Abkürzungen „S“ und „N“ verwendet. Die Profile werden in einer Farbdarstellung visualisiert, wobei ein niedriger Ohmwert einen geringen spezifischen Widerstand und stärkere Wassersättigung beschreibt – üblicherweise werden diese in Blau und Türkis dargestellt. Die Wassersättigung nimmt mit zunehmenden Widerständen weiter ab, in den Profilen wird dies in Grün, Gelb, Orange und Rot visualisiert. Bezogen auf die Grundwassersättigung des Untergrunds nimmt Reynolds (2011) grundsätzlich an, dass Bereiche mit  $< 500 \text{ Ohm m}$  eine hohe Sättigung besitzen, dazwischen ein Übergangsbereich mit mäßiger Wassersättigung liegt und alle weiteren Teile  $> 1.000 \text{ Ohm m}$  als ungesättigt einzustufen sind. Er beschreibt allerdings auch, dass manche Grundwässer und glaziale Schmelzwässer deutlich mehr als  $1.000 \text{ Ohm m}$  als Schwellenwert für Grundwassersättigung erreichen können. Im alpinen Bereich der nördlichen Kalkalpen ist dieser Wert sicherlich höher anzunehmen.

Abbildung 16 zeigt den Workflow der Auswertung von geoelektrischen Profilen in der Inversionssoftware Res2Dinv. Zunächst werden die Rohdaten importiert, danach fehlerhafte Daten entfernt und die Topographie inkludiert. Anschließend wird das Inversionsverfahren gestartet und anschließend mit einem einheitlichen Klassifizierungsschlüssel dargestellt.

In dieser Studie wurden 21 Klassen von 0 – 100.000 Ohm m zur Darstellung der spezifischen Widerstände bei der Least-Squares und Robust Inversion verwendet, während die Time-Lapse Analyse eine prozentuelle Veränderung der spezifischen Widerstände von -100% – +350% in 16 Klassen verwendet.



Abbildung 16: Workflow zur Auswertung von geophysikalischen Profilen in Res2DInv; eigene Darstellung.

Die Datenbereinigung von schlechten Messpunkten – engl: „bad datum points“ – spielt eine wichtige Rolle in der Auswertung der Messergebnisse. Falsche Messpunkte (Abb. 17) zählen zu Messfehlern und entstehen zum Beispiel durch schlechte Ankopplung der Elektroden in sehr trockenem Boden oder durch einen Kurzschluss im Stromkabel bei sehr feuchten Bedingungen. Folglich ergeben sich zu hohe/niedrige Widerstandswerte, in Bezug auf die benachbarten Datenpunkten (GeoTomo 2019). Fehlerhafte Datenpunkte weisen große Widerstandsunterschiede zu ihren benachbarten Punkten auf, wodurch das Ergebnis des berechneten 2D-Modells beeinträchtigt wird (GeoTomo 2019). Unregelmäßige Werte werden in der Darstellung der „bad datum points“ (Abb. 17) als spitzenförmige Ausreißer angesehen.

Das Entfernen dieser Datenpunkte kann zunächst den *RMS*-Error minimieren, das Herausnehmen von Datenpunkten ändert aber die spezifischen elektrischen Widerstände, was anschließend in der Interpretation der Daten zu berücksichtigen ist.

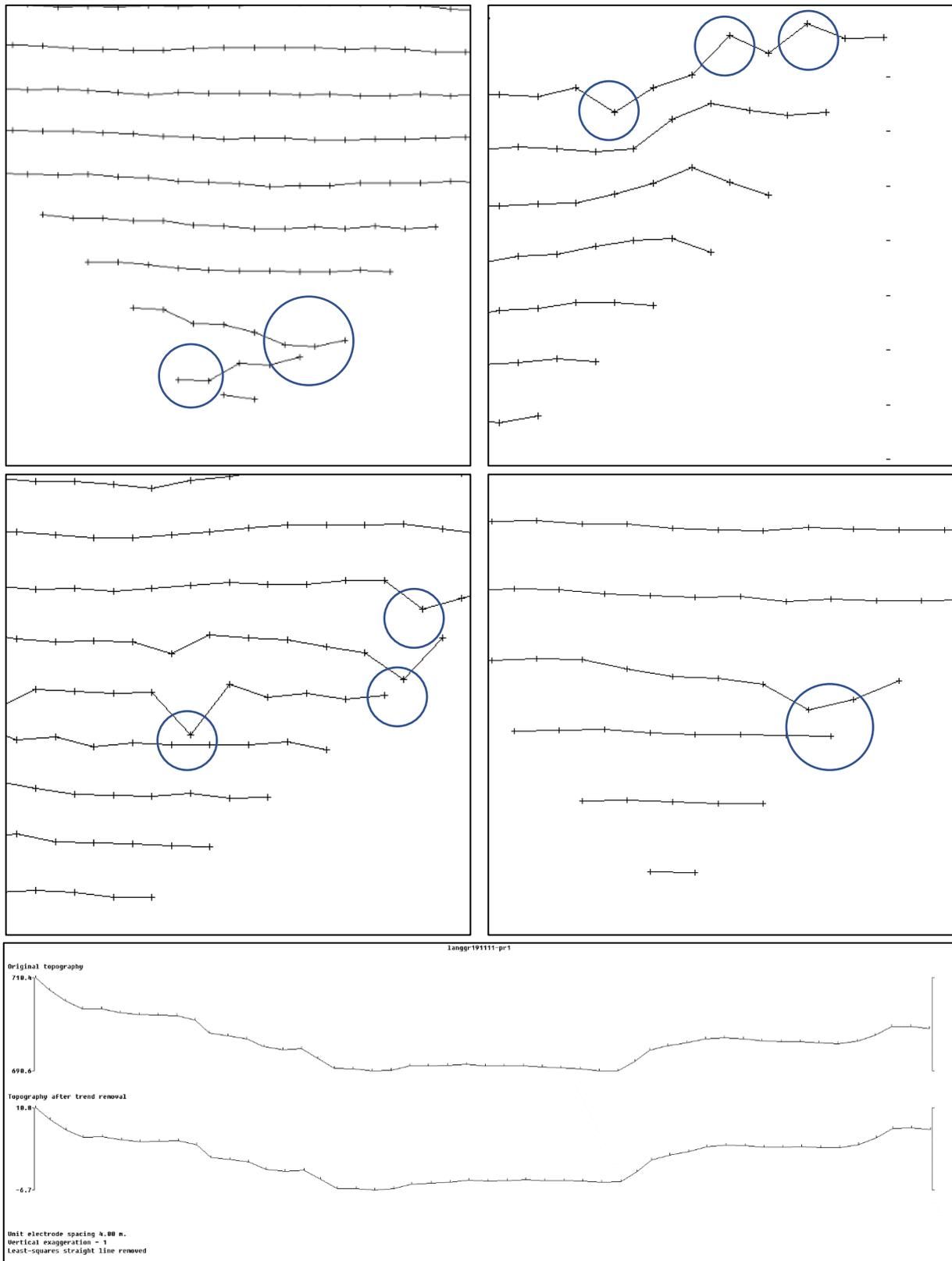


Abbildung 17: Datenbereinigung von fehlerhaften Daten (in blau markiert) in Res2Dinv – oben; Inkludierung der Topographie – unten; eigene Darstellung.

- **Wenner- vs. Schlumbergerkonfiguration**

Abbildung 18 zeigt die Ergebnisse der ersten geoelektrischen Messungen der 4m-Spacing Profile (11.11.2019) im Untersuchungsgebiet, mit einem *RMS-Error* von 3,8% (Wenner) und 6,4% (Schlumberger). Die Widerstände wurden in dieser Studie mit Hilfe von 21 Klassen (0 – 100.000 Ohm m) einheitlich dargestellt. Visuell betrachtet unterscheiden sich die Profile sowohl in ihren Widerstandswerten als auch in ihrer Verteilung im Profil. So zeigt sich eine etwas blockigere Struktur im Untergrund mit einem größeren Widerstandsbereich mit > 10.000 Ohm m im unteren Bereich und einem breiteren Widerstandsbereich von 3.000 – 6000 Ohm m darüber. Der restliche Teil des Profils ist visuell betrachtet größtenteils gleich, wobei die spezifischen Widerstände voneinander deutlich abweichen. Die Überlegung die Schlumbergerkonfiguration nach den ersten Testmessungen nicht weiter zu verwenden, ist neben dem höheren RMS – Error, sowohl auf Probleme bei der Elektrodenanbindung im Gelände als auch auf die wesentlich zeitintensivere Datenaufnahme (> 45 min) gegenüber der Wennerkonfiguration (< 20 min) zurückzuführen. Ebenso ist die zeitliche Organisation der Geländekampagnen, die an einem Tag stattfand, zu berücksichtigen, wobei der mögliche Mehrwert der gewonnenen Schlumbergerdaten nur gering hätte sein können.

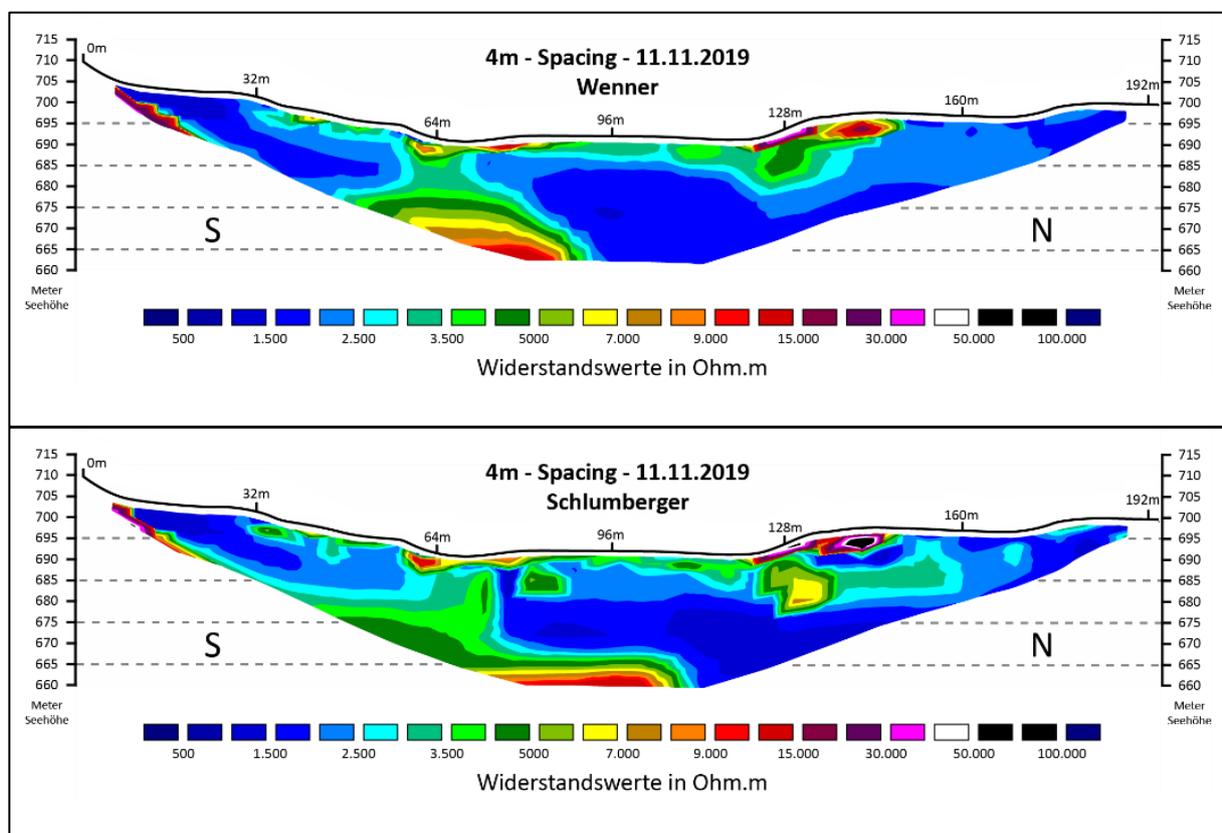


Abbildung 18: Ergebnisse der Least-Squares Inversion mit Wenner- und Schlumbergerkonfiguration am Beispiel des 4m-Spacing Profils vom 11.11.2019.

- **Least-Squares vs. Robust Inversion**

Die geeignete Inversionsmethode sollte aufgrund von bekannten Grundinformationen gewählt werden (Ellis & Oldenburg 1994), die in dieser Arbeit vorwiegend auf den geologischen Daten des Untersuchungsgebiets basieren, die durch die Geologische Bundesanstalt (2014) ausführlich beschrieben wurde. Ebenso werden ältere Werke von Ampferer (1935), Bauer (1998) und Büchner (1973) verwendet. Die Least-Squares Inversion berechnet bessere Inversionsmodelle bei sanften Übergängen von Schichten und Materialien im Untergrund. Bei scharfen Abgrenzungen, zwischen Untergrundgesteinen und –sedimenten, wird die Methode jedoch fehleranfällig und ungenau. Sie gibt Ausreißern eine größere Bedeutung und ist sensitiv gegenüber schlechten Datenpunkten. Alternativ kann die, bereits kurz in Kap. 3.2.2. beschriebene, Robust Inversion verwendet werden, die stückweise gleichmäßigere Bereiche in den Inversionsmodellen liefert und schärfere Grenzen zwischen verschiedenen Untergrund-materialien generieren kann (Loke et al. 2003). Dies ist bei bekanntem geologischem Untergrund nur manchmal von Vorteil. Am Beispiel vom 11.11.2019 (Abb. 19) ist zu erkennen, dass die Robust Inversion gegenüber der Least-Squares Inversion eine unregelmäßigere Widerstandsverteilung aufweist.

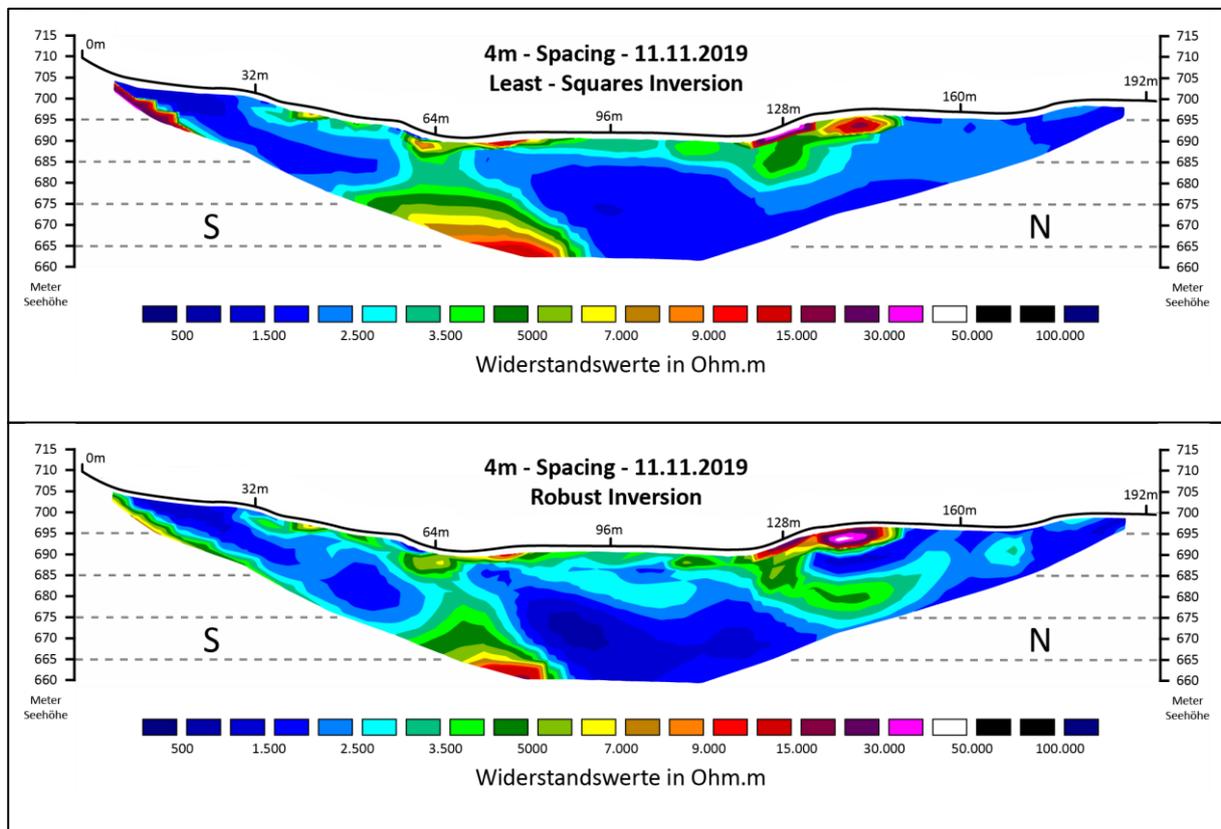


Abbildung 19: Vergleich von Inversionsmethoden auf Basis der Wennerkonfiguration am Beispiel des Geoelektrikprofils vom 11.11.2019.

Die wesentlichen Unterschiede zur Robust Inversion basieren auf niedrigeren Widerständen im Profil, mit < 2.000 Ohm m angedeutet werden. Dagegen zeigt die Robust Inversion größere Übergangsbereiche mit mäßiger Wassersättigung von 2.500 – 3.500 Ohm m, wodurch die aus den Widerstandswerten abgeleitete Grenze des Grundwasserspiegels im Schotterkörper weiter unten liegt. Ähnliche Merkmale sind auch in anderen Profilen, wie zum Beispiel am 06.06.2020, zu erkennen. Die robuste Inversion liefert wiederum blockigere Bereiche mit scharfen Grenzen an den Übergängen von verschiedenen spezifischen Widerstandsbereichen, innerhalb Schichten gleicher Widerstände bilden sich allerdings homogene und kompakte Strukturen (Abb. 20).

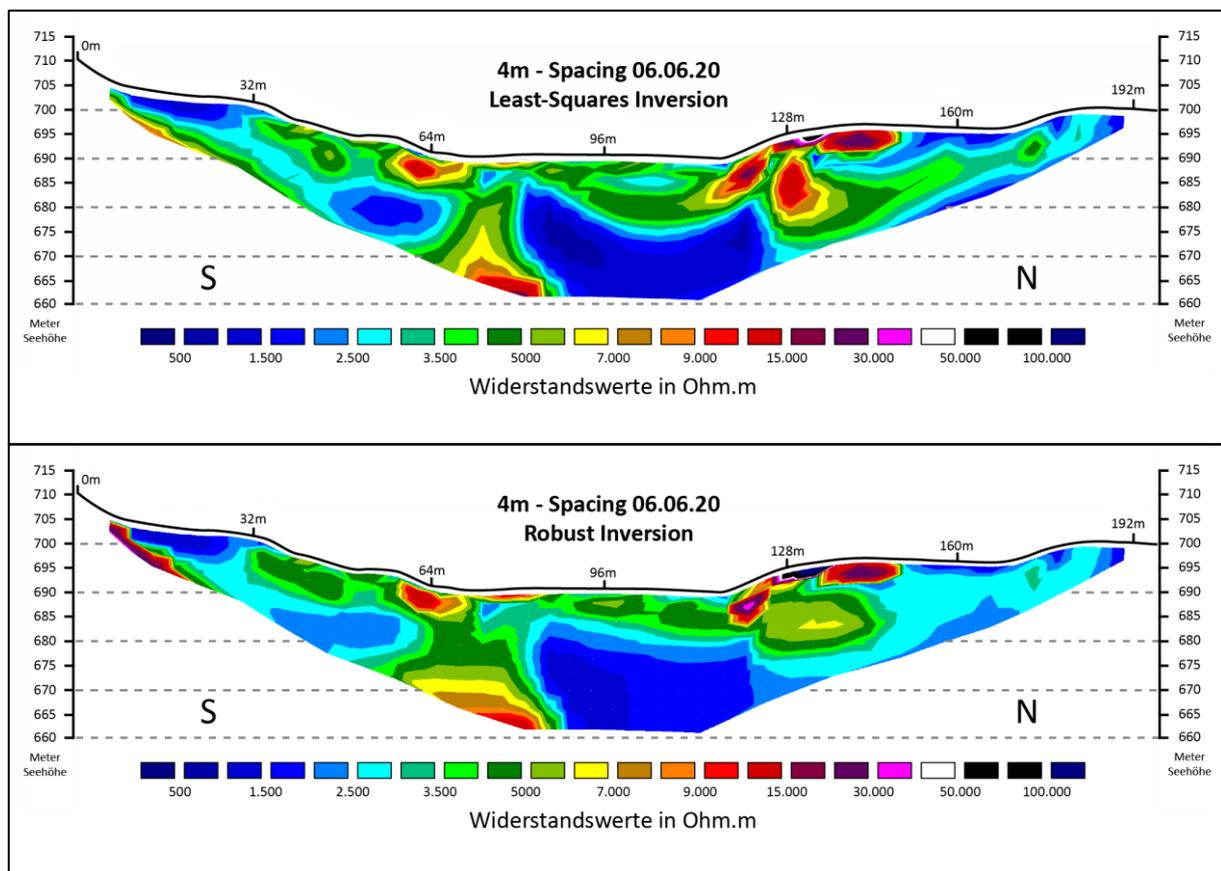


Abbildung 20: Vergleich von Inversionsmethoden auf Basis der Wennerkonfiguration am Beispiel des Geoelektrikprofils vom 06.06.2020.

- **Bedrock Edge Detection**

Die „Bedrock Edge Detection“ ist ein Analysetool in Softwareprogrammen wie Res2Dinv, das versucht, die Grenze von Sedimenten zu Festgestein auf Basis von bekannten spezifischen Widerständen zu definieren. Eine möglichst exakte Abgrenzung des Grundgebirges ist von Vorteil, weshalb die Robust Inversion in den meisten Fällen verwendet werden soll (Geotomo Software 2010). Als Erstes werden die spezifischen Widerstände der vorhandenen Gesteine

definiert. In dieser Arbeit, wird laut Ampferer (1935) von einer Basis aus triastischen Dolomitgesteinen ausgegangen, die von Reynolds (2011) mit 5.000 Ohm m, von Loke (2004) mit 8.000 Ohm m und von Telford (1990) – je nach Wassersättigung – mit 5.000 – 8.000 Ohm m eingeschätzt werden. Im Zuge der Detektion von Festgestein in den europäischen Alpen, wurde mit dem Wennerverfahren und der Robust Inversion bis zu 10.000 Ohm m an Dolomitgestein gemessen (Sass 2007). Das Grundgebirge wurde durch die geringe Eindringtiefe ausschließlich im südlichen Teil des Profils erreicht.

Die Eindringtiefe bei der Vierpunktanordnung wird dabei grundsätzlich durch die verwendete Anordnung von Sonden und Elektroden vorgegeben. Je größer der Elektrodenabstand, desto größer die Eindringtiefe (Barker 1989). Des Weiteren wird die Eindringtiefe durch die Untergrundsichtung reguliert, wobei niedrige spezifische Widerstände die Eindringtiefe verkleinert (Barker 1989). Bei einer erreichten Messtiefe von zirka 34 m im Zentrum des Schotterkörpers im Langgriesgraben, ergeben sich mehrere Abgrenzungen zwischen lockeren Sedimenten und dem vermuteten Grundgebirge. Abbildung 21 zeigt vier mögliche Verläufe (hier durch grau bis schwarz verlaufende Linien angedeutet), die von oben nach unten gesehen, Widerstände mit 5.000, 5.866 (Res2Dinv Standardeinstellung), 6.000 und 8.000 Ohm m beschreiben. Die gewählten Widerstandswerte für Festgestein beziehen sich auf die Richtwerte in Tabelle 3. Wie zu sehen ist, verläuft ein Großteil der Bedrock Edge Detection unterhalb der mit dieser Konfiguration möglichen Messtiefe von 34 m. Lediglich ein kleiner Bereich deutet im Langgriesgraben auf den Übergang zum Festgestein bzw. Grundgebirge hin.

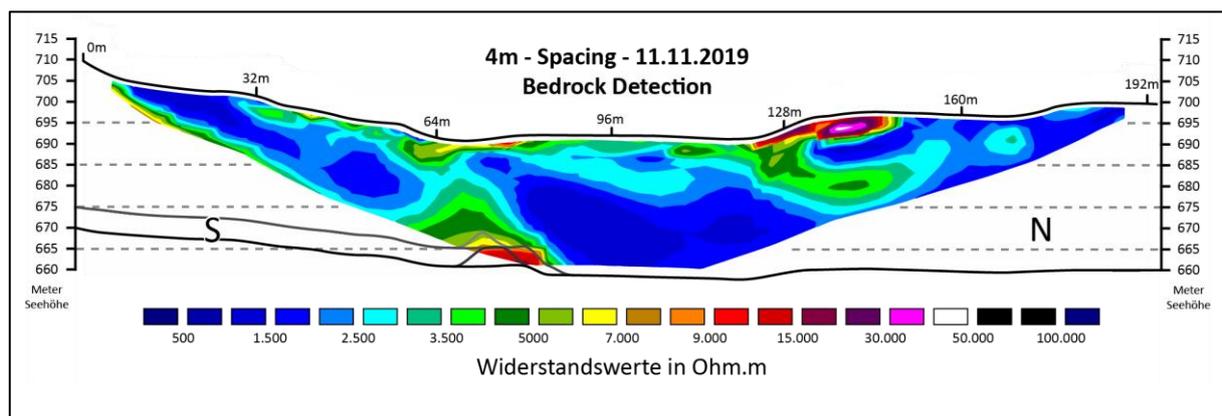


Abbildung 21: Bedrock Edge Detection Methode mittels Robust Inversions auf Basis der Wennerkonfiguration am Beispiel des Geoelektrikprofils vom 11.11.2019.

- **Time-Lapse Inversion (TLI)**

Zweck der Time-Lapse Inversion ist die Abbildung der Veränderung von spezifischen Widerständen im Untergrund, sodass zeitabhängige Modelle der Daten erstellt werden können (Inim et al. 2020). Dabei ist eine Menge an Faktoren zu berücksichtigen, die die Anwendbarkeit und Performance dieser Methode beeinflussen (Günther 2011):

- Kontrast und Heterogenität des Hintergrundmodells
- Form und Kontrast der Veränderungen
- Reproduzierbarkeit der Elektrodenposition und –aufstellung
- Fehlerwerte als Gesamtes und zwischen den Zeitschritten
- Prozessgeschwindigkeiten sowie
- Zielwerte, die absolute und relative Veränderungen berücksichtigen

Abbildung 22 zeigt einen ersten Blick auf ein Profil der Time-Lapse Analyse vom 11.11.2019 – 06.06.2020. Die Veränderung der spezifischen Widerstände ist fast ausschließlich positiv, wobei der Zeitraum von mehr als sieben Monaten – bedingt durch das Winterhalbjahr sowie durch Covid-19 Restriktionen – hervorzuheben ist. Bei allen anderen Profilen, welche im Rahmen dieser Arbeit im LGG gemessen wurden, lag der Messzeitraum bei drei Wochen.

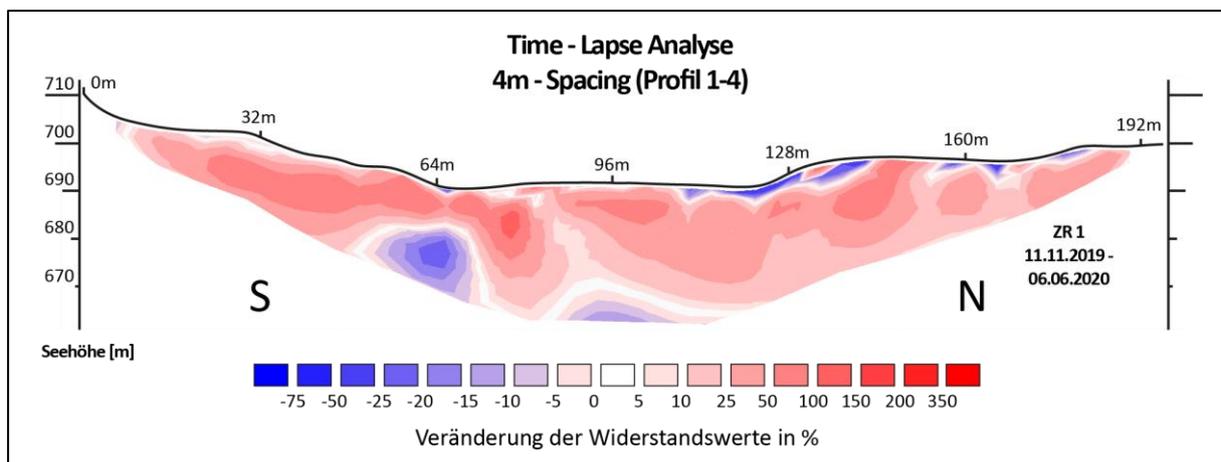


Abbildung 22: Beispiel der Time-Lapse Analyse mit 4m-Spacing vom 11.11.2019 – 06.06.2020 (beide Profile mit Least-Squares Inversion und Wennerkonfiguration).

Bei der Time-Lapse Analyse können sowohl bereinigte als auch unbereinigte Daten verwendet werden, jedoch kann es passieren, dass es durch das Entfernen von Vergleichspunkten mit besonders hohen spezifischen Widerständen zu außerordentlich hohen Veränderungen kommen kann, die mehrere 100% bis einige 1000% erreichen können. Für die Qualität der

Ergebnisse ist also eine genaue Datenaufbereitung und Überprüfung der „Bad Datum Points“ eines jeden Zeitschritts essenziell. Die Veränderungsanalyse (engl. Time-Lapse Analysis – kurz: *TLI*) errechnet auf Basis der Novembermessung von 2019 sieben darauffolgende Zeitschritte beim 4m-Spacing und acht Zeitschritte beim 2m-Spacing. Die Profile werden in einer Farbdarstellung visualisiert, wobei eine geringe Veränderung der spezifischen Widerstände gegenüber dem früheren Profil beschrieben und in Blau eingefärbt wird. Große Veränderungen spezifischer Widerstände im Vergleich zu früheren Messungen werden in Rot dargestellt. Keine oder eine geringe Veränderung zum früheren Profil wird in Weiß eingefärbt. Der verwendete Wertebereich der *SEW* in den nachfolgenden Abbildungen liegt zwischen -75% und +350%. Tabelle 7 und 8 zeigen alle Ergebnisse, die in Res2Dinv ausgewertet werden konnten.

### **3.4. Meteorologische Daten**

Das WegenerNet ist ein Projekt des Wegener Centers für Klima und Globaler Wandel, Universität Graz, welches im Jahr 2005 gestartet wurde. Hintergrund war die Validierung von regionalen Klimamodellen mit einer Auflösung von 10 – 50 km und einer Steigerung der Auflösung auf 1 – 10 km (Kirchengast et al. 2014). Zwei Messstationsnetze wurden seither etabliert. Das größere der beiden befindet sich in Feldbach mit 151 Klima- und Wetterstationen. Das zweite in dieser Arbeit verwendete Schwesternetzwerk liegt im Johnsbachtal, ist wesentlich kleiner und besitzt 13 meteorologische und eine hydrographische Station. Gegenüber dem WegenerNet Feldbach sind die Stationen wesentlich inhomogener in der Region positioniert und liegen zwischen 600 m und 2100 m Seehöhe. Das Netzwerk erstreckt sich über eine Fläche von 16 x 17 km, bei einer temporalen Auflösung von bis zu zehn Minuten. Das Datenset ist seit Beginn der Aufnahme im Jahr 2007 eingeschränkt nur online verfügbar (Fuchsberger et al. 2020).

#### **3.4.1. Messnetz und Datenverfügbarkeit**

Alle in dieser Arbeit verwendeten Daten der Klima- und Wetterstationen wurden über das WegenerNet des Wegener Centers für Klima und Globalen Wandel aufgenommen. Die Daten der Messstationen sind nicht frei zugänglich, sondern werden je nach Bedarf durch die Betreiber, Universität Graz bzw. Wegener Center oder dem Nationalpark Gesäuse zur Verfügung gestellt. Über ein eigenes Datenportal können bis zu 35 Parameter ausgewählt und

in verschiedensten zeitlichen Auflösungen heruntergeladen werden. Neben den Standardparametern, mit Lufttemperatur, relativer Luftfeuchtigkeit und Niederschlag, werden Daten zu Wind, Boden, Strahlung, Schnee, Luftdruck, Niederschlag und Hydrologie aufgenommen. Drei meteorologische und eine hydrographische Station stehen in unmittelbarer Nähe zum Untersuchungsgebiet Langgriesgraben zur Verfügung. Dazu zählen zwei Messstationen (Kölblwiese und Oberkainz) im inneren Johnsbachtal, eine am Weidendom (gl. Name) im Nationalpark Gesäuse. Die hydrographische Station Gsengbrücke (gl. Name) liegt am Johnsbach in der Zwischenmäuerstrecke (ZMS) (Abb. 1). Tabelle 5 zeigt einige Parameter und Informationen der verwendeten Messstationen des WegenerNets.

*Tabelle 5: Auszug einiger Parameter ausgewählter Messstationen im Johnsbachtal; SN = Stationsnummer, NP = Nationalpark, LT = Lufttemperatur, NS = Niederschlag, SH = Schneehöhe, WS = Wasserstand, DF = Durchfluss; Wasserstand und Durchfluss beziehen sich auf den Johnsbach; eigene Darstellung; Fuchsberger et al. 2020, <sup>1</sup>Grünwald 2014.*

Stationsname	SN	Seehöhe <sup>1</sup>	Betreiber	seit	LT	NS	SH	WS	DF	zeitliche Auflösung
Oberkainz	501	920	Wegener Center	2010	✓	✓	✓	-	-	10 min
Kölblwiese	502	860	Wegener Center	2012	✓	✓	-	-	-	10 min
Gsengbrücke	512	633	Uni Graz	2011	-	-	-	✓	✓	10 min
Weidendom	506	590	National Park Gesäuse	2006	✓	✓	-	✓	-	30 min

Die gemessenen Abflussdaten an der hydrographischen Station Gsengbrücke sind allerdings von 01.01.2014 bis 01.01.2019 nicht zu verwenden, da die Durchflussmenge durch wiederholte Veränderungen der Gerinnesohle am Messpunkt stark unterschiedlich ist (Abermann 2021). In diesem Zeitraum sollen ausschließlich Daten zum Wasserstand im Johnsbach verwendet werden.

### 3.4.2. Datenauswertung und Visualisierung

Die Daten liegen allesamt im Rohformat als .csv – Format vor und weisen teilweise Fehlerwerte oder auch gar keine Messwerte auf, meist ausgelöst durch fehlende Stromversorgung oder eingefrorene Sensoren im rauen Klima des Hochgebirges (Grünwald 2014). Abbildung 23 zeigt einige fehlende Werte, die manuell korrigiert werden

1	Station	Zeit	relative Feuchtigkeit [%]	Niederschlag [mm]	Wasserstand [mm]	Lufttemperatur [°C]
326	506	20.09.2020 12:00	87.4236111111	0.0	-3.70180555556	13.0291666667
327	506	21.09.2020 12:00	87.3509025271	0.0	-3.70202166065	13.9364620939
328	506	22.09.2020 12:00	84.6079847909	0.339	-3.7030418251	15.4627376426
329	506	23.09.2020 12:00	92.9256944444	1.017	-3.70201388889	
330	506	24.09.2020 12:00	85.5385416667	9.605	-3.70277777778	14.9596363636
331	506	25.09.2020 12:00	94.7625	40.906	-3.69857638889	9.69236111111

Abbildung 23: Datenbereinigung der Rohdaten am Beispiel der Messstation Weidendom.

müssen. In dieser Arbeit werden Fehlerwerte mit „keine Angabe“ bewertet. Außerdem werden die englischen Zahlenformate von Punkt auf die deutsche Schreibweise mit Komma geändert. Die Daten der Messstationen sollen zunächst die jährliche Verteilung der Niederschläge und Temperaturen der Region darlegen. In weiterer Folge werden die gesammelten meteorologischen Daten verwendet, um Rückschlüsse auf die Veränderung der elektrischen Leitfähigkeit im Schotterkörper des Langgriesgrabens zu ziehen. Es soll überprüft werden, inwieweit sich unterschiedliche meteorologische Bedingungen auf die elektrische Leitfähigkeit des Untergrunds sowie den Grundwasserkörper und –spiegel im Bereich des dolomitischen Schotterkörpers und den Randbereichen auswirken.

#### 4. Ergebnisse

Die nachfolgenden Kapitel zeigen alle Geoelektrikprofile, die Veränderungsanalyse der spezifischen elektrischen Widerstände (in weiterer Folge mit *SEW* abgekürzt) sowie die gesammelten und aufbereiteten meteorologischen Daten im Zeitraum November 2019 bis Dezember 2020. Die beiden ersten Teilkapitel sind in 4m- und 2m-Spacing unterteilt, eine tabellarische Übersicht zu den Ergebnissen befindet sich am Ende jedes Kapitels. Kap. 4.1 zeigt die Profile der geoelektrischen Wiederholungsmessungen, die mit der „Least-Squares Inversion“ berechnet wurden. Kap. 4.2 zeigt die Profile der „Time-Lapse Analyse“, die im Zuge der Veränderung der *SEW* zur Anwendung kommen. Es werden jeweils zwei Zeitintervalle gegenübergestellt und in einer Farbskala von blau nach rot (gering → hoch) visualisiert. Abschließend werden meteorologische Bedingungen im Zeitraum November 2019 und Dezember 2020 analysiert. Kap. 4.3 zeigt Diagrammdarstellungen meteorologischer Parameter in dreiwöchigen Zeitintervallen, im Vorfeld aller Geländekampagnen, an drei Messstationen im Nationalpark Gesäuse.

## 4.1. Ergebnisse der geoelektrischen Wiederholungsmessungen

Die nachfolgenden Tabelle 6 zeigt die Minima und Maxima der spezifischen Widerstände, den *RMS-Error* in %, die Anzahl der Iterationsschritte der Inversionsverfahren, sowie die horizontale Länge von allen geoelektrischen Querprofilen (Kap. 4.1.1 und 4.1.2).

Tabelle 6: Übersicht zu den Ergebnissen der Geländekampagnen mittels Least-Squares Inversion auf Basis der Wennerkonfiguration; <sup>(x)</sup>= Anzahl der Iterationen; „\*“ = bereinigte Daten; Eigener Entwurf.

ERT MESSUNG	2m SPACING				4m SPACING			
	Horizont. Länge [m]	Min [Ohm m]	Max [Ohm m]	RMS [%]	Horizont. Länge [m]	Min [Ohm m]	Max [Ohm m]	RMS [%]
<b>11.11.2019</b>	94,4	963	79.418	3,9 <sup>(5)</sup>	188,4	696	48.657	3,8 <sup>(5)</sup>
<b>15.05.2020</b>	94,3	1.255	77.443	3,5* <sup>(5)</sup>	-	-	-	-
<b>06.06.2020</b>	94,3	1.103	43.858	8,9 <sup>(3)</sup>	187,3	739	78.467	3,1 <sup>(5)</sup>
<b>27.06.2020</b>	94,6	1.229	27.272	7,1* <sup>(3)</sup>	188,9	850	44.243	5,8 <sup>(4)</sup>
<b>17.07.2020</b>	94,3	706	32.210	3,7 <sup>(5)</sup>	188,6	691	42.858	4,3 <sup>(4)</sup>
<b>06.08.2020</b>	94,3	316	48.453	7,7 <sup>(2)</sup>	188,4	536	43.504	4,2 <sup>(4)</sup>
<b>28.08.2020</b>	94,3	652	76.084	5,1* <sup>(4)</sup>	188,6	780	53.432	7,0* <sup>(4)</sup>
<b>18.09.2020</b>	94,3	854 854	81.297 81.297	3,3* <sup>(5)</sup> 3,3* <sup>(5)</sup>	188,8	570 574	65.955 68.601	3,2 <sup>(5)</sup> 3,2 <sup>(5)</sup>
<b>10.10.2020</b>	94,6	633	62.960	4,3* <sup>(5)</sup>	188,4	514	76.220	7,4* <sup>(5)</sup>
<b>∅</b>	<b>94,4</b>	<b>857</b>	<b>61.029</b>	<b>5,1</b>	<b>188,4</b>	<b>661</b>	<b>57.993</b>	<b>4,7</b>

#### 4.1.1. Geoelektrikprofile mit 4m-Spacing

**ERT – GK1 (4m):** Abbildung 24 zeigt die 4m-Spacing Messung vom 11.11.2019 mit einer Profillänge von 188,4 m. Das Minimum der *SEW* beträgt 695 Ohm m, das Maximum wird bei 48.657 Ohm m erreicht (Tab. 6). Die *LSI* ergibt, nach Datenbereinigung und fünf Iterationen, einen *RMS-Error* von 3,8%. Das Profil zeigt einen anscheinend stark wassergesättigten Untergrund mit <2.000 Ohm m und einigen hochohmigen Bereichen von ~10.000 – 50.000 Ohm m an der Unterkante des Profils sowie an der Oberfläche der nördlichen Geländekante (Profilmeter 128). Die obersten fünf Meter im Schotterkörper zeigen etwas höhere *SEW* bis teilweise 7.000 Ohm m, also deutlicher trockener als das darunter liegende Material. Der als Grundwasserkörper interpretierte Bereich steigt im Schotterkörper bis zirka zehn Meter unter die Oberfläche an, in den Waldbereichen sogar bis knapp an die Oberfläche. Bei Profilmeter 64 steigen die spezifischen Widerstände auf rund 3.500 Ohm m an, was den Übergang zu trockenem Material entspricht. Dieser Teil teilt demnach den Grundwasserkörper in einen schmalen südlichen Teil (Hangwasser) und einen großen Bereich im Zentrum und Norden des Grabens.

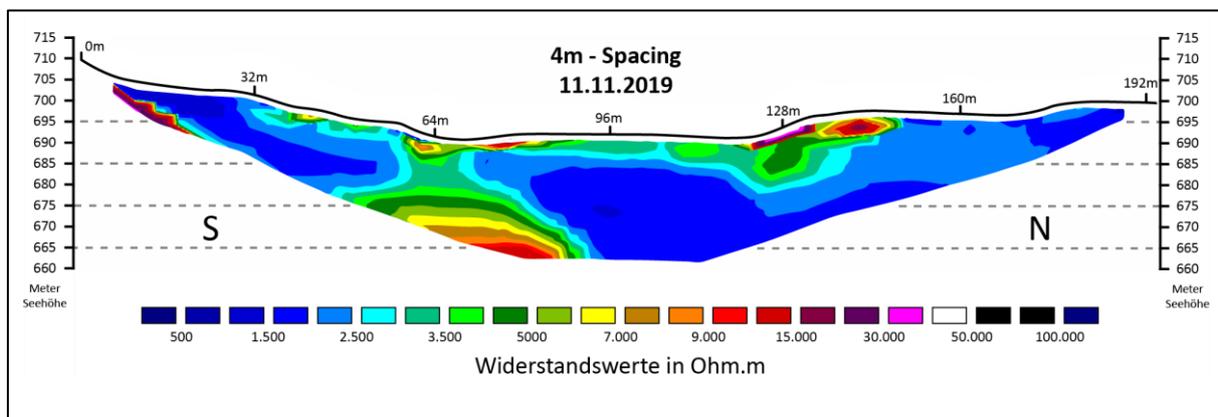


Abbildung 24: Least-Squares Inversion (*LSI*) des 4m-Profils vom 11.11.2019 (ERT – GK1).

**ERT – GK2 (4m):** Am Tag der zweiten Geländekampagne wurde aus organisatorischen Gründen kein 4m-Spacing Profil gemessen.

**ERT – GK3 (4m):** Abbildung 25 zeigt die Ergebnisse des 4m-Spacing Profils vom 06.06.2020, bei einer Profillänge von 187,3 m. Das Minimum der *SEW* liegt bei 738 Ohm m, das Maximum bei 78.467 Ohm m (Tab. 6). Die *LSI* zeigt, nach fünf Iterationen, einen *RMS-Error* von 3,1%. Im Zentrum des Profils liegt ein Bereich mit Widerstandswerten < 2.000 Ohm m, der den vermeintlichen Grundwasserkörper widerspiegeln soll. Bei Profilmeter 80 – 110 verschiebt

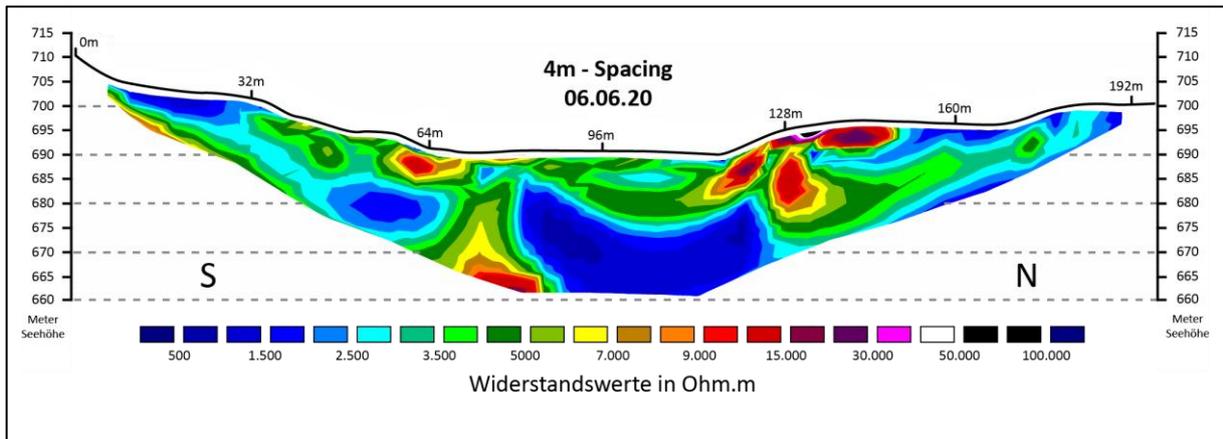


Abbildung 25: Least-Squares Inversion (LSI) des 4m-Profiles vom 06.06.2020 (ERT – GK3).

sich der Grundwasserspiegel zirka zehn Meter nach unten. Am Startpunkt des Profils ist der Untergrund wassergesättigt, wobei das Material zirka 1.000 Ohm m aufweist. Dem Profilverlauf folgend nehmen ab die SEW ab ca. Profilmeter 32 bis Profilmeter 64 in den obersten Schichten auf maximal 7.000 Ohm m zu, demnach nimmt die Wassersättigung in Richtung Schotterkörper ab. Die Schichten darunter sind deutlich feuchter und schwanken zwischen 1.000 und 3.000 Ohm m. Im Zentrum des LGG liegt eine mächtige Schicht an größtenteils trockenem Material, die bis zu 15 m Dicke erreicht. Weiter Richtung Norden zeigt die Messung einige hochohmige Linsen, die teilweise Luftporen einschließen können. Zum Profilende hin reduzieren sich die SEW wieder, wobei eine gleichmäßigere Schichtung von feuchtem Material zu erkennen ist.

**ERT – GK4:** Abbildung 26 zeigt das 4m-Spacing Profil vom 27.06.2020 bei einer Länge von 188,9 m. Das Minimum der SEW liegt nach bei 850 Ohm m, das Maximum bei 44.243 Ohm m (Tab. 6). Nach vier Iterationen der LSI ergibt sich ein RMS-Error von 5,8%. Das Profil ähnelt dem 4m-Profil vom 06.06.2020, es gibt jedoch weniger hochohmige Bereiche um die beiden

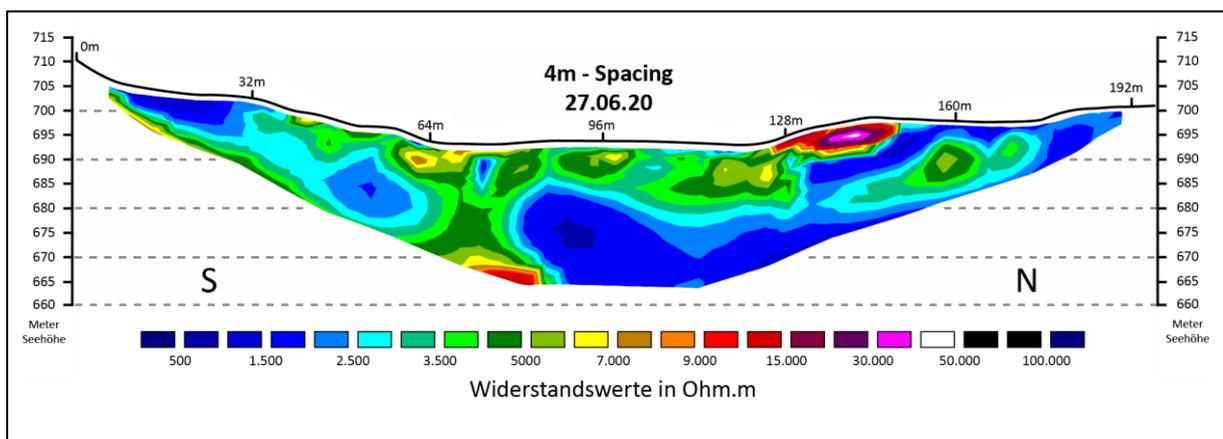


Abbildung 26: Least-Squares Inversion (LSI) des 4m-Profiles vom 27.06.2020 (ERT – GK4).

Geländekanten. Der Grundwasserspiegel im Zentrum steigt bis zehn Meter unter der Oberfläche an, bei einer deutlich schärferen Abgrenzung des Grundwasserkörpers zu dem darüber liegenden Material im südlichen Teil. Die *SEW* der Randbereiche nehmen zudem gegenüber dem vorherigen Profil etwas ab. Der südliche Teil ist gegenüber dem nördlichen Teil dennoch trockener, mit wesentlich mehr Bereichen  $> 3.500$  Ohm m. Das Maximum der *SEW* ist deutlich an der Oberfläche der nördlichen Geländekante zu erkennen, welches auf Lufteinschlüsse in Sedimentgesteinen hindeutet.

**ERT – GK5:** Die Ergebnisse des 4m-Spacing Profils vom 17.07.2020 werden in Abbildung 27 dargestellt. Bei einer Profillänge von 188,6 m beträgt das Minimum der *SEW* 850 Ohm m, das Maximum 42.858 Ohm m (Tab. 6). Unter Verwendung der *LSI* mit vier Iterationen wurde ein *RMS-Error* von 4,3 % ermittelt. Wie schon bei den vorherigen Messungen zeigt sich der Grundwasserkörper mit niedrigen Ohmwerten im Schotterkörper, dessen Grundwasserspiegel von der nördlichen Geländekante hin bis ins Zentrum auf rund zehn Meter unter der Oberfläche ansteigt. Die *SEW* der obersten Schichten im südlichen Teil des Schotterkörpers sind im Juli deutlich höher mit 7.000 – 9.000 Ohm m, nehmen aber in Richtung Norden hin auf  $< 2.500$  Ohm m ab. Der Untergrund im südlichen Randbereich zeigt

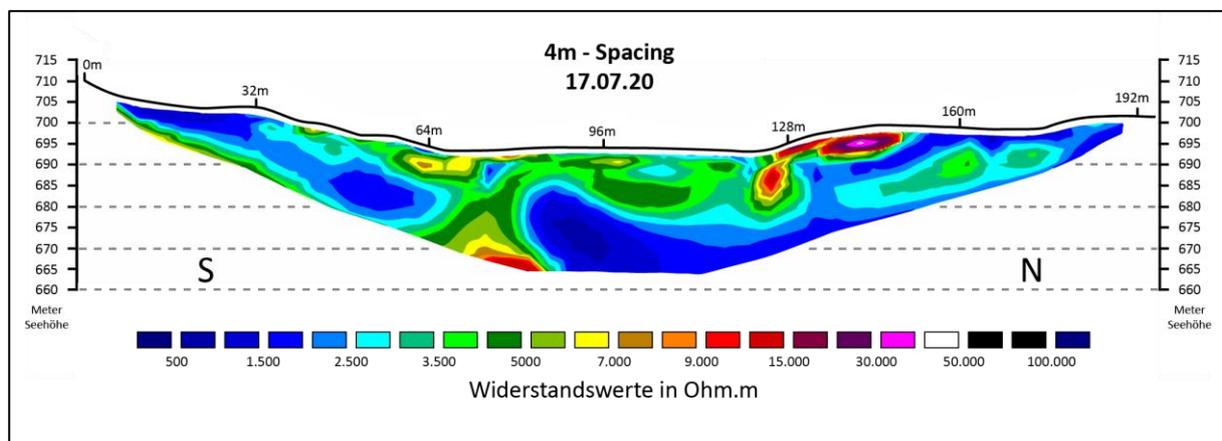


Abbildung 27: Least-Squares Inversion (*LSI*) des 4m-Profiles vom 17.07.2020 (ERT – GK5).

größtenteils Widerstandswerte von  $< 3.000$  Ohm m, mit einer Zunahme auf bis zu 7.000 Ohm m an der Oberfläche. Der nördliche Randbereich erreicht  $> 4.000$  Ohm m in fünf Metern Tiefe, während die Oberfläche durchwegs  $< 1.500$  Ohm m aufweist. Ähnlich wie in den 4m-Profilen zuvor, liegt das Maximum der gemessenen Widerstände an der Oberfläche der nördlichen Geländekante bei  $> 40.000$  Ohm m. Am unteren südlicheren Profilrand wird Untergrundmaterial mit  $> 15.000$  Ohm m ausgewiesen, welches nach den in Tab. 3 beschriebenen Wertebereichen von Gesteinen den Übergang zum Grundgestein bilden sollte.

**ERT – GK6:** Abbildung 28 zeigt das Geoelektrikprofil vom 06.08.2020 mit einer Profillänge von 188,4 m. Das Minimum der *SEW* beträgt 536 Ohm m, das Maximum 43.504 Ohm m (Tab. 6). Nach vier Iterationen der *LSI* ergibt sich ein *RMS-Error* von 4,2%. Die Abgrenzung des Grundwasserkörpers im Schotterkörper wird wie auch zuvor durch die  $SEW < 2.500$  Ohm m dargestellt. Der Grundwasserspiegel steigt im Gegensatz zu vorherigen Messungen im nördlichen Bereich des Schotterkörpers auf bis zu fünf bis zehn Meter unter die Oberfläche an, was gleichzeitig einer höheren Wassersättigung des Untergrundmaterials entspricht. Der südliche und nördliche Randbereich zeigt im Untergrund kaum  $SEW > 3.000$  Ohm m, wobei der Großteil des Materials stark durchfeuchtet ist, mit 2.000 – 2.500 Ohm m. Der nördliche Teil des Profils, zwischen Profilmeter 120 und 160, weist eine Schichtung von hohen ( $> 40.000$  Ohm m), gefolgt von niedrigen ( $< 2.000$  Ohm m) und höheren ( $< 4.000$  Ohm m) *SEW* bei einer Untergrundmächtigkeit von ~ 30 m auf. Die Oberfläche im *LGG* ist vorwiegend im südlichen Teil des Schotterkörpers trocken, wobei maximal ~7.000 Ohm m erreicht werden. Nach Norden verlaufend nehmen die *SEW* bis zur nördlichen Geländekante auf ~2.500 Ohm m ab. Erneut trennt ein schmaler vertikaler Streifen mit geringeren Widerstandswerten und folglich wohl trockenerem Material (~3.000 – 4.000 Ohm m) bei Profilmeter 70 den Grundwasserkörper in zwei Teile.

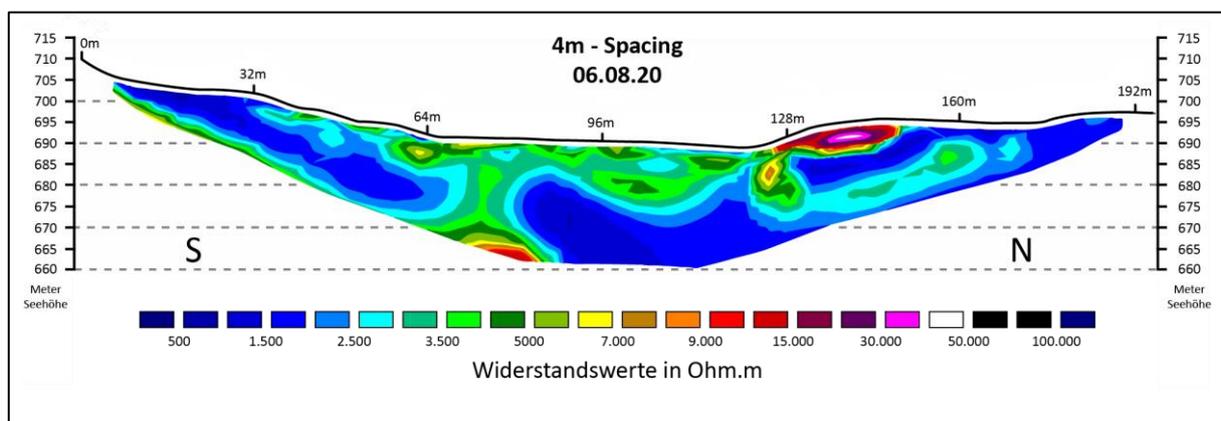


Abbildung 28: Least-Squares Inversion (*LSI*) des 4m-Profiles vom 06.08.2020 (ERT – GK6).

**ERT – GK7:** Das Geoelektrikprofil der siebten Geländekampagne am 28.08.2020 ist in Abbildung 29 dargestellt. Das Ergebnis der *LSI* des 4m-Spacing Profils erzielt einen *RMS-Error* von 7%, bei einer Länge von 188,6 m. Das Minimum der *SEW* liegt nach vier Iterationen bei 780 Ohm m, das Maximum bei 53.432 Ohm m (Tab. 6), wobei im Vorfeld der Auswertung eine Datenbereinigung durchgeführt und eine Verbesserung des *RMS-Errors* von 2,2% erreicht wurde. Der Schotterkörper im *LGG* zeigt einen rund 10m mächtigen Bereich mit *SEW* zwischen

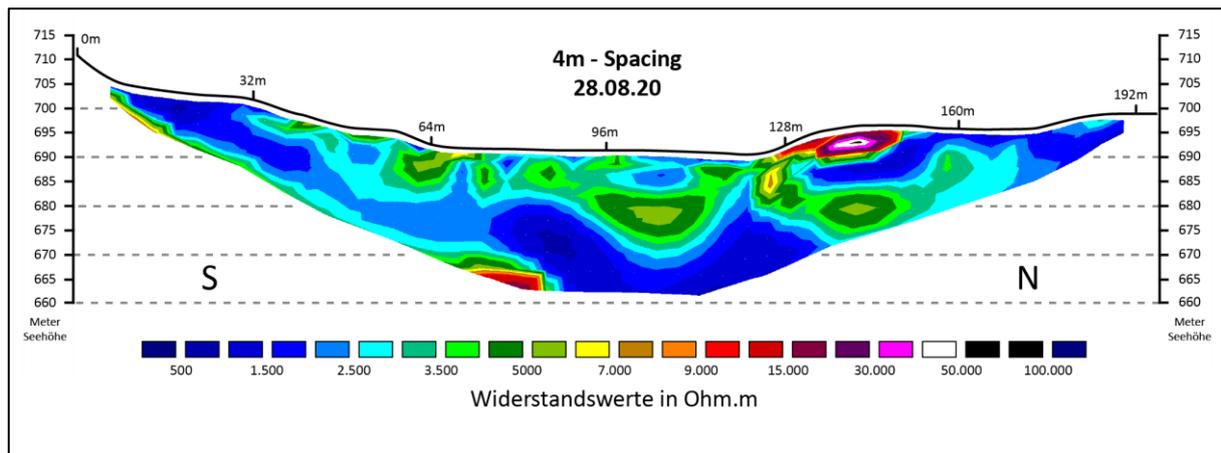


Abbildung 29: Least-Squares Inversion (LSI) des 4m-Profiles vom 28.08.2020 (ERT – GK7).

3.000 und 6.000 Ohm m, die weiter in den Untergrund auf < 2.000 Ohm m abnehmen. Der Grundwasserkörper im Zentrum ist wassergesättigt, wobei dort das Untergrundmaterial 1.000 – 2.000 Ohm m aufweist, in Richtung Norden im Bereich der Geländekante weiter durch (trockenes) Material mit 3.000 – 6.000 Ohm m getrennt wird. Bis zum Profilende steigt die Wassersättigung im Untergrund, die durch eine Abnahme der spezifischen Widerstände von ~ 6.000 Ohm m auf ~ 1.000 Ohm m gemessen werden konnte. Im südlichen Teil des Profils hingegen scheint eine durchgehende, teilweise starke Wassersättigung des Materials vorhanden zu sein, da die SEW von Profilmeter 0 bis 90 zunächst von < 1.000 Ohm m auf 2.500 Ohm m ansteigen, danach im Schotterkörper erneut auf < 1.000 Ohm m absinken. Die Oberfläche des Querprofils zeigt ähnlich niedrige Widerstandswerte, mit etlichen linsenförmigen Strukturen, die zwischen 1.000 und 6.000 Ohm m aufweisen. Das Maximum liegt an der nördlichen Geländekante, wobei bei > 50.000 Ohm m mit Lufteinschlüsse in den Sedimenten zu rechnen ist.

**ERT – GK8:** Abbildung 30 zeigt das 4m-Spacing Profil der Geländekampagne vom 18.09.2020, wo zwei unterschiedliche GeoTom Anlagen verwendet wurden (hier mit g1 und g2 gekennzeichnet), wobei nur die Anlage selbst, nicht aber die Elektroden und die Kabelstränge getauscht werden. Das Ergebnis der LSI von Geotom 1 erzielt nach fünf Iterationen einen RMS-Error von 3,2%, bei einer Profillänge von 188,8 m. Da beide Profile nur geringe Unterschiede aufweisen, wird hier nur das Ergebnis des Geotoms 1 dargestellt. Das Minimum der SEW beim Geotom 1 liegt bei 570 Ohm m und einem Maximum von 65.955 Ohm m (Tab. 6). Die Widerstände, gemessen mit Geotom 2, sind ein Minimum von 573 Ohm m und ein Maximum von 68.601 Ohm m, womit gezeigt wird, dass eine Abweichung der spezifischen Widerstände von ~3,9% zwischen beiden Geotoms besteht. Der Grundwasserspiegel steigt im

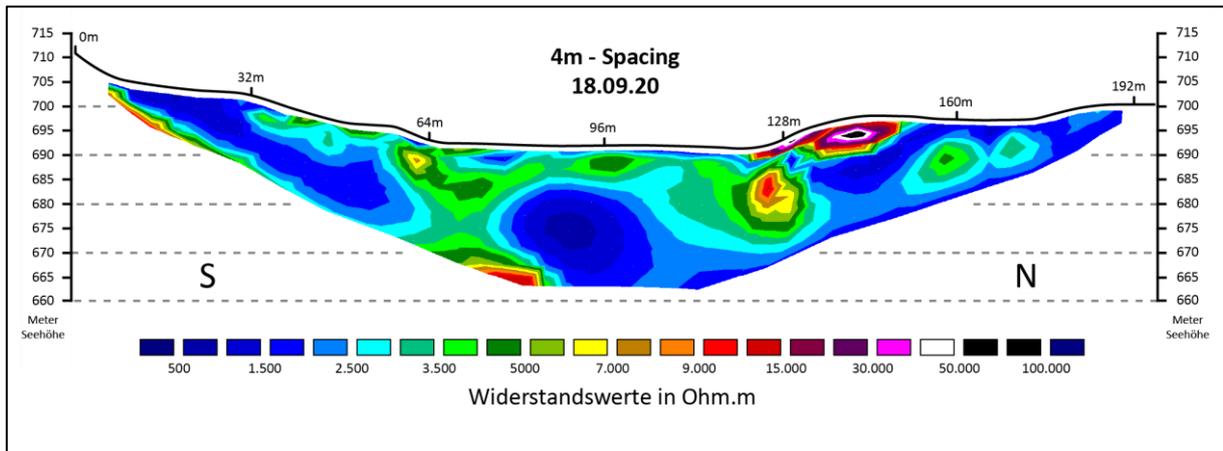


Abbildung 30: Least-Squares Inversion (LSI) des 4m-Profiles vom 18.09.2020 (ERT – GK8).

Zentrum des LGG bis auf 10 m unter die Oberfläche an und wird beidseitig an den Geländekanten durch trockeneres Material mit 8.000 – 15.000 Ohm m abgegrenzt. Die Randbereiche im Querprofil sind weitestgehend wassergesättigt mit < 3.000 Ohm m und einer Schicht höherohmigen Materials bis 6.000 Ohm m. Die Oberfläche des Schotterkörpers zeigt niedrige Widerstandswerte, die in Richtung Süden > 2.500 Ohm m und nach Norden hin bis zu 30.000 Ohm m erreichen.

**ERT – GK9:** Das letzte 4m-Profil, welches im Rahmen dieser Masterarbeit gemessen wurde (10.10.2020), wird in Abbildung 31 dargestellt. Der berechnete *RMS-Error* der LSI beträgt nach der Datenbereinigung 7,4%. Bei einer Profillänge von 188,4 m und fünf Iterationen beträgt das Minimum der gemessenen *SEW* 514 Ohm m, das Maximum 76.220 Ohm m (Tab. 6). Zunächst fällt auf, dass der als Grundwasserspiegel interpretierte Bereich im Zentrum des Bachbetts bei Profilmeter 110 um > 15 m nach unten verschoben ist. Dieser Material in diesem Bereich misst bis zu 8.000 Ohm m. Gleichzeitig zeigt der südliche Teil des Schotterbereichs im LGG in den obersten Schichten höhere *SEW* als in den meisten bisherigen 4m-Profilen, wobei 3.000 –

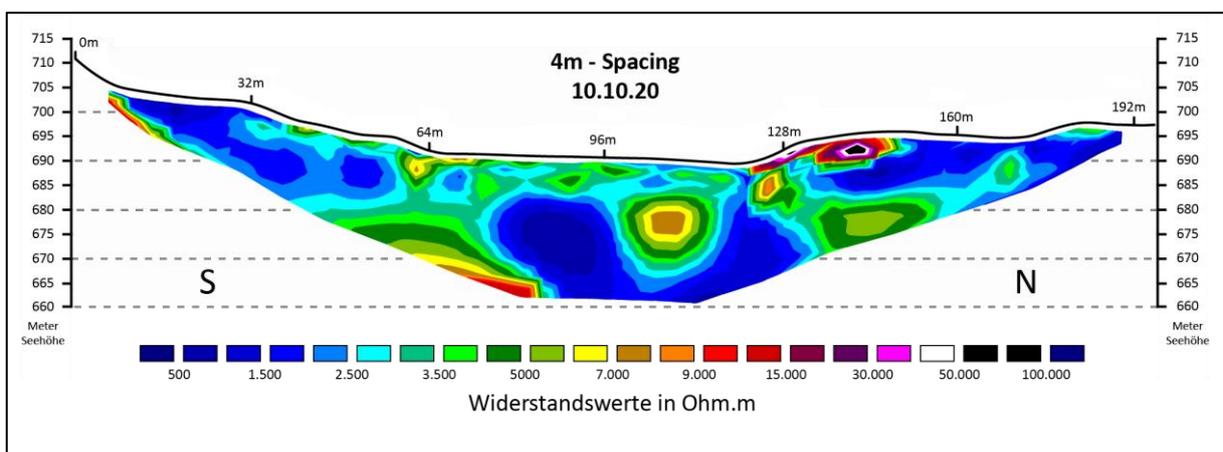


Abbildung 31: Least-Squares Inversion (LSI) des 4m-Profiles vom 10.10.2020 (ERT – GK9).

8.000 Ohm m erreicht werden. Sowohl der nördliche als auch der südliche Randbereich zeigen *SEW* von 500 – 2.500 Ohm m, demnach handelt es sich um stark wassergesättigten Untergrund. Beide Bereiche werden jedoch durch trockeneres Material vom zentralen Grundwasserkörper im Graben getrennt. Die Oberfläche ist an beiden Profilenden stark wassergesättigt. Die höchsten Widerstände der äußersten Randbereiche werden im Norden mit maximal 4.000 Ohm m erreicht. Zwischen Profilmeter 30 und 100 erreichen die spezifischen Widerstände durchgehend 3.500 – 8000 Ohm m, nehmen allerdings zur nördlichen Geländekante hin, auf bis zu 2.000 Ohm ab. Wie auch bisher kann an der Unterkante das Grundgebirge vermutet werden, gleiches gilt am Profilanfang bei *SEW* von > 10.000 Ohm m. Das Maximum der *SEW* bildet erneut ein linsenförmiger Bereich von fünf Metern Mächtigkeit bei Profilmeter 140.

#### 4.1.2. Geoelektrikprofile mit 2m-Spacing

**ERT – GK 1 (2m):** Abbildung 32 zeigt das 2m-Spacing Profil vom 11.11.2019. Nach fünf Iterationen beträgt der *RMS-Error* 3,9%, bei einer Profillänge von 94,4 m. Das Minimum der *SEW* ist 962 Ohm m, das Maximum liegt bei 79.418 Ohm m (Tab. 6). Das Profil zeigt einen großen wassergesättigten Bereich im Zentrum. Die Widerstandswerte nehmen im mittleren Teil des Schotterkörpers von 2.500 Ohm m auf beiderseits ~ 3.500 Ohm m zu. Der Grundwasserspiegel steigt hier bei Profilmeter 40 bis knapp unter die Oberfläche an. Die Randbereiche der Geländekanten weisen ebenso *SEW* von < 2.000 Ohm m auf, wobei im nördlichen Teil hochohmiges Material aufliegt. Wie bereits in Kap. 3.2.2 angedeutet wurde, dürfte es sich bei > 30.000 Ohm m um Luft einschlüsse in den Sedimenten handeln. Die oberste Schicht des Schottermaterials ist deutlich trockener mit *SEW* von 4.000 – 15.000 Ohm m und grenzt den wassergesättigten Untergrund nach unten hin ab.

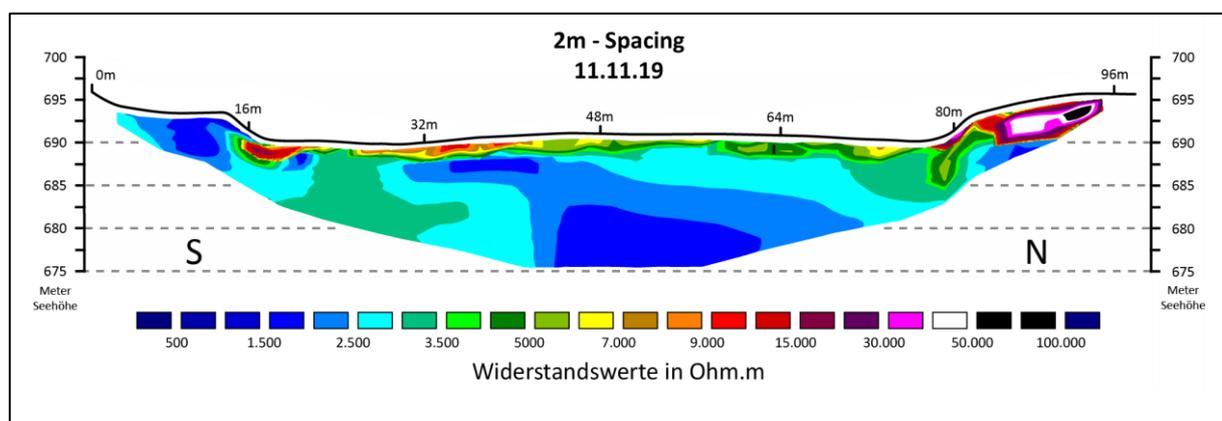


Abbildung 32: Least-Squares Inversion (LSI) des 2m-Profiles vom 11.11.2019 (ERT – GK1).



Ohm m erreichen, demnach wesentlich trockener sind als das Material im Zentrum. Die gemessenen *SEW* an den Geländekanten liegen zwischen 2.000 und 5.000 Ohm m, mit einer Zunahme am Profilende auf > 40.000 Ohm m. Das Schottermaterial bis zirka fünf Meter Tiefe weist im *LGG* sowohl im Süden als auch im Norden unterschiedliche spezifische Widerstände auf, wobei sich trockene und stärker durchfeuchtete Bereiche abwechseln. So schwanken die *SEW* an der Oberfläche zwischen 1.000 und 12.000 Ohm m.

**ERT – GK 4 (2m):** Das 2m-Profil vom 27.06.2020 zeigt Abbildung 35. Das Minimum der *SEW* beträgt nach drei Iterationen 1.229 Ohm m, das Maximum liegt bei 27.272 Ohm m mit einem *RMS-Error* von 7,1%. Das Profil zeigt die niedrigsten Widerstände am unteren Profilrand in rund 25 m Tiefe und deutet auf die Obergrenze des Grundwasserspiegels hin, der den wassergesättigten Teil des Profils von deutlich trockenerem Material darüber abgrenzt. Vertikal wird der *LGG* um Profilmeter 40 durch eine Schicht niederohmigen Materials mit 2.500 – 3.000 Ohm m ebenfalls getrennt. Allgemein ist der nördliche Teil des Profils trockener mit höheren *SEW*, die bis zum Profilende auf > 20.000 Ohm m ansteigen. Der *SEW* am Profilanfang erreicht dagegen maximal 3.500 Ohm m.

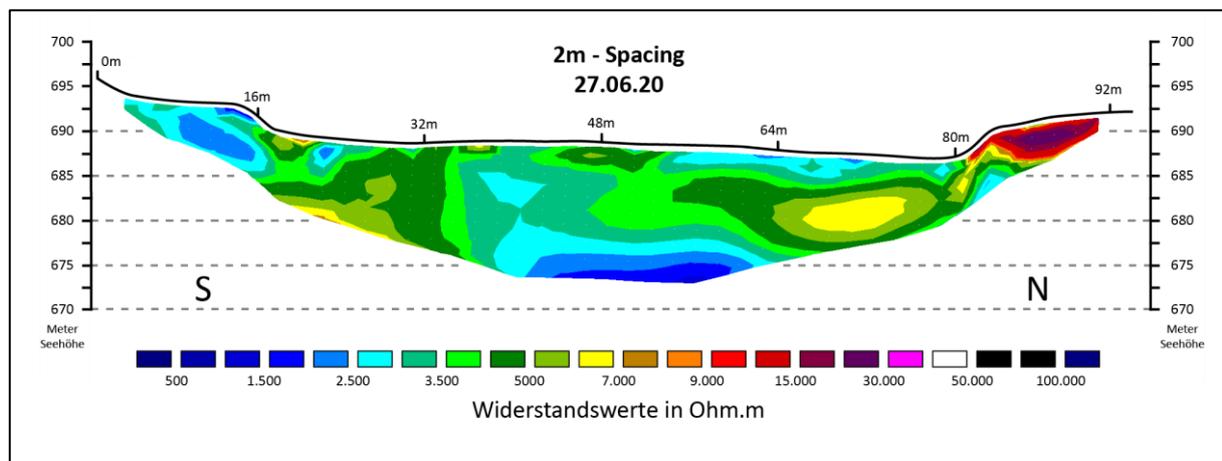


Abbildung 35: Least-Squares Inversion (LSI) des 2m-Profiles vom 27.06.2020 (ERT – GK4).

**ERT – GK 5:** Abbildung 36 zeigt die Ergebnisse des 2m-Spacing Profils vom 17.07.2020, mit einem Minimum von 706 Ohm m sowie einem Maximum der *SEW* von 32.210 Ohm m nach fünf Iterationen und einem *RMS-Error* von 3,7% (Tab. 6). Das Profil zeigt den vermuteten Grundwasserspiegel in 15m Tiefe. Dort erreichen die *SEW* < 2.500 Ohm m, gefolgt von höherohmigen Schichten mit bis zu 6.000 Ohm m, die den ganzen Schotterkörper durchziehen. Die Oberfläche des Schotterkörpers im *LGG* ist im nördlichen Teil stärker durchfeuchtet. Dort werden *SEW* von 1.500 – 3.000 Ohm m gemessen. Ähnliche Widerstände sind unterhalb des Anrissbereichs der südlichen Geländekante zu erkennen, die bis an die

Oberfläche reichen. Weiter werden einige schmale Schichten sichtbar bei Profilmeter 16, 20, 50 und 82 sichtbar, die > 10.000 Ohm m erreichen können. Die höchsten gemessenen SEW befinden sich erneut an der nördlichen Geländekante mit > 30.000 Ohm m.

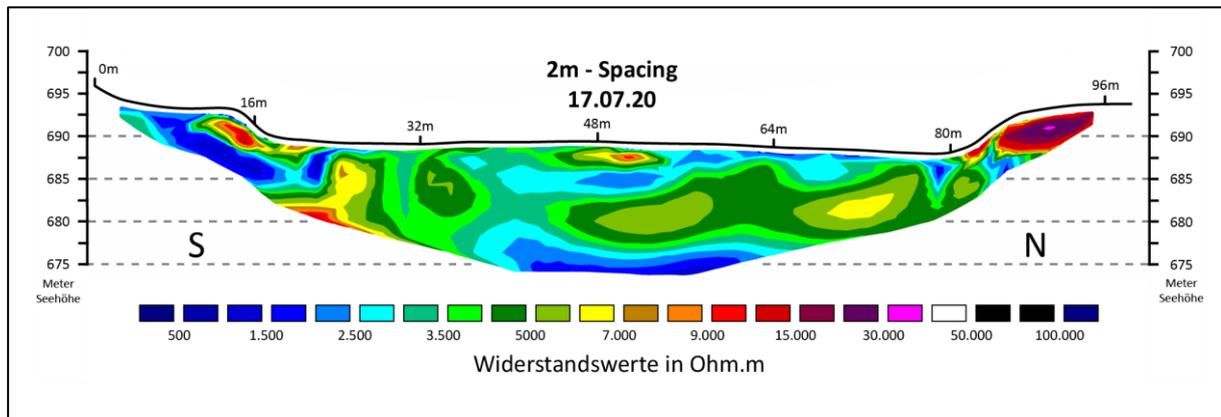


Abbildung 36: Least-Squares Inversion (LSI) des 2m-Profiles vom 17.07.2020 (ERT – GK5).

**ERT – GK 6:** Das 2m-Spacing-Profil vom 06.08.2020 hat eine Länge von 94,3m, mit einem berechneten *RMS-Error* von 7,7%. Abbildung 37 zeigt das Querprofil des LGG nach zwei Iterationen mit einem Minimum von 316 Ohm m und einem Maximum der SEW von 48.453 Ohm m. Der Schotterkörper zeigt einen Bereich niedriger Widerstände im Zentrum, der von 20m Tiefe hin bis zur Oberfläche von 1.000 Ohm m auf 7.000 Ohm m ansteigt. Die Oberfläche im südlichen Teil des Schotterkörpers misst bis zu 10.000 Ohm m, im Norden gibt es dagegen wesentlich geringere Widerstandswerte, die kaum höher sind als 3.000 Ohm m. Weiters lässt sich erkennen, dass sich das Material an den Geländekanten wiederum deutlich voneinander unterscheidet, einerseits durch niederohmiges Material im Süden (< 2.500 Ohm m / wassergesättigt) und andererseits durch hochohmiges trockenes Material im Norden.

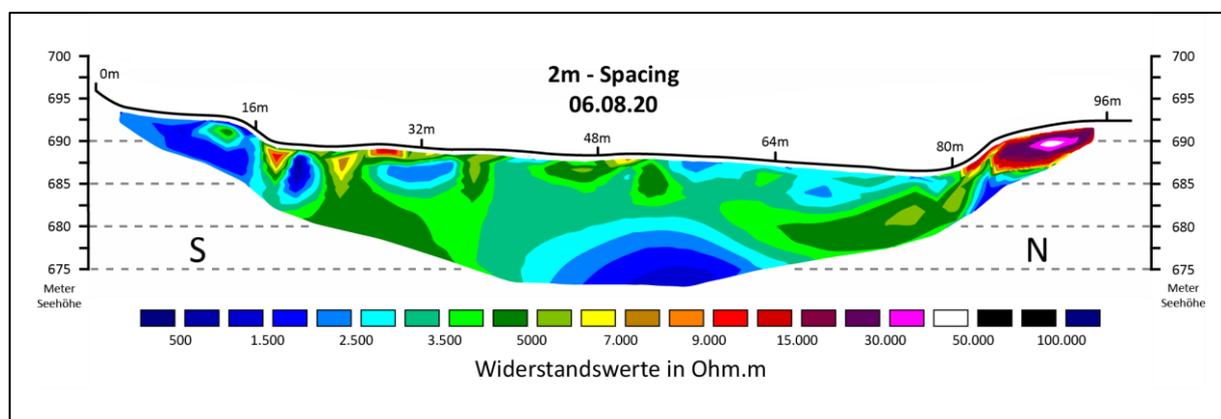


Abbildung 37: Least-Squares Inversion (LSI) des 2m-Profiles vom 06.08.2020 (ERT – GK6).

**ERT – GK 7:** Abbildung 38 zeigt das siebente Querprofil, vom 28.08.2020, mit einem Elektrodenabstand von zwei Metern und einer Länge von 94,3 m. Die Daten zeigen ein Minimum der *SEW* von 652 Ohm m und ein Maximum von 76.084 Ohm m nach vier Iterationen, bei einem *RMS-Error* von 5,1%. Die Widerstände sind großteils niedrig und steigen mit Ausnahme der nördlichen Geländekante und einem Teil bei Profilmeter 20 nur selten auf über 6.000 Ohm m. Die *SEW* der südlichen Seite im Schotterkörper erreichen zwischen 2.500 – 6.000 Ohm m, mit Ausnahme einiger niederohmiger Sedimentlinsen, die < 2.500 Ohm m besitzen. Die nördliche Seite des Schotterkörpers ist oberflächlich stärker durchfeuchtet. Dort erreichen die *SEW* maximal 2.500 Ohm m. In fünf Metern Tiefe grenzen Sedimente mit ~5.000 Ohm m an, darunter folgt eine feuchtere Schicht, die dann den Grundwasserkörper andeutet. Wie auch in anderen bisherigen Profilen ist hier ebenfalls zu erkennen, dass die südliche Geländekante stärker durchfeuchtet ist als die nördliche, wobei zu berücksichtigen ist, dass die erreichten Widerstandswerte im Norden, wie bisher, eher auf Lufteinschlüsse in den Sedimenten zurückzuführen sind.

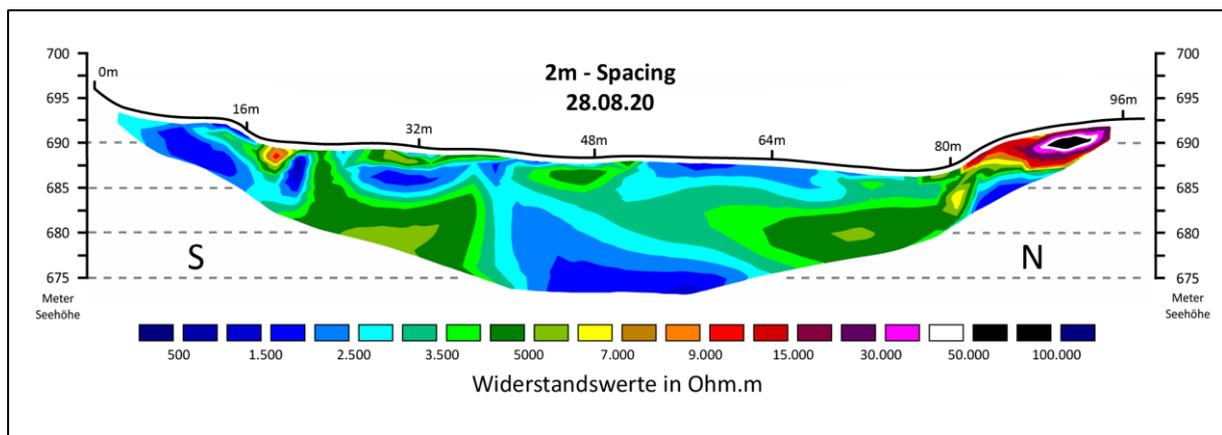


Abbildung 38: Least-Squares Inversion (LSI) des 2m-Profiles vom 28.08.2020 (ERT – GK7).

**ERT – GK 8:** Am 18.09.2020 wurde das 2m-Spacing Profil mit zwei GeoToms (g1, g2) gemessen. Abbildung 39 zeigt das Geoelektrikprofil mit einem *RMS-Error* von 3,3% auf einer Länge von 94,3 m. Die *SEW* beider GeoToms sind nach der Datenbereinigung sehr ähnlich bei einem Minimum von 854 Ohm m und einem Maximum von 81.297 Ohm m. Die Rohdaten zeigten ~ 1% höhere Widerstände bei GeoTom 1. Das 2m-Profil zeigt eine stark durchfeuchtete Oberfläche im LGG, mit großteils < 2.500 Ohm m. Der Grundwasserkörper im Zentrum des Querprofils liegt in etwa fünf bis zehn Meter unter der Oberfläche und wird beiderseits von Material mit ~3.500 – 7.000 Ohm m abgegrenzt. Die nördliche Geländekante weist in diesem Profil die höchsten Widerstände auf, während die südliche Geländekante kaum > 7.000 Ohm

m erzielt. Anzumerken ist jedoch ein kleiner Teil am Fuße des Terrassenböschung bei Profilmeter 20, der > 15.000 Ohm m aufwies.

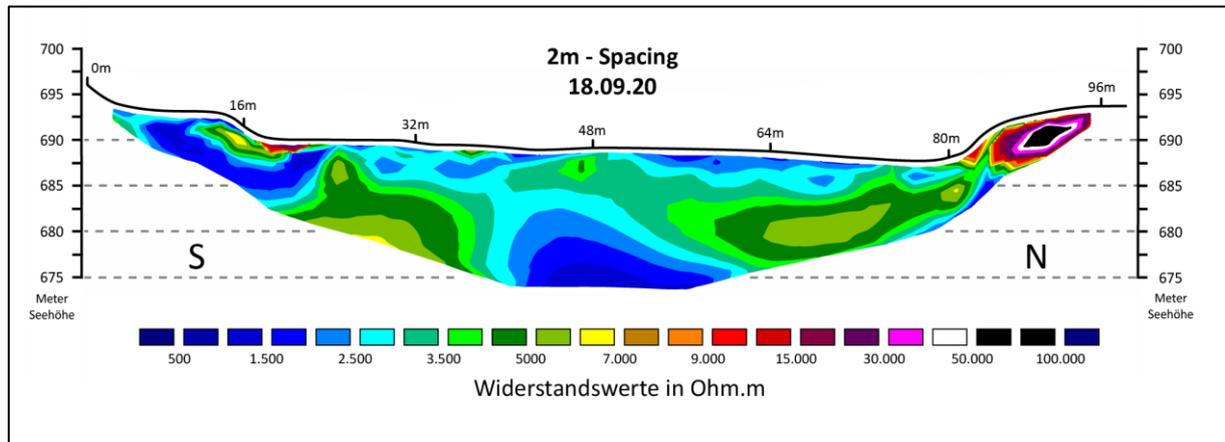


Abbildung 39: Least-Squares Inversion (LSI) des 2m-Profiles vom 18.09.2020 (ERT – GK 8).

**ERT – GK 9:** Abbildung 40 zeigt das letzte 2m-Spacing-Profil der Geländekampagnen vom 10.10.2020. Der berechnete *RMS-Error* beträgt nach fünf Iterationen 4,3% mit einem Minimum von 633 Ohm m sowie einem Maximum der *SEW* von 62.960 Ohm, m bei einer Profillänge von 94,6 m. Die niedrigsten gemessenen Widerstände befinden sich an der südlichen Geländekante, die Höchstwerte an der nördlichen Geländekante. Der Schotterkörper zeigt verschieden stark durchfeuchtetes Material, mit dem Grundwasserkörper im Zentrum, der bis auf fünf Meter Tiefe aufsteigt. Beiderseits davon liegt Material mit höheren *SEW*, zwischen 3.500 und 8.000 Ohm m, folglich deutlich trockener als der restliche Teil des Querprofils. Die Oberfläche im *LGG* zeigt vielschichtige Widerstände, wobei der südliche Schotterkörper bei 3.500 – 7.000 Ohm m deutlich höher *SEW* aufweist als der nördliche Teil, der im Bereich von 2.500 – 3.000 Ohm m liegt. Hochohmige Teilbereiche im *LGG* sind am Fuß der Geländekanten zu finden, die jeweils > 15.000 Ohm m erreichen.

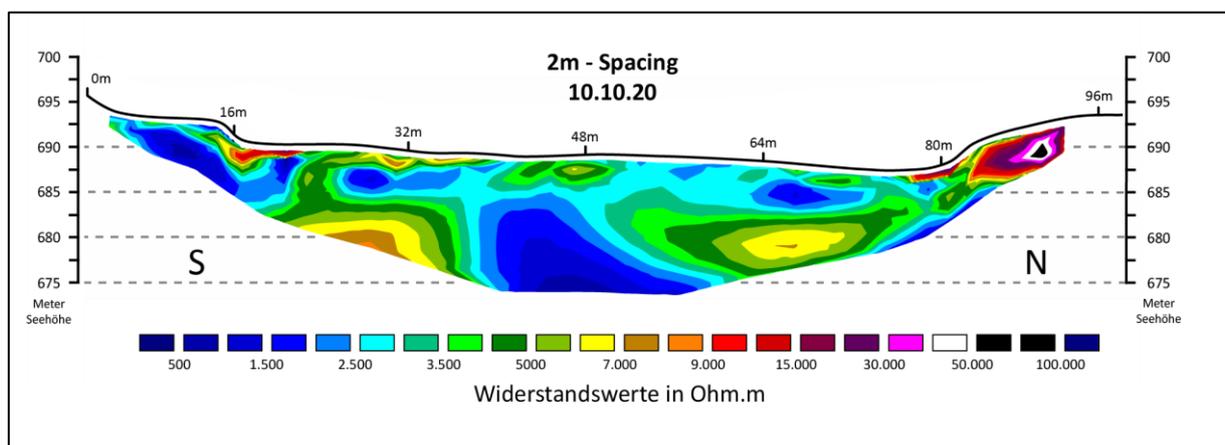


Abbildung 40: Least-Squares Inversion (LSI) des 2m-Profiles vom 10.10.2020 (ERT – GK9).

## 4.2. Ergebnisse der Veränderungsanalyse

Das nachfolgende Kapitel zeigt die Veränderungen der spezifischen elektrischen Widerstände (*SEW*) zwischen zwei zeitlich benachbarten Geoelektrikprofilen. Mit Start am 11.11.2019 wird jeweils der Unterschied zum darauffolgenden Profil gemessen und über eine einheitliche Klassifizierung visualisiert. Wichtig ist dabei, dass die Veränderung der spezifischen Widerstände bei der Time-Lapse Analyse nicht zwingend gleichbedeutend mit einer Veränderung der Wassersättigung ist. So kann eine 50%-ige Zunahme der spezifischen Widerstände viel erscheinen, bei Untergrundwiderständen von zum Beispiel 500 Ohm m ist dies allerdings recht gering und sollte nicht mit der Darstellung und dem Zweck der herkömmlichen Geoelektrikprofile aus Kap. 4.1 verwechselt werden.

### 4.2.1. Time-Lapse Inversion (4m-Spacing)

**ZR 1 (11.11.2019 – 06.06.2020)** zeigt eine Zunahme der *SEW* im fast gesamten Profil, speziell in den obersten Schichten bis 10 m Tiefe. Abbildung 41a weist eine Steigerung der *SEW* um > 138% gegenüber der früheren Messung auf, das erreichte Maximum ist erkennbar als ovale Form bei Profilmeter 80. Eine Schicht ähnlich hoher Widerstände zieht sich bei einer Widerstandsveränderung von > 50% fünf Meter unterhalb der Oberfläche weiter hangaufwärts Richtung Süden. Die *SEW* an der Oberfläche im südlichen Teil sind bis zur Geländekante bei Profilmeter 56 kaum verändert, hingegen zeigt der nördliche Teil eine deutliche Abnahme der *SEW* an der Oberfläche, im Bereich der Geländekante bei Profilmeter 128 um bis zu 48%. Mit zunehmender Tiefe geht diese nur wenige Meter mächtige Schicht in einen Bereich mit zunehmenden *SEW* von bis zu 50% über. Eine weitere Abnahme der *SEW* um 25% ist vor allem an der Unterkante des Profils in 15 m Tiefe zu erkennen. Grundsätzlich sind die obersten Schichten des Grabens stärkeren Veränderungen unterlegen als das Material in 20m Tiefe. Des Weiteren muss berücksichtigt werden, dass sich die Ergebnisse der beiden Profile vom 11.11.2019 und 06.06.2020, durch ein fast achtmonatiges Zeitintervall ohne Geländekampagne und den klimatischen Gegebenheiten, stark voneinander unterscheiden.

**ZR 2 (06.06.2020 – 17.07.2020)**, zeigt einen deutlich anderen Eindruck, die in weiten Teilen des Profils eine gegengleiche Entwicklung der *SEW* zu ZR 1 darstellt (Abb. 41b). So weist der südliche Randbereich des Querprofils eine Abnahme der Widerstände zwischen 5 und > 50%

auf. Ähnliches gilt für den nördlichen Teil bei Profilmeter 150, wo die *SEW* um mehr als 75% abnehmen. Die Widerstände an der Oberfläche nehmen um maximal 25% im Schotterkörper ab, bleiben im Rest des Profils im Bereich von +/- 10%.

**ZR 3 (27.06.2020 – 17.07.2020)** weist stärkere Oberflächenveränderungen auf als ZR 1 und ZR 2. Im Süden ist eine Abnahme der *SEW* von 5 – 20% zu erkennen, im Norden nehmen die *SEW* im Bereich der Geländekante um bis zu 75% zu (Abb. 41c). Im Waldbereich, bei Profilmeter 160 – 180, nehmen die *SEW* ebenfalls um bis zu 50% ab. Die geringste Veränderung der Widerstände gibt es im mittleren Teil des Profils im Schotterkörper. An der Oberfläche gibt es im angegebenen Zeitraum zumeist gleichbleibende oder leicht abnehmende Widerstände bis maximal 50%. Bis in fünf Meter Tiefe nehmen die *SEW* um

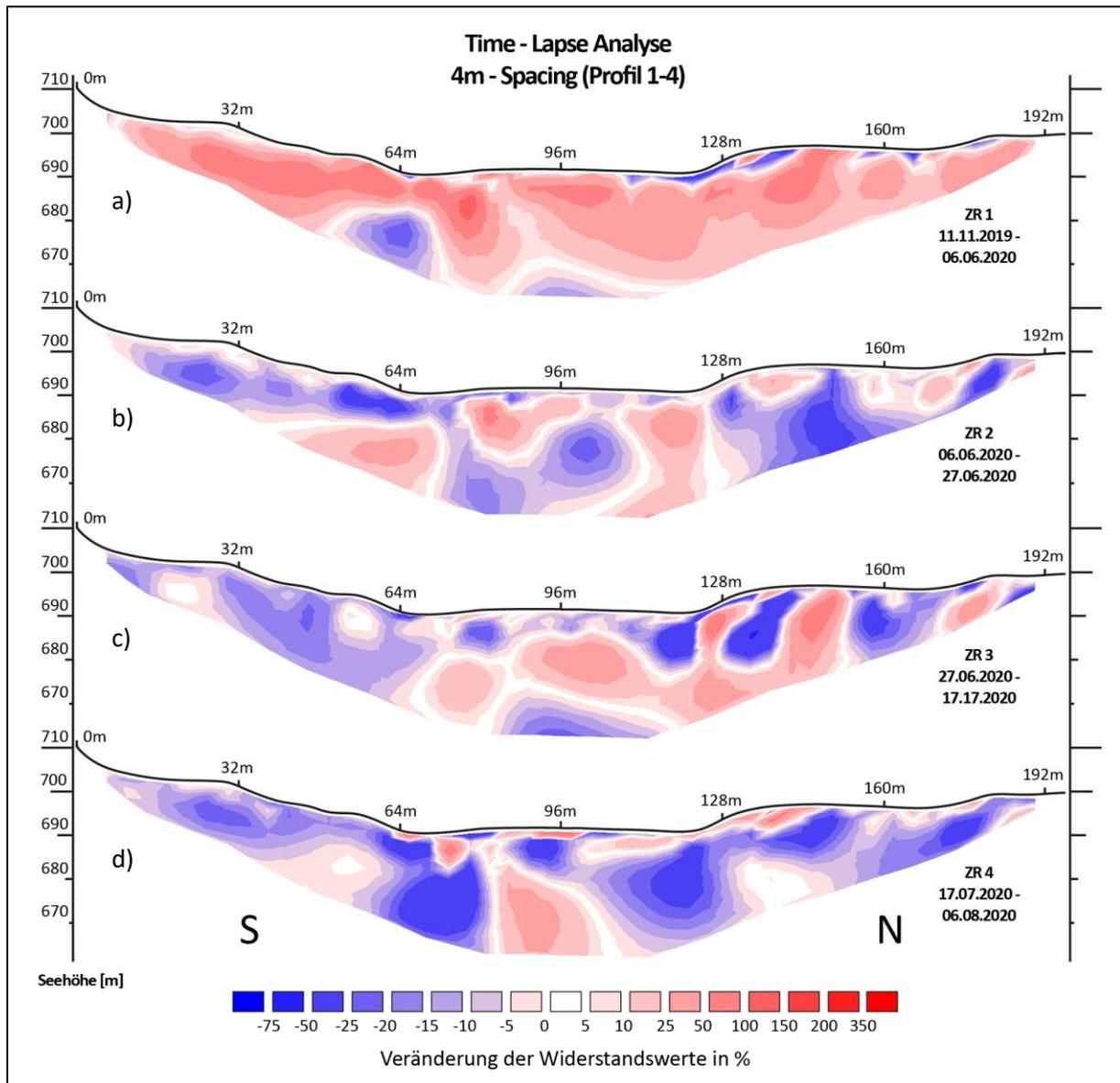


Abbildung 41: Veränderung der spezifischen Widerstände unter Verwendung der Time-Lapse Inversion beim 4m – Spacing; ZR 1 – ZR 4 = Zeitintervalle von November 2019 – August 2020; Topographie aus Basis von November 2019; eigene Abbildung.

maximal 50% ab, weiter bis rund 20 Meter Tiefe nehmen die Widerstände allerdings um < 50% zu. Darunter nehmen die *SEW* erneut um maximal 20% ab.

**ZR 4 (17.07.2020 – 06.08.2020)** zeigt große Veränderungen im gesamten Profil, wobei fast ausschließlich absinkende *SEW* zu erkennen sind. Speziell an den Übergangsbereichen von den Geländekanten zum Schotterkörper nehmen die *SEW* teilweise um bis zu 75% ab (Abb. 41d). Eine Zunahme der *SEW* ist vor allem an der Oberfläche zu erkennen, so nehmen die Widerstände im Zentrum von um > 50% zu, an der nördlichen Geländekante lediglich um 10 – 25%. Im mittleren Teil des Schotterkörpers nehmen die *SEW* ebenso um 25 – 50% zu. Die größten Veränderungen sind demnach im Mittelteil zu finden, die Randbereiche zeigen ähnliche *SEW* wie das vorherige Profil.

**ZR 5 (06.08.2020 – 28.08.2020)** zeigt eine markante Veränderung der *SEW* zwischen den Randbereichen und dem Schotterkörper (Abb. 42a). Im Süden nehmen die Widerstände um 5 – 50% zu, im Norden sogar zwischen 50 und 150%. Eine Abnahme der *SEW* vom 06.08.2020 – 28.08.2020 ist besonders gut im Schotterkörper zu erkennen. Die obersten fünf bis zehn Meter des Schottermaterials zeigen eine 5 – 25%-ige Veränderung der *SEW*, unterhalb des Anrissbereichs der südlichen Geländekante nehmen die *SEW* ebenfalls um > 25% bis in 20m Tiefe ab. Weiters zeigt sich, dass die *SEW* im zentralen Bereich des Grabens um maximal 25% ansteigen, während die Widerstände des umliegenden Materials ganzheitlich abnehmen.

**ZR 6 (28.08.20 – 18.09.20)** zeigt im Grunde eine gegensätzliche Ansicht zu ZR 5, also eine Umkehr der Veränderungen der Widerstände (Abb. 42b). Untergrundbereiche, wie im Zentrum des Schotterkörpers, sowie die Geländekanten zeigen eine Abnahme der *SEW* um > 50%. Eine Zunahme der Widerstände wird an der Profilbasis im Schotterkörper mit > 150% erzielt. In einer U-Form grenzen sich demnach positive und negative Veränderungen voneinander ab. Währenddessen gibt es nur wenig Veränderung an den Randbereichen des Profils, wenngleich die *SEW* der Waldbereiche von -5% bis +25% schwanken.

**ZR 7 (18.09.2020 – 10.10.2020)** in Abbildung 42c ist das letzte 4m-Spacing Profil der Veränderungsanalyse. Im gesamten Querprofil zeigen sich sowohl starke abnehmende als auch zunehmender *SEW*. An der Oberfläche sind hauptsächlich positive Veränderungen zu erkennen, mit einer Zunahme der Widerstände von > 50% im südlichen Bereich des Schotterkörpers, als auch am Profilende. Eine Ausnahme ist hier bei Profilmeter 140 gegeben,

wo die *SEW* von der Oberfläche bis in 15 m Tiefe um > 25% abnehmen. Wie schon in ZR 5 zeigt sich auch hier eine > 100%-ige Zunahme der Widerstände im Zentrum des *LGG*, umgeben von Material, dessen *SEW* zwischen 10 – 50% abnehmen. Ebenso interessant ist die Tatsache, dass die Veränderung der Widerstände an der Profilunterkante im Schotterkörper eine negative Entwicklung einschlägt, in den Randbereichen jedoch > 100 – 150% Zunahme aufweist.

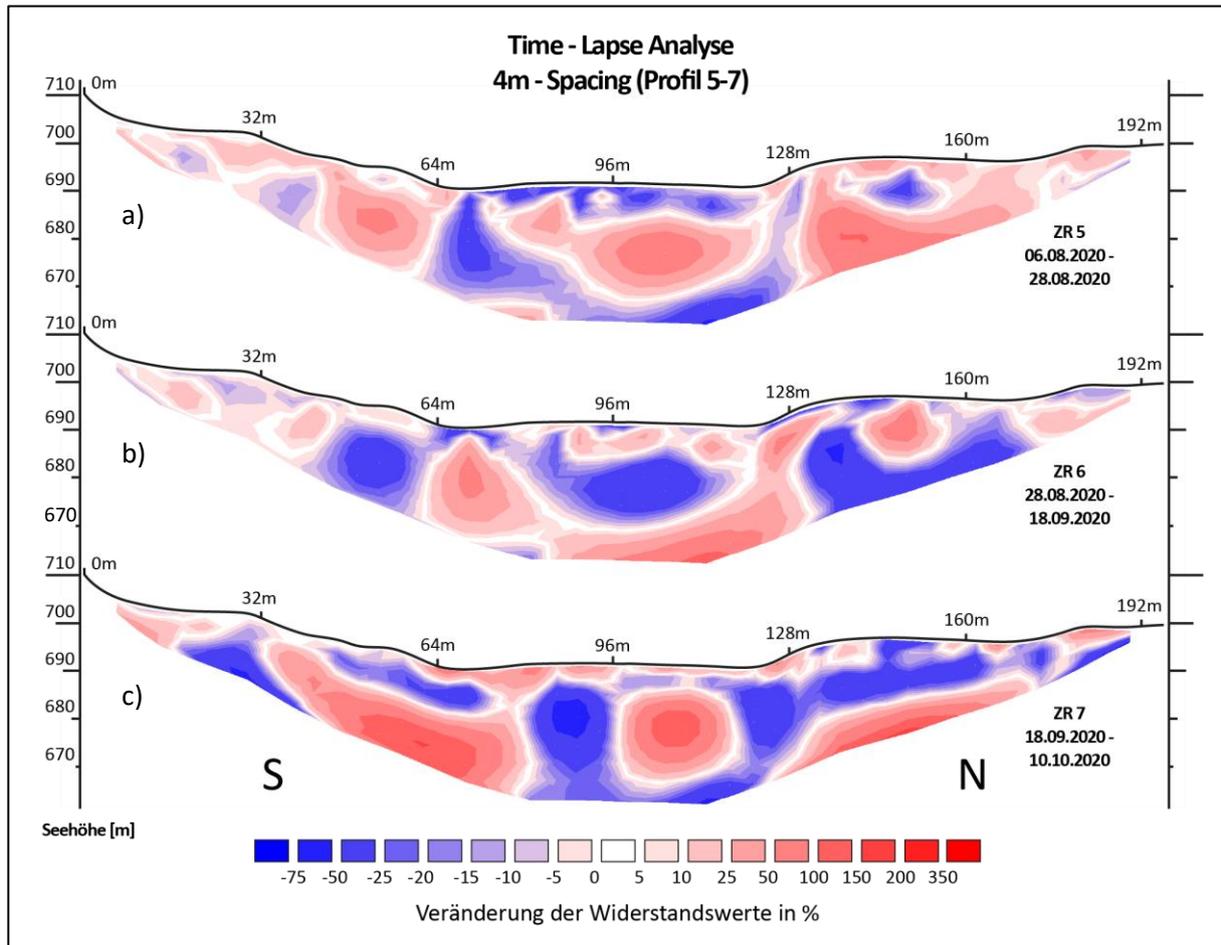


Abbildung 42: Veränderung der spezifischen Widerstände unter Verwendung der Time-Lapse Inversion beim 4m – Spacing; ZR 5 – ZR 7 = Zeitintervalle von August 2020 – Oktober 2020; Topographie aus Basis von November 2019; eigene Abbildung.

Tabelle 7 zeigt eine Übersicht zu den Veränderungen der *SEW* für die 4m-Spacing Profile im Zeitraum von November 2019 und Oktober 2020. Zu sehen sind die Minimum- und Maximumwerte in % für alle Zeitintervalle, sowie der *RMS-Error* in %, bezogen auf die Unterschiede zwischen den Profilen einzelner Zeitschritte.

Tabelle 7: Übersicht zu den Veränderungen der Widerstandswerte zwischen 4m-Spacing Profilen in %, sowie RMS-Error in %; eigene Darstellung.

4m Spacing					
Profilbezeichnung	Zeitintervall		Veränderung der Widerstandswerte [%]		RMS-Error [%]
			Minimum	Maximum	
ZR1	11.11.2019	06.06.2020	-48,39	138,40	4,4
ZR2	06.06.2020	27.06.2020	-34,87	70,76	5,4
ZR3	27.06.2020	17.07.2020	-53,26	92,86	4,8
ZR4	17.07.2020	06.08.2020	-59,67	116,72	4,0
ZR5	06.08.2020	28.08.2020	-55,42	103,28	9,2
ZR6	28.08.2020	18.09.2020	-54,62	132,44	3,8
ZR7	18.09.2020	10.10.2020	-61,96	172,97	12,2

#### 4.2.2. Time-Lapse Inversion (2m Spacing)

**ZR 1 (11.11.2019 – 15.05.2020)** zeigt die Veränderung der *SEW* im *LGG*, die nur in wenigen Teilen des Profils abnehmen (Abb. 43a). Die *SEW* der obersten Materialschicht im Schotterkörper, nimmt um rund 25% ab, so auch an der Unterkante des Profils teilweise bis zu 50%. Der Rest des Profils zeigt eine deutliche Zunahme der *SEW* von > 100% im Schotterkörper. Das Maximum der Veränderung der *SEW* liegt bei > 715 % an der nördlichen Terrassenböschung. Des Weiteren muss auch beim der Time-Lapse Analyse mit 2m-Spacing berücksichtigt werden, dass sich die Ergebnisse der beiden Profile vom 11.11.2019 und 15.05.2020, durch ein fast siebenmonatiges Zeitintervall ohne Geländekampagne und den klimatischen Gegebenheiten, stark voneinander unterscheiden.

**ZR 2 (15.05.2020 – 06.06.2020)** zeigt wesentlich größere Bereiche im Querprofil, die eine Abnahme der *SEW* erzielen (Abb. 43b). Konträr zu ZR 1 fallen im Schotterkörper die *SEW* um 25 – 50%. Der Rückgang der *SEW* ist an der nördlichen Geländekante mit einer Abnahme von ~98% am größten. Die positive Entwicklung der *SEW* ist in linsenförmigen Bereichen zu erkennen, die von der Geländeoberfläche bis tief in den Untergrund reichen können. Hervorzuheben ist die Zunahme der *SEW* an der südlichen Geländekante um > 300%, im Zentrum des Schotterkörpers > 400% sowie um rund 200% am Fuß der nördlichen Geländekante.

**ZR 3 (06.06.2020 – 27.06.2020)** zeigt das dritte Profil der Time-Lapse Analyse (Abb. 43c). Das Querprofil im Juni 2020 lässt erkennen, dass die *SEW* im *LGG* die Rollen getauscht haben. Bereiche, die in ZR 2 eine Zunahme zeigten, werden in dieser Abbildung einer Abnahme zugeschrieben, während Teile mit abnehmenden Widerständen in diesem Zeitschritt deutlich zugenommen haben. So nehmen die *SEW* an den obersten Schichten um bis zu 75% ab, wobei die Mächtigkeit nach Norden um 10 m ansteigt. Im Zentrum des Schotterkörpers wird eine deutliche Zunahme der *SEW* ausgewiesen, die 25 – 200% in 10 m Tiefe erreichen kann.

**ZR 4 (27.06.2020 – 17.07.2020)** weist eine homogenere Verteilung der Veränderung der Widerstandswerte auf (Abb. 43d), wodurch die Zunahme der *SEW* bei maximal +154% liegt. Es fällt auf, dass im Schotterkörper zu- und abnehmende Schichten von Material übereinander liegen. So gibt es zwei markante linsenförmige Bereiche, die eine Veränderung der *SEW* um > +100% aufweisen, ebenso nehmen die Widerstände an der Profilunterkante in zirka 15 m

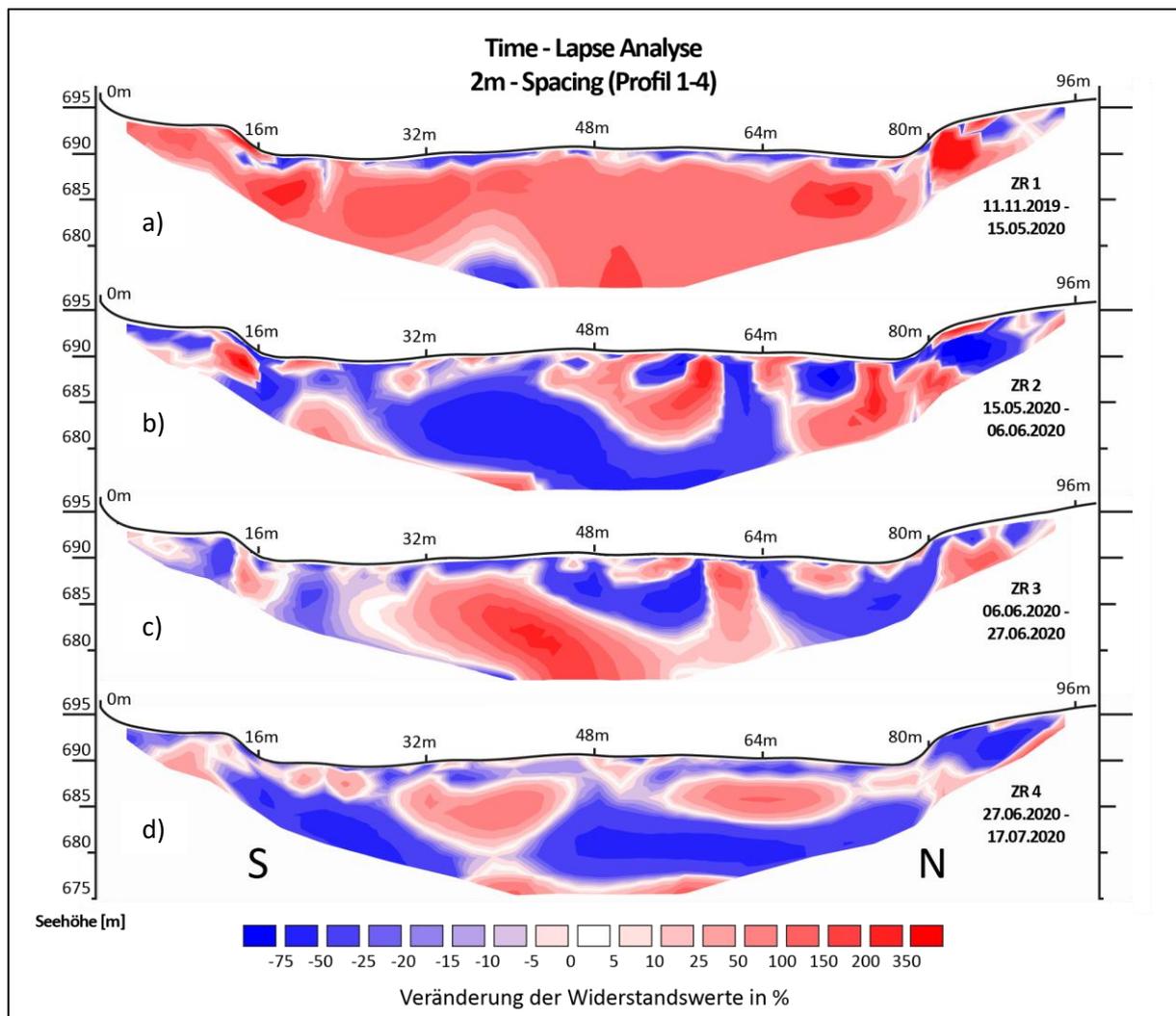


Abbildung 43: Veränderung der spezifischen Widerstände unter Verwendung der Time-Lapse Inversion beim 2m – Spacing; ZR 1 – ZR 4 = Zeitintervalle von November 2019 – Juli 2020; Topographie aus Basis von November 2019; eigene Abbildung.

Tiefe um 100 – 150% zu. Dazwischen lagert eine fünf bis zehn Meter mächtige Schicht, die eine Widerstandsabnahme von 25 – 75% aufweist. Die Oberfläche des Querprofils zeigt ebenso eine negative Veränderung der *SEW*, mit > 50% Abnahme an den Geländekanten und bis zu 25% Verlust im Schotterkörper des *LGG*.

**ZR 5 (17.07.2020 – 06.08.2020)** zeigt die Ergebnisse des vierten Zeitrtritts der Veränderungsanalyse (Abb. 44a). Die größte Zunahme der *SEW* befindet sich in den obersten fünf Metern des Profils, vor allem im südlichen Teil des Schotterkörpers mit einer Zunahme von 50 – 400% sowie an der nördlichen Geländekante mit ~200%. Die Zunahme der *SEW* wird mit zunehmender Tiefe weniger und reduziert sich auf < 50%. Im nördlichen Teil ist die Abnahme dennoch größer als im Süden. Außerdem sind zwei große linsenförmige Strukturen im Schotterkörper zu erkennen, die eine Abnahme der Widerstände um 25 – 95% erkennen lassen. Zusätzlich gibt es einige dünne Schichten, die im Schotterkörper eingelagert sind, welche ähnliche Veränderungen erzielen.

**ZR 6 (06.08.2020 – 28.08.2020)** zeigt eine sehr geringe Zunahme der Widerstände im Querprofil (Abb. 44b), wobei die Veränderungsanalyse ein Maximum von ~160% am Fuß der südlichen Geländekante erreicht. Eine weitere Zunahme der *SEW* findet man an der Profilunterkante, oder der nördlichen Geländekante, allerdings bei < 100%. Am offensichtlichsten ist jedoch die Abnahme der *SEW* an der Oberfläche im Schotterkörper, um 15-50%. Im Zentrum nehmen die Widerstände ebenso um 25% bis in zehn Meter Tiefe ab.

**ZR 7 (28.08.2020 – 18.09.2020)** zeigt das siebente Querprofil der Veränderungsanalyse (Abb. 44c), welches die geringste Veränderung aller bisherigen Ergebnisse der *TLI* darstellt (Tab. 8). Das Profil weist eine Zunahme der *SEW* von maximal 86% am Profilende auf, im Durchschnitt nehmen die Widerstände um < 50% zu. Die Veränderung der Widerstandswerte ist generell deutlich größer im südlichen Teil des Profils als im Norden, so liegen auch die Bereiche mit abnehmenden *SEW* von 10 – 50% größtenteils im Süden. Die obersten Schichten der Randbereiche unterscheiden sich besonders deutlich voneinander, so bleibt im Süden das Profil gleich, im Norden allerdings nehmen die Widerstände um > 50% ab.

**ZR 8 (18.09.2020 – 10.10.2020)** ist das letzte Profil der Veränderungsanalyse (Abb. 44d). Es zeigt sich eine klare Grenze zwischen den zunehmenden *SEW* an der Oberfläche im Schotterkörper und den darunterliegenden Schichten an Material, die zum größten Teil abnehmen. Im nördlichen Teil des Schotterkörpers wird an der Oberfläche eine Zunahme um

< 25% erzielt, weiter Richtung Süden erhöht sich die Veränderung der SEW auf > 150%, wobei das Maximum bei ~ 205% liegt. Unter den obersten zwei Metern des Schuttmaterials liegen zehn Meter mächtige linsenförmige Schichten, die einen Widerstandsverlust von 15 – 50% aufweisen. Erneut lässt sich erkennen, dass die ersten 15 m des Profils kaum Veränderungen der Widerstandswerte erreichen, während am Ende des Profils eine rund 50%-ige Zunahme der SEW zu vermerken ist.

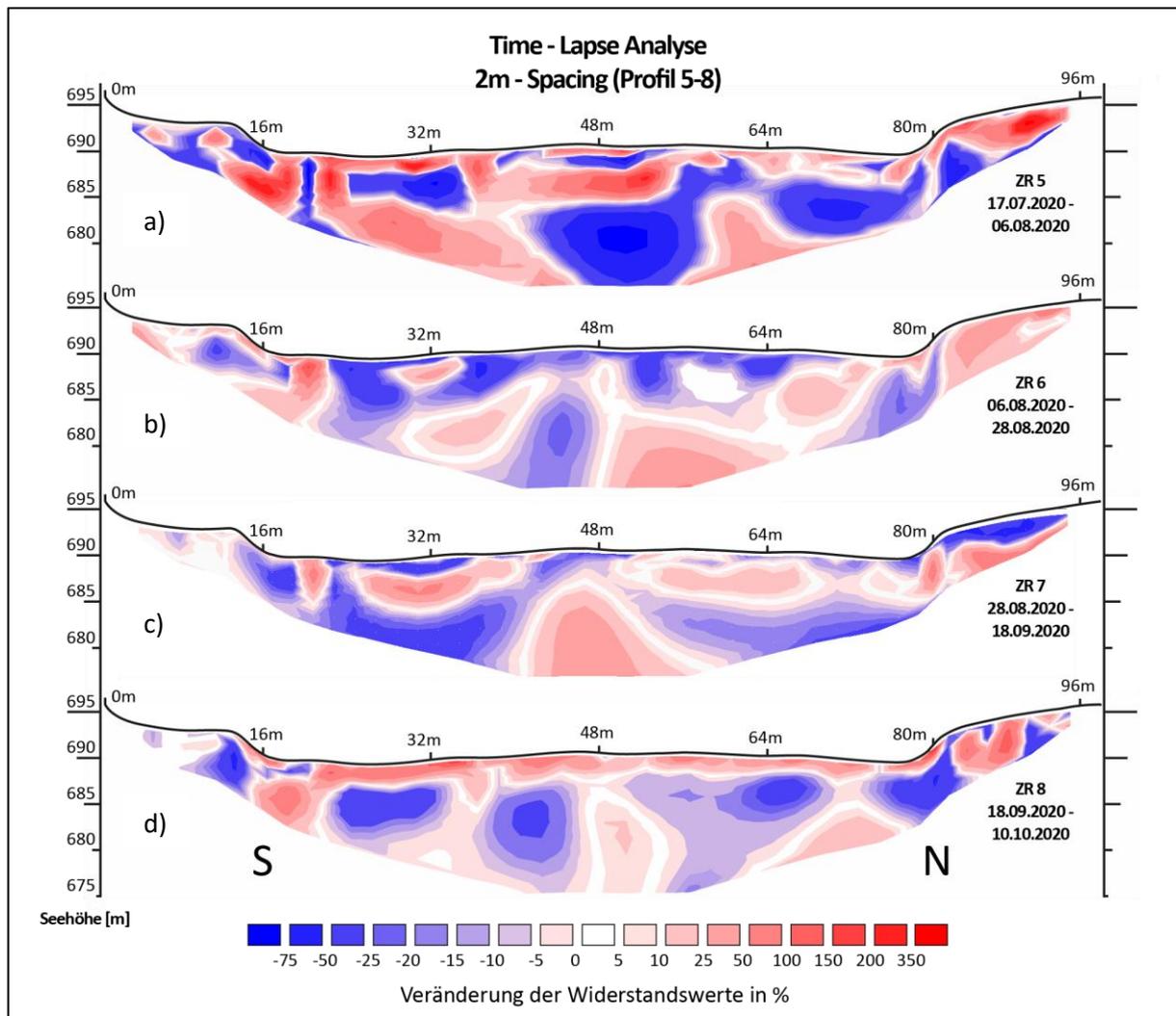


Abbildung 44: Veränderung der spezifischen Widerstände unter Verwendung der Time-Lapse Inversion beim 2m – Spacing; ZR 5 – ZR 8 = Zeitintervalle von Juli 2020 – Oktober 2020; Topographie aus Basis von November 2019; eigene Abbildung.

Tabelle 8 eine Übersicht zu den Veränderungen der SEW für die 2m-Spacing Profile im Zeitraum von November 2019 und Oktober 2020. Zu sehen sind die Minimum- und Maximumwerte in % für alle Zeitintervalle, sowie der RMS-Error in %, bezogen auf die Unterschiede zwischen den Profilen einzelner Zeitschritte.

Tabelle 8: Übersicht zu den Veränderungen der Widerstandswerte zwischen 2m-Spacing Profilen in %, sowie RMS-Error in %; „\*“ = mit Datenbereinigung; eigene Darstellung.

2m Spacing					
Profilbezeichnung	Zeitintervall		Veränderung der Widerstandswerte [%]		RMS-Error [%]
			Minimum	Maximum	
ZR1	11.11.2019	15.05.2020	-70,27	715,11	6,8
ZR2	15.05.2020	06.06.2020	-98,52	453,25	16,4
ZR3	06.06.2020	27.06.2020	-70,28	226,57	7,6*
ZR4	27.06.2020	17.07.2020	-70,70	154,35	5,4
ZR5	17.07.2020	06.08.2020	-97,57	413,04	7,5
ZR6	06.08.2020	28.08.2020	-61,58	159,44	5,9
ZR7	28.08.2020	18.09.2020	-71,13	86,15	4,7*
ZR8	18.09.2020	10.10.2020	-60,69	204,84	6,0

### 4.3. Meteorologische Bedingungen im Zeitraum November 2019 – Oktober 2020

Dieses Kapitel schildert die klimatischen Bedingungen im Johnsbachtal anhand von drei meteorologischen Messstationen (Kölblwiese, Oberkainz und Weidendom – siehe Abb.1) des WegenerNets Johnsbachtal (Kap. 3.4). Die nachfolgenden Diagramme veranschaulichen die Entwicklung der Lufttemperatur und der aufsummierten Niederschlagsmengen pro Tag über ein Jahr, wobei sich die hier dargestellten Zeitintervalle nach den dreiwöchigen Abständen der Geländekampagnen orientieren. Die nachfolgenden Darstellungen zeigen die meteorologischen Gegebenheiten der letzten 20 – 22 Tage vor jeder Geländekampagne. Aus organisatorischen Gründen konnte der geplante Messzeitraum zwischen den Geländekampagnen nicht immer eingehalten werden, wodurch manche Zeiträume um ein oder zwei Tage abweichen. In den nächsten Abbildungen werden demnach die vollständigen Niederschlagsmengen und Lufttemperaturverläufe zwischen den Messtagen geschildert.

Visualisiert werden Niederschlag und Temperatur in Form von kombinierten Linien- und Balkendiagrammen mit mehreren Datensätzen, mit primärer Temperaturachse und sekundärer Niederschlagsachse. Einen Überblick über die Verteilung der meteorologischen Messdaten zeigt Abb. 45, die jeweils rund 20 Tage vor den Geländekampagnen aufgenommen wurden. Die Unterschiede der summierten Niederschläge an den Messstationen sind gering nehmen ganzheitlich betrachtet bis Juli und August 2020 zu. Die gemessene durchschnittliche Lufttemperatur an der Station Weidendom ist rund 1,5 – 2°C höher als an den beiden anderen Stationen Kölblwiese und Weidendom.

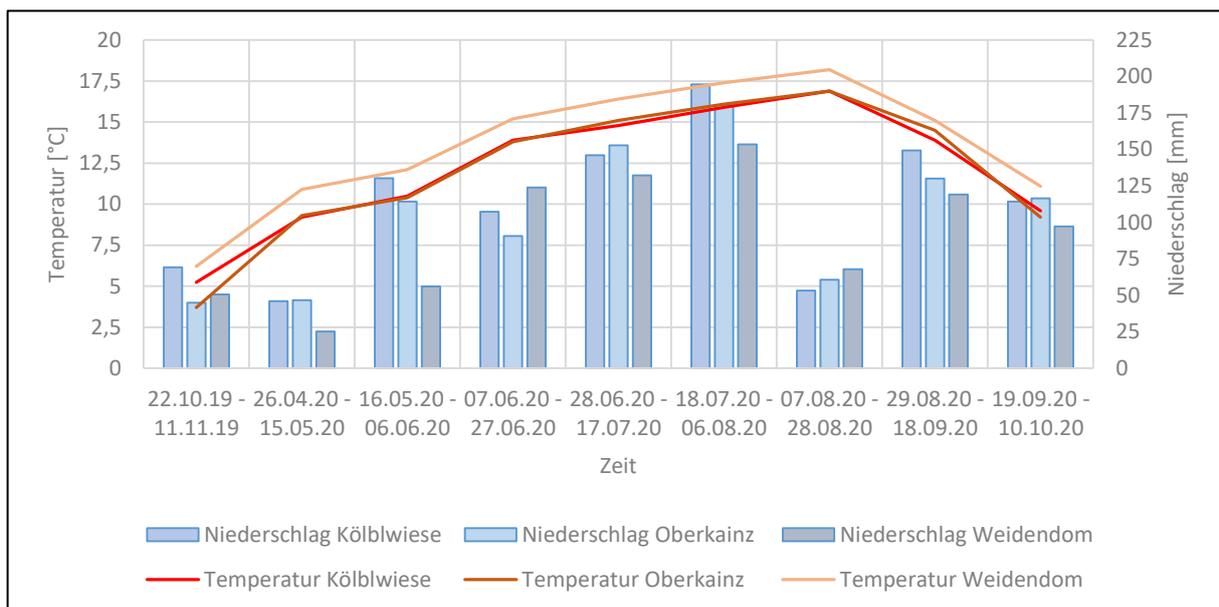


Abbildung 45: Monatsmitteltemperatur und aufsummierter Monatsniederschlag im Vorfeld der Geländekampagnen, gemessen an drei Stationen im Johnsbachtal; Fuchsberger et al. 2020; eigene Darstellung.

- **Oktober / November 2019**

Aus den meteorologischen Daten des WegenerNets Johnsbachtal (Fuchsberger et al. 2020), lässt sich erkennen, dass die gemessene Tagesmitteltemperatur und summierten Tagesniederschläge im Oktober 2019 teilweise nicht aufgezeichnet wurden (Abb. 46). Im Vorfeld der Geländekampagne zeigt sich eine große Schwankungsbreite der Lufttemperatur, die durchschnittlich 3 – 6°C beträgt (Tab. 9), vereinzelt aber bis auf knapp über 12°C ansteigen kann. Die Niederschlagsmengen Ende Oktober sind gering, bei maximal 8 mm am 28.10.2019, gemessen an der Station Kölblwiese. Anfang November 2019 ist deutlich mehr Niederschlag an allen drei Stationen gemessen worden, wobei zwischen 03.11.2019 – 06.11.2019 > 30 mm aufgezeichnet wurden. Zeitgleich sinken die Temperaturen bis zum Zeitpunkt der ersten Geländekampagne am 11.11.2019 immer wieder auf wenige Grad über Null ab.

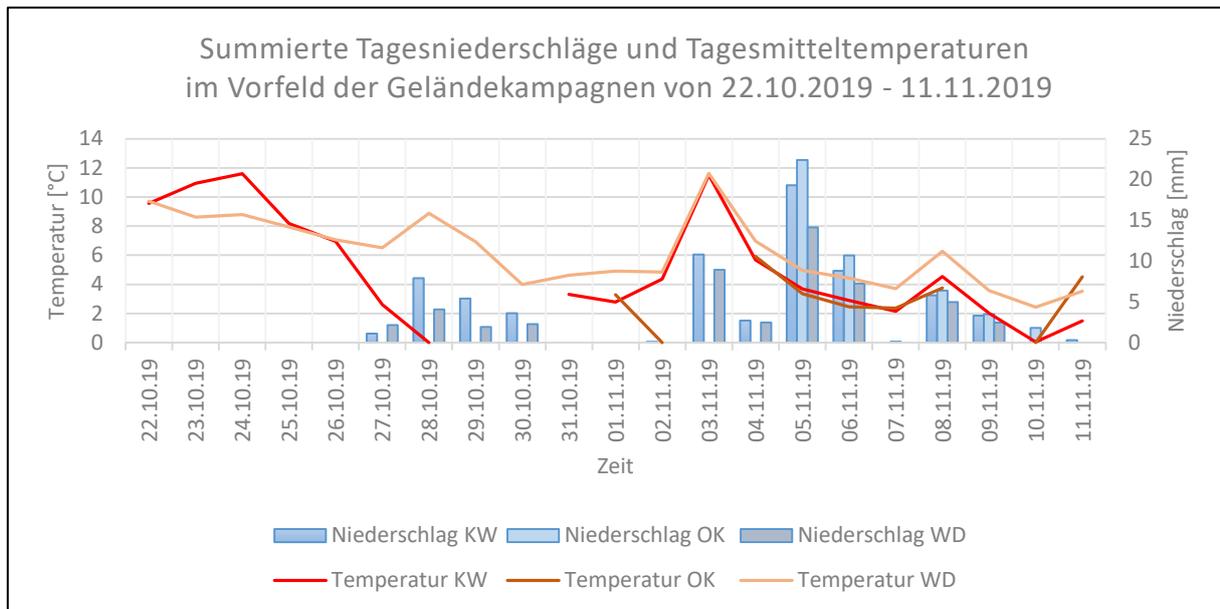


Abbildung 46: Meteorologische Daten dreier Messstationen im Johnsbachtal von 22.10.2019 - 11.11.2019; KW = Kölblwiese; OK = Oberkainz; WD = Weidendom; Datenausfall für summierten Tagesniederschlag bei KW von 22.10.2019 – 25.10.2019, Datenausfall für summierten Tagesniederschlag und Tagesmitteltemperatur bei OK von 22.10.2019 – 03.11.2019 und Tagesmitteltemperatur von 09.11.2020 – 10.11.2020. eigene Darstellung.

- **April / Mai 2020**

Abbildung 47 stellt die summierten Tagesniederschläge und Tagesmitteltemperaturen vom 26.04.2020 bis 25.05.2020 an den Messstationen Kölblwiese, Oberkainz und Weidendom dar. Die Messdaten zeigen eine durchschnittliche Lufttemperatur von 9 – 11°C (Tab. 9), die bis am 09.05.2020 auf ~15°C ansteigt. Der meiste Niederschlag fiel zwischen 29.04.2020 und 02.05.2020 mit zirka 29mm, gemessen an den Stationen Kölblwiese und Oberkainz. Hingegen

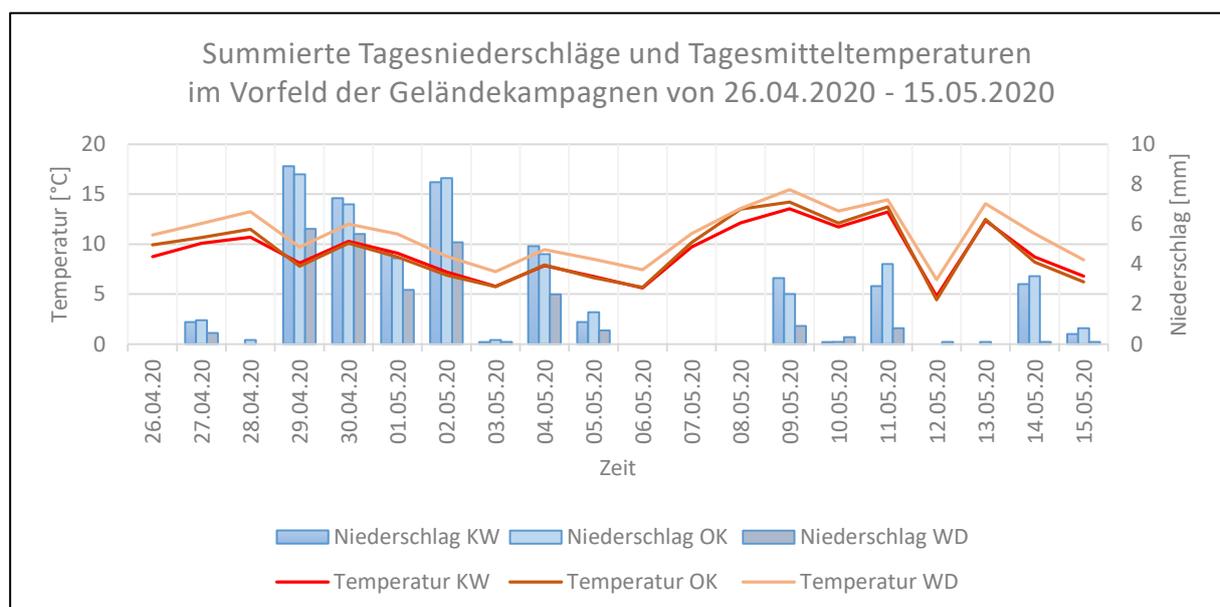


Abbildung 47: Meteorologische Daten dreier Messstationen im Johnsbachtal von 26.04.2020 – 25.05.2020; KW = Kölblwiese; OK = Oberkainz; WD = Weidendom; eigene Darstellung.

beträgt der gefallene Niederschlag an der Station Oberkainz nur 19mm. Danach gibt es einige vereinzelte Niederschlagsereignisse, die kaum > 5mm pro Tag erreichen. Im Vorfeld der Geländekampagne am 15.05.2020 gibt es auf Basis der meteorologischen Daten wenig Niederschlag und gemäßigte Temperaturen, die auf unter 10°C absinken.

- **Mai / Juni 2020**

Abbildung 48 zeigt die meteorologischen Daten vom 16.05.2020 bis 06.06.2020. Die Tagesmitteltemperatur steigt auf durchschnittlich 10 – 12°C (Tab. 9), von 23.05.2020 – 31.05.2020 sinkt die Temperatur um rund 5°C ab. Am 25.05.2020 wurden an den Stationen Kölblwiese und Oberkainz bis zu 40 mm Niederschlag gemessen, hingegen zeichnete die Messstation Weidendom am selben Tag < 1 mm auf, wodurch kleinräumige Unterschiede in den Gesäusebergen gezeigt werden. Summiert fielen je nach Messstation Ende Mai ~33 – 93 mm Niederschlag, im Vorfeld der Geländekampagne insgesamt 56 – 130 mm (Tab. 9). Wie Abbildung 47 zeigt, nimmt die Lufttemperatur bei Niederschlag deutlich ab, die Lufttemperatur folgt also dem Verlauf der Niederschlagsereignisse.

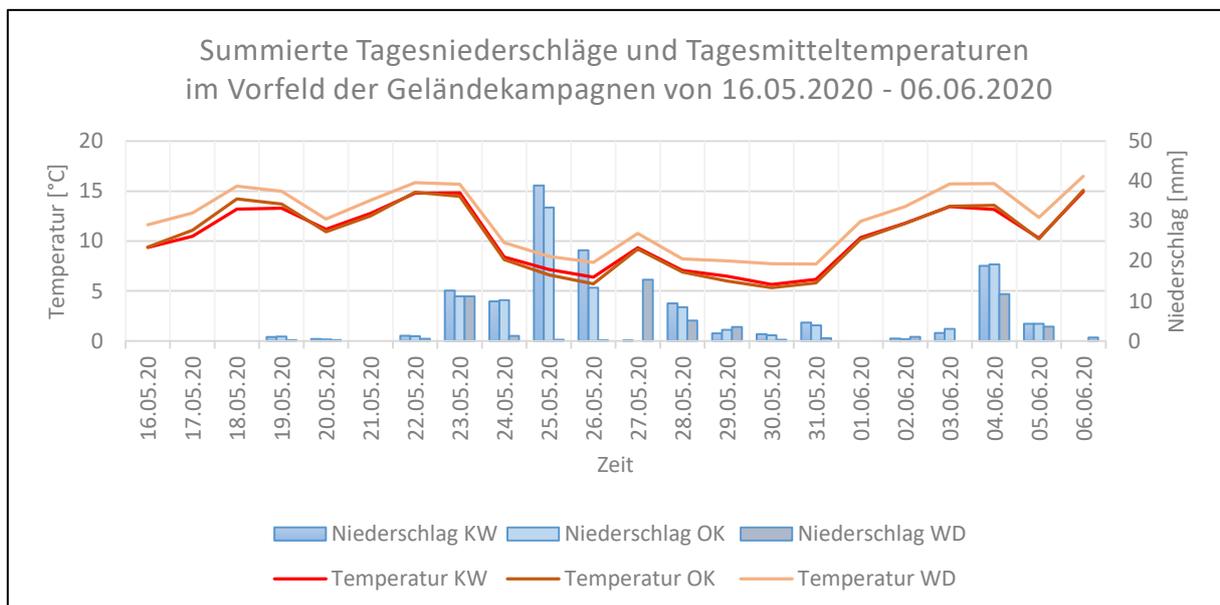


Abbildung 48: Meteorologische Daten dreier Messstationen im Johnsbachtal von 16.05.2020 – 06.06.2020; KW = Kölblwiese; OK = Oberkainz; WD = Weidendom; eigene Darstellung.

- **Juni 2020**

Die Analyse der meteorologischen Daten (Abb. 49) im Zeitraum vom 07.06.2020 – 27.06.2020 zeigt Tagesmitteltemperaturen von durchschnittlich 14 – 15°C (Tab. 9), mit einer Höchsttemperatur von ~20,4°C, gemessen an der Station Weidendom am 27.06.2020, dem

Tag der vierten Geländekampagne. Die gemessenen summierten Tagesniederschläge verteilen sich über den Messzeitraum gleichmäßig, Tage mit relativ hohen und niedrigen Niederschlagsmengen wechseln sich im Juni immer wieder ab. Die summierten Tagesniederschläge der Messstationen betragen 90,7 – 124 mm (Tab. 9), wobei von 11.06.2020 – 13.06.2020 keinerlei Niederschlag aufgezeichnet wurde. Im angegebenen Zeitraum wurden acht Ereignisse mit > 5 mm gemessen, wobei drei > 15 mm aufweisen. Das Maximum an Niederschlag zeigt die Station Weidendom mit > 25 mm am 20.06.2020.

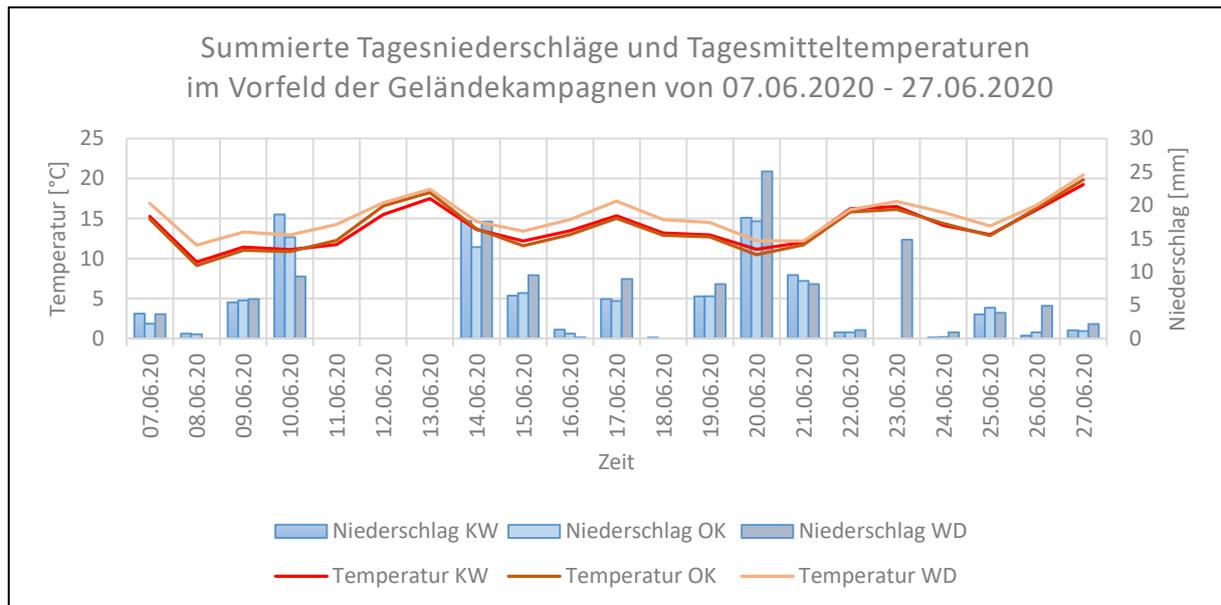


Abbildung 49 : Meteorologische Daten dreier Messstationen im Johnsbachtal von 07.06.2020 – 27.06.2020; KW = Kölblwiese; OK = Oberkainz; WD = Weidendom; eigene Darstellung.

- **Juni / Juli 2020**

Abbildung 50 zeigt die Verteilung und Entwicklung der Tagesmitteltemperatur und der summierten Tagesniederschläge vom 28.06.2020 – 17.07.2020. Die Durchschnittstemperaturen an den Messstationen betragen 14,8°C (Kölblwiese) – 16,4°C (Weidendom) (Tab. 9). Die Höchsttemperatur von ~21,2°C wurde am 10.07.2020 an der Station Weidendom gemessen. Allgemein zeigt die Lufttemperaturkurve einen homogenen Verlauf mit leichten Temperaturabnahmen im Zuge von Niederschlagsereignissen. Das Diagramm zeigt acht Niederschlagsereignisse mit > 10 mm, wovon drei > 25 mm aufweisen. Am 01.07.2020 wurde ein Maximum von 31,3 mm an der Messstation Kölblwiese aufgezeichnet. Anfang Juli 2020 gab es mehrere trockene, niederschlagsarme Zeiten, die durch vereinzelte Niederschläge

unterbrochen wurden. Gesamt fielen je nach Messstation in diesem Zeitraum 132 – 146 mm Niederschlag, wovon rund 50% die Niederschläge Ende Juni 2020 ausmachen.

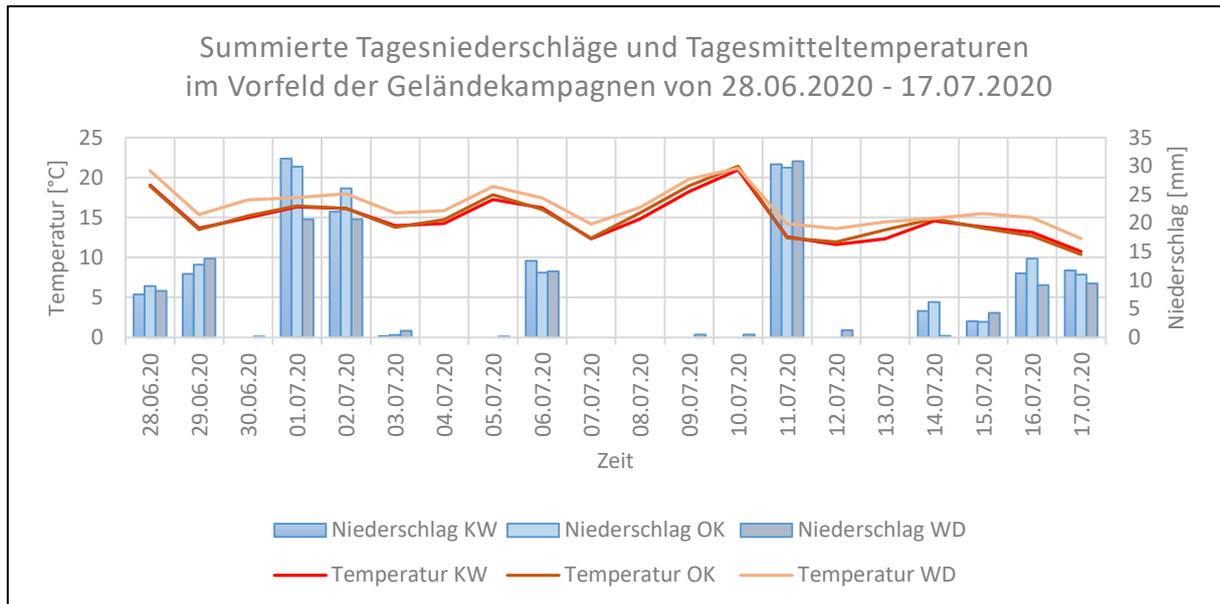


Abbildung 50: Meteorologische Daten dreier Messstationrn im Johnsbachtal von 28.06.2020 – 17.07.2020; KW = Kölblwiese; OK = Oberkainz; WD = Weidendom; eigene Darstellung.

- **Juli / August 2020**

Die Daten in Abbildung 51 zeigen eine Zunahme der Tagesmitteltemperatur von 18.07.2020 bis 06.08.2020, gefolgt von einer leichten Abnahme bis zum 26.07.2020 und einer erneuten Zunahme mit durchschnittlich 15 – 20°C, während von 01.08.2020 – 05.08.2020 die Lufttemperatur deutlich um fast 10° absinkt. Zwischen 18.07.2020 und 06.08.2020 zeichneten

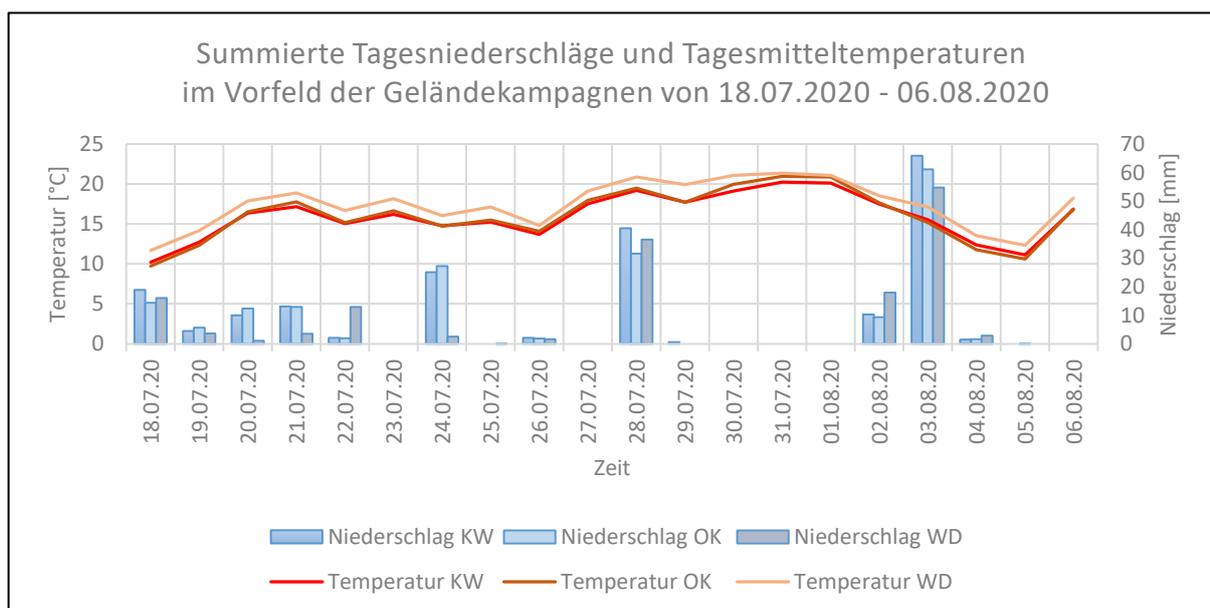


Abbildung 51: Meteorologische Daten dreier Messstationen im Johnsbachtal von 18.07.2020 – 06.08.2020; KW = Kölblwiese; OK = Oberkainz; WD = Weidendom; eigene Darstellung.

die Sensoren der Messstationen eine durchschnittliche Lufttemperatur von 14,8 – 16,4°C auf (Tab. 9). Die Niederschlagsachse zeigt währenddessen eine deutliche Steigerung der maximalen Niederschlagsmenge zu bisherigen Ergebnissen, wobei am 03.08.2020 an der Station Kölblwiese das tägliche Niederschlagsmaximum des gesamten Messzeitraums von 65,9 mm erreicht wurde. Neben diesem Starkniederschlagsereignis wurde an zwei weiteren Tagen > 25 mm Niederschlag gemessen.

- **August 2020**

Abbildung 52 zeigt die gemessenen Tagesmitteltemperaturen sowie die summierten Tagesniederschläge von 07.08.2020 – 28.08.2020. Die meteorologischen Daten zeigen einen sehr homogenen Verlauf der Lufttemperatur bis zum 21.08., gefolgt von einer mehrtägigen Datenlücke (22.08.2020 – 25.08.2020) an den Messstationen Kölblwiese und Oberkainz. Die durchschnittliche Lufttemperatur, unter Berücksichtigung der fehlenden Werte, liegt bei 16,9 – 18,2°C (Tab.9). Die Höchsttemperatur am 21.08.2020 beträgt ~21°C – gemessen an der Station Oberkainz. Neben Lufttemperatur fehlen auch Niederschlagsdaten von 22.08.2020 – 25.08.2020 an den Messstationen Kölblwiese und Oberkainz, wodurch am 22.08.2020 Vergleichswerte zum Niederschlag am Weidendom fehlen. Unter Berücksichtigung der Datenlücken liegen die summierten Tagesniederschlagsmengen zwischen 07.08.2020 und 28.08.2020 bei 53,3 – 67,9 mm (Tab. 9). Im Vorfeld der Geländekampagnen gab es nur wenige

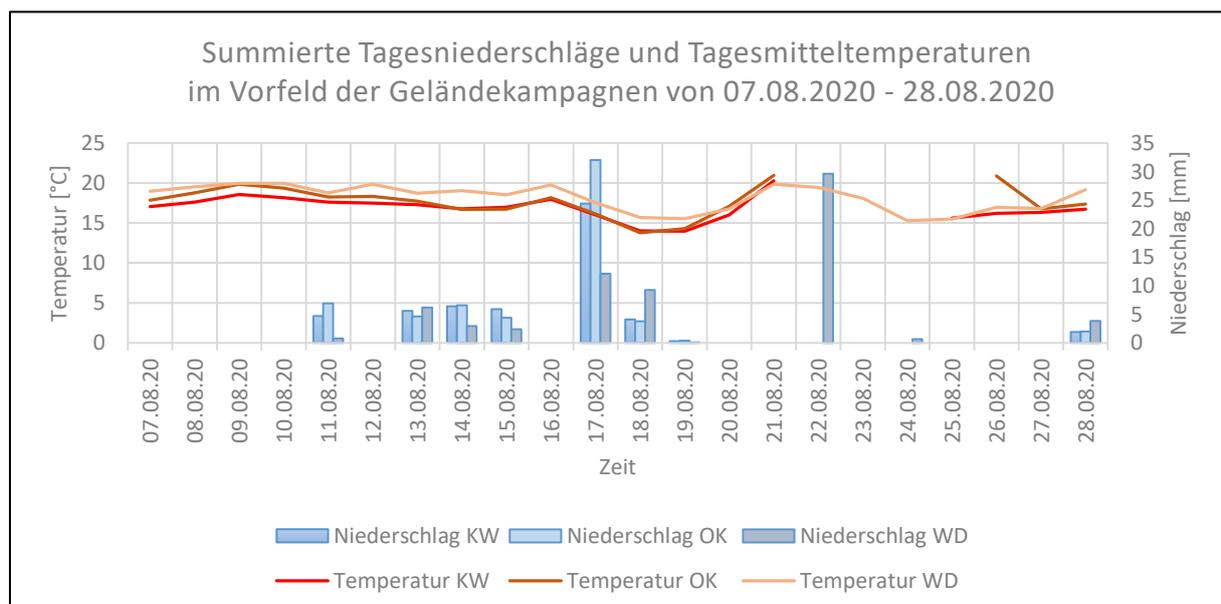


Abbildung 52: Meteorologische Daten dreier Messstationen im Johnsbachtal von 07.08.2020 – 28.08.2020; KW = Kölblwiese; OK = Oberkainz; WD = Weidendom; Datenausfall für summierten Tagesniederschlag und Tagesmitteltemperatur bei KW von 22.08.2020 – 24.08.2020 und bei OK von 22.08.2020 – 25.08.2020; eigene Darstellung.

Ereignisse die > 5mm Niederschlag zeigten, > 10 mm Niederschlag wurde nur an zwei Tagen aufgezeichnet.

- **August / September 2020**

Die meteorologischen Daten für den Zeitraum 29.08.20 – 18.09.2020 werden in Abbildung 53 dargestellt. Die Tagesmitteltemperatur liegt bei 13,9 – 15,1°C (Tab. 9). Das Maximum wurde am 15.09.2020 an der Station Oberkainz gemessen und beträgt ~18°C. Es zeigen sich einige niederschlagsreiche Tage, wie zum Beispiel am 31.08. mit ~30 mm Niederschlag sowie am 06.09.2020 mit > 50 mm, gemessen an der Station Kölblwiese. Außerdem wurden sieben weitere Niederschlagsereignisse mit < 15 mm aufgezeichnet. Die summierten Tagesniederschläge des gesamten Zeitraums von 29.08.2020 – 18.09.2020 betragen 119,2 – 149,3 mm (Tab. 9). Weiter fällt auf, dass die Niederschlagsmenge im Vorfeld der Geländekampagne am 18.09.2020 sehr gering ist, wobei nach dem Starkniederschlagsereignis am 06.09.2020 summiert insgesamt < 20 mm Niederschlag aufgezeichnet wurde.

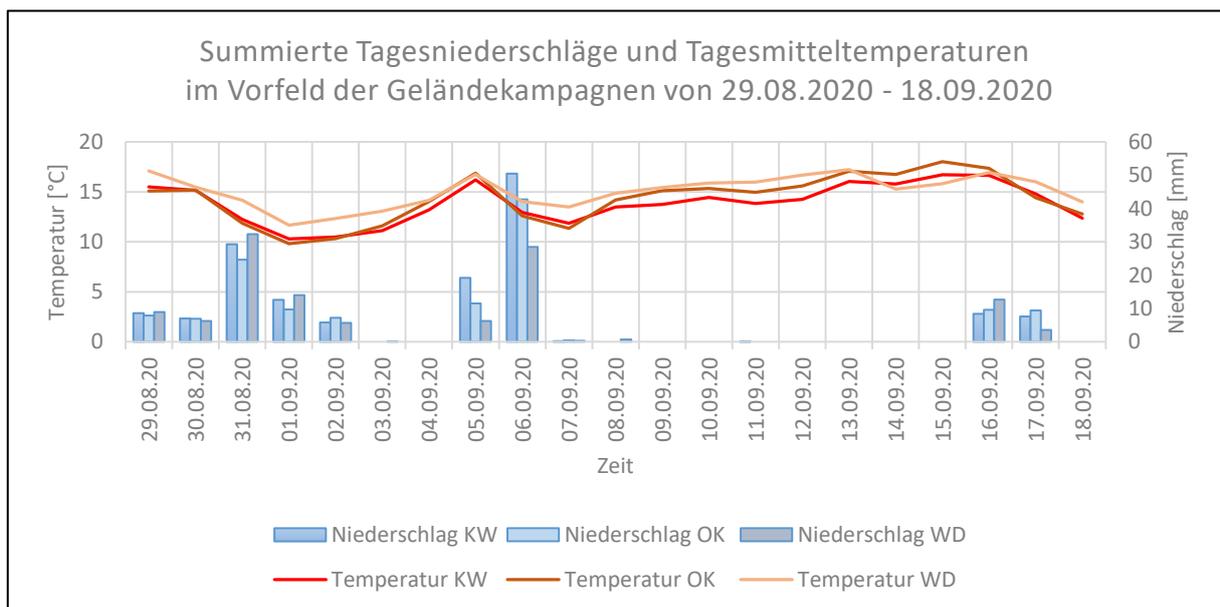


Abbildung 53: Meteorologische Daten dreier Messstationen im Johnsbachtal von 29.08.2020 – 18.09.2020; KW = Kölblwiese; OK = Oberkainz; WD = Weidendom; eigene Darstellung.

- **September / Oktober 2020**

Die Messungen der Tagesmitteltemperatur und der summierten Tagesniederschläge vom 19.09.2020 – 10.10.2020 (Abb. 53) betragen 9,2 – 11,1°C, sowie 97,3 – 116,5 mm an den drei Messstationen Kölblwiese, Oberkainz und Weidendom (Tab. 9). Die Lufttemperatur liegt zunächst bei 10 – 15°C, fällt allerdings ab 24.09.2020 bis auf ~5°C ab. Danach schwankt die

Temperaturkurve zumeist zwischen fünf und zehn °C, wobei ein letzter Anstieg der Lufttemperatur auf > 15°C am 03.10.2020 gemessen wurde. Die Niederschlagsmenge verteilt sich über den ganzen Messzeitraum gleichmäßig. Ausgenommen ist ein markantes Starkniederschlagsereignis am 25.09.2020 mit bis zu 53 mm Niederschlag. Zumeist blieb der gemessene Niederschlag < 5 mm, nur am 24.09.2020 und am 10.10.2020 steigt die Menge erneut auf > 10 mm an. Demnach zeigen sich direkt im Vorfeld der Geländekampagne am 10.10.2020 niedrige Lufttemperaturen (< 10°C) sowie rund 15 mm Niederschlag am Messtag.

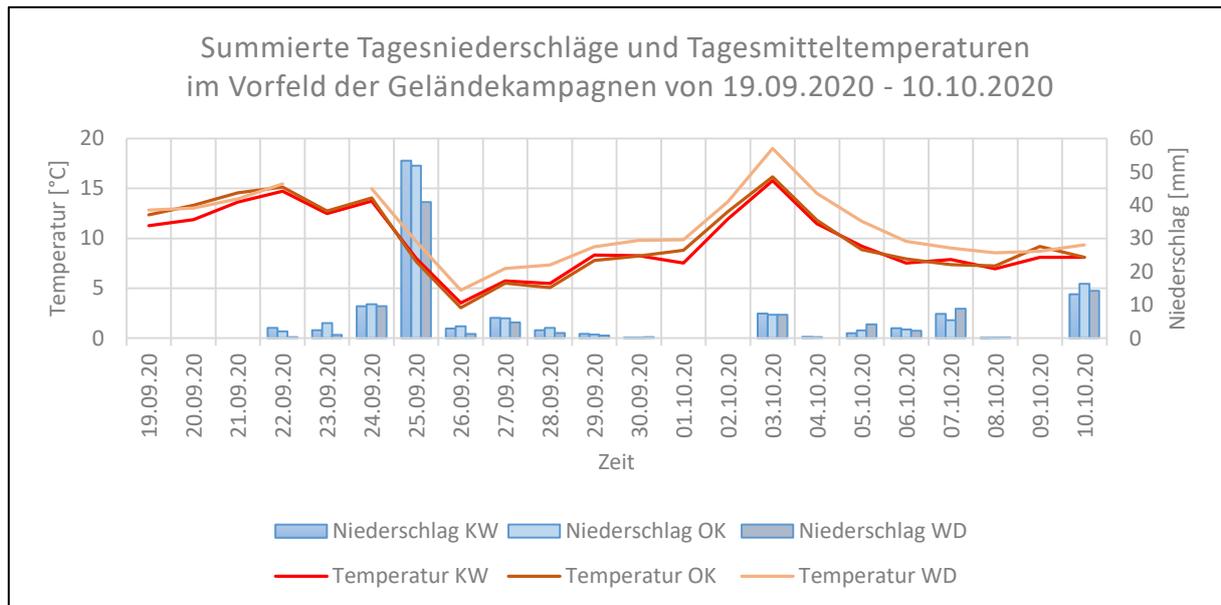


Abbildung 54: Meteorologische Daten dreier Messstationen im Johnsbachtal von 19.09.2020 – 10.10.2020; KW = Kölblwiese, OK = Oberkainz; WD = Weidendom; Datenausfall für Tagesmitteltemperatur bei WD am 23.09.2020; eigene Darstellung.

Die hier dargestellten Daten in Tabelle 9 geben einen groben Überblick über die klimatischen Bedingungen im Johnsbachtal. Zu sehen sind die im Vorfeld der Geländekampagnen gemessenen Tagesmitteltemperaturen und aufsummierten Tagesniederschläge. Der letzte Tag der jeweiligen Zeitintervalle ist der Tag der geophysikalischen Messkampagnen im Langgriesgraben.

Tabelle 9: Durchschnittliche Lufttemperatur (Basis Tagesmitteltemperatur) und summierte Niederschlagsmenge (Basis Tagessummen) im Zeitraum von etwa 20-22 Tage vor der Geländekampagnen, gemessen an drei meteorologischen Stationen im Gesäuse; GK = Geländekampagne, KW = Kölblwiese, OK = Oberkainz, WD = Weidendom; \* = < 4 fehlende Messwerte; \*\* = > als 12 Messwerte fehlen; Fuchsberger et al. 2020.

Name	Messtage	Zeitraum	Σ Niederschlag [mm]			Ø Temperatur [°C]		
			KW	OK	WD	KW	OK	WD
<b>ERT-GK1</b>	21	22.10.2019 - 11.11.2019	69,1*	44,9**	50,6	5,2*	3,7**	6,2
<b>ERT-GK2</b>	20	26.04.2020 - 15.05.2020	45,9	46,7	25,3	9,2	9,3	10,9
<b>ERT-GK3</b>	22	16.05.2020 - 06.06.2020	130,3	114,4	56,0	10,5	10,4	12,1
<b>ERT-GK4</b>	21	07.06.2020 - 27.06.2020	107,3	90,7	124,0	13,9	13,8	15,2
<b>ERT-GK5</b>	20	28.06.2020 - 17.07.2020	146,1	152,8	132,2	14,8	15,1	16,4
<b>ERT-GK6</b>	20	18.07.2020 - 06.08.2020	194,6	180,4	153,5	15,9	16,1	17,4
<b>ERT-GK6</b>	22	07.08.2020 - 28.08.2020	53,3*	60,7*	67,9	16,9*	16,9*	18,2
<b>ERT-GK7</b>	21	29.08.2020 - 18.09.2020	149,3	130,1	119,2	13,9	14,5	15,1
<b>ERT-GK8</b>	22	19.09.2020 - 10.10.2020	114,2	116,5	97,3	9,6	9,2	11,1*

## **5. Diskussion**

Das nachfolgende Kapitel soll den Vergleich und eine Interpretation von Profilen der Geoelektrik und Time-Lapse Analyse sowie meteorologischen Daten darstellen, um die in Kap. 1 gestellten Forschungsfragen zu beantworten. Außerdem sollen die hier verwendeten Methoden kritisch hinterfragt und auf ihr Potential zur Messung der elektrischen Leitfähigkeit untersucht werden.

### **5.1. Allgemeine Bemerkungen zu den Wiederholungsmessungen von November 2019 – Oktober 2020**

Beginnend kann gesagt werden, dass die geoelektrischen Profile im Langgriesgraben ohne große Probleme aufgenommen werden konnten. Bis auf einige wenige Ausnahmen hat sowohl die Profilauslegung, Elektrodenanbindung als auch die Messung der Wenner- und Schlumbergverfahren einwandfrei funktioniert. Anzumerken ist allerdings, dass erst bei der letzten Geländekampagne im Oktober 2020 ein anderer Feldcomputer verwendet wurde, der die Rechenzeit der Ankopplungstests und der eigentlichen Widerstandsmessung signifikant, von rund 30 – 40 min auf 15 min, reduzieren konnte. Die leichte Zugänglichkeit zum Untersuchungsgebiet und die einfache Ausrichtung des Profils an markanten Punkten im Gelände (Appendix II), waren die Gründe für einen zumeist reibungslosen Ablauf der Wiederholungsmessungen im Johnsbachtal.

### **5.2. Vergleich der Daten mit 4m- und 2m-Spacing**

Die elektrische Leitfähigkeit nimmt von November 2019 bis Oktober 2020, bei einem regelmäßigen Zustandswechsel von feuchten und trockenen Lockersedimenten, ab. Die Minima der spezifischen Widerstände im Grundwasserkörper, liegen laut Tabelle 6 im Bereich von 316 – 1255 Ohm m. Beim 4m-Spacing liegt das durchschnittliche Minimum bei 661 Ohm m, beim 2m-Spacing deutlich höher bei 856 Ohm m. Dies ist auf die geringere Eindringtiefe beim 2m-Profil zurückzuführen, wodurch der am stärksten wassergesättigte Teil im Schotterkörper nicht abgebildet werden kann. Ebenso kann durch die Verkürzung der Profillänge, von 196 m auf 98 m, das Grundgebirge im südlichen Teilbereich des Profils nicht mehr erreicht werden. Der Vergleich von gemessenen Minima mit spezifischen Widerständen aus Kneisel (2006), Loke (2004), Reynolds (2011), Telford (1990) und Sass (2007) zeigt ähnliche

oder identische Wertebereiche für einerseits, lockeres Sediment- und Schuttmaterial, andererseits für den Bereich von Grundwasser gesättigtem Lockermaterial bis zirka 300 Ohm m. Die 2m-Profile vom 15.05.2020 und 17.07.2020 zeigen mehrfach Schichten und Strukturen unterschiedlicher spezifischer Widerstände, die aus einem Wechsel von verkalkten Schotterbereichen (Ampferer 1935) und frisch verwitternden grobblockigen Dolomitgesteinen bestehen könnten (Abb. 55).



*Abbildung 55: Unterschiedliche Materialgrößen im LGG mit grobblockigem verwittertem Gestein, eingebettet in einer feineren Matrix sowie gut erkennbare fluviale Erosionsrinnen; eigene Aufnahme.*

Höherohmige Schichten in den Randbereichen mit 2.500 – 5.000 Ohm m, wie sie in den 4m-Profilen gezeigt werden, könnten außerdem auf die Verfestigung von zwischeneiszeitlichem Schutt zurückgeführt werden (Lieb & Premm 2008). Strukturen, die auf verfestigte Schichten hinweisen, sind in fast allen 4m-Profilen bei Profilmeter 0 – 50 an der Unterkante, sowie bei Profilmeter 140 – 185 in zirka zehn Meter Tiefe sichtbar – die gleichen Bereiche sind in Abbildung 56 mit „wechselnder WS“ gekennzeichnet.

An der Unterkante des südlichen Profilanfangs kann es sich ebenso um den Übergang zum Grundgebirge handeln, der in den Profilen vom 11.11.2019, 06.06.2020, 18.09.2020 und am 10.10.2020 mit > 10.000 Ohm m hervortritt. Es könnte auch kompakterer Schutt sein, der laut Sass (2007) bis zu 15.000 Ohm m erreichen kann. Laut Loke (2004), Reynolds (2011) und Telford (1990) liegen die Widerstandswerte für Dolomitgestein, je nach Wassersättigung, bei maximal 5.000 – 8.000 Ohm m.

In dieser Arbeit wurde außerdem versucht den Übergang von Lockersedimenten zum Festgestein im Schotterkörper zu messen. Die geoelektrischen Profile zeigen bei Profilmeter 70 eine rasche Zunahme der spezifischen Widerstände auf  $> 15.000 \text{ Ohm m}$ . Als weiteres Hilfsmittel wurde die „Bedrock Edge Detection“ hinzugezogen (Kap. 3.3.3), die auf Basis der bekannten Widerstandswerte von Reynolds (2011), Loke (2004) und Telford (1990) eine genaue Grenze errechnen soll. Abbildung 21 zeigt mögliche Abgrenzungen zwischen Festgestein und darüber liegenden Lockersedimenten im Schotterkörper, wobei eine klare Aussage durch die unzureichende Eindringtiefe von rund 34m nur bedingt möglich ist. Zudem ist aus früheren weiter nördlich im Langgriesgraben verlaufenen Profilen, durch Pfeiler & Steiert (2015) bekannt, dass Festgestein erst ab einer Tiefe von 50 – 60 m erkennbar ist. Somit kann man in dieser Tiefe lediglich von Anzeichen für Festgestein sprechen, zumal auch der Grundwasserkörper in der gleichen Tiefe recht niedrige spezifische Widerstände aufweist.

Der Einfluss des Geländereiefs durch Terrassenböschungen, wie bereits kurz in Kap. 3.3.2 angesprochen, ist in den geoelektrischen Profilen vom 11.11.2019, 15.05.2020, 06.06.2020, 17.07.2020 und 10.10.2020 (Kap. 4.1) am besten durch Bereiche mit  $7.000 - 20.000 \text{ Ohm m}$  zu erkennen. Ob es sich in diesen Bereichen des Geländes um luftgefüllte Hohlräume in den Sedimenten handelt, ist allerdings auszuschließen, da die spezifischen Widerstände eigentlich zu niedrig sind. Eher zutreffend könnten größere Blöcke mit Sedimenten in den Zwischenräumen sein. Rode et al. (2020) haben gezeigt, dass luftgefüllte Hohlräume im Gestein sogar  $> 100.000 \text{ Ohm m}$  erreichen können. Ein Indiz für Lufteingüsse in Lockersedimenten oder Gesteinen, ist in fast allen Profilen an der nördlichen Geländekante zu erkennen, wobei Hohlräume in trockenem Schuttmaterial mit der Geoelektrik generell schwierig zu untersuchen sind, da unregelmäßige Elektrodenabstände oder die teilweise großen Spannweiten von Untergrundwiderständen zu Fehlinterpretationen führen können (Kasprzak 2015). Durchschnittlich erreichen die spezifischen Widerstände an der nördlichen Geländekante  $\sim 58.000 \text{ Ohm m}$  (vgl. Tab. 6). Höherohmiges Material in den obersten Schichten des Schotterkörpers, könnte ebenfalls auf den Mikroreliefunterschied aus nicht ganz identischen Elektrodenabständen an der Oberfläche resultierten.

### **5.3. Zusammenhang zwischen meteorologischen Bedingungen und gemessenen Widerständen im Langgriesgraben**

Die geoelektrischen Profile mit 4m- und 2m-Spacing haben gezeigt, dass sich die spezifischen Widerstände im Untergrund, den obersten Schichten im Schotterkörper und den äußersten Randbereichen des *LGG*, unterschiedlich stark verändern können. Abbildung 56 zeigt eine schematische Darstellung der Wassersättigung im Querprofil des *LGG*, die sich aus der elektrischen Leitfähigkeit und den spezifischen Widerständen der Wiederholungsmessungen ableiten lässt. Die äußersten Randbereiche der 4m-Spacing Profile, erreichen zwischen fünf und zehn Meter Tiefe kaum  $> 2.500 \text{ Ohm m}$  und sind ganzjährig stark durchfeuchtet. Die spezifischen Widerstände nehmen von den äußersten Profilmessungen in Richtung des Bachbetts zu und gehen in einen Bereich mit  $3.000 - 7.000 \text{ Ohm m}$  über, was grundsätzlich wechselnde Wassersättigung andeutet.

Die Übergangsbereiche vom Schotterkörper zu den Geländekanten bei Profilmeter 60, bleiben in den obersten Schichten gleich mit  $3.000 - 7.000 \text{ Ohm m}$ , bei Profilmeter 120 im Norden steigen die spezifischen Widerstände sogar auf bis zu  $10.000 \text{ Ohm m}$ . Sass (2007) wies in seiner Studie auf gleiche Werte für Festgestein hin, die im Zuge von geophysikalischen Messungen aufgenommen wurden. Da es sich in den obersten Schichten im Schotterkörper des Langgriesgrabens mit Sicherheit nicht um Grundgestein handelt, kann der in diesem Kapitel bereits beschriebene Einfluss des Geländes und Mikroreliefs weiter bestätigt werden. Bei Profilmeter 32 – 64 sowie 128 – 160, schwanken die spezifischen Widerstände im Laufe des Jahres zwischen  $1.000 - 6.000 \text{ Ohm m}$ , womit schwächere und stärkere Durchfeuchtungsphasen durchlaufen werden. Aus den ersten Erkenntnissen können für die Randbereiche folgende Szenarien angenommen werden:

- eine hohe Wassersättigung bis teilweise knapp unter die Oberfläche von Profilmeter 0 – 65 und 128 – 196, mit Möglichkeit zur Ankopplung zum Grundwasserkörper im Schotterbereich des Langgriesgrabens, oder
- eine abnehmende Wassersättigung mit Austrocknung des Materials von Profilmeter 0 – 64 sowie 128 – 196 in rund fünf bis zehn Meter Tiefe bis zum zentralen Grundwasserkörper.

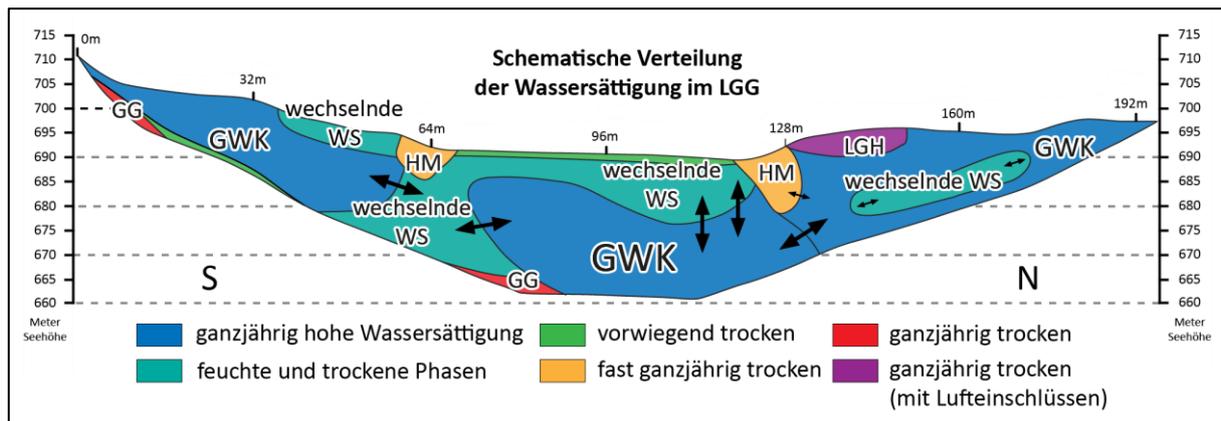


Abbildung 56: Schematische Verteilung der Wassersättigung im LGG von November 2019 – Oktober 2020; die Pfeile deuten die Veränderungen der Bereiche; GWK = Grundwasserkörper; WS = Wassersättigung; HM = hochohmiges Material; GG = Grundgebirge; LGH = luftgefüllte Hohlräume. eigene Darstellung.

Der Grundwasserkörper im Zentrum des Schotterbachbetts erreicht, bei einer geophysikalischen Eindringtiefe von ~ 35 m, eine maximale Mächtigkeit von rund 25 m. Der Grundwasserspiegel steigt zum Teil bis auf wenige Meter unter die Oberfläche an, die Wassersättigung des Untergrundmaterials wird allerdings durch klimatische Bedingungen reguliert. Die Wiederholungsmessungen mittels 4m- und 2m-Spacing haben gezeigt, dass der Grundwasserspiegel über den Messzeitraum von Süden nach Norden um fünf bis zehn Meter absinkt und die spezifischen Widerstände von 2.000 – 2.500 Ohm m auf 4.000 – 7.000 Ohm m ansteigen. Durchfeuchtung bzw. Wassersättigung des Untergrunds wird neben Lufttemperatur, relativer Luftfeuchtigkeit und Strahlung oder Schneedeckendauer, hauptsächlich durch Niederschlag und Starkniederschlagsereignisse beeinflusst. Ein Starkniederschlagsereignis, in Wakonigg (2007) mit > 30 mm angegeben, ist allerdings aufgrund von Klima, Orographie und generellen landschaftlichen Unterschieden, nicht mit einer einzigen bestimmten Niederschlagssumme definierbar. In der Literatur werden daher verschiedene Herangehensweisen verwendet.

Nach Wussow (1922) wird eine vereinfachte Formel für dichte Regenfälle verwendet ( $N = \sqrt{5t}$ ; t = Zeit in Minuten), die einen unteren Schwellenwert für Niederschlagsereignisse über 24 Stunden mit 85 mm angibt (Wakonigg 1978). Nach Kreps & Schimpf (1965) sollte jedoch der Einfluss der Landschaft mit einbezogen werden, wodurch ein Starkniederschlagsereignis in Österreich bereits mit 25 – 55mm bemessen werden könnte (Wakonigg 1978). Im Raum Liezen, rund 30 km von der Gesäuseregion entfernt, zeigte die Struktur der Starkregen im Zeitraum 1951 – 1970 maximal 55,8 mm (Wakonigg 1978). Nach aktuelleren Daten der ZAMG und dem hydrographischen Dienst der Steiermark, beläuft sich der maximale 24-Stunden-Niederschlag in den Gesäusebergen zwischen 1971 und 2000 auf

durchschnittlich 50 – 60 mm (Wakonigg 2007). In Tabelle 10 wird versucht, die hier angeführten Richtwerte für Starkniederschlagsereignisse mit Niederschlagsdaten des WegenerNets in Verbindung zu bringen und eine sinnvolle Klasseneinteilung, wie sie in Liu et al. (2020) geschildert wird, für Niederschlagsereignisse im Johnsbachtal zu erstellen. Niederschläge von Dezember 2019 – März 2020 werden aufgrund von fehlenden Geländekampagnen nicht dargestellt.

*Tabelle 10: Niederschlagsereignisse von 01.10.2020 – 30.11. 2019 sowie 01.04.2020 – 31.10.2020; Darstellung nach Liu et al. 2020; Fuchsberger et al. 2020.*

Messstation	Niederschlagsereignisse nach mm/Tag					
	Tage ohne Daten	kein Niederschlag	schwach	mittel	stark	sehr stark
		= 0	< 10	10 – 24,9	25 – 49,9	> 50
<b>Oberkainz</b>	17	63	79	20	8	2
<b>Köblwiese</b>	7	66	86	21	6	3
<b>Weidendom</b>	0	68	96	17	7	1
<b>Σ</b>	24	197	261	58	21	6

Niederschlagsereignisse mit 25 – 49,9 mm traten sechs bis acht Mal zwischen April und Oktober 2020 auf. Die Anzahl der Starkniederschlagsereignisse mit > 50 mm liegt maximal bei drei, die sich ausschließlich im August und September 2020 ereigneten. Dass Starkniederschläge eine große Bedeutung für zeitnahe Veränderungen des Grundwasserkörpers im zentralen Teil des Bachbetts, ist am Profil vom 06.08.2020 am besten zu erkennen. Drei Tage vor der Aufnahme der elektrischen Leitfähigkeit wurde das Maximum der Tagesniederschläge mit > 65 mm erreicht. Die spezifischen Widerstände des Untergrunds nehmen deshalb fast überall im Profil ab (vgl. Kap. 4.2).

Für den oberflächennahen Bereich kann jedoch gesagt werden, dass die Wassersättigung durch Oberflächenaustrocknung abnimmt (An et al. 2020) und die spezifischen Widerstände auf 3.000 – 6.000 Ohm m ansteigen. Wie sehr sich die beiden weiteren Starkniederschlagsereignisse vom 06.09.2020 und 25.09.2020 auf die Messung der elektrischen Leitfähigkeit ausgewirkt haben, ist schwer zu beantworten, da sich der Zeitpunkt der geoelektrischen Messungen jeweils rund zwei Wochen davon entfernt befanden. Außerdem gibt es zahlreiche niederschlagsfreie und niederschlagsreiche Tage vor den

Messungen, wodurch die genaue Einwirkung der Starkniederschlagsereignisse, wie sie durch Wakonigg (1978), Wakonigg (2007) oder Wussow (1922) definiert wurden, nicht explizit nachweisbar ist. Zudem liegen die Lufttemperaturen im Sommer zwischen ~15 und 20°C (vgl. Kap. 4.3), wodurch die obersten 5 – 10 m der Lockersedimente zwischen den Regentagen wohl austrocknen.

Während die Oberfläche der beiden Randbereiche des Profils durch Vegetation besser vor Verdunstung geschützt wird, ist der Schotterkörper episodisch trocken. Durch kurzfristige Veränderungen der meteorologischen Bedingungen kann sich das allerdings schnell ändern. So kommt es vor, dass das Oberflächenmaterial im November spezifische Widerstände von > 10.000 Ohm m aufweist, nur wenige Meter darunter aber die Widerstände auf < 2.000 Ohm m absinken können (Abb. 24). Im Sommer zeigt sich ein gegensätzliches Bild, mit zeitweise > 8.000 Ohm m bis in zehn Metern Tiefe, während die spezifischen Widerstände des Oberflächenmaterials durch Niederschlagsereignisse innerhalb weniger Tage oder Wochen zwischen 1.500 und 10.000 Ohm m hin und her schwanken können. Dies ist einerseits auf die bereits in Kap. 3.2.2 angesprochenen Charakteristika für spezifische Widerstandsbereiche nach Loke (2004) und Kirsch (2006) zurückzuführen, andererseits auf unterschiedlich stark verwitterte Dolomitgesteine, oder den Einfluss des Oberflächenmikroreliefs (Kasprzak 2015).

Die Veränderungsanalyse des 2m-Profils vom 15.05.2020 zeigt fast ausschließlich zunehmende Werte bis > 700%, wobei es sich um die spezifischen Widerstände an der nördlichen Geländekante handelt, die von rund 4.000 Ohm m auf über 30.000 Ohm m ansteigen. Hohe Veränderungen wie diese, sind auf die Entfernung von fehlerhaften Punkten in den Rohdaten zurückzuführen. Die Oberfläche von ZR1 beim 4m-Spacing zeigt eine Abnahme der spezifischen Widerstände durch den Wechsel von trockenem Material im November 2019 und durchfeuchteten Sedimenten im Juni 2020 (Kap. 4.3). Ein ähnliches Szenario ist auch auf das erste Profil beim 2m-Spacing zurückzuführen, wo nur an der Oberfläche eine signifikante Abnahme der spezifischen Widerstände erreicht wurde. Die Time-Lapse Analyse der 4m-Profile vom 06.06.2020 – 06.08.2020 hat gezeigt, dass die spezifischen Widerstände an der Oberfläche und den Randbereichen, durch regelmäßige Niederschläge und Lufttemperaturen von 14 – 17°C, meist abnehmen. Eine genauere Betrachtung des Schotterkörpers durch die 2m-Profile (Abb. 43 – 44) zeigt dagegen einen

vielfachen Wechsel von zu- und abnehmenden spezifischen Widerständen in Form von Schichtstrukturen, die zwischen -97% und +413% liegen.

Die Profile der Time-Lapse Analyse (Abb. 41 – 44) haben gezeigt, dass sich die spezifischen Widerstände des Untergrunds in den dreiwöchigen Zeitabständen stark ändern können. Im Zeitraum von November 2019 bis Mai und Anfang Juni 2020 konnte eine deutliche Zunahme der spezifischen Widerstände gemessen werden. Die obersten Schichten nehmen um teilweise mehr als 100% zu, indizieren also einen Verlust der Wassersättigung über die Wintermonate. Der Einfluss der Schneedecke auf die Veränderung der spezifischen Widerstände und der elektrischen Leitfähigkeit in der ZMS, die durch starke Besonnungsunterschiede und gleichmäßigen Lufttemperaturen lang anhält (Rascher 2020), war durch das Fehlen von Vergleichsprofilen zwischen Dezember 2019 und April 2020 nicht möglich.

Eine Abnahme der spezifischen Widerstände ist grundsätzlich auf unmittelbar vor der Geländekampagne stattfindende Niederschläge zurückzuführen, wie sie zum Beispiel von 16.07.2020 – 17.07.2020 der Fall waren. Die Zunahme der spezifischen Widerstände im Schotterkörper ist aber nicht so einfach zu schildern. Einerseits dürften die ansteigenden Lufttemperaturen das Material in den regenfreien Tagen austrocknen, andererseits kann die Veränderung des Bachbetts durch Oberflächen- und Schneeschmelzenabfluss im Gerinne verändert werden und die mögliche Infiltration des Wassers in den Schotterkörper verhindern (oder ermöglichen). Seier et al. (2020) weist in seiner Studie auf das Auftreten von Oberflächenabfluss durch Starkniederschlagsereignisse im gleichen Untersuchungsgebiet hin, die einige Male pro Jahr auftreten können. Die dabei entstehenden Erosionsrinnen sind charakteristisch für den Langgriesgraben. Durch Erosions- und Verlagerungsprozesse werden außerdem potentielle Bereiche zur Versickerung des Oberflächenwassers freigelegt oder verschlossen. Dies könnte eine Erklärung für manche 2m-Spacing Profile sein, die eine punktuelle Abnahme der spezifischen Widerstände an der Oberfläche zeigen und größere linsenförmige Bereiche im Untergrund bilden. Ab August 2020 wird die Zu- und Abnahme der spezifischen Widerstände etwas geringer. Im Schotterkörper nehmen die spezifischen Widerstände an der Oberfläche durch Starkniederschläge deutlich ab (Abb. 44b). Bei fehlendem Niederschlag trocknet aber eine mehrere Meter mächtige Schicht an der Oberfläche aus (Abb. 44d).

Dies bestätigen auch die meteorologischen Daten von Fuchsberger et al. (2020) in Kap. 4.3. Interessanterweise werden die Randbereiche mit teils dichten Baumbeständen und stärkerem Unterwuchs (speziell im südlichen Profilteil) durch Starkniederschläge weniger beeinflusst als der Schotterkörper selbst. So nehmen die spezifischen Widerstände in ZR 5 (Abb. 42a) sogar um 50 – 100% zu. Der Einfluss der beiden anderen Starkniederschlagsereignisse vom 06.09.2020 und 25.09.2020 sind in den Veränderungsanalysen zwar an einigen größeren Bereichen mit abnehmenden spezifischen Widerständen zu erkennen, jedoch sind die Abstände zu den Geländetagen jeweils zeitlich zu weit entfernt, um den Einfluss dieser Ereignisse sinnvoll interpretieren zu können. An Abbildung 53 fällt besonders auf, dass der 12-tägige Zeitraum vor Geländekampagne nur zwei leicht bis mittlere Niederschläge aufweist mit durchgehenden Lufttemperaturen um 15°C. Die Veränderungsanalyse vom 28.08.2020 – 18.09.2020 zeigt allerdings keine besonders hohe Zunahme der spezifischen Widerstände durch die Austrocknung des Grabens. Die zum Teil abnehmenden Widerstandsbereiche an der Oberfläche und im Schotterkörper, dürften zudem aus den drei Tage vor der Geländekampagne stattfindenden Niederschlägen stammen. Die Veränderungsanalyse hat zusammenfassend gezeigt, dass

- die spezifischen Widerstände in den Randbereichen der Querprofile durch Niederschlag stärker abnehmen als im Schotterkörper,
- der Wechsel von zu- und abnehmenden Widerständen durch die Lufttemperatur und die Oberflächenveränderungen aus Fließgewässern beeinflusst wird, dass
- Starkniederschlagsereignisse in zeitlicher Nähe zu geoelektrischen Messungen oberflächlich eine Abnahme der spezifischen Widerstände erzielen können und dass
- sich die spezifischen Widerstände durch leichte regelmäßige Niederschläge und konstante Lufttemperaturen nicht besonders verändern.

#### **5.4. Methodische Anmerkungen**

Die Geoelektrik hat sich durch ihre leichte Handhabung und weitreichende Anwendbarkeit als einfache und schnelle Methode zur Messung der elektrischen Leitfähigkeit, und ihrem Kehrwert, dem spezifischen elektrischen Widerstand, herausgestellt (Börner et al. 2005), die mit verschiedensten Elektrodenkonfigurationen und Inversionsmethoden die hydrologischen Untergrundbedingungen analysieren können (Kap. 3.2.4). Wie im November 2019 das 4m-Spacing Profil mit dem Wenner- und Schlumbergerverfahren getestet wurde, war

allerdings klar, dass sich die Schlumbergermethode im kalkalpinen Schotterkörper nicht besonders gut anwenden lässt – hauptsächlich wegen zu großen Messfehlern. Weller et al. (2008) beschreibt dies auch und weist allgemein auf die etwas bessere Datenqualität der Wennerkonfiguration gegenüber anderen Verfahren der Geoelektrik hin. Eine nicht unwesentliche Rolle spielen, laut Lange & Jacobs (2005), die Widerstandsverhältnisse der Deckschicht, die bereits bei einer etwas besser oder schlechter leitfähigen Leitfähigkeit weite Teile des Profils beeinflussen können. Niederohmige Änderungen der Widerstände der obersten Schichten sind dabei kritischer zu betrachten als hochohmige Bereiche. Deshalb müssen die Auswirkungen von wechselnder Bodenfeuchtigkeit und großer Temperaturdifferenz (Bodenfrost) auf die spezifischen Widerstände der Deckschicht, in der Interpretation berücksichtigt werden. Dazu wurden in dieser Arbeit die meteorologischen Daten des WegenerNets Johnsachtal (Fuchsberger et al. 2020) verwendet.

Laut Lange & Jacobs (2005), wird dem Einfluss des Geländereiefs allgemein viel zu wenig Bedeutung geschenkt. Stromsysteme, wie in dieser Fallstudie (Kap. 3.3), führen durch Terrassenböschungen, und Einschnitten in den Terrassenflächen zur Modifizierung des Konfigurationsfaktors bei verschiedenen Elektrodenkonfigurationen. Dies führt zu einer starken Abweichung der scheinbaren spezifischen Widerstände, da sich der Verlauf der Stromlinien dem Gelände anpasst. Für gewöhnlich kann die Neigung des Geländes allerdings bei  $< 10^\circ$  vernachlässigt werden (Ward 1990). Im Querprofil des Langgriesgrabens beträgt die Neigung am Profilanfang und an den beiden Terrassenböschungen zum Schotterkörper allerdings teilweise  $> 45^\circ$ . Die Implementierung der Topographie in Res2Dinv stellte sich bereits zu Beginn der Auswertungen als problematisch heraus, sodass die Hangneigung an den Terrassenböschungen bei  $> 45^\circ$  auf  $< 44^\circ$  reduziert werden musste.

Daraufhin nehmen die Fehlerwerte bei Inversionsverfahren in Richtung der topographischen Oberfläche zu (Kasprzak 2015). Fehler können außerdem durch unzureichenden Kontakt zwischen Elektroden und Untergrund (Kasprzak 2015), zum Beispiel durch große Blöcke oder lockere Sedimente entstehen (Sass 2007). Salzwasser oder leitfähige Fette können diese Fehler reduzieren und den *RMS* – Error signifikant verbessern (Rode et al. 2020; Reynolds 2011; Sass 2007). Unklarheiten, die sich im Zuge der Inversionsverfahren und der Interpretation von Widerstandsmodellen ergeben, wurden demnach sorgfältig überprüft werden. Dazu zählt die Anzahl an Iterationen und der *RMS-Error*, der Einfluss der Topographie und Messgeometrie sowie die Fehlinterpretation von hochohmigen spezifischen

Widerstandsbereichen durch luftgefüllte Hohlräume (Kneisel et al. 2008). Fehlerquellen, wie eben beschrieben, zählen zu den häufigsten Ursachen für hohe *RMS-Werte* in den Rohdaten.

Die letzte in dieser Arbeit verwendete Methode, Time-Lapse Analyse (Kap. 4.2), ist eine recht zeitintensive Methode, die eine besonders sorgfältige Datenaufbereitung benötigt, um die Analyse und Veränderung von Untergrundströmen des Grundwassers und –spiegels darzustellen (Geotomo Software 2019). In Kap. 3.3.3 und Kap. 4.2 wurde bereits kurz auf die Problematik von fehlenden Datenpunkten eingegangen, die für hohe Widerstandsveränderungen sorgen können. Fehlt ein Datenwert in den Datensätzen, muss dieser mit einem Wert von „0“ ersetzt werden, um dem Inversionsprogramm einen fehlenden Wert zu signalisieren (Geotomo Software 2019). Außerdem muss in der Time-Lapse Analyse immer ein identisches Ausgangsprofil verwendet werden, wodurch topographische Unterschiede in den Profilen nicht dargestellt werden können.

## 6. Fazit

Geoelektrische Widerholungsmessungen bieten durch ihre Vielzahl an möglichen Elektrodenkonfigurationen eine vielversprechende Grundlage für die Messung der elektrischen Leitfähigkeit in kalkhaltigen Schotterkörpern. Von November 2019 – Oktober 2020 wurden neun Geländekampagnen durchgeführt und mit verschiedensten Inversionsmethoden analysiert. Die Least-Squares und Time-Lapse Inversion stellten sich in dieser Arbeit als die geeignetsten Methoden für die Auswertung und Visualisierung von Leitfähigkeits- und Grundwasserveränderungen heraus. Mithilfe von meteorologischen Daten konnten zudem die Veränderungen der elektrischen Leitfähigkeit und die spezifischen Widerstände des Untergrunds bestätigt werden. Zum Abschluss dieser Masterarbeit werden nun die zu Beginn (Kap. 1) gestellten Forschungsfragen beantwortet.

- ***Wie verändert sich die elektrische Leitfähigkeit eines kalkalpinen Schotterkörpers im Laufe eines Jahres?***

Die elektrische Leitfähigkeit nimmt im Laufe des Jahres immer wieder zu und ab, wobei die vegetationsbestandenen Randbereiche und das vegetationsfreie Bachbett im zentralen Teil des Profils unterschiedlich starke Zyklen durchlaufen. Die Randbereiche haben fast ganzjährig eine hohe elektrische Leitfähigkeit, die allerdings durch meteorologische Veränderungen von Mai bis Juli 2020 in Richtung des Schotterkörpers abgenommen hat. Zusätzlich begünstigt die

fehlende Vegetation und der lichtere Waldbestände die Abnahme der elektrischen Leitfähigkeit. Der Schotterkörper selbst ist stärker zu untergliedern. In den obersten Schichten kann die elektrische Leitfähigkeit, die sich aus den spezifischen Widerständen ableiten lässt (Knödel et al. 2005), je nach Niederschlagsmenge und Lufttemperatur, stark schwanken. Die Wassersättigung und Porenraumstruktur des Untergrunds zählen zu den wichtigsten Faktoren für die Veränderung der elektrischen Leitfähigkeit (Weidelt 2005). Der Übergang von trockenen Lockersedimenten zum Grundwasserkörper wird durch einen raschen Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit dargestellt. Von November 2019 bis Oktober 2020 ist der Grundwasserkörper gleichmäßig stark wassergesättigt, ändert allerdings im Verlauf des Jahres seine Lage und Mächtigkeit.

- ***Welchen Einfluss hat Niederschlag auf die Veränderung der elektrischen Leitfähigkeit im Grundwasserkörper im Zeitraum der Geländekampagne?***

Wie die geoelektrischen Profile sowie die Veränderungsanalyse gezeigt haben, kann Niederschlag eine rasche Veränderung der elektrischen Leitfähigkeit erzielen. Es gilt allerdings, dass große Niederschlagsmengen nur in unmittelbarer Nähe zur geplanten Messkampagne ordentlich berücksichtigt werden können, für die elektrische Leitfähigkeit im Grundwasserkörper, in 15 – 20 m Tiefe, allerdings keine nennenswerte Rolle spielen dürfte. Dennoch sorgt Niederschlag für eine Zunahme der elektrischen Leitfähigkeit, was einem Anstieg des Grundwasserspiegels nach oben zur Folge hat. Neben Niederschlag sorgen vor allem die niedrige Lufttemperaturen von  $< 5^{\circ}\text{C}$ , zur geringeren Austrocknung des Schottermaterials und bilden zusätzlich eine Basis für den kontinuierlichen Aufbau der elektrischen Leitfähigkeit über mehrere Wochen oder sogar Monate. Anzumerken ist allerdings, dass es im hydrologischen Einzugsgebiet des Langgriesgrabens keine Messstationen gibt und die Niederschlagsdaten von benachbarten Stationen verwendet werden müssen. Kleinräumige Niederschlagsunterschiede, wie sie vorwiegend im Sommer an den Messtationen Kölblwiese, Oberkainz und Weidendom aufgezeichnet wurden, sind dabei zu berücksichtigen.

- ***Wie hängen die Veränderungen der elektrischen Leitfähigkeit mit Veränderungen im Wasserhaushalt des Gerinnes zusammen?***

Eine Veränderung der elektrischen Leitfähigkeit zeigt hierbei eine Zu- oder Abnahme der Wassersättigung des Untergrundmaterials. Die Wiederholungsmessungen haben gezeigt, dass die elektrische Leitfähigkeit in den obersten 5 – 10 Metern des Schotterkörpers von Juni – August 2020 deutlich niedriger war als im restlichen Messzeitraum. Durch ansteigende Lufttemperaturen im Sommer wird die Wassersättigung zudem weiter gesenkt. Der Wasserhaushalt des Gerinnes wird über diesen Zeitraum durch die Versickerung von Oberflächenwasser aus Niederschlägen gespeist. Im Zuge der Verlagerung von Lockersedimente durch Starkniederschlagsereignisse bilden sich an der Oberfläche unterschiedliche Erosionsrinnen, die je nach Materialgröße, wahrscheinlich besser oder schlechtere Infiltration in den Schotterkörper erlauben. Die Abnahme der elektrischen Leitfähigkeit durch zunehmende Lufttemperaturen sorgt außerdem für den Auslauf des Grundwasserkörpers im nördlichen Teil des Schotterkörpers.

- ***Wie verändern sich der Grundwasserspiegel und die Lage des Grundwasserkörpers über den Messzeitraum?***

Der Grundwasserspiegel reicht im November 2019 bis knapp unter die Oberfläche des Langgriesgrabens und bildet bei einer Messtiefe von fast 35 m, einen rund 25 m mächtigen Grundwasserkörper, der bis in die Sedimentterrassen der Randbereiche übergeht. Die Messung der elektrischen Leitfähigkeit mit Wiederholungsmessungen hat gezeigt, dass der Grundwasserspiegel im Schotterkörper Richtung Norden von fünf auf 10 – 15 m absinkt. Vom Frühjahr bis in den Spätsommer wird der Grundwasserkörper im Süden und Norden durch zunehmend austrocknende Sedimente abgegrenzt und nach unten hin weiter verkleinert. Je höher die Niederschlagsmengen sind, desto besser wird der Grundwasserkörper aus den Randbereichen gefüttert. Eine vollständige Verbindung des Grundwasserkörpers mit den wassergesättigten Randbereichen des Langgriesgrabens ist teilweise nur im nördlichen Teil gegeben. Im Süden grenzen trockenere Lockersedimente den Grundwasserkörper von den wassergesättigten Sedimentterrassen ab.

## 7. Literaturverzeichnis

- Abermann, J. (2021): Johnsbach, Gsengbrücke. Work Report.
- Acworth, R. I. (1981): The Evaluation of Groundwater Resources in the Crystalline Basement of Northern Nigeria. Birmingham.
- Ampferer, O. (1907): Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen. Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt 57, S. 727-752.
- Ampferer, O. (1935): Geologischer Führer für die Gesäuseberge. Mit einer geol. Karte i. M. 1:25,000, Kartenerläuterungen und Beschreibung von 16 Wanderungen. Wien: Geologische Bundesanstalt.
- Amt der Steiermärkischen Landesregierung (2018): Klimaregion Gesäuse. G.6 Gesäuse mit Teilbecken Johnsbach. Online verfügbar unter <https://www.umwelt.steiermark.at/cms/beitrag/10023703/25206/> (zuletzt geprüft am 09.05.21).
- An, N.; Tang, C.-S.; Cheng, Q.; Wand, D.-Y.; Shi, B. (2020): Laboratory characterization of sandy soil water content during drying process using electrical resistivity/resistance method (ERM). In: Bulletin of Engineering Geology and the Environment 79, S. 4411 – 4427.
- Barker, R. D. (1979): Signal contribution sections and their use in resistivity studies. In: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 59, S. 123 – 129.
- Barker, R. D. (1989): Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. In: Geophysics 54, 8, S. 1031 – 1037.
- Barker, R. D.; Moore, J. (1998): The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies. In: The Leading Edge 17, S. 1454 – 1458.
- Bauer, F. K. (1998): Zur Frage der Mürzalpendecke im Gebiet des Gesäuseberge und eine Diskussion über die Stellung der nördlichen Kalkalpen. In: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 141, S. 5 – 19.
- Berkold, A. (2005): VLF, VLF-R und Radiomagnetotellurik. In: In: Knödel, K., Krummel, H., Lange, G. (2005): Handbuch Zur Erkundung des Untergrunds von Deponien und Altlasten, Band 3: Geophysik. S. 335 – 361. Heidelberg: Springer-Verlag.

- Binley, A.; Kemna, A. (2005): DC Resistivity and Induced Polarization Methods. In: Hydrogeographics. Water Science and Technology Science 50, S. 129 – 156.
- Brunet, P.; Clément, R.; Bouvier, C. (2009): Monitoring soil water content and deficit using Electrical Resistivity Tomography (ERT) – A case study in the Cevennes area, France. In: Journal of Hydrology 380, S. 146 – 153.
- Büchner, K. H. (1973): Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge (Obersteiermark, Österreich) In: Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs 22, S. 71 – 94.
- Claerbout, J. F.; Muir, F. (1973): Robust modeling with erratic data. In: Geophysics 38, S. 826 – 844.
- Clifford, J.; Binley, A. (2010): Geophysical characterization of riverbed hydrostratigraphy using electrical resistance tomography. In: Near Surface Geophysics 8, S. 493 – 501.
- Clément, R.; Descloîtres, T; Günther, T.; Oxarango, L. (2009): Comparison of three arrays in time-lapse ERT: Simulation of a leachate injection experiment. In: ArchéoSciences 33, 10.400, S. 275 – 278.
- Daily, W.; Ramirez, A.; Binley, A.; LaBrecque, D. (2000): Electrical Resistance Tomography – Theory and Practice. In: The Leading Edge 23, S. 573 – 598.
- Dahlin, T. (1996). 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. In: First Break 14 (7), S. 275 – 283.
- Ellis, R. G.; Oldenburg, D. W. (1994): Applied geophysical inversion. In: Geophysical Journal International 166, S. 5 – 11.
- Erkan, K. (2008): A comparative overview of geophysical methods. Division of Geodetic Science and Surveying. Columbus, Ohio.
- Fischlschweiger, M. (2004): Untersuchung der Auswirkungen der Einstellung des Schotterabbaues im Unterlauf des Langgriesgrabens.
- Flügel, H.W.; Neubauer, F. (1984): Steiermark – Geologie der Österreichischen Bundesländer in kurzgefassten Einzeldarstellungen. Geologische Bundesanstalt. Wien.

- Fuchsberger, J.; Kirchengast, G.; Bichler, C.; Leuprecht, A.; Kabas, T. (2020): WegenerNet climate station network Level 2 data version 7.1 (2007–2019). University of Graz, Wegener Center for Climate and Global Change, Graz, Austria. Online verfügbar unter <https://doi.org/10.25364/WEGC/WPS7.1:2020.1> (zuletzt geprüft am 09.05.21).
- Global Administrative Areas (GADM) (2018): GADM Data. Austria. Online verfügbar unter [https://gadm.org/download\\_country\\_v3.html](https://gadm.org/download_country_v3.html) (zuletzt geprüft am 09.05.21).
- Gemeinde Österreich (2021): Johnsbach. Online verfügbar unter <https://www.gemeinde-osterreich.at/gemeinde-johnsbach.html> (zuletzt geprüft am 09.05.2021).
- Geolog Fuss/Hepp (GdbR) (Hg.) (2021): Geoelektrische Geräte. Technische Daten. Online verfügbar unter <http://www.geolog2000.de/DE/index.htm> (zuletzt geprüft am 09.05.21).
- Geologische Bundesanstalt (Hg.) (2014a): GEOFAST Geologische Karte: 1:50.000 – Blatt 99, Rottenmann. Geologische Bundesanstalt, Wien
- Geologische Bundesanstalt (Hg.) (2014b): GEOFAST Geologische Karte: 1:50.000 – Blatt 100, Hieflau. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Geologische Bundesanstalt (2020): Klettertour auf Korallenriffen. Die Nördlichen Kalkalpen. Online verfügbar unter <https://www.geologie.ac.at/rocky-austria/landschaften/noerdliche-kalkalpen> (zuletzt geprüft am 09.05.21).
- GeoTomo Software (2010): RES2DINV ver. 3.59. Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method Wenner ( $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ), dipole-dipole, inline pole-pole, pole-dipole, equatorial dipole-dipole, offset pole-dipole, Wenner-Schlumberger, gradient and non-conventional arrays on land, water and cross-borehole surveys. Penang, Malaysia.
- GeoTomo Software (2019): RES2DINVx64 ver. 4.09. Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method Wenner ( $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ), dipole-dipole, inline pole-pole, pole-dipole, equatorial dipole-dipole, offset pole-dipole, Wenner-Schlumberger, gradient and non-conventional arrays on land, aquatic, cross-borehole and time-lapse surveys. Penang, Malaysia.
- Grantner, S.; Jernej, H. J. (2014): Praktikumsbericht „Geoelektrik & Georadar“. Praktikum Angewandte Geomorphologie.

- Grünwald, T. (2014): Das Klimastationsmessnetz im Johnsbachtal und eine erste Auswertung der Daten.
- Günther, T. (2011): Timelapse ERT Inversion approaches and application. In: Conference: 1st International Workshop on Geoelectrical Monitoring (GELMON), Vienna, Austria.
- Haseke, H. (2006): Managementplan. Revitalisierungsprojekt Johnsbach-Zwischenmäuer 2006 – 2008. Nationalpark Gesäuse GmbH. Weng im Gesäuse.
- Holzinger, A.; Haseke, H.; Stocker, E. (2012): Managementplan Witterschutt und Geschiebe. Nationalpark Gesäuse GmbH. Weng im Gesäuse.
- Inim, I. J.; Udosen, N. I.; Tijani, M. N.; Affiah, U. E.; George, N. J. (2020): Time-lapse electrical resistivity investigation on seawater intrusion in coastal aquifer of Ibeno, Southeastern Nigeria. In: Applied Water Science 10, 232, S. 1 – 12.
- Islami, N.; Irianti, M.; Fakhrudin, F.; Azhar, A.; Nor, M. (2020): Application of geoelectrical resistivity method for the assessment of shallow aquifer quality in landfill areas. In: Environmental Monitoring and Assessment 192, 606, S. 1 – 16.
- Börner, F.; Buntebarth, G.; Debschütz, W. G.; Jäger, W.; Kulenkampff, J. M.; Müller, M.; Schopper, J. R.; Yaramanci, U. (2005): Petrophysik. In: Knödel, K., Krummel, H., Lange, G. (2005): Handbuch Zur Erkundung des Untergrunds von Deponien und Altlasten, Band 3: Geophysik. S. 965 – 1044. Heidelberg: Springer-Verlag.
- Jianjun, G.; Zhang, Y. X.; Xiao, L. (2020): An application of the high-density electrical resistivity method for detecting slide zones in deep-seated landslides in limestone areas. In: Journal of Applied Geophysics 177, 104013, S. 1 – 13.
- Kasprzak, M. (2015): High-resolution electrical resistivity tomography applied to patterned ground, Wedel Jarlsberg Land, south-west Spitsbergen. In: Polar Research 34, 25678, S. 1 – 13.
- Kasprzak, M. (2020): Seawater Intrusion on the Arctic Coast (Svalbard): The Concept of Onshore-Permafrost Wedge. In: Geosciences 10, 349, S. 1 – 11.
- Kirchengast, G.; Kabas, T.; Leuprecht, A.; Bichler, C.; Truhetz, H. (2014): WegenerNet: A Pioneering High-Resolution Network for Monitoring Weather and Climate. In: Bulletin of American Meteorological Society 95, S. 227 – 242.

- Kirsch, R. (2006): Groundwater Geophysics. A Tool for Hydrogeology. Berlin Heidelberg: Springer Verlag.
- Kneisel, C. (2006): Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging. In: Geomorphology 80, S. 32 – 44.
- Kneisel, C.; Hauk, C.; Fortier, R.; Moorman, B. (2008): Advances in Geophysical Methods for Permafrost Investigations. In: Permafrost and Periglacial Processes 19, S. 157 – 178.
- Knödel, K.; Krummel, H.; Lange, G. (2005): Handbuch zur Erkundung des Untergrunds von Deponien und Altlasten. 2. Aufl., Band 3: Geophysik. Heidelberg: Springer Verlag.
- Kreps, H.; Schimpf, H. (1965): Starkregen und Starkregenstatistik. In: Mitteilungsblatt des hydrographischen Dienstes in Österreich 42, S. 1 – 51.
- Land Steiermark (2021a): Die neue Gemeindestrukturreform der Steiermark. Online verfügbar unter <https://www.gemeindestrukturreform.steiermark.at/cms/beitrag/11820435/97007261> (zuletzt geprüft am 09.05.2021).
- Land Steiermark (2021b): GIS Steiermark. Digitaler Atlas der Steiermark. Online verfügbar unter [https://gis.stmk.gv.at/atlas/\(S\(fuyrdyxfrs0f3pm5a2lcolz\)\)/init.aspx?cms=da&karte=emptymap&layout=gisstmk&styles=gisstmk&template=gisstmk&gdiservices=hintergr,gel,dopags\\_tc,opbmgrau,opbm,uclc,opoverlay&sichtbar=\\_ortsplanGrau&gdiservices=kat,orient\\_adr](https://gis.stmk.gv.at/atlas/(S(fuyrdyxfrs0f3pm5a2lcolz))/init.aspx?cms=da&karte=emptymap&layout=gisstmk&styles=gisstmk&template=gisstmk&gdiservices=hintergr,gel,dopags_tc,opbmgrau,opbm,uclc,opoverlay&sichtbar=_ortsplanGrau&gdiservices=kat,orient_adr) (zuletzt geprüft am 09.05.21).
- Land Steiermark (2021c): Digitales Geländemodell – Airborne Laserscanning (ALS) – 1m. Online verfügbar unter [https://gis.stmk.gv.at/wgportal/atlasmobile/map/Basiskarten/H%C3%B6hen-%20und%20Reliefkarte?presentation=dvg\\_h%C3%B6hendaten\\_-\\_download/downloadpakete=on](https://gis.stmk.gv.at/wgportal/atlasmobile/map/Basiskarten/H%C3%B6hen-%20und%20Reliefkarte?presentation=dvg_h%C3%B6hendaten_-_download/downloadpakete=on) (zuletzt geprüft am 17.06.21).
- Lange, G.; Jacobs, F. (2005): Gleichstromgeoelektrik. In: Knödel, K., Krummel, H., Lange, G. (2005): Handbuch Zur Erkundung des Untergrunds von Deponien und Altlasten, Band 3: Geophysik. S. 128 – 173. Heidelberg: Springer-Verlag.
- Liu, W.; Wu, J.; Tang, R.; Ye, M.; Yang, J. (2020): Daily Precipitation Threshold for Rainstorm and Flood Disaster in the Mainland of China: An Economic Loss Perspective. In: Sustainability 12 (1), 407, S. 1 – 14.

- Loke, M. H.; Acworth, I.; Dahlin, T. (2003): A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. In: *Exploration Geophysics*, 34, S. 182 – 187.
- Loke, M. H. (2004): Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys.
- Loke, M. H.; Wilkinson, P. B.; Chambers, J. E. (2010): Fast computation of optimized electrode arrays for 2D resistivity surveys. In: *Computers & Geosciences* 36, S. 1414 – 1426.
- Machel, H. G. (2003): Das Dolomitproblem - quo vadis? In: *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs* 46, S. 111 – 136.
- Mader, H.; Steidl, T.; Wimmer, R. (1996): Abflussregime österreichischer Fließgewässer. Beitrag zu einer bundesweiten Fließgewässertypologie. In: Bundesministerium für Umwelt, Jugend und Familie. Monographien 82, Wien.
- Metwaly, M.; AlFouzan, F. (2013): Application of 2-D geoelectrical resistivity tomography for subsurface cavity detection in the eastern part of Saudi Arabia. In: *Geoscience Frontiers* 4, S. 469 – 476.
- Morelli, G.; LaBrecque, D. J. (1996): Advances in ERT inverse modeling. In: *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 1, S. 171 – 186.
- Nationalpark Gesäuse GmbH (Hg.) (2021): Zahlen & harte Fakten. Die wichtigsten Kennzahlen. Online verfügbar unter <https://nationalpark-gesaeuse.at/service/downloads/> (zuletzt geprüft am 09.05.21).
- Oyeyemi, K. D.; Aizebeokhai, A. P. (2018): Geoelectrical investigations for Groundwater Exploration in crystalline basement terrain, SW Nigeria: Implications for Groundwater Resources Sustainability. In: *International Journal of Civil Engineering and Technology (IJCIET)* 9, 6, S. 765 – 772.
- Pfeiler, F.; Steiert, L. (2015): Arbeitsbericht Langgriesgraben. Geomorphologisches Praktikum.
- Rascher, E. (2020): Environmental sedimentology of mountain regions. Human impact on sediment dynamics in unglaciated alpine catchments (Johnsbach Valley, Austria). Dissertation, Universität Graz.

- Rascher, E.; Rindler, R.; Habersack, H.; Sass, O. (2018): Impacts of gravel mining and renaturation measures on the sediment flux and budget in an alpine catchment (Johnsbach Valley, Austria). In: *Geomorphology* 318, S. 404 – 420.
- Rascher, E.; Sass, O. (2017a): Evaluating sediment dynamics in tributary trenches in an alpine catchment (Johnsbachtal, Austria) using multi-temporal terrestrial laser scanning. In: *Zeitschrift für Geomorphologie* 61, Suppl.1, S. 27 – 52.
- Rascher, E.; Sass, O. (2017b): Sedimenttransport im Johnsbachtal – Erkenntnisse zur Sedimentdynamik und zum Sedimentbudget der Zwischenmäuerstrecke.
- Reynolds, J. M. (2011): *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. 2. Aufl. Oxford: John Wiley & Sons, Ltd.
- Riwayat, A. I.; Nazri, M. A. A.; Abidin, M. H. Z. (2018): Application of Electrical Resistivity Method (ERM) in Groundwater Exploration. In: *Journal of Physics: Conference Series* 995, S. 1 – 9.
- Rode, M.; Sass, O.; Kellerer-Pirklbauer, A.; Schnepfleitner, H.; Gitschthaler, C. (2020): Permafrost distribution and conditions at the headwalls of two receding glaciers (Schladming and Hallstatt glaciers) in the Dachstein Massif, Northern Calcareous Alps, Austria. In: *The Cryosphere* 14, S. 1173 – 1186.
- Saad, R.; Tonnizam, E. (2012): Groundwater Detection in Alluvium Using 2-D Electrical Resistivity Tomography (ERT). In: *Electronic Journal of Geotechnical Engineering* 17, S. 369 – 376.
- Sass, O. (2007): Bedrock detection and talus thickness assessment in the European Alps using geophysical methods. In *Journal of Applied Geophysics* 62, S. 254 – 269.
- Scapozza, C.; Laigre, L. (2014): The contribution of Electrical Resistivity Tomography (ERT) in Alpine dynamics geomorphology: case studies from the Swiss Alps. In: *Géomorphologie Relief Processus Environnement* 20, 1, S. 27 – 42.
- Schrott, L; Sass, O. (2008): Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. In: *Geomorphology* 93, S. 55 – 73.

- Schöttl, S.; Rascher, E.; Sass, O. (2018): Der Langgriesgraben - Ein dynamischer Raum im Gesäuse und Gegenstand intensiver Forschung. Im Gseis (Nationalpark Gesäuse Magazin) 30, S. 4-7.
- Seier, G.; Schöttl, S.; Kellerer-Pirklbauer, A.; Glück, R.; Lieb, G. K.; Hofstadler, D. N.; Sulzer, W. (2020): Riverine Sediment Changes and Channel Pattern of a Gravel-Bed Mountain Torrent. In: Remote Sensing 12 (18), 3065, S. 1 – 21.
- Stangl, J. (2009): Gravitative Naturprozesse im Nationalpark Gesäuse. Graz.
- Strasser, U.; Marke, T.; Sass, O.; Birk, S.; Winkler, G. (2013): John's creek valley: a mountainous catchment for long-term interdisciplinary human-environment system research in Upper Styria (Austria). In: Environmental Earth Sciences 69, S. 695 – 705.
- Strommer, V. (2015): Lösungs- und Suspensionsfrachtmessung des Johnsbaches im Nationalpark Gesäuse.
- Tollmann, A. (1976a): Monographie der Nördlichen Kalkalpen: Teil II: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen
- Tollmann, A. (1976b): Monographie der Nördlichen Kalkalpen: Teil III: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen: Orogene Stellung und regionale Tektonik.
- Tollmann, A. (1985): Geologie von Österreich. Band 2: Außerzentralalpiner Anteil. Wien: Deuticke.
- Wakonigg, H. (1978): Witterung und Klima in der Steiermark. Graz: Technische Universität Graz.
- Wakonigg, H. (2007): Klimaatlas Steiermark – Kapitel 4 – Niederschlag. Zentralanstalt für Metereologie und Geodynamik, Wien.
- Ward, S. H. (1990): Resistivity and induced polarization methods. In: Investigations in Geophysics 1, 6, S. 147 – 189.
- Weidelt P. (2005): Geoelektrik – Grundlagen. In: Knödel K., Krummel H., Lange G. (2005): Handbuch zur Erkundung des Untergrunds von Deponien und Altlasten, Band 3: Geophysik. S. 71 – 100. Heidelberg: Springer-Verlag.

- Weller, A.; Lewis, R.; Niederleithinger, E. (2008): Geophysikalische Verfahren zur Strukturerkundung und Schwachstellenanalyse von Flussdeichen – ein Handbuch. Forschungsbericht 281. Berlin: Bundesanstalt für Materialforschung und -prüfung (BAM).
- Wussow, G. (1922): Untere Grenze dichter Regenfälle. In: Meteorologische Zeitschrift 39, S. 173 – 180.
- Zepp, H. (2014): Geomorphologie. Eine Einführung. 6. aktualisierte Auflage. Paderborn: Schönigh.

## 8. Appendix I - Langgriesgraben



Abbildung 57: Der Langgriesgraben mit Blick auf den Reichenstein, aufgenommen von der L743 Richtung Johnsbach; ungefähre Position der Geoelektrikprofile ist in blau dargestellt; eigene Aufnahme.

## 9. Appendix II – Profilverlauf



Abbildung 58: Profilverlauf mit Startpunkt des 4m- Spacings (Links – 17.07.2020), flachem Teilstück (Mitte – 11.11.2019), sowie den Terrassenkanten (Rechts – 17.07.2020); eigene Abbildungen.



Abbildung 59: Profilverlauf mit Startpunkt des 2m-Spacings (Links – 28.08.2020), dem Flachstück zur Geländekante (Mitte – 06.06.2020) und der Geländekante zum Schotterkörper (Rechts – 06.06.2020); eigene Abbildungen.



Abbildung 60: Profilverlauf mit südlichem Teil im Schotterkörper (Links – 17.07.2020), Mittelpunkt des Profils mit ERT-Gerätschaft (Mitte – 17.07.2020), sowie nördlicher Teil des Profils (Rechts – 17.07.2020; eigene Abbildungen).



*Abbildung 61: Profilverlauf mit nördlicher Geländekante (Links – 17.07.2020), Teilstück mit Ende des 2m-Spacings beim Strommasten (Mitte – 11.11.2019) und Flachstück mit offener Vegetation (Rechts - 06.08.2020); eigene Abbildungen.*

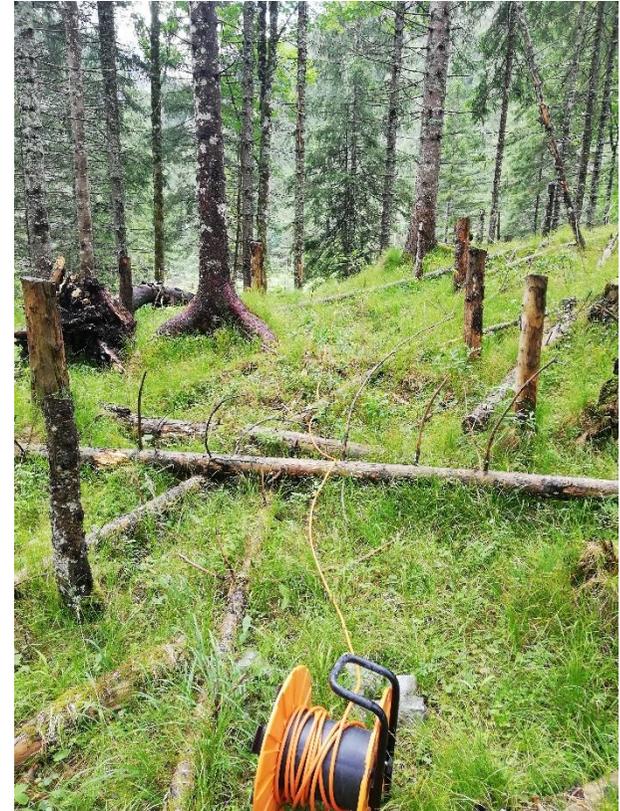


Abbildung 62: Profilverlauf im Wald (Links – 28.08.2020), Teilstück mit geschlägerten und morschen Bäumen (Mitte – 11.11.2019) und Profilende des 4m-Spacings (Rechts -17.07.2020); eigene Abbildung.