

Verständnis extremer klimatologischer Auswirkungen in besiedelten alpinen Gebieten durch 4D-Modellierung hydrogeologischer Prozesse (EXTRIG)

DANIEL ELSTER¹, STEPHAN HOCHLEITHNER², VERONIKA TUREWICZ¹, DAVID OTTOWITZ¹, WOLFGANG JARITZ³,
INGRID SCHATTAUER¹, MARTIN KRALIK⁴, JOHANN HIEBL⁵, ANGELIKA HÖFLER¹, RAMON HOLZSCHUSTER⁴,
CHRISTIAN BISPING⁴, MARGARETE WÖHRER-ALGE⁶, MARTIN ALMER¹, STEFAN HOYER¹ & GERHARD HOBIGER¹

46 Abbildungen, 13 Tabellen

Österreichische Karte 1:50.000
BMN / UTM
112 Bezau / NL 32-03-13 Sonthofen

Transdisziplinäre Forschung
Alpine Hydrogeologie
Klimawandel
Klimaextreme
Wasserhaushalt

Inhalt

Zusammenfassung	15
Abstract	16
 1 Einleitung und Motivation (D. ELSTER & S. HOCHLEITHNER)	 18
2 Bürgerwissenschaften und transdisziplinäre Forschung (S. HOCHLEITHNER)	19
2.1 Ausgangssituation und Community Profile	19
2.1.1 Methodik	19
2.1.2 Ergebnisse	20
2.2 Initiale Transdisziplinäre Integrationsstrategie	22
2.2.1 Methodik	22
2.2.2 Ergebnisse	23
2.3 Grounded Evaluation – Adaptierte transdisziplinäre Integrationsstrategie	25
2.3.1 Erhöhte Relevanz des Sozialen	26
2.3.2 Einbettung sozialwissenschaftlicher Tätigkeiten	27
2.3.3 Drainage Walks	27
 3 Geologische Verhältnisse und 3D-Modellierung (W. JARITZ, V. TUREWICZ, D. OTTOWITZ & I. SCHATTAUER)	 28
3.1 Regional und lokal geologische Übersicht (W. JARITZ)	28
3.2 Geophysikalische Untersuchungen (D. OTTOWITZ & I. SCHATTAUER)	29
3.2.1 Methodik (D. OTTOWITZ & I. SCHATTAUER)	29
3.2.2 Ergebnisse der Aero-Elektromagnetik (I. SCHATTAUER)	30
3.2.3 Ergebnisse der 2D-Geoelektrik (D. OTTOWITZ)	31
3.2.4 Geologische Interpretation der Ergebnisse der 2D-Geoelektrik (D. OTTOWITZ)	32
3.3 Geologische 3D-Modellierung (V. TUREWICZ & W. JARITZ)	33
3.3.1 Methodik (V. TUREWICZ)	33
3.3.2 Konzeptionelle Modellvorstellung (W. JARITZ & V. TUREWICZ)	33
3.3.3 Ergebnisse und Interpretation (V. TUREWICZ)	34

1 DANIEL ELSTER, VERONIKA TUREWICZ, DAVID OTTOWITZ, INGRID SCHATTAUER, ANGELIKA HÖFLER, MARTIN ALMER, STEFAN HOYER, GERHARD HOBIGER: GeoSphere Austria, Hohe Warte 38, 1190 Wien, Österreich. Daniel.Elster@geosphere.at, Veronika.Turewicz@geosphere.at, David.Ottowitz@geosphere.at, Ingrid.Schattauer@geosphere.at, Angelika.Hoefler@geosphere.at, Martin.Almer@geosphere.at, Stefan.Hoyer@geosphere.at, Gerhard.Hobiger@geosphere.at
2 STEPHAN HOCHLEITHNER: Universität Zürich, Winterthurerstrasse 190, 8057 Zürich. Stephan.Hochleithner@geo.uzh.ch
3 WOLFGANG JARITZ: MJP Ziviltechniker GmbH, Georg-Scherer-Straße 7, 5760 Saalfelden. W.Jaritz@mjp-zt.at
4 MARTIN KRALIK, RAMON HOLZSCHUSTER, CHRISTIAN BISPING: Universität Wien, 1090 Wien, Martin.Kralik@univie.ac.at, Ram.Holzschuster@gmail.com, bispingchristian@icloud.com
5 JOHANN HIEBL: Konsulent der GeoSphere Austria.
6 MARGARETE WÖHRER-ALGE: Wildbach- und Lawinenverbauung Sektion Vorarlberg, Rheinstraße 32/5, 6900 Bregenz. Margarete.Woehrer-alge@die-wildbach.at

4	Klimatische Bedingungen und Klimaszenarien (J. HIEBL & A. HÖFLER)	36
4.1	Lufttemperatur	38
4.1.1	Methodik	38
4.1.2	Ergebnisse und Interpretation	38
4.2	Niederschlag	38
4.2.1	Methodik	38
4.2.2	Ergebnisse	40
4.3	Referenz Evapotranspiration	40
4.3.1	Methodik	40
4.3.2	Ergebnisse	40
4.4	Schneewasseräquivalent	40
4.4.1	Methodik	40
4.4.2	Ergebnisse	41
4.5	Klimatologische Auswertung und Klimaindizes	42
4.6	Quantitative Beurteilung der Güte der erstellten Daten	44
4.7	Klimaszenarien	46
4.7.1	Methodik	46
4.7.2	Ergebnisse und Interpretation	47
5	Hydrogeologie (D. ELSTER, M. KRALIK, R. HOLZSCHUSTER, C. BISPING, W. JARITZ, V. TUREWICZ & G. HOBIGER)	51
5.1	Verweilzeiten der Grundwässer (M. KRALIK)	51
5.1.1	Methodik	51
5.1.2	Ergebnisse und Interpretation	52
5.2	Hydrochemie und Feldparameter (D. ELSTER, M. KRALIK & G. HOBIGER)	55
5.2.1	Hydrochemie (D. ELSTER, M. KRALIK & G. HOBIGER)	55
5.2.2	Ergebnisse und Interpretation (D. ELSTER & M. KRALIK)	55
5.3	Quell- und Oberflächenabfluss (D. ELSTER & R. HOLZSCHUSTER)	56
5.3.1	Methodik (D. ELSTER & R. HOLZSCHUSTER)	56
5.3.2	Ergebnisse und Interpretation (D. ELSTER)	56
5.4	Niederschlag-Abfluss-Modellierung (D. ELSTER)	57
5.4.1	Methodik	57
5.4.2	Ergebnisse und Interpretation	57
5.5	Wasserbilanz (D. ELSTER, R. HOLZSCHUSTER & M. KRALIK)	58
5.5.1	Untersuchungszeitraum und Zeitraum 1996 bis 2020 (D. ELSTER, R. HOLZSCHUSTER & M. KRALIK)	58
5.5.2	Klimaszenarien (D. ELSTER)	58
5.6	Infiltrationsbedingungen im Bereich der Eiseseesedimente und deren oberflächennahe Entwässerung (C. BISPING, D. ELSTER & M. KRALIK)	60
5.6.1	Methodik	60
5.6.2	Ergebnisse und Interpretation	60
5.7	Hydrogeologische Konzeptvorstellung (D. ELSTER, M. KRALIK, W. JARITZ, V. TUREWICZ & R. HOLZSCHUSTER)	63
6	Numerische 4D-Modellierung (V. TUREWICZ)	66
6.1	Methodik	66
6.1.1	Modellaufbau	66
6.1.2	Modellkalibrierung	66
6.2	Geometrie, Untergrundparameter und Randbedingungen	67
6.3	Modellkalibrierung	69
6.4	Ergebnisse und Interpretation	71
6.4.1	Erste Modellrechnungen	71
6.5	Klimaszenarien in der numerischen Modellierung	73
7	Diskussion und Ausblick (D. ELSTER, S. HOCHLEITHNER, V. TUREWITZ & M. KRALIK)	75
7.1	Synthese der transdisziplinären Vorgangsweise (S. HOCHLEITHNER)	75
7.2	Unsicherheiten in der Erhebung von Alpiner hydrogeologischer Verhältnissen sowie deren numerischer Modellierung (D. ELSTER, V. TUREWICZ & M. KRALIK)	76
8	Literatur	76
9	Rechtsnormen	80

Zusammenfassung

EXTRIG liefert einen wichtigen Beitrag für ein verbessertes Verständnis von hydrogeologischen Prozessen in inneralpinen Einzugsgebieten in Bezug auf Vulnerabilität im Kontext des Klimawandels und zu transdisziplinärer Forschung. Als Untersuchungsgebiet wurde die von einer kriechenden Massenbewegung betroffene Gemeinde Sibratsgfall im Bregenzerwald (Vorarlberg) gewählt, da für dieses Gebiet bereits qualitativ hochwertige geologische Informationen vorlagen. Der innovative Forschungsansatz folgte einem transdisziplinären Zugang, der auf der Zusammenarbeit von professionellen Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftlern sowie der lokalen Bevölkerung beruht. Letztere wurden im Zuge einer transdisziplinären Integrationsstrategie aktiv in das Projekt eingebunden und gestaltete so die Forschung mit.

Der Ausgangspunkt des Projektes ist von Auswirkungen des Klimawandels geprägt: Im Alpenraum Österreichs liegen in zahlreichen Gebieten hohe Niederschlagsmengen von über 2.000 mm pro Jahr vor, weshalb die Gebiete sensibel auf durch den Klimawandel hervorgerufenen Temperaturanstieg reagieren (APCC, 2014). Insbesondere die Auswirkungen auf die Entwicklung der Grundwasserspeicherung standen in den letzten Jahren zunehmend im Fokus der angewandten Forschung. Dabei wurden für die Beschreibung der Trendentwicklung des Klimas zumeist regionale Klimamodelle (Representative Concentration Pathways – RCPs) berücksichtigt (z.B. FINGER et al., 2012; EPTING et al., 2021; LINDINGER et al., 2021). Grundsätzlich sind zukünftig wärmere Winter zu erwarten, die zu einer früheren und schnelleren Schneeschmelze und zu einem verstärkten Oberflächenabfluss im Winter und Frühling führen (BARNETT et al., 2005). In Folge werden Engpässe bei den Wasserversorgungen im Sommer und Herbst, insbesondere bei begrenztem Speichervermögen, wahrscheinlicher. Die Zunahme von extremen Ereignissen, wie anhaltende Trockenperioden und Starkniederschläge, sind weitere Belastungsfaktoren. Letztere können insbesondere in Bereichen von Massenbewegungen, die durch erhöhte Porenwasserdrücke induziert werden, verheerende Auswirkungen haben. In übertieften Alpentälern sind solche Hangbewegungen oftmals auf Druckentlastung infolge der Deglaziation zurückzuführen (PREUSSER et al., 2010; HILBERG & RIEPLER, 2016). Um mit klimatologischen Ereignissen zusammenhängende Prozesse verstehen zu können, müssen hydrogeologische Bedingungen im Detail eruiert werden. Die Erstellung von hydrogeologischen Modellen von alpinen Einzugsgebieten hängen in der Regel von der Verfügbarkeit und Interpretation von multidisziplinären und hochqualitativen Daten ab. Abgesehen von naturwissenschaftlichen Ansätzen empfiehlt es sich daher auch die lokale Bevölkerung und deren lokale Expertise einzubinden.

Die transdisziplinäre Forschung in Zusammenarbeit mit der lokalen Bevölkerung umfasste drei miteinander zusammenhängende Bereiche: Erstens, die Gewährleistung einer integrativen Forschungspraxis im Sinne eines transdisziplinären Forschungsansatzes auf Ebene des Gesamtprojektes in enger Zusammenarbeit mit dem Projektmanagement. Zweitens, die Umsetzung einer integrativen Kooperation mit nichtwissenschaftlichen Akteurinnen und Akteuren, insbesondere der lokalen Bevölkerung. Drittens, das Koordinieren, das reflexive Evaluieren und das den jeweils aktuellen Erfordernissen entsprechende Adaptieren der Forschungsmethoden. Operativ lag der Fokus auf der Co-Entwicklung eines Citizen Science-Paketes zusammen mit der lokalen Bevölkerung. Dieser Fokus wurde im Verlauf des Projektes entsprechend des Adaptabilitätsprinzips transdisziplinärer Forschung erweitert: Während der Citizen Science-Ansatz weiterverfolgt wurde, erfolgten als Ergebnis eines fortdauernden Evaluations- und Reflexionsprozesses in Kooperation mit lokalen, nichtwissenschaftlichen Akteurinnen und Akteuren Anpassungen im Bereich der Methodik mit stärkerer Gewichtung im qualitativen Methodenbereich. Die Ergebnisse des Projekts umfassen dementsprechend sowohl das Material, das im Zuge des Citizen Science-Ansatzes generiert wurde, als auch und im Besonderen Erkenntnisse analytisch-kritischer Reflektion der Methodik und ihrer Adaption. Diese Vorgehensweise erlaubte es, über die ursprünglichen Projektziele hinaus auch eine methodische Lücke zu adressieren, der in den letzten Jahren verstärkt in den Fokus von Forschung zu transdisziplinären Projekten in Hydrologie und Hydrogeologie rückte (RE, 2015, 2021; BARTHEL & SEIDL, 2017).

Die naturwissenschaftliche Methodik der wissenschaftlichen Expertenschaft umfasste Ansätze aus Meteorologie, Geologie, Hydrogeologie und Geophysik. So wurden verfügbare Klimabeobachtungsdaten (Lufttemperatur, Niederschlag, Evapotranspiration, Schneewasseräquivalent) für das Untersuchungsgebiet gesammelt und aufbereitet. In einem zweiten Schritt wurden die Klimabedingungen abgeleitet und ausgewertet; sie bieten die Grundlage für die Erhebung und Beschreibung der hydrogeologischen Prozesse im Untersuchungsgebiet für den Zeitraum 1995 bis 2020. Um Aussagen über Auswirkungen von Klimaszenarien im Untersuchungsgebiet treffen zu können, wurden in einem weiteren Schritt regionale Klimamodelle (Representative Concentration Pathways – RCPs) für den Zeitraum 1995 bis 2100 berücksichtigt. Von dem etwa 5 km² großen Untersuchungsgebiet wurde ein geologisches 3D-Modell erstellt. Dieses beruht auf der Auswertung von geologischen und geophysikalischen Informationen. Das 3D-Modell stellte die Grundlage für die Geometrie und geologischen Randbedingungen für die hydrogeologische Konzeptvorstellung und die numerische Modellierung dar. Hydrogeologische Untersuchungen umfassten die Installation eines Oberflächenabflussmonitorings zur Ermittlung der Wasserbilanz, Niederschlag-Abfluss-Modellierungen, Grundwassermonitoring und Untersuchungen zur Verweilzeit des Grundwassers. Zudem wurden entsprechend der Bedürfnisse der Bevölkerung die Funktionalität der seichten landwirtschaftlichen Drainagen evaluiert. Die Forschungsergebnisse flossen in ein kalibriertes numerisches Modell ein, um die konzeptionelle hydrogeologische Vorstellung zu validieren und um die mögliche Entwicklung des Grundwasserspeichers im Zuge des Klimawandels zu beschreiben.

Das primäre Ziel der transdisziplinären Herangehensweise, gemeinsam mit lokalen, nicht-wissenschaftlichen Akteurinnen und Akteuren Wissen über Zusammenhänge zwischen hydrogeologischer Dynamik, den Auswirkungen des Klimawandels und sozialer Dimensionen zu generieren, erforderte eine intensive Einbindung lokaler Stakeholder, die ursprünglich durch ein Citizen Science-Paket umgesetzt werden sollte. In dessen Mittelpunkt stand die gemeinsame Entwicklung einer Smartphone-App zur Generierung hydrogeologischer Daten, die in das Modell des Untersuchungsgebiets einfließen sollten. Bei der Umsetzung des geplanten transdisziplinären Ansatzes sah sich das Projektteam jedoch bald mit einigen entscheidenden Herausforderungen konfrontiert, die sich speziell aus dem kleinräumigen Umfeld eines inneralpinen Tals ergaben. Zu diesen Herausforderungen gehören vor allem eine erhöhte Relevanz des Sozialen, eine kleine Anzahl von (potentiellen) Teilnehmenden, die mit einer großen Anzahl von divergierenden Interessen, Bedürfnissen und Anliegen der lokalen Stakeholder zusammentrifft, sowie eine starke Diskrepanz zwischen klassischen, theorienduzierten Risikovorstellungen und lokalen, kontextuell definierten Risikowahrnehmungen. Das Herzstück des Ansatzes, ein Citizen Science-Paket zur Koproduktion von Wissen durch die gemeinsame Entwicklung einer hydrogeologischen Smartphone-App, lieferte nur begrenzte Ergebnisse in Bezug auf die Generierung hydrogeologischer Daten, erwies sich jedoch als sehr fruchtbar für die Einbindung lokaler Interessengruppen sowie für das Generieren und die Kommunikation von Wissen. Im Rahmen von Reflexions- und Adaptionsprozessen wurden verstärkt qualitative sozialwissenschaftliche Methoden eingesetzt, was zu klareren und detaillierteren Ergebnissen, einer stärkeren Beteiligung lokaler Interessengruppen, einer höheren Aufmerksamkeit bezüglich hydrogeologischer Dynamiken und einer stärkeren Unterstützung der Forschungsaktivitäten insgesamt führte. Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die Einbeziehung qualitativer sozialwissenschaftlicher Methoden in die transdisziplinäre hydrogeologische Forschung in kleinräumigen Untersuchungsgebieten fruchtbarer zu sein scheint als die Umsetzung von in anderen Kontexten durchaus bewährten, transdisziplinären Methoden und Toolkits, wie z.B. quantitative Evaluierung oder Citizen Science über Smartphone-Apps. Die Anpassung von Methoden aus den Sozialwissenschaften, wie z.B. Transect Walks, kann in dieser Hinsicht ebenfalls zielführend sein, ebenso wie die „Einbettung“ von Sozialwissenschaftlerinnen und Sozialwissenschaftlern in hydrogeologische Feldteams. Die Einbeziehung der Sozialwissenschaften, insbesondere aus Disziplinen mit einem starken qualitativen methodischen Schwerpunkt, wie z.B. der Sozialanthropologie oder der Humangeographie, kann daher für die sozio-hydrogeologische Forschung in kleinräumigen Kontexten von großem Nutzen sein. Weitere Forschungsarbeiten sollten sich auch auf erkenntnistheoretische Aspekte konzentrieren, wie etwa in Bezug auf die (sozialen und politischen) Konstruktion(en) von Risiko. Kleinräumige Untersuchungskontexte bringen im Bereich transdisziplinärer hydrogeologischer Forschung spezifische Herausforderungen mit sich, bieten jedoch auch besondere Potentiale, wie sich aus unseren Erkenntnissen ebenfalls ableiten lässt. Wenn eine transdisziplinäre Komponente ernst genommen (und nicht bloß nominell angeführt) wird, ermöglicht die transdisziplinäre hydrogeologische Forschung in kleinräumigen Settings eine größere Tiefe des generierten Materials sowie eine größere Wirkung von Projekten, insbesondere, wenn diese auf Sensibilisierung und Koproduktion von Wissen über nachhaltiges und resilientes Wasser- und Risikomanagement abzielen.

Das Becken von Sibratsgfall weist mächtige Ablagerungen von eiszeitlichen Lockersedimenten mit komplexer Zusammensetzung auf, die unterschiedliche hydraulische Eigenschaften zeigen. Deren räumliche Ausdehnung wurde mithilfe eines geologischen 3D-Modells beschrieben und dargestellt. Mit geophysikalischen Methoden wurde nachgewiesen, dass die Sedimente im zentralen Bereich des übertieften Beckens eine Mächtigkeit von 200 bis 250 m erreichen. Unter Eisseesedimenten befinden sich mächtige Grobklastika, die während einer Vorstoßphase im Würm während des Gletscheraufbaus abgelagert wurden. Eine darauffolgende Stillwasserphase repräsentiert demnach die bereits gehinderten Abflussverhältnisse der Bäche aus den Seitentälern Richtung Haupttal, da dort bereits der mächtigere Bregenzerachgletscher den Abfluss der Seitenbäche behinderte. Die Eisseesedimente wurden im Laufe des weiteren Gletscheraufbaus bis zum Last Glacial Maximum (LGM) von diesem überfahren. Darauf weist die durchwegs hohe Konsolidierung der Eisseesedimente hin.

Untersuchungen zu den mittleren Verweilzeiten der artesischen und gespannten Grundwässer der Vorstoßschotter und der Randzone zeigten, dass Grundwasseralter von mindestens 30 bis 40 Jahren vorliegen und alte Grundwasserkomponenten mit einem Alter von zumindest einigen hundert Jahren beteiligt sind. Zudem dürfte das Einzugsgebiet der Wässer in einem Seehöhenbereich von 1.200 bis 1.400 m liegen. Da die Wassertemperaturen der tieferen Grundwässer 2,5 bis 3 °C über den Jahresdurchschnittstemperaturen von Sibratsgfall liegen, ist eine Beteiligung von tiefer zirkulierenden Wässern wahrscheinlich. Aufgrund der ungewöhnlich hohen Wasseralter und der erhöhten Wassertemperaturen ist ein tieferer Zufluss über Klüfte im Festgestein des Rhenodanubischen Flyschs und der Feuerstätter Decke anzunehmen: dieser Prozess wurde als „Mountain-Block Recharge“ (MBR) erkannt. Es ist zu erwarten, dass diese ältere Grundwasserkomponente zumindest rund 30 % ausmacht.

Im Zuge der Untersuchungen zur Wasserbilanz wurden im Untersuchungsjahr 2020 ein Niederschlag von ca. 2.500 mm, ein Oberflächenabfluss von 1.300 mm, eine Evapotranspiration von 800 mm und eine Änderung des Grundwasserspeichervolumens von +330 mm festgestellt. Die klimatologische Auswertung für den Zeitraum 1995 bis 2020 zeigt auf, dass die Lufttemperatur in diesem klimatologisch kurzen Zeitraum um 1,5 °C anstieg. Damit einhergehend erhöhte sich die Evapotranspiration um 11 % und das Schneewasseräquivalent nahm um 36 % ab. Weitgehend stabil blieb die Niederschlag-Jahressumme. Auf Grundlage von berechneten Klimaindizes lässt sich schlussfolgern, dass die regionalen Klimamodelle bei verstärkten bis moderaten Klimaschutzanstrengungen überschaubare Änderungen der hydrogeologischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet simulieren. „Fossiler Weg“-Modellabläufe von RCP 8.5 zeigen sowohl hinsichtlich sommerlicher Trockenheit als auch hinsichtlich extremer Niederschläge deutliche Zunahmen auf, die teilweise am Rand der Spannweite der aus Beobachtungen bekannten Klimabedingungen liegen. Diese Klimaprojektionen stellen plausible Entwicklungen des Klimas unter der Voraussetzung definierter anthropogener Aktivitäten dar, sie sind allerdings keine konkreten Vorhersagen des tatsächlichen künftigen Klimageschehens.

In enger Zusammenarbeit mit lokalen Landwirten wurde die Funktionalität landwirtschaftlicher Drainagen an ausgewählten Wiesen im Bereich der Eisseesedimente evaluiert. Bei den undurchlässigen Hangley-Haftwasserpseudogley Böden findet grundsätzlich eine Rohrdränung statt. Offene Gräben wären grundsätzlich für eine effektive Entwässerung zu empfehlen, führen jedoch bei der landwirtschaftlichen Nutzung zu Problemen. In der Praxis werden Füllungen von Drainagegräben mit Humus bedeckt, mechanische Bodenverdichtung (z.B. Viehtritt und Radlasten) können die Funktionalität jedoch stark beeinträchtigen. Der Bevölkerung wurde im Zuge einer Informationsveranstaltung deshalb die Anwendung von bodenverbessernden Maßnahmen empfohlen.

Mit einer numerischen Modellierung wurde die konzeptionelle hydrogeologische Modellvorstellung validiert und Grundwasserfließverhältnisse unter Berücksichtigung der klimatischen Verhältnisse und Klimaszenarien simuliert. Es konnten vor allem qualitative Aussagen zum Verhalten des Grundwasserkörpers in Form von Trends der Grundwasserstände und dem Discharge im Zeitverlauf getroffen werden. Bedingt durch die geringe Datenlage bei Grundwasserstandsmessungen – in der Projektantragsphase war von einer größeren Anzahl von Grundwassererschließungen auszugehen – ist das Modell allerdings hinsichtlich quantitativer Aussagen mit deutlichen Unsicherheiten behaftet.

Understanding of Extreme Climatological Impacts in Populated Alpine Areas from 4D Modelling of Hydrogeological Processes (EXTRIG)

Abstract

EXTRIG provides an important contribution to an improved understanding of hydrogeological processes in inner alpine catchments in relation to vulnerability in the context of climate change and to transdisciplinary research. The municipality of Sibratsgfall in the Bregenzerwald (Vorarlberg), which is affected by a creeping mass movement, was chosen as the study area because of available high quality geological information. Our research followed a transdisciplinary approach based on collaboration of professional scientists and the local population. Locals were actively involved in the transdisciplinary integration approach to improve scientific findings.

The project's background is shaped by the effects of climate change: High precipitation amounts of more than 2,000 mm per year are present in numerous areas within the Alpine region of Austria. Those areas react sensitively to temperature increases caused by climate change (APCC, 2014). In particular, the impacts on groundwater storage trends have been an increasing focus of applied research in recent years. In this context, regional climate models (Representative Concentration Pathways – RCPs) are considered to describe the development of climate trends (e.g., FINGER et al., 2012; EPTING et al., 2021; LINDINGER et al., 2021). Overall, warmer winters can be expected in the future, leading to earlier and faster snowmelt and increased surface runoff in winter and spring (BARNETT et al., 2005). As a result, shortages of water supplies become more likely in summer and fall, especially when limited storage capacity is present. Increases in extreme events, such as prolonged dry periods and heavy precipitation, are other stress factors. This can have devastating effects, especially in areas with mass movements induced by increased pore water pressures. In overdeepened alpine valleys such slope movements are often caused by pressure relief resulting from deglaciation (PREUSSER et al., 2010; HILBERG & RIEPLER, 2016). Hydrogeological conditions have to be investigated in detail in order to understand processes related to climatological events. The creation of hydrogeological models of alpine catchments usually depends on the availability and interpretation of multidisciplinary and high quality data. Apart from natural science approaches, it is therefore highly recommended to involve the local population and their local expertise.

The transdisciplinary research towards collaboration with the local population included three interrelated dimensions: First, ensuring integrative research practice in terms of a transdisciplinary research approach at the level of the overall project in close collaboration with project management. Second, implementing integrative cooperation with non-scientific actors, especially the local population. Third, coordination, reflexive evaluation and adaptation of research methods according to requirements. Operationally, the focus was set on the co-development of a Citizen Science package together with the local population. This focus was extended in course of the project according to the adaptability principle of transdisciplinary research: While the Citizen Science approach was further pursued, methodology was adapted towards a stronger emphasis on qualitative methods as a result of ongoing evaluation and reflection processes in cooperation with local, non-scientific actors. The results of the project thus include both the material generated in the course of the Citizen Science approach and findings from analytical-critical reflection on methodology and its adaptation. This approach also allowed to address, beyond the original project goals, a methodological gap that has increasingly become the focus of research on transdisciplinary projects in hydrology and hydrogeology in recent years (RE, 2015, 2021; BARTHEL & SEIDL, 2017).

The methodology of natural scientists included approaches from meteorology, geology, hydrogeology and geophysics. Thus, available climate observation data (air temperature, precipitation, evapotranspiration, snow water equivalent) for the study area were collected and processed. In a second step, the climatic conditions were

derived and evaluated. They provide the basis for the description of the hydrogeological processes in the study area for the period 1995 to 2020. Regional climate models (Representative Concentration Pathways – RCPs) for the period 1995 to 2100 were considered in a further step in order to be able to describe possible effects from climate scenarios in the study area. A 3D geological model was created of the study area, which covers an area of about 5 km². This is based on the evaluation of geological and geophysical information. The 3D model provided the basis for the geometry and geological boundary conditions for the hydrogeological conceptual design and numerical modelling. Hydrogeological investigations included installation of surface runoff monitoring to determine water balance, precipitation-runoff modelling, groundwater monitoring, and groundwater residence time investigations. In addition, corresponding with local residents' needs, the functionality of shallow agricultural drainages was evaluated. The research results were incorporated into a calibrated numerical model to validate the conceptual hydrogeological model and to describe the potential trends of groundwater availability in the valley basin within the context of climate change.

The primary goal of the transdisciplinary approach was to co-generate knowledge about interactions between hydrogeological dynamics, climate change impacts, and social dimensions together with local, non-scientific stakeholders. This required intensive involvement of local stakeholders, which was originally to be implemented through a citizen science package. Initially, we intended to focus on the collaborative development of a smartphone app to generate hydrogeological data to be incorporated into the research. However, the project team was soon confronted with a number of critical challenges that arose specifically from the small-scale environment of an inner-alpine valley. These challenges primarily include an increased relevance of the social, a limited number of (potential) participants coinciding with a large number of diverging interests, and concerns of local stakeholders in addition to a strong discrepancy between classical, theory-deduced risk perceptions and local, contextually defined risk perceptions. The main approach, a Citizen Science package to co-produce knowledge through the collaborative development of a hydrogeological smartphone app, yielded only limited results in terms of hydrogeological data generation, but proved very useful for engaging local stakeholders and generating and communicating knowledge. More qualitative social science methods were used as part of reflection and adaptation processes, leading to clearer and more detailed results, more involvement of local stakeholders, more attention regarding hydrogeological dynamics, and more support for the research activities as a whole. In summary, incorporating qualitative social science methods into transdisciplinary hydrogeological research in small-scale study areas seems to be more fruitful than implementing transdisciplinary methods and toolkits, such as quantitative evaluation or Citizen Science via smartphone apps, which are well established and have proven fruitful in other contexts. Adapting methods from the social sciences, such as transect walks, can be beneficial in this regard, as can “embedding” social scientists in hydrogeological field teams. The involvement of social scientists, particularly from a strong qualitative methodological focus background, e.g. social anthropology or human geography, can therefore be of great benefit to socio-hydrogeological research in small-scale contexts. Further research should also focus on epistemological aspects, such as those related to the (social and political) construction of risk. Small-scale contexts pose specific challenges in the field of transdisciplinary hydrogeological research, but also offer specific potential, as can also be inferred from our findings. When a transdisciplinary component is taken seriously (and not merely nominally invoked), transdisciplinary hydrogeological research in small-scale settings allows for greater depth of material generated as well as greater impact of projects, especially when they aim to raise awareness and co-produce knowledge about sustainable and resilient water and risk management.

The basin of Sibratsgfall comprises of deposits of glacial unconsolidated sediments with complex compositions that bear different hydraulic properties. Their spatial extent was described with a geological 3D model. Findings from geophysical methods proved that sediments in the central part of the overdeepened valley reach 200 to 250 m in thickness. Proglacial gravels were initially deposited during an advance phase in the Würm Glacial during glacial buildup. A subsequent stagnant water phase followed an already obstructed drainage of the streams from the side valleys towards the main valley. Those lacustrine ice lake sediments were overrun by the glacier in the course of its further buildup until the Last Glacial Maximum (LGM). This is indicated by the consistently high consolidation of the lacustrine ice lake sediments.

The artesian and stressed groundwater of the proglacial gravels and the marginal zone have mean residence times (MRT) of at least 30 to 40 years and findings prove the involvement of very old groundwater components with an age of at least several hundred years. In addition, the catchment area of the investigated groundwater samples is found at an elevation range of 1,200 to 1,400 m. Since the water temperatures of the deeper groundwater are 2.5 to 3 °C above the annual average temperatures of Sibratsgfall, a participation of deeper circulating waters is likely to take place. Based on the unusually elevated groundwater ages and elevated water temperatures, deeper inflow via fractures in the bedrock is likely. This process has been recognized as “mountain-block recharge” (MBR). This older groundwater component is expected to account for at least about 30 %.

The water balance calculation of 2020 shows a precipitation rate of approximately 2,500 mm, a surface runoff of 1,300 mm, an evapotranspiration of 800 mm and a change in the groundwater storage volume of +330 mm. The climatological evaluation for the time period 1995 to 2020 indicates that the air temperature has increased by 1.5 °C in this climatologically short period. This was accompanied by an 11 % increase in evapotranspiration and a 36 % decrease in snow water equivalent. The annual total of precipitation remained largely stable. From climate indices it can be concluded that regional climate models simulate minor changes in hydrogeological conditions in the study area with increased to moderate climate change mitigation efforts (RCP 2.6 and 4.5). However, business-as-usual model runs of RCP 8.5 show significant increases in both summer drought and extreme precipitation, some of which are at the edge of the range of climate conditions known from real observations. These climate projections represent plausible developments of the climate under the assumption of defined anthropogenic activities, but they are not predictions of actual future climate events.

The functionality of agricultural drainages was evaluated at chosen pastures in the area of the lacustrine ice lake sediments in close cooperation with local farmers. Pipe drainage basically occurs in the rather impermeable pseudogley soils. Open ditches would generally be recommended for effective drainage, but cause problems for agricultural use. In practice, drainage ditch fillings are covered with humus, but mechanical soil compaction (e.g., cattle tread and wheel loads) can severely reduce the functionality as a consequence. The use of soil improvement measures was therefore recommended to local farmers in the course of an information event.

Numerical modelling was finally used to validate the conceptual hydrogeological model and to simulate groundwater flow conditions under consideration of climatic conditions and climate scenarios. Overall, qualitative statements on the behaviour of the groundwater body in the form of trends in groundwater levels and discharge over time could be made. However, due to the limited data available for groundwater level measurements – a larger number of groundwater discharges was assumed during the project application phase – the model bears significant uncertainties concerning precise quantitative statements.

1 Einleitung und Motivation

(D. ELSTER & S. HOCHLEITHNER)

Der Alpenraum weist in vielen Gebieten hohe Niederschlagsmengen von über 2.000 mm pro Jahr auf und reagiert sensibel auf Temperaturanstieg und Niederschlagsrückgang hervorgerufen durch den Klimawandel (vgl. APCC, 2014). Die Auswirkungen auf die Entwicklung der Grundwasserspeicherung standen deshalb in den letzten Jahren zunehmend im Fokus der angewandten Forschung, hierbei wurden regionale Klimamodelle (Representative Concentration Pathways – RCPs) berücksichtigt (z.B. FINGER et al., 2012; EPTING et al., 2021; LINDINGER et al., 2021). Grundsätzlich sind zukünftig wärmere Winter zu erwarten, die zu einer früheren und schnelleren Schneeschmelze und zu einem verstärkten Oberflächenabfluss im Winter und Frühling führen (BARNETT et al., 2005). In Folge werden Engpässe bei den Wasserversorgungen im Sommer und Herbst, insbesondere bei begrenztem Speichervermögen wahrscheinlicher. Die Zunahme von extremen Ereignissen, wie anhaltende Trockenperioden und Starkniederschläge, sind weitere Belastungsfaktoren. Letztere können insbesondere in Bereichen von Massenbewegungen, die durch erhöhte Porenwasserdrücke induziert werden, verheerende Auswirkungen haben. In übertieften Alpentälern sind solche Hangbewegungen oftmals auf Druckentlastung infolge der Deglaziation zurückzuführen (PREUSSER et al., 2010; HILBERG & RIEPLER, 2016). Um mit klimatologischen Ereignissen zusammenhängende Prozesse verstehen zu können, müssen hydrogeologische Bedingungen im Detail eruiert werden. Aus diesem Grund ist es wichtig, die vorliegenden Bedingungen möglichst umfassend nachzubilden. Die Erstellung eines hydrogeologischen Modells für ein alpines Einzugsgebiet hängt in der Regel von der Verfügbarkeit von multidisziplinären und hochqualitativen Daten ab. Diese sind jedoch in den meisten Fällen nicht vorhanden.

Das Projektziel von EXTRIG war, zu einem verbesserten Verständnis von hydrogeologischen Prozessen in inneralpinen Einzugsgebieten hinsichtlich Vulnerabilität im Kontext des Klimawandels beizutragen. Hierbei wurden ein Ansatz auf Fallstudienebene bzw. der unteren Mesoskala (ca. 5 km²) verfolgt. Als Untersuchungsgebiet wurde die von einer kriechenden Massenbewegung betroffene Gemeinde Sibratsgfall im Bregenzerwald (Vorarlberg) gewählt, da für dieses Gebiet bereits hochqualitative geologische Informationen vorlagen (Abb. 1). Der innovative Forschungsansatz beruhte auf einem transdisziplinären Zugang, der auf der Zusammenarbeit von Geologen, Meteorologen, Hydrogeologen, Geophysikern, Sozialwissenschaftlern und der lokalen Bevölkerung beruht. Letztere wurden im Zuge von Citizen Science aktiv in das Projekt eingebunden.

Konkret wurden folgende Zielsetzungen entsprechend der Arbeitspakete verfolgt:

- Arbeitspaket 2 „Bürgerwissenschaften“ (Kapitel 2) umfasste drei miteinander zusammenhängende Bereiche: Erstens, die Gewährleistung einer integrativen Forschungspraxis im Sinne eines transdisziplinären Forschungsansatzes auf Ebene des Gesamtprojektes in enger Zusammenarbeit mit dem Projektmanagement. Zweitens, die Umsetzung einer integrativen Kooperation mit nichtwissenschaftlichen Akteurinnen und Ak-

teuren, insbesondere durch Zusammenarbeit mit der lokalen Bevölkerung. Drittens, das Koordinieren, das reflexive Evaluieren und das den jeweils aktuellen Erfordernissen entsprechende Adaptieren der Forschungsmethoden. Operativ lag der Fokus auf der Co-Entwicklung eines Citizen Science-Paketes zusammen mit der lokalen Bevölkerung. Dieser Fokus wurde im Verlauf des Projektes entsprechend des Adaptabilitätsprinzips transdisziplinärer Forschung erweitert: Während der Citizen Science-Ansatz weiterverfolgt wurde, erfolgten als Ergebnis eines fortdauernden Evaluations- und Reflexionsprozesses in Kooperation mit lokalen, nichtwissenschaftlichen Akteurinnen und Akteuren Anpassungen im Bereich der Methodik. Die im Folgenden präsentierten und diskutierten Ergebnisse umfassen dementsprechend sowohl das Material, das im Zuge des Citizen Science-Ansatzes generiert wurde, als auch und im Besonderen eine analytisch-kritische Reflektion der Methodik und ihrer Adaption. Diese Vorgehensweise erlaubt es, über die ursprünglichen Projektziele hinaus auch einen methodischen „gap“ zu adressieren, der in den letzten Jahren verstärkt in den Fokus von Forschung zu transdisziplinären Projekten in Hydrologie und Hydrogeologie rückte (RE, 2015, 2021; BARTHEL & SEIDL, 2017).

- In Arbeitspaket 3 „Geologische 3D Modellierung, Konzept und Umsetzung“ (Kapitel 3) wurde von dem Untersuchungsgebiet ein geologisches 3D-Modell erstellt. Dieses beruht auf der Auswertung von geologischen und geophysikalischen Informationen. Das 3D-Modell stellte die Grundlage für die Geometrie und geologischen Randbedingungen des numerischen 4D-Modells in Kapitel 3 dar.
- In Arbeitspaket 5 „Klimatologische Bedingungen und Klimaszenarien“ (Kapitel 4) wurden zunächst verfügbare Klimabeobachtungsdaten (Lufttemperatur, Niederschlag, Evapotranspiration, Schneewasseräquivalent) für das Untersuchungsgebiet gesammelt und aufbereitet. In einem zweiten Schritt wurden die Klimabedingungen abgeleitet und ausgewertet, sie bieten die Grundlage für die Erhebung und Beschreibung der hydrogeologischen Prozesse im Untersuchungsgebiet für den Zeitraum 1995 bis 2020. Um Aussagen über Auswirkungen von Klimaszenarien im Untersuchungsgebiet treffen zu können, wurden in einem weiteren Schritt regionale Klimamodelle (Representative Concentration Pathways – RCPs) für den Zeitraum 1995 bis 2100 berücksichtigt.
- In Arbeitspaket 4 „Hydrogeologische Konzeptvorstellung“ (Kapitel 5) wurde eine detaillierte konzeptionelle hydrogeologische Modellvorstellung des Untersuchungsgebietes erstellt. In die Wasserbilanz flossen zunächst die erhobenen Daten zu den Klimaparametern, siehe Kapitel 4, direkt ein. Weitere Methoden umfassten unter anderem die Installation eines Oberflächenabflussmonitorings, Grundwassermonitoring, Untersuchungen zur Verweilzeit des Grundwassers und eine Niederschlag-Abfluss-Modellierung.



Abb. 1.
Das Untersuchungsgebiet Sibratsgall
(929 m) mit Blick nach Nordwesten
(Foto: M. Kralik).

- In Arbeitspaket 6 „Numerische Modellierung 4D-Modellierung“ wurde auf Basis der Erkenntnisse der Kapitel 3, 4 und 5 ein kalibriertes numerisches Modell des Untersuchungsgebietes erstellt. Darauf aufbauend wurden im Zuge von Arbeitspaket 7 „Wassermanagement und Klimatologische Simulationen“ Modellie-

rungen zu vergangenen Klimadaten und ausgewählten Läufen von Klimaszenarien durchgeführt. Ziel war die Beschreibung der Entwicklung des Grundwasserspeichers im Untersuchungsgebiet bei unterschiedlichen Bedingungen.

2 Bürgerwissenschaften und transdisziplinäre Forschung

(S. HOCHLEITHNER)

2.1 Ausgangssituation und Community Profile

2.1.1 Methodik

Als Grundlage der transdisziplinären Untersuchung diente das Erstellen eines Community Profiles mittels einer Adaption der Community Profiling Methode nach MESSER & TOWNSLEY (2003). Ein initialer Workshop vor Ort diente der Identifikation von Schlüsselpersonen in der Gemeinschaft, die in weiterer Folge individuell konsultiert wurden. Im Zuge dessen wurden das Projekt und der transdisziplinäre Ansatz präsentiert und erläutert, um soziale, kulturelle und ökonomische (Interessens-)gruppen, weitere Schlüsselpersonen, und Kernanliegen (insbesondere mit Projektbezug) zu identifizieren. Weitere individuelle Konsultationen, narrative Interviews und Fokusgruppendifkussionen generierten die Basis für das Community Mapping. So entstand ein generelles Bild der Gemeinschaft im Untersuchungsgebiet, das einen Überblick über Schlüsselressourcen, kulturelle, soziale und ökonomische Gruppierungen, Aktivitäten zur Lebensgrundlage und Existenzsicherung sowie Institutionen bot und das Identifizieren von Regeln und Regulierungen erlaubte. In einem weiteren Schritt fanden weitere Konsultationen, Interviews und Gruppendis-

kussionen statt, in denen das Augenmerk vor allem auf die Identifikation von Verknüpfungen, Intersektionen und Konflikten zwischen Individuen, Gruppierungen und Institutionen lag. Das auf diese Weise generierte Material floss zusammen mit historischen Recherchen und Informationen aus „grauer“ Literatur, wie etwa 1999 niedergeschriebene Zeitzeugenberichte zur „Rindberg-Rutschung“, in das Community Profile ein.

Insgesamt fanden im Rahmen dieses Prozesses neun Konsultationen mit Schlüsselpersonen, zwei Workshops (inklusive des ersten App-Entwicklungsworkshops, siehe unten), vier Fokusgruppendifkussionen, sowie 12 semi-strukturierte, narrative Interviews statt. Je nach Zustimmung der durchgehend voll informierten und aufgeklärten Beteiligten wurden während der Gespräche Audioaufzeichnungen, Notizen oder ex-post Protokolle erstellt. Da von den meisten Teilnehmenden eine Anonymisierung gewünscht war, wurde diese durchgehend vorgenommen. Zur Ergänzung und Validierung dienten ex-post Protokolle moderat-teilnehmender Beobachtungen (DEWALT et al., 1998; LIU & MAITLIS, 2010). Die Auswertung des Materials erfolgte mittels qualitativer Inhaltsanalyse auf Basis eines Systems offener Kategorien und variabler Verknüpfungen nach GLÄSER & LAUDEL (2009) mithilfe der Software f4analyse.

2.1.2 Ergebnisse

Die historische Quellenlage zum Untersuchungsgebiet ist relativ dünn, explizite wissenschaftliche Studien konnten nicht identifiziert werden (cf. WÖHRER-ALGE, 2013). Das diesem Abschnitt zugrundeliegende historische Material wurde im Rahmen von Interviews und Gruppendiskussionen generiert, regional kontextualisiert und mittels Aufzeichnungen der Gemeindeverwaltung und von Privatpersonen eingeordnet. Auf diese Weise konnte eruiert werden, dass das Untersuchungsgebiet historisch durch eine relativ junge Besiedlungsgeschichte gekennzeichnet ist. Spätestens ab dem 16. Jahrhundert wurde das Gebiet als Vorsäß (Drei-Stufen-Landwirtschaft) primär im Rahmen von Viehwirtschaft und auf Teile des Sommers beschränkt genutzt (Anmerkung: Die erste entsprechende urkundliche Erwähnung stammt nach Information der Gemeindeverwaltung Sibratsgfall – Stand 2021 – aus dem Jahr 1511). Die saisonale Nutzung wurde ab Mitte des 17. Jahrhunderts auf den gesamten Sommer ausgeweitet, was mit der graduellen Intensivierung forstwirtschaftlicher Tätigkeiten in Verbindung steht. Holzproduktion und Flößerei stellten lokalen Narrativen zufolge die primären Aktivitäten zur Lebensgrundlage und Existenzsicherung dar und prägten fortan die weitere Entwicklung der sozial-ökologischen Situation im Gebiet nachhaltig. Laut privaten Dokumenten von Interviewpartnern begann eine ganzjährige Besiedlung des Untersuchungsgebietes frühestens im 18. Jahrhundert im Zuge von Migrationsbewegungen aus nahegelegenen Gemeinden. Dies steht in Zusammenhang mit der traditionellen Residenzfolgeordnung, die sich, wie weiter unten erläutert, auch auf heutige Zusammenhänge auswirkt: Grundsätzlich ist die traditionelle Erbfolge patrilinear ausgerichtet und mit Patrilokalität verknüpft, wobei Ansprüche nach Geburtsreihenfolge priorisiert werden. Ließ sich aufgrund der Ressourcenlage die Residenzregel nicht in-situ umsetzen, kam es zu Erbteilungen und Neolokalität an vom Haushalt des Vaters weiter entfernten Liegenschaften, wie bis dahin lediglich saisonal oder jedenfalls nicht dauerhaft genutzten Flächen. So entwickelte sich aus den Vorsäßen im Untersuchungsgebiet eine dauerhafte Siedlung, die spätestens mit der Errichtung eines permanenten Kirchengebäudes im Jahr 1805 und dessen Erhebung zur Pfarrkirche 1807 als vollständig etabliert betrachtet werden kann.

Aus dem im Zuge des Community Profiling generierten Material geht hervor, dass Forstwirtschaft bis in das 20. Jahrhundert den Kern lokaler Aktivitäten zur Lebensgrundlage und Existenzsicherung darstellte und erst ab etwa den 1920er Jahren durch Wiesen- und Viehwirtschaft abgelöst wurde, was mit der Gründung von landwirtschaftlichen Genossenschaften einherging. Ab etwa Mitte des 20. Jahrhunderts fanden in diesem Kontext starke Eingriffe in die Landschaft statt, um die Flächen, zum Beispiel durch Planieren, maschinell bewirtschaftbar zu machen. In der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts wuchs auch der Tourismussektor im Untersuchungsgebiet stark und entwickelte sich zu einer zentralen sozialen und ökonomischen Größe: Neben der Bedeutung als Aktivität zur Lebensgrundlage und Existenzsicherung führte Tourismus auch zur Zuwanderung von Personen, die ursprünglich nur als saisonale Arbeitskräfte gekommen waren, sowie zu generell intensiveren, auch regionalen Mobilitätsdynamiken, was zu einer positiven Migrationsbilanz der Gemeinde beitrug. Der

Einbruch und einhergehende strukturelle Veränderungen des Tourismussektors ab etwa den 1990er Jahren zeitigten analoge negative Effekte.

Einen für das Community Profile besonders signifikanten historischen Punkt stellt die großflächige Hangrutschung auf der Parzelle Rindberg (außerhalb des Untersuchungsgebietes dieses Projekts, jedoch unmittelbar benachbart gelegen) im Jahr 1999 dar. Das kollektiv wie individuell Erlebte und dessen Folgen beeinflussen zentrale Aspekte des Community Profils: zum einen Konfliktdynamiken zwischen Individuen und Gruppen, jedoch auch von den Teilnehmenden der Untersuchung durchaus positiv konnotierte Aspekte, wie Kooperation, Solidarität und Selbstorganisation beim Bewältigen der Folgen des Ereignisses. Von besonderer Bedeutung sind das Ereignis und seine Folgen auch für Einstellung, Wahrnehmung und Wissen in Bezug auf geologische Zusammenhänge in der Bevölkerung des Untersuchungsgebietes. Für direkt von den Folgen der Hangrutschung Betroffene, deren Angehörige, sowie auch dem Bekanntenkreis und schließlich für die gesamte Dorfgemeinschaft ergab sich so ein teils beachtlicher Grundstock an Wissen zu geologischen Dynamiken allgemein sowie zu den Dynamiken im Untersuchungsgebiet im Speziellen. Hydrologisches Wissen war vor allem bei Landwirtinnen und Landwirten besonders hoch, das sich diese im Zuge von Drainagierungsarbeiten mit dem Ziel der Ertragssteigerung insbesondere von Wiesen sowie zur Sicherung maschineller Bewirtschaftbarkeit angeeignet hatten. Weitere Schlüsselpersonen mit besonders hohem Wissensstand waren der kommunale Wasserwart sowie ein lokaler Baumeister. Letzterer war sowohl beruflich bei der Herstellung von baulichen Maßnahmen zum Wassermanagement aktiv, als auch zivilgesellschaftlich bei der Erstellung von Gefahrenkarten beteiligt und Mitbegründer des Vereins Bewegte Natur Sibratsgfall (VEREIN BEWEGTE NATUR SIBRATSGFALL, 2022). Der Verein stellt eine Besonderheit des Untersuchungsgebietes dar. Im Zuge der Erstellung und des Betriebs der „Georunde“, eines auch mit hochrangigen Architekturpreisen ausgezeichneten Rundwanderweges, der sich dokumentarisch und künstlerisch mit der Hangrutschung, ihren Folgen und Ursachen/Zusammenhängen beschäftigt, trägt der Verein maßgeblich zur Schaffung und Erweiterung von Wissen und Bewusstsein im Untersuchungsgebiet bei.

Die Phase der Erstellung von Gefahrenkarten infolge der Hangrutschung im Jahr 1999 bildet ein zentrales Momentum der sozialen Dynamiken mit Bezug auf (hydro-)geologische Dynamiken im Untersuchungsgebiet. Zum einen stellen die im Zuge der Erstellung der Gefahrenkarten (und im Rahmen eines detaillierten vorangehenden Forschungsprojektes) erhobenen geologischen und hydrologischen Daten einen wesentlichen Teil der Grundlagen für dieses Projekt dar (JARITZ, 2013; GMEINDL, 2007; SUPPER et al., 2005). Zum anderen prägen der Prozess der Erstellung der Gefahrenkarten sowie ihre letztlich gültige Beschaffenheit heutige Beziehungen zwischen Individuen, Gruppen und Institutionen stark mit. Auch die Haltung gegenüber wissenschaftlichen Untersuchungen wurde dadurch – tendenziell negativ – beeinflusst. Auch kulturell ist ein qualitativ durchaus signifikanter Einfluss der Gefahrenkarten in Zusammenhang mit oben erwähnter patrilokaler Residenzfolge beobachtbar und wird weiter unten in diesem Abschnitt deshalb detaillierter besprochen.

Die im Rahmen des Community Profiling identifizierten und befragten Stakeholder-Gruppen waren (1) die örtliche Gemeinde, (2) lokale und translokale Eliten, darunter (ehemalige) Politiker (ausschließlich Männer) und Geschäftsleute (Bau- und Tourismusbranche), (3) lokale Expertinnen und Experten ohne formell einflussreiche Positionen (z.B. der kommunale Wasserwart, der Kläranlagenbetreiber und ihre Nachfolger sowie Jäger), (4) örtliche Landwirtinnen und Landwirte sowie (5) Anwohnerinnen und Anwohner. Während sich die Interessengruppen zwangsläufig zum Teil überschneiden, hatten die meisten der ca. 230 Einwohnerinnen und Einwohner sehr klare Interessen, die sich einer der fünf Interessengruppen zuordnen ließen.

Aus den formellen und informellen Dokumenten sowie den (meist unveröffentlichten) Berichten über frühere Studien in dem Gebiet hatten wir ursprünglich einen eher klassischen Risikoansatz im Rahmen des Gemeindeprofils abgeleitet. Bei klassischen Risikoansätzen liegt der Schwerpunkt der Forschung häufig auf Aspekten des Risikos und der Resilienz, die sich auf das Mitigieren des physischen Risikos infolge der Massenbewegung konzentrieren. Die Ergebnisse der narrativen Interviews deuteten jedoch auf eine höhere Bedeutung weitergefasster Risikoaspekte hin. Wir führten daher weitere qualitative Untersuchungen, Interviews, Fokusgruppendifkussionen und Workshops durch, die zusätzliche Indizien für die mangelnde Genauigkeit eines klassischen Risikoforschungsansatzes im Untersuchungsgebiet lieferten.

Wie die Ergebnisse der qualitativen Untersuchungen zeigen, wird „Risiko“ in Sibratsgfall nicht als direkte Folge physischer Gefahren im Zusammenhang mit Wassermangel bzw. Wasserüberschuss/Niederschlag oder der Massenbewegung verstanden, sondern von den Einheimischen eher als Folge der Dynamik rund um das physische Risiko und, was noch bedeutsamer scheint, der Dynamiken, die sich aus den traditionellen Praktiken der Risikominderung ergeben. „Risiko“, wie es sich aus unserem qualitativen Material ergibt, kann in Sibratsgfall also eher als ein Spannungsfeld verstanden werden, das sich zwischen Prekarität, die sowohl durch physische Gefahren als auch durch Ansätze zur Risikominderung (wie etwa erwähnte Gefahrenkarten) erzeugt wird, und den Anpassungsstrategien der lokalen Akteurinnen und Akteure auf-

spannt. Vier kontextuell definierte Dimensionen dieses Spannungsfeldes konnten identifiziert werden: eine *kulturelle Dimension* des Risikos, eine *wirtschaftliche Dimension*, eine *soziale Dimension* und eine *politische Dimension*. Die Interessen, Bedürfnisse und Sorgen der lokalen Akteurinnen und Akteure entsprechen diesen Risikodimensionen und stehen in direktem Zusammenhang mit ihrer Lebensweise und Lebensgestaltung (RAEYMAEKERS, 2011). Abbildung 2 zeigt lokale Interessen in Relation zu kontextuellen Risiko-Dimensionen.

In Anlehnung an unseren anfänglichen Ansatz, der sich von weit verbreiteten Strategien in der transdisziplinären Forschung ableitet, haben wir eine Interessen-/Wissensmatrix erstellt, um die lokalen Interessengruppen entsprechend abzubilden. Eine Interessen-/Wissensmatrix dient in der Regel auch dazu, Stakeholder zu identifizieren, die aufgrund ihrer Fähigkeit, transformative Ergebnisse zu unterstützen, für ein Forschungsprojekt von besonderem Interesse sind. Wie ebenfalls Abbildung 2 verdeutlicht, rechtfertigte die Divergenz zwischen Interessen, Bedürfnissen und Anliegen in Bezug auf die verschiedenen Risikodimensionen in unserem Untersuchungsgebiet jedoch nicht die Fokussierung auf bestimmte Stakeholder-Gruppen, da die Interessen teilweise gegensätzlich sind, in jedem Fall aber in einem Maße divergieren, welches gemeinsame Anstrengungen erschwert.

Verschärft wurde diese Situation durch die wahrscheinlich größte Herausforderung für einen transdisziplinären Ansatz in kleinem Rahmen: die begrenzte Zahl der (potentiellen) Teilnehmenden. Für die Erstellung des Community Profils und die Suche nach Teilnehmenden machte es dieser Aspekt in erster Linie äußerst schwierig, einen gemeinsamen Schwerpunkt zu finden. Mit anderen Worten, eine begrenzte Gesamtzahl potentieller Teilnehmender schränkt leider nicht die Zahl der verschiedenen Interessengebiete in Bezug auf Wasser und Massenbewegungen ein. Während Stakeholder- und Interessengruppen eng miteinander verbunden sind und sich teilweise überschneiden, haben Einzelpersonen oft einen klaren Fokus auf eine bestimmte Kategorie. Ein Umstand, der zur Nichtteilnahme führt, wenn ihr Interessenschwerpunkt nicht im Vordergrund des gemeinsam entwickelten transdisziplinären Forschungsprogramms steht.



Abb. 2.
Dimensionen des Risikos.

Während unsere erste Informationsveranstaltung (17.12.2019) von einer beträchtlichen Anzahl von Anwohnerinnen und Anwohnern besucht wurde, nämlich 32 Personen (ca. 14 % aller Einwohner), nahm die Zahl bei den folgenden Workshops drastisch ab. Vor allem Landwirtinnen und Landwirte waren oft unterrepräsentiert, was direkt mit den unterschiedlichen Arbeitszeiten der verschiedenen Interessengruppen zusammenhing: abends, wenn Nicht-Landwirte Zeit hatten, die sie in Workshops oder Diskussionsveranstaltungen verbringen konnten, mussten Landwirtinnen und Landwirte arbeiten, vor allem im Bereich der Viehwirtschaft. Die Zahl der aktiven und kontinuierlich teilnehmenden Mitglieder unserer Citizen Science Gruppe (siehe unten) umfasste daher lediglich sieben Personen.

2.2 Initiale Transdisziplinäre Integrationsstrategie

2.2.1 Methodik

Die zentrale Komponente für die Einbindung nichtwissenschaftlicher Akteurinnen und Akteure war ein Citizen Science-Paket, das in erster Linie auf der gemeinsamen Entwicklung einer Smartphone-App basierte. Diese App sollte es der lokalen Bevölkerung ermöglichen, Daten zur Integration in das hydrogeologische Modell des Einzugsgebietes, siehe Kapitel 5, beizusteuern. Gleichzeitig sollte lokales Wissen über hydrogeologische Prozesse im Allgemeinen und speziell in Bezug auf das Untersuchungsgebiet erweitert werden, was letztlich zu einem stärkeren Bewusstsein für die damit verbundenen Risiken und zu besser informierten, resilienteren Risiko- und Wassermanagementstrategien führen sollte. Darüber hinaus planten wir die Umsetzung weiterer transdisziplinärer Aspekte, wie etwa Stakeholder-Workshops und qualitative Interviews, um die beiden wichtigsten Komponenten zu nennen.

Die Ergebnisse aus dem Community Profiling lieferten vor allem zwei für das Erstellen, Umsetzen und laufende Adaptieren einer transdisziplinären Integrationsstrategie: Erstens ist „Risiko“ in unserem Untersuchungsgebiet stark kontextabhängig definiert und entspricht nicht einem Ansatz, der sich auf physische Risiken in Zusammenhang mit Schwankungen im Wasserdargebot und Massenbewegungen konzentriert. Zweitens führt die geringe Anzahl potentieller Teilnehmender nicht zu einer geringeren Anzahl unterschiedlicher, teils gegensätzlicher Interessen, Bedürfnisse und Anliegen. Dieser Aspekt stellt eine Herausforderung für die Erstellung eines transdisziplinären Forschungsprogrammes dar, das den Erwartungen der lokalen Bevölkerung entspricht, und führt daher zu Schwierigkeiten bei der Gewinnung von Teilnehmenden für Citizen Science und transdisziplinäre Aktivitäten im weiteren Sinne. Trotz dieser Umstände blieb die Erstellung der Smartphone App ein zentraler Baustein unseres transdisziplinären Integrationsplans. Trotzdem sich die fertiggestellte App, wie im Weiteren erläutert, im Verlauf des Projekts als nur bedingt fruchtbar erwies, stellte der Prozess der Erstellung ein wertvolles Integrationsinstrument dar.

2.2.1.1 Smartphone App „SIBRA“

Die gemeinsame Entwicklung einer Smartphone-Anwendung (App) bildete den Kern des Citizen Science-Ansatzes. Zu den Zielen dieses Teilprojekts gehörten die Entwicklung

einer App (sowohl für Android-Betriebssystem- als auch für Apple iOS-basierte Smartphones), die es den Nutzenden in Sibratsgfall ermöglicht, erstens Daten für die Integration in Analyse und Modellierung des Gesamtprojektes zu generieren, zweitens Daten zu generieren, die für die Nutzenden selbst bzw. für die gesamte Gemeinde Sibratsgfall nützlich sind, und drittens die Ergebnisse der geologischen, hydrologischen und hydrogeologischen Untersuchungen an die Bevölkerung zurückzuspielen. Während das Untersuchungsgebiet als Grundlage für die Entwicklung der App dient, strebten wir auch ein App-Design an, das eine breitere Anwendung ermöglicht sowohl in Bezug auf die geografische Reichweite, als auch auf die disziplinäre Anwendbarkeit. Während des Koproduktionsprozesses der App wurden daher Forschende des Projekts, die lokale Bevölkerung in Sibratsgfall, aber auch Kolleginnen und Kollegen aus anderen Abteilungen der Geologischen Bundesanstalt (GBA), insbesondere der Geophysik und Ingenieurgeologie, einbezogen. In mehreren Workshops, Einzelberatungen und Feedbackrunden wurde ein Aufbau der App erstellt, der all diesen Aspekten gerecht werden sollte.

Die Rahmenbedingungen zur Verwendung von Smartphone Apps für Citizen Science sind in HOCHLEITHNER (2022) erläutert. Gemeinsam mit dem österreichischen App-Entwickler SPOTTERON wurde der Entwurf in eine funktionierende Anwendung umgesetzt, die Mitte Juni 2020 sowohl für Android-OS als auch für iOS-Geräte veröffentlicht wurde (Abb. 3). Anschließend wurde die App im Untersuchungsgebiet vorgestellt und eine Testphase mit unserer Kerngruppe von Citizen Scientists sowie weiteren interessierten Einheimischen gestartet.

In den folgenden Abschnitten werden zuerst der gemeinsame Entwicklungsprozess und die technischen Aspekte der App beschrieben, die als Referenz an das Untersuchungsgebiet Sibratsgfall den Namen Systems Integrating Bottom-Up Research Application for Hydro- and Engineering Geology – kurz SIBRA – erhielt. Abschließend folgt eine kritische Reflektion zur Qualität und vor allem Nutzbarkeit der mittels der App generierten Daten: Wie sich im Verlauf des Projektes herausstellte, war der Ko-Entwicklungsprozess sehr fruchtbar im Sinne transdisziplinärer Integration, der Schaffung von Wissen und Bewusstsein sowie der Verbesserung der allgemeinen Haltung zur Wissenschaft. Die Nutzbarkeit der App, insbesondere durch technische Einschränkungen wie etwa im Bereich der Verfügbarkeit und Qualität von Mobilfunksignalen im Untersuchungsgebiet, sowie die Integrierbarkeit der generierten Daten, erwiesen sich jedoch im Rahmen von EXTRIG als nur bedingt geeignet.

2.2.1.2 Quantitativer, Indikatoren-basierter Evaluationszugang

Die Entwicklung eines Ansatzes zur Evaluierung transdisziplinärer hydrogeologischer Forschung ist wie eingangs erwähnt ein weiterer zentraler Aufgabenbereich. Der anfänglich gewählte Evaluationsansatz (Kapitel 2.1) basierte auf deduktiven Schlussfolgerungen aus traditionellen Citizen Science-Evaluationsschemata (siehe KIESLINGER et al., 2017 für einen Überblick) und war dementsprechend quantitativ ausgerichtet. Als Startpunkt dieses Ansatzes diente eine Sequenz aus Fragebögen (qA, qB, qC) zur quantitativen Bewertung verschiedener Indikatoren, hauptsächlich



Abb. 3.
Promotion-Banner der „SIBRA“-App.

auf individuell-persönlicher Ebene der Citizen Scientists, mit Querbezügen zur Projektevaluation (HOCHLEITHNER, 2021, 2022), die an die Citizen Scientists in verschiedenen Phasen ihres Engagements verteilt wurden: bei ihrem Eintritt in das Projekt [qA], an Meilensteinen (wie z.B. Workshops; qB) und an strategischen Punkten während des Projektablaufs (qC). Die Gestaltung der Fragebögen konzentrierte sich auf individuelle [a] Fähigkeiten und Kenntnisse, [b] Einstellungen/Haltungen, [c] Erfahrungen, [d] Indikatoren zur Projektevaluierung sowie [e] demografische Angaben. Der Aufbau der einzelnen Items orientierte sich an Empfehlungen aus der Evaluierungsliteratur (siehe KIESLINGER et al., 2017) sowie an Standards der Statistik Austria (<https://www.statistik.at>).

2.2.2 Ergebnisse

2.2.2.1 Smartphone App „SIBRA“: Entwicklungsprozess und Datengenerierung

Den Ausgangspunkt des Entwicklungsprozesses stellten die im Rahmen des Community Profiling (Kapitel 2.1) ermittelten Interessen und Anliegen der lokalen Bevölkerung dar. Diese flossen in ein Entwicklungsdokument ein, das auf einer vierstufigen Vorlage basierte, die von der Entwicklerfirma SPOTTERON bereitgestellt worden war. Am 13. November 2019 fand ein Treffen statt, um Inputs und Feedback von GBA-internen Abteilungen zu erhalten, die anschließend in das Entwicklungsdokument integriert wurden. Während eines Feldaufenthalts im November 2019 wurden mittels qualitativer Methoden, insbesondere Interviews und Gruppendiskussionen, die Bedürfnisse, Anliegen, Interessen und Fähigkeiten der lokalen Stakeholder ermittelt. Die meisten Befragten gaben implizit oder explizit an, dass ihr Hauptinteresse in Bezug auf eine App darin besteht, (bessere) Informationen über hydrogeologische Verhältnisse zu erhalten, insbesondere über Niederschläge, Grundwasserverfügbarkeit bei Brunnen und Quellen sowie Vorhersagen zu Wasserständen von Gräben und Bächen. Was die Fähigkeiten in Bezug auf eine potentielle Nutzung der App anbelangt, so entspricht deren Bandbreite relativ genau den generellen Fähigkeiten der Teilnehmenden Smartphones zu nutzen. Diese scheinen jedoch nicht mit dem Alter der Teilnehmenden zu kor-

relieren. Auch das Interesse an der Entwicklung der App ergab sich als nicht zwangsläufig mit Smartphone-Fähigkeiten verknüpft: auch einige Personen, die im Alltag ihr Smartphone nur sehr eingeschränkt oder gar keines nutzen, bekundeten deutliches Interesse sich an dem Projekt zu beteiligen. Die Ergebnisse dieser Erhebungen flossen in das Entwicklungsdokument und die weiteren Aktivitäten im Rahmen der Entwicklung der App ein. Nachdem die wissenschaftlichen, nichtwissenschaftlichen und gestalterischen Überlegungen miteinander verknüpft worden waren, fand am 26. November 2019 ein weiteres Koordinati-onstreffen mit der Entwicklerfirma statt. Im Rahmen einer Informationsveranstaltung am 17. Dezember 2019 im Untersuchungsgebiet, zu dem alle Einwohnerinnen und Einwohner mittels Postaussendung durch die Gemeindeverwaltung geladen worden waren, wurden erneut Interessen, Bedürfnisse, Anliegen und Fähigkeiten mittels quantitativer Fragebögen erhoben und anschließend in den Entwicklungsprozess integriert.

Neben der Anforderung, die Erwartungen sowohl der wissenschaftlichen als auch der nichtwissenschaftlichen Beteiligten an die mittels der App generierten Daten in Einklang zu bringen, musste das endgültige Entwicklungskonzept auch bestimmte Designanforderungen berücksichtigen. Zu letzteren gehören Möglichkeiten, neue Nutzende zur Verwendung der App zu ermutigen, die Motivation der Nutzenden aufrechtzuerhalten und zu ermöglichen, dass die App über den Projektumfang und Projektbereich hinaus genutzt werden konnte.

Als erstes Zwischenergebnis wurde aus dem Entwicklungsdokument ein komplexes Diagramm erstellt, das alle Funktionen der App darstellte. Dieses Diagramm wurde zuerst mit GBA-internen Abteilungen, insbesondere aus der Ingenieursgeologie, diskutiert. Am 31. Januar 2020 fand in Sibratsgall weiters ein Workshop, die „App Werkstatt“, statt, um das Diagramm mit unserer Kerngruppe von sieben Citizen Scientists zu diskutieren. Die Ergebnisse dieser Diskussion flossen in den technischen Aufbau der App sowie in Designüberlegungen ein. Abschließend wurde das Diagramm noch einmal mit Kollegen aus der Ingenieursgeologie diskutiert. Die endgültige und sehr detaillierte Version des Entwicklungsdiagramms der SIBRA-App ist in HOCHLEITHNER (2022) angeführt.

Die finalen Informationen wurden schließlich in ein Coding Sheet für die Entwicklerfirma übertragen (HOCHLEITHNER, 2022). Erklärende Texte zur Verwendung in der App wurden in Abstimmung mit GBA-internen Abteilungen sowie mit den beteiligten Citizen Scientists erstellt (HOCHLEITHNER, 2021, 2022), erklärende Fotos wurden von der GBA bereitgestellt. Da alle Texte im Entwicklungsprozess auf Deutsch erstellt worden waren, wurde abschließend eine vollständige englische Übersetzung angefertigt, was insbesondere in Bezug auf Fachbegriffe eine enge Abstimmung mit GBA-internen Abteilungen erforderte. Die technische Entwicklung der App durch SPOTTERON dauerte länger als erwartet, vor allem aufgrund der Dynamik in Zusammenhang mit Anfang des Jahres 2020 einsetzenden COVID-19-Pandemie. Dennoch konnte eine erste einsatzbereite Version der App im Mai 2020 fertiggestellt und von Freiwilligen der GBA getestet werden. Am 18. Juni 2020 konnte schließlich eine weitere „App Werkstatt“ in Sibratsgall organisiert und die SIBRA-App in einer weiteren Informationsveranstaltung vorgestellt werden. Die Beteiligung der lokalen Bevölkerung an der Veranstaltung war höher als erwartet: 31 Personen nahmen teil und wurden in die Funktionsweise der App eingeführt. Screenshots der SIBRA-App sind in Abbildung 4 dargestellt.

Im Sommer 2020 durchgeführte Evaluierungen der App-Daten sowie in Sibratsgall durchgeführte Fokusgruppendifkussionen und Konsultationen zeigten jedoch, dass das Interesse an der App sehr gering ausfiel und sich noch keine „App-Community“ entwickelt hatte. Es wurden deshalb während folgender Feldaufenthalte weitere Treffen zwischen Projekt-Forschenden und der lokalen Bevölkerung organisiert, bei der die App während gemeinsamer Spaziergänge genutzt wurde. Des Weiteren wurde das „Community Feature“ der App intensiver genutzt und Projektforschende kommentierten neu eingehende Dateneinträge von lokalen Nutzenden. Dennoch konnte keine intensivere Nutzung generiert werden, was vor allem in im folgenden Abschnitt besprochenen technischen Herausforderungen sowie in den Folgen der Maßnahmen der COVID-19-Pandemie begründet ist.

Obwohl die Beteiligung am App-Entwicklungsprozess hinter den Erwartungen zurückblieb (nur sieben Personen beteiligten sich regelmäßig und kontinuierlich an der gemeinsamen Entwicklung), erwies sich der Prozess der gemeinsamen Entwicklung der App im Rahmen einer Reihe von Workshops, Gruppendiskussionen und Konsultationen als ein wertvolles Instrument zur Einbindung lokaler nichtwissenschaftlicher Akteurinnen und Akteure. Auf unerwartete Weise konnte im Zuge dessen auch qualitatives Material in Bezug auf Risikowahrnehmung, Wissen/Wissenszuwachs und Einstellung zur Wissenschaft generiert werden. Informelle Diskussionen, die wir begleitend zu den Workshops organisierten, sowie Interviews, die sich aus dem Interesse einzelner Teilnehmender an einer vertieften Auseinandersetzung mit bestimmten Aspekten ergaben, waren in dieser Hinsicht besonders fruchtbar.

Eine der größten Herausforderungen für den gemeinsamen Entwicklungsprozess der Smartphone-App betrifft die Kombination aus einer kleinen Anzahl von Teilnehmenden und den oben erwähnten trotzdem teils stark divergierenden Interessen. Die Teilnehmenden waren sehr daran interessiert, ihre Interessen, Bedürfnisse und Anliegen bzw. die für ihre Interessengruppe wichtigen Aspekte in der Anwen-

dung wiederzufinden (siehe auch Abb. 2). Hinzu kam der Umstand, dass auch Interessen und (technische) Anforderungen des wissenschaftlichen Projektteams einbezogen werden mussten. Infolgedessen war die endgültige App mit Funktionen überladen.

Der Einsatz einer Smartphone-Applikation als Instrument zur Generierung von Citizen Science Data in einer alpinen Umgebung brachte auch eine Reihe von technischen Herausforderungen mit sich. Die Topografie des Tals, in dem sich unser Untersuchungsgebiet befindet, schränkte die Nutzbarkeit der Anwendung aufgrund der begrenzten Verfügbarkeit von Mobilfunkdiensten ein, insbesondere außerhalb des Hauptsiedlungsgebietes. Insbesondere an abgelegeneren Orten, an denen sich viele der für die Beobachtung durch die Citizen Scientists relevanten Punkte befanden, war es aufgrund des schlechten Mobilfunkempfangs nicht möglich, die App im Online-Modus zu nutzen. Auch der Offline-Modus der App bot aufgrund der topografischen Bedingungen nur eine oft sehr ungenaue Georeferenzierung und die im Offline-Modus erfassten Daten wurden nicht immer auf den Server hochgeladen. Die Lösung dieser Probleme war nicht möglich, da eine Nachbesserung der App durch SPOTTERON weitere Investitionen erfordert hätte. Während sich die SPOTTERON-Plattform in vielen anderen Fällen als sehr nützlich gezeigt hat (z.B. SEIBERT et al., 2019; BIL et al., 2020; PEER et al., 2021), erwiesen sich die Funktionen, die unserem Projekt während des Mitentwicklungsprozesses zur Verfügung standen, als für die Generierung von Daten nur sehr begrenzt geeignet. Ursprünglich war die Einbeziehung dieser Daten in die hydrogeologische Modellvorstellung geplant.

Schließlich führte die geringe Anzahl an ansässigen Personen auch zu einer nur begrenzten Anzahl von App-Nutzenden. Obwohl die Release-Veranstaltung im Juni 2020 von 31 lokal Ansässigen besucht wurde und trotz oben erwähnter Maßnahmen zur Verstärkung der App-Nutzung stagnierte die Gesamtzahl der aktiv Nutzenden bei 14 (Stand: September 2022), die Gesamtzahl der aufgezeichneten Datenpunkte belief sich auf insgesamt 312. Auch unsere Bemühungen, die App unter Touristinnen und Touristen im Untersuchungsgebiet zu verbreiten, hatten nur begrenzten Erfolg, was vor allem auf die COVID-19-Pandemie und entsprechende Maßnahmen zurückzuführen ist.

2.2.2.2 Quantitativer, Indikatoren-basierter Evaluationszugang

Der initiale Fragebogen qA wurde zu Beginn des ersten Workshops an die Citizen Scientists verteilt, in dem Projektwissenschaftler und die Kerngruppe der sieben lokalen Citizen Scientists an der Entwicklung der Citizen Science Smartphone App arbeiteten. qA wurde vor dem Workshop verteilt und ausgefüllt, qB wurde anschließend verteilt und nach dem Workshop ausgefüllt. Dieser quantitative Ansatz zur Evaluierung mit Hilfe von Fragebögen erwies sich jedoch als ungeeignet. Die Grundgesamtheit ($n = 7$) war zu klein, die Teilnehmenden wirkten irritiert und die Ergebnisse lieferten keine besonders nützlichen Erkenntnisse, abgesehen von jener, dass die Teilnehmenden aus anderen als den üblichen demografischen Gruppen stammten: Während Citizen Scientists in anderen Projekten tendenziell im Ruhestand, prekär oder nicht erwerbstätig sind, war die Kerngruppe im vorliegendem Projekt diverser: 2 arbeiteten in Vollzeit, 2 in Teilzeit, 1 war mit Betreuungsarbeit

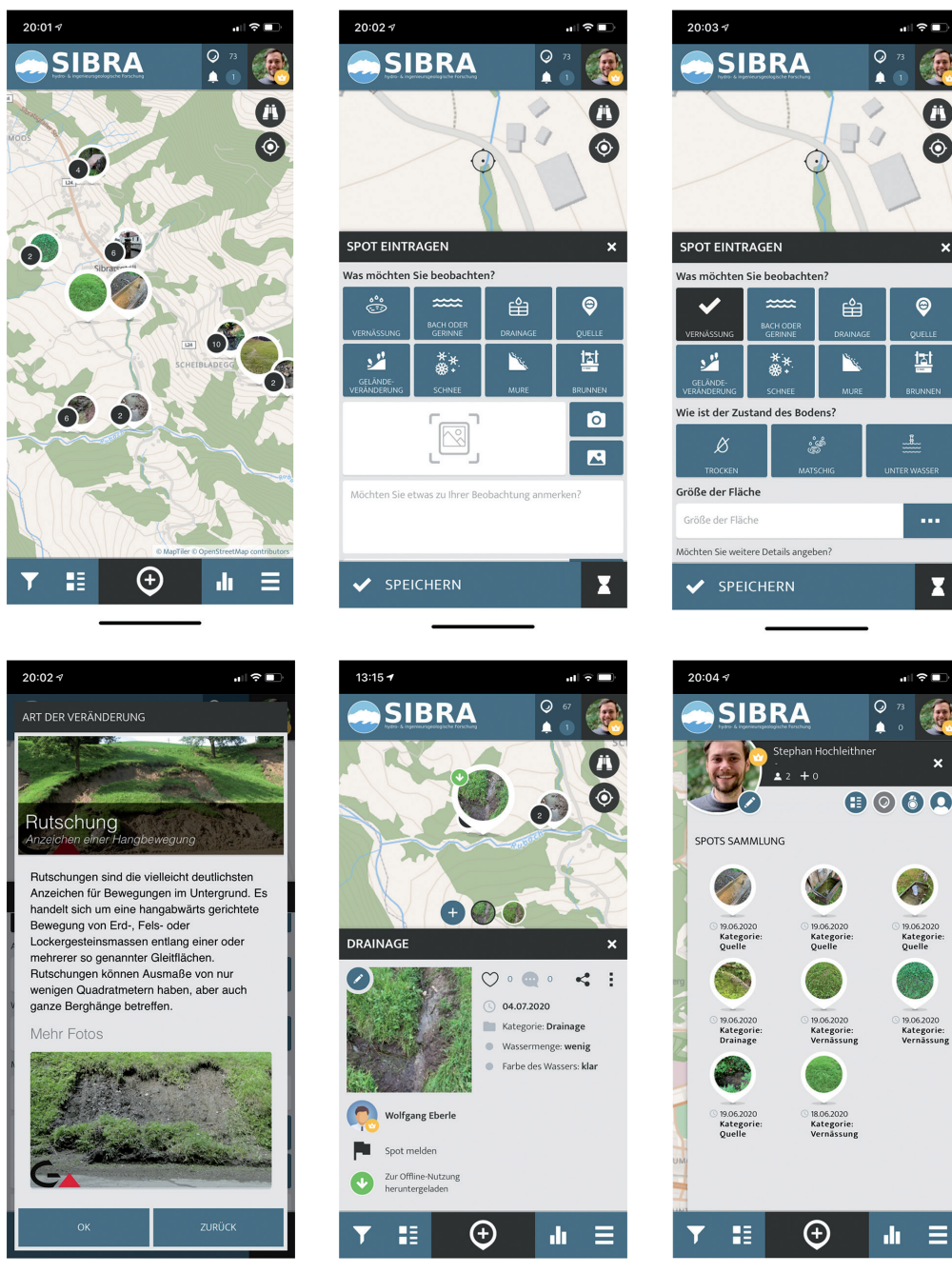


Abb. 4. Schema, Datenbeispiel und Screenshots der Smartphone App „SIBRA“.

beschäftigt, 1 war selbständig erwerbstätig, 1 war ohne Erwerbstätigkeit und 1 wollte keine Angaben machen. Die Auswertung der weiteren Ergebnisse unterstreicht die Limitierungen der Nützlichkeit von quantitativen Erhebungen in kleinräumigen Settings wie dem Untersuchungsgebiet von EXTRIG. Aussagekräftige, qualitative Ergebnisse ergaben sich erst im Rahmen einer Fokusgruppendifkussion mit denselben Teilnehmenden, die einige Wochen nach der quantitativen Erhebung stattfand. Eine detaillierte Analyse und Diskussion der quantitativen Ergebnisse findet sich in HOCHLEITHNER (2022).

2.3 Grounded Evaluation – Adaptierte transdisziplinäre Integrationsstrategie

Da sich indikatorbasierte, quantitative Evaluierung im kleinräumigen Setting des Projektes als ungeeignet erwies, entwickelte das Projektteam ein alternatives Design zur Evaluierung der transdisziplinären Integration allgemein und des Citizen Sciences Ansatzes im speziellen. Diese Alternative baute auf eine Kombination von qualitativen Methoden, insbesondere von Gruppendiskussionen, Interviews und Konsultationen mit teilnehmenden „Citizen Scientists“ und Schlüsselpersonen. Sowohl die der Evaluation zugrundeliegenden Kriterien als auch die Evaluierung selbst erfolgten dementsprechend in Koproduktion mit der lokalen Bevölkerung, weshalb wir im Weiteren bezüglich dieses Evaluations-Designs von „Grounded Evaluation“ sprechen. Die so entwickelten Kriterien las-

sen sich in drei Kategorien zuordnen: [1] Wissen, Bewusstsein; [2] Haltung, Einstellung; [3] Qualität und Nutzbarkeit von Daten. Alle drei Kategorien beziehen sich nicht nur auf die lokale Bevölkerung, sondern auch auf die Forschenden des Projektes: in die Evaluationskriterien wurde also z.B. auch Wissenszuwachs der Forschenden in Bezug auf transdisziplinäre Zusammenarbeit mit aufgenommen. Selbiges gilt im Besonderen in Bezug auf die Qualität von Daten. Die Qualität und Nutzbarkeit der im Rahmen des Projektes generierten Daten wurde nicht nur hinsichtlich ihrer Verwendung im wissenschaftlichen Outcome, z.B. in Kapitel 5, evaluiert, sondern auch hinsichtlich ihres (praktischen) Nutzens für die lokale Bevölkerung.

Die Ergebnisse dieses Evaluationsprozesses werden in den folgenden Abschnitten präsentiert und diskutiert. Hier soll jedoch festgehalten werden, dass sich vor allem die Einstellung von lokalen Teilnehmenden gegenüber wissenschaftlicher Forschung qualitativ deutlich positiv entwickelte, sobald qualitative anstatt quantitativer Methoden zum Einsatz kamen. Während eine solche, qualitativ-methodische Herangehensweise sicherlich hinsichtlich ihrer Umsetzbarkeit je nach Setting, vor allem bezüglich der Größe des Untersuchungsrahmens, beurteilt werden muss, scheint „Grounded Evaluation“ ein für transdisziplinäre Projekte in kleinräumigen Settings vielversprechend. Eine Weiterentwicklung und formale Ausgestaltung dieses Ansatzes scheint für künftige Forschung zu transdisziplinärer Integration demnach fruchtbar. Ähnlich wie das in den Sozialwissenschaften häufig verwendete Konzept der „Grounded Theory“ (OKTAY, 2012) könnte eine Grounded Evaluation auf einem qualitativen methodischen Ansatz aufbauen, um Kriterien und Kategorien für die Evaluierung von transdisziplinären Projekten in Koproduktion zwischen Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftlern sowie nichtwissenschaftlichen Teilnehmenden zu definieren und dabei gleichzeitig Material für eine evaluative Analyse zu generieren.

2.3.1 Erhöhte Relevanz des Sozialen

Eine der wichtigsten „Lessons-Learned“ aus der Evaluation des transdisziplinären und Citizen-Science Ansatzes, beschrieben in Kapitel 2.1 und 2.2, ist die erhöhte Relevanz des Sozialen, die sich auch und vor allem aus der Kleinräumigkeit des Untersuchungsrahmens ergibt. Wie zum Beispiel das Material, das im Rahmen der Grounded Evaluation generiert wurde, zeigt, wurden Aktivitäten im Feld sowie das allgemeine Verhalten von Projektforschenden durch die lokale Bevölkerung genauestens beobachtet. Darüber hinaus sind viele Aspekte von „Risiko“, wie es im Untersuchungsgebiet konzipiert wird, hochgradig politisiert und stehen im Zusammenhang mit teils anhaltenden Konflikten zwischen lokalen Akteurinnen und Akteuren. Und schließlich zeigt das qualitative Material auch, dass die Bereiche Wasser- und Risikomanagement informellen Prozessen unterliegen und in lokale soziale Dynamiken eingebettet sind, die sich auf Prozesse der Wissens- und Resilienz-Koproduktion auswirken.

Die Beobachtungen, Gespräche und Interpretationen der lokalen Bevölkerung zu den Forschungsaktivitäten hatten direkte Auswirkungen auf ihre Haltung gegenüber dem Projekt, was sich in variierender Akzeptanz und Unterstützung des Projekts durch die lokale Bevölkerung allgemein

und Vertreterinnen und Vertreter lokaler Institutionen – wie der Gemeindeverwaltung – niederschlug (z.B. in Bezug auf den Zugang zu Grundstücken, die Weitergabe von Informationen, die Bereitstellung von Dokumenten etc.). Wann immer ein Projektteam vor Ort Messungen durchführte, wurde dies von lokal Ansässigen beobachtet und im Zusammenhang mit ihren Interessen, Bedürfnissen und Sorgen interpretiert. Vor allem von Landwirten und Landwirtinnen wurde der Wunsch nach Konsultation im Vorfeld besonders deutlich zum Ausdruck gebracht. Das Projektteam begegnete dieser Herausforderung mit verstärkter individueller Beratungstätigkeit und kontinuierlicher Information sowie mit der „Einbettung“ von lokal Ansässigen und einem Sozialwissenschaftler in die Feldteams. Die Ergebnisse der anschließenden Fokusgruppendifkussionen und Einzelinterviews zeigten eine unmittelbare Steigerung der Akzeptanz des Projekts.

Die Ergebnisse der Grounded Evaluation zeigen auch deutlich, wie (transdisziplinäre) Forschungsaktivitäten in kleinräumigen Settings Teil der lokalen sozialen Dynamik werden. Beginnend bei der Frage, wo sich Feldteams aufhalten, wo sie essen und natürlich mit wem sie sprechen, bis hin zu der Frage, was sie abends nach der Arbeit im örtlichen Gasthaus trinken, wurde das gesamte Tun der Forschenden im Untersuchungsgebiet im Kontext bestehender sozialer Dynamiken interpretiert. Im Untersuchungsgebiet sind insbesondere die Gefahrenkarten und der Kartierungsprozess hochgradig politisiert und mit allen vier weiter oben genannten Risikodimensionen verknüpft: kulturell, wirtschaftlich, sozial und politisch. Hierunter kann vor allem die Relevanz im Bereich der kulturellen Risikodimension hervorgehoben werden: Obwohl Gefahrenkarten dazu gedacht sind, physische Risiken für beispielsweise Gebäude zu vermeiden, haben sie an unserem Studienort kulturelle Risiken erzeugt. Wie das Material aus den narrativen Interviews und den Fokusgruppendifkussionen zeigt, gibt die traditionelle Residenzfolge im Untersuchungsgebiet vor, dass z.B. vor allem im landwirtschaftlichen Kontext ein Sohn sein Haus auf dem Grundstück seines Vaters baut. Wenn die Gefahrenkarten Bauplätze als Hochrisikozonen ausweisen und somit für den Bau ungeeignet machen, wird die traditionelle Residenzfolge erschwert. Einige lokal Ansässige sehen dadurch die Tradition bedroht und fürchten damit verbundene wirtschaftliche und soziale Folgedynamiken, wie etwa die lokal stets gefürchtete Landflucht junger Menschen. Der Prozess der Gefahrenkartierung wurde daher von teilweise enormen Anstrengungen einiger Einheimischer begleitet, diese zugunsten des lokalen kulturellen und sozialen Kontexts zu beeinflussen, wodurch es auch zu bis heute andauernden Konflikten kam. Infolgedessen löst jede Forschungsaktivität, die von den Einheimischen als in welcher Form auch immer mit der Gefahrenkartierung verbunden interpretiert werden könnte, sofort Misstrauen aus.

Die erhöhte Relevanz des Sozialen wirkt sich auch erheblich auf die Koproduktionsprozesse von Wissen und auf Pläne für Wasser- und Risikomanagement aus. Während die Entscheidungsfindung und ein großer Teil der Umsetzung größerer Maßnahmen in diesem Bereich meist top-down und durch staatliche Stellen erfolgt, sind kleinere Projekte und die Praxis des Wasser- und Risikomanagements in der Gemeinde lokalisiert. Die Entscheidungsfindungsprozesse auf dieser Ebene sind formalisiert, aber

von informellen Netzwerken und Dynamiken durchdrungen. Die Befragten bezeichneten dies einerseits als positiv: Viele Aspekte des praktischen Wasser- und Risikomanagements, wie z.B. das Graben von Entwässerungskanälen, können bei Bedarf und auf der Grundlage gegenseitiger Hilfe organisiert werden. Andererseits wurde von einigen Befragten als negativ angemerkt, dass politische und sogar persönliche Konflikte das organisierte Wasser- und Risikomanagement beeinträchtigen können und dies auch regelmäßig geschieht.

Das im Rahmen der Grounded Evaluation bezüglich unseres transdisziplinären Ansatzes generierte Material unterstreicht vor allem den enormen Nutzen des Einsatzes qualitativer sozialwissenschaftlicher Methoden. Wie im Folgenden diskutiert, führte der Einsatz qualitativer Methoden wie Interviews, Gruppendiskussionen und angepasste Formen der partizipatorischen Forschung zu einem deutlich stärkeren Engagement der lokalen Bevölkerung, zu aufschlussreicheren Ergebnissen und zu einer stärkeren Zunahme von Wissen und Bewusstsein. Dies deutet auch auf die Potentiale eines erkenntnistheoretischen Wandels hin: Die Zusammenhänge zwischen hydrogeologischen und sozialen Dynamiken können wesentlich deutlicher sichtbar gemacht werden, wenn „Risiko“ nicht technisch deduziert, sondern als lokal kontextualisiert verstanden wird, also lokale Quellen und Formen von Risiken die Basis eines Risiko- und Resilienzansatzes bilden.

Dies zeigt sich zum Beispiel in Bezug auf das in Kapitel 2.1 erwähnte Community Profiling. Qualitative Methoden waren hierbei zentral, um die relevanten Stakeholder und Stakeholdergruppen sowie ihre Interessen, Bedürfnissen und Bedenken zu identifizieren. Fokusgruppendiskussionen, narrative Interviews mit Einzelpersonen, aber auch informelle Gespräche und gemeinsame Aktivitäten, wie etwa ein gemeinsames Getränk oder ein Spaziergang, brachten tiefe Einblicke in die lokalen sozialen, politischen, kulturellen und wirtschaftlichen Dynamiken, die mit hydrogeologischen Dynamiken zusammenhängen. Der Einsatz von qualitativen Methoden machte auch die Notwendigkeit deutlich, an einige Interessengruppen anders heranzugehen als an andere: Landwirte und Landwirtinnen zum Beispiel haben andere Arbeitszeiten als Nichtlandwirte und können daher oft nicht an abendlichen Workshops teilnehmen. Sobald wir begannen, Landwirte und Landwirtinnen auf ihren Höfen zu besuchen, nahm ihr Engagement insgesamt zu, und einige von ihnen organisierten infolge sogar die Arbeitsabläufe in ihren Familien um, um an besonderen Veranstaltungen oder Workshops des Projekts teilnehmen zu können.

2.3.2 Einbettung sozialwissenschaftlicher Tätigkeiten

Um die informierte Sichtbarkeit von Forschenden und ihrer Aktivitäten in der Region zu erhöhen, wurden auch Feldaktivitäten (siehe Feldarbeiten in den Kapiteln 3 und 5) sozi-

alwissenschaftlich begleitet. Wie RE (2015) feststellte, verbringen Hydrogeologen einen Großteil ihrer Zeit im Feld und kommen dabei fast zwangsläufig mit lokal Ansässigen in Kontakt. Während, wie HYNDS et al. (2018) erwähnten, einige daher von Hydrogeologen verlangen könnten, sich mit sozialwissenschaftlichen Methoden vertraut zu machen, entschieden wir uns im Rahmen von EXTRIG für das Einbetten eines Sozialwissenschaftlers während einiger Feldaktivitäten von hydrogeologischen Teams, wie etwa beim Durchführen von Bohrungen oder der Installation von Monitoring-Stationen. Der in unsere Feldteams eingebettete Sozialwissenschaftler hatte Abschlüsse sowohl in Sozialanthropologie, die sich als Disziplin stark auf ethnografische Methoden konzentriert, als auch in Geografie, was auch ein grundlegendes Verständnis für die Prinzipien hydrogeologischer Forschung erlaubt. Diese Form der Einbettung förderte die Kommunikation zwischen der lokalen Bevölkerung und Forschenden, die als entscheidend für sozio-hydrologische Ansätze gilt (TROY et al., 2015; LIMAYE, 2017), und ermöglichte es uns so, die erhöhte Sichtbarkeit in kleinräumigen Settings zu nutzen.

2.3.3 Drainage Walks

Der oben erwähnte individuelle Austausch mit Landwirtinnen und Landwirten brachte auch eines ihrer Hauptanliegen in Bezug auf das Wassermanagement ans Licht. Wie die Interviews zeigten, sehen viele von ihnen das physische Risiko, das von der hydrogeologischen Dynamik ausgeht, nicht per se als Bedrohung an. Oder, wie es einer der Gesprächspartner formulierte: *„Es ist wie mit den Jahreszeiten. Man kann sie nicht ändern, sie sind das, was die Natur einem gibt. Man muss also einen Weg finden damit umzugehen, oder man kann in diesem Tal kein Landwirt sein“*. Ihr Anliegen war es vielmehr, Wege zu finden, um ihre Wiesen trocken zu halten, da sie eine der Hauptquellen für die Produktion von Nutzpflanzen sind, hauptsächlich in Form von Heu als Futter für ihr Vieh und für den Verkauf. Im Rahmen des Projektes wurde deshalb eine Methode angewandt, die wir versuchsweise „Drainage-Walks“ nennen (in Anlehnung an Transect-Walks; siehe z.B. WALPOLE & SHELDON, 1999). Bei diesen Spaziergängen begleiten jeweils ein Forschender oder eine Forschende sowohl aus der Hydrogeologie als auch aus den Sozialwissenschaften einen Landwirt oder eine Landwirtin bei der Kartierung der Drainagen auf seinen oder ihren Wiesen. Während dieser Spaziergänge sammelt das kleine transdisziplinäre Team gemeinsam Wissen über Lage, Funktion, Geschichte und soziale Aspekte der Drainagen. Die anschließenden hydrogeologischen Untersuchungen der Drainagen und ihrer Wirksamkeit werden in die wissenschaftlichen Projektergebnisse eingespeist und den Landwirtinnen und Landwirten kommuniziert. Details zur in diesem Bereich angewandten Methodik finden sich in Kapitel 5.6.

3 Geologische Verhältnisse und 3D-Modellierung

(W. JARITZ, V. TUREWICZ, D. OTTOWITZ & I. SCHATTAUER)

3.1 Regional und lokal geologische Übersicht

(W. JARITZ)

Das Untersuchungsgebiet liegt zur Gänze im Bereich der nördlichen Außenzone der Ostalpen, die sich als schmaler Streifen am Nordrand der Kalkalpen hinzieht und im Bereich des weiteren Untersuchungsgebietes aus vier tektonischen Einheiten aufgebaut ist. Vom Liegenden zum Hangenden handelt es sich dabei um Gesteinsserien des Helvetikums, der Liebensteiner Decke, der Feuerstätter Decke sowie des Rhenodanubischen Flyschs (Abb. 5).

Im Hauptsiedlungsraum von Sibratsgfall – dieser liegt nördlich der Subersach – treten nur Gesteine des Rhenodanubischen Flyschs sowie Gesteine der Feuerstätter Decke auf. Die Deckengrenze folgt dem Sägenbach vom Sattel bei der Neuburg-Alpe bis zum Grabenausgang rund 20 Höhenmeter oberhalb der Kirche von Sibratsgfall. Erst dort taucht sie unter die quartäre Talfüllung ab. Südlich der Subersach ist die Deckengrenze im Bereich Unterbergvorsäß aufgeschlossen. Es kann demnach davon ausgegangen werden, dass die Deckengrenze im Untergrund des Beckens ca. SW–NE streichend der gedachten Linie vom Grabenausgang des Sägenbachs bis zur Unterbergvorsäß folgt.

Das anstehende Festgestein im Untersuchungsraum wird von mächtigen eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Sedimenten überlagert. Dabei ist im zentralen Sibratsgfaller Becken von Überlagerungsmächtigkeiten von mehr als 100 m auszugehen.

Folgende Lockergesteine werden unterschieden:

- Den Großteil der eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Talfüllung im Sibratsgfaller Becken bauen **Eisseesedimente**, daher Ablagerungen, die im direkten Zusammenhang mit einem eiszeitlichen Seestadium stehen, auf. Ein wesentliches Merkmal der Eisseesedimente ist ihr hoher Matrixanteil (Ton-Schluff-Feinsand-Fraktion). Der Matrixanteil schwankt zwischen 60 Vol.-% und 100 Vol.-%. Bei einem Matrixanteil > 80 Vol.-% ist häufig eine Feinlamination feststellbar, Linsen- oder Flaserschichtungen sind hingegen selten festzustellen.
- **Eisrandsedimente** wurden am Talrand im nördlichen Beckenabschnitt abgelagert. Die am höchsten gelegenen Eisrandsedimente im Untersuchungsgebiet sind jene Talverbaue, die im Nestgraben und im Dorfgraben auf rund 1.100 m bis 1.150 m (diese und alle folgenden Angaben in Seehöhe) mit Mächtigkeiten von etwa 10 m anstehen. Das Material setzt sich ausschließlich aus lokalen, kantigen Gesteinsbruchstücken des unmittelbaren Einzugsgebietes zusammen. Der Matrixreich-

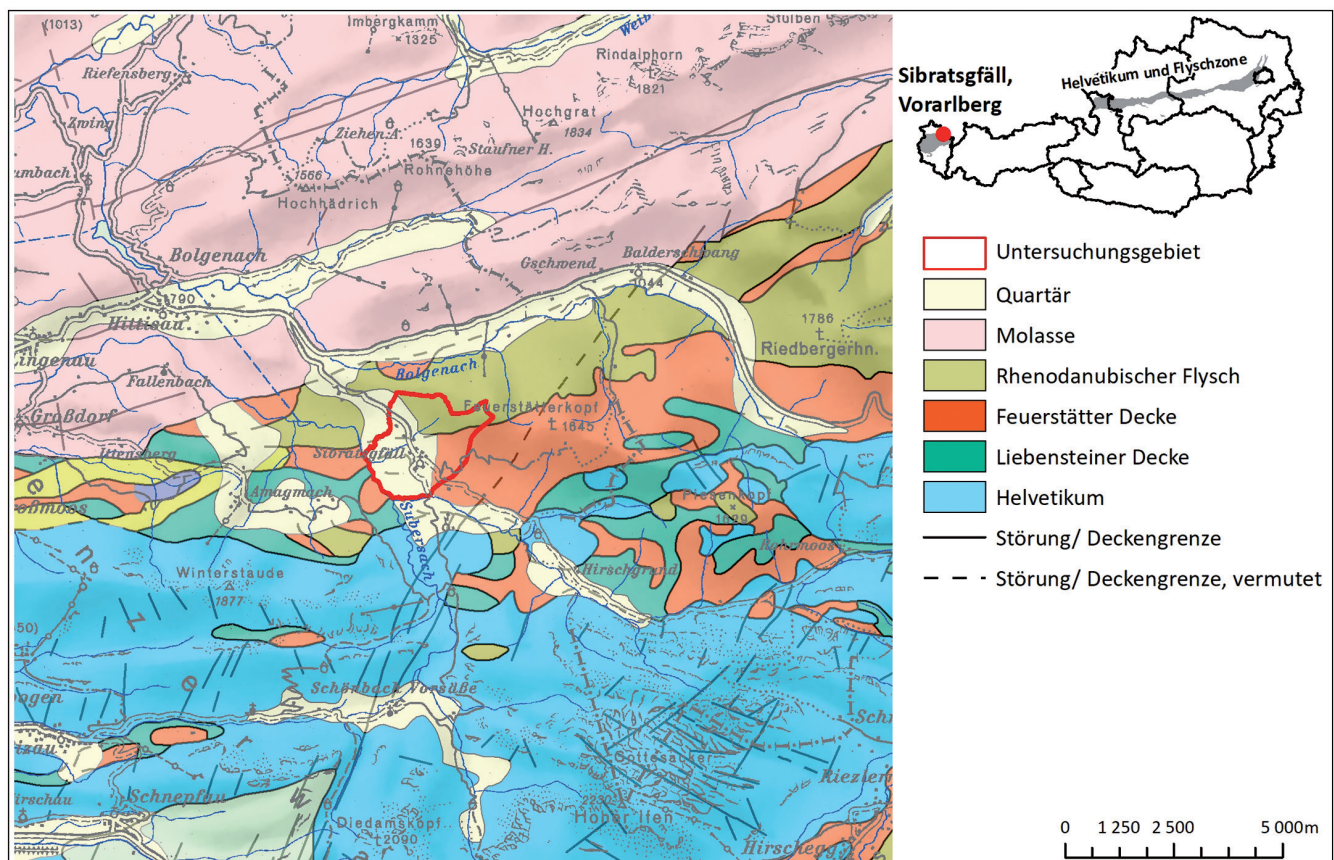


Abb. 5. Geologischer Überblick und Lage des Untersuchungsgebietes, geologische Informationen im Maßstab 1:200.000 nach OBERHAUSER & RATAY (1998), Topografie OEK 1:200.000.

tum der gemischtkörnigen Ablagerungen erklärt sich durch die zum Teil geringe Verwitterungsresistenz der Ausgangsgesteine. Der markanteste und ausgedehnteste Terrassenkörper im Untersuchungsgebiet ist jene Terrasse, deren Oberkante sich auf rund 1.000 m über dem Hauptsiedlungsraum von Sibratsgfall hinzieht. Die Terrasse ist ausgehend vom Sattel bei Sausteg bis Scheibladegg verfolgbar. Sie wird durch die Gräben, welche die nach Südwest schauende Flanke des Renknies (1.398 m) entwässern, zerschnitten. In den Grabenanschnitten werden in horizontaler und vertikaler Richtung rasch wechselnde, unterschiedlich zusammengesetzte Sand-Kies-Gemische aufgeschlossen. Die Schichtmächtigkeiten liegen deutlich unter einem Meter. Das Schichteinfallen ist überwiegend nach Südwesten mit einem Einfallswinkel zwischen 5–10° orientiert. Das Geschiebespektrum ist bunt.

- **Grundmoränenablagerungen** – Sedimente der Gletscherbasis – sind nur in den oberen und mittleren Hangarealen oberhalb von rund 950 m bis maximal 1.070 m nachgewiesen. Die Grundmoränenablagerungen im Untersuchungsgebiet sind von dunkelgrauer Färbung. Das Geschiebespektrum spiegelt das Einzugsgebiet der Subersach wider, wobei Gesteine des Helvetikums dominieren. Auffällig sind die dunklen, gut gerundeten und zumeist deutlich gekritzten Schratte- kalk-Geschiebe.
- In den Kernbohrungen KB1/03 und KB1/07 sind unter den Eisseesedimenten **Grobklastika** in Form von weitgestuften Sand-Kies-Gemischen mit unterschiedlichem Steinanteil aufgeschlossen.
- Spät- bis postglaziale Lockergesteine treten im Untersuchungsgebiet in Form von Hangschuttdecken sowie als **Hangumlagerungssedimente** an Hängen und in Talkerben auf. Die Hangschuttdecken der Flyschgesteine sind ihrem Ausgangsmaterial entsprechend zum überwiegenden Teil gemischtkörnig und zerfallen verwitterungsbedingt rasch zu feinteilreichen Lockermassen, in denen verwitterungsresistente Gesteinsbruchstücke (Sandsteine, Kalksandsteine, Kalkmergel) eingelagert sind. Die Gesteinsbruchstücke sind aufgrund der geringen Transportweiten überwiegend kantig. Die mächtigen Lockersedimente wurden entlang der Talkerben durch die Bäche überwiegend in Form von Muren abtransportiert (gemischtkörniges Geschiebespektrum) und beim Eintritt in das Sibratsgfaller Becken (Unterhang ab rund 970 m) als **Murkegel oder Schwemmfächer** abgelagert.

3.2 Geophysikalische Untersuchungen

(D. OTTOWITZ & I. SCHATTAUER)

Als Basis für die Erstellung eines geometrischen Modells wurden in erster Linie geoelektrische Profile herangezogen. Dabei wurden 20 schon vorhandene Messprofile neu ausgewertet. Um eine eventuelle Abschätzung der großräumigen Geometrie im gesamten Studiengebiet zu erlangen, wurde außerdem eine aereoelektromagnetische Messung aus dem Jahr 2009 mit aktueller Software neu ausgewertet. Diese oft über mehrere Quadratkilometer vorhandenen Daten haben das Potential, große lithologische Einheiten voneinander zu unterscheiden, sofern ausreichend großer

Kontrast im Messparameter des spezifischen elektrischen Widerstandes vorhanden ist. Außerdem wurden ergänzende geoelektrische und bodengestützte elektromagnetischer Messungen vor Ort durchgeführt, um gezielt offene Fragen der geologischen Interpretation zu klären.

3.2.1 Methodik

(D. OTTOWITZ & I. SCHATTAUER)

Die Gleichstromgeoelektrik ist ein geophysikalisches Messverfahren, bei dem mittels galvanisch erfolgter Einspeisung eines elektrischen Gleichstroms in den Untergrund und gleichzeitiger Messung der elektrischen Spannung im Untergrund dessen spezifischer elektrischer Widerstand bestimmt werden kann. Der spezifische elektrische Widerstand des Untergrundes hängt grundsätzlich vom Gesteinstyp, der Porosität, der Wassersättigung und der elektrischen Leitfähigkeit der Porenflüssigkeit ab. Des Weiteren spielt bei Sedimenten auch der Tongehalt eine zentrale Rolle. In der Praxis erfolgt die Messung in der Form, dass in einem regulären Abstand entlang eines vordefinierten Messprofils Stahlspieße (Elektroden) wenige Zentimeter in den Boden geschlagen werden und diese mit einem speziell dafür geeigneten Messkabel (Multicore-Kabel, eine Kabelader pro Elektrode) verbunden werden. Moderne geoelektrische Messsysteme können, je nach Ausführung, bis zu 130 Elektroden über ein entsprechendes Messkabel ansteuern und so eine Vielzahl von Messpunkten in sogenannten 4-Punktanordnungen (2 Elektroden – Stromeinspeisung, 2 Elektroden – Spannungsmessung) abarbeiten. Durch verschiedene geometrische Anordnungen der Elektroden werden unterschiedliche Bereiche des Untergrundes messtechnisch erfasst. Die maximale Eindringtiefe der geoelektrischen Messung beträgt dabei etwa 20 % der Profillänge. In der Regel umfasst eine volle Messung, auch Tiefensektion genannt, mehrere tausend Messpunkte. Die so gewonnenen Rohdaten werden mittels Dateninversion in ein Modell des spezifischen elektrischen Widerstandes entlang des Messprofils umgesetzt. Das Ergebnis liefert, ähnlich einem geologischen Profilschnitt, einen 2D-Tiefenschnitt, der die Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes des Untergrundes entlang des Profils wiedergibt. Durch entsprechende Zusatzinformationen (Geologie, Bohrlochinformationen etc.) können die unterschiedlichen Wertebereiche des spezifischen elektrischen Widerstandes als unterschiedliche geologische/lithologische Einheiten angesprochen werden.

Auch bei der Aero-Elektromagnetik wird die Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes des Untergrundes bestimmt. Hierbei kommt eine spezielle, unter dem Hubschrauber geschleppte Sonde (Bird) mit Send- und Empfangsspulen zum Einsatz (vier Frequenzen, koaxial, koplanar orientiert). Die Sendespulen emittieren kontinuierlich ein elektromagnetisches Feld, Primärfeld genannt. Das Primärfeld dringt in den Untergrund ein und regt dort Wirbelströme an. Die Eindringtiefe hängt von der Frequenz ab. Die Wirbelströme emittieren ihrerseits ein Feld, das als Sekundärfeld bezeichnet wird. Die Empfangsspulen nehmen die Überlagerung aus Primär- und Sekundärfeldern auf. Die Stärke des Sekundärfeldes hängt von der Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes im Untergrund ab. Gemessen werden Verhältnisse von Phase und Amplitude von Primär- und Sekundärfeld zueinander

simultan für vier Frequenzen, zehn Mal pro Sekunde, das heißt bei normaler Fluggeschwindigkeit in Abständen von ca. 3 m. Die großflächige Befliegung erfolgt entlang von vordefinierten Fluglinien und liefert eine sehr große Datenmenge, die teils mit semiautomatischen Verfahren bearbeitet und ausgewertet wird. Im Prinzip wird für jeden Messpunkt mittels Dateninversion ein Tiefenschichtmodell des spezifischen elektrischen Widerstandes berechnet. Durch die Gesamtheit der Messpunkte ergibt sich so eine räumliche Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes unter den Fluglinien. Mittels komplexer Interpolationsmethoden kann so, bei ausreichend kleinem Fluglinienabstand, eine grobe räumliche Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes für das gesamte Befliegungsgebiet errechnet werden. Die räumliche Auflösung der Aero-Elektromagnetik ist um ein Vielfaches geringer als bei der Geoelektrik, wodurch sich bei der Betrachtung und Interpretation kleinräumiger geologischer/lithologischer Strukturen deutliche Einschränkungen ergeben. Zusätzlich wurden bodengestützte elektromagnetische Messungen mit dem Messsystem CMD-Explorer (GF Instruments) durchgeführt, das vom grundsätzlichen Messprinzip mit der Aero-Elektromagnetik vergleichbar ist, allerdings nur die ersten paar Meter des Untergrundes erfassen kann. Diese großflächigen elektromagnetischen Untersuchungen wurden vor allem für die Abschätzung des Niederschlagsinfiltrationspotentials der obersten Untergrundschicht und den etwaigen Einfluss von künstlichen Drainagen Systemen auf die Bodenfeuchte durchgeführt (Kapitel 5.5).

3.2.2 Ergebnisse der Aero-Elektromagnetik

(I. SCHATTAUER)

Beim Reprozessing der Aero-Elektromagnetik konnte auf Messdaten von zwei unterschiedlichen Befliegungen (2000 und 2009) zurückgegriffen werden. Aufgrund der, hinsichtlich Datenqualität im Vergleich zu vorangegangenen Inversionsmethoden (homogener Halbraum, 2-Schicht- bis max. 3-Schichtfall mit unterschiedlichen Inversionsansätzen (Details siehe z.B. SEIBERL et al., 2002; AHL et al., 2007)), deutlich sensibleren Multi-layerinversion (Inversi-

onssoftware EM1DFM der University of British Columbia), konnte der Datensatz der Befliegung aus dem Jahr 2000 nicht verwendet werden. Somit beschränkte sich das Reprozessing auf den Datensatz aus dem Jahr 2009. Die genannte Multi-layerinversion wurde im Jahr 2013 an der GBA als Standardauswertemethode für Aero-Elektromagnetik-Daten etabliert. Neben der Möglichkeit unter den einzelnen Fluglinien profilhaft die Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes mit der Tiefe darzustellen (für jeden Messpunkt erfolgt eine unabhängige 1D-Multi-layerinversion), kann diese Verteilung mit ausgeklügelten Interpolationsmethoden auf das ganze Befliegungsgebiet ausgeweitet werden, wodurch man eine 3D-Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes für dieses Gebiet bekommt. Nun kann man zwar beliebige Schnitte durch dieses 3D-Widerstandsmodell definieren und sich die entsprechende Widerstand-Tiefenverteilung entlang dieses Schnittes betrachten, allerdings ist zu berücksichtigen, dass der Schritt der Dateninterpolation eine relativ starke Glättung und somit eine wesentliche Reduktion der räumlichen Auflösung des Modells darstellt. Speziell bei Fragestellungen, die für die maximale räumliche Auflösung der Aero-Elektromagnetik grenzwertig sind, sind daher für die Interpretation die profilhaften Inversionsergebnisse entlang der Fluglinien zu bevorzugen. Unter Berücksichtigung der verfügbaren geoelektrischen Messergebnisse und deren geologischer Interpretation wird schnell klar, dass für eine sinnvolle Einbeziehung der Aero-Elektromagnetik die profilhafte Betrachtung in Frage kommt. Es wurde zwar versucht, mit einem neuen Ansatz (Details dazu siehe JARITZ et al., 2022) die auf den geoelektrischen Ergebnissen beruhende geologische Interpretation mit den Aero-Elektromagnetik-Ergebnissen auf Basis von Häufigkeitsverteilungen zu verknüpfen, allerdings hat sich hier kein ausreichend signifikanter Zusammenhang gezeigt. Damit können die Ergebnisse der Aero-Elektromagnetik, wie sie in Abbildung 6 dargestellt sind, primär als visuelle Hilfestellung und Ergänzung für die Erstellung des geologischen 3D-Modells, vor allem in Bereichen, wo wenig 2D-Geoelektrik-Informationen vorhanden sind, verwendet werden.

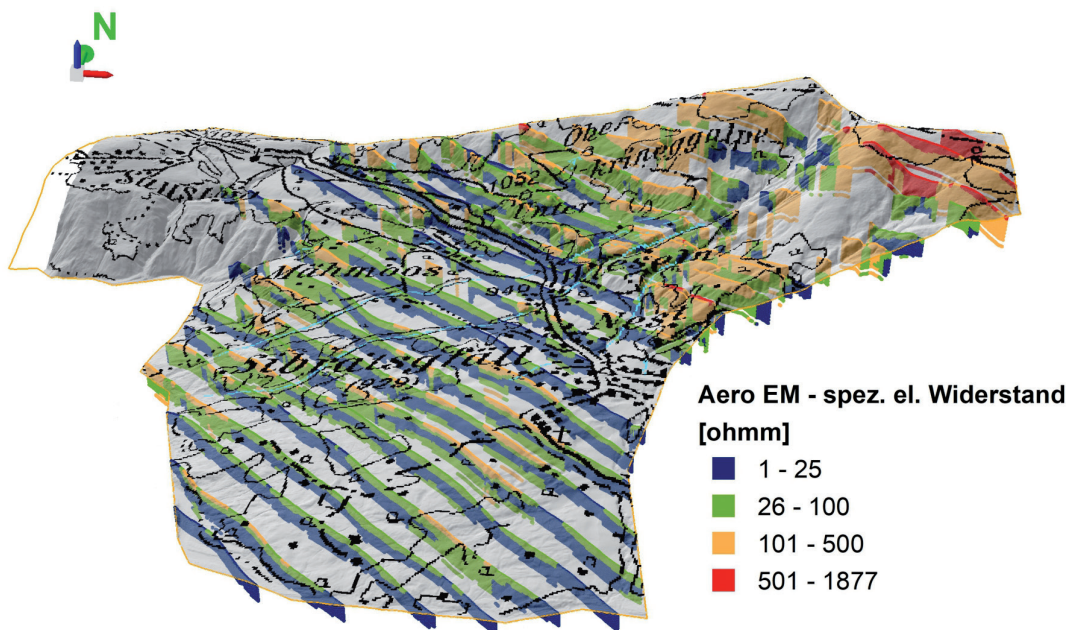


Abb. 6.
3D-Ansicht der Ergebnisse der Aero-Elektromagnetik; dargestellt als profilhafte Tiefenschnitte des spezifischen elektrischen Widerstandes, wobei zur leichteren Interpretation die Gruppierung auf vier Widerstandsbereiche erfolgte.

Das Ziel der Aero-Elektromagnetik-Ergebnisse war einerseits eine großräumige Unterteilung der Beckenfüllung anhand des spezifischen elektrischen Widerstandsbereiches in vorwiegend grobkörnige/feinkörnige Bereiche zu ermöglichen und andererseits eine Tiefeninformation zur Flysch-Oberkante im gesamten Untersuchungsgebiet zu bekommen. Eine Einschätzung bezüglich des ersten Ziels ist anhand der Ergebnisse auf jeden Fall möglich, wenngleich die Anforderungen hinsichtlich des Detaillierungsgrades bei der Erstellung des geologischen 3D-Modells zum Teil nicht ganz erfüllt werden konnten, das heißt, die sehr heterogene Untergrundstruktur, die für die Einschätzung der hydrologischen Eigenschaften maßgeblich ist, konnte nur zum Teil erfasst werden (Details dazu siehe JARITZ et al., 2022). Diese Einschränkung ist prinzipiell auf die maximale räumliche Auflösung der Methode zurückzuführen. So konnte beispielsweise die Grenze zwischen Beckenfüllung und Flysch mit der Aero-Elektromagnetik nicht bestimmt werden, da durch das elektrisch sehr leitfähige Material der Beckenfüllung eine Abschirmung des elektromagnetischen Signals einhergeht, wodurch sich die maximale Eindringtiefe der Methode in diesem Fall auf 60 m reduziert. Daher können nur in wenigen Teilbereichen (entsprechend seichte Lage der Grenze Beckenfüllung/Flysch) des Untersuchungsgebietes entsprechende Aussagen getroffen werden. Zusätzlich wird die Bestimmung dieser Grenze durch den eher geringen Kontrast im spezifischen elektrischen Widerstand zwischen Beckenfüllung und Flysch nochmals erschwert (Details dazu siehe JARITZ et al., 2022). Es ist anzumerken, dass die Ergebnisse der Aero-Elektromagnetik trotz verschiedener Auswerte- und Interpretationsansätze (JARITZ et al., 2022), aufgrund der zu geringen räumlichen Auflösung nicht im gewünschten Ausmaß in die Erstellung des geologischen 3D-Modells einbezogen werden.

3.2.3 Ergebnisse der 2D-Geoelektrik

(D. OTTOWITZ)

Insgesamt wurden knapp 20 geoelektrische Messprofile neu ausgewertet, die im Zeitraum 1999 bis 2007 gemessen wurden. In den letzten zehn Jahren wurden, neben den Inversionsalgorithmen, auch die Möglichkeiten der Datenfilterung enorm weiterentwickelt. Daher ist es nicht verwunderlich, dass ein entsprechendes Reprozessing der Daten nach dem neusten Standard zu verbesserten Ergebnissen führt. Nach verschiedenen Testauswertungen wurde für das schlussendliche Reprozessing die kommerzielle Software Res2DINV (© Geotomo Software) in der Version 4.9.11 verwendet. Der schnelle Vergleich mit den alten Inversionsergebnissen zeigte zum Großteil eine deutliche Verbesserung hinsichtlich des Detailgrades in den berechneten Widerstandsmodellen. Zudem wurde auch festgestellt, dass die neue Version der Inversionssoftware eine deutlich umfangreichere Auswahl an steuerbaren Inversionsparametern bietet, die an den jeweiligen Datensatz angepasst werden können. Um eine einheitliche Beurteilung der geoelektrischen Ergebnisse zu ermöglichen, wurden diverse Inversionseinstellungen an ein paar repräsentativen Messprofilen ausprobiert und basierend auf den Kriterien „niedrigster rms-Fehlerwert“ und der „geologischen Plausibilität“ des Modells festgelegt. Die gewählten Einstellungen wurden für alle Messprofile beibehalten. Die Filterung der Messdaten beschränkte sich, um den

subjektiven Einfluss bei der Datenauswertung möglichst gering zu halten, lediglich auf die sogenannte rms-Fehlerdatenfilterung, bei der Datenpunkte, die eine entsprechende Abweichung vom berechneten Modell aufweisen, eliminiert werden. So erfolgt eine schrittweise Verbesserung des Eingangsdatensatzes für den nächsten Inversionsschritt. Im vorliegenden Fall wurde diese Datenfilterung einheitlich in zwei Schritten ausgeführt, wobei darauf geachtet wurde, dass einerseits nicht mehr als 20 % der ursprünglichen Messpunkte eliminiert wurden und andererseits der schlussendliche rms-Fehlerwert unter 7 % zu liegen gekommen ist. Abbildung 7 zeigt als repräsentatives Ergebnis des Reprozessings den Vergleich zwischen dem ursprünglichen und dem neuen Endergebnis des Inversionsprozesses für das Messprofil 1.

Zwar sind in Abbildung 7 die dominierenden elektrischen Widerstandsstrukturen in beiden Beispielen größtenteils zu erkennen, bei der detaillierten Betrachtung bzw. beim Versuch einer geologisch/lithologischen Interpretation zeigt sich aber ganz deutlich, dass im unteren Ergebnis einzelne Einheiten entlang des gesamten Messprofils deutlich leichter zu verfolgen sind. Zudem ist beim unteren Ergebnis der rms-Fehlerwert, der auch in gewisser Weise als Maß für die Zuverlässigkeit des berechneten Modells gewertet werden kann, signifikant niedriger (3,9 % zu 7,5 %). Ein zusätzlicher Aspekt, der beim Reprozessing beachtet wurde, der aber einen wesentlich geringeren Einfluss auf das Endergebnis hatte, war die Berücksichtigung genauerer digitaler Geländemodelle für die Topografie entlang der geoelektrischen Messprofile. Die ursprüngliche Topografie beruhte zum Teil nur auf groben Geländeskizzen in Kombination mit einigen wenigen (relativ) genau eingemessenen Koordinaten. Aufgrund der Tatsache, dass es im Untersuchungsgebiet durchaus zu größeren Massenbewegungen kommen kann, wurde die Aktualisierung der Topografie selbstverständlich nur bei den Profilen vorgenommen, wo eine Änderung der Topografie im Meterbereich ausgeschlossen werden kann (bei Änderungen von wenigen Dezimetern überwiegt der Vorteil durch die genauere Topografie). Der große Vorteil der aktualisierten Topografie liegt vor allem in der Eliminierung entsprechender topografischer Diskrepanzen zwischen unterschiedlichen Datensätzen, die spätestens bei der Berücksichtigung als Eingangsdaten beim geologischen 3D-Modell zu Problemen führen würde.

Basierend auf den verfügbaren geophysikalischen Ergebnissen konnte der Tiefenverlauf des Flyschs, der im Nordosten des Untersuchungsgebietes als anstehend kartiert ist, nicht bestimmt werden. Daher wurde im Projektverlauf ein zusätzliches geoelektrisches Messprofil realisiert, das mit einer Profillänge von knapp 2 km (Profillage NW-SO) beinahe das gesamte Untersuchungsgebiet im zentralen Bereich überspannt. Die maximale Eindringtiefe dieses Messprofils beträgt etwa 350 m und sollte, basierend auf vorhandenen geologischen Modellvorstellungen, auf jeden Fall bis zur Oberkante des Untergrundes reichen. Um einen Anhaltspunkt für den zu erwartenden elektrischen Widerstandsbereich des Flyschs zu bekommen, wurde im Nordosten des Untersuchungsgebietes ein kurzes geoelektrisches Profil direkt im anstehenden Flysch gemessen. Hier hat sich gezeigt, dass der Flysch zwar eine sehr hohe Bandbreite im spezifischen elektrischen Widerstand aufweisen kann, im Allgemeinen aber doch eher niedri-

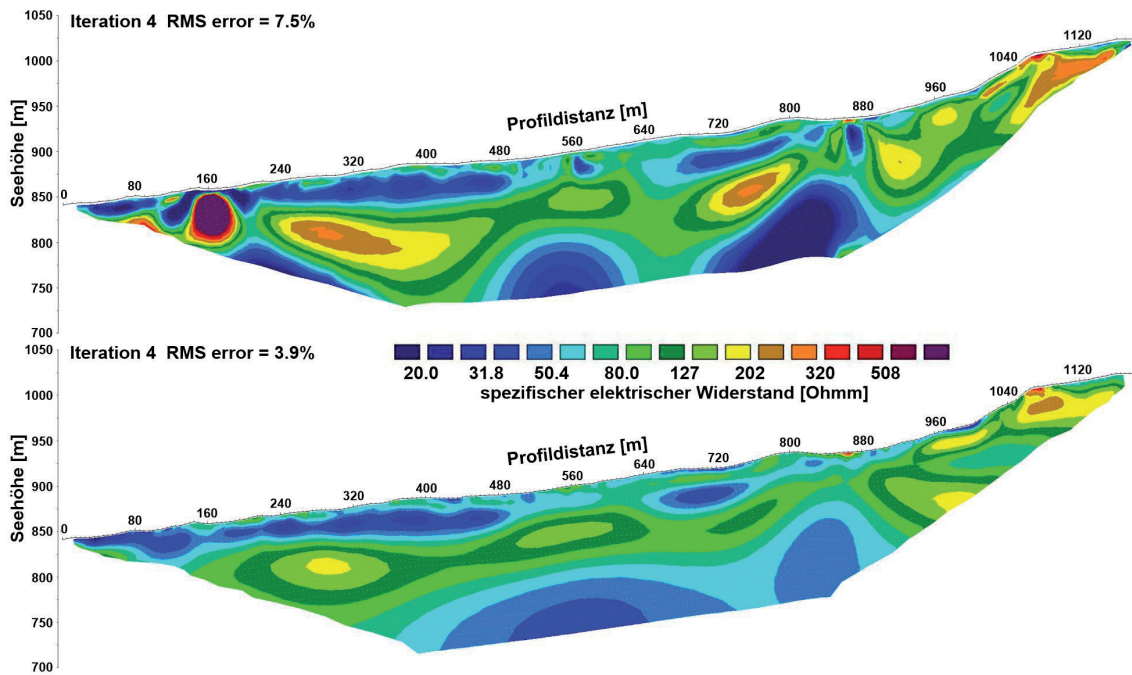


Abb. 7. Vergleich zwischen dem ursprünglichen (oben) und dem aktuellen Endergebnis des Inversionsprozesses für das Messprofil 1, dargestellt als Modell des spezifischen elektrischen Widerstandes.

ge Widerstandswerte ($< 60 \Omega\text{m}$) zeigt. Obwohl hier auch mit Sicherheit ein Unterschied zwischen dem anstehenden und dem mehrere Zehnermeter überdeckten Flysch zu erwarten ist, wurde diese Information als Grundlage für die geologische Interpretation des langen geoelektrischen Messprofils herangezogen.

3.2.4 Geologische Interpretation der Ergebnisse der 2D-Geoelektrik

(D. OTTOWITZ)

Als Einleitung zu Kapitel 3.3 soll die geologische Interpretation von allen verfügbaren geoelektrischen Messergebnissen beschrieben werden. Dieser Arbeitsschritt erfolgte iterativ unter Berücksichtigung der konzeptionellen geologischen Vorstellung und Berücksichtigung von Bohrdaten. Als repräsentatives Beispiel ist in Abbildung 8 die geologische Interpretation des im Projektverlauf gemessenen, langen geoelektrischen Messprofils dargestellt. Grundsätzlich erfolgt die Einteilung in fünf verschiedene Ein-

heiten (Hangumlagerung, Eisseesediment, grobklastische Ablagerung, Eisrandsediment, Flysch), die sich neben Unterschieden im spezifischen elektrischen Widerstand auch durch deren räumliche Lage und jeweilige Abfolge voneinander unterscheiden lassen.

Dementsprechend wurden für alle geoelektrischen Ergebnisse geologische/lithologische Grenzflächen definiert und in einem finalen Schritt im 3D-Raum digitalisiert (mit © ArcScene von Esri Inc.). Diese digitalisierten Grenzflächen stellten eine zentrale Datengrundlage bei der Erstellung des geologischen 3D-Modells dar, wobei im Zuge der 3D-Modellierung in Teilbereichen noch geringfügige Anpassungen notwendig waren, um der gesamtheitlichen, geologischen Modellvorstellung zu entsprechen (Kapitel 3.3).

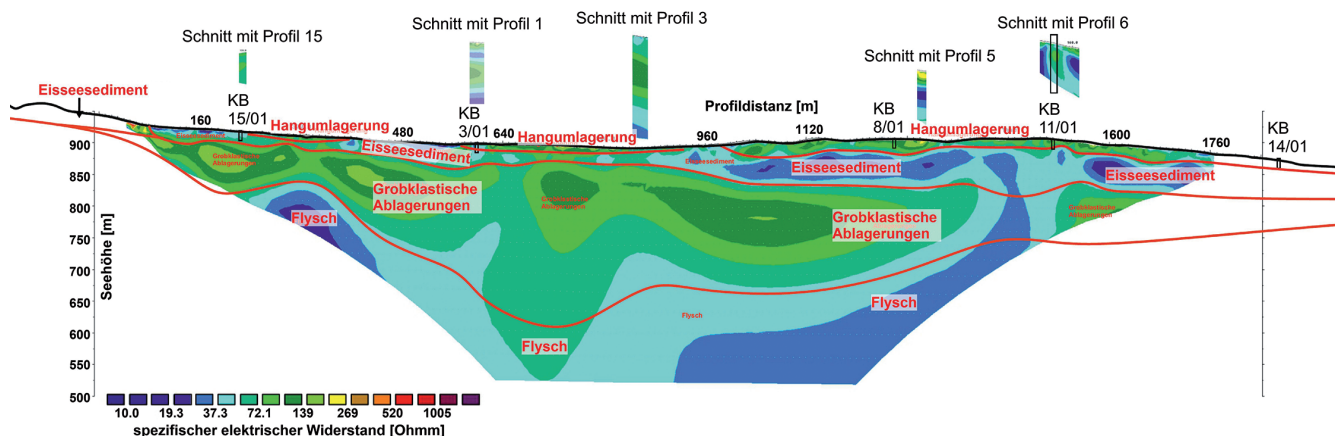


Abb. 8. Ergebnis des im Projektverlauf gemessenen, langen geoelektrischen Profils inklusive geologischer Interpretation, Lokation von vorhandenen Bohrungen sowie der Kreuzungspunkte (inklusive Ausschnitt) mit bereits vorhandenen geoelektrischen Messprofilen.

3.3 Geologische 3D-Modellierung

(V. TUREWICZ & W. JARITZ)

3.3.1 Methodik

(V. TUREWICZ)

Die Integration von heterogenen Eingangsdatensätzen in eine gemeinsame 3D-Umgebung ermöglicht eine Qualitäts- und Plausibilitätsprüfung erster Ordnung, da so Unstimmigkeiten in den Datensätzen sichtbar werden. Im Laufe der Modellierung wurde eine Datenbereinigung und Datenharmonisierung durchgeführt und entschieden, welche Informationen direkt in das 3D-Modell einfließen und welche nur indirekt genutzt werden. Dies führte zur Erstellung eines einheitlichen Modells, das den Untergrund nach bestem Wissen und Gewissen abbildet, und Informationen über die Lage der geologischen Grenzen und Geometrie der äußeren und inneren Formationen liefert.

Das 3D-Untergrundmodell wurde mithilfe der Software © SKUA-GOCAD erstellt und basiert dabei weitestgehend auf allen bereits vorhandenen sowie neu generierten Informationen. SKUA-GOCAD ist eine etablierte 3D-Modellierungssoftware, die in der Lage ist, große 2D- und 3D-Datensätze zu bearbeiten und zu visualisieren (ASPEN TECHNOLOGY INC., 2022). Einige der benötigten Datensätze mussten dabei erstmal in direkt verwendbare Datenformate extrahiert werden. Wichtigste Eingangsdaten waren vor allem eine geologische Karte im Maßstab 1:5.000 (JARITZ, 2013), die geophysikalischen Untersuchungen, Bohrdaten sowie ein digitales Höhenmodell (DHM10m).

3.3.2 Konzeptionelle Modellvorstellung

(W. JARITZ & V. TUREWICZ)

Der Hauptsiedlungsraum von Sibratsgfall mit den Ortsteilen Wiesel, Nest, Sibratsgfall, Mähmoos und Krähenberg ist von einem großräumigen Hangkriechen betroffen. Die Bewegungsraten erreichen im mittleren besiedelten Hangabschnitt bis zu 7 cm pro Jahr.

Die Untersuchungen haben gezeigt, dass die vom Hangkriechen erfassten Flächen aus mächtigen, komplex zusammengesetzten, späteiszeitlichen Lockersedimenten aufgebaut werden. Die Lockergesteine geben zahlreiche Hinweise auf ein gletschernahes Ablagerungsmilieu. Aufgrund dieses Milieus mit den sich oft ändernden Sedimentationsbedingungen wechselt die Sedimentzusammensetzung, deren Mächtigkeit und deren Verteilung rasch. Neben den zum Teil fein geschichteten Seesedimenten treten auch unstrukturierte, feinsandige, tonige Schluffe auf, die als waterlain till, daher Eiseseesedimente in direktem Gletscherkontakt, interpretiert werden. Sie entstanden im Zuge der Verfüllung eines eiszeitlichen Sees, der einst das Sibratsgfaller Becken mit wechselnder Ausdehnung besetzt hielt.

In der vorangegangenen Bearbeitung (JARITZ, 2013) wurde davon ausgegangen, dass eine Differenzierung zwischen westlichem Beckenabschnitt (Ortsteil Mähmoos) und östlichem Beckenabschnitt (Ortsteil Sibratsgfall) in Bodenaufbau und Genese besteht. Da in den alten Geoelektrikprofilen unter den mächtigen feinkorndominierten Eisseeablagerungen nur im westlichen Abschnitt höherohmige Sedimente (ca. 150–200 Ωm) detektiert wurden und diese in den beiden östlichen Profilen nicht in dieser

Widerstandsverteilung angetroffen wurden, wurde von einer Zweiteilung im Beckenaufbau ausgegangen. Die unterschiedliche Verteilung der Lockergesteine im Becken wurde durch die ungleiche Verteilung der zu diesem Zeitpunkt abschmelzenden Eismassen im Spätglazial erklärt.

Wie die neuen Untersuchungen zeigten, konnten aber auch im östlichen Beckenabschnitt mit den langen und daher tief reichenden Messdaten des Geoelektrikprofils 1-2019 (Abb. 8) höherohmige Abfolgen nachgewiesen werden. Es wurde bestätigt, dass der niedrigohmige, oberflächennahe Horizont (Eiseseesedimente) sich laut Geoelektrik entlang der Profilinie 1-2019 ausgehend vom Messpunkt-Anfang bis zum Profilende, daher über das gesamte Sibratsgfaller Becken erstreckt. Die Mächtigkeit schwankt dabei zwischen wenigen Metern am Beckenrand im Nordwesten und nimmt im zentralen Beckenabschnitt von der Gemeindestraße bei Mähmoos bis in den Bereich der Kernbohrung KB 2/01 auf über 60 m zu. Laut neuen Messdaten werden die Eiseseesedimente entlang der gesamten Profilinie von unterschiedlich zusammengesetzten, jedoch scheinbar zusammenhängenden Sand-Kies-Gemischen unterlagert. In Korrelation mit dem im Oberhang neu gemessenen Profil 2-2019 im Bereich des anstehenden Flyschs und dem ihm zugewiesenen spezifischen elektrischen Widerstand von maximal 75 Ωm kann zudem folgendes geschlussfolgert werden:

- In den tief reichenden geoelektrischen Profilen wurde das anstehende Festgestein und somit die Beckenbasis detektiert.
- Die maximale Überlagerungsmächtigkeit bzw. die Beckenübertiefung erreicht im zentralen Becken rund 200 bis 250 m.
- Das Untergrundrelief ist ausgeprägt mit Eintiefungen und Erhebungen, wobei Höhendifferenzen von mehreren Zehnermetern erreicht werden.

Am nördlichen Beckenrand wurden eiszeitliche Lockergesteine nachgewiesen, die von Schmelzwasserflüssen zwischen Gletscher und Beckenrahmen abgelagert wurden. Schmelzwassersedimente – überwiegend Sand-Kies-Gemische – verzahnen sich dort mit Schwemmfächerablagerungen der Seitenbäche aus den angrenzenden Hangflanken sowie mit Suspensionsablagerungen, die auch von der Gletscheroberfläche in das Becken vorstießen.

Nach Zusammenschau aller neuen und alten Mess- und Untersuchungsergebnisse kann der relative zeitliche Ablauf der Beckenverfüllung im Würm-Glazial, die Verteilung sowie der interne Aufbau der einzelnen geologischen Körper der Beckenverfüllung wie folgt rekonstruiert werden.

Im Unterschied zur ursprünglichen Annahme einer ausschließlich späteiszeitlichen Beckengenese (JARITZ, 2013) werden die Grobklastika unter den Eiseseesedimenten einer Vorstoßphase im Würm während des Gletscheraufbaus zugeordnet. Die darauffolgende Stillwasserphase repräsentiert demnach die bereits gehinderten Abflussverhältnisse der Bäche aus den Seitentälern (Subersachtal, Ruhbachtal) Richtung Haupttal (Bregenzerachtal), da dort bereits der mächtigere Bregenzerachgletscher den Abfluss der Seitenbäche behinderte. Die Eiseseesedimente wurden im Laufe des weiteren Gletscheraufbaus bis zum Last Glacial Maximum (LGM) von diesem überfahren. Darauf weist die durchwegs hohe Konsolidierung der Eiseseesedimente hin.

Am Beckenrand ist mit massiven Sedimenteinstößen der Seitenbäche in das Seebecken auszugehen, die zu einer beckenrandnahen Verzahnung unterschiedlichster Ablagerungen (Wildbachablagerungen, Murstoßablagerungen, Bachsedimente, Seesedimente) führten. Demnach ist auch in diesem Verzahnungsbereich von stark unterschiedlichen und wechselnden hydrogeologischen Gegebenheiten auszugehen. Die hydrogeologischen Verhältnisse werden durch diesen oftmaligen Wechsel von feinkorndominierten und grobkörnigen Ablagerungen bestimmt. Durch die mächtigen feinkorndominierten Sedimente im zentralen Beckenabschnitt werden Hang- und Grundwasservorkommen, die vom Beckenrand über gröberklastische Abfolgen in tiefere Beckenabschnitte gelangen (Vorstoßschotter zwischen 45 und 85 m), eingespannt. Das Druckniveau dieser Grundwasservorkommen liegt dabei bis zu 20 m über der derzeitigen Geländeoberfläche.

Alle weiteren quartären Ablagerungen und Bildungen werden dem Würm-Spätglazial zugerechnet und in die Zeitphase des Gletscherrückzuges bzw. seiner Abschmelzphase eingeordnet. Die höchstgelegenen und somit die ältesten erhaltenen Zeugen der spätglazialen Beckengene- se sind Ablagerungen in den Seitengräben hoch über dem heutigen Talboden. Im Zuge der Abschmelzphase wird der ehemalige Gletscherrand durch eine markante Eisrandter- rasse nachgezeichnet, die heute die Grenze zwischen be- wegten und unbewegten Hangabschnitten markiert. Das sukzessive Abschmelzen des verbliebenen Toteises im Be- cken selbst wird durch kleinere Terrassenkörper unterhalb des mächtigen Eisrandstaukörpers der Rückzugphase 2 markiert.

Nach dem Eisfrei des Beckens setzte die Erosion durch die nun wieder frei abfließenden Gerinne ein. Diese Erosions- prozesse sind der Auslöser für die großräumigen Boden- unruhen im Sibratsgfäller Becken. Durch die Tieferlegung und unterschneidende Wirkung der Bäche Subersach und Rubach werden die Flanken in den Beckensedimen- ten nach wie vor übersteilt. Die Lockergesteine reagierten mit Ausgleichsbewegungen. Diese Prozesse bewirken ein Wechselspiel zwischen Abtrag am Hangfuß und Materi- alnachlieferung durch Hangbewegungen aus den Einhän- gen.

Die Bewegung vollzieht sich ausschließlich in den fein- körnigen Eisseesedimenten entlang von einigen wenigen, zum Teil tiefliegenden Gleitflächen. Bewegungshorizonte wurden in Tiefen von 10 bis 12 m, um 15 m und bei 35 m Tiefe festgestellt. Diese Bewegungsflächen greifen berg- wärts weit in den Sedimentkörper bis in den Ortsbereich ein.

Es werden drei Phasen des Sedimentabtrags und der Se- dimentumlagerung nach erfolgter Beckenverfüllung unter- schieden.

- Erosion: Nach dem Eisfrei am Ende des Spätglazials zerschnitt die Subersach, nachdem der Abfluss zur Vorflut (Bregenzer Ache) frei wurde, die Beckenfüllung.
- Gleitungen: Der Massenverlust an den Einhängen zu den Bächen Rubach und Subersach löste in den fein- körnigen Seesedimenten Bewegungen aus, die weit in den Sedimentkörper bis in das Ortgebiet von Sibratsg- fäll zurückgriffen. Diese Bewegungen halten bis heute an und führen zu einem tiefgreifenden Zergleiten der

gesamten Talfüllung. Dadurch entstanden die gering geneigten Flächen um den Ort, wobei das entstandene getrepte und gestufte Hangprofil durch die langanhaltende intensive Nutzung überprägt wurde.

- Fließen/Kriechen: Durch die Gleitungen wurde das Se- dimentgefüge weiträumig aufgelockert. Entlang der Bewegungsflächen und dem zum Teil neu entstande- nen Trennflächengefüge wird dem Wasser der Zutritt in tiefere Bodenhorizonte ermöglicht. Die von den Bewe- gungen betroffenen Eisseesedimente sind wasseremp- findlich und reagieren in Abhängigkeit vom Spannungs- niveau auf Wasserzutritt mit Konsistenzverringering. Das Ergebnis sind schneller ablaufende Hangbewe- gungen vom Typ Erd-/Schuttstrom, die überwiegend im untersten bis zum mittleren Hangbewegungsbereich ausgebildet sind. Dieser Hangbewegungstyp überprägt die bereits vorhandene, durch Treppen und Stufen do- minierte Morphologie. Im Untersuchungsgebiet können in den untersten Hangabschnitten sechs verschiede- ne Erd-/Schuttstromsysteme in unterschiedlichen Ent- wicklungsstadien beobachtet werden: 1) Rasch ablau- fende Systeme (Fließen; Bewegungsgeschwindigkeiten von rund 0,5–1 m pro Jahr mit deutlich ausgebilde- ten seitlichen Begrenzungen (Scherbahnen), aber meist undeutlich entwickelten bzw. anthropogen überprägten Anbruchgebieten. 2) Hangabschnitte, die als Vorpha- se von schneller ablaufenden Bewegungen angesehen werden, wo muschelförmig Anbruchkanten Hangareale mit getrepter Geländemorphologie überprägen.

3.3.3 Ergebnisse und Interpretation

(V. TUREWICZ)

Für die Erstellung des 3D-Untergrundmodells wurde in ei- nem ersten Schritt das digitale Höhenmodell mit 10 m Auf- lösung (DHM10) in die Software © SKUA-GOCAD einge- speist und die Geologische Karte auf das Höhenmodell projiziert (Abb. 9). Die geologisch interpretierten Grenzflä- chen der Geoelektrik-Profile wurden daraufhin in der Soft- ware dreidimensional zusammengeführt und einer Plau- sibilitätsprüfung unterzogen. Bei Unstimmigkeiten wurden die geologischen Grenzen nach bestimmten Kriterien so- weit verschoben, dass sie dreidimensional zusammen- passen. Hierbei wurden die interpretierten Grenzen der kürzeren Profile aufgrund höherer Auflösung bevorzugt he- rangezogen und die allgemeine geologische Modellvor- stellung für das Gebiet berücksichtigt (Kapitel 3.3.2). Im Zuge dessen wurde die Einheit der Eisrandsedimente als ein Bereich von grobklastischen Eisrandterrassen bezeich- net und zusätzlich ein Bereich von Schwemmfächern (Ver- zahnungsbereich) definiert. In einem nächsten Schritt wur- den die Einheiten der Legende der Geologischen Karte zugeordnet, um Informationen über die Ausdehnung der generalisierten Einheiten an der Oberfläche zu erhalten. Als zusätzliche wichtige Information wurden in den Bohr- profilen noch die Übergänge der Einheiten identifiziert und die Basis der jeweiligen Grenzschichten als Marker in die Software hinzugefügt.

Basierend auf all diesen Informationen wurden die Grenz- flächen (Unterkante) der geologischen bzw. lithologischen Einheiten erstellt. In Abbildung 10 ist das 3D-Untergrund- modell mit den Grenzflächen der Einheiten und exempla- risch das Geoelektrik-Profil 3 dargestellt. Zu erkennen ist,

dass, wie bereits erwähnt, die Eisseesedimente niedrigere Werte des spezifischen elektrischen Widerstandes aufweisen und die Unterkante bis zu einer Tiefe, wo höherohmige Bereiche beginnen, verläuft. Abbildung 11 zeigt nochmals

das 3D-Untergrundmodell, jedoch ohne die Grenzfläche der Eisseesedimente. Hier ist zu erkennen, dass die grobklastischen Ablagerungen den höher ohmigen Bereich zugeordnet werden können. Da der Übergang zum Flysch

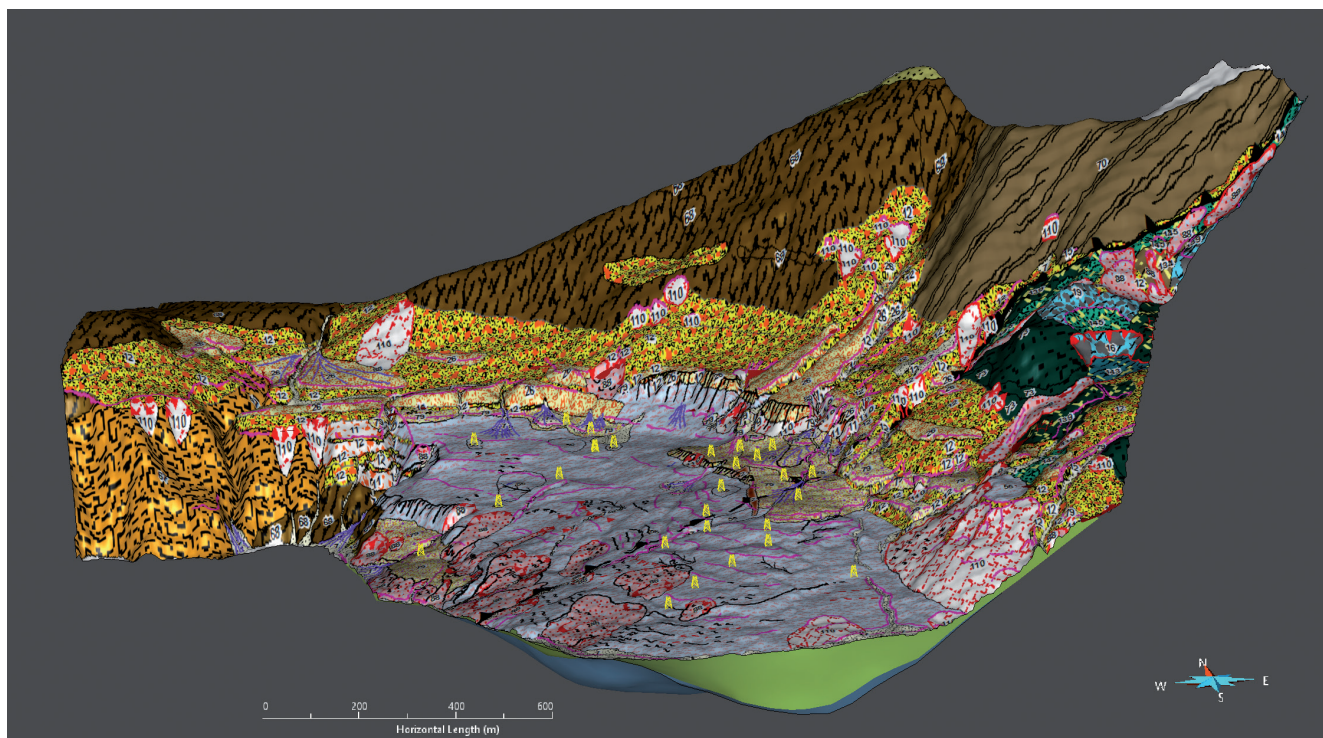


Abb. 9.
Darstellung des 3D-Modells mit der Lage der Bohrungen und der Geologischen Karte, die auf das digitale Höhenmodell projiziert wurde. Das 3D-Modell ist überhöht dargestellt (Überhöhungsfaktor 2).

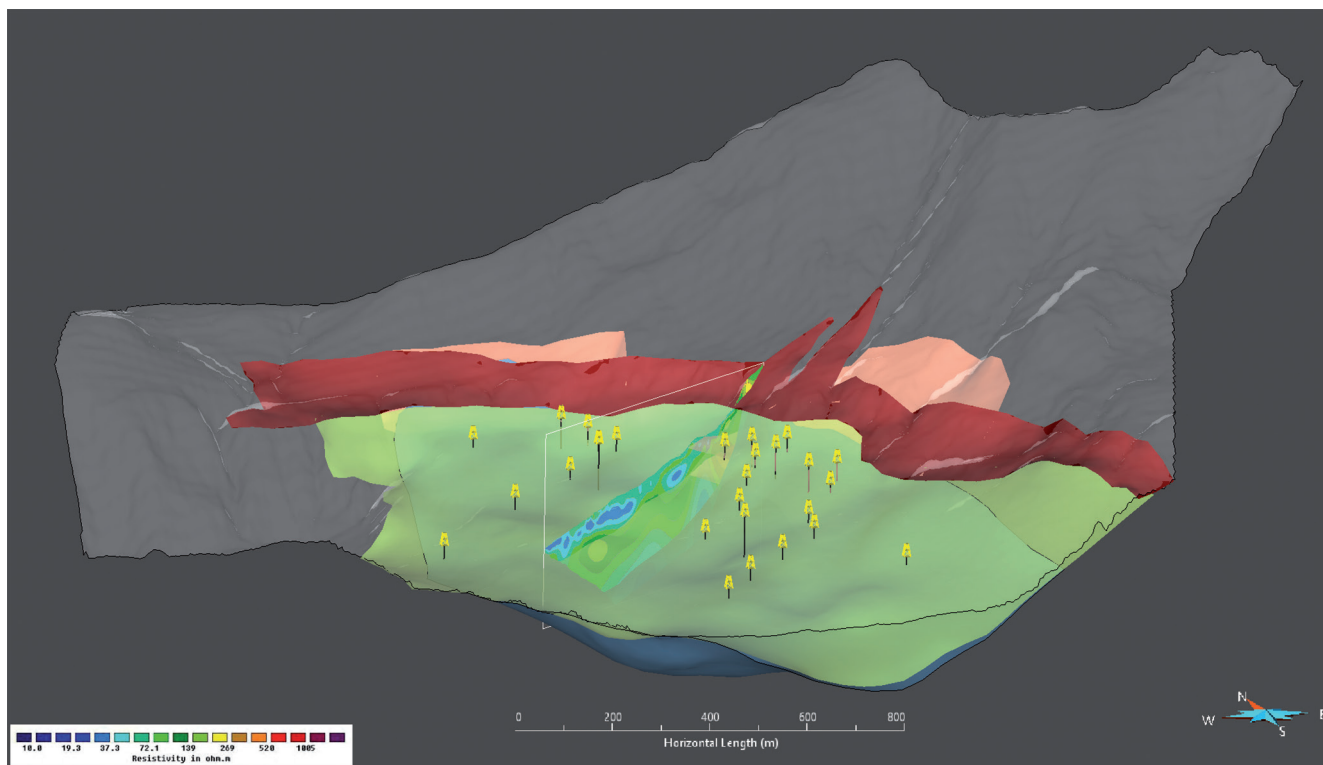


Abb. 10.
Darstellung des 3D-Modells mit dem digitalen Höhenmodell (transparent in grau dargestellt), dem Goelektrik-Profil 3, der Lage der Bohrungen und den Grenzflächen (Unterkannte) der geologischen/lithologischen Einheiten (transparent dargestellt): Grobklastische Eisrandterrassen (dunkelrot), Schwemmfächer (hellrosa), Eisseesedimente (grün) und Grobklastische Ablagerungen (blau). Das 3D-Modell ist überhöht dargestellt (Überhöhungsfaktor 2).

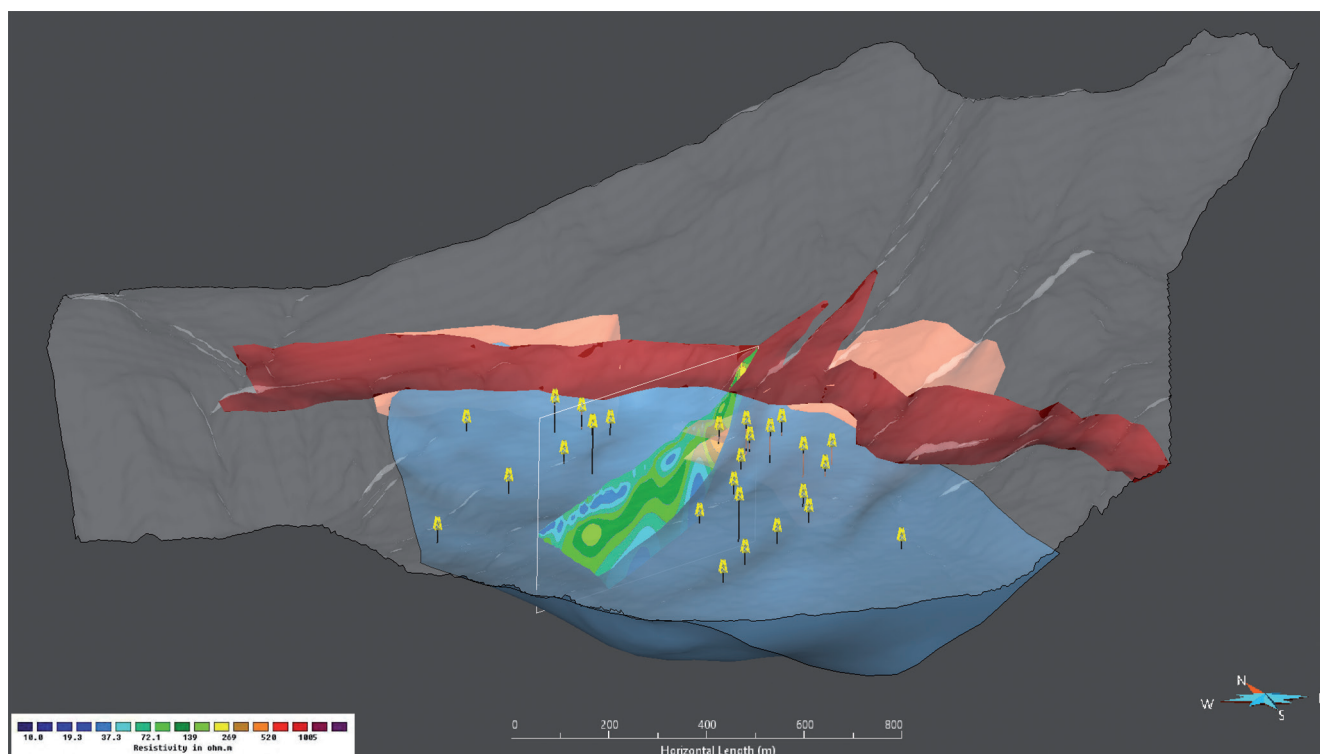


Abb. 11. Darstellung des 3D-Modells mit dem digitalen Höhenmodell (transparent in grau dargestellt), dem Geoelektrik-Profil 3, der Lage der Bohrungen und den Grenzflächen (Unterkannte) der geologischen/lithologischen Einheiten (transparent dargestellt) ohne die Eisseesedimente: Grobklastische Eisrandterrassen (dunkelrot), Schwemmfächer (hellrosa) und Grobklastische Ablagerungen (blau). Das 3D-Modell ist überhöht dargestellt (Überhöhungsfaktor 2).

vermutlich durch die tendenzielle Abnahme des spezifischen elektrischen Widerstandes angedeutet wird, verläuft die Unterkannte der grobklastischen Ablagerungen bis zu einer Tiefe, wo wieder niedrigere ohmige Bereiche beginnen. Dementsprechend kann der ganze Bereich unterhalb aller Grenzflächen als Flysch interpretiert werden. Der topografisch höhere Bereich der grobklastischen Eisrandterrassen weist, wie in Abbildung 10 leicht zu erkennen, höhere Werte des spezifischen elektrischen Widerstandes auf.

In einem letzten Schritt wurden die Aero-EM Ergebnisse (Abb. 6) als visuelle Hilfestellung in die 3D-Modellierungssoftware importiert und mit den geologisch interpretierten geoelektrischen Profilen verglichen. Ein großer Teil des Untersuchungsgebietes lässt sich einem Bereich zuordnen, wo eine mittel- bis hochohmige Schicht an der Oberfläche zu sehen ist und eine sehr niederohmige Schicht in mittlerer Tiefe. Vergleichen wir diese Werte mit der geologischen Modellvorstellung sowie den Geoelektrik-Profilen,

dann lassen sich die Bereiche als Eisseesedimente bewerten. Außerdem kann ein höherohmiger Bereich ab einer Tiefe von etwa 55 m unter Geländeoberkannte (GOK) den Grobklastischen Ablagerungen zugeordnet werden, was auch grob mit den Widerstandswerten der Geoelektrik-Profile übereinstimmt. Die topografisch höheren Bereiche weisen deutlich höhere Werte des spezifischen elektrischen Widerstandes auf und können grob den restlichen Einheiten (Grobklastische Eisrandterrassen, Schwemmfächer und Flysch) zugeordnet werden. Auch diese Widerstandswerte korrelieren ungefähr mit denen der geoelektrischen Messprofile. Somit wurden auf Basis der Aero-EM Ergebnisse und aller zur Verfügung stehenden Eingangsdaten keine weiteren Änderungen der Einheiten im 3D-Modell vorgenommen.

In Abbildung 12 ist eine Reihe von Profilschnitten vom finalen 3D-Untergrundmodell sowie deren Lage im Untersuchungsgebiet dargestellt.

4 Klimatische Bedingungen und Klimaszenarien

(J. HIEBL & A. HÖFLER)

Um die klimatischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet zu beschreiben, kommen für Klimavariablen maßgeschneiderte geostatistische Interpolationsmethoden auf dem aktuellen Stand der Forschung zum Einsatz. Diese übertragen im Wesentlichen die punktbezogenen Stationsmessungen auf ein regelmäßiges flächiges Gitterfeld. Während die Untergrenze der nominellen Auflösung der so gewonnenen Gitterfelder typischerweise mit 1×1 km er-

reicht ist, ist die Skala der tatsächlich aufgelösten Klimamuster etwa um eine Größenordnung gröber anzusetzen. Aufgrund der Kleinheit des Einzugsgebietes (etwa $4,6 \text{ km}^2$) und der Feinheit des zu betreibenden hydrogeologischen Modells werden hingegen im konkreten Anwendungsfall wesentlich engmaschigere Gitterfelder von 50×50 m erzeugt. Es sei vorausgeschickt, dass die in den Feldern enthaltenen räumlichen Muster weitaus nicht in dieser ho-

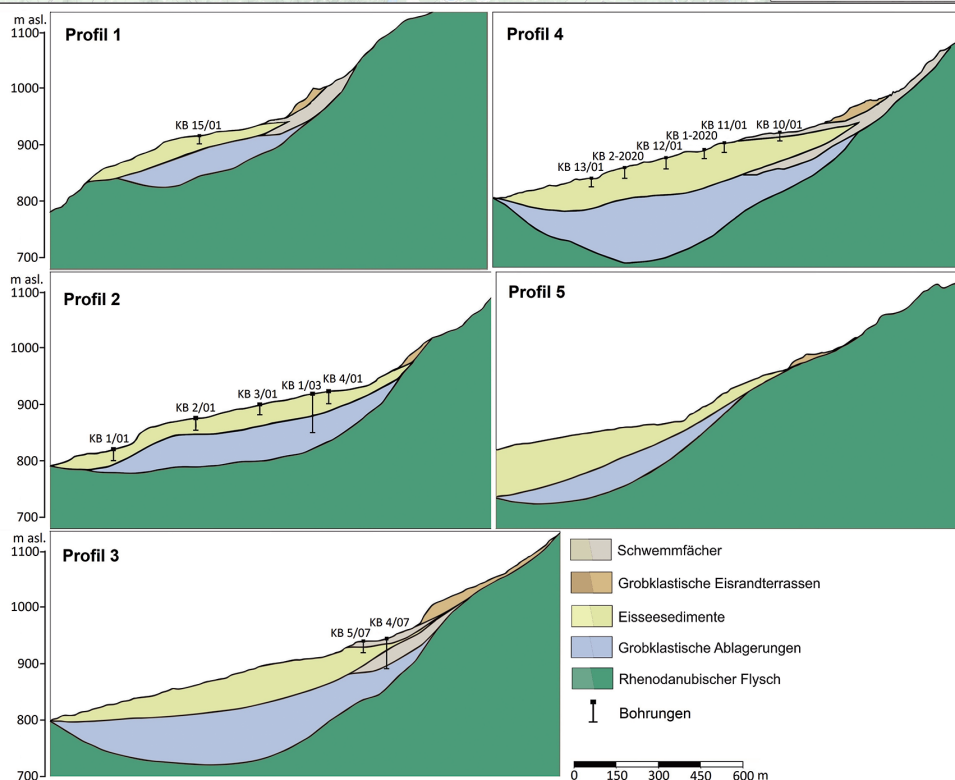
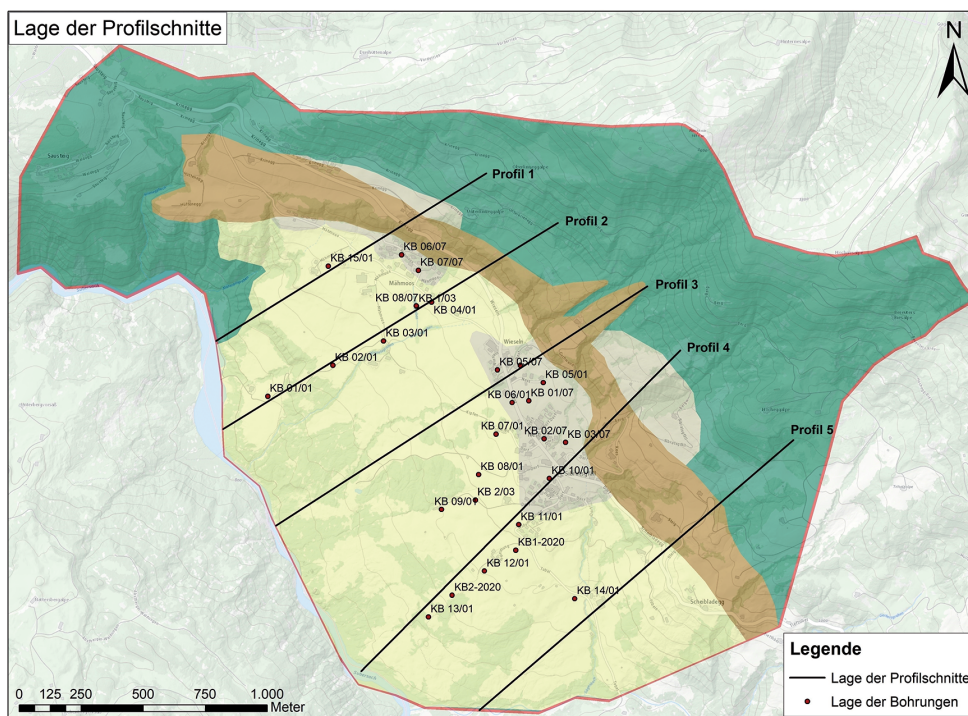


Abb. 12.
Eine Reihe von Profilschnitten vom
3D-Modell (unten) und deren Lage im
Untersuchungsgebiet (oben).

hen, rein technisch benötigten Genauigkeit aufgelöst sind (mehr zu Unsicherheiten und Interpretierbarkeit ist am Ende dieses Abschnitts zu lesen). Dies hängt unter anderem mit der räumlichen Dichte des Klimabeobachtungsnetzes zusammen.

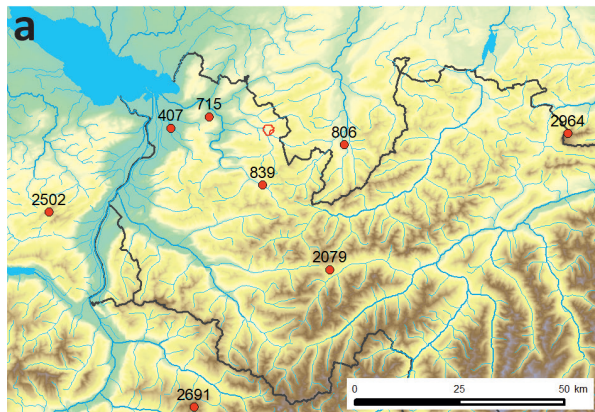
So liegt keine der österreichweit derzeit über 250 Klimastationen der GeoSphere Austria (ehemals: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik – ZAMG) direkt im Untersuchungsgebiet. Der etwa 7 km entfernte Beobachtungsstandort in Hittisau wurde 2008 eingestellt. Im 13 km südlich gelegenen Schoppernau (839 m) begannen 1947, im 14 km westlich gelegenen Alberschwende (715 m) 1995

Klimaaufzeichnungen. Hinzu kommen Messungen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) im etwa 18 km östlich gelegenen Oberstdorf (806 m). In nördlicher Richtung ist die nächste Station, nicht mehr repräsentativ für die inneralpine Situation, erst in etwa 40 km Entfernung anzutreffen. Aufgrund der Datenlage musste daher ein Untersuchungszeitraum von 1995 bis 2020 festgelegt werden. Dies liegt etwas unter dem in der Klimatologie verbreiteten Standard von mindestens 30 Jahren, der als Untergrenze die nötige Robustheit statistischer Auswertungen garantieren soll. Die betrachtete zeitliche Auflösung beträgt einen Tag.

4.1 Lufttemperatur

4.1.1 Methodik

Zunächst wurden Gitterfelder der Lufttemperatur erstellt, die in weiterer Folge für die Modellierung der Evapotranspiration und des Schneewasseräquivalentes benötigt wurden. Die betrachteten Klimavariablen sind das tägliche Minimum und Maximum der Lufttemperatur. Um die regionalen Bedingungen in den Tallagen abzubilden, wurde neben den Messstandorten in Schoppernau, Alberschwende und Oberstdorf noch Dornbirn berücksichtigt. Um die Temperaturverläufe in größeren Höhen erfassen zu können, wurde der räumliche Fokus deutlich erweitert und vier Gipfelstationen aus Österreich, Deutschland und der Schweiz hinzugenommen (Abb. 13a). Zur Interpolation wurde eine speziell für die Interpolation von Lufttemperatur in stark gegliedertem Gelände entworfene Methode verwendet, die von FREI (2014) für die Schweiz entwickelt und von HIEBL & FREI (2016) für Österreich adaptiert wurde. Demnach wird das tägliche vertikale Temperaturprofil aus den eingehenden Stationsmessungen mittels nicht-linearer Regression geschätzt. Dies geschieht in drei Schichten, wie hier vereinfacht wiedergegeben wird (Abb. 13b): In der obersten Schicht (oberhalb von h_1) wird aus den Messungen der Gipfelstationen ein linearer Temperaturgradient γ abgeleitet. Dieser kommt auch in der untersten Schicht (oberhalb von h_0) zur Anwendung, wobei ein Versatz um einen Temperaturbetrag a , der die Stärke einer möglichen Inversion wiedergibt, vorgesehen ist. In der dazwischenliegenden Schicht gewährleistet eine Kosinusfunktion einen glatten Übergang. Durch die flexible Anpassung an Inversionsstärke, Höhe und Dicke der Inversionsschicht wird die Modellierung typischer vertikaler Temperaturverläufe ermöglicht, die unterschiedliche Inversionstypen, multilineare Abschnitte und quasi-lineare Profile einschließt (FREI, 2014). Die Methode wurde gegenüber der originalen Fassung in einigen Punkten abgewandelt, die alle durch die Kleinheit des Untersuchungsgebietes motiviert sind. Von Profilanpassungen in mehreren Subregionen wurde abgesehen. Auch die zweite Hauptkomponente der Methode, die Aufprägung von Residualfeldern aus nicht-euklidischen Distanzen, ergibt aufgrund der wenigen Stationen und dem kleinen Gebiet keinen Sinn. Um die räumliche Repräsentativität der Stationsmessungen für das Untersuchungsgebiet einfließen zu lassen, wurden diese hingegen in der Profilanpassung entsprechend der nicht-euklidischen Distanz zum Gebietsmittelpunkt gewichtet.



4.1.2 Ergebnisse und Interpretation

Abbildung 14 zeigt drei unterschiedlich gelagerte Ergebnisbeispiele der Lufttemperatur, jeweils eines täglichen Tiefstwerts. Im ersten Beispiel vom 16. Jänner 2017 (links) lässt ein quasilinearer Temperaturgradient auf eine gut durchmischte untere Atmosphäre schließen. Die resultierende räumliche Analyse zeigt eine starke Bindung an die Seehöhe. Im zweiten Beispiel vom 23. Jänner 2017 (Mitte) lässt die vertikale Temperaturverteilung eine starke Inversion vermuten. Das völlige Fehlen von Stationen im Seehöhenbereich zwischen 1.000 und 2.000 m zeigt die Wichtigkeit der Hinzunahme der hochalpinen, wenn auch entfernten Stationen. Die Anpassungskurve orientiert sich in tiefen Lagen stärker an den nahe gelegenen Stationen Alberschwende und Schoppernau, als am wärmeren Dornbirn und kälteren Oberstdorf. Im Ergebnisfeld zeichnet sich die Temperaturzunahme mit der Seehöhe deutlich ab. Schließlich ist im dritten Beispielfall vom 2. Jänner 2017 (rechts) von einer schwachen Inversion auszugehen, die sich im Seehöhenbereich des Untersuchungsgebietes in einer stagnierenden Temperaturabnahme ausdrückt. Demnach zeigen sich im Ergebnisfeld weitgehend einheitliche Temperaturverhältnisse ohne erkennbare Seehöhenabhängigkeit. Die Beispiele verdeutlichen die Flexibilität der Profilanpassungsmethode und deren plausible Ergebnisse selbst bei dünner Datenlage. Gleichzeitig führt das Fehlen von Messdaten in mittlerer Seehöhe um 1.500 m zu großer Unsicherheit.

4.2 Niederschlag

4.2.1 Methodik

Zur räumlichen Analyse der täglichen Niederschlagssumme kam ein Zwei-Schritt-Verfahren zum Einsatz, wie es im Wesentlichen von MASSON & FREI (2014) für die Schweiz und von HIEBL & FREI (2018) für Österreich auf nationaler Ebene getestet und angewandt wurde. Im ersten Schritt werden zwölf Hintergrundfelder des mittleren monatlichen Niederschlags über den 30-jährigen Referenzzeitraum 1991–2020 erstellt. Die Interpolation geschah anhand von Kriging mit einem Set aus topografischen Prädiktoren als externer Drift (SCHABENBERGER & GOTWAY, 2005; DIGGLE & RIBEIRO, 2007). Um die regionalen topografischen Abhängigkeiten erfassen zu können, wurde dieser Schritt in einem weiter gefassten Gebiet von 50 × 50 km umgesetzt, aus welchen die Daten von 45 Niederschlagsstationen von GeoSphere Austria, des Hydrographischen Landesdiens-

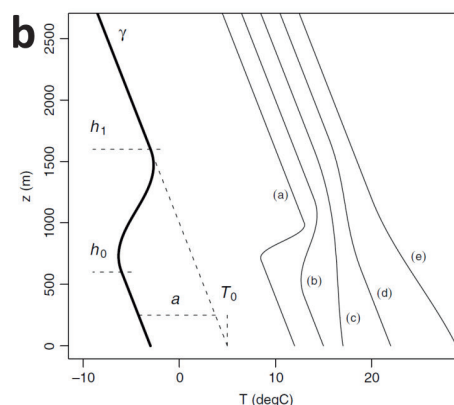


Abb. 13. (a) Räumliche Verteilung der zur Erstellung der Lufttemperaturfelder verwendeten Beobachtungsstandorte. Angegeben ist die Seehöhe [m]. Das Untersuchungsgebiet ist rot umrandet. (b) Schematische Darstellung der parametrischen Funktion zur Anpassung des vertikalen Temperaturprofils und beispielhafte vertikale Temperaturverläufe (a–e), die durch unterschiedliche Parametereinstellung umgesetzt werden können (FREI, 2014).

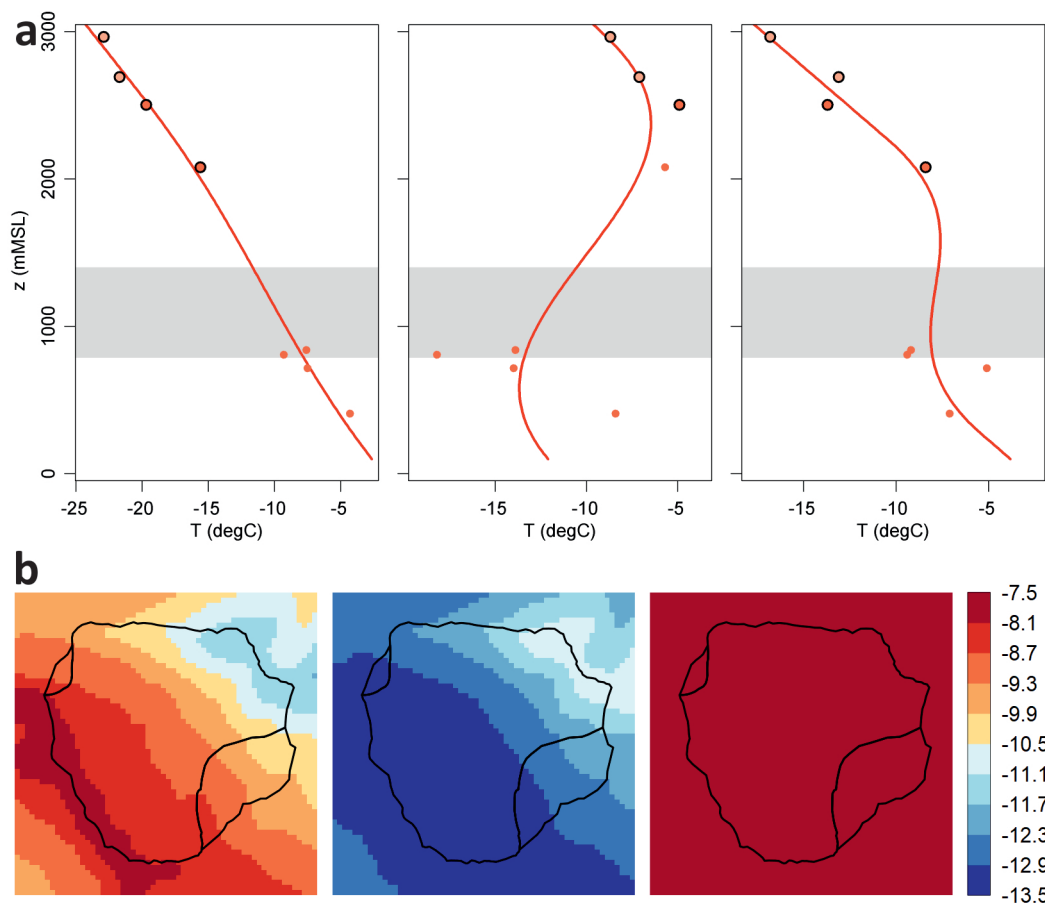


Abb. 14. (a) Anpassung des Vertikalprofils (rote Linie) des Minimums der Lufttemperatur aus Stationsmessungen (rote Punkte, Intensität nach Distanzgewicht) am 16.01.2017 (links), 23.01.2017 (Mitte) und 02.01.2017 (rechts). Der Seehöhenbereich des Untersuchungsgebietes ist grau hinterlegt. (b) Die daraus abgeleiteten räumlichen Analysen.

tes Vorarlberg sowie des Deutschen Wetterdienstes gesammelt werden konnten (Abb. 15a). Mit der Station Sibratsgfall ist das Untersuchungsgebiet punktuell beprobt. Experimente mit verschiedenen topografischen Prädiktoren in unterschiedlichen räumlichen Skalen mündeten in der Verwendung von Seehöhe sowie geografischer Länge und Breite in der originalen Auflösung von 50 m. Die sonst oft verwendeten Prädiktoren Nord-Süd-Gradient und West-Ost-Gradient wurden aufgrund der Lage der Klimabeobachtungsstationen in Tälern oder auf Bergrücken in dem kleinen Gebiet nicht aufgelöst und konnten daher die räumlichen Muster nicht plausibler erklären. Die Verwendung von geografischer Länge und Breite stellt eine gute Alternative dar. Im zweiten Schritt wurden die täglichen relativen Niederschlagsanomalien zu den entspre-

chenden mittleren Monatssummen interpoliert (Abb. 15b). Dazu wurden die täglichen Messwerte der acht nächstgelegenen Stationen im Umkreis von bis zu 12 km verwendet. Wieder konnte die hydrologische Station Sibratsgfall verwendet werden. Während sich die umliegenden Stationen westlich des Untersuchungsgebietes konzentrieren, ist der Osten schlecht abgedeckt, weshalb die Berücksichtigung solcher Richtungscluster in der räumlichen Analyse ausschlaggebend ist. Demgemäß interpretiert der Interpolationsalgorithmus SYMAP die Gitterpunktwerte als Summe von distanz- und richtungsgewichteten Messwerten (SHEPARD, 1984; FREI & SCHÄR, 1998). Die täglichen absoluten Niederschlagsfelder entstehen schließlich aus der Multiplikation der täglichen Anomaliefelder mit dem dazugehörigen monatlichen Hintergrundfeld.

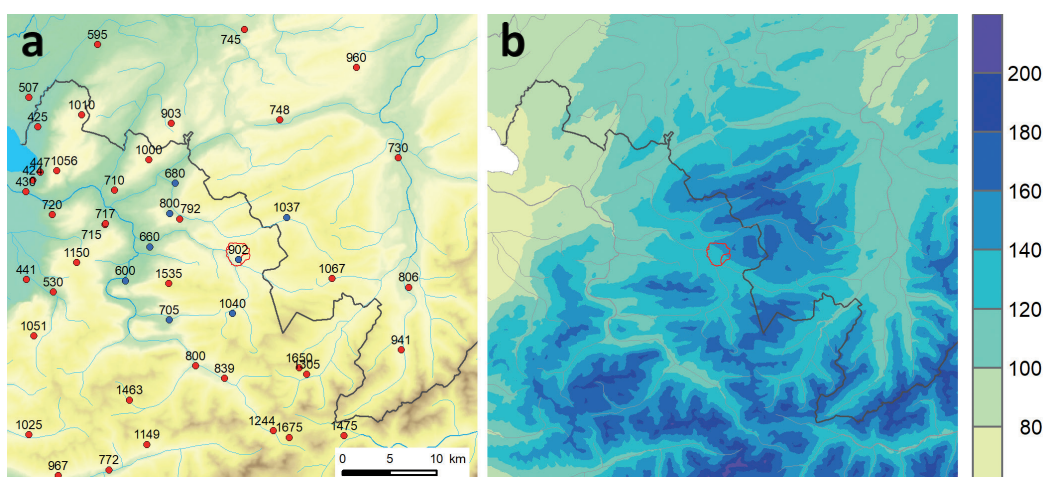


Abb. 15. (a) Räumliche Verteilung der zur Erstellung der Niederschlag-Hintergrundfelder (rote und blaue Punkte) und zur Erstellung der Niederschlag-Anomaliefelder (blaue Punkte) verwendeten Beobachtungsstandorte. Angegeben ist die Seehöhe [m]. (b) Mittlere monatliche Niederschlagssumme im Februar 1991–2020 [mm]. Das Untersuchungsgebiet ist jeweils rot umrandet.

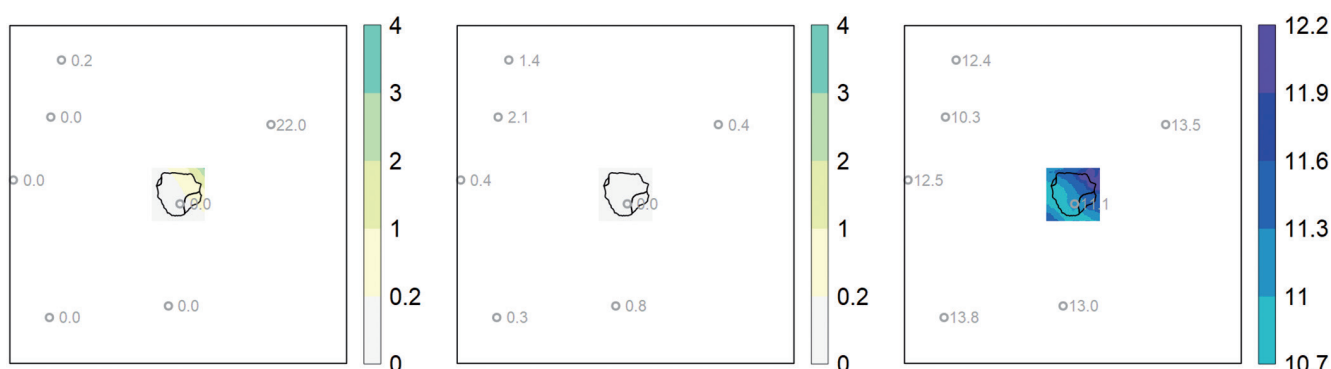


Abb. 16.
Räumliche Analyse der täglichen Niederschlagssumme am 07.05.1996 (links), 18.09.1996 (Mitte) und 12.05.1996 (rechts) zusammen mit den eingehenden umliegenden Stationsbeobachtungen [mm].

4.2.2 Ergebnisse

In Abbildung 16 sind drei Beispiele von Gitterfeldern der täglichen Niederschlagssumme dargestellt. Am 7. Mai 1996 (links) registrierte die Station Balderschwang etwa 6 km nordöstlich des Untersuchungsgebietes isoliert einen hohen Tagesniederschlag, während an allen anderen Stationen (fast) kein Niederschlag auftrat. Obwohl es auch an der im Gebiet liegenden Station Sibratsgfall trocken blieb, reicht der Einfluss von Balderschwang aus, im Niederschlagsfeld einen leichten, horizontal graduellen Anstieg nach Nordosten hin bis etwa 3 mm zu modellieren. Am 18. September 1996 (Mitte) verzeichnete Sibratsgfall ebenfalls keinen Niederschlag, während alle umliegenden Stationen niedrige Tagessummen aufwiesen. Deren Einfluss ist zu schwach, weshalb für das ganze Untersuchungsgebiet trockene Bedingungen angenommen werden. Schließlich traten am 12. Mai 1996 (rechts) an allen Stationen ungefähr mäßige Niederschläge in ähnlicher Höhe auf. Dies führt dazu, dass in der räumlichen Analyse im Untersuchungsgebiet topografische Effekte hervortreten.

4.3 Referenz Evapotranspiration

4.3.1 Methodik

Die Gitterfelder der Evapotranspiration wurden mangels direkter Beobachtungen dieser Klimavariablen nicht direkt interpoliert, sondern aus den zuvor erstellten Feldern der täglichen Extrema der Lufttemperatur modelliert. Dazu diente der Ansatz nach Hargreaves (HARGREAVES & SAMANI, 1985), wie er von HASLINGER & BARTSCH (2016) für die klimatischen Bedingungen in Österreich adaptiert wurde. Darin gehen neben dem Mittelwert und der Spannweite der täglichen Lufttemperatur die genäherte extraterrestrische Strahlung (berechnet aus der geografischen Breite und der jahreszeitlichen Tageslänge) sowie eine Kalibrierungskonstante ein. Letztere wurde von HASLINGER & BARTSCH (2016) monats- und stationsweise dem Penman-Monteith-Ansatz entsprechend rekaliert und anschließend interpoliert, da dieser üblicherweise mit geringerem Fehler einhergeht. Die Details sind HASLINGER & BARTSCH (2016) zu entnehmen. Anhand dieser Daten wurde rund um das hier betrachtete Untersuchungsgebiet eine polynomiale Abhängigkeit zwischen Seehöhe und Kalibrierungsfaktor abgeleitet und auf die Topografie angewandt. Die daraus resultierenden Gitterfelder der angepassten Kalibrierungskonstante gehen

dann gemeinsam mit den Feldern der Minimum- und Maximum-Temperatur in die adaptierte Hargreaves-Formel ein und als Ergebnisgröße geht die Referenzevapotranspiration (E_{To}) einer standardisierten Oberfläche bei ausreichendem Wasserdargebot hervor.

4.3.2 Ergebnisse

Zwei Gitterfelder der Evapotranspiration sind in Abbildung 17 herausgegriffen. Im Fall des 23. Jänner 2017 (links), einem kalten, trockenen und sonnigen Wintertag, wird eine niedrige tägliche Verdunstung angenommen, die aufgrund einer beständigen leichten Inversion zu höheren Lagen hin leicht zunimmt. Im Fall des 25. Juni 2017, einem warmen, regnerischen und trüben Sommertag, wird von einer sichtlich intensiveren Verdunstung mit den höheren Werten im Tal ausgegangen.

4.4 Schneewasseräquivalent

4.4.1 Methodik

Auch die Erstellung der Gitterfelder des Schneewasseräquivalents (SWE) basiert auf einem Modellansatz ohne direkte Verwendung von Beobachtungsdaten. Stattdessen gehen die Felder der Temperaturextrema, der Niederschlagssumme und der Evapotranspiration in die Klimaversion (CL) des Schneedeckenmodells SNOWGRID ein (OLEFS et al., 2013, 2020). Zur Gewährleistung der Konsistenz mit den meteorologischen Antriebsdaten wurden sämtliche topografischen Parameter neu aus dem 50 × 50 m-Höhenmodell für das Untersuchungsgebiet abgeleitet und das Modell technisch an das Untersuchungsgebiet angepasst.

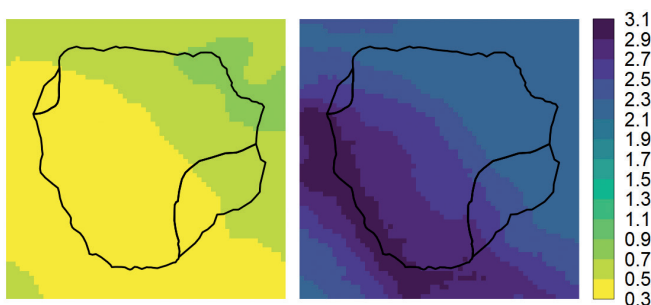


Abb. 17.
Räumliche Analyse der täglichen Evapotranspiration [mm] am 23.01.2017 (links) und 25.06.2017 (rechts).

Die Methodik von SNOWGRID-CL berücksichtigt, dass der Schneedeckenabbau neben der Lufttemperatur auch über die kurzwellige Strahlungsbilanz (Enhanced temperature index model; PELLICCIOTTI et al., 2005) gesteuert wird. Das erforderte die Berechnung der täglichen mittleren Bewölkung über den Umweg der Parametrisierung aus dem Tagesgang der Lufttemperatur kalibriert mit Globalstrahlungsmessdaten, der Globalstrahlungswerte auf die reale Fläche für Clear-Sky-Bedingungen mithilfe des Strahlungsmodells STRAHLGRID (OLEFS & KOCH, 2013) für ein Referenzjahr und der Boden- bzw. Schneeralbedo unter Berücksichtigung der Schneealterung (BROCK et al., 2000). Diese erweiterte Methodik trägt den Schmelzvorgängen im komplexen Gelände Rechnung. Da keine historische räumliche Feuchteinformation für die Berechnung der Schneefallgrenze vorhanden ist, erfolgt die Berechnung des Festanteils des Niederschlags durch einen einfachen tanh-Ansatz über die Lufttemperatur anstatt über die Feuchtttemperatur. Ansonsten beinhaltet SNOWGRID-CL Prozesse wie Wärmeinhalt und Setzung der Schneedecke, aktuelle Schneesublimation als Funktion der Evapotranspiration und der Niederschlagsmenge, laterale Umverteilung der Schneedecke, Energie durch flüssigen Niederschlag und Schmelzen bzw. Wiedergefrieren. SNOWGRID-CL erzeugt tägliche Felder der Gesamtschneehöhe und des Gesamt-SWE. Details sind in OLEFS et al. (2020) zu finden.

Da direkt aus dem Untersuchungsgebiet an der Station Si bratsgfall eine unabhängige Schneemessreihe vorliegt, die nicht in die Schneedeckenmodellierung einfließt, wurden diese Daten verwendet, um einige für Gesamtösterreich optimierte Einstellungen in der Modellkonfiguration von SNOWGRID-CL zu verfeinern. Die im erweiterten Gradtagsmodell für die Schneeschnmelze wesentlichen Parameter „temperature factor“ und „shortwave radiation factor“ (Abschmelzrate pro °C bzw. pro W/m²) wurden auf diese Weise für die lokalen Gegebenheiten kalibriert. Außerdem konnte der modellierte Schneedeckenaufbau verbessert werden, indem der Temperaturbereich für den Übergang zwischen festem und flüssigem Niederschlag angepasst wurde und auch Änderungen im jahreszeitlichen Verlauf berücksichtigt wurden. Ausgehend von einer massiven Überschätzung der Schneehöhe von mehr als 60 % in der ursprünglichen Konfiguration konnte erreicht werden, dass über das Winterhalbjahr hinweg kein systematischer Fehler

mehr vorliegt. Auch der mittlere RMSF-Fehler (Root Mean Square Fraction) im Winterhalbjahr konnte von 2,19 deutlich reduziert werden, bleibt mit einem Wert von 1,64 aber auf hohem Niveau. Dies liegt unter anderem an der groben zeitlichen Auflösung der eingehenden Temperaturdaten auf Tagesbasis, da der Tagesmittelwert der Lufttemperatur im Allgemeinen nicht der Lufttemperatur zum Zeitpunkt des Niederschlags entspricht und daher bei Temperaturen um 0 °C die Unterscheidung zwischen festem und flüssigem Niederschlag verfälscht sein kann.

4.4.2 Ergebnisse

Grundsätzlich wird die Schneedecke in SNOWGRID-CL unabhängig von Schneehöhenmessungen modelliert. Aufgrund der Unsicherheiten in den Eingangsdaten, besonders des systematisch unterschätzenden Messfehlers bei festem Niederschlag, und unzureichend berücksichtigter Prozesse im Modell weicht der simulierte Auf- und Abbau der Schneedecke in bestimmten Gebieten und Wintersaisons vom tatsächlichen Schneedeckenauf- und -abbau, wie er durch Schneehöhenmessungen abgebildet ist, in nicht vernachlässigbarem Ausmaß ab (Abb. 18a). Da direkt aus dem Untersuchungsgebiet eine Messreihe und im Umkreis von 15 km 13 weitere Messreihen der täglichen Schneehöhe vorliegen, konnten diese zur Nachbearbeitung der Modellergebnisse auf Tagesbasis herangezogen werden. Aus ihnen wurden mithilfe einer linearen, distanzgewichteten Regression die Schneehöhen am unteren und oberen vertikalen Gebietsrand abgeleitet. Die Abweichungen zwischen diesen beiden Pseudo-Messungen und den lokal modellierten Schneehöhen wurden in Abhängigkeit von der Seehöhe in ein Anpassungsfeld überführt, das in weiterer Folge auf das modellierte Feld des SWE angewendet wurde. Somit wird die Diskrepanz zwischen modellierter und beobachteter Schneehöhe proportional auf das modellierte SWE übertragen (Abb. 18b).

Als Übergang zur klimatologischen Auswertung soll der quantitative Einfluss der Schneedecke auf das verfügbare Wasser betrachtet werden. Dazu wird das insgesamt verfügbare Wasser aus Niederschlag in das direkt dem Boden zur Verfügung stehende und das zwischenzeitlich in der Schneedecke gespeicherte Wasser aufgeteilt. Abbildung 19 zeigt den zeitlichen Verlauf der jahreswei-

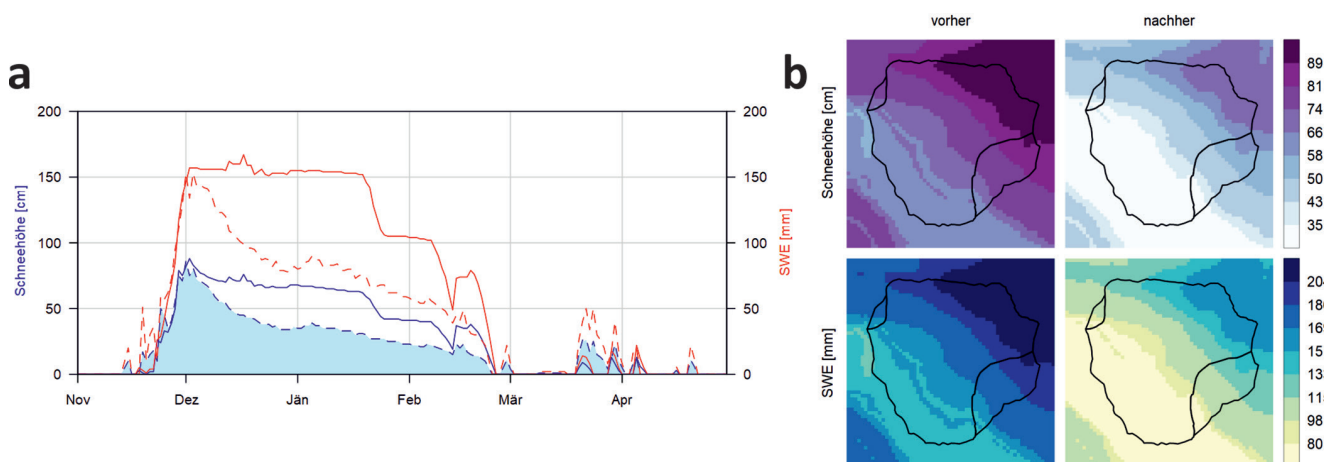


Abb. 18. (a) Vergleich von SWE (rot) und Schneehöhe (blau) in der Wintersaison 1996/1997 vor (durchgezogen) und nach der Nachbearbeitung (gestrichelt). Die beobachtete Schneehöhe ist als hellblaue Fläche dargestellt. (b) Gitterfelder des Untersuchungsgebietes (3 × 3 km) von SWE (oben) und Schneehöhe (unten) am 01.01.1997 vor (links) und nach (rechts) der Nachbearbeitung.

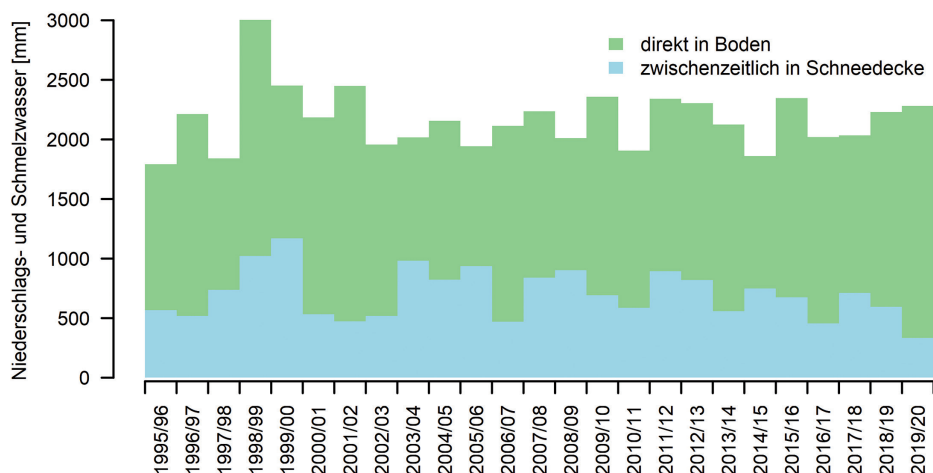


Abb. 19.
Anteile von direkt für den Boden verfügbarem und zwischenzeitlich in der Schneedecke gespeichertem Niederschlagswasser in den Jahren 1995/1996 bis 2019/2020.

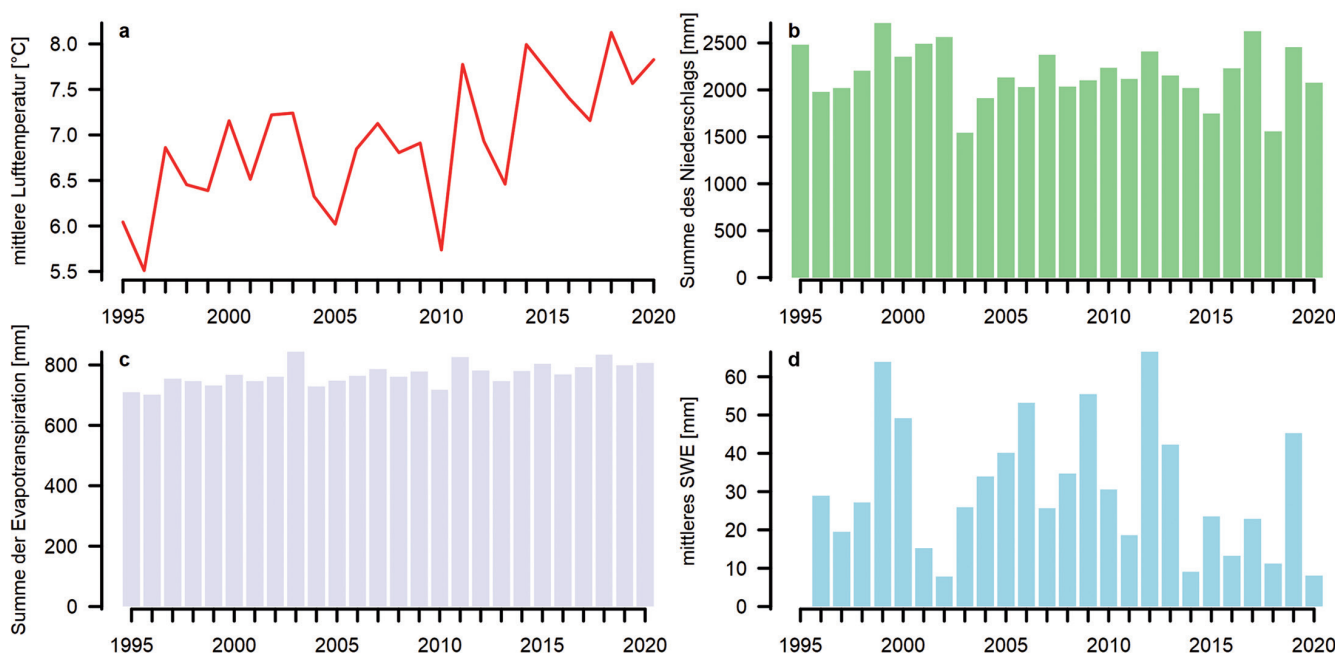
sen Komponenten von 1995/1996 bis 2019/2020, wobei der Monatswechsel von August auf September zur Abgrenzung der Jahre verwendet wurde, um die natürliche Wintersaison nicht zu teilen. Typisch ist die hohe Variabilität von Jahr zu Jahr. Am höchsten war der Anteil des vorübergehend gebundenen Wassers mit 49 % im Jahr 2003/2004, am niedrigsten mit 15 % im Jahr 2019/2020. Während die Niederschlagssumme im Beobachtungszeitraum stabil blieb, zeigt das in der Schneedecke gebundene Wasser einen zwar nicht statistisch signifikanten, aber deutlich abnehmenden Trend von 27 %. Entsprechend nahm die Höhe des unmittelbar verfügbaren Wassers um etwa 18 % zu. Absolut gesehen wurden zu Beginn des Beobachtungszeitraumes etwa 225 mm pro Jahr mehr in der Schneedecke zwischengespeichert als zu dessen Ende.

4.5 Klimatologische Auswertung und Klimaindizes

Auf Basis der räumlichen Analysen lassen sich die klimatischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet skizzieren (Abb. 20). Obwohl 26 Jahre zu wenig für eine robuste zeitliche klimatologische Auswertung sind, da Trends über kur-

ze Zeiträume typischerweise von zufälligen Ausreißern beherrscht sein können, wurde versucht, Klimaänderungen der jüngsten Vergangenheit grob abzuschätzen. Die mittlere Lufttemperatur lag im 26-jährigen Zeitraum 1995–2020 bei 6,9 °C und schwankte zwischen 5,5 °C im Jahr 1996 und 8,1 °C im Jahr 2018. Die mittlere Jahressumme des gemessenen Niederschlags betrug etwa 2.180 mm, wobei bei starken Jahr-zu-Jahr-Schwankungen 2003 am niederschlagsärmsten (1.540 mm) und 1999 (2.710 mm) am niederschlagsreichsten verlief. Die durchschnittliche Jahressumme der Evapotranspiration wird mit 770 mm angenommen, am schwächsten war die Verdunstung 1996 (700 mm), am intensivsten 2003 (840 mm) ausgeprägt. Schließlich lag das Jahresmittel des SWE als kombiniertes Maß für Mächtigkeit und Andauer der Schneedecke (im Zeitraum 1996–2020) bei 31 mm und variierte stark zwischen nur 8 mm im Jahr 2002 und 66 mm im Jahr 2012. Während dieses klimatologisch kurzen Zeitraumes stieg die Lufttemperatur massiv und statistisch signifikant um

Abb. 20.
Zeitliche Entwicklung (a) des jährlichen Mittelwertes der Lufttemperatur, (b) der jährlichen Summe des Niederschlags und (c) der jährlichen Summe der Evapotranspiration, jeweils im Zeitraum 1995–2020 sowie (d) des jährlichen Mittelwertes des SWE im Zeitraum 1996–2020.



1,5 °C an. Damit einhergehend erhöhte sich die modellierte Jahressumme der Evapotranspiration ebenfalls signifikant um 11 %, während das mittlere SWE aufgrund der ausgeprägten zwischenjährlichen Variabilität nicht signifikant, aber dennoch deutlich um 36 % abnahm. Die Jahressumme des Niederschlags blieb hingegen weitgehend stabil (–4 %).

Zusätzlich zu den Klimagrößen Lufttemperatur, Niederschlag, Verdunstung und Schneedecke wurden Klimaindizes auf Tages- und Mehrtagesbasis herangezogen, die hydrologisch relevante Extremereignisse (Trockenheit, Starkniederschlag und starke Schneeschmelze) beschreiben sollen. Sie sind in Tabelle 1 definiert. Sie kommen neben der Besprechung der klimatischen Bedingungen im Beobachtungszeitraum auch bei der Auswertung möglicher zukünftiger Entwicklungen anhand von Klimaszenarien zum Einsatz (Kapitel 4.6). Bei den Indizes, die binominale Zählvariablen enthalten (rr0 und aw30), wurde die Odds ratio des Trends anhand von logistischer Regression berechnet (z.B. FREI & SCHÄR, 2001), während die Trends aller anderen Klimavariablen und Indizes als Theil-Sen-Schätzer berechnet und mit dem nicht-parametrischen Mann-Kendall-Test getestet sind (z.B. YUE et al., 2002).

Um Trockenheit anhand von Indizes zu erfassen, wurden die jährliche Anzahl der niederschlagsfreien Tage und die jährliche Dauer der längsten Trockenperiode gewählt. Komplexer und hydrologisch aussagekräftiger ist der standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI), ein etablierter Indikator für den Bodenwasserhaushalt, der die klimatische Wasserbilanz wiedergibt (VINCENTE-SERRANO et al., 2010). Dieser transformiert die Wasserbilanz als Differenz aus Niederschlag und potentieller Evapotranspirati-

on in eine Standardnormalverteilung und ist in Bezug auf den Klimazustand im Zeitraum 1961–1990 geeicht. Somit drückt ein SPEI-Wert von 0 eine ausgeglichene Wasserbilanz aus. Unter- bzw. oberhalb von ± 1 spricht man von zu trockenen bzw. feuchten Bedingungen. Hier wurden sowohl ein über 365 Tage als auch ein über 90 Tage aggregierter SPEI berechnet, um die Entwicklung in der Jahresbilanz sowie in den einzelnen klimatologischen Jahreszeiten verfolgen zu können.

Die Extremereignisse starker Niederschlag und starke Schneeschmelze (Ablation) sind kombiniert zu verstehen. Aus hydrogeologischer Sicht ist nämlich das dem Boden insgesamt zu einem Zeitpunkt zur Verfügung stehende Wasser relevant. Deshalb wurde die Summe aus täglichem Niederschlag und Schneedeckenabbau (positive Differenz der Schneewasseräquivalente des Vortages und des betrachteten Tages, die Sublimation der Schneedecke wird dabei vernachlässigt) gebildet. Mithilfe dieser Größe wurden Extremwertindizes berechnet: Die jährliche Anzahl der Tage mit starkem Niederschlag bzw. Schneeschmelze, die mittlere Niederschlags- bzw. Schmelzintensität und die jährlichen Maxima der Tagessumme sowie der 30-Tagessumme an Niederschlags- und Schmelzwasser.

Um einen genaueren Blick auf hydrogeologisch relevante Klimaphänomene zu werfen, werden die in Tabelle 1 vorgestellten Klimaindizes betrachtet. Was Trockenheit betrifft, sind im Durchschnitt der Jahre 1995 bis 2020 im Einzugsgebiet 201 niederschlagsfreie Tage zu erwarten. Die längste durchgehende niederschlagsfreie Periode eines Jahres umspannt üblicherweise 17 Tage. Die mittleren SPEI-Werte liegen in der Jahresbilanz und den Jahreszeitenbilanzen erwartungsgemäß nahe null. Hinsichtlich des

Klimaindex	Abkürzung	Einheit	Definition
niederschlagsfreie Tage	rr0	d	Jährliche Anzahl an Tagen mit einer Niederschlagssumme von weniger als 1 mm.
längste Trockenperiode	cdd	d	Dauer der längsten ununterbrochenen jährlichen Folge an Tagen, an denen die Niederschlagssumme jeweils weniger als 1 mm beträgt.
jährliche Wasserbilanz	spei	–	SPEI der über 365 Tage aggregierten klimatischen Wasserbilanz am 31.12.
jahreszeitliche Wasserbilanz im Winter	spei.djf	–	SPEI der über 90 Tage aggregierten klimatischen Wasserbilanz am 28.02.
jahreszeitliche Wasserbilanz im Frühling	spei.mam	–	SPEI der über 90 Tage aggregierten klimatischen Wasserbilanz am 31.05.
jahreszeitliche Wasserbilanz im Sommer	spei.jja	–	SPEI der über 90 Tage aggregierten klimatischen Wasserbilanz am 31.08.
jahreszeitliche Wasserbilanz im Herbst	spei.son	–	SPEI der über 90 Tage aggregierten klimatischen Wasserbilanz am 30.11.
starke Niederschlags- und Schmelztage	aw30	d	Jährliche Anzahl an Tagen mit einer Summe aus Niederschlag und Schneeschmelze von größer oder gleich 30 mm.
Niederschlags- und Schmelzintensität	awi	mm d ⁻¹	Mittlere jährliche Tagessumme aus Niederschlag und Schneeschmelze an Tagen mit einer Summe aus Niederschlag und Schneeschmelze von größer oder gleich 1 mm.
maximale Tagessumme von Niederschlags- und Schmelzwasser	awx	mm	Maximale jährliche Tagessumme aus Niederschlag und Schneeschmelze.
maximale 30-Tagessumme von Niederschlags- und Schmelzwasser	awx30	mm	Maximale jährliche 30-Tagessumme aus Niederschlag und Schneeschmelze.

Tab. 1.
Definition der verwendeten Indizes, die extreme Trockenheit und starken Niederschlag bzw. Schneeschmelze ausdrücken.

für den Boden verfügbaren Wassers treten pro Jahr üblicherweise 16 Tage mit starkem Niederschlag bzw. starker Schneeschmelze auf. Die mittlere kombinierte Niederschlag-Schmelz-Intensität beträgt 12,0 mm. 80 mm kommen typischerweise am Tag mit dem intensivsten Niederschlag bzw. Schneeschmelze des Jahres zusammen, in einem zusammenhängenden 30-tägigen Zeitraum sind es 409 mm.

Unter den „trockenen“ Indizes wurde den räumlichen Beobachtungsdaten zufolge das Eintreten eines niederschlagsfreien Tages von 1995 bis 2020 um 13 % wahrscheinlicher (Tab. 6). Mit Ausnahme des Winters (+1,2) tendieren die SPEI-Werte zu trockeneren Bedingungen (-0,6 bis -1,3). Hingegen nahm die Dauer der längsten Trockenperiode um neun Tage ab, was den einzig statistisch signifikanten Trend aller Indizes im kurzen Beobachtungszeitraum darstellt. Unter den „feuchten“ Indizes wurde das Eintreten eines Tages mit starkem Niederschlag bzw. starker Schneeschmelze um 12 % wahrscheinlicher. Die beobachteten Änderungen der restlichen Niederschlag-Schneeschmelze-Indizes waren hingegen negativ. Die maximale 30-Tagessumme des Niederschlags- und Schmelzwassers nahm nach einem außergewöhnlichen Höchststand im Jahr 1999 um 43 mm ab. Zwischen den Jahreszeiten gibt es allerdings markante Unterschiede: Während die Niederschlag-Schneeschmelze-Indizes in den Übergangsjahreszeiten leicht rückläufig waren und im Sommer wenig Änderung zeigten, waren im Winter deutliche Zunahmen zu verzeichnen. Selbst diese verblieben aber statistisch insignifikant.

Die zeitliche Entwicklung zweier Indizes ist in Abbildung 21 herausgegriffen. Der schwach und statistisch insignifikant abnehmende Trend des sommerlichen Wasserbilanzindex (-0,8) ist aufgrund der hohen Variabilität von Jahr zu Jahr schwer erkennbar (Abb. 21a). Der von lang andauernder Wärme und Trockenheit geprägte Sommer 2003 (-2,8) war jener mit der negativsten Wasserbilanz des kurzen Beobachtungszeitraumes. Von 2011 bis 2020 herrschten mit Ausnahme des Sommers 2014 zu trockene bis norma-

le sommerliche Wasserbilanzen vor. Die maximale jährliche 30-Tages-Summe des gesamt verfügbaren Wassers aus Niederschlag und Schneeschmelze lässt ebenfalls einen insignifikant abnehmenden Trend (-43 mm) erkennen (Abb. 21b). Diese Abnahme ist neben dem sich verringernden Beitrag der Schneeschmelze (Abb. 19) einem extremen Ausreißer zu Beginn des betrachteten Zeitraumes, nämlich 1999, geschuldet. Von Ende April bis Ende Mai dieses Jahres standen im Mittel über das Untersuchungsgebiet jedem Quadratmeter Boden 629 mm zur Verfügung, 460 mm davon innerhalb von zwölf Tagen Mitte Mai.

4.6 Quantitative Beurteilung der Güte der erstellten Daten

Die quantitative Beurteilung der Güte der erstellten Gitterfelder ist nur sehr eingeschränkt möglich. Der Hauptgrund dafür ist die dünne Beobachtungsdatenlage im Verhältnis zur Kleinskaligkeit des betrachteten Untersuchungsgebietes. Eine Überprüfung der Interpolationsmethoden von Lufttemperatur und Niederschlag sowie der aufbauenden Modelle von Evapotranspiration und SWE durch eine systematische Leave-one-out-Kreuzvalidierung anhand der wenigen eingehenden Stationsstandorte in der Umgebung bzw. innerhalb des Untersuchungsgebiets (8 bzw. 0 bei Lufttemperatur, 8 bzw. 1 bei Niederschlag) würde keine für das Einzugsgebiet repräsentativen Fehlermaße und deren sinnvolle Interpretation zulassen. Somit ist die Beurteilung der Güte und Interpretierbarkeit der Ergebnisse auf spärliche unabhängige Beobachtungsdaten sowie qualitative Einschätzungen und allgemeingültige Erkenntnisse angewiesen.

Unabhängige Beobachtungsdaten von Temperatur und Niederschlag über mehrere Jahre in unmittelbarer Nähe zum Untersuchungsgebiet bietet nur die Station Rindberg (1.028 m) der Wildbach- und Lawinenverbauung (WLV). Sie wurde nicht für die Erstellung der Gitterfelder verwendet, da einerseits ihre Messungen weniger als 40 % des Untersuchungszeitraumes abdecken und es sich andererseits

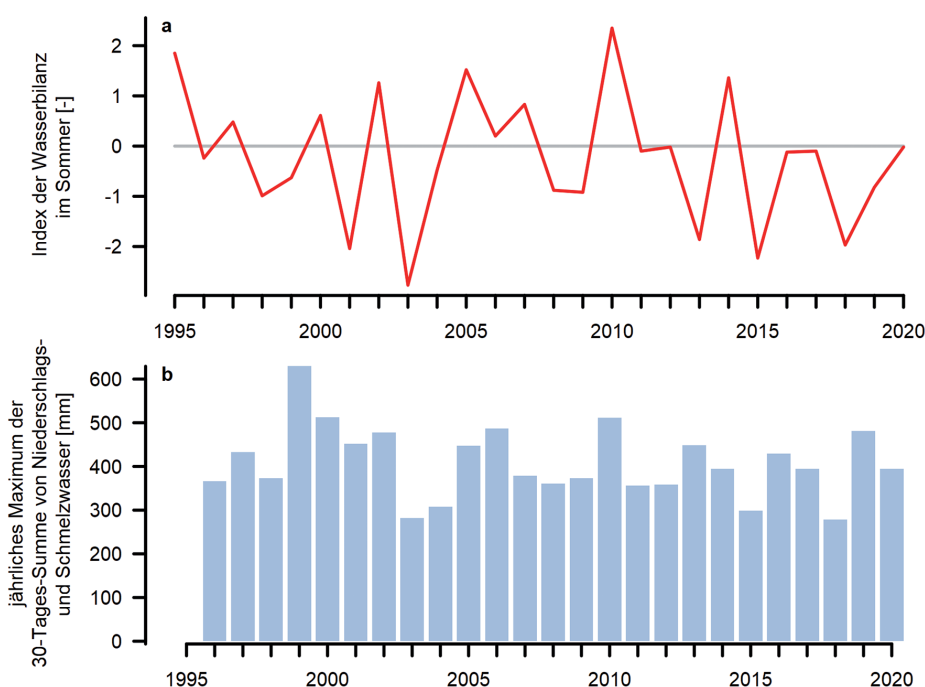


Abb. 21. Zeitliche Entwicklung (a) des Index der Wasserbilanz im Sommer im Zeitraum 1995–2020 und (b) des jährlichen Maximums der 30-Tages-Summe von Niederschlags- und Schmelzwasser im Zeitraum 1996–2020.

nicht um eine klassische Klimastation, deren Datenqualität üblicherweise durch normierte Messbedingungen, regelmäßige Wartung und Datenprüfung sichergestellt werden sollte, handelt. Tatsächlich weisen die Zeitreihen neben unrealistischen Verläufen (z.B. bei offenbar eingeschnittenem Temperatursensor) nicht-plausible Ausreißer auf, was die Existenz von systematischen und zufälligen Messfehlern vermuten lässt. Aus Mangel an Alternativen der quantitativen Evaluierung wurde sie trotzdem zur Berechnung von Fehlermaßen gegenüber der Interpolationsmethode verwendet. Genauer gesagt wurden mittels der beschriebenen Interpolationsmethoden für Temperatur und Niederschlag (Kapitel 4.1 und 4.2) Schätzwerte für den Stationsstandort Rindberg berechnet und mit den dortigen Messungen verglichen. Für das tägliche Minimum der Lufttemperatur ergibt sich ein Bias (mittlerer Fehler) von $-0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Tab. 2). Während im Sommer eine gute Übereinstimmung herrscht, liegt im Winter eine Unterschätzung vor. Das tägliche Maximum wird gegenüber den Beobachtungen von Rindberg im Mittel um $+1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ systematisch überschätzt. Der Bias zeigt einen klaren Jahresgang. Die Werte von mittlerem absolutem Fehler (MAE) und Root Mean Square Error (RMSE) sind allgemein hoch einzustufen, wobei das Maximum insgesamt etwas schlechter abschneidet als das Minimum.

Zur Evaluierung der täglichen Niederschlagssumme wurde zunächst untersucht, wie gut die Unterscheidung von trockenen bzw. niederschlagsarmen Tagen zu Niederschlagstagen durch die Interpolation getroffen wird. Dazu dient ein Schwellwert von 3 mm. Ein fractional Bias von über 1, im konkreten Fall 1,09, weist auf eine Überschätzung der Anzahl an Niederschlagstagen im Vergleich zur Messung in Rindberg hin (Tab. 3). Dies deutet auf die typische Eigenschaft aller Interpolationsmethoden hin, tendenziell zu glatte Muster zu produzieren. Die Hanssen-Kuipers-Maßzahl (HK) beurteilt die Eignung der Interpolationsmethode, die Überschreitung der 3 mm-Schwelle anhand der Messungen richtig vorherzusagen (0 ... keine Eignung, 1 ... perfekte Vorhersage). Dies gelingt im Herbst besser als im Frühling, über das ganze Jahr hinweg liegt der HK-Wert bei 0,87. Die beiden nächsten Fehlermaße wurden für Tage mit mehr als 3 mm Niederschlagssumme berechnet. An diesen wird die Niederschlagssumme am Standort Rindberg

um 26 % beträchtlich überschätzt. Im Winter beträgt die systematische Überschätzung sogar nahe 50 %. Inwieweit das auf einen verstärkten Messfehler bei festem Niederschlag und Wind zurückzuführen ist, der auch bei den für die Interpolation verwendeten Beobachtungen grundsätzlich evident ist, muss dahingestellt bleiben. Auch die Root Mean Square Fraction (RMSF), die als durchschnittlicher multiplikativer Zufallsfehler gelesen werden kann (1 ... perfekte Vorhersage), belegt eine deutliche Dissonanz zwischen Interpolationsergebnis und unabhängiger Beobachtung mit höheren Abweichungen im Winter.

Aufgrund der Schwierigkeit der Verdunstungsmessung und des Fehlens von Beobachtungsdaten ist eine quantitative Beurteilung der Interpolationsgüte der Gitterfelder der Evapotranspiration nicht möglich. Hier konnte nur die qualitative Plausibilität einzelner Ergebnissfelder begutachtet werden. Von HOLZSCHUSTER (2022) wurden zudem weniger komplexe methodische Ansätze zur Abschätzung der Evapotranspiration berücksichtigt, die im Vergleich zu der in Kapitel 4.3 beschriebenen Methode deutlich unterschätzte Werte liefern.

Auch die generell raren Beobachtungen des SWE sind nicht für das Untersuchungsgebiet erhältlich. Als mit dem SWE korrelierendem alternativen Ergebnis des Schneedeckenmodells kann jedoch die Gesamtschneehöhe mit den unabhängigen Messungen der Station Sibratsgfäll (902 m) verglichen werden. Dies geschieht selbstverständlich für den direkten Modell-Output vor der Nachbearbeitung und spiegelt somit nicht den endgültigen Zustand der Gitterdaten wider. Über das Jahr hinweg liegt demnach kein systematischer Fehler vor (Tab. 4). Im November und April wird die Schneehöhe jedoch um 15 % bzw. 18 % unterschätzt, während sie im Jänner um 8 % überschätzt wird. Dem steht eine erhebliche zufällige Fehlerkomponente gegenüber, die sich durch einen RMSF-Wert von 1,64 ausdrückt und im Hochwinter etwas niedriger ist.

Insgesamt kann aus dem Versuch der Quantifizierung der Güte der Gitterfelder der Schluss gezogen werden, dass eine Unterscheidung, ob die Gründe für Unsicherheiten aus der Erstellung der Gitterfelder oder aus Unsicherheiten der Referenzmessungen zu finden sind, nur unzureichend möglich ist. Umso schwerer wiegen allgemeingültige Er-

	Minimum					Maximum				
	DJF	MAM	JJA	SON	Jahr	DJF	MAM	JJA	SON	Jahr
Bias	-1,3	-0,8	-0,2	-0,8	-0,8	-0,2	2	2,3	1,9	1,5
MAE	2,1	1,8	1,4	1,8	1,8	2	2,2	2,5	2,3	2,2
RMSE	2,7	2,2	1,8	2,3	2,3	2,6	2,5	2,7	2,7	2,6

Tab. 2.
Fehlermaße aus dem Vergleich der Interpolationsergebnisse des täglichen Minimums und Maximums der Lufttemperatur gegen die unabhängige WLV-Station Rindberg.

		DJF	MAM	JJA	SON	Jahr
< oder $\geq 3\text{ mm}$?	fractional Bias	1,15	1,11	1,06	1,07	1,09
	HK	0,86	0,83	0,88	0,9	0,87
$\geq 3\text{ mm}$	Bias	1,49	1,29	1,13	1,21	1,26
	RMSF	1,85	1,79	1,49	1,53	1,66

Tab. 3.
Fehlermaße aus dem Vergleich der Interpolationsergebnisse der täglichen Niederschlagssumme gegen die unabhängige WLV-Station Rindberg.

	N	D	J	F	M	A	Jahr
Bias	0,85	1,03	1,08	0,98	0,96	0,82	1
RMSF	1,65	1,67	1,59	1,68	1,62	1,66	1,64

Tab. 4.
Fehlermaße aus dem Vergleich der rohen Gitterfelder der täglichen Schneehöhe gegen die unabhängige HD-Station Sibratsgfall.

kenntnisse zur qualitativen Beurteilung klimatologischer Gitterdaten und entsprechende Empfehlungen zur Interpretation aus der Literatur. So zeigten HIEBL & FREI (2016), dass Gitterfelder der täglichen Temperatur für Österreich generell zuverlässiger für das Maximum, den Sommer und außeralpine Vorländer als für das Minimum, den Winter und inneralpine Täler sind. In Tälern ohne eingehende Messreihe, also auch im betrachteten Einzugsgebiet, muss von einer systematischen Unterschätzung talgebundener Inversionen und somit einer Überschätzung der Minimumtemperaturen ausgegangen werden. Im konkreten Anwendungsfall führt daneben das Fehlen eines Beobachtungsstandortes im oberen Seehöhenbereich des Untersuchungsgebietes zu Unsicherheiten.

Noch stärker als bei der Lufttemperatur werden aufgrund der höheren räumlich-zeitlichen Variabilität bei täglichen Niederschlagssummen Extremwerte systematisch unterschätzt. Der Grund liegt in der Eigenschaft der Interpolationsmethoden, unbekannte Werte im Raum anhand von Fehlerminimierung möglichst genau vorherzusagen. Dies führt aber im Verhältnis zur Realität zu unrealistisch glatten räumlichen Mustern. Die Folge ist ein konditionaler, also werteabhängiger Bias, der sich durch abweichende Häufigkeitsverteilungen zwischen tatsächlich gemessenen und gegitterten Niederschlagssummen ausdrückt. Dabei werden geringe Niederschlagswerte tendenziell überschätzt und hohe Niederschlagswerte tendenziell unterschätzt (ISOTTA et al., 2014; HIEBL & FREI, 2018). Das führt ferner zu Verfälschungen bei der Berechnung schwellwertbasierter Indizes. Demnach wird etwa die Anzahl an Niederschlagstagen systematisch überschätzt (umgekehrt jene der niederschlagsfreien Tage unterschätzt), während die Anzahl an Starkniederschlagstagen systematisch unterschätzt wird. Dieser Effekt ist auch bei der Interpretation der hier vorgestellten Klimaindizes zu beachten. Werden die Gitterfelder jedoch über größere räumliche und zeitliche Bereiche hinweg ausgewertet, verringern sich konditionaler Bias als auch Zufallsfehler merklich.

Generell gilt es bei Anwendung und Interpretation, streng zwischen nomineller und effektiver Auflösung zu unterscheiden. Die nominelle Auflösung von 50×50 m wurde bereitgestellt, um die weitere Bearbeitung im kleinen Einzugsgebiet technisch zu ermöglichen. Häufig werden räumliche Klimabeobachtungsdatensätze in 1 km-Auflösung angeboten. Bei der Interpretation auf Tagesbasis ist die Skala der tatsächlich aufgelösten räumlichen synoptischen Muster zu beachten. Diese effektive Auflösung liegt typischerweise im Bereich der mittleren Stationsdistanz, also im niedrigen zweistelligen Kilometerbereich. CHIMANI et al. (2020) quantifizieren die effektive Auflösung für tägliche Niederschlagsfelder in Österreich, basierend auf einem Ansatz von FREI & ISOTTA (2019), auf etwa 2.000 km^2 (etwa $45 \times 45 \text{ km}$) und empfehlen eine Interpretation oberhalb dieser Größenordnung.

Die tatsächliche Auflösung der Gitterfelder ist von der bereitgestellten Maschenweite um einige Größenordnungen entfernt. Unsicherheiten mitteln sich nicht heraus, sondern verursachen systematische Fehler in der Verteilung, Extremen und Indizes. Die konkrete Empfehlung lautet daher, sowohl die Gitterfelder als auch darauf aufbauende Modellergebnisse konservativ auf der Skala des gesamten Einzugsgebiets zu interpretieren (FREI, 2021).

4.7 Klimaszenarien

4.7.1 Methodik

Globale Klimamodelle simulieren die komplexen dreidimensionalen Prozesse in Atmosphäre und Ozeanen und haben aufgrund des hohen Rechenaufwands eine horizontale Auflösung von wenigen hundert Kilometern (z.B. TAYLOR et al., 2012). Sie vollziehen die Klimaentwicklung der vergangenen Jahrzehnte nach und lassen sich in die Zukunft fortsetzen. Unsicherheiten im zukünftigen anthropogenen Klimaantrieb, der sich je nach Bevölkerungswachstum, Energie- und Nahrungsmittelproduktion sowie technischer Innovationen unterschiedlich entwickeln kann, werden anhand von repräsentativen Konzentrationspfaden (representative concentration pathways, RCP) behandelt (MOSS et al., 2010). Diese definieren erhöhte Treibhausgaskonzentrationen, also verstärkte Strahlungsantriebe im Vergleich zum vorindustriellen Wert. Häufig verwendete Szenarien sind RCP 2.6, RCP 4.5 und RCP 8.5, die hinsichtlich des Zuwachses des Strahlungsantriebs bis zum Jahr 2100 als relativ niedrig ($2,6 \text{ W/m}^2$), mäßig ($4,5 \text{ W/m}^2$) bzw. sehr hoch ($8,5 \text{ W/m}^2$) eingestuft werden. Während im RCP 8.5 das Wirtschaftswachstum wie bislang zum Großteil auf der Verbrennung fossiler Energieträger beruht, zeichnet RCP 2.6 ein optimistisches Bild mit verstärkten globalen Klimaschutzbemühungen. RCP 4.5 entspricht einem moderaten Szenario mit Anstrengungen zur Emissionsminderung, die zu einem Absinken der Emissionen unter den heutigen Wert bis in das Jahr 2070 führen.

Um Aussagen für kleinräumigere Gebiete treffen zu können, übernehmen regionale Klimamodelle die Randbedingungen aus Globalmodellen und werden anhand von dynamischem Downscaling in diese eingebettet. Zahlreiche Prozesse (z.B. Turbulenz, Gewitter) laufen auf so kleinen Raum- und Zeitskalen ab, dass sie von den Regionalmodellen nicht explizit aufgelöst werden. Um ihren Einfluss zu berücksichtigen, werden sie mithilfe vereinfachter empirischer oder statistischer Formeln parametrisiert. In Europa koordiniert die Initiative EURO-CORDEX die internationalen Anstrengungen zur regionalen Klimamodellierung und stellt insgesamt mehr als 60 regionale Klimasimulationen mit einer Gitterweite von $12,5 \text{ km}$ bereit (z.B. JACOB et al., 2014). Da die Simulationen zwar auf denselben physikalischen Prinzipien beruhen, sich jedoch in ihrer Implementierung, Numerik und Parametrisierung unterscheiden,

liefern sie unterschiedliche Simulationsergebnisse. Weil einerseits jeder Modelllauf einen plausiblen Zustand des Klimasystems beschreibt und andererseits die Komplexität des Klimasystems prinzipiell eine exakte Vorhersage verhindert, ist die Betrachtung einer möglichst großen Anzahl an Modellläufen, eines Ensembles, pro Treibhausgasszenario geboten.

Die Klimafolgenforschung drängt auf Szenariendaten in noch höherer räumlicher Auflösung. Daher werden die Ergebnisse der regionalen Klimamodellierung mit gegitterten Daten des beobachteten Klimas in 1 km-Auflösung (u.a. HIEBL & FREI, 2016) kombiniert. Dies geschieht nicht dynamisch, sondern statistisch, indem gitterpunktweise systematische Abweichungen entfernt werden (Bias-Korrektur; SWITANEK et al., 2017). Auf räumliche Korrelationen wird dabei keine Rücksicht genommen. Auf diese Weise entstanden die derzeit gültigen nationalen Klimaszenarien für Österreich (ÖKS15; CHIMANI et al., 2016, 2020). Die ÖKS15-Szenariendaten bieten acht Modellläufe auf Grundlage des RCP 2.6 sowie jeweils 16 Läufen auf Grundlage von RCP 4.5 und 8.5 an (Tab. 5).

Diese insgesamt 40 Modellläufe werden herangezogen, um die mögliche zukünftige Entwicklung hydrogeologisch relevanter Extremereignisse im untersuchten Einzugsgebiet in Sibratsgfall abzuschätzen. Aus den ÖKS15-Daten wurden jene neun Gitterpunkte (also 3×3 km) extrahiert, die vom Einzugsgebiet berührt werden. Aufgrund der Kleinheit des Untersuchungsgebiets und den unverhältnismäßig großen Unsicherheiten der Klimamodellierung wäre eine räumlich differenzierte Betrachtung innerhalb des Untersuchungsgebiets nicht vertretbar. Daher wurden Gebietsmittelwerte der Klimavariablen gebildet. Während die mittlere Seehöhe des Einzugsgebiets tatsächlich 1.012 m beträgt (780–1.410 m), repräsentieren die Gitterpunkte im Mittel eine Seehöhe von 1.034 m (849–1.267 m). Es sind

daher keine relevanten systematischen Unterschiede aus der Seehöhendifferenz zwischen Realität und Modellwelt zu erwarten.

Der Schwerpunkt der klimatologischen Auswertung liegt auf hydrogeologisch relevanten Extremereignissen, nämlich Trockenheit, Starkniederschlag und starker Schneeschmelze, die anhand von Klimaindizes auf Tages- oder Mehrtagesbasis beschrieben werden sollen. Diese sind aus Kapitel 4.5 (Tab. 1) bekannt. Für deren Berechnung wurden drei Klimavariablen in täglicher Auflösung für den Zeitraum 1990 bis 2100 direkt aus den Szenarien ausgelesen, nämlich Minimum und Maximum der Lufttemperatur sowie Niederschlagssumme. Die Näherung abgeleiteter Klimavariablen auf Grundlage der Szenariendaten erfolgte sodann analog zu den räumlichen Beobachtungsdaten (Kapitel 4.5). Aus den Extremwerten der Lufttemperatur wurde die potentielle Evapotranspiration anhand einer adaptierten Hargreaves-Formel geschätzt (HARGREAVES & SAMANI, 1985; HASLINGER & BARTSCH, 2016). Lufttemperatur und Niederschlag dienten als Eingangsgrößen in das Schneedeckenmodell Snowgrid-CL, mithilfe dessen das Schneewasseräquivalent simuliert wurde (OLEFS et al., 2013).

4.7.2 Ergebnisse und Interpretation

Welche mittleren Werte die Extremwertindizes im Beobachtungszeitraum auf Basis der räumlichen Beobachtungsdaten annehmen, wurde bereits in Kapitel 4.5 besprochen. Sie sind nochmals Tabelle 6 zu entnehmen (Spalte „obs“). Um zu beurteilen, inwieweit die Klimasimulationen Zustand und Entwicklung der Extremwertindizes im Beobachtungszeitraum erfassen, wurde aus jedem der drei RCP jener Lauf gewählt, der die geringste mittlere Abweichung zum Median aller Modellläufe aufweist. Sie sind in Tabelle 6 gekennzeichnet. Für das optimistische RCP 2.6

Nr.	globales Klimamodell	Institution (Land)	regionales Klimamodell	Institution (Land)	RCP		
					2.6	4.5	8.5
1	CNRM-CM5	CNRM, CERFACS (FR)	CCLM4-8-17	CLMcom (int.)		x	x
2	CNRM-CM5	CNRM, CERFACS (FR)	ALADIN53	CNRM (FR)		x	x
3	CNRM-CM5	CNRM, CERFACS (FR)	RCA4	SMHI (SE)		x	x
4	EC-EARTH	ICHEC (IE)	CCLM4-8-17	CLMcom (int.)	x	x	x
5	EC-EARTH	ICHEC (IE)	RACMO22E	KNMI (NL)	x		
6	EC-EARTH	ICHEC (IE)	RCA4	SMHI (SE)	x	x	x
7	EC-EARTH	ICHEC (IE)	RACMO22E	KNMI (NL)		x	x
8	EC-EARTH	ICHEC (IE)	HIRHAM5	DMI (DK)	x	x	x
9	IPSL-CM5A-MR	IPSL (FR)	WRF331F	IPSL, INERIS (FR)		x	x
10	IPSL-CM5A-MR	IPSL (FR)	RCA4	SMHI (SE)		x	x
11	HadGEM2-ES	MOHC (UK)	CCLM4-8-17	CLMcom (int.)		x	x
12	HadGEM2-ES	MOHC (UK)	RCA4	SMHI (SE)	x	x	x
13	MPI-ESM-LR	MPI-M (DE)	CCLM4-8-17	CLMcom (int.)		x	x
14	MPI-ESM-LR	MPI-M (DE)	REMO2009	MPI-CSC (DE)	x	x	x
15	MPI-ESM-LR	MPI-M (DE)	RCA4	SMHI (SE)	x	x	x
16	MPI-ESM-LR	MPI-M (DE)	REMO2009	MPI-CSC (DE)	x	x	x
17	NorESM1-M	NCC (NO)	HIRHAM5	DMI (DK)		x	x

Tab. 5.

Zusammensetzung der Modellläufe, die zur Simulation der zukünftigen Klimaentwicklung im Untersuchungsgebiet verwendet werden. Die dem Median des jeweiligen Ensembles ähnlichsten Läufe sind grün markiert. Der insgesamt niederschlagsärmste bzw. niederschlagsreichste Lauf ist rot bzw. blau markiert.

ist dies Lauf Nummer 14, für das gemäßigte RCP 4.5 Lauf Nummer 15 und für RCP 8.5 Lauf Nummer 13. Um die Spannweite aller möglichen Entwicklungen abzuschätzen, werden außerdem die hydrologisch extremen Läufe herausgegriffen. Beide Varianten sind in RCP 8.5 zu finden. Der niederschlagsärmste Lauf Nummer 11 simuliert einen Abfall der mittleren jährlichen Niederschlagssumme bis zum Ende des 21. Jahrhunderts (2071–2100) auf rund 2.100 mm, während der niederschlagsreichste Lauf Nummer 9 einen Anstieg auf rund 2.900 mm veranschlagt. Dieser der üblichen Ensemble-Betrachtung entgegengesetzte Ansatz wurde gewählt, um die gesamte Spannweite möglicher Entwicklungen abzubilden.

Die Mittelwerte und Trends dieser fünf Läufe im kurzen Beobachtungszeitraum 1995–2020 sind ebenfalls in Tabelle 6 eingetragen. Die Größenordnung der Mittelwerte der Klimaindizes wird von den Modellsimulationen gut getroffen. Die mittlere Anzahl der niederschlagsfreien Tage wird tendenziell leicht um 2–7 % unterschätzt. Bei den SPEI-Werten liegen meist geringe Überschätzungen vor, mit Ausnahme des Sommers, wo etwas zu trockenere Bedingungen simuliert werden. Die mittlere maximale 30-Tage-summe des Niederschlags- und Schmelzwassers wird durchwegs etwas um 3–17 % überschätzt.

Die simulierten Trends der Klimaindizes der letzten zweieinhalb Jahrzehnte sind wie jene aus den räumlichen Beobachtungsdaten großteils gering und statistisch insignifikant. Die beobachtete zugenommene Eintrittswahrscheinlichkeit niederschlagsfreier Tage wird nur vom RCP 2.6-Lauf abgebildet und sogar überschätzt (+24 %). Die Verkürzung der längsten Trockenperiode wird von keinem der Läufe ausreichend reproduziert. Der Trend zu trockeneren SPEI-Werten im Sommer ist in den Modellläufen nur teilweise enthalten, der Trend zu feuchteren SPEI-Werten im Winter wird hingegen durchwegs falsch wiedergegeben. Die insignifikant gestiegene Wahrscheinlichkeit starker Niederschlag-Schmelz-Tage wird nur von einem Lauf abgebildet (+12 %). Auch die simulierten Trends der anderen „feuchten“ Indizes stimmen nur bedingt mit der Beobachtung überein. Allerdings muss beachtet werden, dass Trends über 26 Jahre stark von Ausreißern in einzelnen Jahren beeinflusst werden, während sich Klimamodelle zur Wiedergabe mittlerer Klimazustände und nicht von Einzelergebnissen eignen.

Tabelle 7 zeigt die simulierten Klimazustände der näheren (2021–2050) und fernerer (2071–2100) Zukunft sowie die Differenzen gegenüber dem simulierten Klima im Beobachtungszeitraum. Daraus geht hervor, dass RCP 2.6 und 4.5 von geringen Änderungen der Anzahl niederschlagsfreier Tage bis 2100 ausgehen, während ihre Anzahl gemäß RCP 8.5 um elf Tage zunimmt. Bei der Dauer der längsten Trockenepisode bilden die betrachteten Modellläufe keine wesentlichen Änderungen ab. Ausnahme ist der niederschlagsarme Ausreißer unter den Läufen, der eine deutliche Verlängerung der Trockenperioden um zwölf Tage veranschlagt. Für den Wasserbilanzindex SPEI werden in der Jahresbilanz grundsätzlich gleichbleibende Bedingungen simuliert. Das gilt nicht für die ungewöhnlich niederschlagsarmen und niederschlagsreichen Modellläufe, die entsprechende und signifikante jährliche Änderungen der SPEI-Mittelwerte (–1,4 bzw. +1,1) bis zum Ende des Jahrhunderts ergeben. Die jahreszeitliche Betrachtung legt den Schluss nahe, dass zukünftige Änderungen der Wasserbilanz eher temperatur- als niederschlagsgetrieben sind. Denn während im Herbst (–0,3 bis +1,1) und Winter (+0,2 bis +0,8) von gleichbleibenden bis feuchteren Bedingungen auszugehen ist, sind im Sommer, und hier vor allem im warmen RCP 8.5, teils signifikant trockenere Bedingungen zu erwarten (–2,2 bis –0,3). Nur im besonders niederschlagsreichen Modelllauf wird der Temperatureffekt auch im Sommer vom Niederschlagseintrag überkompensiert (+1,3).

Bei den Indizes zu starkem Niederschlag bzw. starker Schneeschmelze ist in RCP 2.6 von keinen oder schwach negativen Änderungen auszugehen. RCP 4.5 gibt leichte Zunahmen bis zum Ende des Jahrhunderts wieder. Dem pessimistischen RCP 8.5 zufolge kommt es jedoch zu extremeren Bedingungen bei der Kombination von Niederschlag und Schneeschmelze. Die Anzahl starker Niederschlag-Schmelz-Tage würde um drei Tage, die mittlere Intensität um 1,3 mm und die maximale jährliche Tagessumme des Niederschlags- und Schmelzwassers um 19 mm zunehmen. Der ungewöhnlich niederschlagsreiche Modelllauf sieht noch extremere Steigerungen.

Um die Prozesszusammenhänge der möglichen zukünftigen Entwicklungen nachzuvollziehen, werden zwei Indizes mit verhältnismäßig deutlichen projizierten Änderungen herausgegriffen. Es gilt zu beachten, dass bei anderen

Index	Mittelwert 1995–2020						Trend 1995–2020					
	obs	2.6_14	4.5_15	8.5_13	8.5_11	8.5_09	obs	2.6_14	4.5_15	8.5_13	8.5_11	8.5_09
rr0 [d]	201	196	191	190	195	187	1,13	1,24	1	0,97	1	1,02
cdd [d]	17	19	17	16	19	18	<u>–9</u>	3	–2	–3	0	0
spei [–]	0	–0,1	0,3	0,4	0,4	0,6	–0,6	–1,1	0	0,2	0,5	–0,4
spei.djf [–]	0	–0,1	0,1	0,1	0,5	0,1	1,2	–1,2	–0,3	–0,3	0,1	–0,4
spei.mam [–]	0	0,2	–0,1	0,3	0,4	0,2	–0,7	1,1	0,5	0,1	0,5	–0,9
spei.jja [–]	–0,2	–0,4	–0,1	–0,3	–0,6	0,1	–0,8	–1,0	0	0,1	<u>–2,8</u>	–1,1
spei.son [–]	0	–0,2	0,4	0,5	0,2	0,3	–1,3	–0,6	–0,1	0,7	0,6	0,9
aw30 [d]	16	14	13	15	17	17	1,12	0,87	0,91	0,92	1,12	0,97
awi [mm/d]	12	10,9	11,5	11,5	11,9	11,6	–0,3	–0,7	0	0,3	1	–0,9
awx [mm]	80	80	87	80	80	88	–2	–8	5	16	4	9
awx30 [mm]	409	478	423	430	453	480	–43	–32	0	11	24	–92

Tab. 6. Beobachtete und simulierte Mittelwerte im Zeitraum 1995–2020 und Trends über den 26-jährigen Zeitraum 1995–2020 von Extremwertindizes zu Trockenheit und starkem Niederschlag bzw. Schneeschmelze. Neben auf Grundlage räumlicher Beobachtungsdaten bestimmter Werte (Spalten „obs“) sind simulierte Werte aus fünf ausgewählten Klimamodellläufen gezeigt. Einfache/doppelte Unterstreichung kennzeichnet statistisch signifikante Trends auf dem 95/99 Perzentil-Niveau.

Index		Mittelwert 2021–2050					Differenz zu 1995–2020				
		2.6_14	4.5_15	8.5_13	8.5_11	8.5_09	2.6_14	4.5_15	8.5_13	8.5_11	8.5_09
rr0	[d]	184	188	192	199	174	–12	–3	2	4	–13
cdd	[d]	15	18	17	22	17	–3	0	0	3	–1
spei	[–]	0,8	0,5	0,7	–0,1	1,4	0,9	0,3	0,3	–0,5	0,8
spei.djf	[–]	0,8	0,4	0,4	1	0,7	0,9	0,3	0,3	0,4	0,6
spei.mam	[–]	0,5	0,1	0,5	0,3	0,6	0,2	0,2	0,2	–0,1	0,4
spei.jja	[–]	–0,2	–0,7	–0,4	–1,6	0,7	0,2	–0,6	0	–1,0	0,6
spei.son	[–]	0,5	0,9	0,6	0,3	0,6	0,7	0,5	0,1	0,1	0,3
aw30	[d]	15	16	17	16	21	1	3	2	–1	4
awi	[mm/d]	11,5	11,7	12,1	12	12,5	0,5	0,3	0,5	0,1	0,9
awx	[mm]	73	92	89	92	106	–7	5	8	12	18
awx30	[mm]	526	435	471	450	539	48	13	41	–3	59
Index		Mittelwert 2071–2100					Differenz zu 1995–2020				
		2.6_14	4.5_15	8.5_13	8.5_11	8.5_09	2.6_14	4.5_15	8.5_13	8.5_11	8.5_09
rr0	[d]	190	189	202	224	175	–6	–2	11	29	–12
cdd	[d]	18	17	17	31	14	–1	0	1	12	–3
spei	[–]	0,3	0,5	0,3	–1,0	1,7	0,4	0,2	–0,1	–1,4	1,1
spei.djf	[–]	0,4	0,5	0,8	1,2	0,3	0,5	0,4	0,8	0,6	0,2
spei.mam	[–]	0,2	0,2	0,8	–0,3	0,4	0	0,3	0,5	–0,7	0,2
spei.jja	[–]	–0,6	–0,9	–1,7	–2,8	1,4	–0,3	–0,8	–1,3	–2,2	1,3
spei.son	[–]	0,9	0,8	0,6	–0,2	0,7	1,1	0,4	0,1	–0,3	0,4
aw30	[d]	13	16	18	17	25	0	3	3	0	9
awi	[mm/d]	11	11,9	12,8	13,3	14,2	0	0,4	1,3	1,5	2,5
awx	[mm]	73	97	100	99	118	–7	9	19	18	31
awx30	[mm]	469	441	435	464	589	–9	18	6	11	109

Tab. 7. Simulierte Mittelwerte in den Zeiträumen 2021–2050 (oben) sowie 2071–2100 (unten) und Differenzen gegenüber simulierten Mittelwerten des Zeitraumes 1995–2020 von Extremwertindizes zu Trockenheit und starkem Niederschlag bzw. Schneeschmelze aus fünf ausgewählten Klimamodellläufen.

Indizes schwächere oder keine zeitlichen Änderungen auftreten (Tab. 7). Unter den Trockenheitsindizes wurde der SPEI des Sommers gewählt. Der zeitliche Verlauf möglicher Zukunftsszenarien ist in Abbildung 22 dargestellt. Die Abbildung zeigt zunächst die hohe Jahr-zu-Jahr-Variabilität der Wasserbilanz aus den Beobachtungsdaten, die von den Medianen der RCP nicht gleichermaßen wiedergegeben wird wie von den tatsächlichen einzelnen Modellläufen. Bis etwa zur Mitte des 21. Jahrhunderts schwanken die Mediane aller drei Szenarien der Treibhausgaskonzentration um den Referenzwert. Danach beginnen die sommerlichen Wasserbilanzindizes der beiden gemäßigten

Szenarien nur leicht in Richtung trockenerer Bedingungen zu tendieren. RCP 8.5 simuliert jedoch stärkere sommerliche Trockenheit ab der zweiten Hälfte des Jahrhunderts. Dass zunehmende Trockenheit im Sommer und im Mittel des Szenarios mit den höchsten Treibhausgaskonzentrationen zum Problem wird, verweist darauf, dass steigende Lufttemperaturen der Treiber der projizierten Sommertrockenheit sind. Die Spannweiten der einzelnen Modellläufe innerhalb der Szenarien sind jedoch groß. Selbst innerhalb des RCP 8.5 könnten unterschiedliche Entwicklungen der Niederschlagssummen den Temperatureffekt dominieren. Der niederschlagsärmste Lauf tendiert schon in na-

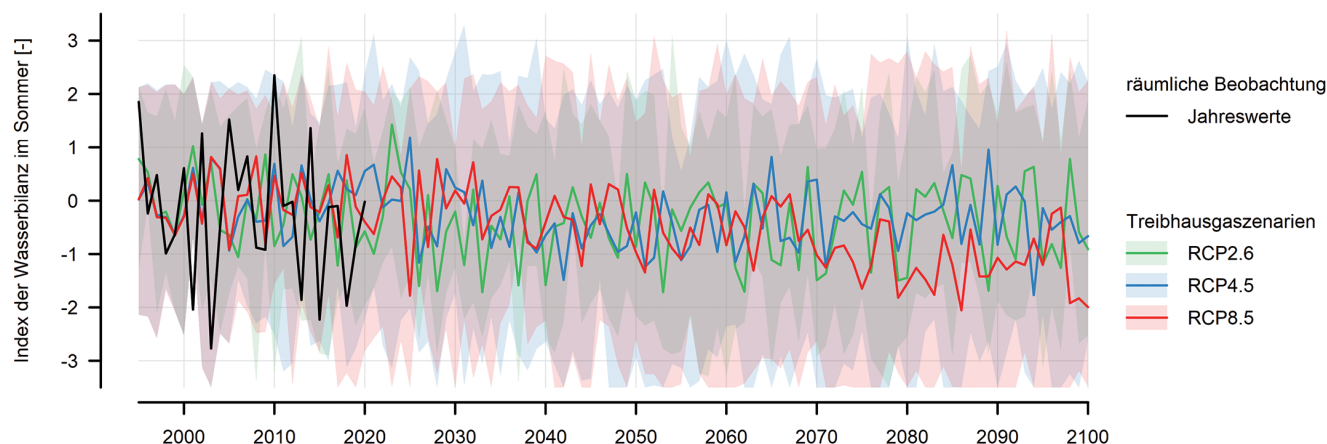


Abb. 22. Entwicklung des jahreszeitlichen Index der klimatischen Wasserbilanz (SPEI) im Sommer gemäß räumlichen Beobachtungsdaten 1995–2020 (schwarz) und modellierter Szenariendaten 1995–2100 (grün, blau, rot). Von den einzelnen RCP sind jeweils der Median (Linie) und die Spannweite (halbtransparente Fläche) der Jahreswerte dargestellt.

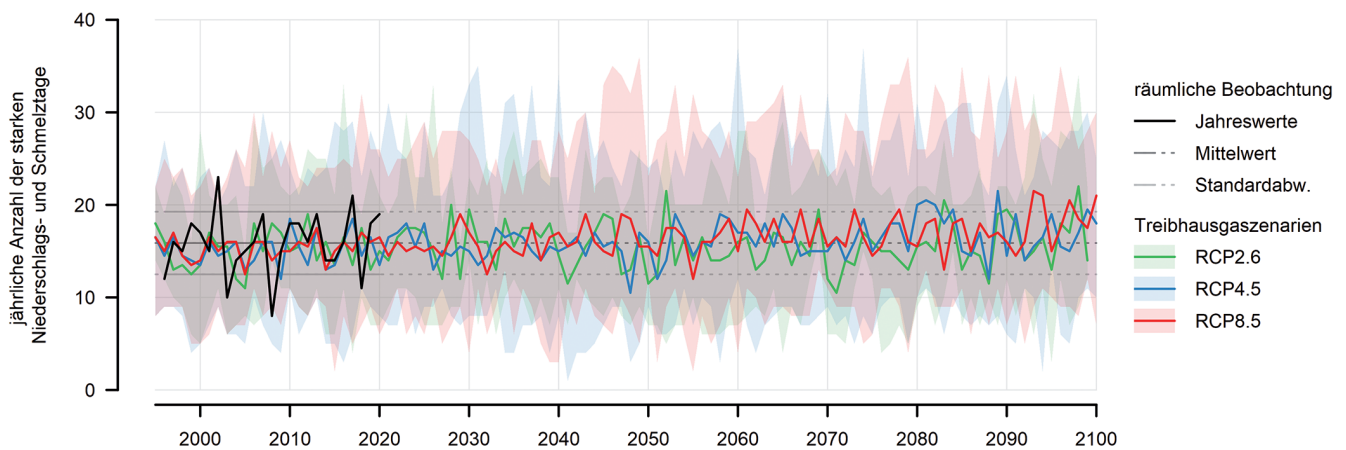


Abb. 23. Entwicklung der jährlichen Anzahl der starken Niederschlags- und Schmelztage gemäß räumlichen Beobachtungsdaten 1995–2020 (schwarz) und modellierter Szenariendaten 1995–2100 (grün, blau, rot). Von den einzelnen RCP sind jeweils der Median (Linie) und die Spannweite (halbdurchsichtige Fläche) der Jahreswerte dargestellt.

her Zukunft zu merklich verstärkter und gegen Ende des Jahrhunderts zu extremer sommerlicher Trockenheit. Beim niederschlagsreichsten Lauf würde der Temperaturanstieg sogar überkompensiert, was sich in einem eindeutigen Trend zu positiven Wasserbilanzindizes äußert. Die Entwicklung sommerlicher Trockenheit im 21. Jahrhundert wird demnach vorrangig von Ausmaß des Temperaturanstiegs gesteuert, wobei große Unsicherheiten hinsichtlich der Niederschlagsentwicklung zu beachten sind.

Unter den kombinierten Niederschlag-Schneeschnmelze-Indizes wurde die jährliche Anzahl der Tage mit starkem Niederschlag- bzw. starker Schneeschnmelze gewählt, deren simulierte zeitliche Verläufe in Abbildung 23 gezeigt werden. Das beobachtete mittlere Niveau der Intensität wird im Mittel der einzelnen Szenarien gut erfasst. Im weiteren Verlauf schwanken die Mediane der Szenarien RCP 2.6 und RCP 4.5 bis zum Ende des Jahrhunderts um den aus dem Beobachtungszeitraum bekannten Mittelwert, während der Median des pessimistischen RCP 8.5 etwa zur Mitte des Jahrhunderts beginnt, leicht zu höheren Werten zu tendieren. Während die meisten Läufe mittelfristig innerhalb der Standardabweichung der beobachteten Schwankungen verbleiben, zeigt der extrem niederschlagsreiche Modelllauf einen besonders deutlichen Anstieg hin zu 25 starken Niederschlags- bzw. Schmelztagen im Mittel pro Jahr gegen Ende des Jahrhunderts, was selbst die höchsten Jahreswerte des Beobachtungszeitraums überträfe. Die Frage, ob sich die zumeist schwachen simulierten Anstiege eher auf eine Intensivierung der Niederschläge oder der Schneeschnmelze zurückführen lassen, kann ein Blick auf die modellierten Entwicklungen der beiden Einzelprozesse beantworten. Demnach sind die simulierten Anstiege hauptsächlich durch tendenziell intensivere Niederschläge verursacht, während die ohnehin geringe Anzahl an starken reinen Schmelztagen auf niedrigem Niveau verharret. Generell nimmt der Beitrag des Schmelzwassers zum insgesamt verfügbaren Wassern in den Simulationen ab etwa

2030 kontinuierlich ab. Das Ende der jährlichen Schneeschnmelze verlagert sich gemäß den Szenariendaten von Mitte Mai um 1990 auf Mitte April oder, in den warmen Läufen, sogar Anfang März um 2100. Das liegt daran, dass selbst Mittelgebirgslagen wie das Untersuchungsgebiet in einen für den Schneedeckenaufbau zunehmend sensiblen Temperaturbereich gelangen (SCHÖNER et al., 2018; KOT-LARSKI et al., 2022).

Über alle Indizes hinweg lässt sich schlussfolgern, dass die Klimaszenarien bei verstärkten bis moderaten Klimaschutzanstrengungen überschaubare Änderungen der hydrogeologischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet simulieren, während „Fossiler Weg“-Modellläufe sowohl hinsichtlich sommerlicher Trockenheit als auch hinsichtlich extremer Niederschläge deutliche Zunahmen beinhalten, die teilweise am Rand der Spannweite der aus Beobachtungen bekannten Klimabedingungen liegen.

Schließlich sei darauf hingewiesen, dass Klimaprojektionen plausible mögliche Entwicklungen des Klimas unter der Voraussetzung definierter anthropogener Aktivitäten darstellen. Sie sind keine konkreten Vorhersagen des tatsächlichen künftigen Klimageschehens. Dieses kann aufgrund des unvollständigen Erkenntnisstandes über das Klimasystem sowie der Unvollkommenheit von Klimamodellen auch außerhalb der Spannweite der Simulationen liegen. Weiters kann das Downscaling auf die hier ausgewertete lokale Ebene anhand von Bias-Korrektur nicht die auf dieser Skala wirksamen Prozesse oder räumliche Abhängigkeiten berücksichtigen (CHIMANI et al., 2020; MARAUN, 2016; MARAUN et al., 2021), sondern beruht auf der statistischen Berücksichtigung räumlicher Beobachtungsdaten. Diese beinhalten ihrerseits nicht vernachlässigbare Unsicherheiten der Messung und Glättungseffekte der Interpolation, die zu systematischen Fehlern in der klimatologischen Häufigkeitsverteilung und somit zu Biases in gängigen Klimaindizes führen (FREI & ISOTTA, 2019; FREI, 2021).

5 Hydrogeologie

(D. ELSTER, M. KRALIK, R. HOLZSCHUSTER, C. BISPING, W. JARITZ, V. TUREWICZ & G. HOBIGER)

In diesem Kapitel sollen die hydrogeologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet erläutert werden. Die Ergebnisse und Interpretationen für die Teilbereiche werden in der hydrogeologischen Konzeptvorstellung (Kapitel 5.7) zusammengeführt. Abbildung 24 bietet zudem einen Überblick zu relevanten hydrogeologischen Inhalten, z.B. Messstellenbezeichnungen, auf die im Bericht eingegangen wird.

5.1 Verweilzeiten der Grundwässer

(M. KRALIK)

5.1.1 Methodik

5.1.1.1 Probenahme

Die Routine-Probenahme für die Sauerstoff-18- und Wasserstoff-2-Isotopen der Oberflächengewässer, der Quellen und der Arteser erfolgte nach ÖNORM EN ISO 5667-1. Für die Untersuchungen von Delta Sauerstoff-18, Delta Wasserstoff-2 (Deuterium) und Tritium wurden von den Mitarbeitern des Untersuchungsteams 0,05–0,1 bzw. 1 Liter Wasserproben (PE-Flaschen) entnommen. Die Probenahme der Edelgase Helium-3/Helium-4 ($^3\text{He}/^4\text{He}$) und der Spurengase FCKW (CFC-11, CFC-12, CFC-113) bzw. Schwefelhexafluorid (SF_6) erfolgten mittels Kupferrohren bzw. Edelstahlbehältern mit Spezialventilen. Für die zwei durchgeführten Radiokarbon- (^{14}C) und $\delta^{13}\text{C}$ -Messun-

gen wurden 1 L Proben in PE-Flaschen mit Innenstopfen genommen. Die Probenahme für Radon (^{222}Rn) erfolgte mit gasundurchlässigen Gaswaschflaschen aus Borosilikatglas mit einer Schliffkupplung, welche mittels eines Glasstopfens radondicht verschlossen und mit einer Schliffsicherungsklammer fixiert wurden. Die Radiokarbon (^{14}C)- und Radon- (^{222}Rn)-Probenahme erfolgte ohne Luftkontakt unter Wasser.

5.1.1.2 Isotopenanalytik

Die stabilen Wasserisotopen Sauerstoff-18 ($\delta^{18}\text{O}$) und Deuterium ($\delta^2\text{H}$) der 132 gesammelten Wasserproben und der 92 equilibrierten Porenwasserproben wurden mittels einem Picarro L2140i $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ Ultra High Precision Isotopic Water Analyser (Institute for Soil Physics and Rural Water Management (SoPhy), Universität für Bodenkultur) analysiert. Die Resultate werden als per Mille (‰) Abweichung vom „Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW)“ in Delta (δ)-Notierung angegeben. Die analytische Präzision ist für $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ besser als $\pm 0,1$ und $0,5$ ‰.

Tritium (^3H) wurde teils am Institut für Physik der Universität Bremen mittels der „ingrowth“ Methode (^3H zerfällt zu ^3He) und teils am Wessling Hungary Kft. (Budapest) mittels Anreicherung und in einem Flüssigkeitsszintillationsmessgerät (LSC) gemessen. Die angegebene Aktivitätskonzentration (Tritium-Einheiten) bezieht sich auf die Probe zum Probenahmezeitpunkt.

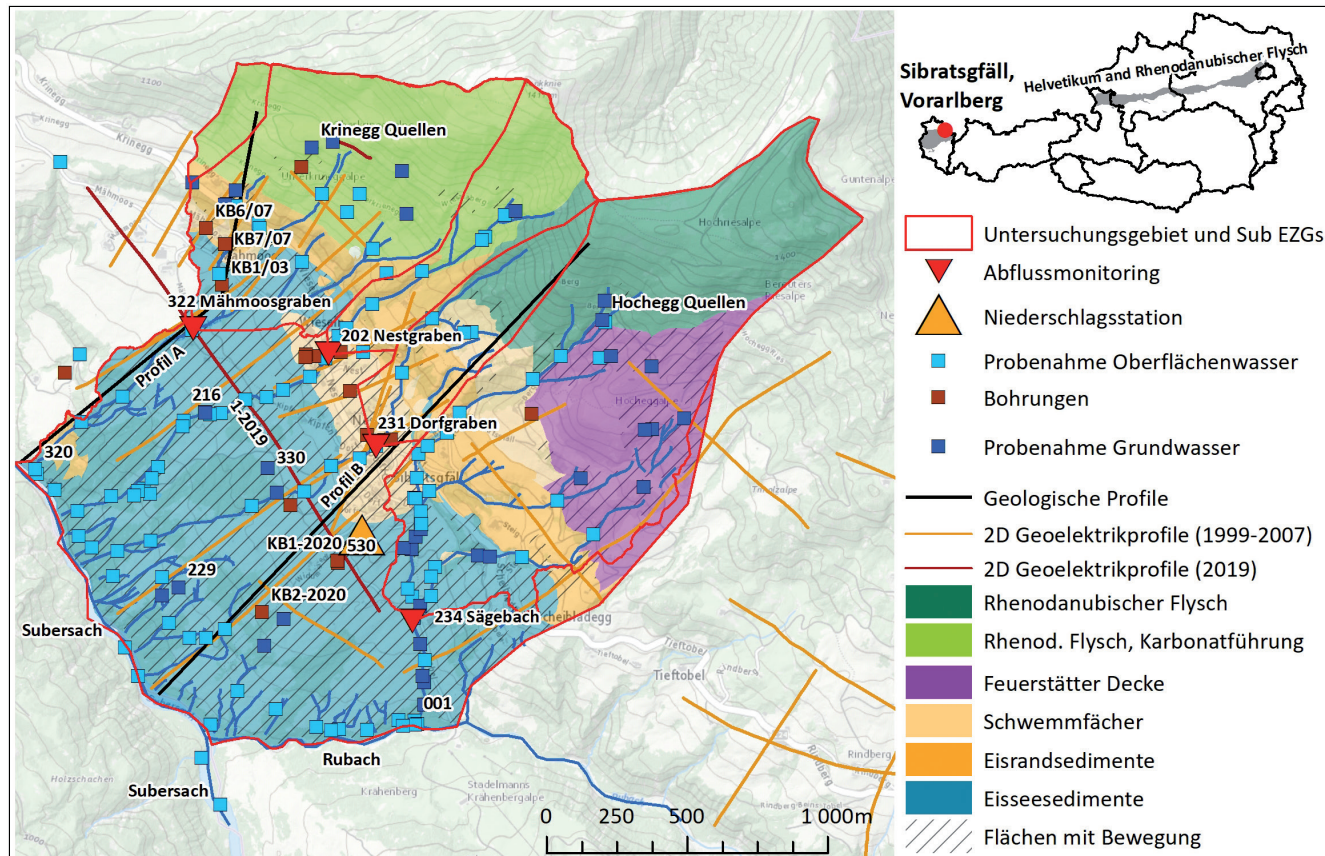


Abb. 24.
Übersicht über das Untersuchungsgebiet, die Profilschnitte sowie Lage der Bohrungen und Quellen.

Sowohl die hier berichteten Edelgase Helium und Neon, sowie deren Isotopenverhältnisse, wurden am Institut für Physik der Universität Bremen analysiert. Die Messgenauigkeit beträgt für $^3\text{He}/^4\text{He}$ - und $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ -Verhältnisse 0,4 % und für Isotopenkonzentrationen 0,7 % (2σ -Vertrauensbereich) (SÜLTENFUSS & MASSMANN, 2004).

Die im Rahmen dieser Studie im Grundwasser gelösten Gase wurden im Labor des Instituts für Geosciences der Universität Rennes (AYRAUD et al., 2008) mittels ultra-reinem Stickstoff ausgetrieben und an einer „HaysepD“ Falle (10 cm, 1/8e inch diameter) gefangen und die Gasphase in einen Gaschromatographen mit einem „electron-capture“ Detektor gemäß der Methode von BULLISTER & WEISS (1988) eingelassen. Die analytischen chromatografischen Säulen und die vorgeschalteten Säulen sind molekulare Siebe 5A, von 0,53 μm Durchmesser und sind 30 bzw. 2 m lang.

Radiokarbon wurde in einem Accelerator Mass Spektrometer (AMS) untersucht und die stabilen Kohlenstoff-Isotopen-Verhältnisse ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) wurden in einem gas bench Isotope Ratio Mass Spectrometer (IRMS) (beide Beta Analytic Inc., Miami, Florida, USA) gemessen. Gelöster anorganischer Kohlenstoff (DIC) besteht aus jeglichem CO_3 , HCO_3 , CO_2 im Grundwasser. Die Entfernung des DIC erfolgt mit Phosphorsäure. Ein Teil des CO_2 wurde mittels IRMS auf $\delta^{13}\text{C}$ analysiert. Das restliche CO_2 wurde in Grafit umgewandelt. Der Grafit wurde im AMS auf ^{14}C untersucht. Das Resultat wird als Prozent moderner Kohlenstoff (pMC) angegeben.

Die Radon-Analysen wurden gleich nach der Probennahme in Sibratsgfall mit der Messapparatur (Alpha-Spektrometrie) bestehend aus AquaKIT, AlphaPUMP und Alpha-GUARD PQ 200 PRO durchgeführt (siehe ELSTER et al., 2018).

5.1.2 Ergebnisse und Interpretation

Die Mittleren Verweilzeiten (MVZ) von Oberflächen- und Grundwasser in alpinen Gebieten sind generell eine kom-

plizierte Mischung von mehreren, aber zumindest zwei Anteilen von jüngeren und älteren Wasseranteilen. Daher ist es wichtig, in Wässern mehrere Tracer mit unterschiedlichen Halbwertszeiten und zu unterschiedlichen Jahreszeiten zu beproben und zu messen. Da solche Probenahmen und Messungen in der Logistik und Auswertung in Speziallaboren aufwendig sind, können nur eine beschränkte Anzahl von Proben untersucht werden und die Ergebnisse eine Annäherung an die wahren Werte sein.

5.1.2.1 Sauerstoff-18/Wassertoff-2 ($\delta^{18}\text{O}/^2\text{H}$)

Die monatlichen Niederschlagsproben in Sibratsgfall weisen einen erhöhten „Deuterium-Excess“ (11,1–12,4 ‰) auf, der typisch für erhöhte alpine Niederschlagsstationen ist (FRÖHLICH et al., 2008). Aus Abbildung 25 ist ersichtlich, dass die meisten Oberflächengewässer und die tiefliegenden Quellen wie die Niederschlagswässer in Sibratsgfall ($\delta^{18}\text{O}$: –10,59 bis –10,83 ‰) mehr an ^{18}O angereichert sind als die Hohegg- und Krineggquellen und die Arteser ($\delta^{18}\text{O}$: –11,26 bis –11,20 ‰). Das ist auf den Höheneffekt zurückzuführen. Stark erhöhte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den Inklinometerbohrungen bestätigen das unmittelbare Eindringen von Niederschlagswässern.

Da die Hohegg- und Krineggquellen (1.174–1.184 m) relativ nahe dem oberen Rand des orografischen Einzugsgebietes (1.300–1.400 m) liegen, kann die Höhe des Einzugsgebietes relativ gut eingegrenzt werden. Zusammen mit den gewogenen Jahresmittel der Niederschlagsstation Sibratsgfall (902 m) kann eine gute Höhenbeziehung der Niederschläge angepasst werden. Die daraus errechnete $\delta^{18}\text{O}$ -Abnahme von 0,23 ‰ per 100 Höhenmeter entspricht üblicher alpiner Gradienten (Abb. 26). Daraus ergibt sich, dass die Wässer des tieferen Grundwassers aus den Artesern (KB7/07, KB1/03) und das gespannte Grundwasser (KB6/07) ursprünglich über dem Flysch in eine Höhe zwischen 1.200 bis 1.400 m abgeregnet wurden.

Zur Abschätzung der Verweilzeit wurde die Annäherungsformel von STICHLER & HERMANN (1983) berücksichtigt

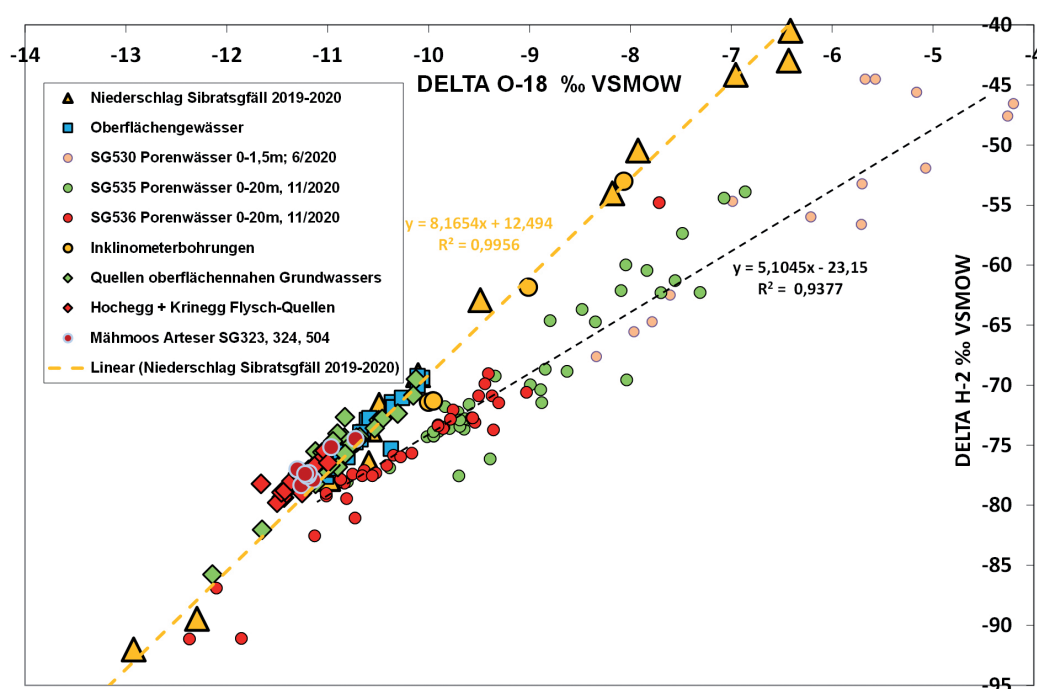


Abb. 25. $\delta^{18}\text{O}$ - vs. $\delta^2\text{H}$ -Messwerte aller gemessener Wässer im Untersuchungsgebiet um Sibratsgfall.

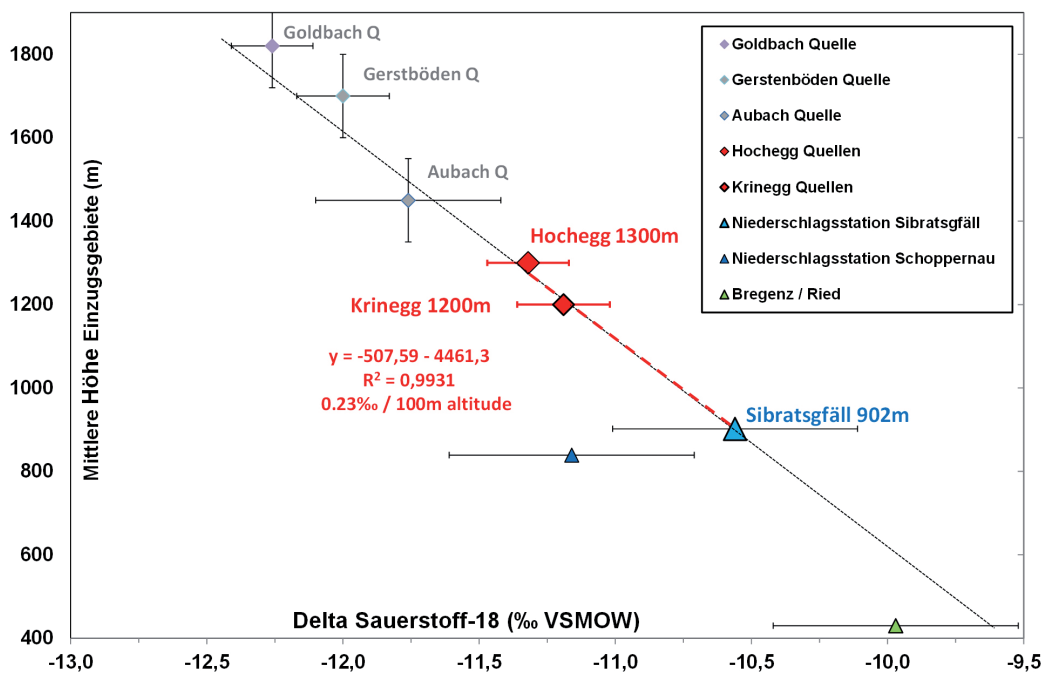


Abb. 26.
 $\delta^{18}\text{O}$ - vs. Höhenlage von der meteorologischen Station Sibratsgfall und die Flyschquellen Krinegg und Hohegg ca. 100 m unter den orografischen Einzugsgrenzen. Quellwässer von nahegelegenen Quellen wurden auf ähnlichen Niederschlagslinien eingeschätzt (KRALIK, 2015). Die Niederschlagsstationen Schopperrau und Bregenz scheinen auf einer eher abgereicherten Linie zu liegen. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Abnahme von 0,23 ‰ per 100 Höhenmeter entspricht üblichen alpinen Gradienten.

(KRALIK, 2022). Auch wenn es keine monatlichen Messungen von den Quellwässern gibt und so vielleicht nicht die maximale Amplitude der $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen erfasst wurde, können die in Tabelle 8 errechneten Verweilzeiten als Orientierung dienen. Die oberflächlichen Bachwässer, die im oberen Flysch auch von kleineren Quellen gespeist werden, haben die jüngsten Mittleren Verweilzeiten von 1,3 bis 1,9 Jahren. Die Krinegg- und Hoheggquellen (Flysch) und die in den glazio-lakustrischen Sedimenten entspringenden Quellen werden mit 2 bis 3,6 Jahren abgeschätzt. Die Wässer aus den artesischen und gespannten Brunnenbohrungen haben Mittlere Verweilzeiten, die diese Abschätzungsmethode übersteigen.

5.1.2.2 Tritium- und Helium-3/Helium-4

Durch die relativ kurze Verweilzeit in den oberflächennahen Grundwässern in glazio-lakustrischen Sedimenten schwankt die Konzentration des Tritiums jahreszeitlich bedingt stärker als in den älteren Grundwässern der Artesern (KB7/07, KB1/03) und dem gespannten Grund-

wasser (KB6/07). Da Tritium zu dem Edelgas Helium-3 zerfällt, kann man bei der gleichzeitigen Messung beider mit den gleichen „lumped parameter“ Modellen für den jüngeren tritiumhaltigen Anteil eine mittlere Verweilzeit berechnen. Dies ergibt für die oberflächennahen Grundwässer in glazio-lakustrischen Sedimenten (SG229, 330) als „piston-flow“ Modell sehr kurze Verweilzeiten von 0,5–0,6 Jahren. Die tieferen Grundwässer der Arteser (KB7/07, KB1/03) und dem gespannten Grundwasser (KB6/07) ergeben Modellalter zwischen 19 und 31 Jahren. Da diese jedoch erhöhte Helium-4 und daher wesentlich niedrigere Ne/He-Verhältnisse (2,25–2,74) anzeigen, können diese Verweilzeiten nur für die tritiumhaltigen Anteile gelten und daher die mittleren Verweilzeiten (MVZ) wesentlich höher sein (Abb. 27). Das etwas höhere Modellalter der Grundwasserprobe aus der neuen Bohrung SG535 (KB1-2020) kann als Mischung zwischen den sehr jungen und den alten aufsteigenden Wässern interpretiert werden.

Typ	Probenbezeichnung	Anzahl	A	B	Mittlere Verweilzeit
		(n)	(‰ VSMOW)	(‰ VSMOW)	(Jahre)
Oberflächenwasser	SG001	4	7,87	0,95	1,3
Oberflächenwasser	SG320	5	7,87	0,66	1,9
Flysch-Quelle	SG310/311	19	7,87	0,63	2,0–3,6
Flysch-Quelle	334	14	7,87	0,51	2,5
Drainage/Quelle	216	5	7,87	0,89	1,4
Drainage/Quelle	225	4	7,87	0,39	3,2
Drainage/Quelle	229	5	7,87	0,47	2,7
Drainage/Quelle	330	5	7,87	0,59	2,1
Brunnen/Bohrung	KB6/07	6	7,87	0,31	> 4
Brunnen/Bohrung	KB1/03	4	7,87	0,16	> 8

Tab. 8.
Abschätzung der Mittleren Verweilzeiten (MVZ) mittels Isotopen ($\delta^{18}\text{O}$) Amplituden.

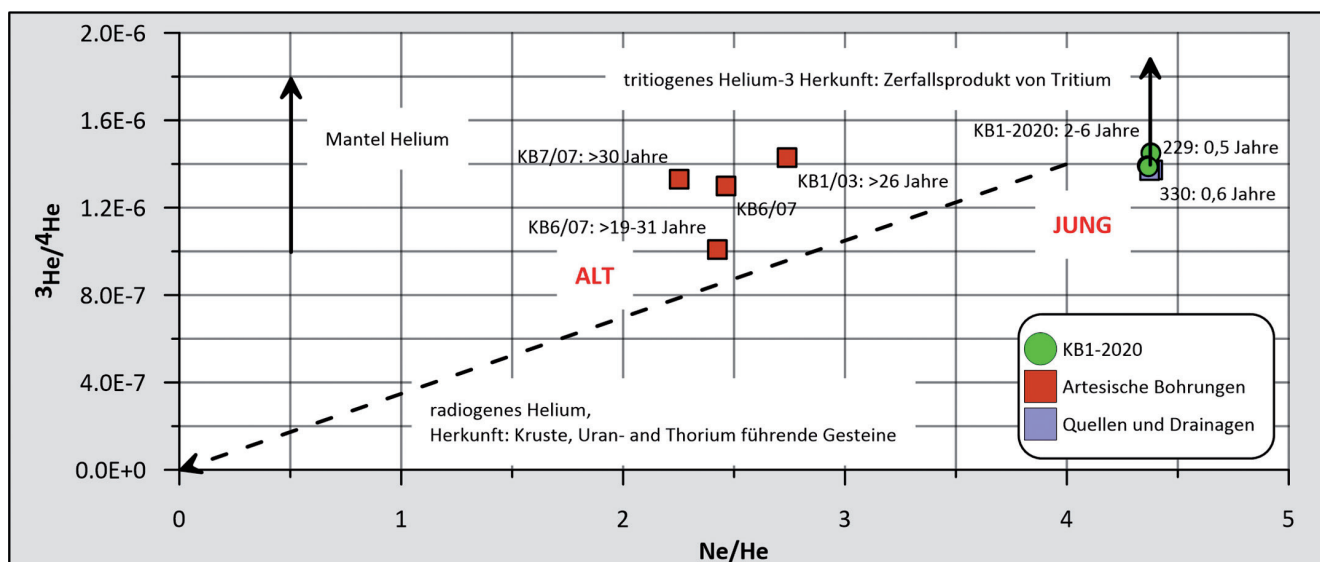


Abb. 27. Ne/He- vs. $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis der oberflächennahen Quellen in glazio-lakustrischen Sedimenten (SG229-330) und Brunnen von tieferen artesischen und gespannten Grundwässern (KB7/07, KB1/03 und KB6/07). Die neue Bohrung SG535 (KB1-2020) wird als Mischung angesehen.

5.1.2.3 CFC-11, CFC-12, CFC-113 und SF_6

Die Abschätzung der Mittleren Verweilzeit des Quellwassers beruht darauf, dass sich die jeweiligen Fluorchlorkohlenwasserstoff (FCKW = CFC)-Konzentrationen in der Atmosphäre in dem versickernden Niederschlagswasser entsprechend der Temperatur und Höhenlage lösen. Bei Kenntnis der Konzentrationsentwicklung, siehe USGS (2019), kann der Zeitpunkt der Einleitung in das Quellwasser abgeschätzt werden. Wenn die gemessenen Konzentrationen nicht nahe der zeitlichen Konzentrationsentwicklung liegen, dann gab es im Einzugsgebiet eine anthropogene Kontamination oder einen mikrobiologischen Abbau in reduzierenden Grundwässern bzw. es kam zur Mischung verschieden alter Grundwässer.

Die FCKW-Konzentrationen für CFC-11, CFC-12 sind in der oberflächennahen Quelle SG330 vermutlich durch menschliche Aktivitäten des darüber liegenden Dorfes Sibratsgfall kontaminiert (Excess!). Die Messungen des Artesers KB1/03 und des gespannten Grundwassers KB6/07 liegt nicht exakt auf der atmosphärischen Entwicklungslinie und CFC-11 könnte geringfügig in den sauerstofffreien Wässern abgebaut worden sein. Die CFC-113 und SF_6 -Konzentrationen zeigen, dass die analysierten Grundwasserproben auf oder nahe einer Mischungslinie von rezenten Werten und den CFC-113- und SF_6 -freien Anteilen liegen. Es wird dadurch bestätigt, dass die Quelle SG330 vorwiegend junges Wasser schüttet, aber Arteser KB1/03 und das gespannte Grundwasser KB6/07 vorwiegend aus alten CFC-113- und SF_6 -freien Anteilen besteht (Abb. 28).

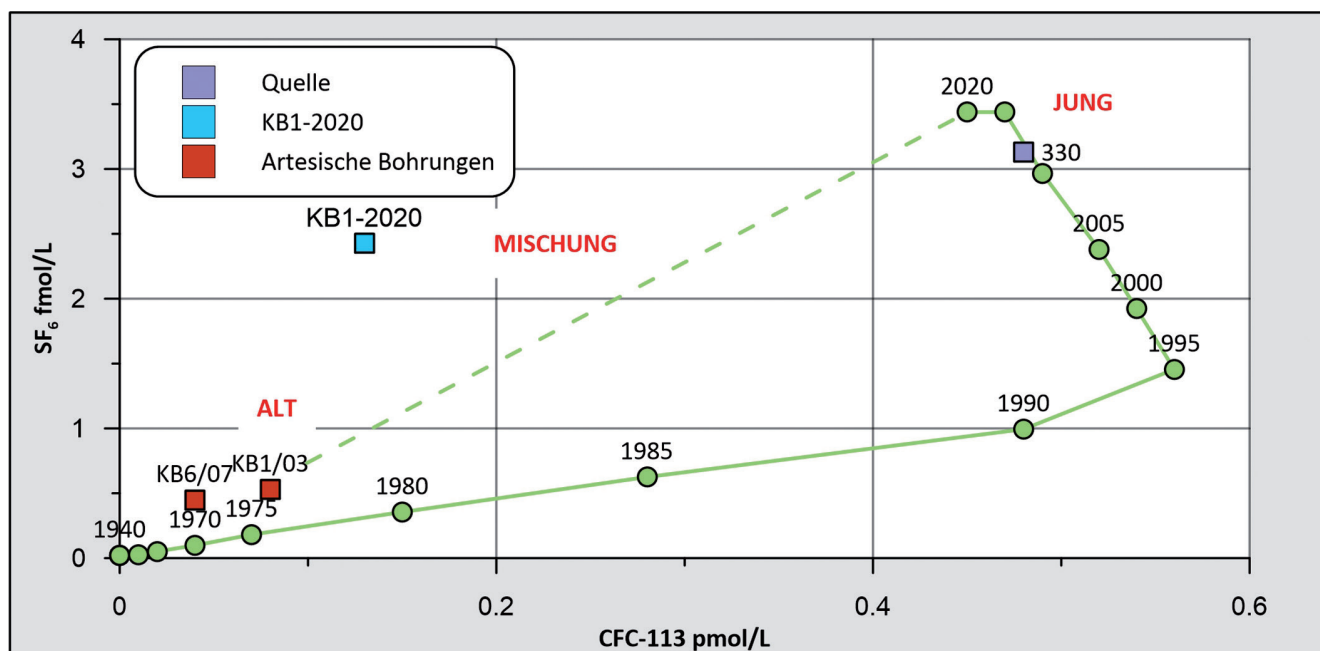


Abb. 28. CFC113 und SF_6 gelöst in Wasser (pmol/kg) bei 10 °C und 1.000 m Höhe berechnet nach den Konzentrationsmessungen des USGS (2019) über die Jahre 1940–2020 und die Konzentration im Sibratsgfaller Grundwasser. Mischungslinie zwischen CFC-freien alten und jungen Wässern. CFC-113 vs. SF_6 .

5.1.2.4 Kohlenstoff-13 ($\delta^{13}\text{C}$) und Radiokarbon (^{14}C)

Der Kohlenstoff-13 des anorganischen gelösten Kohlenstoffs (DIC) wird gemessen, um abschätzen zu können, wie viel von dem ursprünglich infiltrierten Kohlenstoff durch die Lösung mit ^{14}C -freien Karbonatgesteinen verdünnt wird. Vergleichswerte der Grundwässer des Wiener Beckens und der Oberösterreichischen Molassezone deuten darauf hin, dass, je länger die Wässer unterwegs sind (geringere ^{14}C -Gehalte), desto mehr ^{14}C -freier Kohlenstoff wird aus den Karbonaten gelöst und die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte verschieben sich mehr zu den für marine Karbonate typischen Wert von 0 ‰. Die im Untersuchungsgebiet (KB1/03 und KB1-2020) untersuchten Grundwässer liegen auf einem ähnlichen Trend.

Die Darstellung der Tritiumwerte gegen die Radiokarbonwerte (Prozent modernen Kohlenstoffs), zeigt, dass viele der hier untersuchten Grundwässer des Wiener Beckens und der Oberösterreichischen Molasse eine Mischung aus „jüngeren“ tritiumhaltigen Wässern (jünger als 70 Jahre) und einem sehr alten tritiumfreien Grundwasser sind. Nach der $\delta^{13}\text{C}$ -Korrektur des Radiokarbonmesswerts von 49,2 % modernen Kohlenstoffs wird eine Verschiebung auf 71 % berechnet. Der korrigierte Wert passt gut zu den Trends der oben erwähnten Grundwassergebiete. Berechnet man eine mittlere Verweilzeit mittels der Korrektur des Typ 1 (HAN & WASSENAAR, 2020) mit einem Radiokarbonwert von 71 % modernen Kohlenstoffs, so kommt man, je nachdem, ob man 80 % oder 100% pMC als Startwert annimmt, auf 950 bis 2.800 Jahre für das artesische Grundwasser KB1/03. Da man durch eine Einzelmessung keine Korrekturen des Typ 2 durchführen kann, werden diese mittleren Modellalter wie häufig etwas zu hoch sein, aber man wird für den alten tritiumfreien Anteil von mindestens ein paar hundert Jahren ausgehen können.

5.1.2.5 Radon (^{222}Rn)

Der Rhenodanubische Flysch weist mit 6,0 Bq/l Radon-222 den niedrigsten Medianwert unter den österreichischen Grundwässern auf (BERKA et al., 2014). Die Medianwerte der oberostalpinen Kalkalpen, die vermutlich einen Großteil der glazialen Ablagerungen im Untersuchungsgebiet darstellen, sind mit Medianwerten von 7,6 Bq/l Radon-222 kaum höher. Im Untersuchungsgebiet wurden acht ausgewählte Grundwässer auf Radon untersucht, um Beimischungen von ganz jungen Wässern (wenige Tage) zu prüfen. Es zeigte sich, dass nur die von einer Drainage beeinflusste Entnahme SG216 (1,3 Bq/l) aus den glazio-lakustrischen Sedimenten sehr junges Wasser schüttet. Bei den weiteren beprobten Grundwässern fehlt diese junge Komponente.

5.2 Hydrochemie und Feldparameter

(D. ELSTER, M. KRALIK & G. HOBIGER)

5.2.1 Hydrochemie

(D. ELSTER, M. KRALIK & G. HOBIGER)

Die Feldparameter Wassertemperatur, elektrische Leitfähigkeit, pH-Wert und gelöster Sauerstoff wurden sofort gemessen und es kamen folgende Geräte zum Einsatz: WTW pH 330, pH 340i, WTW Multi 3630 IDS, ProfiLine Oxi 3205

und HACH40d. Für die Hydrochemie wurden für die Kationen 50 ml Wasserproben gefiltert (40 μm) und mit 10 % HNO_3 angesäuert, für die Anionen wurden 250 ml Wasserproben (nur gefiltert) entnommen. Die Analytik erfolgte an der Geologischen Bundesanstalt (Fachabteilung Geochemie). Die Hauptanionen wurden mit Ionenchromatographie bestimmt (DIONEX-ICS-2000 mit einem analytischen Fehler von $\pm 3\%$), hierbei lag die Bestimmungsgrenze bei 0,05 bis 0,5 mg/l. Es ist anzumerken, dass Hydrogencarbonat ausschließlich mithilfe der Ionenbilanz bestimmt wurde. Hauptkationen und Spurenelemente wurden mit ICP-MS gemessen, es kam ein AGILENT Technologies Type 7500 mit einem ASX-500 Autosampler zum Einsatz und die Bestimmungsgrenze lag bei 0,01 bis 0,0001 mg/l.

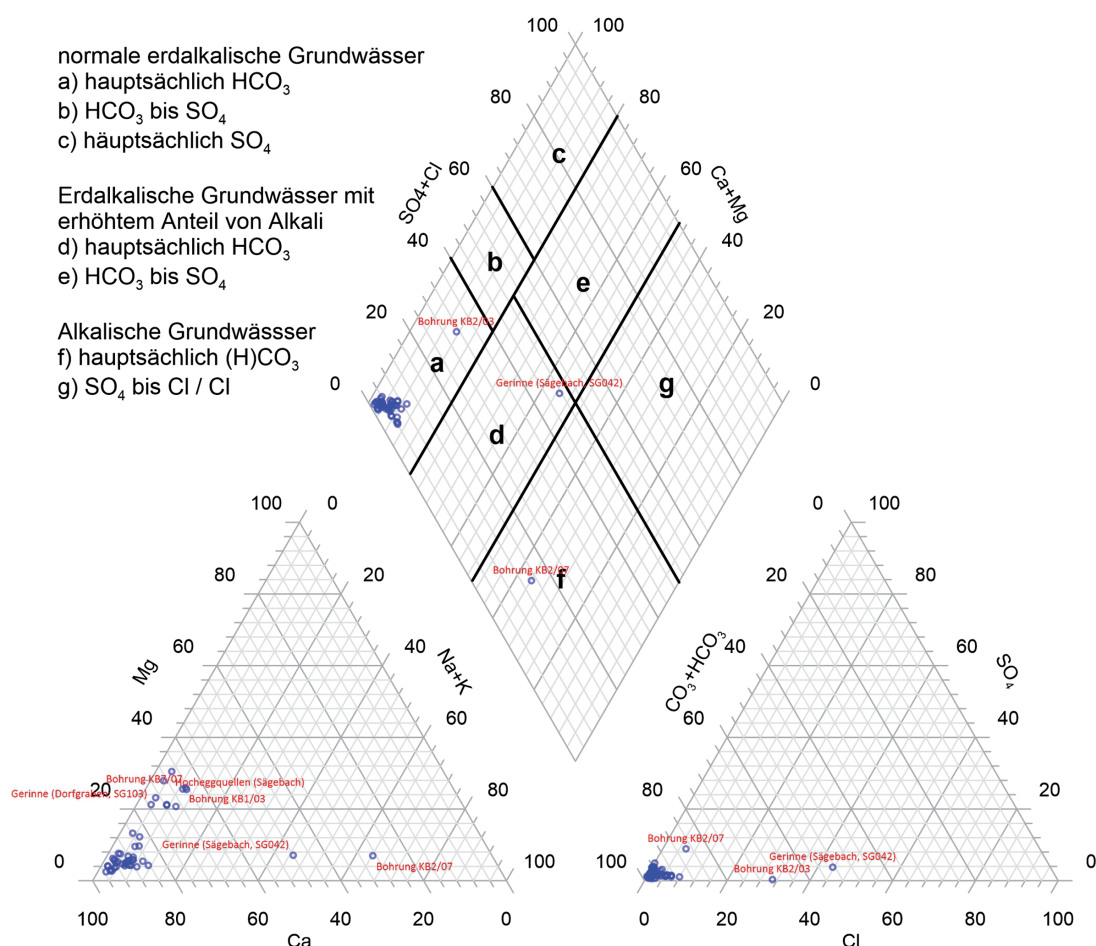
5.2.2 Ergebnisse und Interpretation

(D. ELSTER & M. KRALIK)

Die im Flysch auf den Höhen von 1.174 und 1.184 m entspringenden Hohegg- und Krineggquellen sind (Median: 7,7 °C) kühl und relativ gering mineralisiert (Median: 294 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Die tiefer liegenden Quellen, es handelt sich um oberflächennahes Grundwasser im Kontakt mit feinkörnigen glazio-lakustrischen Sedimenten, weisen im Median eine höhere Mineralisierung (501 $\mu\text{S}/\text{cm}$) auf, die teils auf den Kontakt mit den karbonatischen glazio-lakustrischen Sedimenten, teils auf die Düngung der darüber liegenden Weidewiesen zurückzuführen sind. Die Temperatur der Oberflächengewässer und der relativ tiefliegenden Quellen weisen im Median (13,1–11,1 °C) relativ hohe Temperaturen auf, da sie vorwiegend im Sommerhalbjahr beprobt wurden. Die Arteser bzw. das gespannte tiefere Grundwasser sowie die neue Bohrung KB1-2020 weisen höhere Temperaturen (9,9–9,6 °C) als die Jahresdurchschnittstemperaturen in Sibratsgfall auf (HOLZSCHUSTER, 2022), was ein klarer Hinweis auf aufsteigende wärmere Grundwasser ist. Der gelöste Sauerstoffgehalt ist überdies in diesen tieferen Grundwässern mit 1,4 bis 2,5 mg/l signifikant abgereichert. Die Messungen in den Inklinometerbohrungen spiegeln durch ihre Art des Ausbaus zwar die leicht erhöhte Grundwassertemperatur (Median: 9,6 °C) wider, aber sind teils unmittelbar durch Niederschlagswasser, teils durch Zementkontakt beeinflusst.

Zwischen 2019 und 2021 wurden 47 hydrochemische Probenahmen an Vorflutern, Oberflächengerinnen, Quellen, Drainagen und Bohrungen durchgeführt. Grundsätzlich handelt es sich um akrotische Grundwässer mit Ionensummen zwischen 0,17 und 0,51 g/l vom Typ Kalzium-Hydrogencarbonat bis Kalzium-Magnesium-Hydrogencarbonat (Ionenanteile mit mehr als 20 eq%) (Abb. 29). Jene Analysen, die davon abweichen, weisen anthropogene Einflüsse (z.B. KB2/03-, KB2/07-, SG042-Gerinne beeinflusst durch Kläranlage) auf. Über die Anteile von Magnesium lassen sich die Grundwässer differenzieren. Die gespannten tieferen Wässer im Becken zeigen eine Mineralisierung vom Typ Kalzium-Magnesium-Hydrogencarbonat mit leicht erhöhten Natrium- und Sulfatgehalten und Ionensummen im Vergleich zu den Hoheggquellen. So weisen die artesischen Bohrungen im Bereich Mähmoos (KB1/03, KB7/07, KB6/07) erhöhte Magnesiumkonzentrationen (0,37–0,60 mmol) auf. Die für die Wasserversorgung genutzten Hoheggquellen zeigen Konzentrationen zwischen 0,26 und 0,40 mmol und erhöhte Werte treten bei

Abb. 29.
Piperplot der hydrochemischen Analysen im Untersuchungsgebiet.



niedrigen Schüttungsraten auf. Die Krineggquellen weisen hingegen weitgehend unabhängig von der Schüttungsrate niedrigere Werte zwischen 0,05 und 0,20 mmol auf.

5.3 Quell- und Oberflächenabfluss

(D. ELSTER & R. HOLZSCHUSTER)

5.3.1 Methodik

(D. ELSTER & R. HOLZSCHUSTER)

Im Untersuchungsgebiet wurde bei vier Hauptgerinnen ab November 2019 ein Oberflächenabfluss-Monitoring installiert (siehe 234, 231, 202, 322 in Abbildung 24). Hierbei handelt es sich um Solar betriebene Vegaplan WLS61 Radar Sensoren, die in Kombination mit CR200-Cel2156 Campbell Scientific Dataloggern den Wasserstand mit einer Genauigkeit von ± 5 mm in 10 Minuten-Intervallen messen. Die Standortauswahl erfolgte auf Basis von Bachbettstabilität (Brückenbereiche) und Zugänglichkeit. Mittels Salztracerversuchen wurden Schüttung und Wasserstand bei unterschiedlicher Wasserführung nach dem Potenzgesetz in Beziehung gebracht (Schüttung = empirischer Wert $\times$ Wasserstand^{emp. Wert}), Details (Schlüsselkurven etc.) sind dem Projektbericht von HOLZSCHUSTER (2022) zu entnehmen. Hydrografische Analysen umfassten statistische Auswertungen und die Beschreibung der exponentiellen Abnahme der Schüttung der Gerinne mit Trockenwetterfalllinien nach MAILLET (1905).

Über die Abschätzung der mittleren jährlichen Abflussfracht der Hohegg- und Krineggquellen wurden zudem die Einzugsgebietsflächen nach der Methodik des ÖWAV-Regelblattes 205 (ÖWAV, 2017) überschlägig berechnet und mit der angenommenen orografischen Ausweisung verglichen. Zudem wurden die Vorfluter Subersach und Rubach, diese begrenzen das Untersuchungsgebiet gegen Süden und Südwesten, mit Salztracerversuchen auf diffuse Grundwasserzutritte aus dem Talkörper untersucht. Dies erfolgte bei Basisabflussbedingungen im Winter und bei mittlerem Abfluss im Sommer.

5.3.2 Ergebnisse und Interpretation

(D. ELSTER)

Das angenommene gemeinsame Einzugsgebiet der Gerinne weist eine Fläche von 2,58 km² auf, wobei die Subeinzugsgebiete von 0,25 bis 1,3 km² deutlich variieren (Abb. 24). Die Ausweisung erfolgte grundsätzlich auf Basis der orografischen Einzugsgebiete, die hohe mittlere Schüttung der Hoheggquellen lässt jedoch auf ein größeres Einzugsgebiet von zumindest 30 % im Nordosten schließen. Dies ist auf bevorzugte Wasserwegigkeiten über Klüfte und Störungen zurückzuführen, die mit der Deckengrenze Rhenodanubischer Flysch/Helvetikum in Beziehung stehen dürften.

Im Untersuchungsjahr 2020 herrschte ein sehr milder Winter (Kapitel 4.5) und die gemeinsame Abflussfracht der Gerinne (322, 202, 231 und 234) lag bei 3.483.970 m³ (im Mittel 110 l/s). Das entspricht rund 52 % vom Jahres-

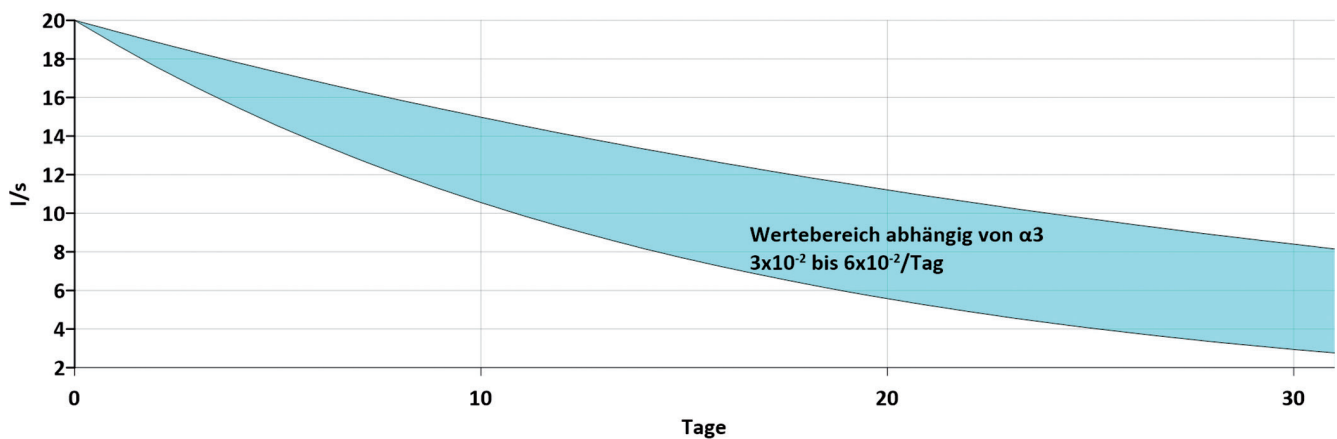


Abb. 30. Rezeption des Grundwasserspeichers für die Gerinne 332 und 234. Abhängigkeit der Schüttung (Schüttungsregime Basisabfluss α_3) nach der Exponentialfunktion von MAILLET (1905).

niederschlag, belegt einen hohen Oberflächenabfluss und ist plausibel für den vorliegenden dichten Untergrund und die Hangneigung. Allerdings ist auf ausgeprägte saisonale Unterschiede von 44 % im Winter (90 Tage aggregiert am 28.02.2020), 51 % im Frühling (90 Tage aggregiert am 31.05.2020), 58 % im Sommer (90 Tage aggregiert am 31.08.2020) und 75 % im Herbst (90 Tage aggregiert am 30.11.2020) hinzuweisen. Die Auswertung der Trockenwetterfalllinien bei den Hauptgerinnen 234 und 322 zeigt auf, dass zumindest zwei Schüttungsregime vorliegen. Der Auslaufkoeffizient α_1 beschreibt den schnellen Abfluss nach Niederschlagsereignissen und liegt bei 7×10^{-1} /Tag oder höher, das spricht für eine äußerst schnelle Entwässerung. Der Basisabfluss wird mit dem Auslaufquotient α_3 beschrieben, hier variiert der Wertebereich zwischen 3×10^{-2} bis 6×10^{-2} /Tag und belegt ebenfalls ein geringes Retentionsvermögen. Erst bei Werten von 10^{-3} /Tag oder kleiner wäre von einer langsamen Entwässerung des Grundwasserspeichers auszugehen. Die resultierende hydrologische Halbwertszeit ($t_{1/2} = \ln 2 / \alpha_3$) liegt im Mittel bei rund 14 Tagen und Abbildung 30 zeigt die angenommene Rezeption des Grundwasserspeichers auf Basis der Formel von Maillet: $Q_t = Q_0 e^{-\alpha(t-t_0)}$.

Schüttungsaufzeichnungen der Gemeinde Sibratsgfall belegen bei den Hoheggquellen eine mittlere Schüttung von 6,5 l/s über den Zeitraum 1995 bis 2020 mit einem Schwankungsbereich von 1,9 bis 16,6 l/s. Bei den Krineggquellen liegt die mittlere Schüttung bei 3,7 l/s bzw. 0,2 bis 8,4 l/s. Demnach weisen die Quellen sehr geringe Schüttungsquotienten (Verhältnis Höchstschüttung zu Niedrigstschüttung) von 0,03 (Krineggquellen) bis 0,1 (Hoheggquellen) auf. Das spricht für ein geringes Retentionsvermögen und ein schnelles Leerlaufen des Aquifers und ist vergleichbar mit Werten bei Karstquellen. Auf Basis einer plausiblen Grundwasserneubildung von rund 500 mm wird für die Hoheggquellen eine Einzugsgebietsfläche von 0,38 km² und für die Krineggquellen 0,24 km² angenommen (Einzugsgebietsfläche = Mittlere jährliche Abflussfracht/Grundwasserneubildung).

5.4 Niederschlag-Abfluss-Modellierung (D. ELSTER)

5.4.1 Methodik

Zum Verständnis der Dynamik des Oberflächenabflusses an den genannten Gerinnen, siehe Kapitel 5.1, wurde ein Niederschlag-Abfluss-Modell mit den Komponenten Schneespeicher, Bodenspeicher, Gebietsspeicher und Einfluss durch benachbarte Einzugsgebiete erstellt. Hierfür wurde das auch im alpinen Raum bewährte Modell GR4J auf Tagesbasis von PERRIN et al. (2003) gewählt. Die Durchführung erfolgte mit dem airGRteaching package basierend auf der Programmiersprache R (DELAIGUE et al., 2018, 2022). Für die Eingangsparameter Niederschlag, Schneewasseräquivalent und Evapotranspiration wurden die Eingangsdaten, beschrieben in Kapitel 4, verwendet, ein ergänzendes Schneemodul kam deshalb für die Modellierung nicht zum Einsatz. Die frei kalibrierbaren Parameter umfassen die maximale Kapazität des Bodenspeichers, den Wasseraustauschkoeffizienten, die maximale Kapazität des Gebietsspeichers und die zeitliche Verzögerung zwischen Niederschlagsereignis und Abfluss. Für die Kalibrierung wurden neben dem visuellen Fit das Kling-Gupta Effizienzkriterium (KGE) berücksichtigt (GUPTA et al., 2009).

5.4.2 Ergebnisse und Interpretation

Die Ergebnisse der Niederschlag-Abfluss-Modellierung liefern zufriedenstellende Ergebnisse, wobei auf milde Winterbedingungen im Untersuchungszeitraum 11/2019 bis 12/2020 hinzuweisen ist (Kapitel 4.5). Die KGE-Werte liegen zwischen 0,63 und 0,83, wobei ein KGE von 1 einem perfekten Fit entsprechen würde und Werte über 0,5 grundsätzlich anzustreben sind (ROGELIS et al., 2016; KNOBEN et al., 2019). Die Jahresbilanz zwischen dem gemessenen und modellierten spezifischen Abfluss liegt im Beobachtungszeitraum bei 100 bis 104 % und die Dynamik von Spitzenabfluss und Basisabfluss (Abb. 31) wird in der Regel plausibel abgebildet. Allerdings können die Abweichungen in absoluten Zahlen auf kürzeren Zeiträumen bis Monatsbasis erheblich sein und es empfiehlt sich eine Auswertung der Wasserbilanz für die Klimaszenarien und den Zeitraum 1996–2020 für robuste Aussagen auf Jahresbasis (Kapitel 5.5.1, 5.5.2).

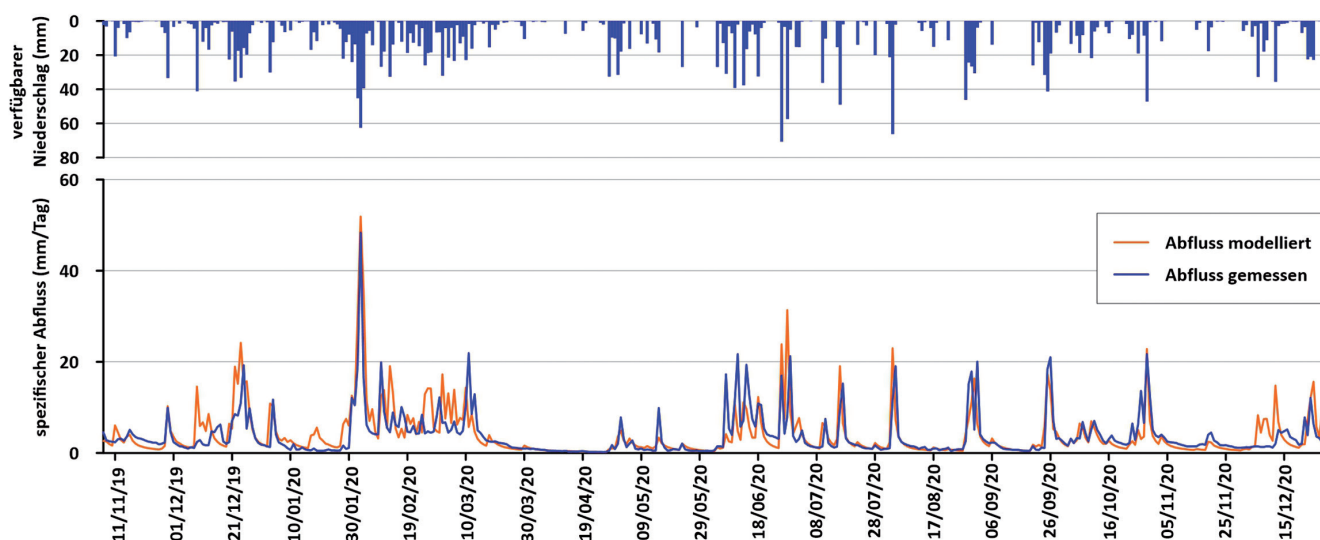


Abb. 31.
Beispiel der Niederschlag-Abfluss-Modellierung für das Gerinne 322.

5.5 Wasserbilanz

(D. ELSTER, R. HOLZSCHUSTER & M. KRALIK)

5.5.1 Untersuchungszeitraum und Zeitraum 1996 bis 2020

(D. ELSTER, R. HOLZSCHUSTER & M. KRALIK)

Im Untersuchungszeitraum 2020 lag der Niederschlag im Bereich der Subeinzugsgebiete (Abb. 24) bei rund 2.500 mm. Die Evapotranspiration betrug 807 mm bzw. 32 % vom Jahresniederschlag, der Oberflächenabfluss 1.350 mm bzw. 54 % und die Veränderung des Grundwasserspeichers +332 mm bzw. 13 %. Im Untersuchungszeitraum traten im Vergleich zum Zeitraum 1996 bis 2020 hohe Niederschlagssummen im Februar und Juni auf, sowie geringe im April und November (HOLZSCHUSTER, 2022). Bedingt durch den milden Winter lag das vorübergehend in der Schneedecke gebundene Wasser bei lediglich rund 15 %. Diese Klimaverhältnisse spiegeln sich bei der Veränderung des Grundwasserspeichers wider, so kam es im Winter zu einer Anreicherung des Grundwasserspeichers und im April und Mai zu einem Auslaufen (Tab. 9). Wechselnde Bedingungen führten zu einer geringen Anreicherung von Juni bis September. Der November trat bedingt durch den geringen Niederschlag ein Auslaufen auf, gefolgt von einer erneuten Anreicherung im Dezember.

Im Zeitraum 1996 bis 2020 betrug der Niederschlag durchschnittlich 2.640 ± 341 mm (Abb. 32). In den besonders niederschlagsreichen Jahren 1999, 2012 und 2017 wurden Jahresniederschläge von über 3.000 mm und in den niederschlagsarmen Jahren 2003 und 2018 Werte um 2.000 mm nachgewiesen. Die Evapotranspiration beträgt durchschnittlich 773 ± 35 mm, das entspricht rund 30 ± 5 % vom Jahresniederschlag. Für die niederschlags-

reichen Jahre ist eine niedrigere Verdunstung (21–26 %) typisch und in trockenen Jahren treten Werte um 46 % auf. Der auf Basis der Niederschlag-Abfluss-Modellierung berechnete Oberflächenabfluss lag durchschnittlich bei 1.455 ± 280 mm, das entspricht 55 ± 4 % vom Jahresniederschlag. In den feuchten Jahren lagen Werte von über 60 % vor und in den niederschlagsarmen Jahren Werte um 45 %. Die jährliche Änderung des Grundwasserspeichers liegt durchschnittlich bei $+412 \pm 86$ mm, das entspricht 15 ± 2 % vom Niederschlag. In den feuchten Jahren lagen die Werte bei über +500 mm (15–20 %) und in den trockenen Jahren lediglich bei ca. +200 mm (ca. 10 %). Zusammenfassend ist festzustellen, dass der Untersuchungszeitraum durch zufällige Ausreißer charakterisiert wird, siehe auch Kapitel 4.5. Der nicht-parametrische Mann-Kendall-Test zeigt zudem auf, dass bei der Änderung des Grundwasserspeichers keine Trends vorliegen.

5.5.2 Klimaszenarien

(D. ELSTER)

In Abbildung 33 wird die jährliche Veränderung des Grundwasserspeichers auf Grundlage der Klimaszenarien und der Niederschlag-Abfluss-Modellierung beschrieben. Hierbei wurden analog zu Kapitel 4.6 die repräsentativen Läufe der RCP-Szenarien berücksichtigt (Lauf 14 für 2.6, Lauf 15 für 4.5 und Lauf 13 für 8.5). Zusätzlich zeigt der in Abbildung 33 dargestellte Differenzbereich die Unterschiede der extremsten Läufe auf (Lauf 11 und 9 innerhalb von RCP 8.5). Der nicht-parametrische Mann-Kendall-Test belegt, dass bei den RCP-Szenarien 2.6 und 4.5 ab 2020 bis 2099 keine Trends vorliegen, hingegen ist bei RCP 8.5 von einer signifikanten Abnahme ($\alpha = 0,01$) des Grundwasserspeichers auszugehen. Noch signifikanter ist der

Veränderung des Grundwasserspeichers im Jahr 2020 (mm/Monat)	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai.	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
	105	164	9	-53	-17	39	-87	77	2	16	-59	136

Tab. 9.
Veränderung des Grundwasserspeichers im Jahr 2020.

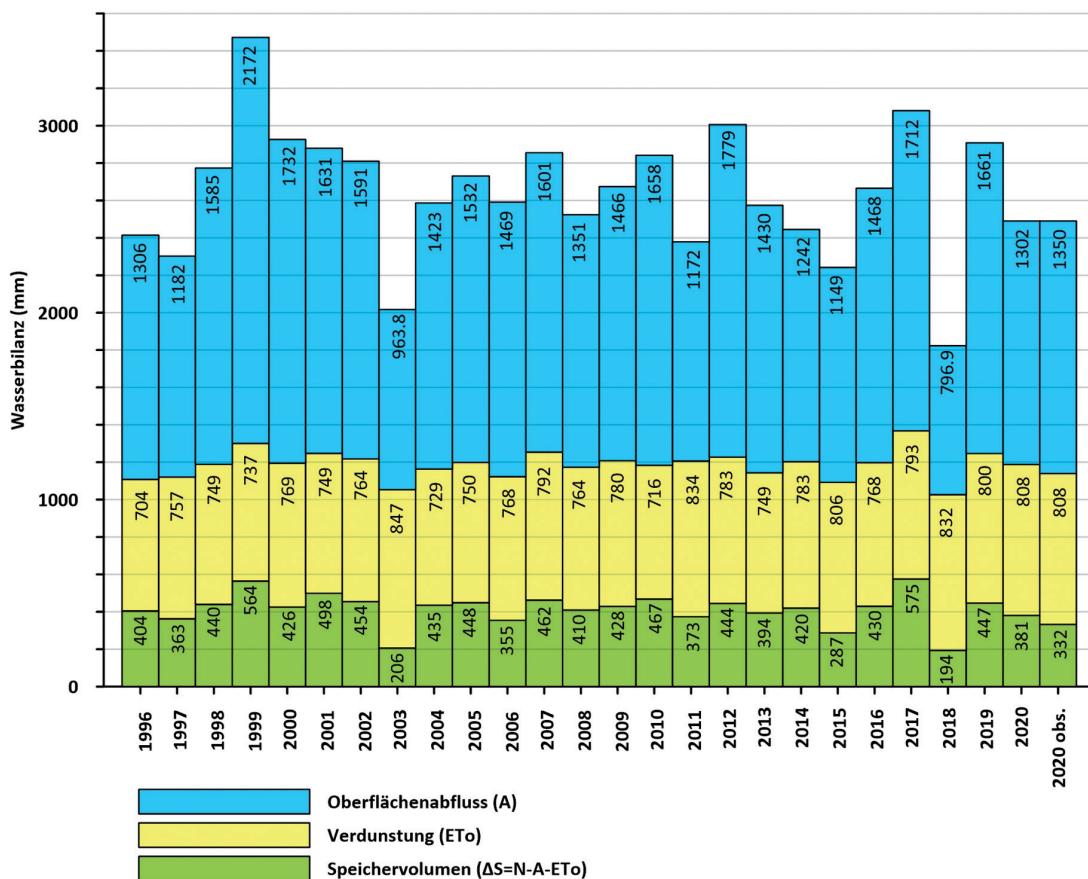


Abb. 32.
Jährliche Wasserbilanz im
Zeitraum 1996 bis 2020.

negative Trend ($\alpha = 0,001$) bei dem niederschlagärmsten Lauf RCP 8.5 11, hier liegt die Änderung des Grundwasserspeichers teilweise im negativen Bereich, das würde theoretisch einem Auslaufen des jährlichen Grundwasserspeichers entsprechen. Bedingt durch die erheblichen Jahresschwankungen, die Standardabweichung von

den Medianwerten liegt bei RCP 8.5 11 bei 72 % und bei den weiteren Läufen um 25 %, sind die absoluten Zahlen grundsätzlich mit Vorsicht zu genießen und sollten nicht überinterpretiert werden. Abschließend ist erwähnenswert, dass bei dem niederschlagsreichsten Lauf 9 in RCP 8.5 kein Trend vorliegt.

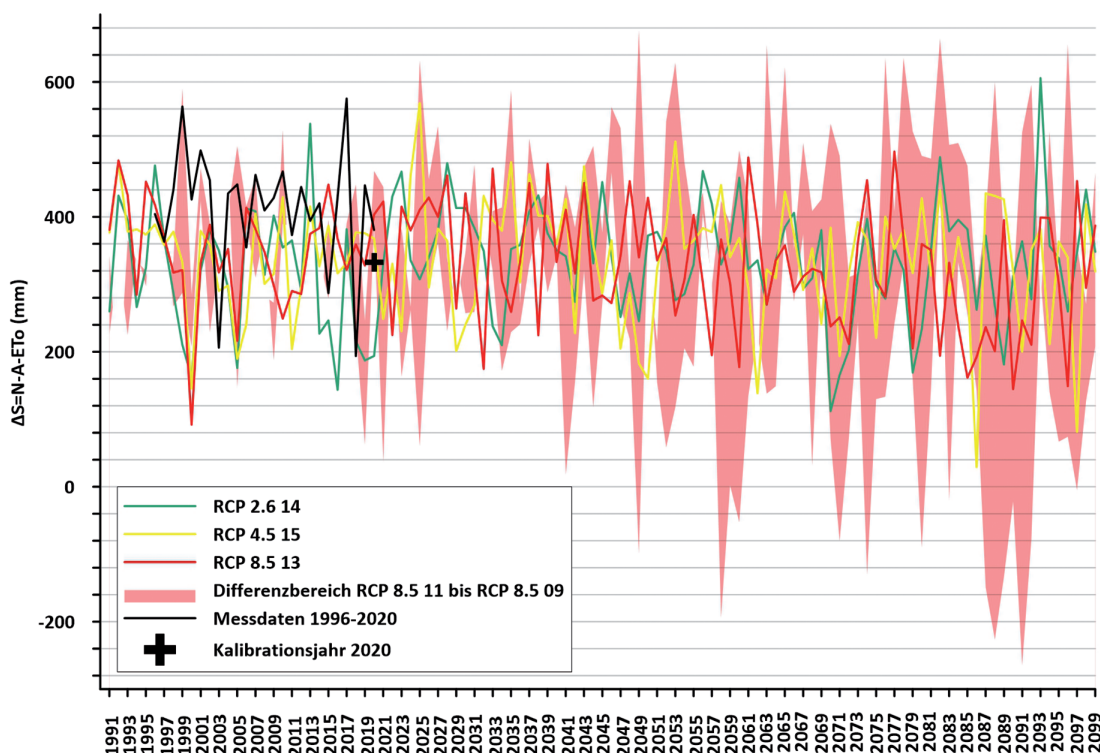


Abb. 33.
Entwicklung der Änderung
des Grundwasserspeichers
für die Klimaszenarien
RCP 2.6 14, RCP 4.5 15,
RCP 8.5 09, RCP 8.5 11
und RCP 8.5 13.

5.6 Infiltrationsbedingungen im Bereich der Eisseesedimente und deren oberflächennahe Entwässerung

(C. BISPING, D. ELSTER & M. KRALIK)

5.6.1 Methodik

Zur Abschätzung der jährlichen vertikalen Infiltrationsraten im Bereich der Eisseesedimente wurde in Zusammenarbeit mit dem Institut für „Soil Physics and Rural Water Management“ (BOKU) die $\text{H}_2\text{O}(\text{liquid})$ - $\text{H}_2\text{O}(\text{vapor})$ Porenwasser Equilibrations-Methode zur Messung der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werte im Porenwasser angewandt, siehe für die Methodenbeschreibung WASSENAAR et al. (2008) und BISPING (2023). Darauf aufbauend wurden die Grundwasserneubildungsraten mit der Peak-Shift-Methode nach BOUMAIZA et al. (2020) abgeschätzt. Die Untersuchungen erfolgten an Probenmaterial von abgeteufte Kernbohrungen und Handbohrungen:

1. Im November 2020 wurden zwei Rotationskernbohrungen (KB1-2020 und KB2-2020) durch die Plankel Bohrungen GmbH im Bereich der Eisseesedimente auf 18,5 und 20 m abgeteuft (Abb. 24). Es erfolgte die Beschreibung der Bohrkerne sowie die repräsentative Probenahme des Bohrkernmaterials (HOLZSCHUSTER, 2022). Nach Entfernung der obersten 1–2 cm der Bohrkernränder wurden repräsentative Kernproben (100–200 g) entnommen und luftdicht verpackt. Zunächst erfolgte eine Probenahme pro 10 cm, nach 100 cm eine Probe pro Laufmeter. Weiters wurden an dem Material Untersuchungen zu den Korngrößenverteilungen nach der ÖNORM B 4401 und kf-Wert Bestimmungen nach BEYER (1964) und BIAŁAS & KLECZKOWSKI (1970) durchgeführt. An dem ausgebauten Pegel KB1-2020 wurde zudem ein Grundwassermonitoring umgesetzt.
2. Im September 2021 erfolgte zusätzlich die Durchführung von neun Handbohrungen bis auf eine Tiefe von 2 m. Hierbei handelte es sich um Pürckhauer-Kernsondierungen und Probenmaterial wurde alle 10 cm entnommen (BISPING, 2023). Die Standortauswahl erfolgte auf Grundlage von großflächig durchgeführten bodengestützten elektromagnetischen Messungen (Messsystem CMD-Explorer der Firma GF Instruments), siehe JARITZ et al. (2022) für Details. Das Ziel dieser Messungen war, über die Korrelation mit den erwähnten Handbohrungen einen Zusammenhang zwischen spezifischem elektrischem Widerstand und Feinkornanteil bis zu Teufen von maximal 4 m herzustellen.

Im Zuge der sozialwissenschaftlichen Erhebungen (Kapitel 2) bekundete die Bevölkerung großes Interesse an der Evaluierung der bestehenden Dränsysteme im Bereich der weidewirtschaftlich genutzten Flächen. Um Aussagen zu deren Rahmenbedingungen und Funktionstüchtigkeit treffen zu können, wurden von BISPING (2023) im Zuge einer Masterarbeit (Universität Wien) in enger Kooperation mit dem Institut für Bodenphysik und landeskulturelle Wasserwirtschaft der Universität für Bodenkultur Wien (BOKU) ergänzende Untersuchungen durchgeführt. Diese umfassten im Wesentlichen Drainkartierungen an ausgewählten Flächen in Zusammenarbeit mit den Landwirten (siehe „Drainage Walks“ in Kapitel 2.3.3), Infiltrationsversuche

(Doppelringinfiltrometer-Versuche nach DIN 19682-7, die Bohrlochmethode nach DIN 19682-8 und die umgekehrte Bohrlochmethode nach AMOOZEGAR & WARRICK, 1986).

5.6.2 Ergebnisse und Interpretation

Wie in Kapitel 2.1.2 beschrieben, werden die Wiesen im Bereich der Eisseesedimente vorwiegend für die Viehwirtschaft genutzt. In der Regel findet eine großflächige seichte Entwässerung der Flächen statt, die viele Jahrzehnte Entwicklungsgeschichte aufweist und dementsprechend unterschiedlich beschaffen ist. Der Gemeinde liegen grundsätzlich detaillierte Pläne der Drainagen vor, es handelt sich um ein dichtes Netz von engmaschigen seichten Drainagen bis maximal 2 m unter GOK. Leider können die Kartendarstellungen im Rahmen dieser Publikation nicht abgebildet werden, Abbildung 34 bietet jedoch einen Überblick zu den drainierten Flächen und ergänzenden Untersuchungen von BISPING (2023). Das Interesse der Landwirte besteht grundsätzlich darin, die Wiesen trocken zu halten, um den Ertrag von Nutzpflanzen (insbesondere Heu für Tierfutter) zu steigern.

Bei den Böden im Bereich der Eisseesedimente handelt es sich nach Feldansprachen und Abgleich mit der österreichischen Bodenkarte (BFW, 2022) vorwiegend um Hanggley-Haftwasserpseudogleye, die aufgrund des ton- und schluffreichen Untergrunds grundsätzlich stauend wirken (BISPING, 2023). Es ist davon auszugehen, dass sich das Sickerwasser bei zunehmender Hangneigung oberflächennahe als Zwischenabfluss (Interflow) hangabwärts bewegt.

Die Ergebnisse der $\text{H}_2\text{O}(\text{liquid})$ - $\text{H}_2\text{O}(\text{vapor})$ Porenwasser Equilibrationsmethode belegen bei den Kernbohrungen KB1-2020 und KB2-2020 eine signifikante Variation der $\delta^{18}\text{O}$ -Messwerte (5–6 ‰) oberhalb von 5–6 m Tiefe. Unterhalb dieser Tiefe sind bei beiden Bohrungen die Werte konstanter mit einem Median von –9,9 ‰ bei KB1-2020 und –10,7 ‰ bei KB2-2020. Bis zu einer Tiefe von 4–6 m liegt der Wassergehalt bei den Bohrungen bei 73–110 %. In größeren Tiefen kommt es zu einer deutlichen Abnahme, so liegt bei KB1-2020 der Median bei 9 % und bei KB2-2020 bei 19 %. Daraus folgt, dass der jährliche vertikale Wassertransport erhebliche 1 bis 6 m sein kann, bevor der Porenwassergehalt gut gemischt ist. Auch die Ergebnisse der Peak Shift Methode belegen diese Größenordnung, hier wurden Infiltrationsraten zwischen 2,46 und 5,25 mm/Tag bestimmt. Die unterschiedlichen $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werte in den Porenwässern der beiden Bohrungen legen den Schluss nahe, dass KB2-2020 einen größeren Anteil des im höheren Flysch abgeregneten Niederschlags enthält. Dieser kann entweder in geringer Tiefe hangparallel oder durch größere Tiefe durch aufsteigende Wässer erfolgt sein. Bei den Porenwässern handelt es sich um eine Mischung zwischen jahreszeitlich abhängiger Verdunstung (Juni: $\delta^{18}\text{O}$ ca. –5 ‰) und rasch im hochgelegenen Flyschbereich versickernden Grundwässern ($\delta^{18}\text{O}$ ca. –11 ‰). Grundsätzlich bestätigen die analog zu den Kernbohrungen durchgeführten Untersuchungen an den Handbohrungen die Ergebnisse. So wurde eine tiefenabhängige Variation der $\delta^{18}\text{O}$ -Messwerte festgestellt, diese liegen zwischen –10,75 und –4,63 ‰.

Weitere Untersuchungen zur Bestimmung der Durchlässigkeiten im Bereich der Eisseesedimente mit unterschiedlichen Methoden zeigen auf, siehe Tabelle 10, dass die

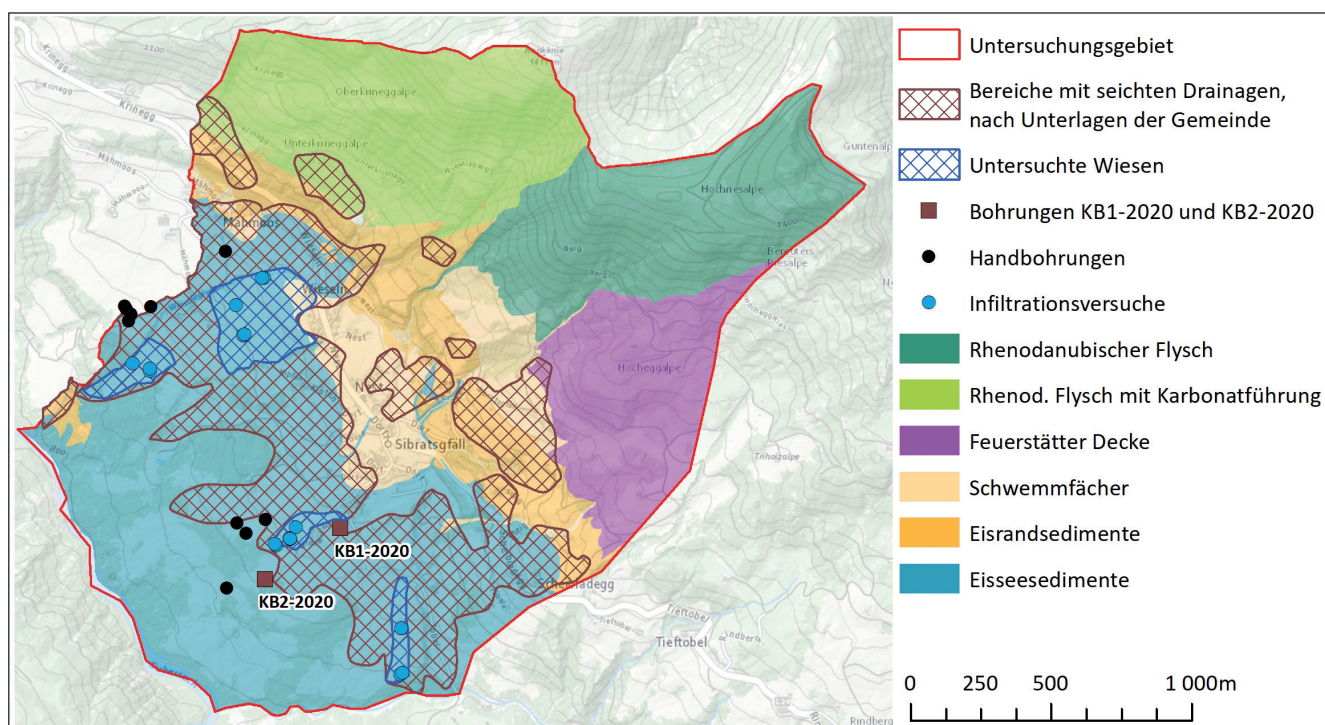


Abb. 34. Überblick zu den drainierten Flächen im Untersuchungsgebiet, ausgewählten Flächen für Drankartierungen von BISPING (2023), Standorte von durchgeführten Handbohrungen und Infiltrationsversuchen.

kf-Werte in der Regel zwischen 10^{-5} und 10^{-8} m/s variieren. Grobklastische silt-sandige Kieslagen weisen deutlich bessere Durchlässigkeiten um 10^{-4} m/s auf und dichte tonige Silt- bis Siltton-Ablagerungen haben deutlich geringere Werte in der Größenordnung von 10^{-9} bis 10^{-12} m/s. Höhere Werte wurden mit den Doppelringinfiltrometerversuchen bei den ersten cm des Bodens festgestellt. Es ist anzunehmen, dass Sickerwasser an Schichtwechseln zu undurchlässigeren Schichten gestaut wird und sich innerhalb der Humusschicht bevorzugt horizontal talwärts bewegt (BISPING, 2023).

In Zusammenarbeit mit Landwirten wurden bestehende Dränsysteme auf deren Funktionstüchtigkeit überprüft, die Untersuchungen fanden an vier ausgewählten Wiesen mit Flächen von jeweils ca. 0,02 bis 0,11 km² statt (Abb. 34). Laut den Landwirten treten fast jährlich Vernässungen auf, die auf Probleme mit den Drainagen zurückzuführen sind. Meist kommt es zu Verstopfungen innerhalb der Rohre oder die Drainagen werden durch die Hangbewegung abgerissen oder beschädigt. Die bestehenden Drainagesysteme sind in der Regel über viele Jahrzehnte erstellt, saniert und erweitert worden. Dementsprechend

Methode	kf-Werte (m/s)	Anmerkung
Doppelringinfiltrometerversuche	2E-04 bis 7E-08 Mittelwert 3E-05	13 Versuche
Umgekehrte Bohrlochmethode	1E-06 bis 1E-08 Mittelwert 3E-07	6 Versuche
Kernbohrung KB1-2020	5E-06 bis 1E-09 Mittelwert 6E-07	Auswertung nach Beyer, 9 Teufenbereiche von 0 bis 12,5 m
	7E-04 bis 8E-09 Mittelwert 8E-05	Auswertung nach Białas, 9 Teufenbereiche von 0 bis 12,5 m
Kernbohrung KB2-2020	3E-08 bis 1E-11 Mittelwert 1E-08	Auswertung nach Beyer, 5 Teufenbereiche von 0,5 bis 16,7 m
	4E-08 bis 7E-12 Mittelwert 1E-08	Auswertung nach Białas, 5 Teufenbereiche von 0,5 bis 16,7 m
Substratkzeptkarten nach TILCH et al. (2022)	1E-05 bis 1E-08 zumeist 1E-06 bis 1E-08	Basiert auf aeroradiometrisch basierten Substrat-Kzeptkarten und deren Validierung mittels Bodenradiometrie
H ₂ O(liquid)-H ₂ O(vapor) Porenwasser Equilibations-Methode	2E-07 bis 3E-08	Basiert auf Kern- und Handbohrungen

Tab. 10. Durchlässigkeiten des Bodens und der Eisseesedimente im Bereich der landwirtschaftlich genutzten Flächen, Übersicht zu den kf-Werten nach angewandten Methoden (BEYER, 1964; BIAŁAS & KLECZKOWSKI, 1970).

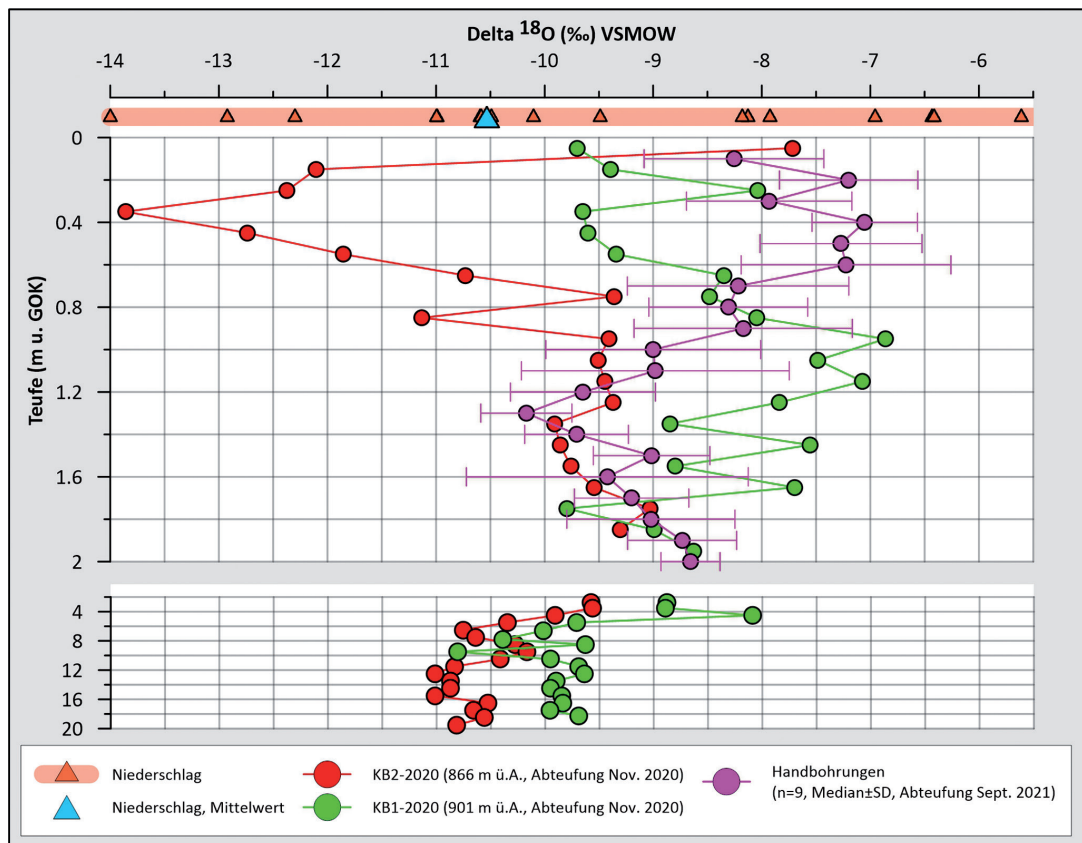


Abb. 35. Ergebnisse der $H_2O(l)-H_2O(v)$ Porenwasser Equilibationsmethode bei den Kernbohrungen KB1-2020 und KB2-2020 sowie bei den Handbohrungen.

entwickelten sie sich kontinuierlich über viele Jahre und die Ausführung erfolgte mit unterschiedlichen Rohrmaterialien (historisch: Gräben mit Füllung aus Ästen und Reisig, später Ton-, dann Kunststoffrohre, jeweils verlegt in mit Kies verfüllten Gräben; für Details und Dimensionen siehe BISPING, 2023).

Die Ergebnisse der Versickerungsversuche und Handbohrungen von BISPING (2023) zeigen auf, dass in der Regel kein Grundwasser von den Drainagen erfasst wird. Ein funktionierendes Drainagesystem muss deshalb in der Lage sein, stauendes Hangwasser bis in Tiefen von rund 25 cm effektiv abzuführen. Bei den gegebenen schlecht durchlässigen Bodenbedingungen stellt die Grabenentwässerung zweifelsohne die effektivste Lösung dar (Abb. 36a). Diese kommt teilweise auch zum Einsatz und Gräben sind bei den untersuchten Wiesen zumeist bis 80 cm mit einer Schotterpackung und einer Humusbedeckung ausgeführt. Eine Ausnahme stellt eine Wiese südöstlich von Mähmoos dar, hier wurde im Jahr 2018 von der WLV eine Grabenentwässerung ausgeführt, die weniger, aber deutlich größer dimensionierte Stränge bis 2,5 m Tiefe aufweist, um schnell auftretende große Wassermassen zuverlässig abzuführen.

Bei der gegebenen Hangwasserproblematik ist die Geländeneigung für die erfolgreiche Dränung zu berücksichtigen und die Dränabstände müssen entsprechend angepasst werden. Im Untersuchungsgebiet treten Geländeneigungen ab ca. 1 % auf, wobei 8 % oder größer in 50 % der drainierten Flächen vertreten sind. Im Bereich der Terrasse mit den untersuchten Wiesen liegen sie größtenteils im Bereich zwischen 4 und 12 %. ÖNORM B 2581 bietet einen Überblick von anzustrebenden Dränabständen

bei unterschiedlichem Oberflächengefälle bis 8 %. Demnach sollten im flacheren Gelände engere Dränabstände und im steileren Terrain weitere Abstände gewählt werden (Abb. 36b). Die Dränabstände nach ÖNORM B 2581 werden auf den untersuchten Wiesen weit unterschritten (ca. Faktor 10).

Im Untersuchungsgebiet besteht die gängige Praxis, Grabenfilter aus Kies mit Humus zu bedecken, um den Verlust an landwirtschaftlich nutzbarer Fläche möglichst zu reduzieren. Ausschließlich mit Kies verfüllte Gräben führen zudem zu Problemen bei Mäharbeiten. Jedoch besteht insbesondere im Fall der vorliegenden Hanggley-Haftwaserpseudogleye Gefahr durch mechanische Bodenverdichtung, somit kann eine Verdichtung der Humusauflage die Effektivität der Dränsysteme drastisch reduzieren.

Grundsätzlich sollten bodenverbessernde Maßnahmen in Betracht gezogen werden, um eine nachhaltige Lockerung des Bodens zu erreichen. Abgesehen von der Reduktion von Radlasten und Viehtritt wären Kalkung und Maulwurfdränung sinnvolle methodische Ansätze zur Gefügeverbesserung (BISPING, 2023). Diese Maßnahmen wurden der Bevölkerung im Rahmen einer Informationsveranstaltung zu den Projektergebnissen vorgestellt.

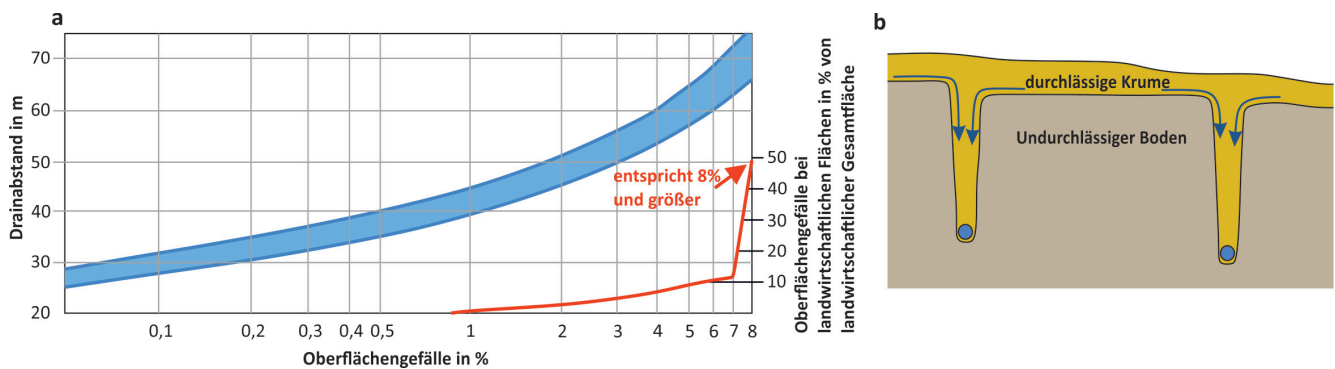


Abb. 36.
(a) Anzustrebende Dränabstände im staunassen Boden nach ÖNORM B 2581 kombiniert mit Oberflächengefälle der landwirtschaftlich genutzten Flächen mit Drainagen im Untersuchungsgebiet. (b) Zuströmung bei einer Rohrdränung in undurchlässigem Boden nach EGGELSMANN (1981).

5.7 Hydrogeologische Konzeptvorstellung

(D. ELSTER, M. KRALIK, W. JARITZ,
V. TUREWICZ & R. HOLZSCHUSTER)

In diesem Kapitel soll auf die konzeptionelle hydrogeologische Modellvorstellung für das Untersuchungsgebiet eingegangen werden, welches die Ergebnisse und Interpretationen aus den vorangehenden Kapiteln zu Geologie, Geophysik, geologischer 3D-Modellierung, Klima und Hydrogeologie zusammenführt. Das Untersuchungsgebiet befindet sich am Nordrand der Kalkalpen in einer Seehöhe von rund 800 bis 1.400 m und umfasst rund 5 km². Das Gebiet ist annähernd orografisch begrenzt und orientiert sich an die Sub-Einzugsgebiete Mähmoosgraben (Wiesalegraben), Nestgraben, Dorfgraben (Tobelbach) und Sägebach im Norden und Nordosten sowie an die Vorfluter Subersach und Rubach im Süden und Südwesten (Abb. 24).

Im nördlichen und nordwestlichen Hangbereich des Untersuchungsgebiets treten anstehende Gesteine des Rhenodanubischen Flyschs auf und im nordöstlichen Hangbereich Gesteine der Feuerstätter Decke (Kapitel 3.1). Der Rhenodanubische Flysch weist lokal Quarz-Glimmersandsteine (Reiselsberger Sandstein) sowie dünnbankige Kalken, Mergelkalken und Schluffkalken (Piesenkopf-Schichten) und nur randlich im Norden grobkörnige Kalksandsteine (Hallritzer Serie) auf. Einheiten mit Kalkkomponenten (Piesenkopf-Schichten und Hallritzer Serie) treten somit ausschließlich am nördlichen Kamm auf und im nordöstlichen Bereich dominieren hingegen Sandsteine (Reiselsberger Sandstein). Die Feuerstätter Decke umfasst lokal ausschließlich massigen Glaukonitsandstein. Für die genannten Einheiten sind grundsätzlich niedrige Durchlässigkeiten mit k_f -Werten der Größenordnung 10^{-8} m/s zu erwarten und es ist von einer bevorzugten oberflächennahen Entwässerung abhängig von der Hangneigung auszugehen. Die Deckengrenze Rhenodanubischer Flysch/Feuerstätter Decke verläuft SW–NE streichend im Bereich des Sägebachs und folgt diesem Verlauf auch im Untergrund des Beckens von Sibratsgfall. Die tektonischen Verhältnisse dürften die Wegigkeiten des Grundwassers insbesondere im Einzugsgebiet des Sägebachs beeinflussen. So ist aufgrund der hohen Schüttungen der für die Wasserversorgung genutzten Quellen und des Sägebachs das hydrologische Einzugsgebiet um zumindest 30 % größer als das orografische Einzugsgebiet einzuschätzen.

Das Becken von Sibratsgfall weist mächtige Ablagerungen von eiszeitlichen Lockersedimenten auf, die unterschiedliche hydraulische Eigenschaften aufweisen. Deren komplexe Zusammensetzung ist auf ein glazial beeinflusstes Ablagerungsmilieu zurückzuführen, so führten wechselnde Sedimentationsbedingungen in der letzten Eiszeit zu starken Variationen in Mächtigkeit, Verteilung und Verzahnung der Ablagerungen (Kapitel 3.3). Mit geophysikalischen Methoden wurde im Rahmen des Projekts nachgewiesen (Kapitel 3.2), dass die Sedimente im zentralen Bereich des Beckens eine Mächtigkeit von 200 bis 250 m erreichen, wobei das Untergrundrelief Vertiefungen und Erhebungen im Zehnermeter-Bereich aufweist und eine scharfe Abgrenzung zum Untergrund nicht eruiert werden konnte. Das Becken ist in folgende Bereiche zu differenzieren:

- i. Im Zuge der Vorstoßphase des Gletschers im Würm wurden grobklastische Sand-Kies-Gemische (grobklastische Ablagerungen im 3D-Modell) mit einer Mächtigkeit von bereichsweise über 150 m an der Beckenbasis abgelagert (Kapitel 3.3). Diese Ablagerungen sind im Untersuchungsgebiet ausschließlich mit den Bohrungen KB1/03 und KB1/07 bei Mähmoos aufgeschlossen und aufgrund der relativ groben und homogenen Korngrößenverteilung ist dieser Einheit eine gute Durchlässigkeit mit k_f -Werten von 10^{-4} bis 10^{-6} m/s zuzusprechen.
- ii. Über den grobklastischen Ablagerungen treten Eissee-sedimente mit einer Mächtigkeit von bis zu 50 m auf (Kapitel 3.1 und 3.3), die aufgrund des hohen Matrixanteils der Ton-Schluff-Feinsand-Fraktion eine grundsätzlich schlechte Durchlässigkeit mit k_f -Werten in der Größenordnung $< 10^{-8}$ m/s aufweisen. Allerdings treten auch grobklastischere Lagen (Feinsand-Sand-Fraktion) innerhalb der Eissee-sedimente auf, die zumindest lateral zu einer höheren Durchlässigkeit führen können. Aufgrund deren Geringmächtigkeit (meist weniger als 1 m) und zunehmender Kleinräumigkeit ist eine Erfassung mit geophysikalischen Methoden nicht möglich. Das gilt auch für mögliche Verbindungswege dieser Horizonte. Da die Eissee-sedimente mit zahlreichen Bohrungen durchörtert wurden, darunter auch mit den Kernbohrungen KB1-2020 und KB2-2020 (Kapitel 5.6), sind diese grobklastischen Lagen jedoch in zahlreichen Bohrprofilen dokumentiert. Bei der geologischen 3D-Modellierung (Kapitel 3.3) werden die Eissee-sedi-

mente vereinfacht als homogene grundwasserhemmende Einheit betrachtet, da detaillierte Geometrien nicht bekannt sind. Zusätzlich sind die Eisseedimente durch langsame Hangbewegungen in ihrer internen Ablagerungsstruktur gestört.

- iii. Am nördlichen Beckenrand verzahnen sich unterschiedliche Sedimentablagerungen, insbesondere matrixreiche und gemischtkörnige Eisrandsedimente mit Schwemmfächerablagerungen (inklusive Wildbachablagerungen und Murstoßablagerungen), siehe dazu Kapitel 3.3 bzw. grobklastische Eisrandterrassen im 3D-Modell. In diesem Bereich liegen stark wechselnde feinkörnige und grobkörnige Ablagerungen (Sand-Kies-Gemische) vor, die zu unterschiedlichen Durchlässigkeitsverhältnissen führen. Bedingt durch die kleinräumige Komplexität, die mit den vorhandenen Informationen aus Geophysik und Bohrprofilen nicht aufzulösen ist, wurde dieser Verzahnungsbereich im 3D-Modell vereinfacht und konzeptionell dargestellt. So orientiert sich die zugeordnete Durchlässigkeit in der Größenordnung von 10^{-7} m/s an der Mischung der genannten Ablagerungen (Kapitel 3.3). Über dem Beckenrand bzw. geringmächtige grobklastische Lagen alimentieren Hang- und seichte Grundwässer in tiefere Beckenbereiche. Bedingt durch die grundwasserhemmenden Eisseedimente steht das tiefere Grundwasser der Vorstoßschotter und der Randzone dementsprechend unter hydrostatischem Druck und es liegen gespannte bis artesische Verhältnisse vor, z.B. Arteser KB1/03 bis 20 m über Geländeoberfläche, die im zentralen Beckenbereich zunehmen dürften.

Untersuchungen zur mittleren Verweilzeit an den artesischen und gespannten Grundwässern der Vorstoßschotter und der Randzone zeigten, dass Grundwasseralter von mindestens 30 bis 40 Jahren vorliegen und alte Grundwasserkomponenten mit einem Alter von zumindest einigen hundert Jahren beteiligt sind, siehe KRALIK (2022) und Kapitel 5.2.2. Zudem belegen Sauerstoff-18-Werte, dass das Einzugsgebiet der Wässer zwischen 1.200 und 1.400 m liegen muss. Da die Wassertemperaturen der tieferen Grundwässer 2,5 bis 3 °C über den Jahresdurchschnittstemperaturen von Sibratsgfall (ca. 7 °C, HOLZSCHUSTER, 2022) liegen, ist unter Annahme des durchschnittlichen geothermischen Gradienten von 3 °C pro 100 m eine Beteiligung von tiefer zirkulierenden Wässern aus dem Seehöhenbereich der Beckenbasis um 700 m oder tiefer wahrscheinlich. Aufgrund der ungewöhnlich hohen Wasseralter und der erhöhten Wassertemperaturen ist ein tieferer Zufluss über Klüfte im Festgestein des Rhenodanubischen Flyschs und der Feuerstätter Decke anzunehmen, dieser Prozess wird in der Literatur als „Mountain-Block Recharge“ (MBR) beschrieben und ist bei vergleichbaren hydrogeologischen Settings bekannt (MARKOVICH et al., 2019). Der quantitative Beitrag von MBR ist allerdings aufgrund nicht bestimmbarer Endglieder für eine Mischungsberechnung nur mit erheblichen Unsicherheiten abzuschätzen. Über die Tritiumwerte der artesischen und gespannten Wässer ist jedoch zu erwarten, dass die ältere Grundwasserkomponente – die vermutlich mit MBR zu assoziieren ist – zumindest rund 30 % ausmacht. Das Druckmonitoring bei der artesischen Bohrung KB1/03 weist zudem äußerst geringe Variationen auf, das spricht für relativ stagnierende Bedingungen. Bei dem Pegel KB7-07 im Bereich der Randzone, dort herr-

schen am Beckenrand verzahnte Einheiten und gespannte Bedingungen vor, ist hingegen bereits ein saisonal geprägtes Druckverhalten erkennbar.

Hydrochemisch lassen sich die gänzlich akrotisch mineralisierten Grundwässer (0,17–0,51 g/l) über die Anteile von Kalzium und Magnesium differenzieren (Kapitel 5.2). So weist das Quellwasser der Hocheggquellen einen Kalzium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Typ auf, diese Mineralisierung ist auf Sandsteine des Rhenodanubischen Flyschs (Reiselsberger Sandstein) zurückzuführen. Das Quellwasser der Krineggquellen zeigt hingegen einen Kalzium-Hydrogencarbonat-Typ, diese Mineralisierung ist mit der Kalkführung im Einzugsgebiet (Piesenkopf-Schichten und Hallritzer Serie) zu assoziieren. Die gespannten tieferen Wässer im Becken zeigen ebenfalls eine Mineralisierung vom Typ Kalzium-Magnesium-Hydrogencarbonat mit leicht erhöhten Natrium- und Sulfatgehalten sowie Ionensummen im Vergleich zu den Hocheggquellen. Der Sauerstoffgehalt ist zudem abgereichert und es herrschen reduzierende Bedingungen. Es liegt deshalb die Vermutung nahe, dass ein Zufluss inklusive MBR über Sandstein dominierte Einheiten im Rhenodanubischen Flysch und der Feuerstätter Decke über viele Jahre erheblich zur Mineralisierung der Wässer beiträgt.

Natürliche Quellaustritte von oberflächennahen Grundwässern im Bereich der Eisseedimente, die zumeist mit seichtliegenden Drainagen (maximal 2 m unter GOK) zusätzlich erfasst werden, weisen in der Regel eine kurze Verweilzeit von 0,5 bis 0,6 Jahren auf und sehr junge Grundwasserkomponenten von wenigen Tagen konnten, abgesehen von einer Ausnahme (Drainage/Quelle 216), nicht nachgewiesen werden, siehe KRALIK (2022). Die dynamischen Signaturen von Sauerstoff-18 lassen eine genaue Höheneinstufung nicht zu, dürften aber von einem Einzugsgebiet unter 1.200 m stammen. Bei der Kernbohrung KB1-2020 wurde zudem in einer Tiefe von rund 7 bis 9 m unter GOK in grobklastischen Ablagerungen innerhalb der Eisseedimente gespanntes Grundwasser angetroffen, bei dem es sich um eine Mischung aus aufsteigendem tieferen Grundwasser und jüngerem lateral zufließenden oberflächennahen Grundwasser aus größeren Höhen handelt. Das Monitoring des Druckspiegels des gespannten Grundwassers belegt zudem eine sehr schnelle Reaktionen auf Niederschlagsereignisse, normalerweise binnen 24 Stunden.

Die Wasserbilanz (Niederschlag = Oberflächenabfluss + Evapotranspiration ± Änderung des Speichervolumens), siehe dazu Kapitel 5.5, wurde für November 2019 bis Dezember 2020 berechnet, in diesem Untersuchungszeitraum wurde ein Monitoring des Oberflächenabflusses implementiert, siehe HOLZSCHUSTER (2022) und Kapitel 5.3. Die Zahlen auf Basis mm bzw. l/m² beziehen sich nicht auf das gesamte Untersuchungsgebiet, sondern gelten für die Subeinzugsgebiete der Hauptgerinne über den Radar-Messstationen (siehe Abflussmonitoring-Stationen Sägebach, Dorfgraben, Nestgraben und Mähmoosgraben sowie deren Subeinzugsgebiete in Abbildung 24). Diese Fläche entspricht in der konzeptionellen Vorstellung im Wesentlichen dem Recharge-Bereich für das Becken von Sibratsgfall und umfasst 1) den Verzahnungsbereich von Eisrandsedimenten und Schwemmfächerablagerungen und 2) den Rhenodanubischen Flysch sowie die Feuerstätter Decke bis zur Begrenzung des Einzugsgebietes

im Norden und Nordosten. Im Bereich der grundwasserhemmenden Eisseedimente sind hingegen ausschließlich ein oberflächennaher Abfluss und aufsteigende tiefere Grundwässer zu erwarten (Abb. 37). Im Bereich des Talkörpers bzw. der Eisseedimente kommt es zu einer grundsätzlich oberflächennahen Entwässerung, die durch das dichte Netz an seichten oberflächennahen Drainagen beschleunigt wird (BISPING, 2023). Salztracerversuche an den Bächen Subersach und Rubach entlang der Begrenzung des Untersuchungsgebiets im Sommer 2020 bei Mittelwasser und Winter 2020 bei Basisabfluss zeigten, dass es zu diffusen Zutritten aus dem Talkörper in die beiden Vorfluter kommen dürfte. Unter diffusen Zutritten verstehen die Autoren oberflächennahe Grundwasserzutritte und aufsteigende Grundwässer aus dem gespannten Grundwasserkörper der Vorstoßschotter, die gehemmt und mit großer zeitlicher Verzögerung durch die Eisseedimente an der Talsohle auf Niveau des Vorfluters austreten. Hinzu kommen geringe Mengen an Oberflächenwässern, die bei Begehungen nicht erfasst werden konnten. Bedingt durch analytische Unsicherheiten bei den Salztracerversuchen sind die diffusen Zutritte nur mit großen Unsicherheiten zu quantifizieren, sie dürften jedoch die Wasserbilanz im Untersuchungsgebiet größenordnungsmäßig ausgleichen (maximal wenige 100 mm/Jahr), siehe HOLZSCHUSTER (2022).

- i. Niederschlag (siehe Kapitel 4.2 und HOLZSCHUSTER, 2022): Im Untersuchungsjahr 2020 lag die Niederschlagssumme bei ca. 2.500 mm, dieser Wert liegt leicht unter dem Jahressummen-Median von rund 2.600 mm in den letzten 25 Jahren. Auffällig sind erhöhte Werte im Februar und Juni und vergleichsweise wenig Niederschlag im April und November. Bei der Auswertung des Niederschlags auf Tagesbasis wurde das Schneewasseräquivalent bzw. der Auf- und Abbau der Schneedecke berücksichtigt (Kapitel 4.4). Allerdings war das vorübergehend gebundene Wasser im Untersuchungszeitraum mit rund 15 % sehr gering, dies spricht für einen sehr milden Winter.
- ii. Evapotranspiration (Kapitel 4.3): Die Referenz Evapotranspiration lag im Untersuchungsjahr 2020 bei ca.

800 mm, das entspricht rund 32 % vom Niederschlag. Es sei darauf hingewiesen, dass HOLZSCHUSTER (2022) mit weniger komplexen methodischen Ansätzen hinsichtlich der erforderlichen Eingangsparameter deutlich niedrigere Werte (rund 20 % vom Niederschlag) ermittelte. Diese Ansätze dürften die Evapotranspiration im gegebenen alpinen Setting unterschätzen.

- iii. Oberflächenabfluss (siehe Kapitel 5.3 und HOLZSCHUSTER, 2022): Der Oberflächenabfluss beträgt im Untersuchungszeitraum 2020 rund 1.300 mm bzw. 52 % vom Niederschlag. Dieser hohe Wert ist auf den dichten Untergrund und auf die Hangneigung im Bereich des Rhenodanubischen Flyschs und der Feuerstätter Decke zurückzuführen. Zudem ist auf deutliche saisonale Unterschiede von 44 % im Winter (90 Tage aggregiert am 28.02.2020) bis 75 % (90 Tage aggregiert am 30.11.2020) im Herbst hinzuweisen. Die Auswertung der Trockenwetterfalllinien belegt zudem ein sehr geringes Rückhaltevermögen, das in der Größenordnung jenen von Karstgebieten ähnelt.
- iv. Änderung des Grundwasserspeichervolumens (Kapitel 5.5): Die Änderung des Grundwasserspeichers ergab im Untersuchungszeitraum einen Zuwachs von rund 330 mm bzw. 16 % vom jährlichen Niederschlag. Es ist anzunehmen, dass diese Menge den Grundwasserkörper der Vorstoßschotter und der Randzone alimentiert und auch untergeordnet laterale geringmächtige grobklastische Lagen innerhalb der Eisseedimente speist. Analog zum hohen Niederschlag im Februar und dem milden Winter kam es zu einer Anreicherung des Grundwasserspeichers im Winter. Bedingt durch die niedrigen Niederschläge im April und die zu diesem Zeitpunkt bereits abgeschlossene Schneeschmelze trat ein deutliches Auslaufen des Grundwasserspeichers im April und Mai ein. Hohe Niederschläge im Juni und August resultierten in einer geringen bis moderaten Anreicherung von Juni bis September. Der November war wiederum bedingt durch den geringen Niederschlag durch ein Auslaufen charakterisiert.

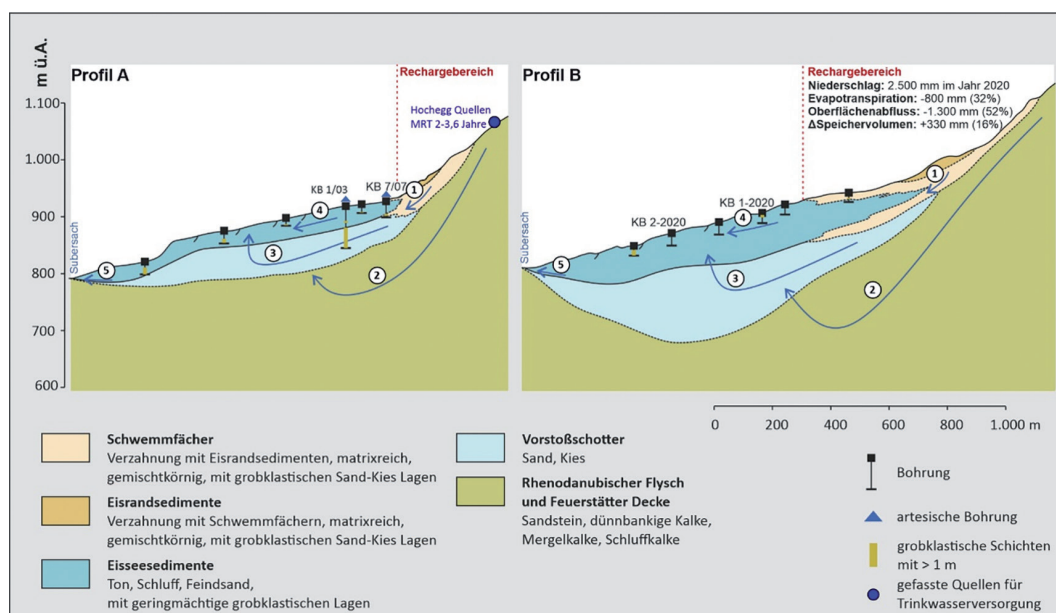


Abb. 37. Hydrogeologische Konzeptvorstellung des Untersuchungsgebiets. 1: Infiltration erfolgt bevorzugt über den Verzahnungsbereich von Eisrandsedimenten und Schwemmfächerablagerungen. 2: Mountain-Block Recharge über das Festgestein. 3: Gespannte und artesischer Grundwasserkörper der Vorstoßschotter. 4: Innerhalb der grundwasserhemmenden Eisseedimente sind geringmächtige grobklastische Lagen wasserführend. In der Regel sind diese Wässer gespannt und werden lateral von Hangwässern und langsam aufsteigenden tieferen Wässern gespeist. 5: Diffuse Grundwasseraustritte in den Vorfluter. Die Lage der Profilschnitte ist in Abbildung 24 ersichtlich.

Anthropogene Einflüsse dürften nur geringfügige Auswirkungen auf die Wasserbilanz haben, wie die Auswertung des Wasserverbrauchs der Gemeinde Sibratsgfall zeigt (HOLZSCHUSTER, 2022). Die Gemeinde Sibratsgfall bezieht ihr Trinkwasser von den gefassten Krineggquellen (3,7 l/s mittlere Schüttung) und Hoheggquellen (6,5 l/s mittlere Schüttung), deren Einzugsgebiete sich im Rhenodanubischen Flysch befinden (Kapitel 5.3). Langjährige Aufzeichnungen der Quellschüttungen durch die Gemeinde belegen, dass die Quellen sehr geringe Schüttungsquotienten (Verhältnis Höchstschüttung zu Niedrigstschüttung) aufweisen, das deutet auf ein geringes Retentionsvermögen und schnelles Leerlaufen des Grundwasserkörpers hin und ist von der Größenordnung mit der Dynamik von Karstquellen vergleichbar. Das noch geringere Rückhaltevermögen der Krineggquellen im Vergleich zu den Hohegg Quellen ist höchstwahrscheinlich auf Verkarstungserscheinungen

in den Piesenkopf-Schichten zurückzuführen. Die mittlere Verweilzeit liegt bei den Quellen zudem bei 2,0 bis 3,6 Jahren auf Basis der Schätzung der Sauerstoff-18-Amplitude und ganz junge Komponenten von wenigen Tagen, ermittelt mit Radonmessungen, konnten nicht nachgewiesen werden.

Über eine Niederschlag-Abfluss-Modellierung auf Basis der Kalibration im Untersuchungszeitraum November 2019 bis 2020 (Kapitel 5.4) konnten grundlegende Aussagen zur Änderung des Grundwasserspeichervolumens über den Zeitraum 1996 bis 2020 getroffen werden. Der jährliche Mittelwert liegt bei rund 400 mm, in niederschlagsarmen Jahren wie 2003 und 2018 (1.800 bis 2.000 mm) kam es zu einem geringen Zuwachs des Grundwasserspeichers in der Höhe von rund 200 mm. Die niederschlagsreichsten Jahre 1999 und 2017 führten jedoch zu einem deutlichen Anstieg auf über 550 mm.

6 Numerische 4D-Modellierung

(V. TUREWICZ)

In diesem Kapitel (Arbeitspaket 6) wird die Entwicklung des numerischen 4D-Modells und darauf basierend die Durchführung verschiedener numerischer Simulationen für das Untersuchungsgebiet beschrieben. Dies beinhaltet zum einen die Überführung der Geometrie vom geologischen 3D-Untergrundmodell (Kapitel 3.3) in das numerische Modell und die Kalibrierung auf Basis des hydrogeologischen Konzepts (Kapitel 5.7). Basierend auf diesem Modell werden in weiterer Folge verschiedene Szenarien des vergangenen (1996–2020), gegenwärtigen und prognostizierten Klimas (analog zu Kapitel 4.6) simuliert.

6.1 Methodik

6.1.1 Modellaufbau

Für die Entwicklung des numerischen 4D-Modells wurde die Simulationssoftware FEFLOWTM verwendet. Das Finite-Element Programm ist in der Lage, Grundwasserströmungs- sowie Stoff- und Wärmetransportvorgänge im Grundwasser zu modellieren. Die Berechnungen beruhen dabei auf numerischen Verfahren, die partielle Differentialgleichungen lösen und im gesättigten Bereich auf dem Darcy-Gesetz und der Massenbilanzgleichung basieren (DIERSCH & PERROCHET, 2009). Mithilfe dieses Strömungsmodells werden im stationären und instationären Zustand vor allem Grundwasserfließrichtungen, Grundwasserspiegelnhöhen und Bilanzgrößen betrachtet.

In einem ersten Schritt wird dabei das 3D-Untergrundmodell in die Simulationssoftware eingespeist. Hierfür werden die Koordinaten von Datenpunkten des Geländemodells und der Schichtgrenzen in das Programm eingelesen. Darüber hinaus werden auch die Koordinaten der Quellen und Bohrungen hinzugefügt. Die Generierung des Finite-Elemente-Netzes in horizontaler Richtung erfolgt mit einigen Modelleingaben (z.B. Anzahl der Elemente) automatisch. Die Bereiche der Abgrenzungen zwischen den Subeinzugsgebieten und lithologischen bzw. geologischen Einheiten, und die Bereiche der Quellen und Bohrungen,

erhalten eine feinere Diskretisierung, da hier eine höhere numerische Genauigkeit erfordert wird (DHI-WASY GmbH, 2022). Nach der automatischen Generierung kann die Qualität des Netzes durch Glättungsverfahren verbessert werden. Das zweidimensionale Netz wird daraufhin mithilfe der Koordinaten der Datenpunkte in vertikaler Richtung fortgesetzt sowie eine unterste Schicht als Basis angefügt, wodurch prismatische Elemente entstehen. Zusätzlich werden für eine feinere vertikale numerische Diskretisierung noch weitere Schichten hinzugefügt.

In einem nächsten Schritt werden die strömungsrelevanten Untergrundparameter wie die Durchlässigkeitsbeiwerte (k_f) den geologischen/lithologischen Einheiten in allen Raumrichtungen zugewiesen. Für die restlichen Parameter wie dem spezifischen Speicherkoeffizienten und der Porosität werden die von der Software vorgegebenen Werte verwendet. Standardmäßig werden in FEFLOWTM Modellen alle Grenzen als undurchlässig angenommen (DHI-WASY GmbH, 2022). Um ein Strömungsmodell, wo Wasser in das Modell hinein und aus dem Modell herausfließen kann, zu erhalten, müssen dem Modell an den Gebietsgrenzen, im Bereich der Quellen und der Grundwasserneubildung Randbedingungen zugeordnet werden.

6.1.2 Modellkalibrierung

Die Simulationssoftware FEFLOWTM ist mit dem Modul FePEST (Parameter Estimator) gekoppelt, das der automatischen Kalibrierung von Grundwassermodellen dient (KAISER, 2005). Hierbei werden Parameter wie der Durchlässigkeitsbeiwert (k_f) mithilfe von beispielsweise Grundwasserstandsmessungen geschätzt. Die Parameter können dabei entweder räumlich variabel unter Verwendung von Pilotpunkten oder homogen innerhalb von Zonen kalibriert werden. Die Zonen spiegeln typischerweise unterschiedliche geologische/lithologische Einheiten wider. Eine Parameterschätzung ist bei stationären und instationären Strömungssimulationen möglich. FePEST ermöglicht außerdem eine Kalibrierung des gesamten Modells

oder nur von Teilbereichen. Wichtig für den Kalibrierungsprozess sind Beobachtungspegel, die in das Modell eingefügt werden, und an denen gemessene und simulierte Wasserstände verglichen werden. Zusätzlich kann FePEST die Parameter mithilfe von gemessenen Durchflussraten an beispielsweise Quellen kalibrieren.

6.2 Geometrie, Untergrundparameter und Randbedingungen

Wie bereits erwähnt, wurde in einem ersten Schritt die Geometrie des 3D-Untergrundmodells in die Simulationssoftware FEFLOW™ eingespeist. Das Modell umfasst dabei das gesamte Untersuchungsgebiet (Kapitel 3.3). Bei dem hier zu modellierenden Untergrund wird der Fokus auf die Fließverhältnisse des tiefen Grundwasserspeichers der Vorstoßschotter bzw. Grobklastika gelegt. Der Grundwasserkörper weist ein Volumen von ca. 0,13 km³ auf. Die Basis des Modells wurde im Abstand von etwa 30 m zur Basis des Grundwasserkörpers gewählt. Das Modell umfasst somit alle geologischen/lithologischen Einheiten. Im numerischen Modell werden zudem ausschließlich die Subeinzugsgebiete oberhalb der Monitoring-Messstationen als Infiltrationsbereiche betrachtet. Die Durchlässigkeitsbeiwerte (kf) der geologischen/lithologischen Einheiten wurden zu Beginn angenommen und je nach Einheit und Region teilweise in horizontaler und vertikaler Raumrichtung unterschiedlich zugeordnet. Die Werte werden dabei innerhalb der Einheiten als homogen angenommen, da die Datenlage eine detailliertere Differenzierung nicht zulässt. Im Flysch wurde abweichend vom 3D-Modell (Abb. 10 sowie auch Abb. 11) eine weitere Einheit im oberflächennahen Bereich unterschieden, der bis in Tiefen von 5 bis 20 m reicht und hydraulisch durchlässigere Bereiche des

Flyschs darstellt. Grund für diese Unterscheidung sind die Hangumlagerungsdecken, die ansonsten im Modell keine Berücksichtigung finden.

In Tabelle 11 werden die kf-Wertebereiche, die für den Kalibrierungsprozess gesetzt wurden und innerhalb derer sich die zu Beginn angenommenen kf-Werte befinden, dargestellt:

Die geologische/lithologische Einheit der grobklastischen Ablagerungen bildet laut hydrogeologischem Konzept den tiefen Grundwasserkörper, der als gespannt und isotrop angenommen wird. Dieser wird durch die darüber liegenden geringer durchlässigen Eiseseesedimente begrenzt. Im Bereich der Quellen werden zusätzlich sogenannte Diskrete Feature-Elemente hinzugefügt. Diese stellen Finite-Elemente-Objekte mit einer geringeren Dimension dar, denen eine detailliertere Parametrisierung zugeordnet werden kann und somit ein Quellaustritt erzwungen wird.

Wichtig zu erwähnen ist, dass das Modell eine starke Vereinfachung der realen Verhältnisse darstellt. Im Modell werden die Werte innerhalb der Einheiten als homogen angenommen und bilden somit einen groben Mittelwert. In der Realität sind die Ablagerungen stark heterogen zusammengesetzt und bestehen teilweise aus wechselnden fein- und grobkörnigem Material. So ist etwa davon auszugehen, dass im Verzahnungsbereich der Schwemmfächer stark unterschiedliche und wechselnde hydrogeologische Gegebenheiten auftreten (Kapitel 3.3 und 5.7). Die stark heterogenen Verhältnisse der quartären Ablagerungen, sowie des Festgesteinsuntergrundes, können eben aufgrund ihrer hohen Komplexität und der Datenlage im Modell nur stark vereinfacht dargestellt werden.

Das konzeptionelle hydrogeologische Modell bildet die Grundlage für das numerische Untergrundmodell (Kapitel 5.7). Anhand von Messdaten, der Klimadaten der

Geologische/lithologische Einheit	Kf-Wertebereiche (m/s)	Anmerkung
Grobklastische Eisrandterrassen	1E-06 bis 6E-04	Es handelt sich hierbei um Eisrandbereiche, die sich im Infiltrationsgebiet befinden. Der hohe Wertebereich wurde aufgrund der grobklastischen Zusammensetzung gewählt.
Schwemmfächer	1E-08 bis 1E-04	Verzahnungsbereich mit stark unterschiedlichen und wechselnden hydrogeologischen Gegebenheiten. Geringmächtige grobklastische Lagen werden hier z.B. nicht berücksichtigt. Daher muss man von einem geringeren Gesamtwert ausgehen.
Eiseseesedimente	1E-10 bis 1E-08 (horizontal)	Es handelt sich hierbei um eine grundwasserhemmende Einheit. Daher wurde grundsätzlich eine schlechte Durchlässigkeit und die vertikale hydraulische Leitfähigkeit um einen Faktor 20 geringer als die Horizontale angenommen: 5E-12 bis 5E-10 (Vertikal). Dies orientiert sich an silt- und tonreiche Ablagerungen.
Grobklastische Ablagerungen	5E-06 bis 5E-04	Es handelt sich hierbei um den Grundwasserleiter, der als gespannt und isotrop angenommen wird. Aufgrund der relativ groben und homogenen Korngrößenverteilung ist dieser Einheit eine gute Durchlässigkeit zuzusprechen.
Flysch (oberflächennah)	1E-07 bis 1E-04	Entspricht den Hangschuttdecken der Flyschgesteine (Kapitel 3.1 und 3.3). Dies sind hydraulisch durchlässigere Bereiche.
Flysch (in tieferen Bereichen)	1E-09 bis 5E-07	Entspricht den Flyschgesteinen, wo grundsätzlich niedrige Durchlässigkeiten zu erwarten sind (Kapitel 3.1 und 3.3).
Bereich Hoheggquelle Bereich Krineggquelle	1E-05 bis 1E-03	Es handelt sich hierbei um ein Diskretes Feature-Element, dem eine höhere hydraulische Leitfähigkeit als dem umgebenden Material zugeordnet wird. Dies ermöglicht einen Quellaustritt.

Tab. 11.
Geologische/lithologische Einheiten mit den dazugehörigen kf-Wertebereichen, die für die Kalibrierung angenommen wurden.

GeoSphere Austria und der konzeptionellen Überlegungen wurden die Infiltrations- und Abflussbedingungen zugeordnet. Zu den Messdaten gehören Oberflächenabflussmessungen von den vier Hauptgerinnen (Subeinzugsgebiete: 234, 231, 202, 322) aus dem Monitoringzeitraum zwischen November 2019 und Dezember 2020 (Kapitel 5.3). Die Klimadaten der GeoSphere Austria umfassen Mittelwerte der Gitterdaten für die Parameter Niederschlag, Schneewasseräquivalent und Evapotranspiration für jedes Subeinzugsgebiet (Kapitel 4). Laut hydrogeologischem Konzept fließt der größte Teil des Niederschlages oberflächlich in Richtung Subersach ab (ca. 50 %) und ca. 30 % vom Niederschlag verdunsten. Die Grundwasserneubildungsraten wurden für den Monitoringzeitraum über die Wasserbilanz mithilfe der summierten Mess- und Klimadaten je Subeinzugsgebiet berechnet. Demnach versickern im Mittel ca. 18 % vom Niederschlag in den Untergrund. Wie bereits in Kapitel 5.7 erwähnt, beziehen sich die Zahlen auf Basis mm bzw. l/m² nicht auf das gesamte Untersuchungsgebiet, sondern gelten für die Subeinzugsgebiete der Hauptgerinne ab den Radar-Messstationen, welche im Wesentlichen dem Recharge-Bereich entsprechen.

In Abbildung 38 ist das 3D-Modell mit den zugewiesenen Randbedingungen dargestellt. Der nordöstliche Modellrand wird durch den Gebirgskamm und der südwestliche durch den Flusslauf der Subersach gebildet. Der Fluss fließt in südöstliche Richtung und steht laut Konzept mit dem tiefen Grundwasserkörper hydraulisch in Verbindung. Dem höchsten Bereich des Modells im Nordosten wurde eine konstante Druckhöhe („Hydraulic-head BC“), die der Geländeoberkante entspricht, zugewiesen. Dies er-

möglicht einen Zufluss an der oberen Grenze des Modells. Dem niedrigeren Bereich an der Modellgrenze im Südwesten wurde eine „Fluid-transfer“ Randbedingung zugewiesen, wo Wasser aus dem Modell herausfließen kann. Dies entspricht dem diffusen Grundwasserzufluss in die Vorfluter Subersach und Rubach (siehe Kapitel 5.7 für die Definition). Hierfür wird als Referenz der Pegelstand des Flusses (hier vereinfacht die Geländeoberkante), sowie zusätzlich ein Leitfähigkeitsparameter, der dem Untergrund in dem Grenzbereich zugeordnet wird, verwendet. Der Recharge-Bereich befindet sich laut konzeptioneller Überlegungen im Bereich höherer Lagen und wurde als Grundwasserneubildungsrate flächendeckend je Subeinzugsgebiet als Zufluss („Fluid-flux BC“) zugeordnet. Die Grundwasserneubildung wird dabei im numerischen Modell als Randbedingung in der Einheit mm pro Tag zugewiesen. Hierfür wurde zunächst über das Verhältnis zwischen den mittleren Summen der Grundwasserneubildungsrate und dem Niederschlag ein Faktor berechnet (z.B. Mähmoosgraben ein Faktor von 0,14). Dieser Faktor wurde daraufhin mit den Niederschlagswerten in mm pro Tag multipliziert, was die Grundwasserneubildung in mm pro Tag ergibt. Zusätzlich wurde eine Höhenabhängigkeit eingebaut, indem die Werte der Grundwasserneubildungsrate, die sich auf einer Seehöhe über den Quellen befinden, höher sind als die darunter. Damit auch im Bereich der Quellen Wasser aus dem Modell herausfließen kann, wurden hier noch zusätzlich konstante Druckhöhen, die auch der Geländeoberkante entsprechen, zugewiesen. Die restlichen Modellgrenzen werden ohne Zu- oder Abfluss modelliert und erhalten somit eine „no-flow boundary“.

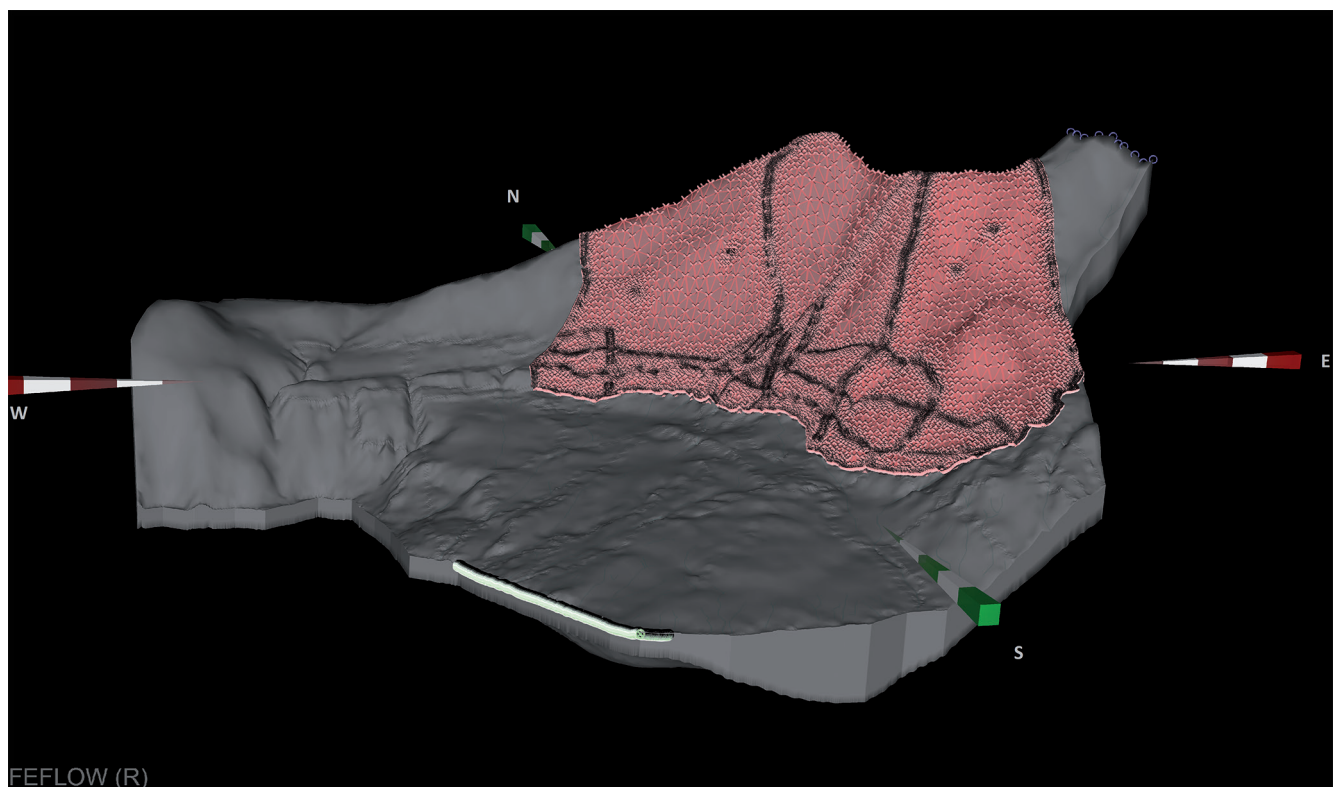


Abb. 38. Screenshot aus FEFLOW™; Darstellung des 3D-Modells mit den zugewiesenen Randbedingungen: Druckhöhe „Hydraulic-head BC“ (Symbol: ○), Grundwasserneubildung „Fluid-flux BC“ (Symbol: ✕) und diffuser Grundwasserzufluss in den Bach Subersach „Fluid-transfer BC“ (Symbol: ⊕). Das 3D-Modell ist überhöht dargestellt (Überhöhungsfaktor 2).

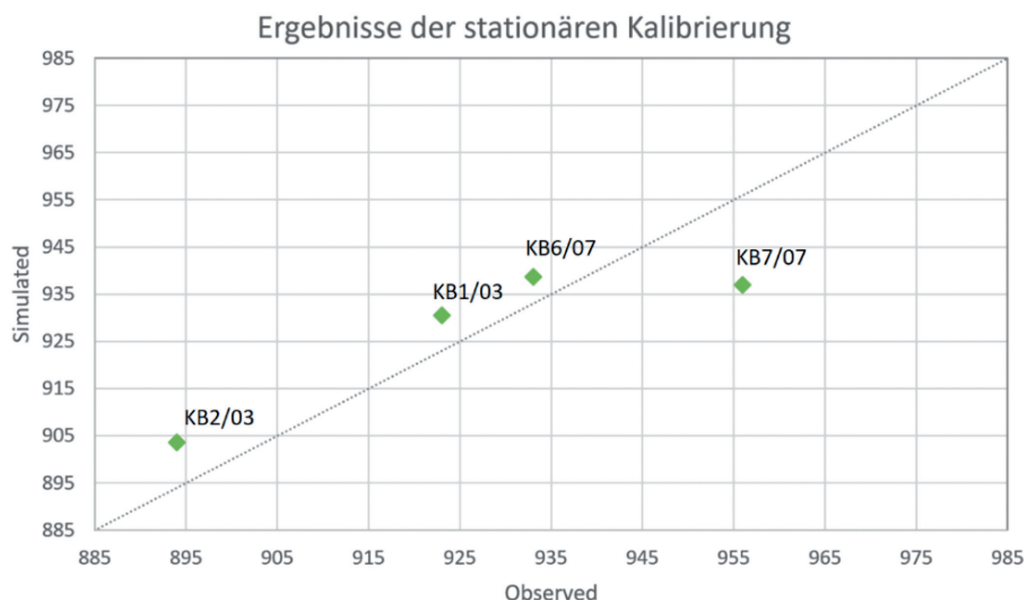


Abb. 39. Vergleich zwischen den Werten der Grundwasserstandsmessungen (in Metern) und simulierten Ergebnissen der stationären Kalibrierung.

6.3 Modellkalibrierung

Der Kalibrierungsprozess wurde für den Monitoringzeitraum zwischen November 2019 und Dezember 2020 durchgeführt. Die Parameter wurden hauptsächlich über Grundwasserstandsmessungen der Bohrungen im Bereich Mähmoos (KB1/03, KB7/07, KB6/07) und im Bereich Sibratsgfall (KB2/03), sowie den Quellschüttungsmessungen, kalibriert. Hierfür werden Beobachtungspegel importiert, an denen gemessene und simulierte Grundwasserstände sowie Quellschüttungen verglichen werden können. In den Bohrungen KB1/03 und KB7/07 wurden Datenlogger für Pegelmessungen installiert. In den Bohrungen KB2/03 und KB6/07 wurden im Monitoringzeitraum Stichtagmessungen durchgeführt. Die Quellschüttungsdaten stammen von Schüttungsaufzeichnungen der Gemeinde Sibratsgfall und wurden jeweils für die Quelleinzugsgebiete der Hohegg- und Krineggquellen zusammengefasst. Die FePEST-basierte Modellkalibrierung erfolgte mit den acht einstellbaren Parametern aus Tabelle 11, welche die hydraulischen Leitfähigkeiten der lithologischen/geologischen Einheiten und der Diskreten Feature-Elemente im Bereich der Quellen darstellen. Zusätzlich wurde der Leitfähigkeitsparameter im Bereich der Subersach als einstellbarer Parameter hinzugefügt.

Da bei den Grundwasserstandsmessungen kein einheitlich zeitlich aufgelöster Trend beobachtet wurde und die Datenlage hier generell sehr gering ist, erfolgte die Kali-

brierung nur im stationären Zustand. Hierfür wurden die Mittelwerte der Grundwasserneubildungsraten des Monitoringzeitraums als Eingangsdaten und die Mittelwerte der gemessenen Grundwasserstände und Quellschüttungen als Beobachtungspunkte verwendet. Vor dem Kalibrierungsprozess wurden erste stationäre Simulationen durchgeführt. Das Modell wurde so mithilfe der Grundwassergleichen und Wasserbilanz auf seine Plausibilität überprüft. Bei starken Abweichungen zwischen den gemessenen und simulierten Werten wurden einzelne Parameter soweit angepasst, dass die Differenz möglichst gering ist. Daraufhin wurde eine automatische Kalibrierung mit FePEST für das gesamte Modell durchgeführt. In Abbildung 39 sind die gemessenen und die simulierten Grundwasserstandswerte der stationären Kalibrierung im Vergleich dargestellt.

In Tabelle 12 sind die gemessenen und simulierten Werte der Grundwasserstands- und Quellschüttungsmessungen sowie die absoluten bzw. relativen Abweichungen zwischen gemessenen und simulierten Werten aufgeführt. Zu erkennen ist, dass bei den Quellschüttungen und in den Bohrungen KB1/03 und KB6/07 mit Werten zwischen 0,3 und 0,8 % die geringsten relativen Abweichungen auftreten. Die Werte der Bohrungen KB2/03 und KB7/07 zeigen mit 1,1 und 2,0 % die höchsten relativen Abweichungen. Insgesamt ergibt sich eine mittlere relative Abweichung von 0,9 %.

Diese Ergebnisse bilden die beste Anpassung und resultieren aus der Parametrisierung in Tabelle 13, wo die hydrau-

Standort	Gemessen	Simuliert	absolute Abweichung	relative Abweichung
KB2/03	894,00 m	903,56 m	9,56 m	1,1 %
KB1/03	923,00 m	930,40 m	7,40 m	0,8 %
KB7/07	956,00 m	936,93 m	19,07 m	2,0 %
KB6/07	933,00 m	938,58 m	5,58 m	0,6 %
Hoheggquelle	580,5 m ³ /d	579,17 m ³ /d	2,16 m	0,7 %
Krineggquelle	316,06 m ³ /d	313,84 m ³ /d	1,83 m	0,3 %

Tab. 12. Werte der Grundwasserstands- und Quellschüttungsmessungen, der simulierten Ergebnisse aus der stationären Kalibrierung und die absoluten bzw. relativen Abweichungen zwischen gemessenen und simulierten Werten.

Geologische/Lithologische Einheit	Kf-Werte (m/s)
Grobklastische Eisrandterrassen	5,8E-04
Schwemmfächer	5,8E-08
Eiseseedimente	1,2E-10
Grobklastische Ablagerungen	6,6E-06
Flysch (oberflächennah)	2,6E-06
Flysch (in tieferen Bereichen)	2,5E-08
im Bereich Hoheggquelle	5,5E-04
im Bereich Krineggquelle	8,7E-06

Tab. 13.
Die hydraulischen Leitfähigkeitsbeiwerte (kf) der geologischen/lithologischen Einheiten, die durch den stationären Kalibrierungsprozess zugeordnet wurden.

lischen Leitfähigkeitsbeiwerte (kf), die durch den stationären Kalibrierungsprozess zugeordnet wurden, aufgeführt sind.

In Abbildung 40 sind die Grundwasserfließverhältnisse mit den Grundwassergleichungen und der Grundwasserfließrichtung der stationären Simulation im 3D-Modell, sowie im

Profilschnitt, dargestellt. Demnach fließt das Wasser vom nordöstlichen Modellrand am Gebirgskamm entlang der Höhengichtlinien Richtung Beckenfüllung zum tiefen Grundwasserkörper und entwässert im Südwesten diffus in die Vorfluter gemäß der konzeptionellen hydrogeologischen Vorstellung. Durch die feinkorndominierten Eiseseedimente werden die Grundwasservorkommen, die eben vom Beckenrand bevorzugt über den Verzahnungsbereich der Eisrandsedimente und Schwemmfächerablagerungen in die tieferen Abschnitte gelangen, eingespannt. Im Profilschnitt ist außerdem der sogenannte Mountain-Block Recharge über das Festgestein (Flysch) zu erkennen. Betrachtet wir die hydrologischen Bilanzgrößen gibt es im Infiltrationsbereich einen Zufluss in das Modell von insgesamt ca. 2.690 m³/d und im Südwesten fließen ca. 2.525 m³/d aus dem Modell heraus.

Das simulierte stationäre Strömungsmodell spiegelt die durchschnittlichen Verhältnisse wider und wird als Startmodell (Anfangsbedingungen) für die in weiterer Folge dargestellten instationären Simulationen verwendet.

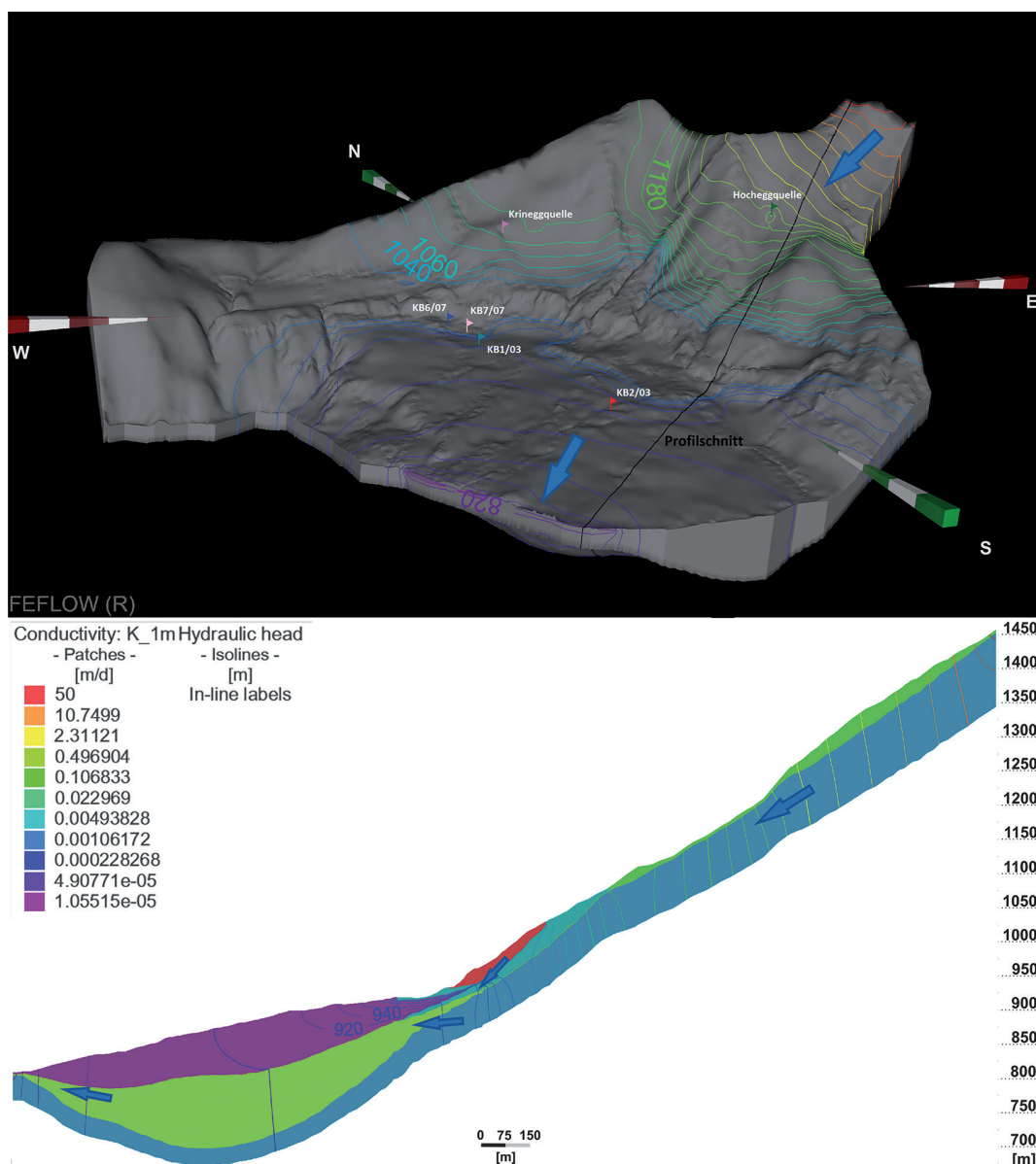


Abb. 40.
Screenshots aus FEFLOW™; Darstellung des 3D-Modells mit den Beobachtungspunkten (KB1/03, KB7/07, KB6/07, KB2/03, Krinegg- und Hoheggquelle) (oben) und Darstellung des Profilschnitts mit den zugeordneten Durchlässigkeitsbeiwerten (unten). Die Grundwasserfließverhältnisse sind mit den Grundwassergleichungen (Isolinien in Metern) und der Grundwasserfließrichtung (blaue Pfeile) der stationären Simulation visualisiert. Das 3D-Modell und der Profilschnitt sind zudem zweifach überhöht dargestellt.

6.4 Ergebnisse und Interpretation

Bei der numerischen Modellierung muss grundsätzlich berücksichtigt werden, dass das Modell aufgrund der sehr geringen Datenlage bei den Grundwasserstandsmessungen mit großen Unsicherheiten behaftet ist. Die Limitierung ist vor allem in der geringen räumlichen und zeitlichen Verteilung der Messwerte gegeben. Eine weitere Unsicherheit entsteht dadurch, dass die Werte innerhalb der Einheiten als homogen angenommen werden und das Modell nur eine starke Vereinfachung der realen Verhältnisse darstellt. Diese Unsicherheiten müssen bei den folgenden Modellrechnungen beachtet werden.

Da die Software jedoch generell in der Lage ist, Grundwasserströmungsvorgänge im Untergrund zu modellieren, dienen die Ergebnisse der numerischen Simulation der groben Validierung der Hydrogeologischen Konzeptvorstellung. Es konnte aufgezeigt werden, dass die Grundwasserfließverhältnisse im Modell grundsätzlich den konzeptionellen Vorstellungen entsprechen. Das heißt, dass mit dem numerischen Modell vor allem qualitative Aussagen getroffen werden können, indem das Verhalten des Grundwasserkörpers in Form von Trends der Grundwasserstände und dem Discharge im Zeitverlauf beobachtet werden.

6.4.1 Erste Modellrechnungen

6.4.1.1 Monitoringzeitraum

Die erste instationäre Simulation erfolgte für den Monitoringzeitraum mit tagesaufgelösten Zeitreihen der Grundwasserneubildung als Eingangsdaten. Hierfür wurde der Recharge mithilfe des in Kapitel 6.1 beschriebenen Faktors und der Niederschlagswerte für jeden Tag in mm/d berechnet. Die Zeitreihen wurden noch zusätzlich mithilfe eines Glättungsverfahrens 5. Ordnung geglättet. In Abbil-

dung 41 ist die für alle Subeinzugsgebiete summierte Zeitreihe in Kubikmeter pro Tag (m^3/d) dargestellt. Zu sehen ist, dass die höchsten Infiltrationsraten im Februar und Juni sowie die niedrigsten im April und November auftreten.

In Abbildung 42 sind die simulierten und gemessenen Grundwasserstände zu sehen. In den Bohrungen KB2/03 und KB6/07 wurden jeweils im Zeitraum zwischen dem 7. November 2019 und dem 18. Juni 2020 drei Stichtagsmessungen durchgeführt. Von den Bohrungen KB1/03 und KB7/07 gibt es jeweils tagesaufgelöste Pegelmessungen vom 14. Juli 2020 bis 13. Dezember 2020. Insgesamt ist zu erkennen, dass die simulierten Grundwasserstände nur geringe Variationen im Monitoringzeitraum aufweisen. So schwanken die Werte z.B. bei der Bohrung KB2/03 nur um 0,1 m und in der Bohrung KB6/07 maximal um 0,4 m. Trotz der geringen Variationen ist mit einer zeitlichen Verzögerung ein saisonal geprägtes Verhalten erkennbar. Dies ist in den Bohrungen im Bereich der Randzone stärker zu beobachten als im Beckeninneren. Bei den gemessenen Grundwasserständen sind in den Bohrungen KB1/03 und KB6/07 ebenfalls nur geringe Variationen zu sehen, was für relativ stagnierende bzw. zumindest stark gehemmte Bedingungen spricht. In der Bohrung KB7/07 sinkt der gemessene Grundwasserstand um etwa 0,7 m. Diese Absenkung ist auch bei den simulierten Werten in einem geringeren Maße (ca. 0,3 m) zu erkennen. Besonders auffällig sind im Vergleich zu den simulierten Werten die starken Schwankungen der gemessenen Grundwasserstände in der Bohrung KB2/03. Wichtig zu erwähnen ist in dem Zusammenhang, dass der Kanaldeckel des Pegels nicht dicht ist und ein Hineinströmen von Regenwasser nicht auszuschließen ist.

Die simulierten und gemessenen Quellschüttungen der Hohegg- und Krineggquellen sind in Abbildung 43 dargestellt. Die Quelleinzugsgebiete befinden sich, wie in Abbildung 40 zu sehen, im Bereich vom Flysch. Im Zeitraum

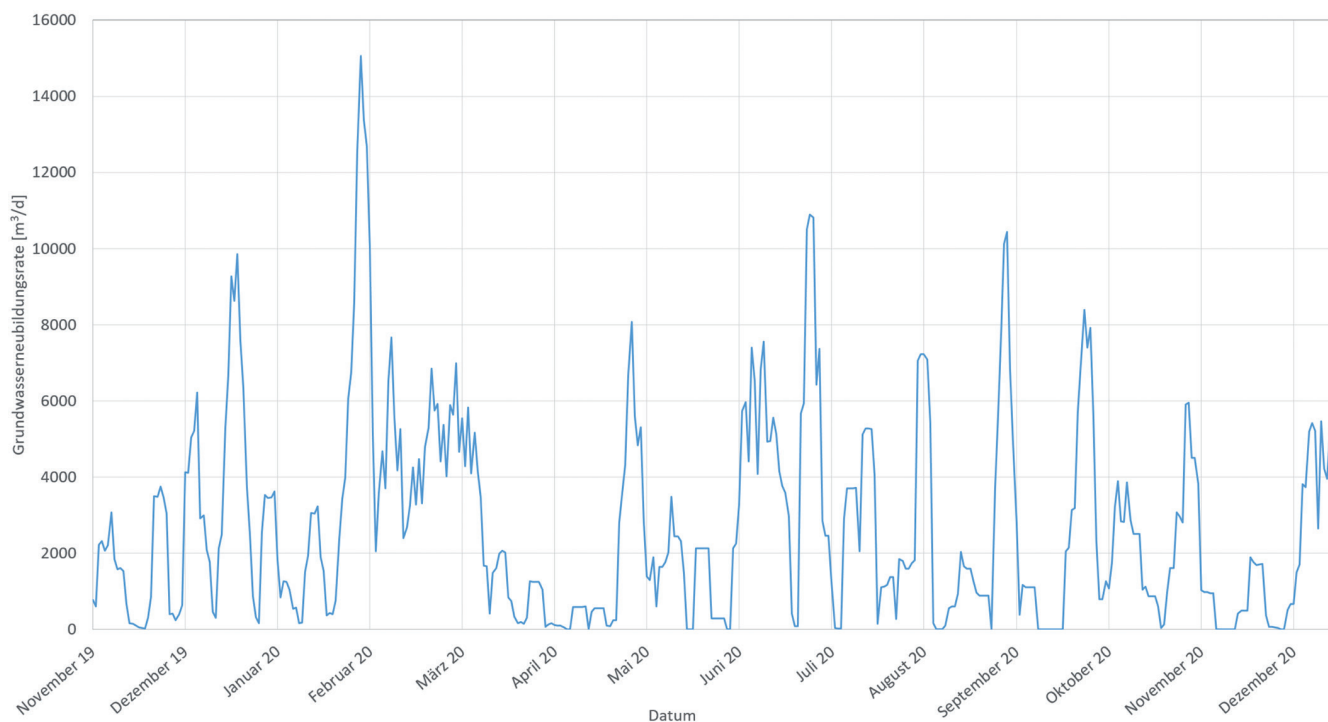


Abb. 41.
Für den Monitoringzeitraum summierte Zeitreihe der Grundwasserneubildung in m^3/d für alle Subeinzugsgebiete.

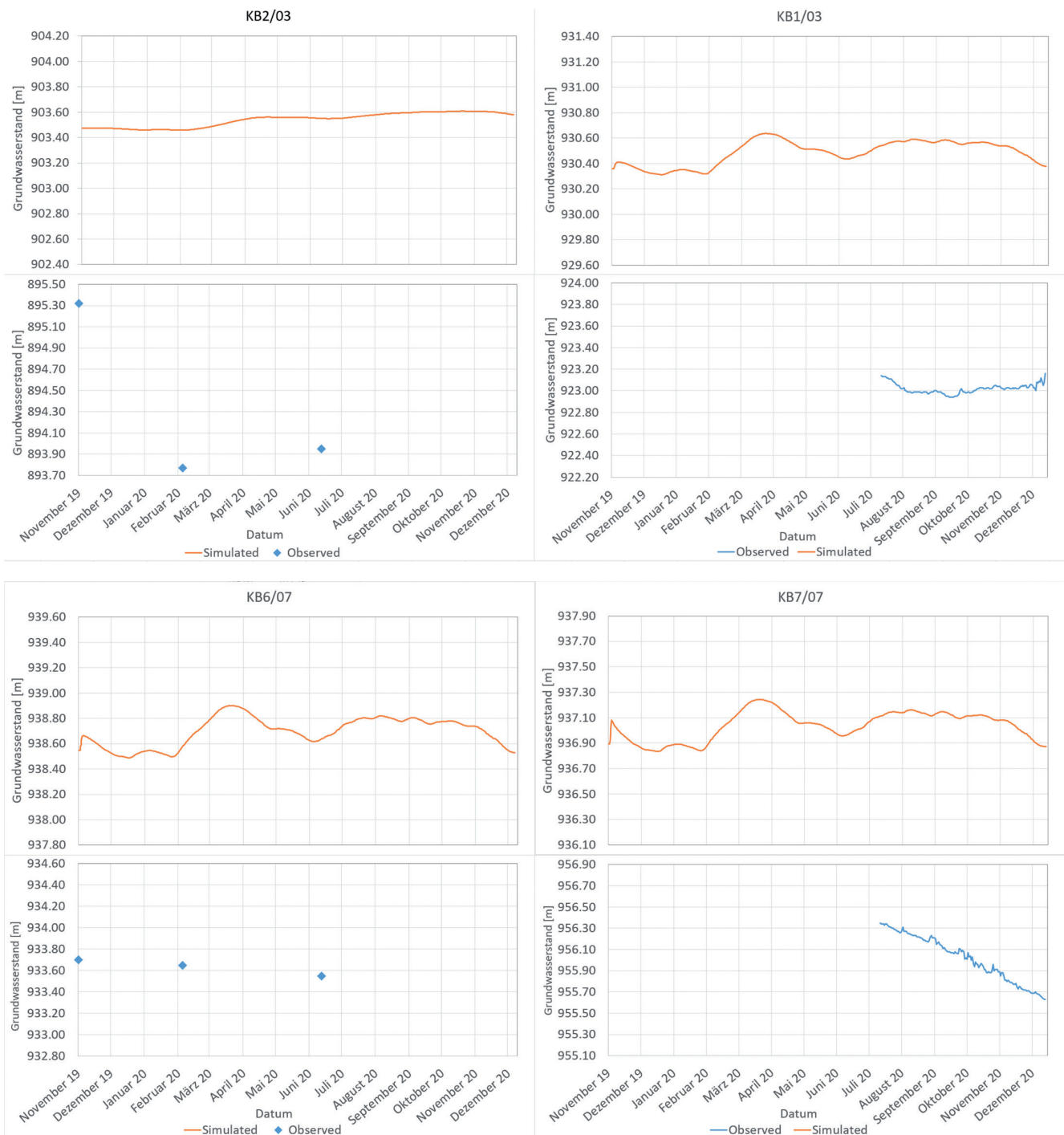


Abb. 42.
In den Bohrungen simulierte und gemessene Grundwasserstände des Monitoringzeitraums im Vergleich.

zwischen 20. November 2019 und 11. November 2020 gibt es insgesamt neun Schüttungsaufzeichnungen. Es ist zu erkennen, dass die simulierten und gemessenen Schüttungen einen vergleichbaren Trend aufweisen. Dabei sind starke Variationen zu sehen, die stark von der Infiltration beeinflusst werden und somit ein saisonales Verhalten aufweisen. Wie auch aus Abbildung 43 zu entnehmen ist, schütten die Hoheggquellen im Mittel $581 \text{ m}^3/\text{d}$ und die Krineggquellen $316 \text{ m}^3/\text{d}$.

6.4.1.2 Zeitraum 1995 bis 2020

Die nächste instationäre Simulation erfolgte für den Zeitraum von 1995 bis 2020 mit Zeitreihen der Grundwasser-

neubildung als Eingangsdaten. Diesmal wurde der Recharge zwar ebenfalls mithilfe des in Kapitel 6.1 beschriebenen Faktors berechnet, jedoch mit Niederschlag- und Evapotranspirationssummen aus diesem Zeitraum, sowie Oberflächenabflusssummen aus der Niederschlag-Abfluss-Modellierung aus diesem Zeitraum auf Quartalsbasis in mm/d . In Abbildung 44 ist die für alle Subeinzugsgebiete summierte Zeitreihe vom Recharge, sowie dem simulierten Discharge in die Vorfluter in m^3/d dargestellt. Bei dem Discharge handelt es sich ausschließlich um aufsteigende Grundwässer aus dem gespannten Grundwasserkörper. Die geringsten Raten für die Grundwasserneubildung treten im Mai 2003, August 2005 und 2018 auf. Die höch-

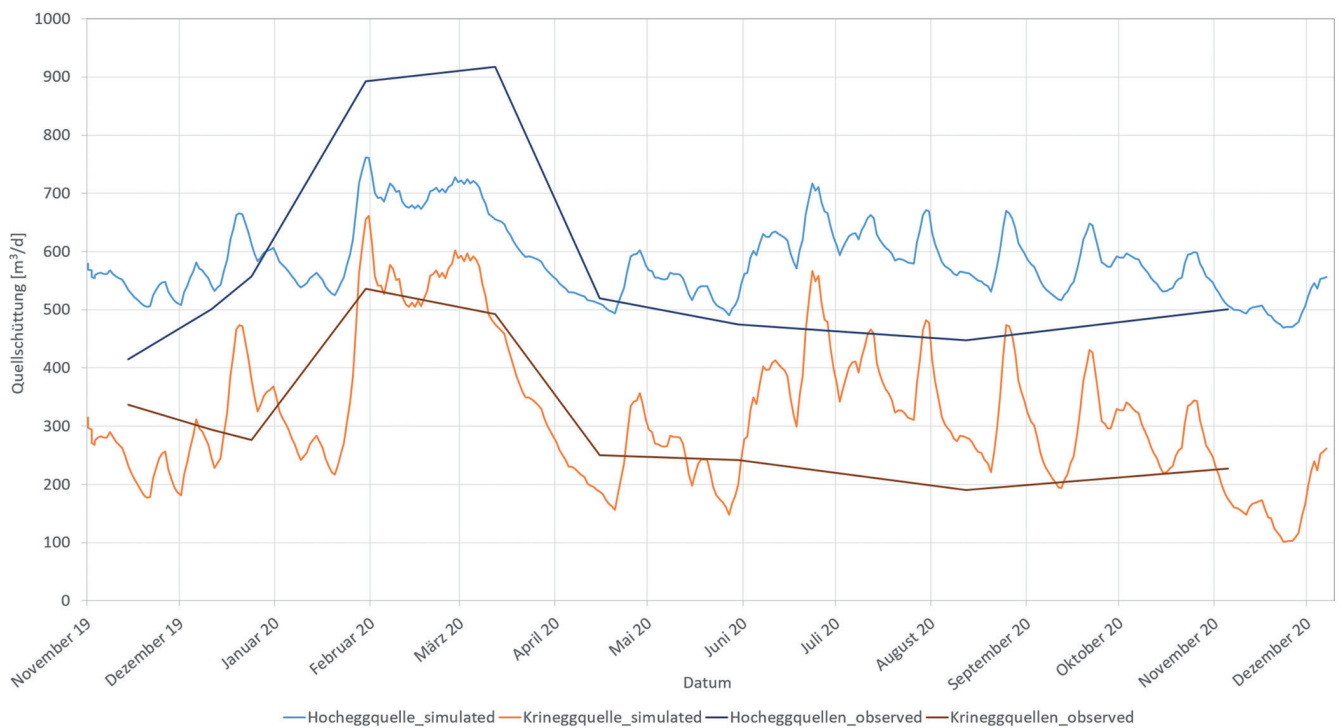


Abb. 43.
Simulierte und gemessene Quellschüttungen der Hohegg- und Krineggquellen des Monitoringzeitraums im Vergleich.

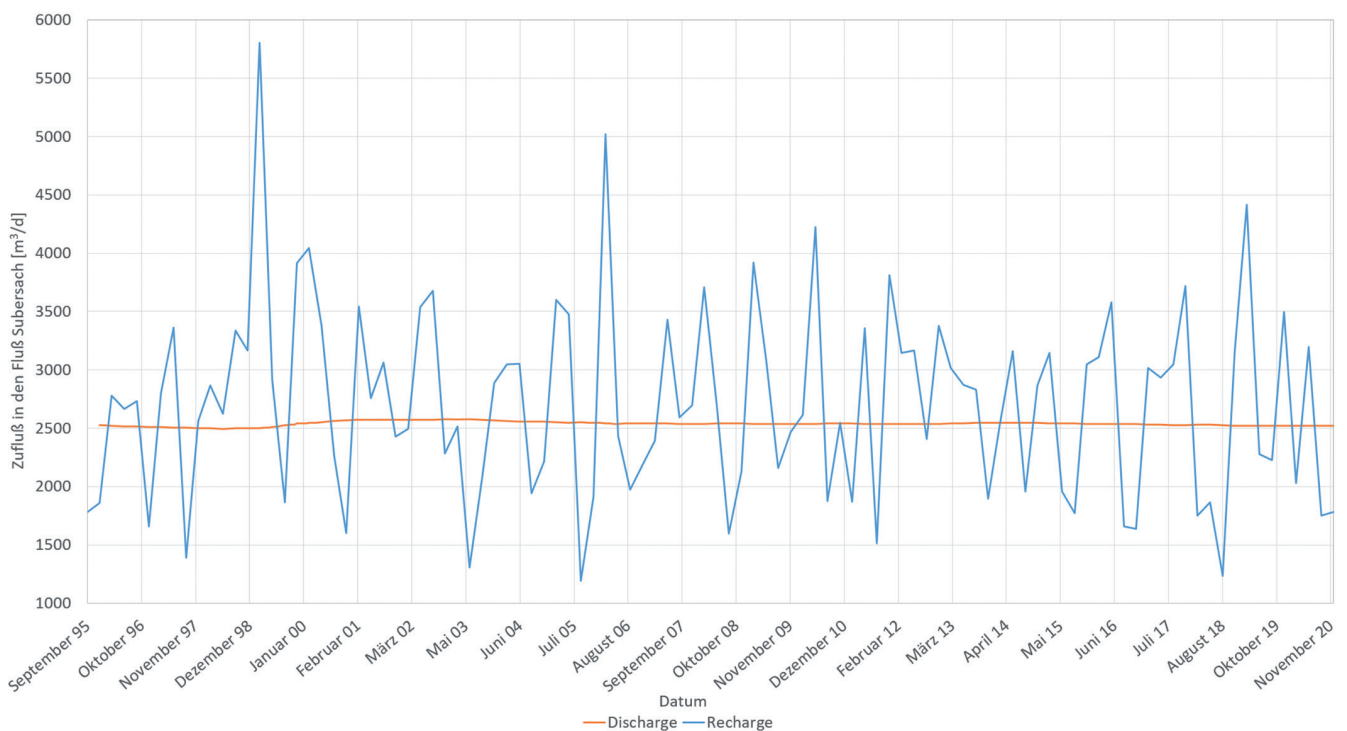


Abb. 44.
Für den Zeitraum 1995 bis 2020 summierte Zeitreihe der Grundwasserneubildung (Recharge) und dem diffusen Grundwasserzufluss in den Vorfluter (Discharge) in m³/d für alle Subeinzugsgebiete.

ten Raten können im Februar 1999 und 2006 beobachtet werden. Vergleichen wir die Werte mit dem Discharge, ist in Abbildung 44 deutlich zu erkennen, dass die Grundwasserzutritte aus dem Grundwasserkörper stark gehemmt und mit großer zeitlicher Verzögerung auftreten.

6.5 Klimaszenarien in der numerischen Modellierung

Basierend auf dem kalibrierten stationären Strömungsmodell wurden in weiterer Folge wie in Kapitel 4.7 die repräsentativen Läufe der RCP-Szenarien (Lauf 14 für 2.6, Lauf 15 für 4.5 und Lauf 13 für 8.5) und somit das vergan-

gene, gegenwärtige und prognostizierte Klima simuliert. Hiermit sollten mögliche klimatische und folglich hydrogeologische Entwicklungen im Untersuchungsgebiet abgeschätzt werden. Die instationären Simulationen erfolgten somit für den Zeitraum 1991 bis 2100 und ebenfalls mit Zeitreihen der Grundwasserneubildung als Eingangsdaten. Der Recharge wurde dabei mithilfe des in Kapitel 6.2 beschriebenen Faktors über die Klimadaten und die Oberflächenabflusssummen aus der Niederschlag-Ab-

fluss-Modellierung aus diesem Zeitraum berechnet. Aufgrund des langen Zeitabschnitts wurden die Zeitreihen auf mm pro Jahr reduziert. Im Gegensatz zu den vorherigen Simulationen erfolgte die Berechnung und Zuordnung der Grundwasserneubildung nicht je Subeinzugsgebiet, sondern wurde für alle zusammengefasst. In Abbildung 45 sind die Zeitreihen vom Recharge als Eingangsdaten und der simulierte zeitliche Verlauf vom Discharge exemplarisch für die Läufe 2.6 14, 8.5 13, 8.5 11 und 8.5 09 in m³/

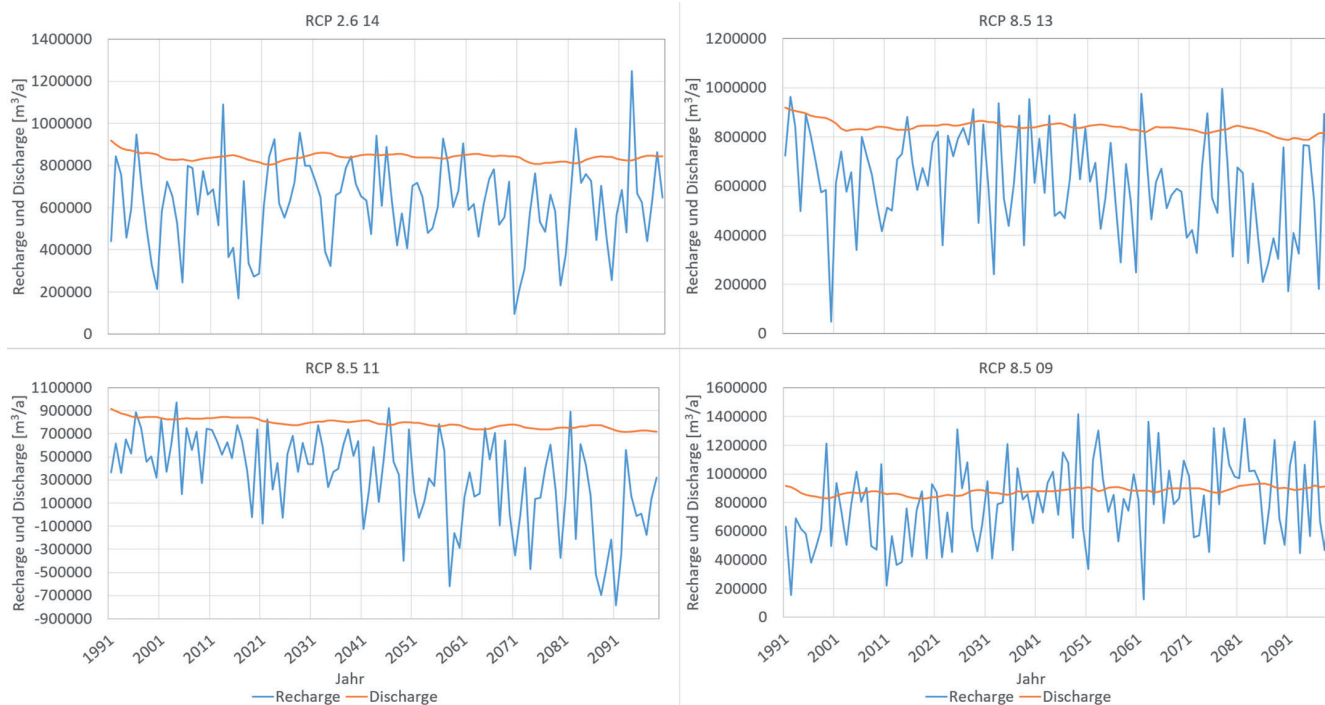


Abb. 45. Diagramme mit den Zeitreihen vom Recharge als Eingangsdaten und dem zeitlichen Verlauf vom simulierten Discharge exemplarisch für die Läufe 2.6 14, 8.5 13, 8.5 11 und 8.5 09.

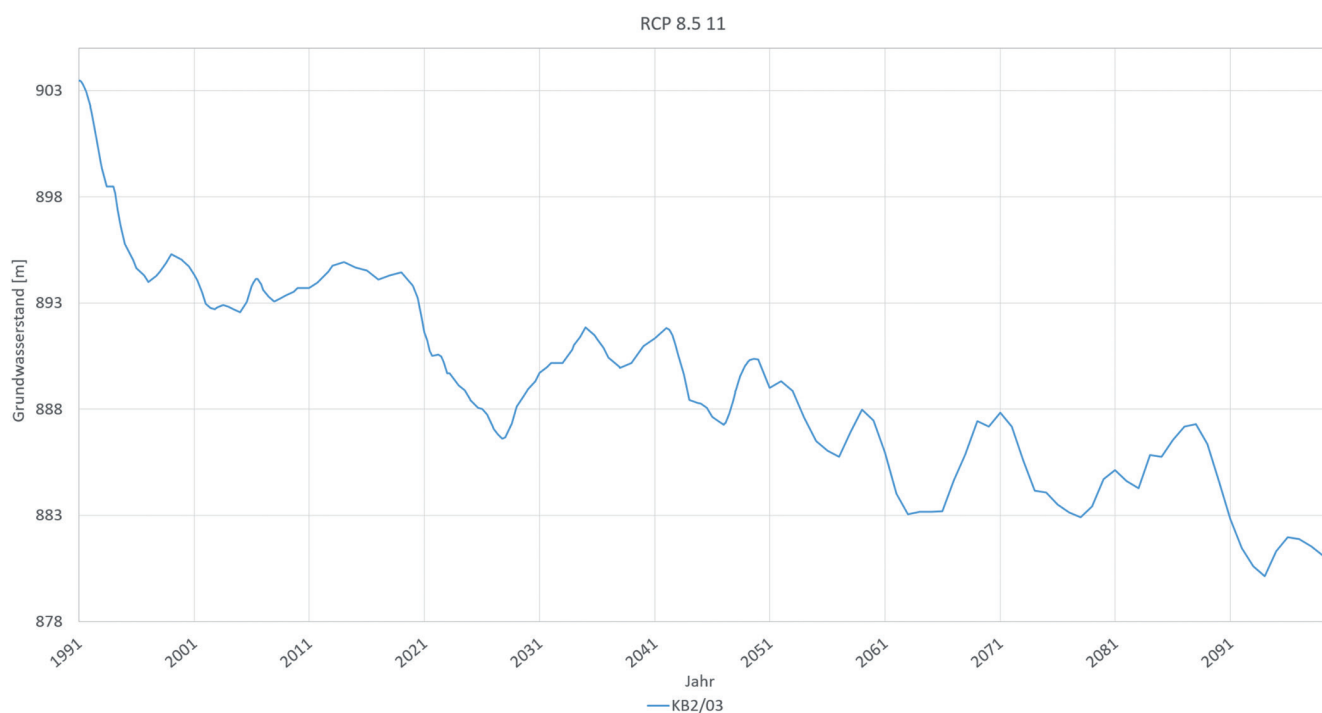


Abb. 46. Zeitliche Entwicklung des Grundwasserstandes der Bohrung KB2/03 beim niederschlagsärmsten Lauf RCP 8.5 11.

Tag dargestellt. Im Allgemeinen ist eine starke Variabilität der Grundwasserneubildungsraten von Jahr zu Jahr zu erkennen. Der Lauf 2.6 14 weist die geringste mittlere Abweichung zum Median der Modellläufe vom optimistischen Bild auf. Es ist zu erkennen, dass hier keine starken Veränderungen bzw. Trends der hydrogeologischen Bedingungen zu beobachten sind. Der Lauf 8.5 13 weist die geringste mittlere Abweichung zum Median der Modellläufe vom RCP 8.5 auf. Die Läufe 8.5 11 und 8.5 09 sind hydrologisch extreme Läufe und zeigen jeweils die niederschlagsärmste bzw. niederschlagsreichste zukünftige Klimaentwicklung, wenn das Wirtschaftswachstum wie bislang zum Großteil auf der Verbrennung fossiler Energieträger beruhen würde. Beim Lauf 8.5 09 ist ein Anstieg der mittleren jährlichen Grundwasserneubildung bis zum Ende des 21. Jahrhun-

derts zu erkennen. Bei den Längen 8.5 11 und 8.5 13 ist im Allgemeinen eine stärkere sommerliche Trockenheit ab der zweiten Hälfte des Zeitabschnittes und somit eine Abnahme des Grundwasserspeichers zu beobachten. Die mittlere jährliche Grundwasserneubildung weist besonders beim Lauf 8.5 11 einen deutlichen Rückgang auf. Dies führt folglich auch zu einer Abnahme des Discharge in den Vorfluter und zu einer Abnahme der Grundwasserstände aller Pegel. In Abbildung 46 ist repräsentativ die zeitliche Entwicklung des Grundwasserstandes der Bohrung KB2/03 dargestellt. Es wird also auch hier deutlich, dass die Längen der Klimaszenarien mit keinen Klimaschutzanstrengungen deutliche hydrogeologische Veränderungen mit sich bringen können.

7 Diskussion und Ausblick

(D. ELSTER, S. HOCHLEITHNER, V. TUREWITZ & M. KRALIK)

7.1 Synthese der transdisziplinären Vorgangsweise

(S. HOCHLEITHNER)

Die Aktivitäten im Rahmen des Projekts konzentrierten sich nicht nur auf eine resiliente Wasserbewirtschaftung, sondern auch auf nachhaltige lokale Praktiken im Umgang mit hydrogeologischen Risiken im Zusammenhang mit sich ändernden saisonalen Schwankungen aufgrund des Klimawandels. Wie in Kapitel 2.1 beschrieben, gingen wir zunächst mit einer deduzierten Vorannahme von Risiko, als eine physische aus der hydrogeologischen Dynamik resultierende Gefahr, an den Untersuchungsgegenstand heran. Eine solche Herangehensweise ist Ausdruck einer bestimmten erkenntnistheoretischen Annahme, die „Natur“ und „Gesellschaft“ als zwei unterschiedliche, allenfalls in gewisser Weise gekoppelte Systeme versteht (RE, 2021). Wie sich jedoch im Laufe der transdisziplinären Zusammenarbeit zwischen Naturwissenschaftlern (Kapitel 3–6) mit der lokalen Bevölkerung herausstellte, sind hydrogeologische Dynamiken und Ereignisse im Untersuchungsgebiet keineswegs von sozialen und kulturellen Dynamiken losgelöst. Dies zeigt sich besonders deutlich im Kontext der Entwässerungsaktivitäten von Landwirtinnen und Landwirten und der Bedeutung, die Entwässerungen und die damit verbundenen hydrogeologischen Dynamiken für sie haben. Im Rahmen des Projekts musste also ein epistemologischer Wandel stattfinden, der darauf abzielt, „Gesellschaft“ und „Natur“ *nicht* als untrennbar miteinander verwoben zu verstehen, wie dies auch in neueren Berichten zur Sozio-Hydrogeologie deutlich gefordert wird (RE, 2021; HYNDIS et al., 2018; TROY et al., 2015). Das bedeutet auch, Risiko nicht nur als physische Gefahr zu verstehen, sondern es kontextuell zu definieren: In unserem Fall entlang politischer, sozialer, kultureller und wirtschaftlicher Dimensionen. Für die Anwohnenden des Untersuchungsgebiets wird beispielsweise das Risiko, dass ihr Grundstück als Gefahrenzone kartiert wird, als kulturell, wirtschaftlich und sozial gefährlicher wahrgenommen als die physische Gefahr, die sich durch die Bebauung eines gefährdeten Areals ergibt. Dies kann zu politischen Konflikten und zur Ablehnung wissenschaftlicher Untersuchungen führen. Wir

argumentieren daher, dass eine kontextbezogene Definition von hydrogeologischem Risiko für einen transdisziplinären Ansatz im Sinne eines nachhaltigen und resilienten Wasser- und Risikomanagements unerlässlich ist.

Das wichtige Ziel des Projekts, gemeinsam mit lokalen, nicht-wissenschaftlichen Akteurinnen und Akteuren, Wissen über Zusammenhänge zwischen hydrogeologischer Dynamik, den Auswirkungen des Klimawandels und sozialer Dimensionen zu generieren, erfordert eine intensive transdisziplinäre Einbindung lokaler Stakeholder, die ursprünglich durch ein Citizen-Science-Paket umgesetzt werden sollte, in dessen Mittelpunkt die gemeinsame Entwicklung einer Smartphone-App zur Generierung hydrogeologischer Daten stand, die in ein numerisches 4D-Modell (Kapitel 6) des Untersuchungsgebiets einfließen sollten. Bei der Umsetzung des geplanten transdisziplinären Ansatzes sah sich das Projektteam jedoch bald mit einigen entscheidenden Herausforderungen konfrontiert, die sich speziell aus dem kleinräumigen Umfeld eines inneralpinen Tals ergaben.

Zu diesen Herausforderungen gehörten vor allem eine erhöhte Relevanz des Sozialen, eine kleine Anzahl von (potentiellen) Teilnehmenden, die mit einer großen Anzahl von divergierenden Interessen, Bedürfnissen und Anliegen der lokalen Stakeholder zusammentrifft, sowie eine starke Diskrepanz zwischen klassischen, theoriendeduzierten Risikovorstellungen und lokalen, kontextuell definierten Risikowahrnehmungen (Kapitel 2.3). Das Herzstück des Ansatzes, ein Citizen-Science-Paket zur Koproduktion von Wissen durch die gemeinsame Entwicklung einer hydrogeologischen Smartphone-App (Kapitel 2.2), lieferte nur begrenzte Ergebnisse in Bezug auf die Generierung hydrogeologischer Daten, erwies sich jedoch als sehr fruchtbar für die Einbindung lokaler Interessengruppen, das Generieren und die Kommunikation von Wissen. Im Rahmen von Reflexions- und Adaptionsprozessen wurden verstärkt qualitative sozialwissenschaftliche Methoden eingesetzt, was zu klareren und detaillierteren Ergebnissen, einer stärkeren Beteiligung lokaler Interessengruppen, einem größeren Bewusstsein und einer stärkeren Unterstützung der gesamten Forschungsaktivitäten führte.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Einbeziehung qualitativer sozialwissenschaftlicher Methoden in die hydrogeologische Forschung basierend auf naturwissenschaftlichen Fachdisziplinen (Kapitel 3–6) in kleinräumigen Untersuchungsgebieten fruchtbarer zu sein scheint als die Umsetzung von, in anderen Kontexten durchaus bewährten, transdisziplinären Methoden und Toolkits, wie z.B. quantitative Erhebungen oder Citizen Science über Smartphone-Apps. Die Anpassung von Methoden aus den Sozialwissenschaften, wie z.B. die oben erwähnten Transect Walks, kann in dieser Hinsicht ebenfalls zielführender sein, ebenso wie die „Einbettung“ von Sozialwissenschaftlerinnen und Sozialwissenschaftlern in hydrogeologische Feldteams. Die Einbeziehung der Sozialwissenschaften, insbesondere aus Disziplinen mit einem starken qualitativen methodischen Schwerpunkt, wie z.B. der Sozialanthropologie oder der Humangeographie, kann daher für die sozio-hydrogeologische Forschung in kleinräumigen Kontexten von großem Nutzen sein. Weitere Forschungsarbeiten sollten sich auch auf erkenntnistheoretische Aspekte konzentrieren, wie etwa in Bezug auf die Konstruktion(en) von Risiko.

Kleinräumige Untersuchungskontexte bringen im Kontext transdisziplinärer hydrogeologischer Forschung spezifische Herausforderungen mit sich, bieten jedoch auch besondere Potentiale, die sich aus unseren Erkenntnissen ebenfalls ableiten lassen. Wenn sie ernst genommen wird, ermöglicht die transdisziplinäre hydrogeologische Forschung in kleinräumigen Settings eine größere qualitative Tiefe des generierten Materials sowie eine größere Wirkung von Projekten, die auf die Sensibilisierung und Koproduktion von Wissen über nachhaltiges und resilientes Wasser- und Risikomanagement abzielen. Abschließend nehmen wir an, dass auch bei deutlich größeren Untersuchungsgebieten mit vergleichbaren alpinen Settings und Bevölkerungsstrukturen qualitative sozialwissenschaftliche methodischen Ansätze zielführend wären.

7.2 Unsicherheiten in der Erhebung von Alpinen hydrogeologischer Verhältnissen sowie deren numerischer Modellierung

(D. ELSTER, V. TUREWICZ & M. KRÁLIK)

Bedingt durch die große geologische und hydrogeologische Komplexität des alpinen Untersuchungsgebiets sind bei den Aussagen mitunter erhebliche Unsicherheiten zu berücksichtigen. Zunächst konnte die konzeptionelle geo-

logische Modellvorstellung (Kapitel 3.3.2) in der 3D-Modellierung nur in einer vereinfachten Form umgesetzt werden. Das betrifft insbesondere den Verzahnungsbereich von Schwemmfächern, Eisrandsedimenten und Eisseesedimenten sowie die interne Inhomogenität dieser Einheiten, die mit angewandten geophysikalischen Methoden nur ansatzweise aufgezeigt werden konnte (Kapitel 3.3.3). Die quantitative Beurteilung der Güte der Daten zu den klimatischen Bedingungen und Klimaszenarien sind gesondert in Kapitel 4.6 beschrieben. Bei der Ermittlung der Evapotranspiration ist zu betonen, dass weniger komplexe Ansätze, siehe HOLZSCHUSTER (2022), Unterschätzungen von zumindest absolut 10 % liefern. Bei den angewandten Methoden zur Ermittlung des Oberflächenabflusses und der Niederschlag-Abfluss-Modellierung (Kapitel 5.3 und 5.4) ist ebenfalls von methodischen Unsicherheiten zwischen 5 und 10 % auszugehen. Während die Betrachtung der Unsicherheiten einzelner Parameter wie Niederschlag, Evapotranspiration, Schneeschmelze, Oberflächenabfluss und diffuse Grundwasserzutritte relativ übersichtlich ist, dürfte die Unsicherheit von kombinierten Parametern in der Wasserbilanz bei zumindest 20 % liegen. Deshalb wurden bei der Auswertung von Klimaszenarien in der Wasserbilanz ausschließlich Langzeittrends auf Jahresbasis berücksichtigt und es wurde auf Aussagen für kürzere Zeiträume (Monate, Saisonen) bewusst verzichtet (Kapitel 5.5.2).

Bei der numerischen Modellierung muss grundsätzlich berücksichtigt werden, dass das Modell aufgrund der sehr geringen Datenlage bei den Grundwasserstandsmessungen mit großen Unsicherheiten behaftet ist (Kapitel 6.3). Die Limitierung ist vor allem in der geringen räumlichen und zeitlichen Verteilung der Messwerte gegeben. Eine weitere Unsicherheit entsteht dadurch, dass die Werte innerhalb der geologischen Einheiten als homogen angenommen werden und das Modell nur eine starke Vereinfachung der realen Verhältnisse darstellt. Diese Unsicherheiten müssen bei den folgenden Modellrechnungen beachtet werden. Da die Software jedoch generell in der Lage ist, Grundwasserströmungsvorgänge im Untergrund zu modellieren, dienen die Ergebnisse der numerischen Simulation der groben Validierung der hydrogeologischen Konzeptvorstellung. Es konnte aufgezeigt werden, dass die Grundwasserfließverhältnisse im Modell grundsätzlich den konzeptionellen Vorstellungen entsprechen. Das heißt, dass mit dem numerischen Modell vor allem qualitative Aussagen getroffen werden können, indem das Verhalten des Grundwasserkörpers in Form von Trends der Grundwasserstände und dem Abfluss im Zeitverlauf beobachtet werden.

8 Literatur

AHL, A., BIEBER, G., MOTSCHKA, K., SLAPANSKY, P., WINKLER, E., KLEIN, P., RÖMER, A. & SUPPER, R. (2007): Aero-geophysikalische Vermessung im Bereich Sibratsgall/Rindberg Vorarlberg. – Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-028/05c, 133 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

AMOOZEGAR, A. & WARRICK, A. (1986): Hydraulic conductivity of saturated soils: field methods. – In: KLUTE, A. (Ed.): Methods of soil analysis, 735–770, American Society of Agronomy, Madison.

APCC (2014): Austrian Assessment Report Climate Change 2014 (AAR14) – Synopsis – Main Findings. – 11 S., Austrian Panel on Climate Change (APCC), Climate Change Centre Austria, Wien (ÖAW). https://www.ccca.ac.at/fileadmin/00_DokumenteHauptmenue/03_Aktivitaeten/APCC/summaries/Synopse_englisch_finaleversion_181214.pdf

ASPEN TECHNOLOGY INC. (2022): SKUA-GOCAD – Better field development through true collaboration and geological integrity, Aspen. <https://www.pdgm.com/products/skua-gocad>

- AYRAUD, V., AQUILINA, L., LABASQUE, T., PAUWELS, H., MOLENAT, J., PIERSON-WICKMANN, A.C., DURAND, V., BOUR, O., TARITS, C., LECORRE, P., FOURRE, E., MEROT, P. & DAVY, P. (2008): Compartmentalization of physical and chemical properties in hard-rock aquifers deduced from chemical and groundwater age analyses. – *Applied Geochemistry*, **23**, 2686–2707, Amsterdam (Elsevier). <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2008.06.001>
- BARNETT, T.P., ADAM, J.C. & LETTENMAIER, D.P. (2005): Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. – *Nature*, **438**, 303–309, London. <http://dx.doi.org/10.1038/nature04141>
- BARTHEL, R. & SEIDL, R. (2017): Interdisciplinary collaboration between natural and social sciences – status and trends exemplified in groundwater research. – *PLoS One*, **12**/1. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0170754>
- BERKA, R., KATZLBERGER, C., PHILIPPITSCH, R., SCHUBERT, G., KORNER, M., LANDSTETTER, C., MOTSCHKA, K., PIRKL, H., GRATH, J., DRAXLER, A. & HÖRHAN, T. (2014): Erläuterungen zur Geologischen Themenkarte Radionuklide in Grundwässern, Gesteinen und Bachsedimenten Österreichs 1:500.000. – 109 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BEYER, W. (1964): Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden aus der Kornverteilungskurve. – *Wasserwirtschaft Wassertechnik*, **14**/6, 165–168, Berlin.
- BFW (Hrsg.) (2022): Digitale Bodenkarte von Österreich eBOD. – Digitale Karte, Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft Wien. <https://bodenkarte.at>
- BIAŁAS, Z. & KLECZKOWSKI, A. (1970): Przydatności niektórych wzorów empirycznych dla określenia współczynnika filtracji k. (Deutscher Titel: Über den praktischen Gebrauch von einigen empirischen Formeln zur Bestimmung des Durchlässigkeitskoeffizienten k). – *Archiwum Hydrotechniki*, **17**/3, 405–417, Warschau.
- BÍL, M., HEIGL, F., JANOŠKA, Z., VERCAYIE, D. & PERKINS, S.E. (2020): Benefits and challenges of collaborating with volunteers: Examples from National Wildlife Roadkill Reporting Systems in Europe. – *Journal for Nature Conservation*, **54**, 125798, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.jnc.2020.125798>
- BISPING, C. (2023): Erstevaluierung von oberflächennahen Drainagesystemen in landwirtschaftlich genutzten Flächen von Sibratsgfall. – Unveröffentlichter Bericht, 28 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BOUMAIZA, L., CESNAUX, R., WALTER, J. & STUMPP, C. (2020): Assessing groundwater recharge and transpiration in a humid northern region dominated by snowmelt using vadose-zone depth profiles. – *Hydrogeology Journal*, **28**, 2315–2329, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02204-z>
- BROCK, B.W., WILLIS, I.C. & SHARP, M.J. (2000): Measurement and parameterization of albedo variations at Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. – *Journal of Glaciology*, **46**, 675–688, Cambridge. <https://doi.org/10.3189/172756500781832675>
- BULLISTER, J.L. & WEISS, R.F. (1988): Determination of CCl₃F and CCl₂F₂ in seawater and air. Deep Sea Research Part A. – *Oceanographic Research Papers*, **35**/5, 839–853, London. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(88\)90033-7](https://doi.org/10.1016/0198-0149(88)90033-7)
- CHIMANI, B., HEINRICH, G., HOFSTÄTTER, M., KERSCHBAUMER, M., KIENBERGER, S., LEUPRECHT, A., LEXER, A., PESSENTEINER, S., POETSCH, M.S., SALZMANN, M., SPIEKERMANN, R., SWITANEK, M. & TRUHZETZ, H. (2016): ÖKS15 – Klimaszenarien für Österreich. Daten, Methoden, Klimaanalyse. – Endbericht, 63 S., Wien. https://www.bmk.gv.at/dam/jcr:7fd75e22-1b88-415f-a4a8-6ea8aa51d575/OEKS15_Endbericht_kleiner.pdf
- CHIMANI, B., MATULLA, C., HIEBL, J., SCHELLANDER-GORGAS, T., MARAUN, D., MENDELIK, T., EITZINGER, J., KUBU, G. & THALER S. (2020): Compilation of a guideline providing comprehensive information on freely available climate change data and facilitating their efficient retrieval. – *Climate Services*, **19**, 100179. <https://doi.org/10.1016/j.cliser.2020.100179>
- DELAIGUE, O., THIREL, G., CORON, L. & BRIGODE, P. (2018): airGR and airGRteaching: Two open-source tools for rainfall-runoff modeling and teaching hydrology. – HIC 2018. 13th International Conference on Hydroinformatics. – EPIC Series in Engineering, **3**, 541–548. <https://doi.org/10.29007/qsqj>
- DELAIGUE, O., CORON, L. & BRIGODE, P. (2022): airGRteaching: Teaching Hydrological Modelling with GR (Shiny Interface Included). – R package version 0.2.13. <https://doi.org/10.15454/W0SS-KT>
- DEWALT, K.M., DEWALT, B.R. & WAYLAND, C.B. (1998): Participant Observation. – In: BERNARD, H.R. (Ed.): *Handbook of Methods in Cultural Anthropology*, 259–299, Walnut Creek, California (AltaMira Press).
- DHI-WASY GmbH (2022): Simulation package FEFLOW. <http://www.feflow.info>
- DIERSCH, H.-J.G. & PERROCHET, P. (2009): On the primary variable switching technique for simulating unsaturated-saturated flows. – FEFLOW White Papers Vol. I, DHI-WASY GmbH.
- DIGGLE, P.J. & RIBEIRO, P.J. (2007): *Model-based geostatistics*. – 228 S., New York (Springer). <https://doi.org/10.1007/978-0-387-48536-2>
- EGGELSMANN, R. (1981): Dränanleitung für Landbau, Ingenieurbau und Landschaftsbau. – 269 S., Parey-Hamburg. <https://doi.org/10.23689/fidgeo-3077>
- ELSTER, D., FISCHER, L., HANN, S., GOLDBRUNNER, J., SCHUBERT, G., BERKA, R., HOBIGER, G., LEGERER, P. & PHILIPPITSCH, R. (2018): Österreichs Mineral- und Heilwässer. – 448 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. https://opac.geologie.ac.at/wwwopacx/wwwopac.ashx?command=getcontent&server=images&value=mineral_heilwaesser.pdf
- EPTING, J., MICHEL, A., AFFOLTER, A. & HUGGENBERGER, P. (2021): Climate change effects on groundwater recharge and temperatures in Swiss alluvial aquifers. – *Journal of Hydrology* X, **11**, 100071, Amsterdam. <http://dx.doi.org/10.1016/j.hydroa.2020.100071>
- FINGER, D., HEINRICH, G., GOBIET, A. & BAUDER, A. (2012): Projections of future water resources and their uncertainty in a glacierized catchment in the Swiss Alps and the subsequent effects on hydropower production during the 21st century. – *Water Resources Research*, **48**, W02521, Washington, D.C. <http://dx.doi.org/10.1029/2011WR010733>
- FREI, C. (2014): Interpolation of temperature in a mountainous region using nonlinear profiles and non-Euclidean distances. – *International Journal of Climatology*, **34**, 1585–1605, Oxford. <https://doi.org/10.1002/joc.3786>
- FREI, C. (2021): DACH-Empfehlungen zu Unsicherheiten und Interpretation der Gitterpunktwerte von stationsbasierten Gitterdaten. – DACH-Workshop, 25.08.2021. https://www.zamg.ac.at/cms/de/dokumente/klima/dok_projekte/grids/Limitierungen_Gitterdaten_DACH.pdf
- FREI, C. & ISOTTA, F. (2019): Ensemble spatial precipitation analysis from rain gauge data: methodology and application in the European Alps. – *JGR Atmospheres*, **124**/11, 5757–5778. <https://doi.org/10.1029/2018JD030004>

- FREI, C. & SCHÄR, C. (1998): A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. – *International Journal of Climatology*, **18**, 873–900, Oxford. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(19980630\)18:8<873::AID-JOC255>3.0.CO;2-9](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(19980630)18:8<873::AID-JOC255>3.0.CO;2-9)
- FREI, C. & SCHÄR, C. (2001): Detection probability of trends in rare events: Theory and application to heavy precipitation in the Alpine region. – *Journal of Climate*, **14**/7, 1568–1584, Boston. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014%3C1568:DPOTIR%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014%3C1568:DPOTIR%3E2.0.CO;2)
- FRÖHLICH, K., KRALIK, M., PAPESCH, W., RANK, D., SCHEIFINGER, H. & STICHLER, W. (2008): Deuterium Excess in Precipitation of Alpine Regions – Moisture Recycling. – *Isotopes in Environmental and Health Studies*, **44**, 61–70. <https://doi.org/10.1080/10256010801887208>
- GLÄSER, J. & LAUDEL, G. (2009): Experteninterviews und qualitative Inhaltsanalyse: als Instrumente rekonstruierender Untersuchungen. – 4. Edition, 347 S., Wiesbaden (Springer).
- GMEINDL, M. (2007): The Combination of GIS, Remote Sensing and Hydraulic Transport Modelling for the Investigation of the Landslide Rindberg, Sibratsgfall, Vorarlberg, Austria. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität für Bodenkultur, 210 S., Wien.
- GUPTA, H., KLING, H., YILMAZ, K. & MARTINEZ, G. (2009): Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. – *Journal of Hydrology*, **377**, 80–91, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>
- HAN, L.F. & WASSENAAR, L.I. (2020): Principles and uncertainties of ^{14}C age estimations for groundwater transport and resource evaluation. – *Isotopes in Environmental and Health Studies*, **57**/2, 111–141. <https://doi.org/10.1080/10256016.2020.1857378>
- HARGREAVES, G.H. & SAMANI, Z.A. (1985): Reference crop evapotranspiration from temperature. – *Applied Engineering in Agriculture*, **1**/2, 96–99. <https://doi.org/10.13031/2013.26773>
- HASLINGER, K. & BARTSCH, A. (2016): Creating long-term gridded fields of reference evapotranspiration. – *Hydrology and Earth System Science*, **20**/3, 1211–1223. <https://doi.org/10.5194/hess-20-1211-2016>
- HIEBL, J. & FREI, C. (2016): Daily temperature grids for Austria since 1961 – concept, creation and applicability. – *Theoretical and Applied Climatology*, **124**, 161–178. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1411-4>
- HIEBL, J. & FREI, C. (2018): Daily precipitation grids for Austria since 1961 – development and evaluation of a spatial dataset for hydroclimatic monitoring and modelling. – *Theoretical and Applied Climatology*, **132**, 327–345. <https://doi.org/10.1007/s00704-017-2093-x>
- HILBERG, S. & RIEPLER, F. (2016): Interaction of various flow systems in small alpine catchments: conceptual model of the upper Gurk Valley aquifer, Carinthia, Austria. – *Hydrogeology Journal*, **24**, 1231–1244, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1396-9>
- HOCHLEITHNER, S. (2021): Valley on the Move. A transdisciplinary analysis of the socio-geological situation in Sibratsgfall, Vorarlberg, with a specific focus on risks connected to hydrogeological Dynamics. – Unveröffentlichter Bericht im Rahmen von EXTRIG, 144 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HOCHLEITHNER, S. (2022): Endbericht für die sozialwissenschaftliche Gesamtstudie. – Unveröffentlichter Bericht im Rahmen von EXTRIG, 41 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HOLZSCHUSTER, R. (2022): Datenevaluierung für das hydrogeologische Modell von dem Untersuchungsgebiet in Sibratsgfall. – Unveröffentlichter Bericht, 82 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HYNDS, P., REGAN, S., ANDRADE, L., MOONEY, S., O'MALLEY, K., DIPELINO, S. & O'DWYER, J. (2018): Muddy waters: refining the way forward for the “sustainability science” of socio-hydrogeology. – *Water* 2018, **10**/9, 1111, Basel. <https://doi.org/10.3390/w10091111>
- ISOTTA, F., FREI, C., WEILGUNI, V., PERČEC TADIĆ, M., LASSÈGUES, P., RUDOLF, B., PAVAN, V., CACCIAMANI, C., ANTOLINI, G., RATTO, S., MUNARI, M., MICHELETTI, S., BONATI, V., LUSSANA, C., RONCHI, C., PANETTIERI, E., MARIGO, G. & VERTAČNIK, G. (2014): The climate of daily precipitation in the Alps: development and analysis of a high-resolution grid dataset from pan-Alpine rain-gauge data. – *International Journal of Climatology*, **34**, 1657–1675, Oxford. <https://doi.org/10.1002/joc.3794>
- JACOB, D., PETERSEN, J., EGGERT, B., ALIAS, A., CHRISTENSEN, O.B., BOUWER, L., BRAUN, A., COLETTE, A., DÉQUÉ, M., GEORGIEVSKI, G., GEORGOPOULOU, E., GOBIET, A., MENUT, L., NIKULIN, G., HAENSLER, A., HEMPELMANN, N., JONES, C., KEULER, K., KOVATS, S., KRÖNER, N., KOTLARSKI, S., KRIEGSMANN, A., MARTIN, E., VAN MEIJGAARD, E., MOSELEY, C., PFEIFER, S., PREUSCHMANN, S., RADERMACHER, C., RADTKE, K., RECHID, D., ROUNSEVELL, M., SAMUELSSON, P., SOMOT, S., SOUSSANA, J.F., TEICHMANN, C., VALENTINI, R., VAUTARD, R., WEBER, B. & YIOU, P. (2014): EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. – *Regional Environmental Change*, **14**, 563–578. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>
- JARITZ, W. (2013): Ingenieurgeologie der Großhangbewegungen Sibratsgfall und Rindberg. Geotechnische Grundlagen für den Gefahrenzonenplan Sibratsgfall. – Unveröffentlichte Dissertation, 293 S., Technische Universität, Wien.
- JARITZ, W., TUREWICZ, V., OTTOWITZ, D. & SCHATTAUER, I. (2022): Geologische 3D Modellierung von Sibratsgfall. – Unveröffentlichter Bericht, 42 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- JURGENS, B. (2019): TracerLPM. <https://www.usgs.gov/software/tracerlpm>
- KAISER, J.C. (2005): Parameter estimation of transient flow problems with PEST in FEFLOW. – FEFLOW White Papers Vol. IV, DHI-WASY GmbH.
- KIESLINGER, B., SCHÄFER, T., HEIGL, F., DÖRLER, D., RICHTER, A. & BONN, A. (2017): The Challenge of Evaluation: An Open Framework for Evaluating Citizen Science Activities. – *SocArXiv*, September 20. <https://doi.org/10.31235/osf.io/enzc9>
- KNOBEN, W., FREER, J. & WOODS, R. (2019): Technical note: Inherent benchmark or not? Comparing Nash–Sutcliffe and Kling–Gupta efficiency scores. – *Hydrology and Earth System Sciences*, **23**, 4323–4331, Göttingen. <https://doi.org/10.5194/hess-23-4323-2019>
- KOTLARSKI, S., GOBIET, A., MORIN, S., OLEFS, M., RAJCZAK, J. & SMACOITS, R. (2022): 21st Century alpine climate change. – *Climate Dynamics*, **60**, 65–86. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06303-3>
- KRALIK, M. (2015): Bestimmung der Mittleren Verweilzeiten ausgewählten Brunnen- und Quellwässern in Vorarlberg mittels Isotopen- und Spurengasanalysen. – Unveröffentlichter Bericht, Amt der Vorarlberger Landesregierung, 70 S., Bregenz.
- KRALIK, M. (2022): Bestimmung der Einzugsgebietsgröße und der Wasseralters (Mittlere Verweilzeiten) des Untersuchungsgebiets Sibratsgfall mittels Isotopenmessungen ($^{18}\text{O}/^{2}\text{H}$, $^3\text{H}/^3\text{He}$, ^{14}C , ^{222}Rn) und Gastracern (FCKW11,-12,-113, SF_6). – Unveröffentlichter Bericht, 24 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

- LIMAYE, S.D. (2017): Socio-hydrogeology and low-income countries: taking science to rural society. – *Hydrogeology Journal*, **25/7**, 1927–1930, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1656-3>
- LINDINGER, H., GRATH, J., BRIELMANN, H., SCHÖNBAUER, A., GATTRINGER, I., FORMANEK, C., BROER, M., ROSMANN, T., HOLLER, C. & SZERENCSEITS, M. (2021): *Wasserschatz Österreich. Grundlagen für nachhaltige Nutzungen des Grundwassers*. – Bundesministerium für Landwirtschaft, Regionen und Tourismus, 122 S., Wien. https://info.bmlrt.gv.at/dam/jcr:75a703dd-9c25-452a-ac06-5240abb-d118a/Bericht_Wasserschatz.pdf
- LIU, F. & MAITLIS, S. (2010): Non-participant Observation. – In: MILLS, A.J., DUREPOS, G. & WIEBE, E. (Eds.): *Encyclopedia of Case Study Research*, 609–611, Los Angeles (SAGE Publications).
- MAILLET, E.T. (1905): *Mécanique et physique du globe: essai d'hydraulique souterraine et fluviale*. – *Mechanics and physics of the world: an essay of subterranean and fluvial hydraulics*, 218 S., Paris (Hermann).
- MARAUN, D. (2016): Bias correcting climate change simulations – a critical review. – *Current Climate Change Reports*, **2**, 211–220. <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0050-x>
- MARAUN, D., TRUHETZ, H. & SCHAFFER, A. (2021): Regional climate model biases, their dependence on synoptic circulation biases and the potential for bias adjustment: A process-oriented evaluation of the Austrian regional climate projections. – *Journal of Geophysical Research*, **126/6**, e2020JD032824. <https://doi.org/10.1029/2020JD032824>
- MARKOVICH, K.H., MANNING, A.H., CONDON, L.E. & MCINTOSH, J.C. (2019): Mountain-Block Recharge: A Review of Current Understanding. – *Water Resources Research*, **55/11**, 8278–8304, Washington, D.C. <https://doi.org/10.1029/2019WR025676>
- MASSON, D. & FREI, C. (2014): Spatial analysis of precipitation in a high-mountain region: exploring methods with multi-scale topographic predictors and circulation types. – *Hydrology and Earth System Sciences*, **18**, 4543–4563, Göttingen. <https://doi.org/10.5194/hess-18-4543-2014>
- MESSER, N. & TOWNSLEY, P. (2003): Local institutions and livelihoods: Guidelines for analysis. – 140 S., Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- MOSS, R., EDMONDS, J., HIBBARD, K., MANNING, M., ROSE, S., VAN VUUREN, D., CARTER, T., EMORI, S., KAINUMA, M., KRAM, T., MEEHL, G., MITCHELL, J., NAKICENOVIC, N., RIAHI, K., SMITH, S., STOUFFER, R., THOMSON, A., WEYANT, J. & WILBANKS, T. (2010): The next generation of scenarios for climate change research and assessment. – *Nature*, **463**, 747–756, London. <https://doi.org/10.1038/nature08823>
- OBERHAUSER, R. & RATAJ, W. (1998): Vorarlberg 1:200.000, die Schritte zu einer geologisch-tektonischen Karte. – *Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt*, **1997** (1998), 26–27, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- OKTAY, J.S. (2012): *Grounded theory*. – 173 S., Oxford (Oxford University Press).
- OLEFS, M. & KOCH, E. (2013): Projekt APOLIS – Austrian Photovoltaic Information System. – Endbericht, 70 S., Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.
- OLEFS, M., SCHÖNER, W., SUKLITSCH, M., WITTMANN, C., NIEDERMOSER, B., NEURURER, A. & WURZER, A. (2013): SNOWGRID – A new operational snow cover model in Austria. – *Proceedings of the international snow science workshop Grenoble – Chamonix Mont-Blanc*, 7–11 Oct 2013, 38–45, Grenoble.
- OLEFS, M., KOCH, R., SCHÖNER, W. & MARKE, T. (2020): Changes in snow depth, snow cover duration, and potential snowmaking conditions in Austria, 1961–2020 – A model based approach. – *Atmosphere*, **11**, 1330. <https://doi.org/10.3390/atmos11121330>
- PEER, M., DÖRLER, D., ZALLER, J.G., SCHEIFINGER, H., SCHWEIGER, S., LAAHA, G., NEUWIRTH, G., HÜBNER, T. & HEIGL, F. (2021): Predicting spring migration of two European amphibian species with plant phenology using citizen science data. – *Scientific reports*, **11/1**, 21611. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-00912-4>
- PELLICCIOTTI, F., BROCK, B., STRASSER, U., BURLANDO, P., FUNK, M. & CORRIPIO, J. (2005): An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. – *Journal of Glaciology*, **51**, Cambridge. <https://doi.org/10.3189/172756505781829124>
- PERRIN, C., MICHEL, C. & ANDRÉASSIAN, V. (2003): Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. – *Journal of Hydrology*, **279**, 275–289, Amsterdam. <http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694%2803%2900225-7>
- PREUSSER, F., REITNER, J.M. & SCHÜCHTER, C. (2010): Distribution, geometry, age and origin of overdeepened valleys and basins in the Alps and their foreland. – *Swiss Journal of Geosciences*, **103**, 407–426, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/s00015-010-0044-y>
- RAEYMAEKERS, T. (2011): *Forced Displacement and Youth Employment in the Aftermath of the Congo War: From making a living to making a life*. – MICROCON Research Working Paper No. 38. <https://doi.org/10.2139/ssrn.1762751>
- RE, V. (2015). Incorporating the social dimension into hydrogeochemical investigations for rural development: the Bir Al-Nas approach for socio-hydrogeology. – *Hydrogeology Journal*, **23/7**, 1293–1304, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1284-8>
- RE, V. (2021): Socio-hydrogeology and Geoethics – State of the Art and Future Challenges. – *Advances in Geoethics and Groundwater Management: Theory and Practice for a Sustainable Development*, 372–377, Cham (Springer).
- ROGELIS, M., WERNER, M., OBREGÓN, N. & WRIGHT, N. (2016): Hydrological model assessment for flood early warning in a tropical high mountain basin. – *Hydrology and Earth System Sciences*, discussion paper, Göttingen. <https://doi.org/10.5194/hess-2016-30>
- SCHABENBERGER, O. & GOTWAY, C.A. (2005): *Statistical methods for spatial data analysis*. – 512 S., New York (Chapman and Hall/CRC).
- SCHÖNER, W., KOCH, R., MATULLA, C., MARTY, C. & TILG, A.M. (2018): Spatiotemporal patterns of snow depth within the Swiss-Austrian Alps for the past half century (1961 to 2012) and linkages to climate change. – *International Journal of Climatology*, **39**, 1589–1603, Oxford. <https://doi.org/10.1002/joc.5902>
- SEIBERL, W., MOTSCHKA, K., HEIDOVITSCH, M., JOCHUM, B., WINKLER, E., SUPPER, R., AHL, A. & PIRKL, H. (2002): *Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Sibratsgfall/Vibg*. – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-L-G-020/00-1, 46 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SEIBERT, J., STROBL, B., ETTER, S., HUMMER, P. & VAN MEERVELD, H.J. (2019): Virtual staff gauges for crowd-based stream level observations. – *Frontiers in Earth Science*, **7**. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00070>
- SHEPARD, D.S. (1984): Computer mapping: The SYMAP interpolation algorithm. – In: GAILE, G.L. & WILLMOTT, C.J. (Eds.): *Spatial Statistics and Models*, 133–145, Dordrecht (Springer).

STICHLER, W. & HERMANN, A. (1983): Application of environmental isotope techniques in water balance studies of small basins. – New Approaches in Water Balance Computations, IAHS, Hamburg, IAHS-148, 93–112, Hamburg.

SÜLTENFUSS, J. & MASSMANN, G. (2004): Datierung mit der ^3He -Tritium-Methode am Beispiel der Uferfiltration im Oderbruch. – Grundwasser, **4**, 221–234. <https://doi.org/10.1007/s00767-004-0055-6>

SUPPER, R., RÖMER, A., BIEBER, G. & JARITZ, W. (2005): A Complex Geoscientific Strategy for Landslide Hazard Mitigation – Case Study Sibratsgfall. – Near Surface 2005 – 11th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, European Association of Geoscientists & Engineers. <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.13.B011>

SWITANEK, M., TROCH, P., CASTRO, C., LEUPRECHT, A., CHANG, H., MUKHERJEE, R. & DEMARIA, E. (2017): Scaled distribution mapping: A bias correction method that preserves raw climate model projected changes. – Hydrology and Earth System Sciences, **21**, 2649–2666, Göttingen. <https://doi.org/10.5194/hess-21-2649-2017>

TAYLOR, K., STOUFFER, R. & MEEHL, G. (2012): An overview of CMIP5 and the experiment design. – Bulletin of the American Meteorological Society, **93**/4, 485–498, Boston. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>

TILCH, N., MOTSCHKA, K. & WINKLER, E. (2020): Endbericht des GBA-internen Projektes Radio-t. Untersuchung der Korrelation terrestrischer radiometrischer Messdaten mit Daten anderer Untersuchungsmethoden in ausgewählten Untersuchungsgebieten Vorarlbergs. Teilbericht 2: Bodenradiometrische Daten und deren Nutzen im Rahmen der Erstellung einer aeroradiometrisch basierten Substrat-Konzeptkarte für das Untersuchungsgebiet „Sibratsgfall“. – Unveröffentlichter Bericht, 64 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

TROY, T.J., KONAR, M., SRINIVASAN, V. & THOMPSON, S. (2015): Moving sociohydrology forward: a synthesis across studies. – Hydrology and Earth System Sciences, **19**/8, 3667–3679, Göttingen. <https://doi.org/10.5194/hess-19-3667-2015>

USGS (2019): Atmospheric mixing ratios of CFC-11, CFC-12, CFC-13, CFC-113, and SF6 in North America (NH) compiled by the USGS CFC Lab Age Dating Group. https://water.usgs.gov/lab/software/air_curve/

VEREIN BEWEGTE NATUR SIBRATSGFÄLL (2022): Ein Dorf in Bewegung. <http://www.bewegtenatur.at>

VINCENTE-SERRANO, S.M., BEGUERÍA, S. & LÓPEZ-MORENO, J.I. (2010): A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. – Journal of Climate, **23**/7, 1696–1718, Boston. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2909.1>

WALPOLE, M.J. & SHELDON, I.R. (1999): Sampling butterflies in tropical rainforest: An evaluation of a transect walk method. – Biological conservation, **87**/1, 85–91, Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/S0006-3207\(98\)00037-8](https://doi.org/10.1016/S0006-3207(98)00037-8)

WASSENAAR, L.I., HENDRY, M.J., CHOSTNER, V.L. & LIS, G.P. (2008): High Resolution Pore Water $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ Measurements by $\text{H}_2\text{O}(\text{liquid})$ - $\text{H}_2\text{O}(\text{vapor})$ – Equilibration Laser Spectroscopy. – Environmental Science and Technology, **42**/24, 9262–9267, Washington, D.C. <https://doi.org/10.1021/es802065s>

WÖHRER-ALGE, M. (2013): Landslide Management in Austria with Particular Attention to Hazard Mapping and Land Use Planning. – In: MARGOTTINI, C., CANUTI, P. & SASSA, K. (Eds.): Landslide Science and Practice, 231–237, Berlin–Heidelberg (Springer).

YUE, S., PILON, P. & CAVADIAS, G. (2002): Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. – Journal of Hydrology, **259**, 254–271, Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00594-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00594-7)

9 Rechtsnormen

DIN 19682-7 (2015): Bodenbeschaffenheit – Felduntersuchungen – Teil 7: Bestimmung der Infiltrationsrate mit dem Doppelring-Infiltrimeter.

DIN 19682-8 (2012): Bodenbeschaffenheit – Felduntersuchungen – Teil 8: Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit mit der Bohrlochmethode.

ÖNORM B 2581 (1978): Landwirtschaftlicher Wasserbau – Drainung.

ÖNORM B 4401 (2020): Geotechnik – Zusammenhang zwischen Bohrverfahren, Güteklassen von Bodenproben und Probenmen-gen für geotechnische Laboruntersuchungen.

ÖNORM EN ISO 5667-1 (2007): Wasserbeschaffenheit – Probe-nahme – Teil 1: Anleitung zur Erstellung von Probenahmeprogram-men und Probenahmetechniken.

ÖWAV (2017): ÖWAV-Regelblatt 205: Nutzung und Schutz von Quellen in nicht verkarsteten Bereichen. – 72 S., Austrian Stan-dards plus Publishing, Wien.