

26. GEOFORUM UMHAUSEN

17. - 18. OKTOBER 2024



TAGUNGSBAND

## Grußworte von Landesrätin Astrid MAIR, BA MA

Sehr geehrte Tagungsteilnehmerinnen und Tagungsteilnehmer, sehr geehrte Vortragende, liebes Organisationsteam!

Mit großer Freude darf ich auch heuer das Geoforum Umhausen eröffnen, das nunmehr zum 26. Mal stattfindet.

Das Geoforum Umhausen zeichnet sich seit seiner Gründungstagung im Jahr 1999 dadurch aus, dass es eine interdisziplinäre und internationale Tagung darstellt, die auf höchstem Expertenniveau die Probleme des alpinen Raumes und der im Gebirge lebenden Menschen lösungsorientiert behandelt. Stets finden sich hier in Umhausen-Niederthai anerkannte Fachleute aus Wissenschaft und Praxis ein, um angesichts des Klimawandels ihr Wissen auszutauschen, neue Entwicklungen zur Verhinderung oder Minimierung von Gefahren für den Siedlungs- und Lebensraum der Menschen darzulegen und so dazu beizutragen, dass das Leben der Menschen in den Alpen trotz der möglichen oder zu erwartenden Änderungen der Wetter- und Klimaverhältnisse weiter eine positive Entwicklung nehmen kann.

Der bisherige Verlauf des Jahres 2024 hat deutlich gezeigt, wie wichtig Expertentagungen wie das Geoforum Umhausen sind. Der Themenmix des heurigen 26. Geoforums Umhausen ist besonders breit gestreut und damit ist die Tagung bestens aufgestellt, um die Gesamtproblematik, die die Änderungen in der alpinen Umwelt mit sich bringen bestmöglich zu behandeln und praktikable Problemlösungen zu erarbeiten.

Als Landesrätin der Tiroler Landesregierung für Sicherheit und für den Zivil- und Katastrophenschutz habe ich das größte Interesse, dass neue Erkenntnisse auch den Entscheidungsträgern der Politik und der Verwaltung zukommen und für die nötigen künftigen Weichenstellungen zur Verfügung stehen. Mit der Gründung des „Tiroler Zentrums für Krisen- und Katastrophenmanagement“ am 01.02.2021, das unter der Leitung von Herrn HR Elmar Rizzoli steht, habe ich eine dieser Weichenstellungen für die Zukunft bereits vorgenommen. Mir ist bewusst, dass dieses Krisen- und Katastrophenschutzmanagement weit über die Problematiken von Hochwasser, Muren, Steinschlag und Felssturz hinausgeht. Das Geoforum Umhausen zeigt uns das auch eindrucksvoll, indem auch der Schutz von Grund- und Quellwasser und damit der Schutz des Trinkwassers und seiner Reserven thematisiert wird. Auch der Schutz anderer Rohstoffe ist – wie das Geoforum Umhausen aufzeigt - zukünftig verstärkt zu betrachten, ebenso wie die Problematik der Bodenversiegelung und vieles mehr, was in der Geoforumstagung angesprochen wird.

Ich darf nun dem 26. Geoforum Umhausen einen interessanten und erfolgreichen Verlauf wünschen und danke den Organisatoren der Tagung. Ich freue mich auf ein Wiedersehen beim 27. Geoforum Umhausen 2025!

Astrid Mair, BA, MA

(Landesrätin für Sicherheit, ArbeitnehmerInnen, Generationen, sowie Zivil- und Katastrophenschutz)



## Grußworte von LA Klubobmann Bgm. Mag. Jakob Wolf, Bürgermeister von Umhausen

Sehr geehrte Tagungsteilnehmerinnen und Tagungsteilnehmer, sehr geehrte Vortragende, liebes Organisationsteam!

Ganz anders wie etwa viele Regionen Ostösterreichs ist das Ötztal und damit auch unsere Gemeinde Umhausen 2024 bisher von besonders argen Auswirkungen der Naturgewalten verschont geblieben. Wir müssen aber davon ausgehen, dass auch wieder „stürmischere Zeiten“ auf uns zukommen werden. So ist es besonders positiv zu bewerten, dass Umhausen seit 1999 die „Heimstätte“ der jährlichen Tagungen des Geoforums ist. Das Geoforum Umhausen lebt seine hehren Ziele in außergewöhnlich positiver Weise, indem es den intensiven Kennnisaustausch der Wissenschaft mit den Praktikern interdisziplinär ermöglicht.



So können lösungsorientierte Strategien entwickelt werden, die angesichts des ständigen Wandels der Umwelt erfolgreich helfen, den alpinen Raum so sicher wie möglich und so lebenswert wie möglich zu erhalten. Dies ist im Hinblick auf die Tatsache, dass im alpinen Raum mehrere Millionen Menschen leben und dieser auch das Ziel 100.000er Urlauber ist, von denen viele – ebenso wie die Einheimischen - auch die Berge bis zu den höchsten Gipfeln als ihren Freizeit- und Erholungsraum ansehen, von existentieller Bedeutung. Der nötige „Blick über den eigenen Tellerrand“ gelingt dem Geoforum Umhausen dabei insbesondere auch durch die aktive Teilnahme von Tiroler Experten, sowie auch von österreichischen Fachleuten von außerhalb Tirols und von internationalen Experten.

Besonders positiv ist auch die Einbeziehung der einheimischen Bevölkerung in die jährlichen Tagungen. Durch öffentliche Abendvorträge oder Podiumsdiskussionen haben die Bewohner des Ötztals und seiner näheren und weiteren Umgebung, aber auch Urlaubsgäste bei freiem Eintritt die Möglichkeit Experten, die zu aktuellen Themen referieren, anzuhören und mit ihnen zu diskutieren. Ich erwarte mir auch vom heurigen öffentlichen Abendvortrag wieder, dass er auf großes Interesse und eine starke positive Wirkung auf die Zuhörerinnen und Zuhörer sowie auf die eingeladenen Medien haben wird.

Vor allem bei schönem Herbstwetter bietet der Tagungsort im Ortsteil Niederthai eine herrliche Aussicht auf die einzigartige Bergwelt der Ötztaler Alpen. Dieses traumhafte Ambiente wird auch den Erfolg der Tagung, wie stets seit 1999, unterstützen.

Als Bürgermeister der Gemeinde Umhausen heiße ich jedenfalls alle Teilnehmerinnen und Teilnehmer des 26. Geoforums 2024 herzlich willkommen. Ich danke den Vortragenden für ihre interessanten Beiträge, der Zuhörerschaft für das große Interesse und den Organisatoren des Vereins Geoforum Tirol für ihren unermüdlichen Einsatz zur Organisation der Tagung. Ich darf mit Blick in die Zukunft feststellen, dass ich mich schon sehr freue, Sie alle im Jahr 2025 zum 27. Geoforum Umhausen wieder willkommen heißen zu dürfen.

Mag. Jakob Wolf (Klubobmann der Volkspartei im Tiroler Landtag und Bürgermeister von Umhausen)

## Editorial von Hofrat Dr. Gunther Heißel

Der bisherige Jahresverlauf 2024 hat uns allen wieder einmal vor Augen geführt, was es bedeutet, den Naturgewalten ausgeliefert zu sein. Bei aller Wertschätzung der Frage über den menschlichen Beitrag an den Änderungen von Wetter- und Klimabedingungen wäre es in Anbetracht der Geschehnisse wertvoll, wenn man den Blickwinkel nicht zu sehr einengt, weil man sich dadurch der Beurteilung geeigneter Schutzstrategien in dem dafür nötigen Umfang entzieht.



Fest steht, dass der Mensch seit Jahrtausenden durch das Setzen seiner Taten die Umwelt beeinflusst und verändert. Keine Taten zu setzen entspricht nicht dem Wesen der Menschheit – und auch das würde Auswirkungen auf die Umwelt nach sich ziehen. Fest steht auch, dass diese Veränderungen schon oft schwere negative Auswirkungen gehabt haben (z.B. durch das Abholzen der Wälder in den Alpen und anderswo). Natürlich verändert der Mensch des 20. und 21. Jahrhunderts den Planeten noch intensiver als jemals davor, da er nun viel geeignetere Mittel dazu hat. Keinesfalls sollte man daher den Fokus allein auf die Treibhausgase legen, sondern die Prozesse ganzheitlich betrachten. In den aktuellen Diskussionen wird jedoch kaum darauf eingegangen, dass der Mensch z. B. zwischenzeitlich hunderte Megacitys erbaut und seine Städte und Dörfer ständig vergrößert hat, mit all ihren Auswirkungen auf die Umwelt. Und der Mensch baut kräftig weiter, sodass Rohstoffe wie Grund- und sauberes Trinkwasser rar werden oder etwa Sand als Baustoff für unsere ausufernde Bautätigkeit weltweit knapp zu werden droht.

Wenn menschliche Infrastruktur durch Naturkatastrophen beschädigt oder gar vernichtet wird, liegt das nicht nur daran, dass die Naturereignisse nach Meinung vieler Experten heftiger werden, sondern wohl auch daran, dass es der zunehmende Wohlstand mit sich bringt, dass heute viel mehr Wert in unseren Siedlungsräumen und in unserer Infrastruktur vorhanden ist als z. B. noch vor 70 Jahren. Schadenereignisse vernichten also auch deshalb mehr Werte, als sie früher konnten.

Eng mit der weltweiten Bautätigkeit hängt auch die Frage der Bodenversiegelung zusammen, die – zumindest für die Öffentlichkeit – lange weitgehend aus den Betrachtungen ausgenommen war. Dabei kann es keinesfalls nur darum gehen, ob irgendwo am Ortsrand ein Supermarkt entsteht. Dies kann man bestenfalls als „symbolisches“ Beispiel gelten lassen.

Man wird auch die Bemessungsgrundlagen von Bauwerken etwa hinsichtlich der Gefährdung durch Hochwässer überdenken müssen und dies nicht nur bezogen auf Klimaänderungen durch Treibhausgase, sondern unter der vorstehend beschriebenen ganzheitlichen Betrachtung aller sich ändernden Einflussfaktoren. Dass hier manches in der Betrachtung nicht ausreichend einfließt, zeigen wohl auch die jüngsten Ereignisse im zentralen Mitteleuropa – von anderen Weltgegenden ganz zu schweigen.

Das 26. Geoforum Umhausen 2024 versucht, wie wohl kaum eine andere Expertentagung, interdisziplinär und ganzheitlich diese Betrachtungsweisen zu leben. Früher hat der Mensch auf Änderungen in der Natur mit Änderungen seiner Strategien reagiert und so – beispielsweise in den Alpen – seinen Lebensraum trotz bescheidener

technischer Hilfsmittel erfolgreich erhalten können. Ohne Anpassung der Strategien wird es trotz unserer geballten technischen und wissenschaftlich fundierten Hilfsmittel auch heute nicht gehen. Das 26. Geoforum 2024 leistet dazu dank der Präsentation des hervorragenden Wissens unserer Vortragenden einen nicht unbedeutenden Beitrag.

Hofrat Dr. Gunther Heißel

(Präsident des Vereins Geoforum Tirol)

## INHALTSVERZEICHNIS

Aktuelle Herausforderungen im Krisen- und Katastrophenmanagement .....	6
Hangrutschung Hörbranz-Hochreute - Prozess und Zonenabgrenzung .....	8
Fluchthorn Ein Jahr Danach – Die Wissenschaftliche Erkenntnis .....	17
Rutschung Brienz/Brinzauls – Ein Berg in Bewegung.....	18
Der Berg kriecht! - Kinematik und treibende Faktoren einer Massenbewegung am Beispiel Padauner Berg - Tirol .....	29
Wie können Radarsatellitendaten die Beurteilung von großräumigen geologischen Phänomenen unterstützen? .....	39
Charakterisierung und Überwachung von Hanginstabilitäten mittels seismischer Bodenunruhe .....	51
Tiefreichende Evaporitlösung – ein schwer fassbares und möglicherweise unterschätztes Geofahren-Thema.....	57
Ist die unterirdische Speicherung von Gasen die Lösung den Klimawandel zu stoppen? .....	58
smartROCK: Vorteile von 3D-Methoden zur Bemessung von Sicherungsbauwerken .....	62
Geohydrologisches Risiko durch Waldbrände in den Alpen .....	63
Photovoltaikanlagen in Mittelgebirgslagen - Vorhabensbewertung gegenüber Erosionsgefährdung .....	64
Der Einfluss des Klimawandels auf das Abflussverhalten von Blockgletschern und übergeordneter alpiner Einzugsgebiete .....	80
Langzeittrends und Entwässerungsdynamik der Quellen Österreichs.....	94
„Interessante Radiokarbon-Datierungen aus der geologischen Praxis in Westösterreich“ ....	106
Grundwasserdatierungen an Beispielen in Tirol-Vorarlberg: Pro und Kontra .....	115
PFAS – Eine Schadstoffgruppe mit Zukunft .....	116
Ermittlung der Chloridfracht im Grundwasser mittels numerischer Modellierung am Beispiel der Gewässerschutzanlage Walsenberg.....	118
Hangmure oberhalb A13 – Bereich Brennerpass / Alter Zollamtsplatz.....	128
Neue Standardpublikationen an der Geosphere Austria und deren Anwendung für die Erstellung einer Gesamtlegende (EAGLe-Projekt): Fallbeispiele aus dem Ötztal-Stubai Kristallin .....	138

# Aktuelle Herausforderungen im Krisen- und Katastrophenmanagement

E. Rizzoli<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Amt der Tiroler Landesregierung, Gruppe Tiroler Zentrum für Krisen- und Katastrophenmanagement

## Kurzfassung

In den letzten Jahrzehnten sprach man kaum von Krisen oder Krisenmanagement und auch im Bereich der Katastrophenbewältigung musste sich der Terminus „Management“ erst etablieren und die Begrifflichkeit „Katastrophenhilfe“ ablösen.

Beginnend mit 2015 war Europa die letzten Jahre von Ereignissen betroffen, welche die Bezeichnung „Krise“ verdienten. War es in den Jahren 2015/16 die Migrationskrise, das erste Ereignis in Europa nach dem 2. Weltkrieg, von welchem mehrere Nationalstaaten vom Balkan bis Nordeuropa und nicht nur Talschaften, Regionen oder einzelne (Bundes-) Länder betroffen waren. In den Jahren 2020 bis 2023 musste die Corona-Pandemie bewältigt werden. Die Betroffenheit nahm hier nochmals deutlich zu und erstreckte sich über die gesamte Welt.

Energiekrisen, Cyberangriffe auf das staatliche Handeln, kriegerische Auseinandersetzungen mitten in Europa, Versorgungsengpässe und die Auswirkungen des Klimawandels sind Herausforderungen, welchen wir uns wohl in den nächsten Jahren und Jahrzehnten stellen müssen. Was haben diese (Krisen-) Szenarien allesamt gemein? Es sind dies die fast unheimlich anmutende Komplexität, die Kaskadeneffekte und die Möglichkeit des parallelen Auftretens. So können kriegerische Auseinandersetzungen im Sinne der hybriden Kriegsführung Cyberangriffe vorsehen, welche wiederum Energie- oder Versorgungsengpässe auslösen. Es sind die verschiedenste Kombination der oben genannten, für sich selbst schon sehr komplexen Szenarien denkbar.

Vielerorts muss festgestellt werden, dass weder Gesellschaft, noch Wirtschaft, Verwaltung und auch Politik auf die Bewältigung solcher Krisen vorbereitet sind. Die Parallelität, die lange Dauer, die komplexen Abhängigkeiten, die damit verbundenen finanziellen Notwendigkeiten, fordern ganze Staaten extrem.

Nachdem es sich bei den in den letzten Jahren erlebten Krisen sicherlich nicht um „Eintagsfliegen“ handelt, sind wir alle aufgefordert, Strategien zu entwickeln, welche uns die Bewältigung der künftigen Herausforderungen im Krisen- und Katastrophenmanagement ermöglichen. Die Abkehr von der „Katastrophen-Demenz“ ist Gebot der Stunde. Die Kultur einer gewissen Selbstreflexion nach bewältigten Krisen oder Katastrophen hat sich erfreulicher Weise in den letzten Jahren etabliert. Egal ob „Hot Wash Up“, „Lessons Learned“ oder „Lessons Identified“, wir hinterfragen unsere Einsätze und Bewältigungsstrategie mehr oder weniger kritisch. Wir ziehen auch die so oft zitierten „Lehren“, aber ziehen wir immer die Konsequenzen? Genau an diesem Punkt muss angesetzt werden. Erkenntnisse sowohl aus Erfahrungen als auch aus der Wissenschaft müssen in eine konsequente Weiterentwicklung des Krisen- und Katastrophenmanagements einfließen. Es ist eine lebende Materie und jene Vorschriften, welche noch Anfang dieses Jahrtausends hoch modern waren, sind mittlerweile überholt und gehören dringendst überarbeitet.

Die Resilienz des gesamten Staates und somit nicht nur der Behörden und Einsatzorganisationen, sondern auch jene der Bevölkerung und der auch jene der Wirtschaft ist deutlich zu verbessern. Die „Vollkasko-Mentalität“ kann in komplexen Krisen nicht mehr bedient werden, sondern muss in solchen Herausforderungen JEDER seinen Beitrag zur Bewältigung leisten.

Eine weitere erforderliche Maßnahme in der Zukunft wird die Generierung von umfassenden und stetigen Lagebildern sein. Das Wissen über die Lage ist schließlich das Fundament jeglichen Krisen- und Katastrophen-

managements. Und hier ist anzusetzen. Die Lageführung darf nicht erst mit Eintritt eines Ereignisses beginnen, sondern muss einen laufenden Prozess der ständigen Beurteilung verschiedenster für die Krisenbewältigung notwendiger Faktoren darstellen.

Es muss ein deutliches Umdenken stattfinden. Krisen und Katastrophen dürfen nicht mehr „verwaltet“ werden, sie müssen „gemanagt“ werden und Krisen- und Katastrophenmanagement ist nicht mehr nur die Aufgabe einer kleinen 5köpfigen Familie, nämlich der Katastrophenschutzbehörden, der Feuerwehr, der Rettungsdienste, der Polizei und des Bundesheers, sondern vielmehr aller staatlichen Akteure und auch privater, wie beispielsweise der Wirtschaft.

Die Österreichische Verfassung sieht nicht umsonst in ihrem Artikel 9a die „Umfassende Landesverteidigung“ vor. Ihre vier Säulen, die militärische, die geistige, die wirtschaftliche und die zivile Landesverteidigung, sollen uns alle erdenklichen Krisen bewältigen lassen. Das können sie aber nur, wenn sie auf einem festen Fundament stehen und selbst auch nicht beschädigt sind. Dass wir von diesem Idealzustand weit entfernt sind, dürfte kein Geheimnis sein und es ist bei weitem nicht die Säule der militärischen Landesverteidigung, welche die größten Risse aufweist.

# Hangrutschung Hörbranz-Hochreute - Prozess und Zonenabgrenzung

B. Grasbon<sup>1</sup>, T. Frandl<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ingenieurbüro Grasbon, Lärchenstraße 27, 6063 Rum, Tirol; office@ib-grasbon.at

<sup>2</sup> FTD für WLW, GBL Bregenz, Rheinstraße 32/4, 6900 Bregenz, Vorarlberg; thomas.frandl@die-wildbach.at

## Kurzfassung

In der Nacht auf den 29.04.2023 kam es im Zuge eines Starkregenereignisses zu einer Felsgleitung mit nachfolgenden Hangbewegungen im Siedlungsgebiet von Hochreute, Gemeindegebiet Hörbranz (Vorarlberg). Durch die Auflast der Rutschungs-/Erdstromablagerungen aus dem Oberhang kam es im Kopfbereich des Unterhangs zur Aktivierung von Bewegungen, phasenweise verstärkt, was neben Niederschlagsereignissen, gemäß Analyse Ereignisdokumentation, v.a. mit Masseninput aus dem Oberhang gekoppelt erfolgte. Es ist neben der Änderung der Geländemorphologie zu einer Zerstörung von sechs Gebäuden gekommen. Ab Beginn der Hangbewegung «Rutschung Hörbranz» wurden diverse Maßnahmen zum Schutz des Siedlungsbereichs umgesetzt. Eine längerfristige Beruhigung der Bewegungen im siedlungsrelevanten Unterhang ist nach massiven Aushüben im Kopfbereich des Unterhangs ab Ende November 2023 erkennbar, denen Abträge und Drainagemaßnahmen in den Stirnbereichen vorangingen.

Aufgrund wesentlicher Änderungen der naturräumlichen Gegebenheiten gibt das Forstgesetz vor, dass eine Überarbeitung des bestehenden Gefahrenzonenplans der Wildbach- und Lawinenverbauung (WLW) mit neuer Beurteilung der Gefährdungssituation für den Siedlungsbereich durchgeführt werden muss.

Es wird hierbei zwischen seichten und tiefgründigen Massenbewegungen, deren Ereignishäufigkeit und deren Lage im Erosions-/Rutschbahn-/Ablagerungsbereich unterschieden. Weiters ob Massenbewegungen für Dauersiedlungsräume tolerierbare Bewegungen aufweisen und mit vertretbarem Aufwand geschützt werden können. Für die Abgrenzung wurde ergänzend unterstellt, dass aktuell und bei einem neuerlichen Ereignis vergleichbare Maßnahmen wie 2023/2024 gesetzt werden, um den Siedlungsbereich zu schützen.

## Abstract

*During the night of April 29, 2023, a heavy rain event led to a rock slide with subsequent slope movements in the settlement area of Hochreute, Hörbranz (Vorarlberg). Due to the load of the landslide/earthflow deposits from the upper slope, movements were activated in the head area of the lower slope. In addition to the change in the terrain morphology, six buildings were destroyed. Due to these significant changes in the natural conditions, the existing hazard zone plan of the Torrent and Avalanche Control must be revised.*

---

## 1. Rutschung Hörbranz

Durch eine Felsgleitung mit Materialverlagerung in den Raumrelevanten Siedlungsbereich wurde der Unterhang, eine relikte Rutschmasse, aktiviert. Letztere wies zeitweise starke Bewegungen Richtung NW und W auf (Abb. 1). Es kam zu Lageveränderungen von bis zu 63°m (Abb. 7), wobei sich die größten Bewegungsraten auf den Kopfbereich des Unterhangs konzentrierten und hier zur Zerstörung von 6 Gebäuden führten. Initiiert wurden die Bewegungen bereits durch anfänglich verhältnismäßig geringe Masseneinträge auf den Kopf des Unterhangs (Abb. 2,

3). Sowohl Anbruch- als auch Ablagerungsbereich weiteten sich im Laufe des Jahres 2023 aus (Abb. 1, 4). Es wurden laufend diverse Maßnahmen zum Schutz der Siedlung umgesetzt (Pkt. 4).

Im Bereich der reaktivierten Rutschmasse (Unterhang) wurde der Untergrund mittels 17 Bohrungen (09/2023, 01/2024), die Lage der Gleitfläche mit 4 Inklinometern (01/2024) erkundet. Im Bereich der Felsgleitmasse (Oberhang) wurden Geophysikalische Untersuchungen (Hybridseismik, Geoelektrik) durchgeführt (04/2024). Am 30.04.2023 (0-Messung) wurde mit der terrestrischen Vermessung begonnen, die im Laufe der Zeit erweitert wurde. Weiters wurden Orthofotoaufnahmen und digitale Gelände-/Differenzmodelle erstellt.

Im Differenzmodelle 04/2024 zu 2017 sind Geländeänderungen durch die Hangbewegung 2023 - 2024 und die gesetzten Maßnahmen (wie Abträge, Bauhilfswege) erkennbar (Abb. 1). Die Gefährdungsklassifizierung erfolgte für den umrandeten Raumrelevanten Bereich.

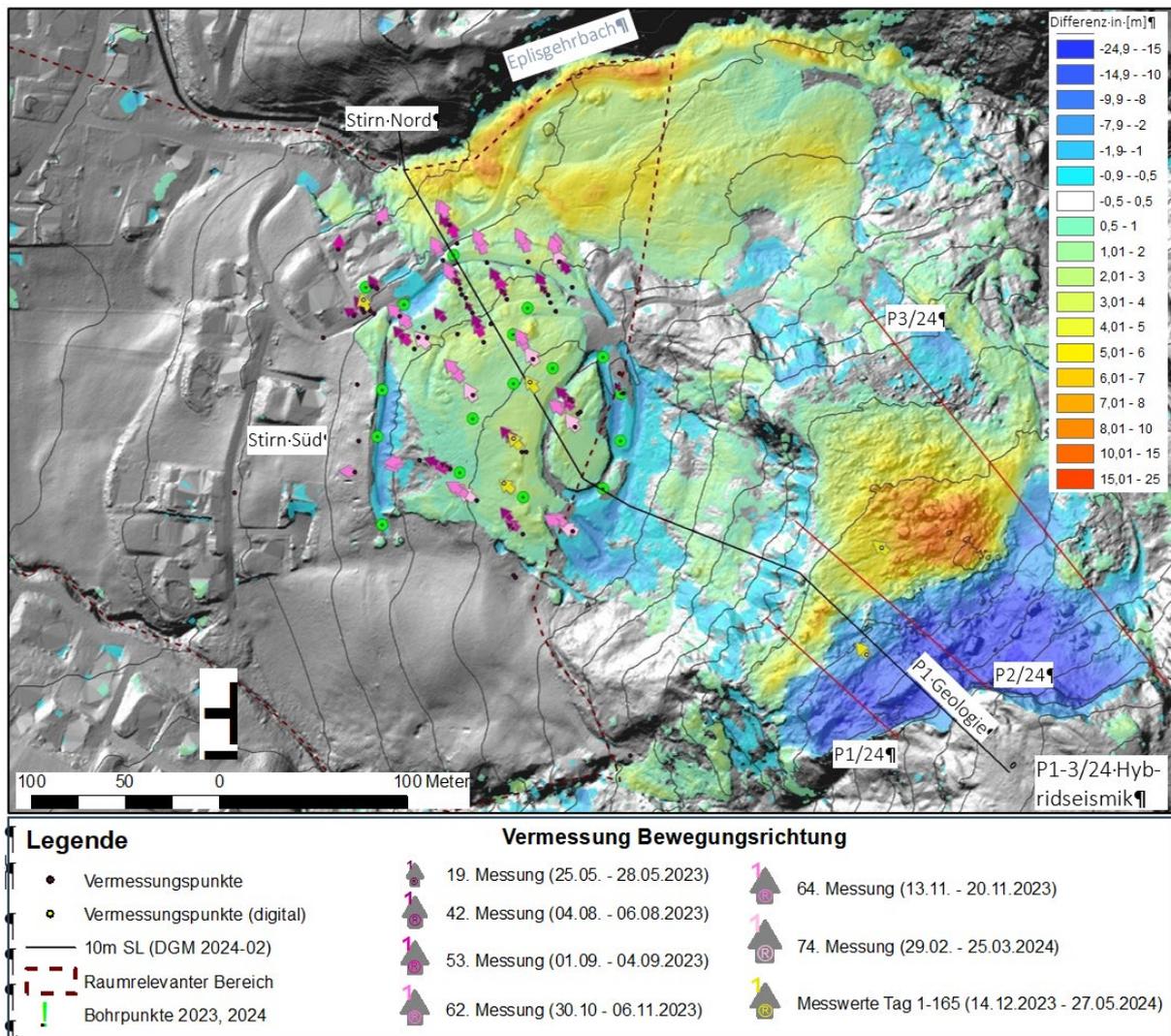


Abb.1: Differenzmodell: Befliegung 04/2024 zu 2017 (DGM 50 cm; Hintergrund: DGM gt2024/02/21) mit Bewegungsrichtungen unterschiedlicher Vermessungsperioden. Massendefizit: Kopf Felsgleitung; Bereich Stirn Süd + Kopf Rutschung Unterhang (künstliche Abträge); Zuwächse: Bereich Rutschung / Erdstrom, entlang Eplisgehrbach. Bewegungen Richtung Stirn Süd und Nord. Bewegung Felsgleitmasse (zwischen P1+P2/24) Richtung NW ca. parallel Profilschnitte.



Abb. 2: Foto vom 29.04.2023, 1 Tag nach Beginn Hangbewegungen Hörbranz. Verhältnismäßig kleiner Felsanbruchbereich «a», ca. 150 m breiter Rutschungsanriss «b» und induzierte Bewegungen Bereich Wiese / Hof «c». Zwischen «a» und «b» ist anhand verkippter Bäume erkennbar, dass es auch hier zu Bewegungen gekommen ist (Felsgleitung). Vergleichsweise kleinräumige frische Ablagerungen am oberen Wiesenrand. 30.04.2023: Risse in Wiese / Straße im Unterhang dokumentiert.

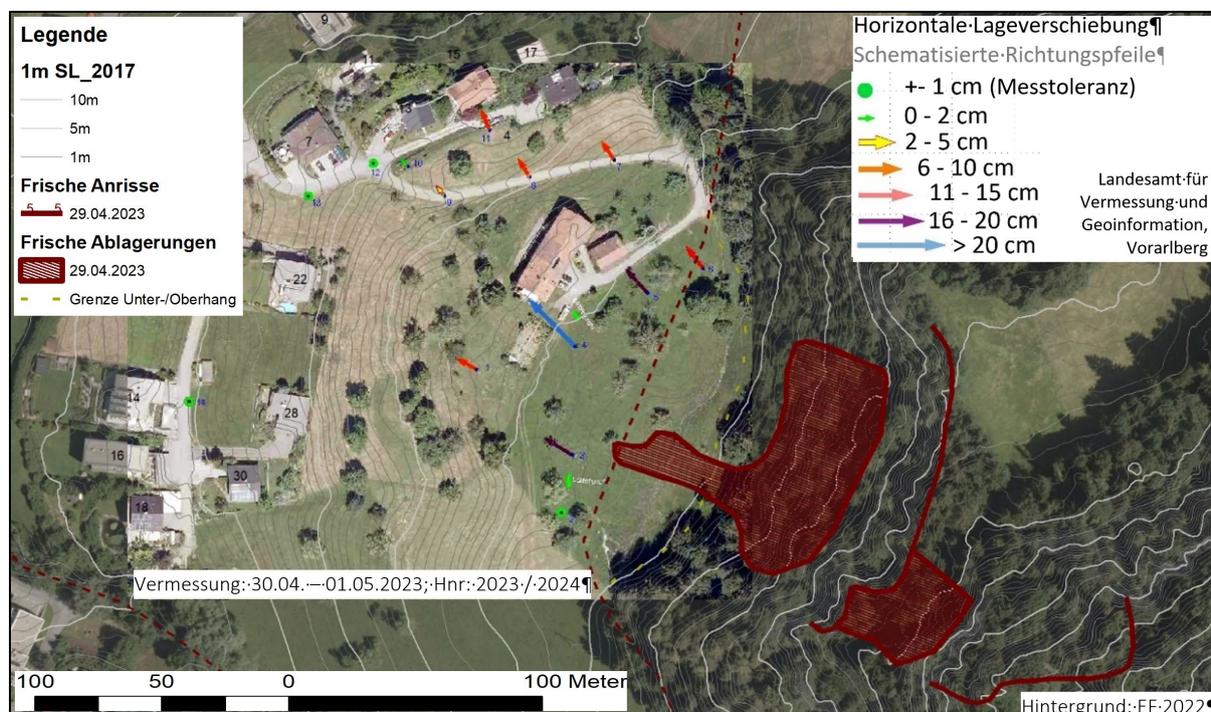


Abb.3: Frisch Ablagerungen / Anbruchbereiche vom 29.04.2023: Basis: Pressefoto Abb. 1 (Nicht dargestellt: Transitstrecke). Frische Ablagerung am Kopf Unterhang auf ca. 520 m<sup>2</sup> (bei Ø Mächtigkeit von 1,6 m: ca. 830 m<sup>3</sup>). Ausmaß induzierte Bewegungen am Kopf des Unterhangs visualisiert anhand Ergebnis der ersten Folgemessung der terrestrischen Vermessung. Braunstrichliert: Raumrelevanter Bereich.

## 2. Geologie / Geomorphologie / Prozesse

Im Untersuchungsgebiet stehen Gesteine der oberen Süßwassermolasse an, die als Wechsellagerung aus Kalkmergeln, Kalksandsteinen und Konglomeraten, mit einem Hauptanteil an Mergelsteinen, mit tendenziell flachem Einfallen Richtung ca. NW-N (320-350/02-20), vorliegen. Die Klufflächen streichen hauptsächlich SW-NE und NW-SE bei steilem Einfallen. Gemäß GBA, 1983 liegt der Glimmer / Tonanteil der im Kartenblatt 82 beprobten Mergel bei 26-46%. Die Detailanalyse der Tonminerale ergab einen Hauptanteil an quellfähigem Montmorillonit (49-64%).

Im für den Siedlungsbereich relevanten Unterhang treten Hinweise auf eine relikte Rutschmasse (Abb. 4) mit einer Restscherfestigkeit gemäß Labor von 13-18° auf. Der bebaute Hangbereich zeigt eine mittlere Neigung von 12 – 14° und flacht im Kopfbereich auf bis zu 0° ab. Wie beschrieben, kam es durch die Auflast der Rutschungs-/ Erdstromablagerungen aus dem Oberhang im Kopfbereich des Unterhangs zur Aktivierung von Bewegungen, phasenweise verstärkt, was neben Niederschlagsereignissen, gemäß Analyse der Ereignisdokumentation, v.a. mit Masseninput aus dem Oberhang gekoppelt erfolgte. Die Gleitfläche wurde bei 7 – 9,5 m unter GOK (Abb. 4), Fels 6,5 – 17,2 m unter GOK angetroffen (Bohrpunkte Abb. 1). Die Rutschmasse wird von einer sandigen Ton - Schluff - Mischung zusammengesetzt. Laboranalysen ergaben 16 - 27% an Tonmineralen bzw. einen Anteil von 50 – 79% an quellfähigem Smektit der Montmorillonitgruppe in der Tonfraktion, gekoppelt mit einem hohen Wasseraufnahmevermögen (66-78%) bei gleichzeitig hoher Sättigungszahl (bis zu 99%) des Lockermaterials.

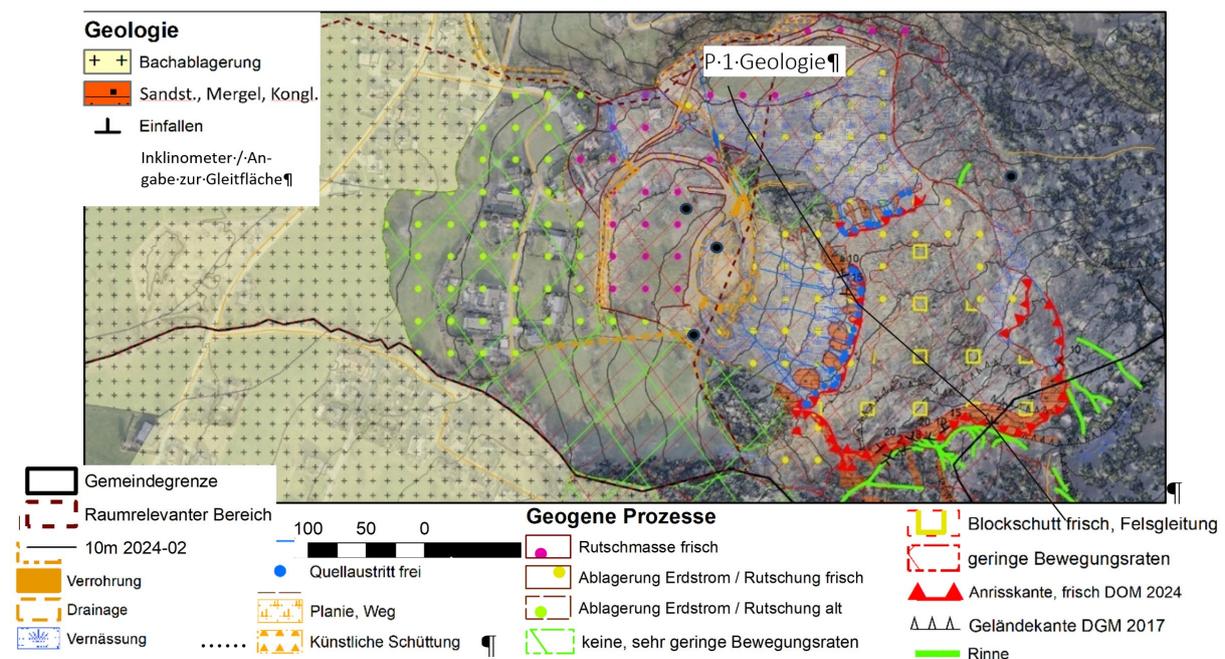


Abb.4: Orthofotodarstellung: Geogene Prozesse, Vernässungen, Geologie (Erhebungen 05/2024, Vermessungsergebnisse).  
Violett: für den Siedlungsbereich maßgebliche Ausdehnung der im Zuge des Ereignisses 2023 reaktivierten relikten Rutschungsablagerung. Grün: Relikte Rutschmasse, die nicht reaktiviert wurde / durch Maßnahmen geschützt werden konnte. Gelb: frische Ablagerungen aus Oberhang als Auslöser für Aktivierung Bewegungen im Unterhang; Orange: gesetzte Maßnahmen / anthropogene Veränderungen, die teils frische Ablagerungen überprägen.

## 3. Interpretation Prozess

Die Aktivierung der Bewegung im Unterhang wird darauf zurückgeführt, dass es durch die schnelle Belastung (frische Ablagerungen aus dem Oberhang) zum Aufbau von Porenwasserüberdrücken in dem hier anstehenden wassergesättigten / nahezu wassergesättigten sandigen Schluff-/Tonboden der relikten Rutschmasse gekommen ist, die zu einem Scherversagen /-bruch des Bodens geführt haben. An der dem Eplisgehrbach zugewandten Stirn Nord der Rutschung setzte sich der Prozess bis zum Gerinne fort (Abb. 5). Im, der dem Siedlungsbereich

zugewandten, Stirnbereich Süd konnte ein weiteres Scherversagen im Vorfeld durch die gesetzten Maßnahmen verhindert und dadurch die unmittelbar westlich angrenzende Häuserzeile geschützt werden (Pkt. 4; Abb. 1, 4).

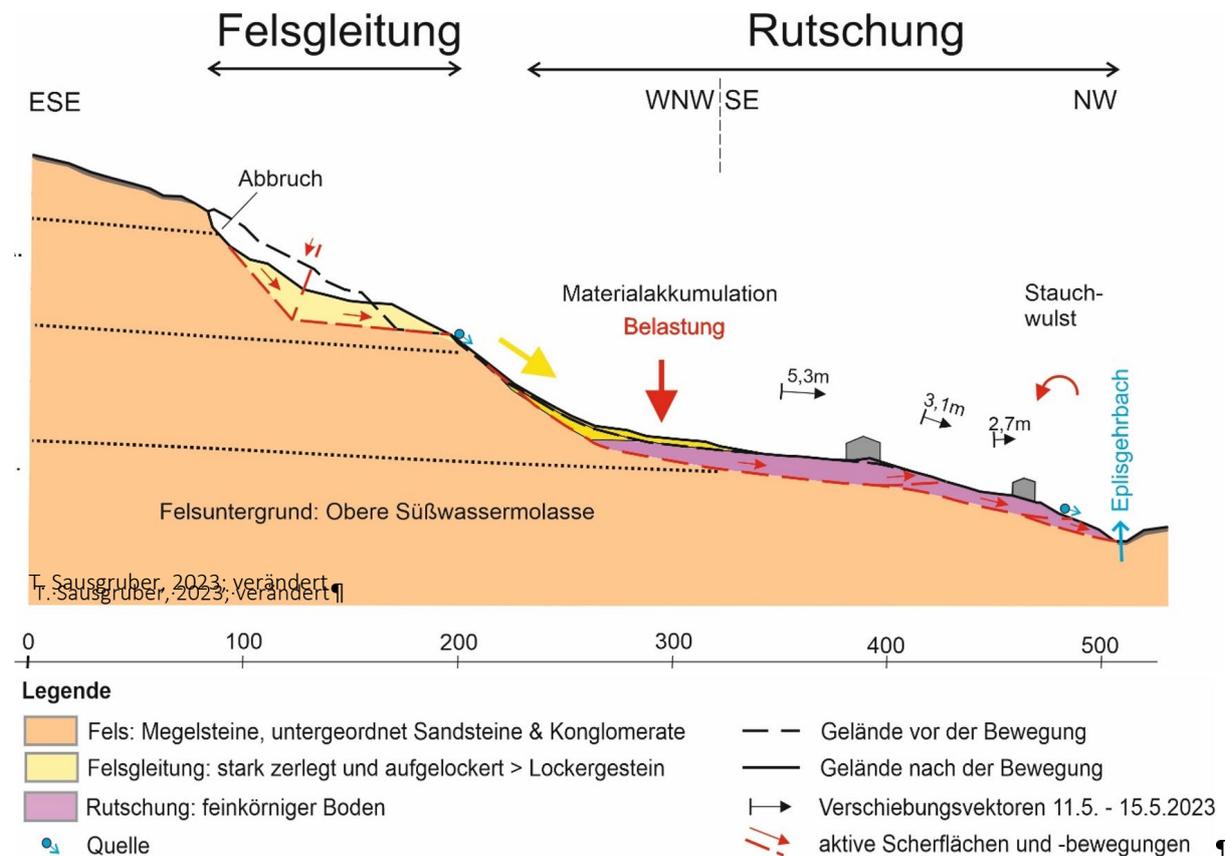


Abb.5: Geologischer Profilschnitt verändert nach Sausgruber (2023).

**Rutschmasse relict:** +/- wassergesättigter sandiger Schluff-/Tonboden => sehr eingeschränkte Drainagefähigkeit.

**Rutschmasse frisch:** Materialakkumulation Kopf Unterhang als Auslöser für Hangbewegungen im Unterhang.

**Felsgleitmasse:** Mergelstein, Sandstein, Konglomerat => Gestein verwittert zu Lockermaterial.

## 4. Gesetzte Maßnahmen und Wirkung

Ab Beginn Hangbewegung «Rutschung Hörbranz» wurden diverse Maßnahmen zum Schutz des Siedlungsbereichs umgesetzt (WLV, 2024; Abb. 6). Eine längerfristige Beruhigung der Bewegungen im Unterhang ist nach massiven Aushüben im Kopfbereich des Unterhangs (Becken) ab Ende November 2023 erkennbar, denen Abträge in den Stirnbereichen und Drainagemaßnahmen im Bereich der Stirn Süd vorangingen (Abb. 7). Gemäß Dokumentation WLV erfolgte ein Materialabtrag in Summe von ca. 30'000 m<sup>3</sup>. Den aktuellen Messergebnissen (Frühjahr 2024) kann entnommen werden, dass es gelungen ist, den Unterhang in ein Grenzgleichgewicht zu bringen bzw. in diesem zu halten. Ein komplettes Abklingen der Bewegungen bei allen Messpunkten auf unter Messgrenze lag zum Berichtszeitpunkt nicht vor (Abb. 8).

### 4.1. Übersicht gesetzte Maßnahmen 2023-2024

- Wohngebäude
  - Direktschutzmaßnahmen, Abtrag zerstörter Wohnhäuser
- Wasserhaltung
  - Wasserableitungen, Drainagegräben,  
Erneuerung Gerinne Eplisgehrbach (Anheben / Sichern Sohle)
- Auffangmaßnahmen
  - Bewehrte Erde Schutzdamm, Becken Kopf Unterhang,

- Massenabtrag
  - Entnahme Holz / verkippte Bäume Bereich Felsgleitung / Rutschungsablagerung
  - Massenabträge: Stirn Süd, Kopf Unterhang (Becken)

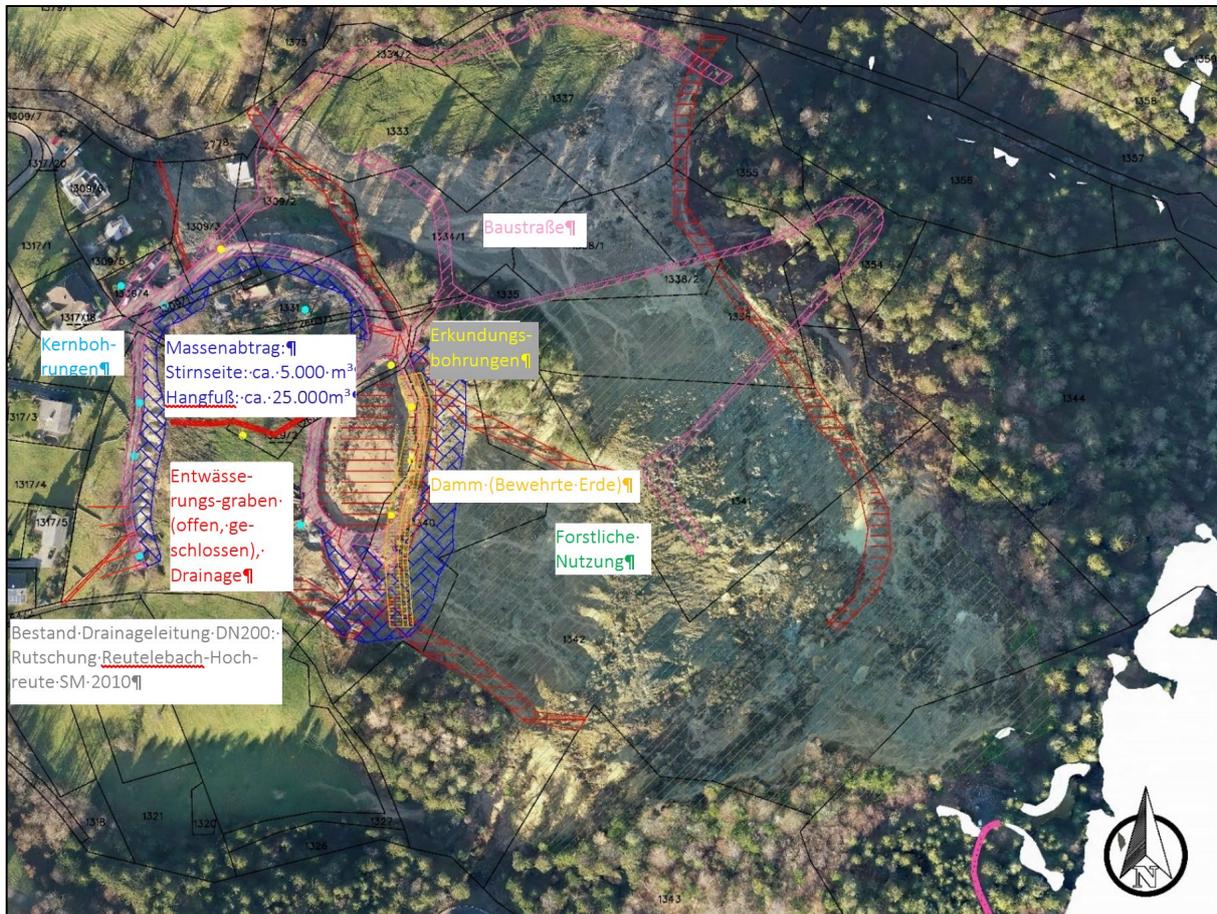


Abb.6: Lageplan mit Darstellung gesetzter Maßnahmen durch den FTD für WLW, Vorarlberg (WLW, 2024).

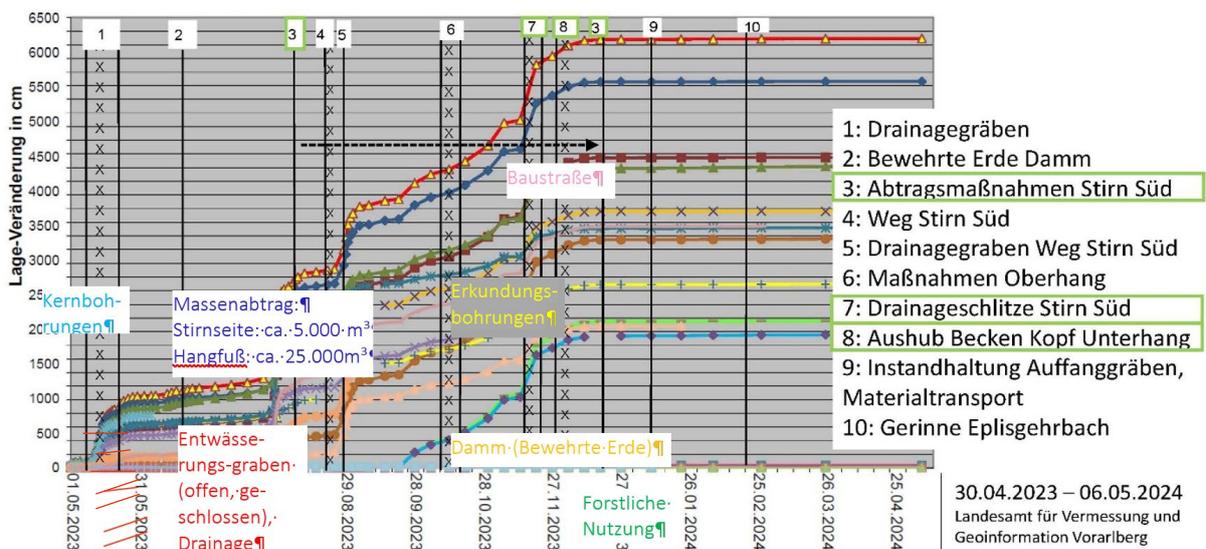


Abb.7: Gesetzte Maßnahmen unterlagert von den Bewegungen der Messpunkte im Unterhang. Erkennbar sind die einzelnen Bewegungsphasen, wobei vier Phasen deutlich erhöhter Aktivität auftraten, denen gemäß Ergebnis Chronikrecherche allen eine Phase vermehrter / verstärkter Rutschungsablagerungen aus dem Oberhang vorausgingen. Weiters ersichtlich ist, dass eine nachhaltige Beruhigung durch die erfolgten Abtragsmaßnahmen im Stirnbereich der Rutschung und v.a. durch den Aushub des Beckens am Kopf des Unterhangs erreicht werden konnte.

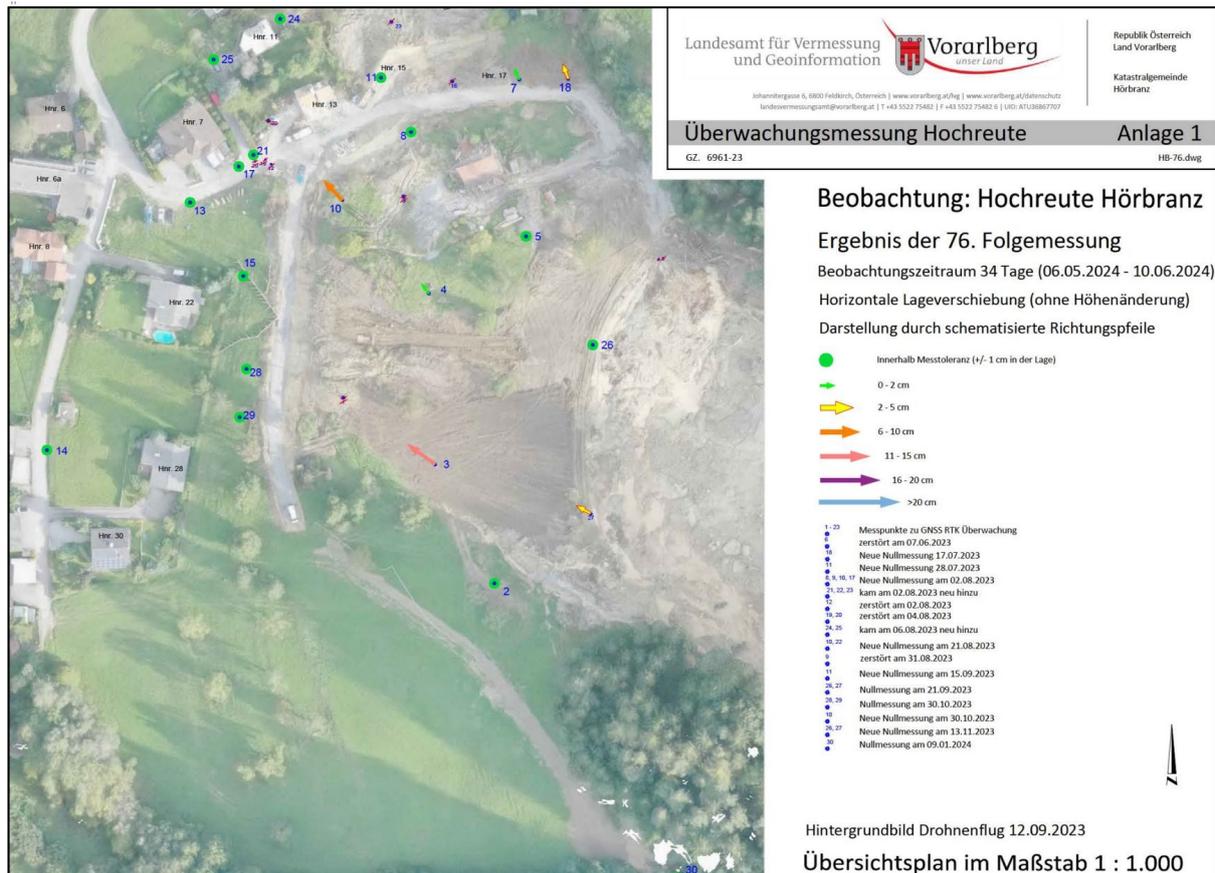


Abb.8: Situation Frühjahr 2024: 76. Folgemessung 06.05. – 10.06.2024, Lageplan verkleinert. Bewegungen bis 15 cm im zentralen Bereich der Rutschung bei WNW – NNW gerichteter Orientierung.

## 5. Gefährdungsklassifizierung

Beim Hinweisbereich Rutschung werden unterschiedliche Rutschungstypen zusammengefasst. Die Gefährdungsklassifizierung erfolgt entsprechend dem Klassifizierungskonzept der Sektion Vorarlberg der Wildbach- und Lawinenverbauung betreffend Rutschungen und Kriechbewegungen (WLV Bregenz, 2024). Die Beschreibung wird im Folgenden wiedergegeben:

### 5.1. Klassifizierung von Rutschungsgefahren im Erosionsgebiet

Bereiche, die einer geringen Aktivität von Rutschungen ausgesetzt sind, werden dann als RU Hinweisbereiche ausgewiesen, wenn mit vertretbarem Aufwand durch dauerhafte und wartungsfreie Maßnahmen am Gebäude selbst (z.B. geordnete Tagwasserableitung, massives Stahlbetonkellergeschoss, Bodenaustausch, Pfahlgründungen,...) ein ausreichender Schutz gewährleistet werden kann. Hochaktive Rutschbereiche (Ereignisse häufiger als alle 10 Jahre) sind aufgrund der ständigen Gefährdung als RUI Hinweisbereich auszuweisen.

Ein weiteres Kriterium für die Klassifizierung von Rutschungen im Erosionsgebiet ist das mögliche Ausmaß der Massenbewegung. Definiert wird dieses Ausmaß durch die Tiefenlage der Gleitfläche. Bei einer Tiefgründigkeit der Massenbewegung kleiner 2,0 m sind RU Hinweisbereiche auszuweisen. Massenbewegungen, die ein größeres Ausmaß annehmen können, sind aufgrund der massiven Gefährdung im Ereignisfall als RUI Hinweisbereiche auszuweisen.

Tiefgründigkeit		hohe Aktivität / Ereignisse häufiger als 10 Jahre
kleiner 2 m	RU	RU <sub>i</sub>
ab 2 m	RU <sub>i</sub>	RU <sub>i</sub>

### 5.2. Klassifizierung im Rutschbahnbereich sowie im Ablagerungsgebiet

Bereiche mit ausgeprägten und potenziellen Rutschungsablagerungen gleich oder größer 0,7 m werden aufgrund der Gefährdung beim Bemessungsereignis als RU<sub>i</sub> Hinweisbereiche ausgewiesen. Die daran anschließenden potenziellen Abfluss- und Verschlammungsbereiche mit Ablagerungshöhen kleiner 0,7 m werden als RU Hinweisbereiche dargestellt. Weiters sind für das Bemessungsereignis sowie für häufige Ereignisse (häufiger als alle 10 Jahre) grundsätzlich die Kriterien für die Abgrenzung von Hochwasser- und Murereignissen nach den GZP-Richtlinien anzuwenden (Rutschungsablagerungen sind den Geschiebeablagerungen gleichzusetzen).

### 5.3. Klassifizierung von Kriechbewegungen

Es ist festzustellen, ob eine Massenbewegung für Dauersiedlungsräume und Anlagen tolerierbare Kriechbewegungen aufweist und mit vertretbarem Aufwand durch dauerhafte und wartungsfreie Maßnahmen am Gebäude selbst ein ausreichender Schutz gewährleistet werden kann. Zu bewerten sind die Kriechgeschwindigkeit, eine mögliche Beschleunigung der Kriechbewegung, mögliche „Turbulenzen“ bei ungleichen Kriechgeschwindigkeiten und mögliche Verstellungen (Rotationen). Tolerierbare Kriechbewegungen sind als RU Hinweisbereiche, nicht tolerierbare Kriechbewegungen als RU<sub>i</sub> Hinweisbereiche darzustellen.

Kriechbewegungen sind tolerabel Gebäude können dauerhaft geschützt werden	RU
Kriechbewegungen sind nicht tolerabel Gebäude können nicht dauerhaft geschützt werden.	RU <sub>i</sub>

### 5.4. Bewertung Raumrelevanter Bereich

Anhand der Ereignisdokumentation ist ersichtlich, dass bereits eine verhältnismäßig geringe Massenakkumulation auf eine Fläche von ca. 520 m<sup>2</sup> (bei mittlerer Mächtigkeit von 1,6 m => 830 m<sup>3</sup>) auf den Unterhang, d.h. auf die relikte Rutschmasse Bewegungen in diesem mit Hauptbewegungen an dessen Kopf und weiteren Bewegungen im Bereich der Stirn Nord und Süd auslösen konnte (Abb. 3). Gemäß Geländebefund und den vorliegenden Unterlagen sind auch zukünftig Prozesse im Oberhang mit daraus resultierenden Ablagerungen auf dem Unterhang möglich, was wiederum induzierte Bewegungen im Unterhang mit Relevanz für den raumrelevanten Bereich erwarten lässt.

Für die Bewertung wird unterstellt, dass aktuell und bei einem neuerlichen Ereignis vergleichbar zu 2023/2024 entsprechende Maßnahmen gesetzt werden, um den Siedlungsbereich zu schützen (wie Instandhaltung gesetzter Drainagemaßnahmen, Beräumung Becken, Abtragsmaßnahmen, ...).

Es wird aufgrund der Ereignisse 2023 davon ausgegangen, dass eine Absicherung der derzeit noch in Teilbereichen aktiven Rutschungsbewegung (Hang im Grenzgleichgewicht; Abb. 4, 8) trotz Aufwand vergleichbar zu 2023 nicht in ausreichender Form so möglich ist, dass die Tiefgründigkeit der Bewegung geringer als 2m gehalten werden kann und/oder die Gebäude dauerhaft mit entsprechenden bautechnischen Maßnahmen geschützt werden können. Es muss davon ausgegangen werden, dass dieser Bereich aufgrund der hohen Wassersättigung des Materials im Grenzgleichgewicht verbleibt und wird somit als Rutschung intensiv (RU<sub>i</sub>) ausgewiesen.

Es ist 2023 bei gleichzeitig enorm hohem Aufwand gelungen, die Häuserzeile westlich angrenzend an die Stirn Süd zu schützen und größere Schäden an den Gebäuden sowohl durch Einträge von Rutschmassen aus dem Oberhang als auch induzierte Hangbewegungen im Unterhang zu verhindern (Abb. 1, 6). Bei einem vergleichbaren zukünftigen Ereignis wären somit mindestens vergleichbare Maßnahmen wie 2023 zu setzen, um die Gebäude zu schützen. Da nicht davon ausgegangen werden kann, dass dies in jedem Fall möglich ist (ungünstigere Bedingungen hinsichtlich Witterung und/oder Art/Ausmaß Masseneinstoß vom Oberhang) wird auch im Bereich dieser Gebäude bis zur talseitigen Zufahrt Rutschung intensiv (RUi) ausgewiesen. Es kann auch bei einer gänzlichen Beruhigung des Unterhangs nicht ausgeschlossen werden, dass Rutschungs-/Hangmureinstöße aus dem Oberhang diese Gebäude direkt erreichen.

Die Wohngebäude talseitig des Zufahrtsweges, die gleichfalls auf der alten Rutschmasse stehen, konnten beim Ereignis 2023 mit den gesetzten Maßnahmen so geschützt werden, dass beim Messpunkt im Bereich der Zufahrt keine Bewegungen außerhalb der Messungenaugigkeit aufgetreten sind. Unter der Voraussetzung, dass bei einem neuerlichen Ereignis Maßnahmen gesetzt werden, stehen diese Gebäude vergleichsweise sicher, wenngleich eine Beeinflussung nicht ganz ausgeschlossen werden kann. Aus diesem Grund werden die Gebäude, wie schon beim bestehenden Gefahrenzonenplan, in Rutschung (RU) belassen. Der Hinweisbereich wird talseitig bis in den ebenen Talbereich (mögliche Ablagerung) gezogen. Ein Induzieren von Bewegungen in die im Talbereich anstehenden Bachablagerungen wird aufgrund der hier erbohrten, 26-28 m mächtigen, Grobkiese ausgeschlossen.

Bei der erfolgten Gefährdungsklassifizierung handelt es sich um einen Vorschlag zur Unterteilung des Braunen Hinweisbereichs «Rutschung».

## Referenzen

- [1] Bauer, W. (2023): Hangrutsch Hörbranz-Hochreute; Tagungsband 25. Geoforum Umhausen, 19.20.10.2023, Seite 99-101.
- [2] GBA (1983): Geologische Karte der Republik Österreich; 1:25.000; Erläuterungen zu Blatt 82 Bregenz; Bearbeitung: Herrmann Paul und Schwerd Klaus; Geol. B.-A. Wien, 1983.
- [3] GBA (1982): Geologische Karte der Republik Österreich; 1:25.000; Blatt 82 Bregenz; Bearbeitung: Herrmann Paul und Schwerd Klaus; Geol. B.-A. Wien, 1982.
- [4] Grasbon, B. (2024): Gefahrenzonenplanung Teilrevision Hochreute, Projektteil Geologie; Gemeinde Hörbranz; Klassifizierung von Rutschungsgefährdungen im raumrelevanten Bereich; 54 Seiten; Auftraggeber: FTD f WLVB GBL Bregenz; Rum, 21.06.2024.
- [5] Landesamt für Vermessung und Geoinformation Vorarlberg (2023-2024): Überwachungsmessungen Hochreute; Beobachtung Hochreute Hörbranz vom 30.04.2023 – 10.06.2024; Ergebnisse der Folgemessungen 8 – 76. Anlage 1-5.
- [6] Sausgruber T. WLVB Fachzentrum Geologie und Lawinen, Fachbereich Geologie (2023): Aktenvermerk Betreff: Besprechung Rutschung Hochreute; Rankweil, Büro BGG Consult, vom 14.11.2023.
- [7] VOL.AT (2023): Pressemeldung und Foto „Rutschung Hörbranz“ vom 29.04. 2023; <https://www.vol.at/>.
- [8] WLVB BREGENZ (2024): Klassifizierung von Steinschlag- bzw. Rutschungsgefahren (ST/STI Hinweisbereiche bzw. RU/Rui Hinweisbereiche).

## Adressen der Autoren

Mag. Beatrix Grasbon  
Ingenieurbüro Grasbon  
Lärchenstraße 27, 6063 Rum  
office@ib-grasbon.at

DI Thomas Frandl  
FTD für WLVB, GBL Bregenz  
Rheinstraße 32/4, 6900 Bregenz  
thomas.frandl@die-wildbach.at

# Fluchthorn Ein Jahr Danach – Die Wissenschaftliche Erkenntnis

Jan Beutel<sup>1</sup>, Fluchthorn Rapid Response Collaboration Team

<sup>1</sup>University of Innsbruck, Fuerstenweg 176, 6020 Innsbruck

## Kurzfassung

Der Bergsturz im Gipfelbereich des Fluchthorns, 3398 m, AT mit einem Ausmaß von 1 Mio m<sup>3</sup> ist das erste hochalpine Sturzereignis in dieser Dimension in den Ostalpen in jüngerer Zeit. Charakteristisch fuer die starken Veränderungen im hochalpinen Raum reiht er sich aber nahtlos in eine Serie von Sturzereignissen Ereignissen im Bereich der Alpenen Kryosphäre ein die vor allem westlich der Silvretta in den vergangenen zwei Jahrzehnten festgestellt wurden. In diesem Beitrag berichten wir über die ersten wissenschaftlichen Erkenntnisse die aus dem Fluchthorn Ereignis gewonnen werden konnten.

## *Abstract*

*The rock slope failure in the summit area of the Fluchthorn, 3398 m, AT with an approximated volume of 1 Mio m<sup>3</sup> marks the first event of this magnitude in an high alpine setting in the Eastern Alps in our recent times. Characteristic of the unprecedented change occurring in high alpine regions this event follows suite on a number of similar detachment events that have occurred west of the Silvretta mountains over the past two decades. In this talk we will present the current scientific base findings derived from the initial analysis of this large rock slide event.*

# Rutschung Brienz/Brinzauls – Ein Berg in Bewegung

T. Schwestermann<sup>1</sup>, D. Figi<sup>1</sup>, F. Brunold<sup>1</sup>, R. Thöny<sup>1</sup>

<sup>1</sup> BTG Büro für Technische Geologie AG, Grossfeldstrasse 74, 7320 Sargans, Schweiz;  
tobias.schwestermann@btgeo.ch

## Kurzfassung

Die Rutschung Brienz/Brinzauls in der Südostschweiz (Kanton Graubünden) ist eine der grössten und aktivsten Grosshangbewegungen im Alpenraum und stellt eine erhebliche Gefährdung für die Bevölkerung und die bestehende Infrastruktur dar. Aufgrund der seit 2017 stark zunehmenden Geländebewegungen wurden umfangreiche Untersuchungen der Rutschmasse und des darunterliegenden, anstehenden Gebirges mittels Tiefenerkundungen, geologischen Oberflächenkartierungen, Verschiebungsmessungen und Deformationsanalysen ausgeführt und in einem geologisch-kinematischen Modell zusammengetragen. Zusätzlich wurden mittels Quellmessungen, Markierversuchen, schneehydrologischen und hydrochemischen Analysen sowie Bohrlochuntersuchungen die hydrogeologischen und hydraulischen Grundlagen erarbeitet.

Das geologisch-kinematische Modell zeigt im unteren und mittleren Bereich (Rutschung Dorf) eine aus mehreren Rutschkörpern aufgebaute Rutschmasse, die über eine basale, äusserst flach (2 bis 14°) geneigte Gleitfläche talwärts gleitet. Das Weggleiten der Rutschung Dorf führt in den darüberliegenden, instabilen Felsmassen (Rutschung Berg) zu tiefreichenden Kippbewegungen innerhalb der bergwärts einfallenden Schiefer der Allgäu-Formation. Die Folge ist ein Nachsacken und -gleiten der darüberliegenden Rauhwacken und Dolomite der Raibler- und Vallatscha-Formation. Die Rutschungen Dorf und Berg bilden dabei eine zusammenhängende Grosshangbewegung und zeigen grundsätzlich ein synchrones Bewegungsverhalten. Durch die fortschreitende Zerlegung der Felsmassen infolge der stetig zunehmenden Geländebewegungen, können sich aus dem Gebiet der Rutschung Berg grossvolumige Felspakete von bis zu mehreren Mio. m<sup>3</sup> lösen. Aktuellstes Beispiel ist der Abbruch von 2 Mio. m<sup>3</sup> Gestein am 15. Juni 2023, dessen Schuttablagerungen das Dorf Brienz/Brinzauls nur knapp verfehlten.

Die hydrogeologischen Untersuchungen zeigen, dass im stabilen Fels unterhalb der Rutschung Dorf stabilitätsvermindernde Bergwasser(-über)drücke und innerhalb der Rutschmasse an deren Basis scherfestigkeitsreduzierende Hangwasserdrücke vorhanden sind. Die Untersuchungen weisen zudem darauf hin, dass Wassereinträge, insbesondere durch die Schneeschmelze in den Höhenlagen der Rutschungen Dorf und Berg, einen signifikanten Einfluss auf das Bewegungsverhalten der Rutschung Brienz haben.

Die detaillierten Untersuchungen haben wichtige Informationen über die für die Grosshangbewegung relevanten Prozesse und das hydromechanisch gekoppelte Bewegungsverhalten gegeben. Basierend auf den gewonnenen Erkenntnissen wird zurzeit ein Drainagestollen für die Tiefenentwässerung der Rutschung Brienz gebaut. Mit der Tiefenentwässerung sollen die Wasserdrücke innerhalb und unterhalb der Rutschung verringert und damit die Verschiebungsgeschwindigkeit signifikant reduziert werden.

## Abstract

*The Brienz/Brinzauls landslide in southeastern Switzerland is one of the largest and most active large-scale slope movements in the Alps and poses a substantial risk to people and infrastructure. In response to the strongly increasing displacement velocities since 2017, extensive investigations of the landslide and the underlying intact rock were conducted, including deep exploration, geological mapping, displacement measurements, and deformation analyses. In addition, a comprehensive hydrogeological model was established based on spring discharge*

*measurements, groundwater tracer tests, snow hydrological analyses, hydrochemical analyses, and borehole investigations.*

*The geologic-kinematic model shows a landslide mass consisting of several smaller landslide masses in the lower and middle area (Rutschung Dorf), which slides en bloc on a flat (2 – 14°) inclined basal shear plane downslope. In the unstable overlying rock masses (Rutschung Berg), the sliding of Rutschung Dorf causes deep-seated toppling within the shists of the Allgäu-Formation. This process results in the subsidence and sliding of the overlying cellular dolomites (Rauhwacken) and dolomites of the Raibler- and Vallatscha-Formation, respectively. The two areas, Rutschung Dorf and Rutschung Berg, generally form a coherent large-scale slope movement with a synchronous displacement behavior. Due to the ongoing disintegration of the rock masses, however, large-volume rock packages of up to several million m<sup>3</sup> can break away from Rutschung Berg. The most recent example is the rock fall with a volume of 2 million m<sup>3</sup> on the 15<sup>th</sup> of June 2023. These deposits only narrowly missed the village of Brienz/Brinzauls.*

*The hydrogeological investigations indicate high water pressure in the intact rock underneath the basal shear surface and shear-strength-reducing water pressure at the base of the sliding mass. Furthermore, the analyses indicate that groundwater inputs within Rutschung Dorf and Rutschung Berg significantly influence the displacement velocity, especially during snowmelts.*

*The detailed investigations have provided crucial insights into the processes relevant to the large-scale slope deformation of Brienz/Brinzauls and the hydromechanical coupled movement behavior. Based on our findings, a deep drainage system was implemented. The drainage system, currently under construction, is designed to diminish the groundwater pressure and thus significantly reduce the displacement velocity of the entire landslide complex.*

---

## **1. Geologisch-hydrogeologisches Untersuchungsgebiet**

### **1.1. Rutschung Brienz**

Die gesamte Südflanke des Piz Linard (2'768 m ü. M.) ist von geomorphologischen Phänomenen und Prozessen einer tiefgründigen Grosshangbewegung geprägt. Der Hangbereich unterhalb von ca. 1'800 m ü. M. bis zur Talsohle an der Albula weist seit Anfang dieses Jahrhunderts zunehmende Geländebewegungen auf und wird gemeinhin als Rutschung Brienz umschrieben. Der ausbauchende Hangbereich unterhalb von ca. 1'200 m ü. M., auf welchem das Dorf Brienz/ Brinzauls liegt, wird dabei als Rutschung Dorf bezeichnet und die instabilen Felsmassen oberhalb des Dorfes bis auf ca. 1'800 m ü. M. als Rutschung Berg.

### **1.2. Geologische Situation**

Die tektonische Situation im Gebiet der Rutschung Brienz ist komplex und gekennzeichnet von mehreren, übereinander geschobenen und später wieder abgeschobenen Deckenelementen, welche lokal stark ausgedünnt resp. verschuppt wurden und im Gebiet östlich der Rutschung Brienz zur Talsohle hin teils vollständig auskeilen. Die Schichtgrenzen und Überschiebungsflächen dieser tektonischen Schuppen- und Deckeneinheiten fallen regional mehrheitlich in südöstlicher Richtung ein, zeigen in Bereichen der Rutschung Brienz jedoch auch namhafte Abweichungen von dieser Schichtorientierung. Tektonische Bruchstrukturen treten vorwiegend als NE-SW und NW-SE streichende Lineamente auf, welche vielerorts Gesteinsformationen gegeneinander versetzen.

Die Ton- und (Sand-) Kalkschiefer des nordpenninischen Flysch und der Nivaigl-Serie bilden zusammen mit den Schieferen und untergeordnet den Ophiolithen der Arosler-Schuppenzone die Basis des darüber liegenden ostalpinen Deckenstapels (Abb. 1). Im Gebiet der Rutschung Brienz wird der Flysch von den Tonschiefern der Allgäu-Formation (Fm) überlagert. Diese werden wiederum von den Rauwacken und Dolomiten der Raibler-Fm und den Dolomiten der Vallatscha-Fm überlagert (vgl. Abb. 1).

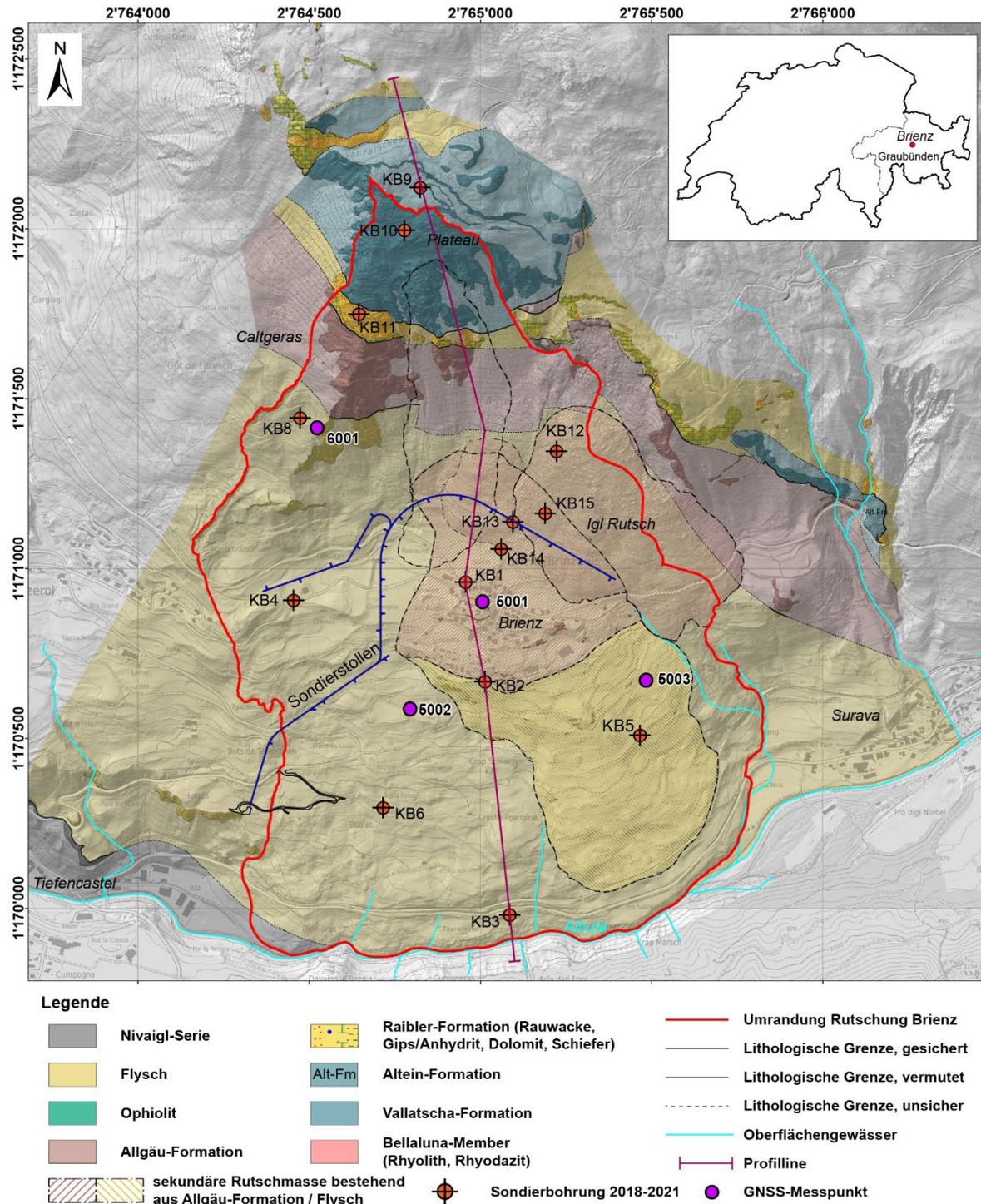


Abb. 1: Geologische Situation der Rutschung Brienz mit Sondierstandorten (KB1-KB15) und des zurzeit im Bau befindlichen Entwässerungstollen. Das geologische Profil (vgl. Abb. 4) durchquert die Sondierbohrungen KB9, KB1, KB2 und KB3. Das Profil verläuft ungefähr parallel zur Bewegungsrichtung. Der Lageplan des Untersuchungsgebietes ist oben rechts abgebildet.

### 1.3. Hydrogeologische Situation

Das hydrogeologische Untersuchungsgebiet der Rutschung Brienz erstreckt sich aufgrund des generell nach Südosten gerichteten Schichteinfalls des tektonischen Deckenstapels von der Albula im Süden bis zum Aroser Rothorn im Norden. Daraus ergibt sich eine Gesamtfläche von ca. 48 km<sup>2</sup> und das Gebiet umfasst neben der Südflanke

des Piz Linard, die Westflanke des Lenzer Horn sowie die hochgelegenen Taleinschnitte der Alp Manuir, der Alp Sanaspans und der Val digl Guert.

Oberhalb von ca. 1'500 m ü. M. ist der geologische Untergrund aus gut durchlässigen, geklüfteten Kalken und Dolomiten der Vallatscha-Fm sowie verkarstungsfähigen Gesteinen der Raibler-Fm (Rauwacke, Dolomit, Gips) aufgebaut. Diese überlagern gering durchlässige Ton- und Kalkschiefer (Allgäu-Fm, Flysch) an der Basis des Deckenstapels. Im Bereich der Rutschung selbst sind die hydrogeologischen Verhältnisse infolge der grossen Geländedeformationen und der sich dadurch stetig ändernden Oberflächenbeschaffenheit und Fliesswege äusserst komplex ausgebildet.

In der Südflanke des Piz Linard wird einzig das Gebiet östlich der Rutschung Brienz bis in mittlere Höhenlängen (Pigni) durch permanent wasserführende Fliessgewässer entwässert. In den Gebieten oberhalb (Propissi bis La Motta) und westlich (Got da Laresch) der Rutschung Brienz findet keine oberflächliche Entwässerung statt. Quellaustritte finden sich vorwiegend in tiefen Höhenlagen unterhalb von 1'200 m ü. M. in den Gebieten Valettas, Armauns und Cursogns sowie weiter östlich oberhalb von Surava. Vereinzelt Quellaustritte sind zudem in den Brienzner Maiensässgebieten Propissi und Pigni vorhanden. Die zwischen Surava und Tiefencastel durch die Rutschung Brienz gegen Süden weggedrängte Albula bildet den Vorfluter für alle unter- und oberirdischen Gewässer.

Frühere Untersuchungen [4] vermuteten, dass in die Rutschung gelangendes Wasser, insbesondere aus höherliegenden Gebieten, einen negativen Einfluss auf die Rutschaktivität in Brienz hat. Darauf basierend wurden Ende des 19. resp. Anfang des 20. Jahrhunderts erste Sanierungsmassnahmen in Form von Oberflächenentwässerungssystemen im Gebiet der Brienzner Maiensässe oberhalb der Rutschung Berg sowie zu einem späteren Zeitpunkt auf der gesamten Rutschung Dorf ausgeführt. Einen Einfluss dieser Sanierungsmassnahmen auf die Rutschaktivität konnte nie nachgewiesen werden.

## 2. Resultate, Modell- und Datengrundlagen

### 2.1. Geologie und Kinematik

Die Datengrundlagen für das geologisch-kinematische Modell der Rutschung Brienz wurden grösstenteils im Rahmen der geologischen Detailuntersuchungen zwischen 2018 bis 2021 [2] erhoben. Zusätzliche Untersuchungen wurden in den Jahren 2022 und 2023 durchgeführt. Die umfangreichen Tiefenerkundungen (15 Sondierbohrungen inkl. Bohrlochversuchen und Einbauten (vgl. Abb. 2), Seismik, Geoelektrik) bilden die Basis des geologisch-kinematischen Modells. Zusätzlich wurden geologische und strukturgeologische sowie phänomenologische und geomorphologische Oberflächenkartierungen durchgeführt. Die Feldkartierungen wurden mit Auswertungen von digitalen Höhenmodellen, Orthofotos und Drohnepotos kombiniert. Ergänzend konnte auf bestehende, geologische Strukturkartierungen und Gefügemessungen aus früheren Untersuchungen ([5], [6]) zurückgegriffen werden.

Auf der Basis von terrestrischen und luftgestützten Laserscans wurden zur Ermittlung von 2D-Verschiebungsvektorfeldern vom Institut für Schnee- und Lawinenforschung (SLF) Deformationsanalysen durchgeführt [8]. In Übereinstimmung mit den Verschiebungsmessungen (Tachymetrie, GPS-Messnetz, Georadar) zeigen die Deformationsvektorfelder eine generelle Abnahme der Verschiebungsgeschwindigkeiten von oben (Rutschung Berg) nach unten (Rutschung Dorf).

Die Ergebnisse von fels- und bodenmechanischen Laboruntersuchungen wurden für Stabilitätsbetrachtungen sowie für die geomechanischen Modellierung der Versagens- und Deformationsmechanismen verwendet. Die schief- und plattigen Lithologien mit stark anisotropem Gebirgs- und Gesteinsgefüge (Flysch und Allgäu-Fm) zeigen eine ausgeprägte Festigkeitsanisotropie mit tiefen bis mittleren Festigkeiten und einem generell zähen Bruchverhalten, welches u.a. durch einen hohen Anteil an plastischer Verformung vor dem Bruch und einem ausgeprägten Nachbruch-Verhalten (post-failure) charakterisiert ist. Die Dolomite der Raibler- und Vallatscha-Fm sind durch ein

sprödes Bruchverhalten und mittlere Festigkeiten charakterisiert. Die tiefsten Festigkeiten wurden bei den stark porösen, richtungslosen Rauwacken der Raibler-Fm ermittelt.

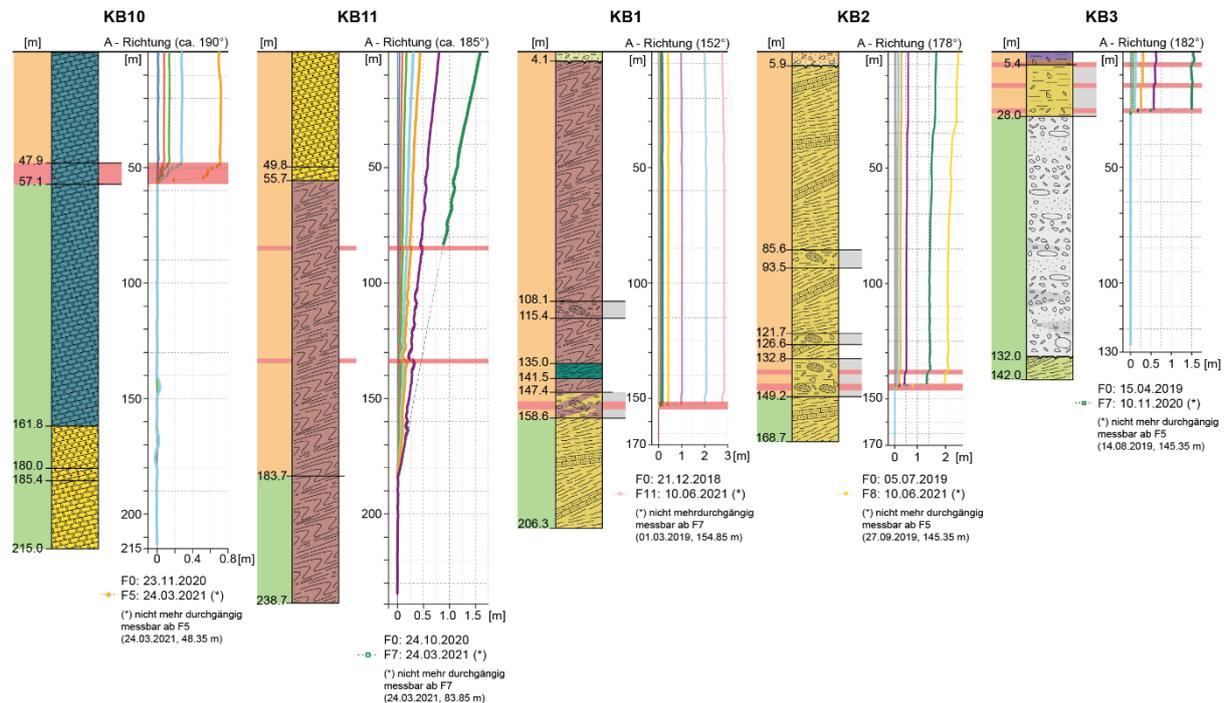


Abb. 2: Auswahl der geologischen Bohrprofile und Inclinometermessungen der Kernbohrungen KB10 und KB11 (Rutschung Berg) sowie KB1, KB2 und KB3 (Rutschung Dorf). Die Inclinometermessungen, die nicht mehr durchgängig messbar waren, wurden mittels geodätischer Vermessungen des Bohrlochkopfes korrigiert.

## 2.2. Hydrogeologie

Die ersten abgeteufte Sondierbohrungen mussten aus bohrtechnischen und Stabilitätsgründen innerhalb der Rutschmasse mit einer Stahlverrohrung ausgebaut werden, was die Erhebung von hydraulischen Parametern innerhalb der Rutschmasse während dem Bohren bereits stark einschränkte und nach Abschluss der Bohrungen verunmöglichte. Nichtsdestotrotz wurde beim Durchbohren der Rutschmasse und des basalen Rutschhorizontes im Gebiet Dorf subartesische bis artesische Druckverhältnisse sowohl innerhalb der Rutschmasse wie auch im anstehenden Fels unterhalb der Rutschmasse angetroffen. Spätere Sondierbohrungen im Zusammenhang mit dem Bau des Sondierstollens bestätigten die hohen Wasserdrücke innerhalb und unterhalb der Rutschmasse.

Im Gegensatz zu den Grundwasserverhältnissen im Gebiet Dorf wurden bei den Bohrungen in den stark zerklüfteten Dolomiten der Vallatscha-Fm im Gebiet Berg weder permanente Hangwasserspiegel innerhalb der instabilen Felsmassen noch im darunterliegenden anstehenden Fels angetroffen.

Die im Jahr 2018 gestartete Überwachung von Oberflächenquellen lieferte grundlegende Informationen über die Exfiltrationsgebiete in der Südflanke des Piz Linard. So konnte anhand des Schüttungsverhaltens der ertragreichsten Quellen im Bereich der Rutschmasse gezeigt werden, dass die Quellschüttungen generell während den saisonalen Beschleunigungsphasen über die Wintermonate (November bis März/April) deutlich ansteigen, mit Höchstwerten bei Wärmeeinbrüchen und der Schneeschmelze in den tiefen Höhenlagen (< 2'000 m ü. M.). Mittels permanenter Aufzeichnung der Schüttmengen konnte zudem gezeigt werden, dass die Quellen innert wenigen Tagen

auf die Schmelzwassereinträge reagieren. Auch während Starkniederschlägen und niederschlagsreichen Perioden nahm die Quellschüttung zu. Porenwasserdruckgeber, die in einzelnen Bohrungen innerhalb und am Rande der Rutschmasse eingebaut wurden, zeigen ein sehr ähnliches Verhalten wie die Quellschüttungen. Die Daten einzelner Porenwasserdruckgeber sowie die Verschiebungsdaten im Gebiet des Dorfes sowie im Übergangsbereich zur Rutschung Berg sind in den Abb. 3b und 3c dargestellt.

Anhand von Isotopenanalysen ( $^{18}\text{O}$  und  $^2\text{H}$ ) am Quellwasser konnten die mittleren Infiltrationshöhen (Grundwasserneubildungsgebiete) ermittelt werden. Für die ertragreichsten Quellgruppen im Bereich der Rutschung Dorf ergaben sich mittlere Infiltrationshöhen zwischen 1'600 und 2'000 m ü. M., was in guter Übereinstimmung mit dem beobachteten Quellschüttungsverhalten steht. Höhergelegene Quellen (> 1'500 m ü. M.) sowie eine sehr ertragreiche Karstquelle im Talgrund östlich der Rutschung Dorf (Surava) zeigen mittlere Infiltrationshöhen zwischen 2'400 bis 2'800 m ü. M. und entsprechende Schüttungsmaxima in den Monaten Mai bis Juni während der Schneeschmelze in höheren Lagen (> 2'000 m ü. M.). Die Quellwässer können aufgrund der Wasserchemie und der elektrischen Leitfähigkeitsmessungen zudem in verschiedene Wassertypen mit unterschiedlicher Herkunft eingeteilt werden. Oberhalb der Rutschung Brienz sowie westlich davon treten Magnesium-Bicarbonat Wässer mit geringer Leitfähigkeit auf, im zentralen Bereich der Rutschung Dorf Mischwässer mit mittlerer Leitfähigkeit und im Osten Kalzium-Sulfat Wässer mit hohen elektrischen Leitfähigkeiten. Dieser hydrochemische Befund lässt sich gut mit der Petrographie der durchflossenen Gesteinsformationen erklären. So geben sulfathaltige Wässer einen klaren Hinweis für das Durchfließen der gipshaltigen Raibler-Fm, welche sich Richtung Osten zunehmend talwärts neigen und bei der ertragreichen Karstquelle östlich der Rutschung Brienz den Talgrund erreichen.

Mit Tracer-Tests konnte nachgewiesen werden, dass Hangwasser von hohen Höhenlagen der Südflanke des Piz Linard östlich der Rutschung Brienz nach Surava zur ertragreichen Karstquelle fließt. Zudem konnte gezeigt werden, dass im westlichen Übergangsbereich der Rutschung Dorf zur Rutschung Berg Hangwasser von ausserhalb der aktiven Rutschmasse in die Rutschung hineingelangt und sich innerhalb der Rutschmasse generell in südöstlicher Richtung ausbreitet (entspricht dem generellen Einfallen der Schieferung im Flysch).

Mit schneehydrologischen Analysen wurden mittels prozessbasierten numerischen Modellrechnungen (durchgeführt durch das SLF [7]) zeitlich und räumlich hochaufgelöst die Wassereinträge durch Niederschlag und Schneeschmelze im grossräumigen Einzugsgebiet der Rutschung Brienz ermittelt. Mittels Zeitreihenanalysen und -korrelationen der Wassereinträge mit Wasserdruckmessungen innerhalb der Rutschmasse, Quellschüttungen und Bewegungsgeschwindigkeiten konnten sowohl die für die Rutschung Brienz relevanten Infiltrationsgebiete ermittelt als auch der kausale Zusammenhang der Wassereinträge mit dem saisonalen Bewegungsverhalten der Rutschung Brienz aufgezeigt werden. So konnte neben den oben erwähnten Methoden auch mit den schneehydrologischen Analysen nachgewiesen werden, dass Wassereinträge in Höhenlagen > 2'000 m ü. M. nicht mit den Wasserdrücken, Quellschüttungen und Beschleunigungsphasen der Rutschung Brienz korrelieren, Wassereinträge auf der derzeit aktiven Rutschung jedoch in hohem Masse. In den Daten (Abb. 3) ist zudem ersichtlich, dass einzelne Starkniederschlagsereignisse den Wasserspiegel generell nur kurzzeitig ansteigen lassen. Mehrere dicht aufeinander folgende Starkniederschlagsereignisse, wie beispielsweise im Herbst 2023, und insbesondere grössere Schmelzwassereinträge können einen Anstieg resp. hohen Wasserspiegel über mehrere Wochen verursachen. Kleinere Regenfälle hingegen beeinflussen den Grundwasserspiegel nicht. Einen grossen Einfluss auf den Grundwasserspiegel haben aber auch niederschlagsarme und niederschlagsreiche Perioden (vgl. orange und blau Fläche in Abb. 3).

Die aus dem Sondierstollen gewonnenen Erkenntnisse zeigen, dass das Hangwasser in der Rutschmasse und das Bergwasser im darunterliegenden stabilen Fels eine unterschiedliche Wasserchemie haben. Zudem handelt es sich beim Bergwasser gemäss Tritium-Analysen um altes Wasser (älter als 1953). Das Bergwasser weist im Vergleich zum Hangwasser annähernd konstante Wasserdrücke ohne saisonale Druckschwankungen auf. Die hohen Bergwasserdrücke konnten durch die Entwässerungsbohrungen aus dem Sondierstollen seitlich ins Gebirge in einem ca. 300 m breiten Streifen entlang der Stollenachse lokal um bis zu 50 m gesenkt werden. Der Hangwasserdruck in der darüberliegenden Rutschmasse blieb dabei unverändert.

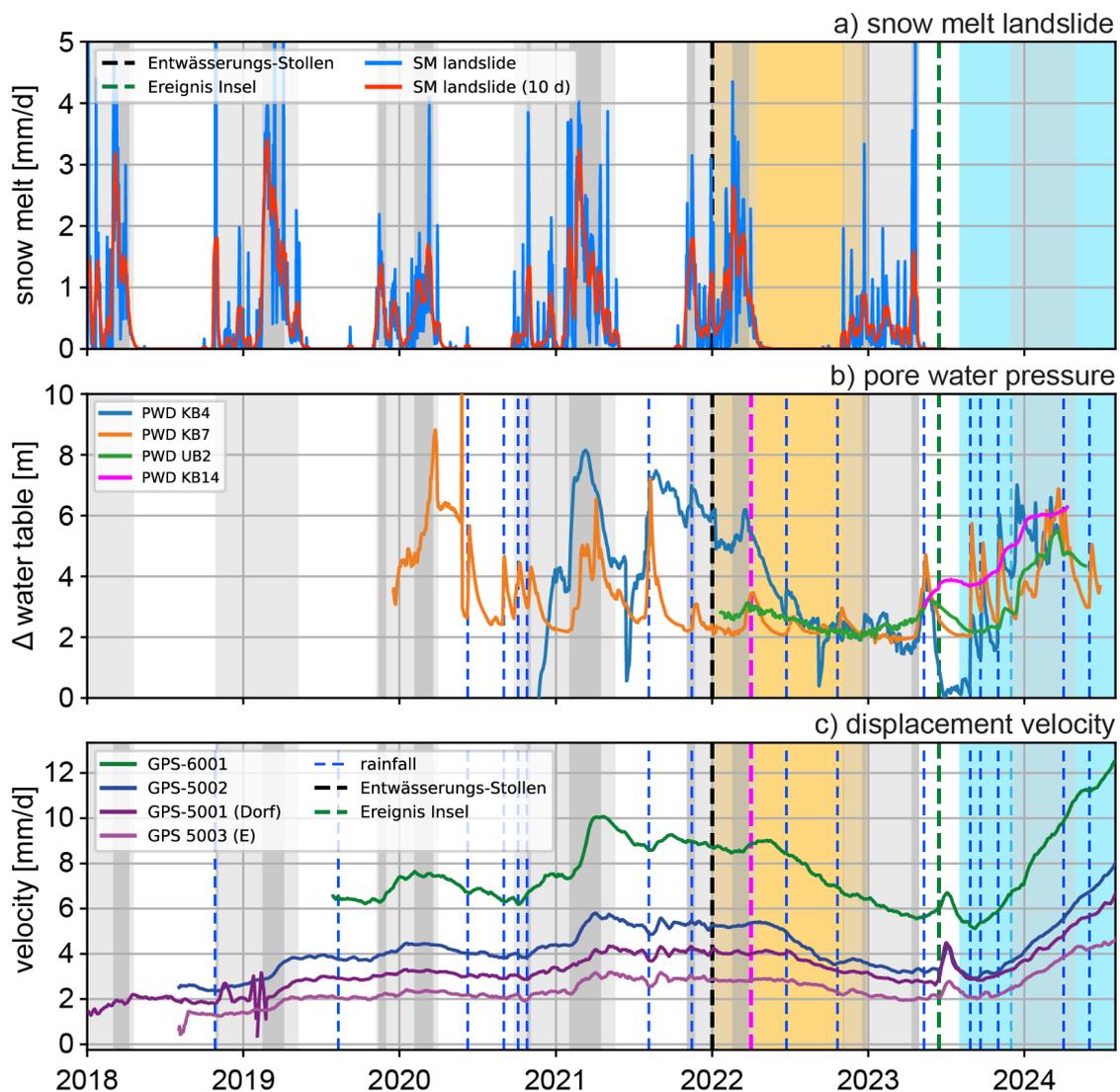


Abb. 3: Grafische Darstellung a) der Schneeschmelze im Gebiet der Rutschung Dorf und Berg in [mm/d]; b) die Veränderung des Grundwasserspiegels innerhalb der Rutschmasse in den Bohrungen KB4, KB7, KB13 und ÜB3; c) zeitliche Entwicklung der Verschiebungsgeschwindigkeiten in [mm/d] ausgewählter GPS-Punkten im Gebiet der Rutschung Dorf und Berg. Die Standorte der GPS/GNSS-Messpunkte sind in Abb. 1 dargestellt. Die grauen Schattierungen zeigen die Schneeperiode (hellgrau) und die Schneeschmelze (dunkelgrau) im Gebiet der Rutschung Dorf und Berg. Blau gestrichelte Linien markieren Starkniederschlagsereignisse, die orange Fläche markiert das niederschlagsarme Jahr 2022 (ca. 700 mm/Jahr) und die blaue Fläche markiert die niederschlagsreiche Zeit (ca. 1'200 mm/Jahr) von August 2023 bis August 2024 (MeteoSchweiz-Station Tiefencastel). Die schwarz gestrichelte Linie markiert den Start des Sondierstollens und die pink gestrichelte Linie den Start der Entwässerungsbohrungen aus dem Sondierstollen. Die grün gestrichelte Linie markiert den Abbruch der Insel am 15. Juni 2023.

### 3. Interpretation, Modelle

#### 3.1. Geologisch-kinematisches Modell

Das geologisch-kinematische Modell der Rutschung Brienz ist anhand des Profils (Abb. 4) dargestellt. Die Rutschmasse besteht generell aus von oben (Rutschung Berg) nach unten (Rutschung Dorf) zunehmend mechanisch stark zerrüttetem und zerbrochenem Festgestein, der im Rutschgebiet vorliegenden geologischen Einheiten. Zur Konstruktion der Gleitflächenverläufe wurden zudem auch tachymetrisch und mittels GPS gemessene 3D-Verschiebungsvektoren ausgewertet. Unter der Annahme einer volumenkonstanten Scherung, können die Neigungen der Gleitflächen in der Tiefe parallel zu den Neigungswinkeln der Verschiebungsvektoren an der Geländeoberfläche angenommen werden [10].

Bei der Rutschung Berg spielen das Trennflächengefüge sowie präexistierende Bruchstrukturen infolge spröde-tektonischer Überprägung eine zentrale Rolle. Die Lage und Beschaffenheit der Felstrennflächen bestimmen sowohl die Kinematik innerhalb der verschiedenen geologischen Einheiten als auch die interne (Kompartimentierung) und laterale (Rutschungsränder) Begrenzung der instabilen Felsmassen. Die stark geklüfteten Dolomite der Vallatscha-Fm im Anrissgebiet zeigen ein südwärts gerichtetes Gleiten parallel zum Schichteinfallen, welches im Bereich der steilen Felsabbrüche infolge zunehmender Kippbewegungen die höchsten Verschiebungsbeträge aufweist. Die Bewegungsbasis der instabilen Felsmasse ist im Gebiet Berg als schwach bis mässig kakiritisierte, vorwiegend komponentengestützte, hydraulisch durchlässige Rutschbrekzie ausgebildet (Abb. 4).

Die im Gebiet Caltgeras und Creplas (Abb. 4) anstehenden Schiefer der Allgäu-Fm zeigen tiefreichende Kippbewegungen (vgl. Abb. 2: KB11) entlang steil bergwärts einfallenden Kippflächen mit einem Nachsacken der darüberliegenden Rauwacken der Raibler-Fm und Dolomiten der Vallatscha-Fm. Es wird vermutet, dass dieses durch die Kippbewegung verursachte, über die Tiefe ungleichmässige Nachsacken zu einer erheblichen mechanischen Beanspruchung der unmittelbar darüberliegenden Gesteinsmassen führt. Die grössten Instabilitäten und relativen Verschiebungsgeschwindigkeiten der letzten Jahre konzentrierten sich auf diesen Übergangsbereich, aus welchem sich am 15. Juni 2023 auch der Abbruch der Insel mit einem Volumen von rund 2 Mio. m<sup>3</sup> ereignete (vgl. Abb. 4).

Im Übergang von der Allgäu-Fm zum darunterliegenden Flysch gehen die Kippbewegungen zunehmend in ein Gleiten über. Der (ursprüngliche) Übergang des Bewegungsmechanismus vom Gleiten zum Kippen wird im Bereich des lithologischen Übergangs vom Flysch zu den Allgäu-Schiefern vermutet. Aufgrund lateral hochdurchtrennender, steilstehender tektonischer Bruchstrukturen und der annähernd senkrecht zur Bewegungsrichtung ausgeprägten, schieferungsbedingten Anisotropie, wird ein Gleiten in der Allgäu-Fm generell stärker behindert als im darunterliegenden, flach einfallenden Flysch. Unterstützt wird dies durch Oberflächenbeobachtungen westlich des Felsrückens Caltgeras. Der laterale Anriss der Rutschung Dorf ist innerhalb des Flysches stark ausgeprägt und wird im Übergang zur Allgäu-Fm zunehmend diffuser.

Im Übergangsbereich zwischen der Rutschung Berg und der Rutschung Dorf findet im Flysch ein basales Gleiten quer zum Schichteinfallen statt. Der Rutschhorizont besteht vorwiegend aus einer schwach bis mässig kakiritisierten, komponentengestützten Rutschbrekzie. Der Bewegungshorizont ist vergleichsweise jung und hat, entsprechend zum derzeit aktiven Anriss einen bescheidenen Verschiebungsweg von einigen 10er Metern erfahren.

Bei der Rutschung Dorf begünstigt das flach bis mittelsteil nach SE-orientierte Einfallen der Schieferung die generell nach SSE-orientierte Rutschbewegung. Die Gleitbewegungen finden an einer (einzigen) basalen Gleitfläche statt. Der durchschnittlich 5 bis 10 m mächtige Rutschhorizont, bestehend aus einer stark bis sehr stark kakiritisierten, matrixgestützten Rutschbrekzie, ist bei einer Gesamtverschiebung von einigen 100 Metern vermutlich seit mehreren 1'000 Jahren aktiv. Der minimale Verschiebungsbetrag ist im Fussbereich der Rutschung Dorf erkennbar, in welchem die Rutschmasse die mächtigen Alluvionen der Albula auf einer Länge von mittlerweile mindestens 400 m überfahren hat (Abb. 4).

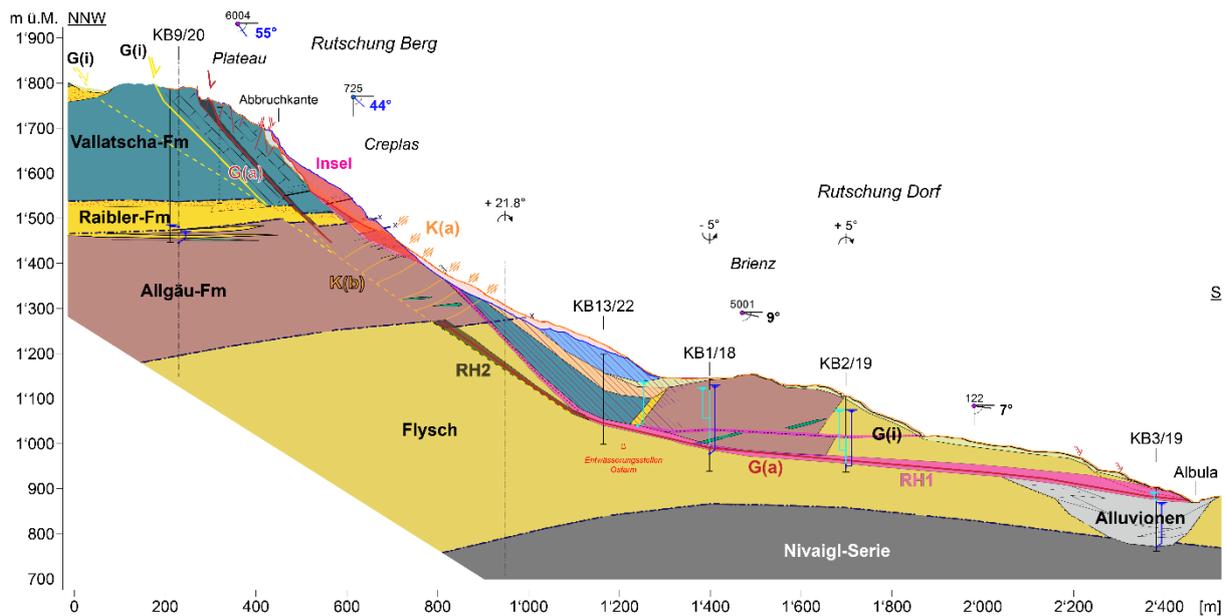


Abb. 4: Geologisch-kinematisches / -hydrogeologisches Längsprofil: **G(a)**: aktive Basisgleitfläche, nachgewiesen oder vermutet, **G(i)**: inaktive Gleitfläche, nachgewiesen oder vermutet, **K(a)**: aktive Kippfläche (counter scarp), **K(b)**: aktive Kippbasis, vermutet, **RH1**: Rutschhorizont, stark bis sehr stark kakiritisiert (matrixgestützte Rutschbrekzie), hydraulisch undurchlässig, **RH2**: Rutschhorizont, schwach bis mässig kakiritisiert (vorwiegend komponentengestützte Rutschbrekzie), hydraulisch durchlässig. **Insel**: rot-schattiert ist der Ausbruch der Insel vom 15. Juni 2023. **Verschiebungsmessungen**: 725 (Neigungswinkel Reflektor) und 6004, 5001, 122 (Neigungswinkel GPS / GNSS-Messpunkt); **Grundwasser**: Bergwasserspiegel stabiler Fels (dunkelblau), Wasserspiegel Rutschmasse (hellblau).

### 3.2. Hydrogeologisches Modell

Das aus den hydrogeologischen, schneehydrologischen und hydrochemischen Datengrundlagen abgeleitete hydrogeologische Modell der Rutschung Brienz ist in Abbildung 5 gezeigt. Aus dem Modell ist ersichtlich, dass in der Gipfelregion des Piz Linard und des Lenzer Horn infiltrierendes Wasser aufgrund des SE-gerichteten Schichteinfalles im Untergrund grossräumig Richtung der Rutschung Brienz fliesst, dieses oberhalb des Anrissgebietes der Rutschung Berg (Propissi/Schautschen) aufgrund des lokal bergwärtigen Einfallens der stauenden Allgäu-Schiefer zu einem grossen Teil Richtung Osten und zu einem geringen Teil Richtung Westen um die Rutschung Brienz herumgeleitet wird (Abb. 5). Dies gilt auch für infiltrierendes Wasser in den stark geklüfteten Dolomiten der Vallatscha-Fm der Rutschung Berg. Gemäss Modellvorstellung gelangt einzig Niederschlags- und Schmelzwasser aus der Rutschung Dorf und dem Übergangsbereich zur Rutschung Berg in die Rutschmasse, sowie im Westen zufließendes Hangwasser von ausserhalb der aktiven Rutschung. Das in die Rutschmasse infiltrierende Wasser führt dann zu den in den Sondierbohrungen auf der Rutschung Dorf beobachteten Wasserspiegelanstiegen, welche mit dem saisonalen Bewegungsverhalten der gesamten Rutschung Brienz korrelieren. Die Entwicklung der Geschwindigkeitszunahme während den Wintermonaten ist dabei stark abhängig von den Schneemengen und den Schneeschmelzereignissen in den Höhenlagen der Gebiete Dorf und Berg (Abb. 3). Die in Abbildung 3 dargestellten Daten weisen aber auch darauf hin, dass die Rutschung Brienz ein relativ träges System darstellt, welches nicht auf kurzanhaltende, durch einzelne Starkniederschläge verursachte Grundwasserspiegelschwankungen, sondern primär auf langanhaltende, durch Schneeschmelze oder niederschlagsarme / -reiche Perioden verursachte Grundwasserspiegeländerungen reagiert.

Aufgrund der hydraulisch abdichtenden Wirkung des basalen Gleithorizontes der Rutschung Dorf tritt das in der Rutschmasse zirkulierende Hangwasser im gesamten Fussbereich der Rutschung Dorf in Form von zahlreichen diffusen Quellaustritten wieder zu Tage.

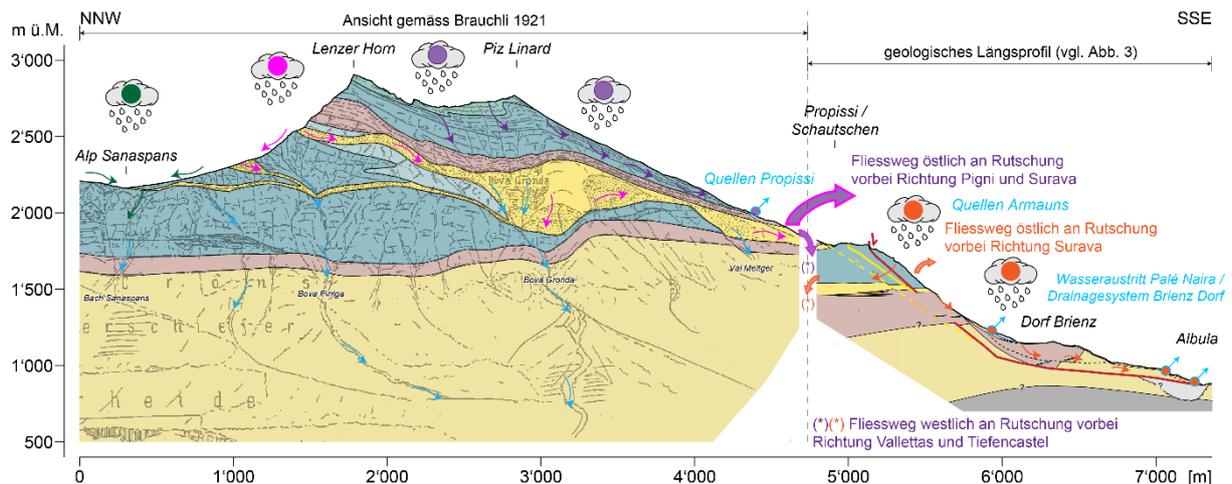


Abb 5: Geologisch-hydrogeologisches Längsprofil von der Albulas (S) bis über den Piz Linard und das Lenzer Horn bis ins nördlich davon gelegene Hochtal der Alp Sanaspans mit schematischer Darstellung der verschiedenen Fließwege (Pfeile). Die unterschiedlichen Farben in Wolken und Fließwegen widerspiegeln die isotopische Varietät des Niederschlags/Wassers.

Die aus den Porenwasserdruckgeber in den Sondierbohrungen abgeleiteten Hangwasserspiegel (innerhalb der Rutschmasse) und Bergwasserspiegel (im darunterliegenden anstehenden Fels) sind im geologischen Profil (Abb. 4) dargestellt und werden in den Modellen als hydraulisch voneinander getrennte Systeme betrachtet. Die aus dem Sondierstollen gewonnenen Erkenntnisse des Bergwassers stützen diese Theorie weiterhin. Diese Modellvorstellung ist insbesondere im Hinblick auf die Sanierung der Rutschung Brienz mittels Tiefenentwässerungsmassnahmen von Relevanz, da gemäss Modellvorstellung sowohl unterhalb der Rutschung Brienz stabilitätsvermindernde Bergwasser(-über)drücke als auch innerhalb der Rutschmasse an deren Basis scherfestigkeits-reduzierende Wasserdrücke herrschen. Die Überwachungsmessungen zeigen, dass die durch den Sondierstollen erzeugte Bergwasserspiegelabsenkung um bis zu 50 m im westlichen Bereich der Rutschung Dorf zu einer stärkeren Reduktion der Verschiebungsgeschwindigkeit im entsprechenden Gebiet führte (vgl. Abb. 3: GPS-5002 erreicht ab Mitte 2022 beinahe die langsamere Verschiebungsgeschwindigkeit von GPS-5001 (Dorf)).

#### 4. Schlussfolgerung

Bei der Rutschung Brienz handelt es sich um ein geologisch und hydrogeologisch komplexes und äusserst dynamisches System, welches durch externe, sich zeitlich ändernden Einflussfaktoren geprägt resp. kontrolliert wird. Langanhaltende Wassereinträge in der Höhenlage der Rutschungen Dorf und Berg, insbesondere während der Schneeschmelze im Winterhalbjahr und Nässeperioden im Sommerhalbjahr, haben einen signifikanten Einfluss auf das Bewegungsverhalten der Rutschung Brienz und müssen daher für die Beurteilung von Entwicklungs- und Gefährdungsszenarien mitberücksichtigt werden. Die Rutschung Dorf und die Rutschung Berg bilden dabei eine zusammenhängende Grosshangbewegung mit unterschiedlichen, mechanisch interagierenden Kompartimenten und Bewegungsmechanismen, welche ein synchrones Bewegungsverhalten zeigt. Sowohl das geologisch-kinematische Modell als auch das darauf basierende hydrogeologische Modell vermögen die Zusammenhänge zwischen den meteorologischen Bedingungen im Einzugsgebiet der Rutschung Brienz, den hydraulischen und hydrogeologischen Verhältnissen innerhalb und unterhalb der Rutschmasse sowie den unterschiedlichen Bewegungsraten in den verschiedenen Kompartimenten der Rutschung plausibel zu erklären und konzeptuell abzubilden. Die Resultate und Erkenntnisse aus den Tiefenerkundungen, insbesondere der Sondierbohrungen, sowie der hydrogeologischen Langzeitmessreihen und schneehydrologischen Modellierungen waren für das Verständnis der komplexen Grosshangbewegung von Brienz von grundlegender Bedeutung.

## Referenzen

- [1] Brauchli R., 1921: Geologie von Mittelbünden, Geologie der Lenzerhorngruppe, Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz.
- [2] BTG Büro für Technische Geologie AG, Bericht Nr. 5897-19 vom 1. Februar 2022: Rutschung Brienz/Brinzauls GR, Geologische Detailuntersuchungen 2018 bis 2021, Geologisch-Kinematisches Modell, Geologischer Synthesebericht.
- [3] BTG Büro für Technische Geologie AG, Bericht Nr. 5897-20 vom 1. Februar 2022: Rutschung Brienz/Brinzauls GR, Geologische Detailuntersuchungen 2018 bis 2021, Hydrogeologisches Modell, Hydrogeologischer Synthesebericht.
- [4] Heim A., 1881: An die hohe Regierung des eidg. Standes Graubünden: Gutachten betreffend Rutschung bei Brienz.
- [5] Krähenbühl R., Nänni C., 2017: Ist das Dorf Brienz-Brinzauls Bergsturz gefährdet, Swiss Bulletin für angewandte Geologie Vol 22/2, 2017.
- [6] Ludwig A., August 2011: Kinematische Analyse der Hanginstabilität von Brienz/Brinzauls GR, Masterarbeit ETH Zürich.
- [7] SLF, Abschätzung des Schneeschmelzeintrags im Gebiet der Grosshangbewegung von Brienz/Brinzauls mit Hilfe prozessorientierter Modellierung, Abschlussbericht, August 2020.
- [8] SLF, Deformationsanalyse der Rutschung von Brienz/Brinzauls, GR, auf Basis terrestrischer und luftgestützter Laserscans, Aktualisierung, 30. Juni 2021.
- [9] Thöny et. al., 2021 Rutschung Brienz/Brinzauls (GR): Sondierstollen zur Prüfung der Wirksamkeit einer Tiefendrainage, FAN-Agenda 1/2021.
- [10] Wyllie D.C., Mah C.W., 2004: Rock slope engineering, civil and mining 4th edition.

## Adressen der Autoren

*Tobias Schwestermann, PhD*

*Daniel Figi*

*Flurina Brunold*

*Dr. Reto Thöny*

*Organisation: BTG Büro für Technische Geologie AG  
Straße, Ort: Grossfeldstrasse 74, CH-7320 Sargans  
E-Mail/ Kontakt: tobias.schwestermann@btgeo.ch*

# Der Berg kriecht! - Kinematik und treibende Faktoren einer Massenbewegung am Beispiel Padauner Berg - Tirol

M. Honisch<sup>1,2</sup>, B. Schneider-Muntau<sup>1</sup>, G. Poscher<sup>2</sup>, J. Branke<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Universität Innsbruck, Institut für Infrastruktur, Arbeitsbereich Geotechnik, Technikerstr. 13, 6020 Innsbruck

<sup>2</sup> geo.zt gmbh - poscher beratende geologen, Saline 17, 6060 Hall in Tirol

## Kurzfassung

Die Massenbewegung Padauner Berg am Brenner in Tirol/Österreich zählt zu den sogenannten Deep-Seated Gravitational Slope Deformations (DSGSDs). Diese Massenbewegung gliedert sich dabei in 3 Hauptbereiche: 1) einen Oberhang mit Bergzerreiung inklusive Gleitung einzelner Schollen, 2) in eine Zone der Aufwölbung im mittleren Bereich und 3) in Kriechbewegungen im Unterhang bzw. einem Talzus Schub am Fue der Massenbewegung. Die Bewegungsraten des Talzuschubs sind durch mehrere Inklinometer gut erfasst und zeigen Kriechraten in einer Gröenordnung von ca. 10 mm pro Jahr. Diese Kriechraten schwanken über den Jahresverlauf und zeigen Beschleunigungsphasen im Frühsommer und geringere Bewegungsraten in den Wintermonaten. Die Inklinometerdaten weisen sowohl mit der Teufe abnehmende Kriechraten im Bereich des Talzuschubs auf als auch mehrere abgegrenzte interne Scherhorizonte an denen Gleitbewegungen stattfinden. Die Prozesse im Mittel- und Oberhang sind dagegen bisher deutlich weniger gut erfasst, da hier direkte bzw. indirekte Tiefenaufschlüsse durch Bohrungen oder Geophysik fehlen. Geländekartierungen zeigen, dass im Oberhang einzelne Schollen mit einer Mächtigkeit von wenigen bis 10-er Metern durch gravitative Prozesse auseinanderreien und talwärts gleiten. Die Analyse der Strukturdaten kann dabei bisher keine Rotation der Schieferungsdaten feststellen, wie es bei tiefgreifenden, listrischen Störungen der Fall sein müsste.

In diesem Beitrag werden die bisherigen Aufzeichnungen der Inklinometer im Bereich des Talzuschubs im Zusammenhang mit Klimafaktoren diskutiert und der wahrscheinliche interne Aufbau des DSGSD Padauner Berg und die damit zusammenhängenden kinematischen Prozesse in den unterschiedlichen Hangbereichen der Massenbewegung erläutert.

## Abstract

*The mass-movement Padauner Berg at the Brenner in Tirol/Austria belongs to the Deep-Seated Gravitational Slope Deformations (DSGSDs). This mass-movement can be subdivided into 3 main parts: 1) a high slope with mountain splitting and sliding blocks, 2) a zone of uplift in the middle part and 3) creeping in the close-up of the valley in the lower part at the foot of the mass-movement. The movement of the close-up of the valley is measured by several inclinometers and shows creeping rates in the range of ca. 10 mm per year. These creeping-rates are not constant over the year but show phases with acceleration in the early summer and deceleration in winter. Thereby the inclinometer-data shows decreasing creeping-rates with depth within the close-up of the valley as well as several internal detachments where sliding occurs. The processes in the middle- and high slope are less understood, since there are no direct or indirect explorations via boreholes or geophysics available at greater depth. Geological mapping of the higher slope reveals that, due to gravitational processes, single blocks of a few to several tens of meters disrupt and slide downhill. The analysis of structural data does not show rotation of the schistosity, as it would be the case for deep reaching listric faults.*

*In this contribution, we will discuss the hitherto existing inclinometer-recordings in the close-up of the valley in context with climatic parameters and illustrate the internal system of the DSGSD Padauner Berg with the kinematic processes in the different parts of the mass-movement.*

## 1. Einleitung

Die Massenbewegung Padauner Berg am Brenner in Tirol (Abb. 1) ist aufgrund der vorhandenen Infrastruktur gut erkundet und bietet dadurch einen Einblick in den Internbau einer Deep-Seated Gravitational Slope Deformation (DSGSD). Neben Erkundungsbohrungen, seismischen Profilen, Inclinometeraufzeichnungen und Geländekartierungen sind auch hydrogeologische Aufzeichnungen der Quellen und Fließgewässer vorhanden (Abb. 2). Auch wenn die Datendichte der Tiefenaufschlüsse sich auf den unmittelbaren Bereich der Infrastrukturprojekte Luegbrücke und Brenner Basistunnel konzentriert, lassen sich daraus wertvolle Rückschlüsse auf den gesamten Bereich der Massenbewegung ziehen.

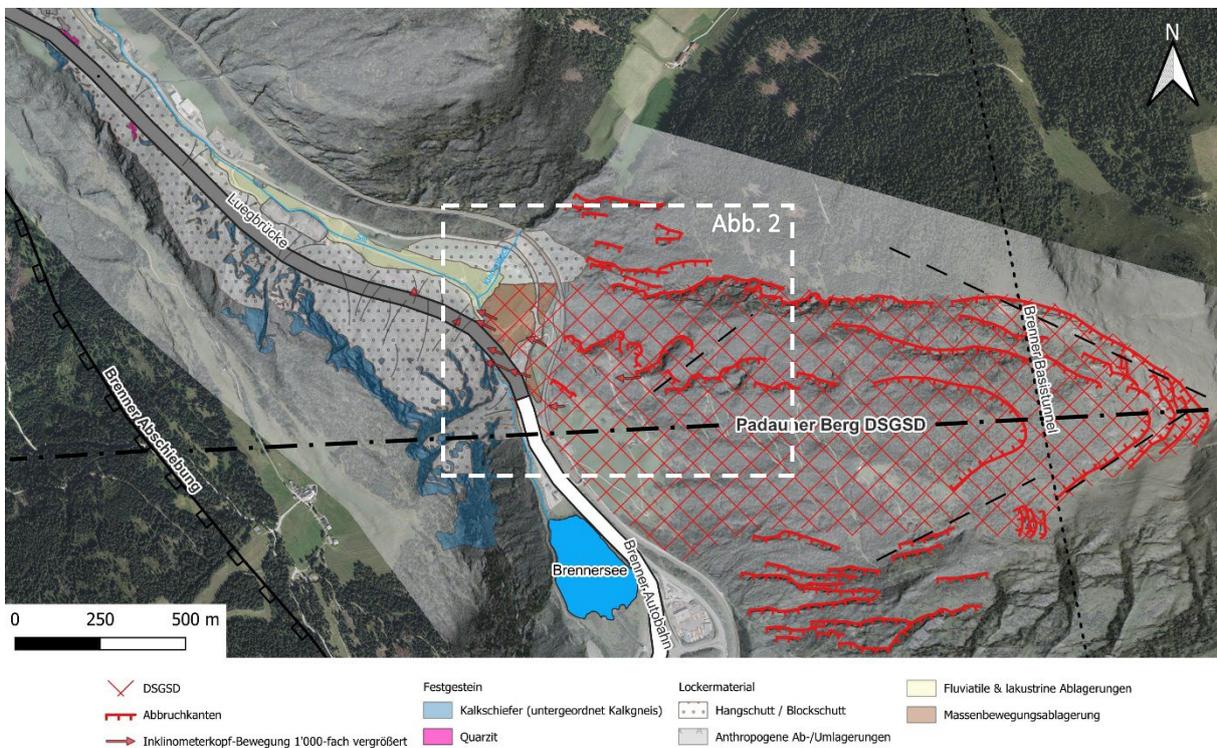


Abb. 1: Geomorphologische Übersichtskarte des DSGSD Padauner Berg in Rot schraffiert mit Abbruchkanten (rote Linien). Die Luegbrücke befindet sich im Westen (Dunkelgrau schraffiert), der Brenner Basistunnels im östlichen Bereich (Schwarz strichliert) der Massenbewegung. Der Kartenausschnitt von Abb. 2 ist Weiß strichliert umrandet. Der in Abb. 3 gezeigte E-W-Längenschnitt ist in Schwarz strich-punktiert dargestellt. Quellen: Orthofoto Land Tirol - data.tirol.gv.at und ALS Tirol 2.0 2017-2018 des Landes Tirol.

DSGSDs beschreiben eine tiefgreifende Schwächung und schließlich Entfestigung des Gesteinsverbandes, bis es im Hang zu Prozessen wie Bergzerreiung, Tiefkriechen, Felsflieen, Sackung, und Talzuschub kommt, wie sie auch am Padauner Berg beobachtet werden. Dabei handelt es sich um einen langanhaltenden, gravitativen Prozess, der meist nicht an diskreten Scherbahnen stattfindet, sondern bei dem der gesamte Hangbereich selbst durch Mikrofrakturen im Gesteinsverband talwrts kriecht (Goudie, 2004).

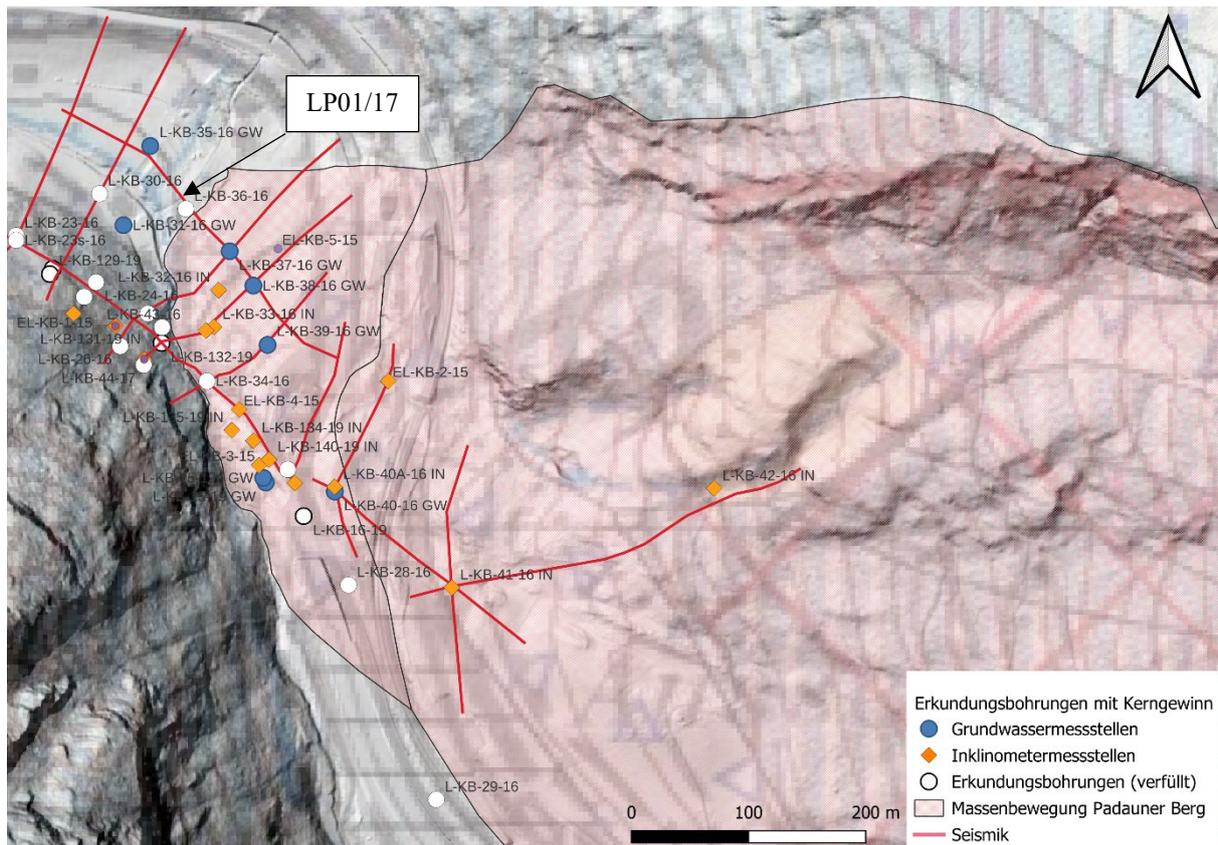


Abb. 2: Kartenausschnitt aus Abb. 1: Erkundungen im Bereich des Talzschubs der Massenbewegung Padoaner Berg (Blasstrat schraffiert). Die Bohrungen, welche als Grundwassermessstellen ausgebaut sind, sind Blau markiert. Die zu Inklinometermessstellen ausgebauten Bohrungen sind in Orange dargestellt. Die Seismischen Profillinien sind in Rot hervorgehoben. Das seismische Profil LP01/17 ist in Abb. 7 dargestellt. Im Hintergrund ist die Geologische Karte 148 Brenner **Es ist eine ungültige Quelle angegeben**, sowie der Laserscan ALS Tirol 2.0 2017-2018 des Landes Tirol hinterlegt.

## 2. Geologie und struktureller Aufbau

Der Padoaner Berg befindet sich am westlichen Rand des Tauernfensters. Seine Gesteine werden gemäß Rockenschaub & Nowotny (2009) den Subpenninischen Decken zugeordnet, welche sich beim Öffnen des ehemaligen Penninischen Ozeans im Jura gebildet haben. Während der Alpidischen Gebirgsbildung schloss sich der Penninische Ozean, wurde subduziert und trat anschließend durch die Hebung als geologisches Fenster durch das überlagernde Ostalpin wieder zutage. Aufgrund der metamorphen Überprägung liegen diese einstigen Sedimente heute im Bereich des Padoaner Berges vor allem als Kalkglimmerschiefer, Marmor, Schwarzphyllit, Quarzit und Grünschiefer vor und werden in ihrer Gesamtheit als «Bündnerschiefer» der Modereck-Decke bezeichnet (Daurer, et al., 2019; Rockenschaub & Nowotny, 2009).

Über die Entstehungsgeschichte der Massenbewegung selbst ist wenig bekannt. Nach derzeitigem Kenntnisstand wird eine Kombination verschiedener Faktoren für das Entstehen der tiefgreifenden Gesteinsentfestigung verantwortlich gemacht: (1) anhaltende Hebung des Tauernfensters, (2) isostatische Hebung nach Abtauen des Gletschers, (3) Destabilisierung der Hangflanken nach dem Gletscherrückgang (Ostermann & Sanders, 2017), und (4) schieferungsparallele Schwächung des Gesteins durch Lösungserscheinungen.

Zeitlich kann die DSGSD Padoaner Berg nicht direkt mit dem Rückgang der Gletscher nach der letzten Eiszeit (Würm-Glazial) in Zusammenhang gebracht werden, da die durch Massenbewegung aufgestauten Seesedimente des Brennersees das Alter der Massenbewegung auf etwa 6.2 - 6.5 ka datieren (Ostermann & Sanders, 2017), d.h. postglaziales Alter. An den Hangflanken des Padoaner Berges und des Gegenhangs im Westen, dem Sattelberg,

können noch eiszeitliche Relikte in Form von Moränenablagerungen gefunden werden. Geht man davon aus, dass die ehemalige Westflanke des Padauner Berges ebenso wie der Gegenhang einst steil vom Gletscher ausgeschürft worden ist, so hätten sich im Fußbereich des heutigen Padauner Berges aufgrund der hangauswärtsfallenden Schieferung talwärts gerichtete Scherkräfte ausgebildet die bei Überschreitung der Scherfestigkeit in weiterer Folge diesen schrittweise abgebaut hätten. Die gut sichtbaren Zerreißungen im Gipfelbereich, können auf die sich mit fortschreitendem Abtrag immer weiter Richtung Gipfelbereich verlagernden Spannungen zurückgeführt werden (Abb. 3).

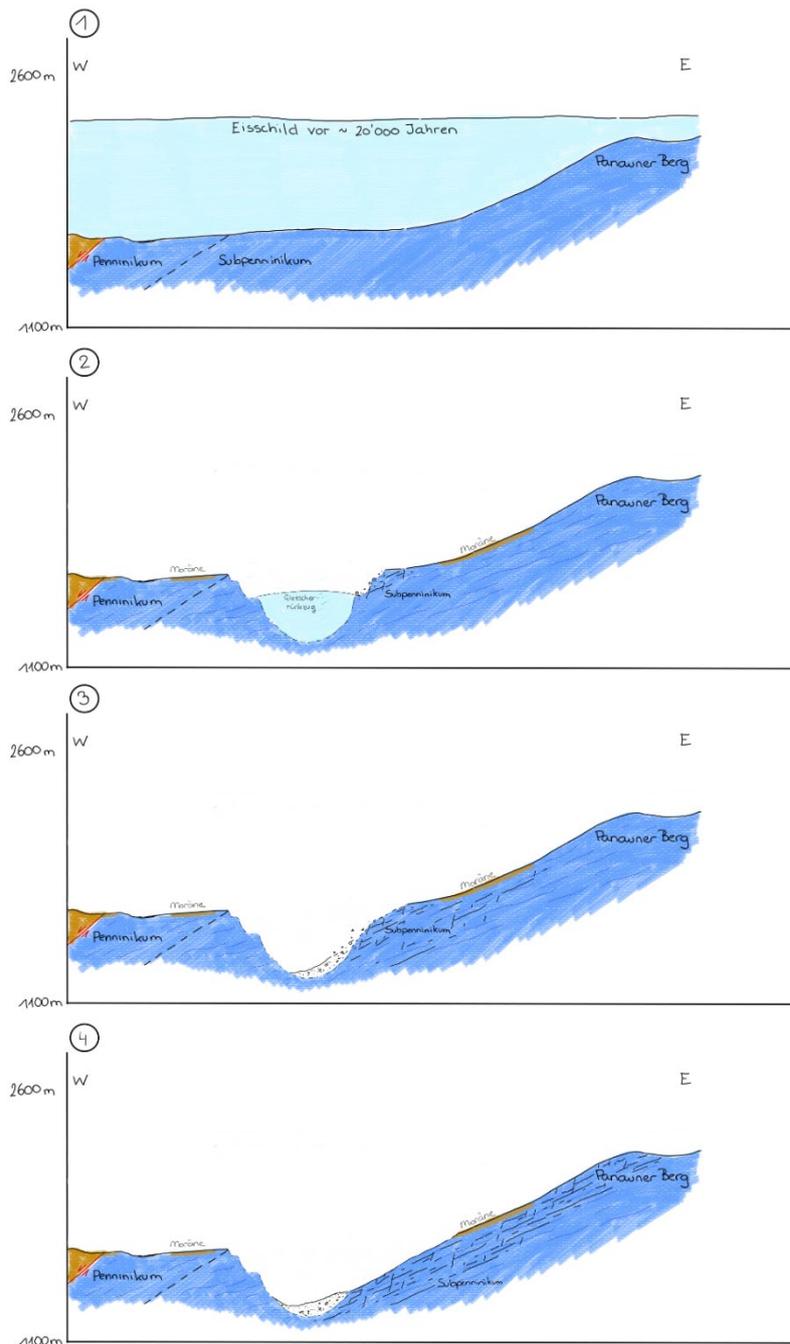


Abb. 3: E-W Längenschnitt Padauner Berg mit möglicher Entwicklung der DSGSD: (1) flächendeckende Vergletscherung während der ersten Eiszeit vor ~20'000 Jahren (2) Rückgang des Gletschers mit Ablagerungen von Moränenmaterial auf den Hangflanken (3) vollständiger Rückgang der Gletscher im Brennertal mit Destabilisierung der unteren Hangflanke des Padauner Berges aufgrund der talwärts gerichteten Schieferungsflächen, Entwicklung von Scherpannungen und Ablagerung der Sedimente des Talzuschubs vor ~6'000 Jahren (4) Rezent: Talzuschub im Wipptal, schieferungsparallele Auflockerung und steile Klüfte am Padauner Berg führen aufgrund von der Gravitation zu langsamen, talabwärts gerichteten Kriechbewegungen.

Die im Zuge der vorliegenden Arbeit bisher durchgeführten Geländekartierungen und Dünnschliffanalysen zeigen, dass die am Brenner auftretenden Bündnerschiefer im Liegenden des Talzuschubs lagenweise deutliche Lösungserscheinungen mit damit einhergehender erhöhter Porosität aufweisen (siehe *Abb. 4* und *Abb. 6*). Zirkulation von Wässern entlang von Klüften und innerhalb der poröser Gesteinslagen führt zudem zu Verwitterung und zusätzlichen Schwächung des Gebirges. Einzelne Dünnschliffanalysen weisen auch einen geringen Gipsanteil auf.



*Abb. 4: Bohrkern der Bohrung L-KB-16/19 (97-108 m Teufe): Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer der Bündnerschiefer-Gruppe mit porösen Bereichen (links, rostbraun) und grusigen Lagen (rot umrandet).*

Die Bohrung L-KB-41/19, die am weitesten im Osten innerhalb der Massenbewegung abgeteuft wurde (*Abb. 2*), zeigt unter einer geringen Lockermaterialsüberdeckung bis zur Endteufe von 87 m schieferungsparallel stark zerlegte Kalkglimmerschiefer. Strukturdaten aus den Bohrlochimagelogs deuten darauf hin, dass die Primärstruktur, das heißt die globale Richtung des Schieferungseinfallens nach NW, weiterhin vorhanden ist, es sich daher nicht um umgelagertes Massenbewegungsmaterial handelt. Die bisherige Geländekartierung ergibt ein über den gesamten Padauner Berg hinweg einheitliches Schieferungsflächeneinfallen. Dadurch dass keine Verkippung der Schieferungsrichtung beobachtet werden kann, ist von einer vorherrschenden translatorischen Bewegung auszugehen. Ein durch Mikrofrakturen zerlegten Gebirges, in dem vor allem schieferungsparallele Scherkräfte wirken kann diese Beobachtungen erklären.

Der aus den Luftbilddaufnahmen entstehende Eindruck von Abschiebungen entlang der Abrisskanten (*Abb. 1*) täuscht. Die Geländekartierung weist darauf hin, dass es sich bei den Strukturen überwiegend um Zerrspalten und steil stehende, unregelmäßige Klüfte handelt (*Abb. 5*). Es konnten weder Hinweise auf Störungen noch auf ein Verkippen des Schieferungseinfallens festgestellt werden.



Abb. 5: Links: Blick nach Norden auf die Abrisskante: steile Klüfte (Weiß strichliert) die parallel zur Steiflanke verlaufen in Kombination mit einer schieferungsparallelen Schwächung des Gesteins (Schieferung Gelb strichliert). Rechts: Blick von der Abrisskante nach Süden: Zerreißen von Schichtpaketen in lateraler Richtung (schwarze Pfeile).

Bei detaillierter Betrachtung der Gesteinspakete ist feststellbar, dass einerseits eine deutliche Entfestigung innerhalb der Schieferungsflächen (Verwitterung), als auch ein «Zerreißen» der Gesteinspakete in Form von unregelmäßig ausgebildeten Klüften mit stufigem und rauem Erscheinungsbild (Abb. 6) zu sehen ist.



Abb. 6: Links: Lösungserscheinungen innerhalb der Schieferungslagen. Rechts: Detailaufnahme einer typischen Kluft wie sie im Bereich der Abrisskanten vorkommt: steil stehenden mit stark stufiger, rauher Oberfläche.

Der Internbau des Talzschubs kann aus der Seismik 2017 abgeleitet werden (Abb. 7). Die Bohrkerne zeigen einen basalen und bereichsweise mehrere interne Gleithorizonte innerhalb des Talzschubs, welche durch feinkörnigere Sedimente mit Mächtigkeiten im dm- bis m-Bereich repräsentiert werden. Grundwassermessungen und Quellaustritte im Hang weisen auf eine grundwasserstauende Wirkung der Gleithorizonte hin.

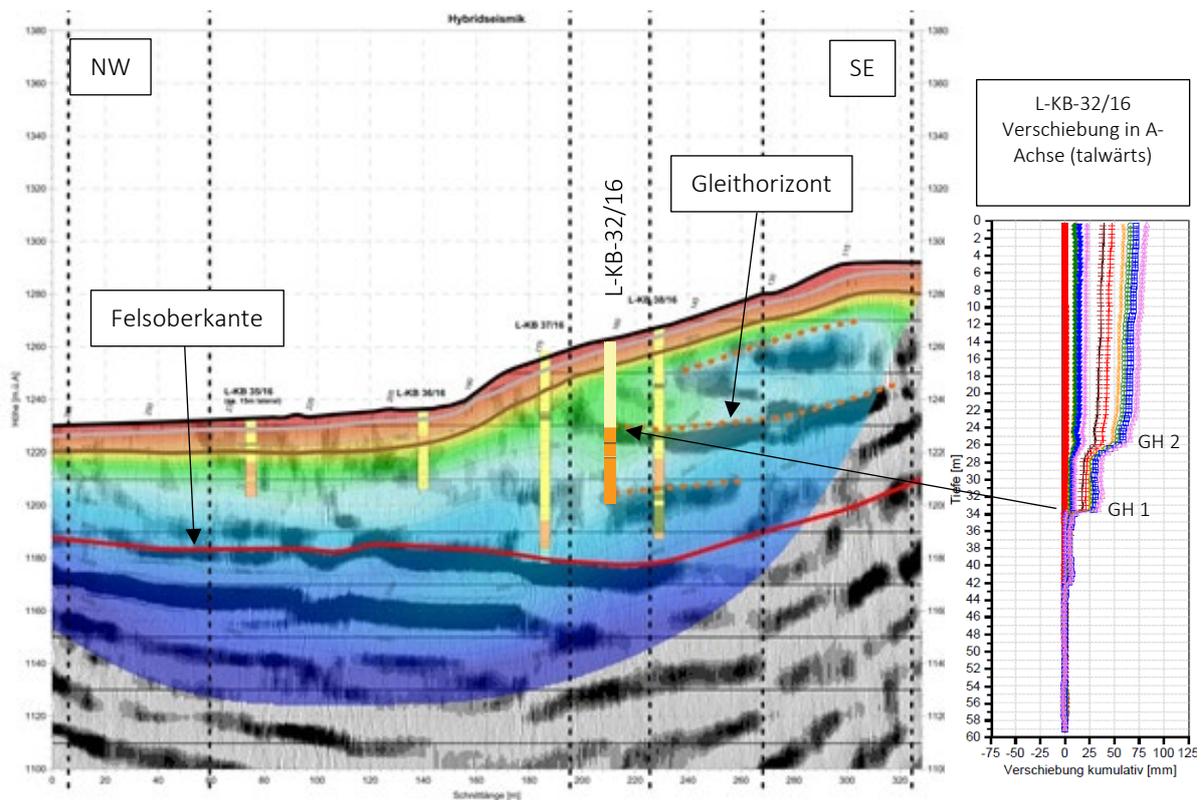


Abb. 7: Das hybridseismische Längsprofil LP01/17 (siehe auch Abb. 2) des Talzschubs der Massenbewegung Padauner Berg zeigt die Gleitfläche (GH 1) der Massenbewegung in etwa 34 m Tiefe in der Bohrung L-KB-32/16. Ein interner Gleithorizont (GH 2) wird in der Bohrung L-KB-32/16 in 26 m Tiefe durch die Inklinometeraufzeichnungen deutlich. Quellen: Hybridseismisches Profil Pöyry im Auftrag der ASFINAG, Inklinometeraufzeichnungen Bohrung L-KB-32/19 gemessen zwischen Juli 2017 und Oktober 2023 durch ILF consulting engineers im Auftrag der ASFINAG.

### 3. Inklinometermessungen

Inklinometer sind Bohrungen, die mit einem Führungsrohr ausgebaut sind, dessen Nut in Bewegungsrichtung des Talzschubs (nach NW) ausgerichtet ist. In das Führungsrohr wird eine Sonde eingeführt, die in einem Abstand von 0,5 m die Abweichung in Richtung und Neigung im Vergleich zu der Erstmessung (Nullmessung) aufzeichnet. Dadurch können Verschiebungen über die Zeit im Bodenprofil aufgenommen werden. Die Anforderung an die Messgenauigkeit liegt dabei bei  $\pm 0,2 \text{ mm} / 1 \text{ m}$  Tiefe.

Die Kriechraten des Talzschubs des DSGSD Padauner Berg werden mit insgesamt 13 Inklinometermessstellen erfasst (Abb. 2). Die ersten Inklinometer wurden 2015 hergestellt und seither regelmäßig gemessen. Der Ausbau weiterer Inklinometermessstellen erfolgte 2017 und 2023/24. Bis Anfang 2023 erfolgten die Inklinometermessungen halbjährlich durch die ILF consulting engineers im Auftrag der ASFINAG. Seit Februar 2023 liegen von ausgewählten Inklinometern auch verdichtete Inklinometermessungen im monatlichen Abstand vor (gemessen durch ARGE geo-zt -SKAVA im Auftrag der ASFINAG).

Zusätzlich zu den Inklinometermessungen liegen halbjährliche Inklinometerkopfmessungen vor, die die absolute Verschiebung der Geländeoberfläche im Bereich der Inklinometer darstellen. Dies ist wesentlich, da nicht alle Inklinometer in das «unbewegliche» Festgestein einbinden und somit nur einen Teil der Gesamtverformung aufzeichnen.

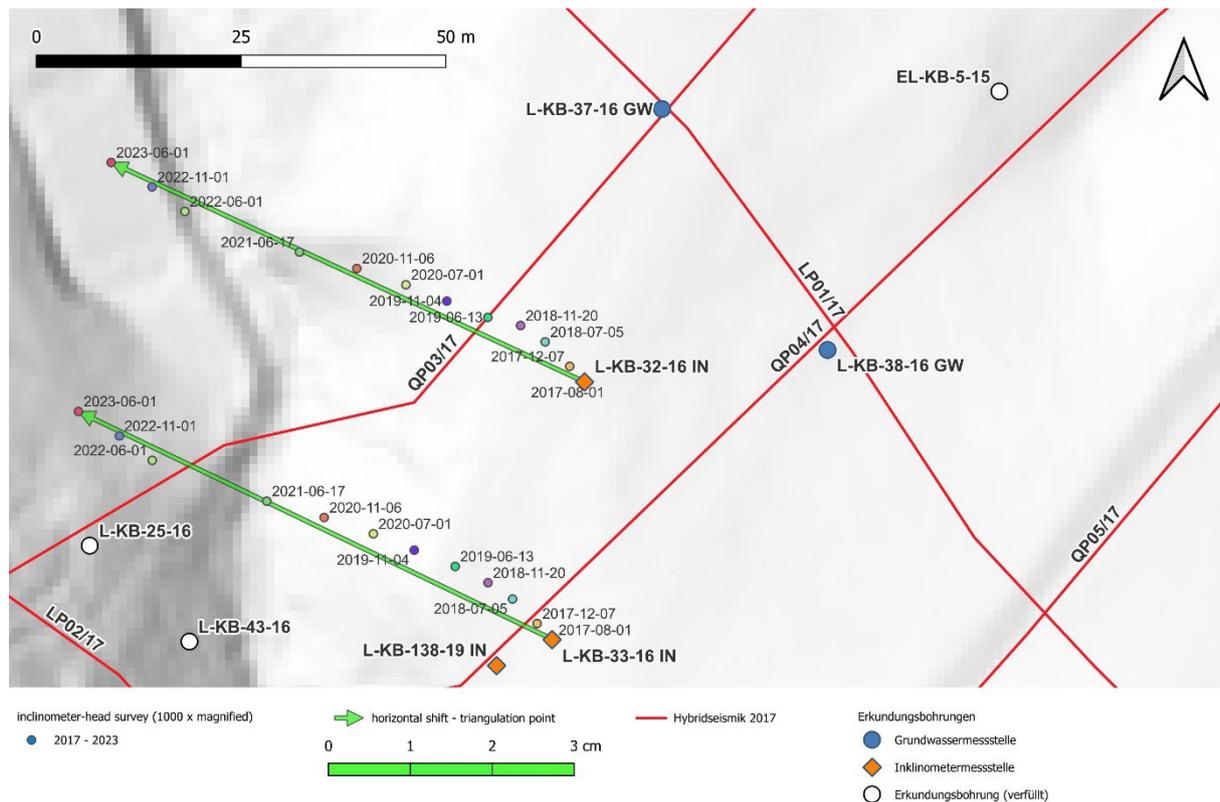


Abb. 8: Inklinometerkopfmessungen der Inklinometermessstelle L-KB-32-16 und L-KB-35-16 in 1'000-facher Vergrößerung (zugehöriger Maßstab siehe grüner Balken in der Legende). Im Durchschnitt zeigt der Inklinometerkopf der L-KB-32/16 zwischen August 2017 und Juni 2023 eine Verschiebung von  $\sim 10$  mm/Jahr Richtung NW. Quelle Hintergrund: Laserscan ALS Tirol 2.0 2017-2018 des Landes Tirol.

Während aufgrund der 2015 bis Anfang 2023 durchgeführten halbjährlichen Messungen davon ausgegangen wurde, dass sich der Talzusub mit einer konstanten Geschwindigkeit von ca. 10 mm / Jahr talauswärts Richtung NW bewegt, zeigen die höher aufgelösten Aufzeichnungen zwischen Februar 2023 und August 2024 saisonale Schwankungen.

Nach der derzeitigen Datenlage korrelieren die Monate mit den höheren Verschiebungsraten der Inklinometer zwar mit den Monaten der durchschnittlich höchsten Niederschlagsmengen (Mai bis September) aus den Daten der Klimaperiode 1991-2020 an der Station Brenner, jedoch können sie derzeit noch nicht direkt in Verbindung mit aktuellen Niederschlagsdaten aus dem Monatsmittel 2023 (Station Brenner) gebracht werden (siehe Abb. 9). Weiterführende Messungen und Auswertungen sind im Zuge des Dissertationsprojekts Krielfra geplant.

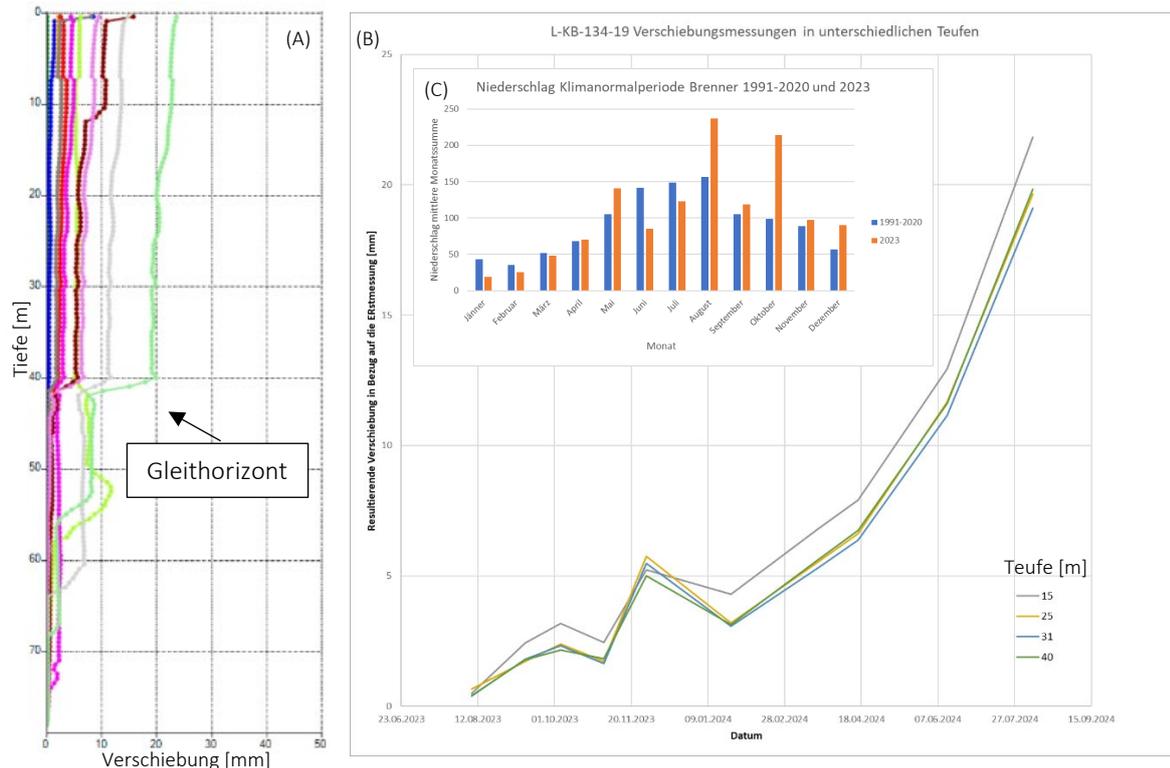


Abb. 9: Inclinometermessung der Inclinometerbohrung L-KB-134-19 (A), situiert im Talzuschub der DSGSD Padauner Berg: resultierende Verschiebung in 15 m, 25 m, 31 m und 40 m Teufe. Das Balkendiagramm (C) zeigt die an der Station Brenner gemessenen Niederschlagswerte als mittlere Monatssumme in der Klimaperiode zwischen 1991-2020 in Blau sowie zum Vergleich die aktuelle Monatssumme von 2023 in Orange. Tendenziell ist eine Beschleunigung (steilere Verschiebungskurve) in den Monaten Mai bis September zu beobachten (B), die zwar mit erhöhten Niederschlägen im Monatsmittel der Klimaperiode 1991-2020 korreliert, jedoch derzeit nicht mit den vorhandenen Daten der Monatsmittel aus 2023 direkt in Verbindung gebracht werden kann. Quelle Niederschlagsdaten ZAMG.

#### 4. Zusammenfassung

Die DSGSD Padauner Berg zeigt ein durch Mikrofrakturen und schieferungsparallele Lösungserscheinungen zerlegtes Grundgebirge aus Bündnerschiefern, in dem Zerrspannungen ein Zerreißen und sehr langsames, talwärtiges Kriechen (Translationsbewegung) des gesamten Hanges bewirken. Dieser sich bewegende, massive Körper drückt die im Tal befindlichen Sedimente talauswärts (Talzuschub). Innerhalb des Talzschubs bilden sich Gleitbahnen aus, die aufgrund der feinkörnigeren Zusammensetzung als Grundwasserstauer wirken.

Aktuelle Inclinometermessungen weisen auf saisonale Schwankungen in der Kriechrate des Talzschubs hin, wobei ein Zusammenhang zwischen Niederschlag und Kriechrate noch weiter beobachtet und diskutiert wird.

#### 5. Danksagung

Besonderer Dank gilt dem Ziviltechnikerbüro geo.zt gmbh poscher beratende geologen und dem Land Tirol, ohne die dieses, durch den FFG-Fond geförderte, Dissertationsprojekt Krielnfra nicht möglich wäre (FFG Förderung, Dissertationsprogramm für Tiroler Hochschulen, Projektnummer 910997). Des Weiteren möchten wir uns herzlich bei der ASFINAG für die gute Zusammenarbeit und für die Zurverfügungstellung der Daten bedanken, ebenso bei der Abteilung für Geoinformation des Landes Tirol für die Zurverfügungstellung sämtlicher Luftbilder und Laserscans. Ein herzliches Dankeschön gilt auch unseren Projektpartnern SKAVA und GeoSphere Austria für ihre fachliche Unterstützung und Beratung.

## Referenzen

- [1] Daurer, A., Pestal, G., Mandl, G. W., Krenmayr, H. G., Reitner, J. M., Linner, M., & Schuster, R. (2019). *Rocky Austria - Geologie von Österreich kurz und bunt*. Wien: Geologische Bundesanstalt.
- [2] Dikau, R., Brunnsden, D., Schrott, L., & Ibsen, M.-L. (1996). *Landslide recognition: identification, movement and causes; Report No. 1 of the European Commission Environment Programme, Contract No. EV5V-CT94-0454*. Europe: Chichester [u.a.]: Wiley.
- [3] Goudie, A. (2004). *Encyclopedia of Geomorphology*. Oxford: Routledge.
- [4] Ostermann, M., & Sanders, D. (2017). The Benner Pass Rock Avalanche Cluster Suggests a Close Relation Between Long-Term Slope Deformation (DSGSDs and Translational Rock Slides) and Catastrophic Failure. *Geomorphology*, 44-59.
- [5] Pfiffner, A. (2015). *Geologie der Alpen*. Stuttgart, Deutschland: utb.
- [6] Rockenschaub, M., & Nowotny, A. (2009). Geologische Karte 1:50.000 148 Brenner. Wien: Geologische Bundesanstalt.

# Wie können Radarsatellitendaten die Beurteilung von großräumigen geologischen Phänomenen unterstützen?

A. Zwack, Thomas<sup>1</sup>, B. Dörfler, Markus<sup>2</sup>

<sup>1</sup> MJP Ziviltechniker GmbH, Georg-Scherer-Straße 7, 5760 Saalfelden, Österreich; t.zwack@mjp-zt.at

<sup>2</sup> AUGMENTERRA GmbH, Urstein Süd 15, 5124 Puch bei Hallein, Österreich; markus.doerfler@augmenterra.com

## Kurzfassung

Die messtechnische Erfassung und Beurteilung großräumiger geologischer Phänomene stellen eine wesentliche Herausforderung dar, besonders bei ingenieurgeologischen Fragestellungen. Traditionelle Messmethoden stoßen dabei oft an ihre Grenzen bzw. liefern sie nur punktuelle Informationen, insbesondere wenn es darum geht, Prozesse zu erfassen, die sich über größere Flächen erstrecken oder nur geringe Bewegungsraten (mm/Jahr) aufweisen. Radarsatellitendaten, auch genannt SAR-Daten (Synthetic Aperture Radar), bieten hier eine vielversprechende Lösung.

Radarsatelliten ermöglichen die kontinuierliche Überwachung großer Gebiete unabhängig von Wetterbedingungen und Tageslicht (aktives Messverfahren). Mit Hilfe der Radarinterferometrie (InSAR) können kleinste Bodenbewegungen im Millimeterbereich detektiert werden und das auch zurückblickend in die Vergangenheit ohne vorherige Installation von Messpunkten. Ein Beispiel ist die bis heute andauernde postglaziale Landhebung Skandinaviens in Folge des Abschmelzens der bis zu 3 km mächtigen Bedeckung mit Inlandeis nach dem Ende der letzten Eiszeiten. Auch das „Atmen“ aktiver Vulkane wie in jüngster Zeit auf der Reykjanes-Halbinsel in Island, also die zyklische Anhebung und Senkung des Bodens aufgrund von Magmabewegungen, kann mit Radarsatellitendaten präzise überwacht werden. Ein weiteres bedeutendes Anwendungsgebiet ist die Überwachung von Massenbewegungen in den Alpen, wie sie etwa am Fluchthorn auftreten, wo Felsgleitungen als „Vorbote“ eines großen Ablöseereignisses durch InSAR-Daten detailliert analysiert werden konnten. Auch in der ingenieurgeologischen Praxis hat sich die InSAR-Technologie mittlerweile bewährt und findet vermehrt Anwendung.

Dieser Beitrag diskutiert, wie Radarsatellitendaten in diesen und bei anderen angewandten geologischen Fragestellungen eingesetzt werden, um die zugrundeliegenden Prozesse besser zu verstehen und frühzeitig auf potenzielle Gefahren hinzuweisen bzw. entsprechende Maßnahmen ergreifen zu können. Anhand von Fallbeispielen werden die Vorteile und Herausforderungen dieser Technologie verdeutlicht sowie zukünftige Entwicklungen und Potenziale skizziert.

## *Abstract*

The measurement and evaluation of large-scale geological phenomena is a major challenge, particularly in the field of engineering geology. Traditional measurement methods are often limited and provide only local point information, especially for processes that extend over large areas or have slow rates of movement (mm/year). Radar satellite data, also known as Synthetic Aperture Radar (SAR) data, offers a promising solution.

Radar satellites allow continuous monitoring of large areas regardless of weather conditions and daylight (active measurement method). Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) can be used to detect very slow ground motion in the millimetre range, even looking back into the past. One example is the ongoing post-glacial uplift of Scandinavia following the melting of an inland ice sheet up to 3 km thick at the end of the last glacial period. The 'breathing' of active volcanoes, representing the cyclical uplift and subsidence of the ground due to magma movement such in the recent past on the Reykjanes peninsula in Iceland, can also be precisely monitored using radar

satellite data. Another important area of application is the monitoring of rock- or landslides in the Alps, such as on the Fluchthorn, where InSAR data could be used to analyse rockslide events prior to a major rock slope failure. InSAR technology has also proved its worth in the field of engineering geology and is being used more and more.

This article discusses how radar satellite data can be used to better understand geological processes and landslide phenomena in order to identify potential hazards at an early stage or to take appropriate action. Case studies are used to illustrate the benefits and challenges of this technology and to outline future developments and potential.

## 1. Grundlagen der InSAR-Technologie

Satellitenbasiertes (SB) InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) ist derzeit die einzige Methode, um Bodenbewegungen und -deformationen (i) präzise und direkt (mm-Genauigkeit), (ii) skalierbar (von einzelnen Gebäuden zu umfangreichen Gebieten) und (iii) über lange Zeiträume hinweg (von weniger als einem bis hin zu 25 Jahren, historische Archive) zu erfassen.

SB-InSAR ist eine bewährte Technologie, der erste ERS-1 Radarsatellit wurde bereits 1991 von der European Space Agency (ESA) in Betrieb genommen (ESA 2024a). Limitierende Faktoren waren damals die niedrige Auflösung (30 \* 30 m) und die lange Wiederkehrzeit von 35 Tagen (Wiedererreichung des gleichen Punkts auf der Erdoberfläche). Der deutsche Erdbeobachtungssatellit TerraSAR-X (TSX) erzielte bei seinem Start im Jahr 2008 eine räumliche Auflösung von 1 \* 1 m und eine zeitliche Auflösung von elf Tagen (ESA 2024b). Dadurch war der Satellit insbesondere für technische Fragestellungen geeignet. Durch das Erdbeobachtungsprogramm Copernicus (EU, ESA) (COPERNICUS 2024; Aschbacher und Milagro-Pérez 2012) sind die Daten der Sentinel Satelliten seit Ende 2014 nahezu weltweit und kostenlos verfügbar. Die Sentinel-1 Satelliten (SNT) erreichen eine Auflösung von 20 \* 5 m (IW Modus) und eine Wiederkehrdauer von bis zu sechs Tagen. Aufgrund des Verlusts von Sentinel-1b im Dezember 2021 beträgt die aktuelle Wiederkehrzeit zwölf Tage. Derzeit gibt es rund ein Dutzend InSAR-Satelliten, wobei der Trend stark ansteigend ist.

### 1.1. Messprinzip - Synthetic Aperture Radar (SAR)

Synthetic Aperture Radar (SAR) Satelliten nutzen Radar, um hochauflösende Bilder der Erdoberfläche zu erstellen, unabhängig von Wetterbedingungen oder Tageslicht. Das Funktionsprinzip basiert auf der Aussendung von Mikrowellenimpulsen, die von der Erdoberfläche reflektiert werden. SAR-Satelliten operieren in einem polaren Orbit, bei dem sie die Erde in Nord-Süd-Richtung überfliegen, während sich die Erde darunter von West nach Ost dreht. Dieser Orbit führt dazu, dass der Satellit sowohl in einer aufsteigenden (ascending-ASC) als auch in einer absteigenden (descending-DSC) Aufnahmegeometrie operiert (Abb. 6).

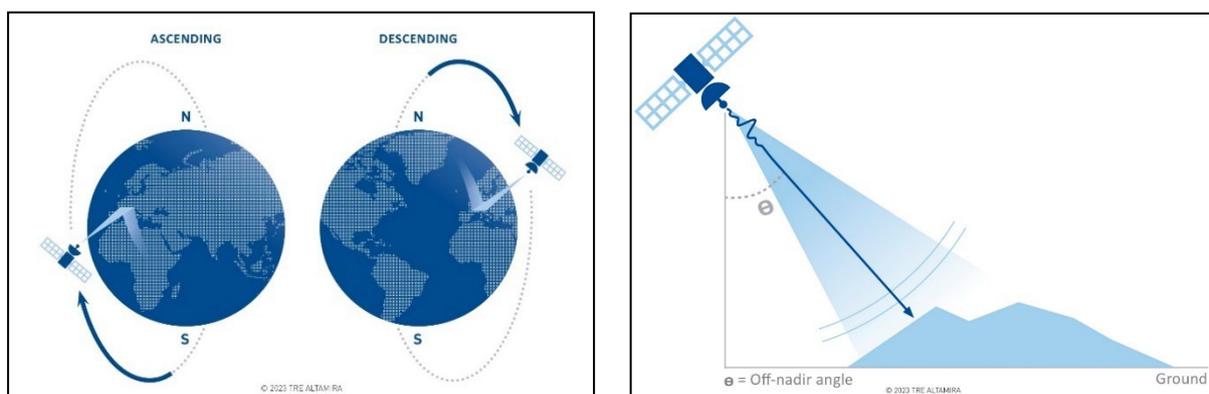


Abb. 6: Aufsteigende (ascending-ASC) und absteigende (descending-DSC) Geometrie (links). Abb. 7: Einfallswinkel – Line of Sight (rechts).

Die Blickrichtung des Radars ist seitlich zur Flugbahn des Satelliten ausgerichtet, wodurch eine kontinuierliche Erfassung der Erdoberfläche ermöglicht wird. Der Einfallswinkel (typischerweise  $20^{\circ}$ - $60^{\circ}$ ) beeinflusst die Reflexionseigenschaften der Radarstrahlen und damit die Qualität der Daten. Die Bewegung des Bodens wird entlang der LOS (Line of Sight) des Satelliten gemessen ( Abb. 7). SAR-Satelliten blicken typischerweise nach rechts, was in der ASC-Geometrie zu einem Blick nach Osten und in der DSC-Geometrie zu einem Blick Richtung Westen führt.

#### 1.1.1. Von SAR zu InSAR

InSAR vergleicht die Phaseninformationen mehrerer SAR-Bilder, um Veränderungen der Erdoberfläche zu analysieren. Jedes SAR-Bild liefert Informationen über Phase und Amplitude. Die Phase ist entscheidend für interferometrische Anwendungen, da sie den Abstand zwischen Satellit und Erdoberfläche wiedergibt. Bei InSAR werden mindestens zwei SAR-Bilder desselben Gebiets aus verschiedenen Zeitpunkten oder leicht unterschiedlichen Positionen miteinander verglichen. Die Phasendifferenzen zwischen den Bildern werden als Interferogramme dargestellt, die Informationen über millimetergenaue Bodenbewegungen liefern. Dies ist besonders nützlich bei der Überwachung von Erdbeben, Vulkanausbrüchen und langsamen Bodenbewegungen. (InSAR – SAR Interferometry, Abb. ).

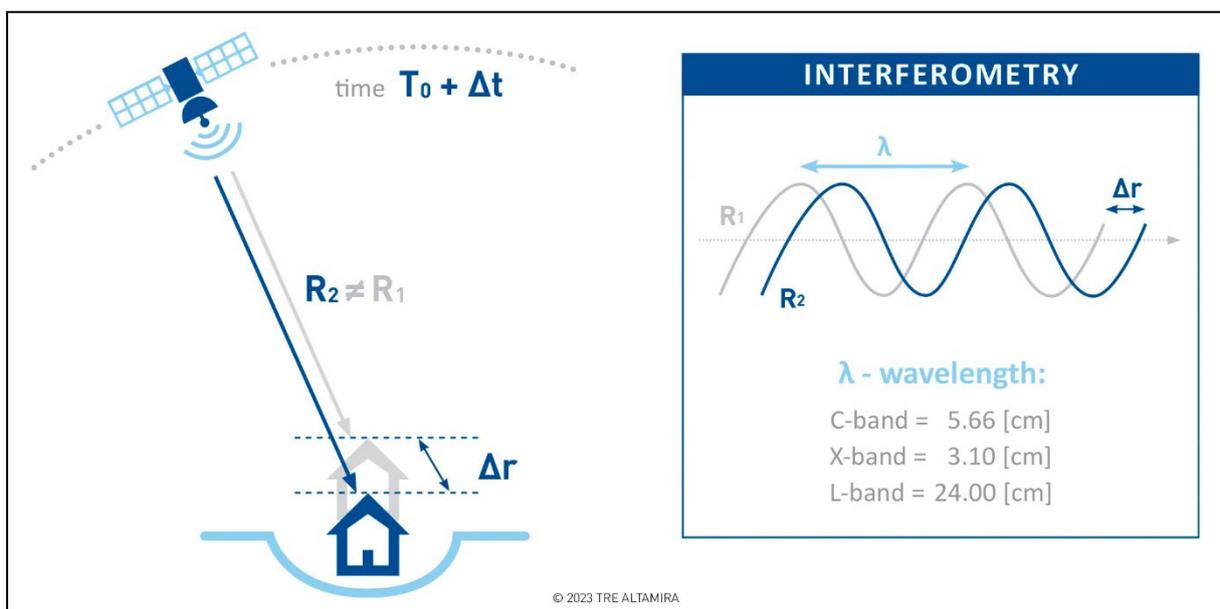


Abb. 2: SAR-Satelliten erfassen im Lauf der Zeit zahlreiche Bilder desselben Gebiets. Die Phasenverschiebung wird für interferometrische Anwendungen verwendet.

#### 1.1.2. 1D- und 2D-Vektorberechnungen

InSAR-Daten können zur Berechnung von 1D- oder 2D-Vektoren verwendet werden, um Bewegungen entlang der LOS oder in verschiedenen Expositionsrichtungen zu analysieren.

- 1D-Vektorberechnung: Diese Methode liefert präzise Informationen über Verschiebungen entlang der LOS und bietet somit eine hohe Präzision bei der Bestimmung von Bewegungen entlang einer bestimmten Achse. Sie eignet sich gut für Bewegungen, die hauptsächlich in eine Richtung verlaufen, wie z.B. Hangrutschungen.
- 2D-Vektorberechnung: Hierbei werden Daten aus auf- und absteigenden Geometrien kombiniert, um Bewegungen sowohl in der Horizontalen (Ost-West) als auch in der Vertikalen zu erfassen. Diese Methode bietet detailliertere Analysen in Hinblick auf die Bewegungsrichtung im Raum, wobei aber die räumliche Auflösung und die Messpunktdichte geringer sind als bei der 1D-Berechnung. Dies erfordert eine sorgfältige Interpretation, besonders in Gebieten mit komplexen topografischen Gegebenheiten.

## 1.2. Datenprozessierung, Präzession und Genauigkeit

### 1.2.1. SqueeSAR®

Der SqueeSAR® Algorithmus (Ferretti et al. 2011) ist vom Unternehmen TRE ALTAMIRA (TRE ALTAMIRA 2024) patentiert und wurde entwickelt, um die Begrenzungen herkömmlicher InSAR-Methoden zu überwinden, insbesondere in Bezug auf die Phasendekorrelation in heterogenen Gebieten mit Vegetation oder städtischen Umgebungen.

Der Algorithmus nutzt einen SAR-Datensatz von mindestens 15 bis 20 Bildern, die unter gleichen Bedingungen aufgenommen wurden. Die Präzision wird durch die Lagekoordinaten der Messpunkte (MP) und die Verschiebungs-Zeitreihen bestimmt. Diese Koordinaten hängen von der SAR-Geometrie und der Höhe ab. Eine höhere räumliche Auflösung des Satellitensensors verbessert die Präzision. In optimalen Fällen beträgt die Standardabweichung der durchschnittlichen Verschiebungsrate weniger als 1 mm pro Jahr, während einzelne Messungen eine Standardabweichung von  $\pm 5$  mm aufweisen.

Obwohl die Präzision statistisch gut dokumentiert ist, wird die Genauigkeit typischerweise durch den Vergleich mit bodengestützten Daten (z.B. geodätischen Messungen) validiert. Vorherige Studien zeigen, dass die Genauigkeit im unteren Millimeterbereich liegt. (Liao et al. 2020).

### 1.2.2. EGMS

Der European Ground Motion Service (EGMS) ist Teil des Copernicus-Programms und nutzt die Daten des Sentinel-1-Satelliten, um Bodenbewegungen in Europa großflächig und systematisch zu überwachen. Der Fokus des EGMS liegt auf der Darstellung von Bodenbewegungsphänomenen auf einer großen Skalenebene, wobei das System speziell für die Überwachung großflächiger geologischer Risiken und nicht für geotechnische Fragestellungen ausgelegt ist.

Mit jährlich aktualisierten, öffentlich zugänglichen georeferenzierten Daten, die mindestens 20 bis 30 Satellitenaufnahmen pro Analysezyklus umfassen, ermöglicht der EGMS eine umfassende Untersuchung von Bodenbewegungen. Die 2D-Daten weisen eine räumliche Auflösung von etwa 100 Metern auf und bieten eine Präzision bei der Messung von Deformationen im Millimeterbereich. Diese Eigenschaften machen das System ideal für langfristige Analysen von Georisiken. Die Informationen sind über das EGMS Copernicus-Portal kostenlos zugänglich und werden mittels historischen SAR-Daten in Fünf-Jahres-Zyklen aktualisiert, was eine kontinuierliche Verfügbarkeit aktueller Daten gewährleistet. Der EGMS ist somit besonders nützlich für die Überwachung großer Regionen in ganz Europa und stellt präzise, regelmäßig aktualisierte Bewegungsdaten bereit, die sowohl für wissenschaftliche Untersuchungen als auch für behördliche Anwendungen von großem Wert sind (EGMS 2024).

## 2. Fallbeispiele

### 2.1. EGMS (Überblick über Europa)

Mit Hilfe des EGMS-Viewers (European Ground Motion Service) können durch natürliche geologische Prozesse hervorgerufene großräumige Veränderungen der Geländeoberfläche erfasst werden, wie etwa durch plattentektonische Vorgänge in Griechenland und der Ägäis, Vulkanismus auf der Reykjanes-Halbinsel in Island oder die postglaziale Landhebung in Skandinavien. Dies gilt gleichfalls für durch den Menschen induzierte Bodenbewegungen wie Setzungen durch großräumige Grundwasserabsenkungen für den Barunkohletagebau Hambach bei Köln oder die übermäßige Grundwassernutzung zur landwirtschaftlichen Bewässerung in der spanischen Region Murcia (Lorca). Auch lokal eng begrenzte Hebungsvorgänge in Folge fehlerhafter Geothermie-Bohrungen durch das Quellen von Anhydrit im Gipskeuper unter der Stadt Staufen im Breisgrau am Rand des Rheingrabens werden durch die InSAR-Technologie erfasst. In den nachfolgenden Abb. ist eine Auswahl der oben beschriebenen Phänomene aus dem EGMS-Viewer dargestellt. Die abgebildeten Messreihen umfassen den Zeitraum zwischen 2018 und 2022, wobei die Datenlücken in Skandinavien und Island der winterlichen Schneebedeckung geschuldet sind.

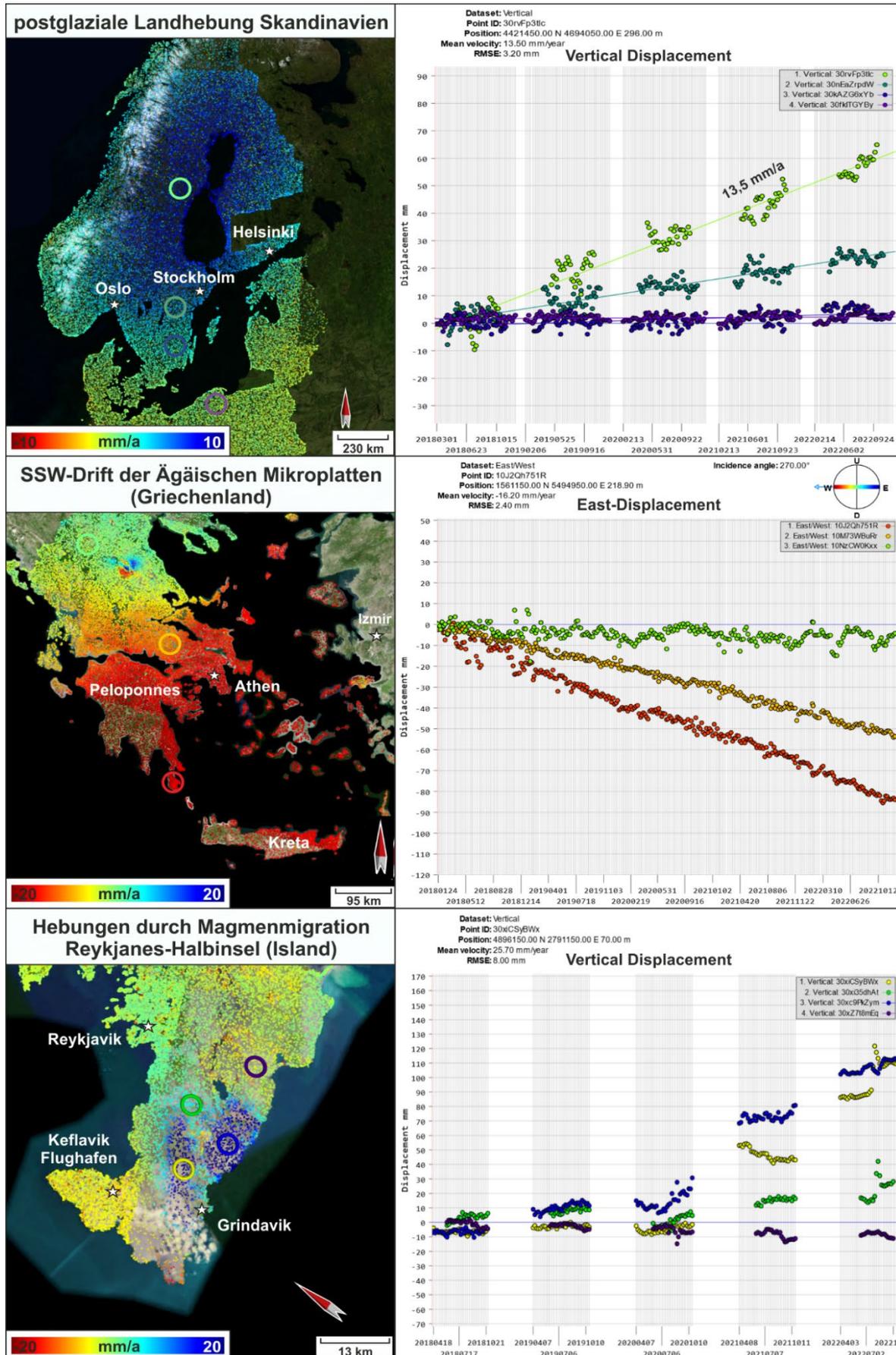


Abb. 3: Kartenausschnitte mit Bodenbewegungen aufgrund natürlicher Prozesse aus dem EGMS-Viewer mit farbigen InSAR-Datenpunkten und Verschiebungskurven einzelner ausgewählter Datenpunkte (farbigen Kreise in den Karten).

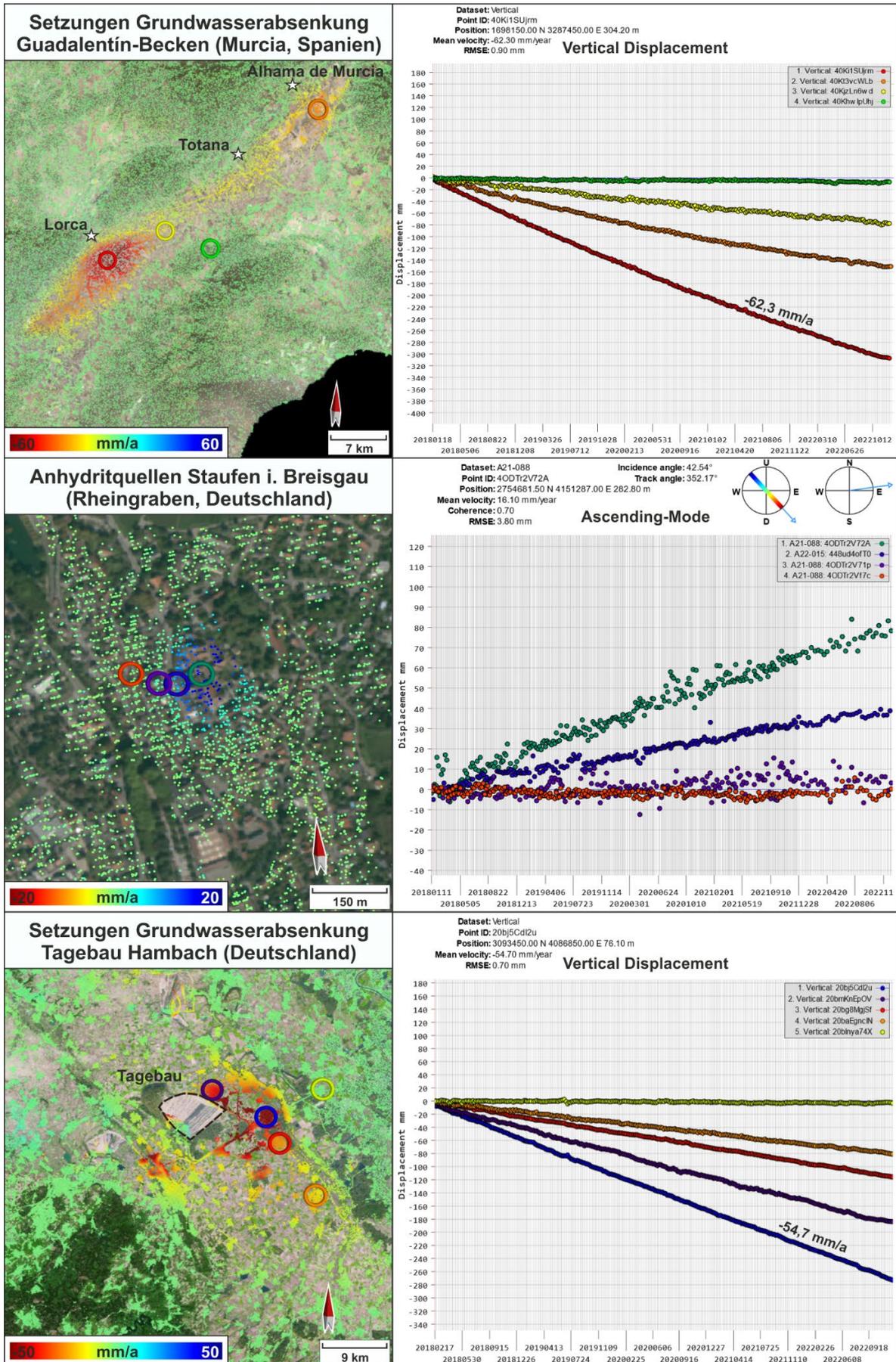


Abb. 4: Kartenausschnitte mit anthropogen induzierten Bodenbewegungen aus dem EGMS-Viewer mit farbigen InSAR-Datenpunkten und Verschiebungskurven einzelner ausgewählter Datenpunkte (farbigen Kreise in den Karten).

## 2.2. Gasteiner Tal

### 2.2.1. Stubnerkogel

Geologisch befindet sich der Stubnerkogel im Subpenninikum des Tauernfensters (Venediger-Deckensystem) und wird von Granitgneisen (Zentralgneis) aufgebaut, die im Gipfelbereich und am Nordost-Hang von einer metamorph überprägten, sedimentären Wechselfolge aus Marmoren, Schiefen, Quarziten und Phylliten überlagert werden (s. *Abb.* und *Abb.* ). Das generelle Einfallen der Schieferung ist flach nach Norden bis Nordosten gerichtet. Die Deckengrenze zur überlagernden Schieferhülle (Glockner-Deckensystem) umrahmt den Gebirgsstock des Stubnerkogels im Norden.

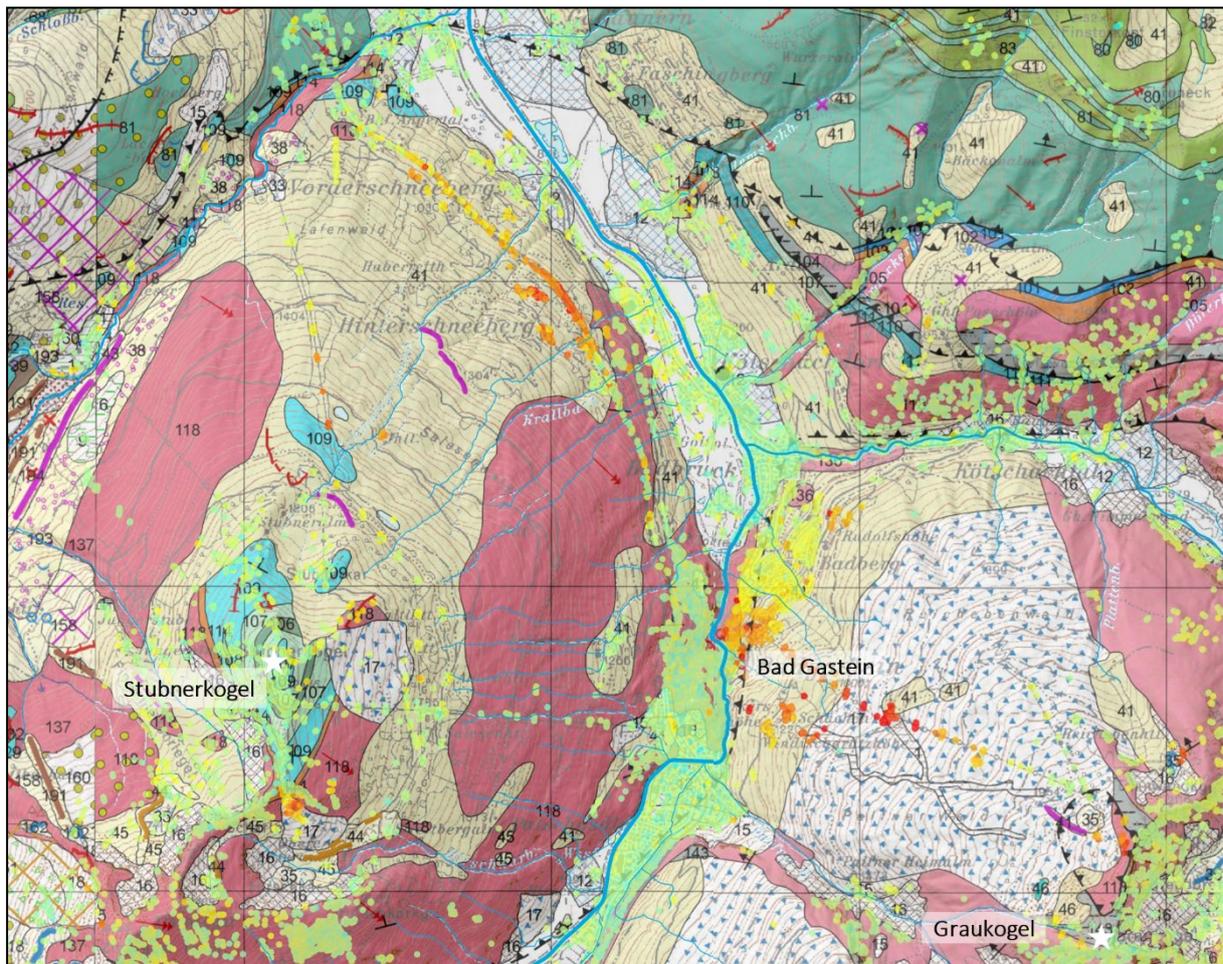


Abb. 5: Geologische Übersicht der beiden Großhangbewegungen am Stubner- und Graukogel anhand der geologischen Karte Geofast 1:50.000 – 155 Bad Hofgastein mit überlagerten LOS InSAR-Daten aus [13].  $E'$  der Gasteiner Ache sind die Descending-Werte dargestellt,  $W'$  davon die Ascending-Werte (rot=hohe Verschiebung, grün=keine Verschiebung). Geologische Legende: Weiß mit blauen Dreiecken=abgerutschte Gesteinsmassen und Bergsturzblockwerk, Gelb=Moräne, rötliche Farben=Granitgneise, Türkis und grünlich (Stubnerkogel)=Kalkmarmore, Phyllite, Glimmerschiefer, Karbonatquarzit.

Bauer und Spaun (1996) ordnen die großräumige Massenbewegung ("Talzushub") am Nordost-Hang des Stubnerkogels als interglaziales Ereignis ein, weshalb heute nurmehr ein geringer Teil der ursprünglich bewegten Masse vorliegt, der großteils von Würmmoräne bedeckt ist. Zeuge dieser tiefgreifenden Gebirgsauflockerung sind offene, teilweise begehbare Spalten im Gipfelbereich sowie Nackentäler und Zerrspalten unterhalb der Stubneralm.

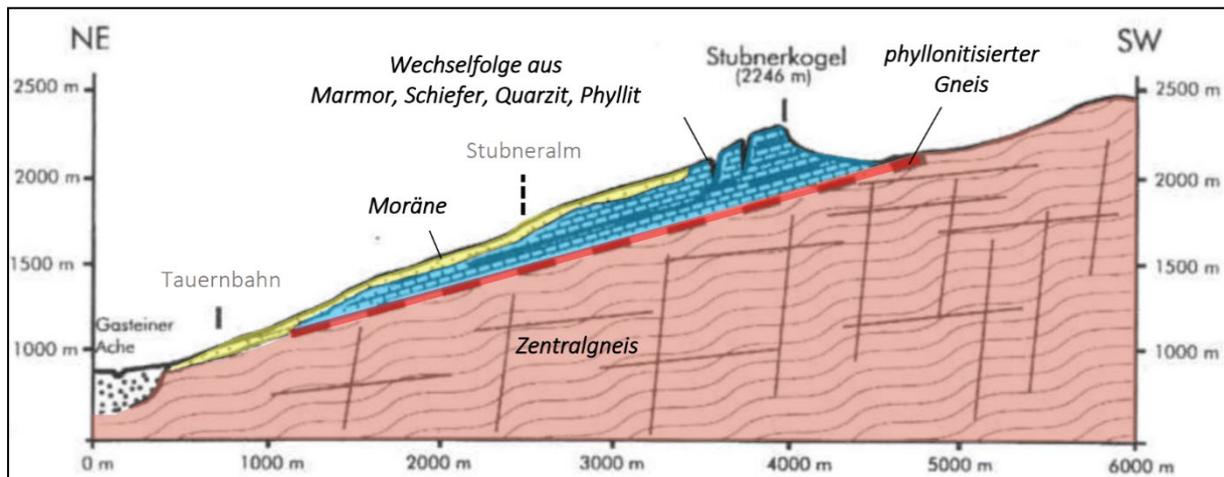


Abb. 6: Schematisches Geologisches Profil des Stubnerkogel NE-Hanges, leicht verändert und ergänzt aus Bauer und Spaun (1996).

Relativbewegungsmessungen im Zeitraum von 1992 bis 1996 identifizierten kleinräumige Bewegungen im Gipfelbereich, insbesondere in Form von Zerrklüften, mit Verschiebungsraten zwischen 0,5 und 2 mm pro Jahr. Großräumige Bewegungen wurden hingegen nicht erfasst. Zudem konnten keine Verschiebungen oder Schäden an der Trasse der Tauernbahn festgestellt werden, die den Hangfuß quert. Aufgrund dieser Erkenntnisse und Geländebegehungen ohne erkennbare Bewegungsanzeichen im weiträumig von Moräne bedeckten Hangbewegungsareal haben Bauer und Spaun (1996) vermutet, dass die großflächige, tiefgreifende Massenbewegung zum Stillstand gekommen ist.

Eine aktuelle InSAR-Datenauswertung mit 1544 Messpunkten (MP) zwischen Bahnkilometer 25.60 und 27.65 der ÖBB-Tauernstrecke zeigt dagegen eine mittlere Verschiebungsrates von 8,84 mm/a in Blickrichtung des Satelliten an (s. Abb. ). Der Messpunkt mit der maximalen Verschiebungsrates in diesem Bereich beträgt 20,1 mm/a. Der Trassenabschnitt mit der größten durchschnittlichen Verschiebungsrates befindet sich zwischen Bahnkilometer 26.95 und 27.40 (339 MP) mit einer durchschnittlichen Verschiebungsrates von 13,6 mm/a.

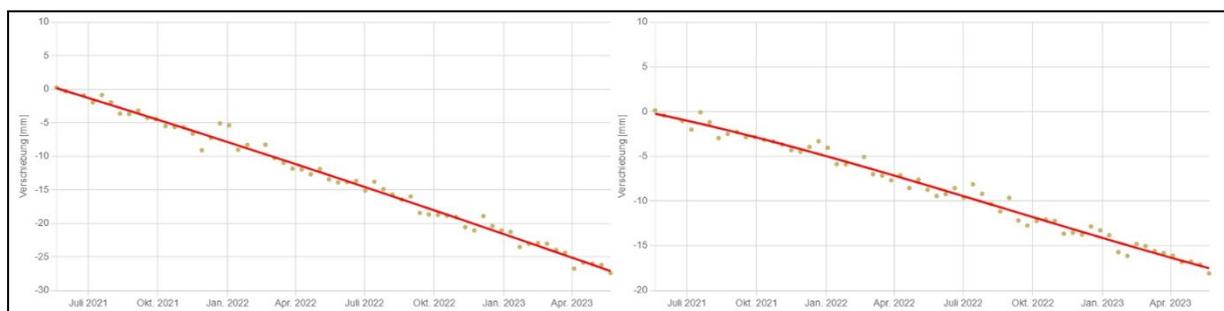


Abb. 7: Lineares Bewegungsverhalten zwischen Bahnkilometer 25.60 – 27.65 (links) und Bahnkilometer 26.95 – 27.40 (rechts).

Das Bewegungsverhalten in beiden Abschnitten ist gleichmäßig (linear, Abb. ) und weist einen RMSE von 0,74 mm bzw. 1 mm auf. Die geringen RMSE-Werte bedeuten, dass das Verschiebungsmodell die tatsächlichen Werte sehr gut voraussagen kann.

Aus ingenieurgeologischer Sicht ist insbesondere der Abschnitt am Südrand der Bewegung für die Bahntrasse von Relevanz, da hier innerhalb einer kurzen Distanz zwischen Bahnkilometer 27.60 und 27.70 ein abrupter Übergang von bewegt (mittlere Verschiebungsrates 7,75 mm/a) zu nahezu unbewegt erfolgt.

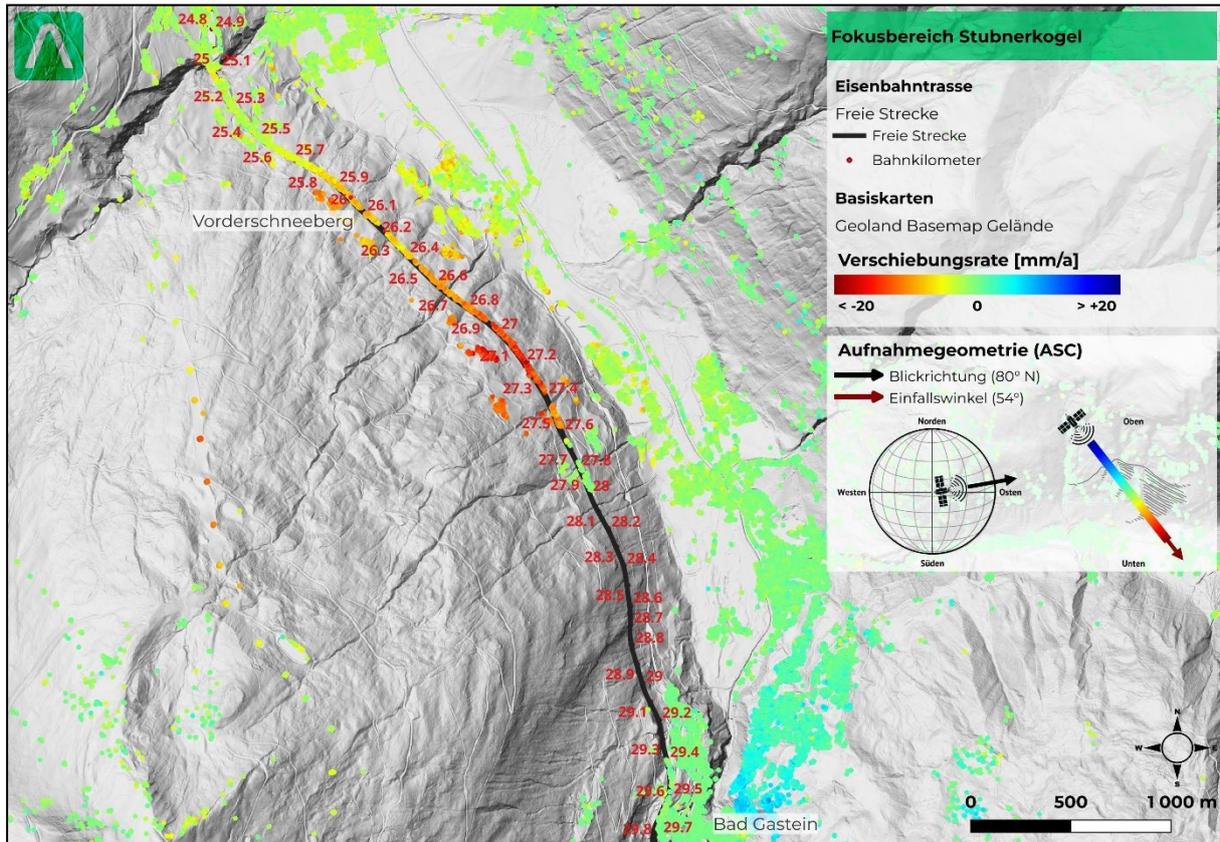


Abb. 8: Bodenbewegungen im Bereich des Stubnerkogels, (ASC-Aufnahmegeometrie).

Zur Validierung der InSAR Messungen wurden in-situ Vermessungen (Oktober, 2023) zwischen Bahnkilometer 26.70 und 27.70 durchgeführt (Unterberger 2023). Dabei wurden die neuen Messwerte (6 MP) mit jenen vom November 2016 verglichen (7 Jahre). Die erfassten Bodenbewegungen sind sehr deutlich und bestätigen die InSAR Daten: Die Verschiebungsrates weisen 10–15 mm/a in der Lage und 5 – 10 mm/a in der Höhe auf (InSAR: 13,6 mm -ASC Geometrie).

### 2.2.2. Graukogel

Der Kurort Bad Gastein, situiert im zentralen Teil des Tauernfensters, liegt geologisch im Bereich des so genannten Hölltor-Rotgülden-Kerns. Der anstehende Felsuntergrund besteht im Wesentlichen aus verschiedenen Granitgneistypen, die im Gipfelbereich des Graukogel von Glimmerschiefern mit mittelsteilem Einfallen nach Nordwesten überlagert werden (s. Abb. ). Nahezu die gesamte NW-Flanke ist bis auf die obersten rd. 100 bis 200 Höhenmeter von Lockergesteinsablagerungen bedeckt, in Form von heterogenen Hangschuttmassen aus Gneisen und Glimmerschiefern (Felschollen mit unterschiedlichem Zerlegungsgrad teils hohlraumreich, Blockwerk, sandige Kies-Stein-Block-Gemische), die teilweise von sandreichen Moränenablagerungen überlagert werden. Die Schuttmassen werden somit als Zeuge einer interglazialen Großhangbewegung interpretiert (Exner, C. 1956) und sind auch heute noch von tiefgreifenden, gravitativen Kriechbewegungen („Graukogel-Rutschung“) betroffen.

Durch die „Graukogel-Rutschung“ verschiebt sich der Hangfußbereich mit der darauf stehenden Bebauung im Zentrum von Bad Gastein (Kirche) im Ausmaß von mehreren Millimetern bis zu rd. 2 cm im Jahr annähernd linear überwiegend horizontal in Richtung Nordwesten (Forstinger und Stadlmann ZT-OEG 2005), wo sich die Gasteiner Ache nördlich des Wasserfalls Schlucht-ähnlich eingetieft hat. Aufgrund der großräumigen Zusammenhänge wird die Basis der Kriechmasse am Hangfuß in einer Tiefe von mehreren Zehnermetern erwartet und steigt diese bergwärts rasch auf über 100 m an, was geophysikalische Messungen (Figdor et al. 1990) vermuten lassen (s. Abb.).

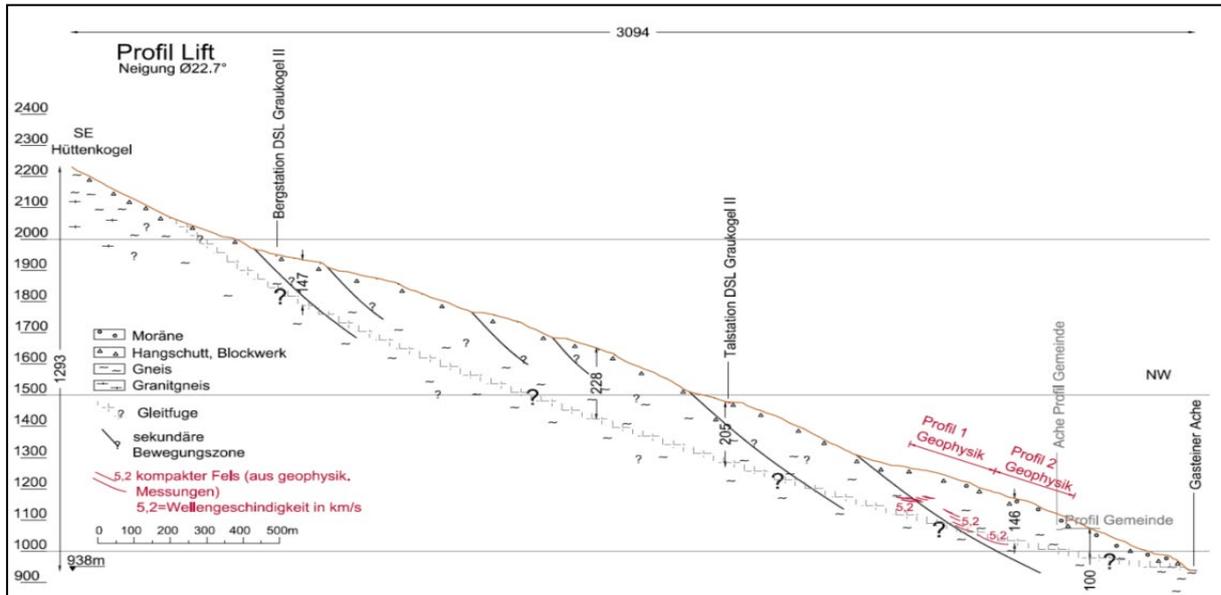


Abb.9: Schematisches Profil durch die «Graukogel-Rutschung» aus Ebner (2013).

Seit mehreren Jahrzehnten bestehende Messreihen mit 80 Messpunkten zeigen im bebauten Hangfußbereich Zonen mit unterschiedlichen Verschiebungsgeschwindigkeiten (Forstinger und Stadlmann ZT-OEG 2005). Mit Hilfe der hohen Messpunktdichte der InSAR-Daten ist eine deutlich weiträumigere Erfassung der Bewegungen möglich (s. Abb. ) sowie eine exaktere Abgrenzung von Zonen mit unterschiedlichen Verschiebungsraten (siehe Abb. 8a). Dies ist insbesondere in den Randbereichen der Zonen von großer ingenieurgeologischer Bedeutung, da hier die höchsten differentiellen Bewegungen auftreten können, mit welchen ein erhöhtes Schadenspotential einhergeht. In Abb. 8 b. sind Gebäuderisse zu erkennen, welche in der Preimskriche in Bad Gastein aufgetreten sind. Die Kirche steht in der besagten Übergangszone zwischen bewegtem und unbewegtem Gelände.

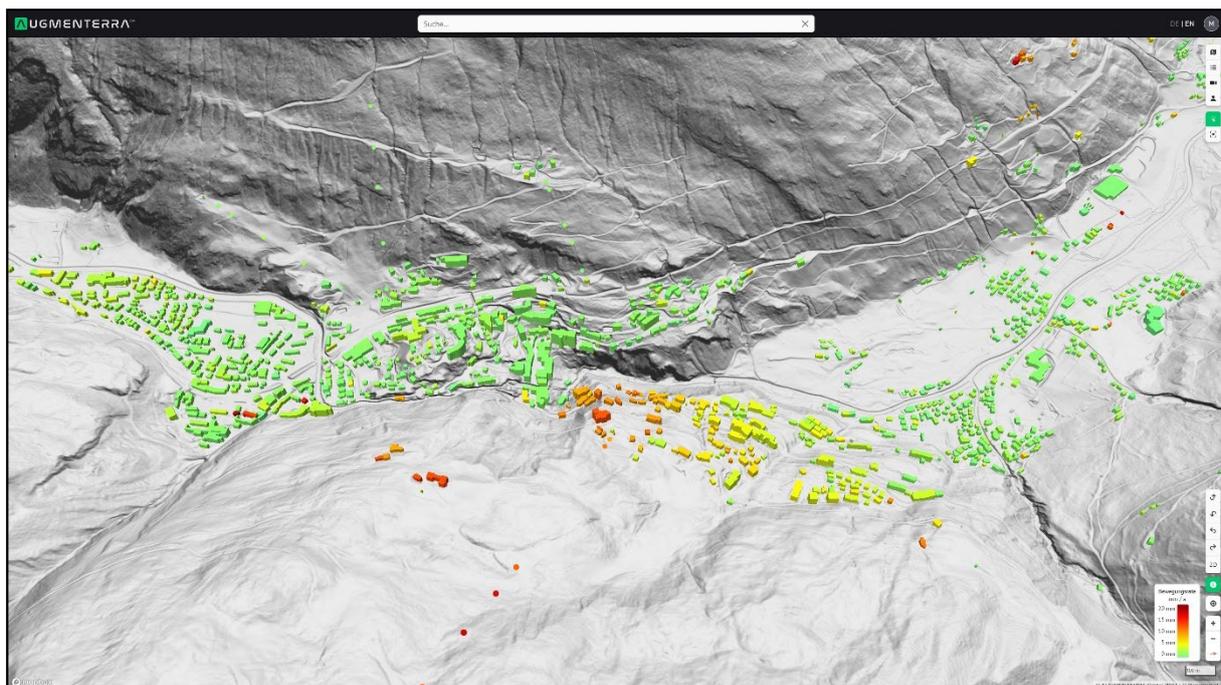


Abb. 12: Gebäudebezogene Darstellung der mittleren Verschiebungsraten (rot=hohe Verschiebungsrates, grün=stabil) der Descending-Werte (Abbildung nach Satellitenblickrichtung in etwa nach W ausgerichtet) aus dem AUGMENTERRA OBSERVER am dicht bebauten Hangfußbereich des Graukogel-NW-Hanges.



Abb. 8: a. Ausschnitt aus SAGISonline im Bereich des Wasserfalls N' des Straubinger Platzes mit farbigen TerraSAR-X Datenpunkten (Descending-Mode) und mittleren LOS-Verschiebungsraten sowie rot umrandeten Gebäuden. Schwarz strichliert die ungefähre Grenze zwischen bewegt und unbewegt. In Abb. b. sind Risse in dem Mauerwerk der Preimskirche zu erkennen, die in Abb. a. mit einem weißen Kreuz markiert ist.

## Referenzen

- [1] Aschbacher, Josef; Milagro-Pérez, Maria Pilar (2012): The European Earth monitoring (GMES) programme: Status and perspectives. In *Remote Sensing of Environment* 120, pp. 3–8. DOI: 10.1016/j.rse.2011.08.028.
- [2] Bauer, M. & Spaun G. (1996): Anthropogene Veränderungen am Stubnerkogel in Badgastein (Salzburg, Österreich) und ihr Einfluß auf das Vermurungspotential, Tagungspublikation Interpraevent 1996 Garmisch-Partenkirchen, 2, 203-212.
- [3] COPERNICUS (2024): Copernicus - Earth observation component of the European Union's Space programme. European Union. Online verfügbar unter: <https://www.copernicus.eu>, aktualisiert am 29/01/2024, geprüft am 29/09/2024.
- [4] Ebner, M. (2013): Geotechnisch-geologische Untersuchung einer großen kriechenden Massenbewegung am Beispiel Graukogel in Bad Gastein, Masterarbeit TU Graz.
- [5] ESA (2024a): ERS Mission. European Space Agency. Online verfügbar unter: <https://earth.esa.int/eogateway/missions/ers>, aktualisiert am 29/01/2024, geprüft am 29/09/2024.
- [6] ESA (2024b): TerraSAR-X and TanDEM-X Mission. European Space Agency. Online verfügbar unter: <https://earth.esa.int/eogateway/missions/terrasar-x-and-tandem-x>, aktualisiert am 29/01/2024, geprüft am 29/09/2024.
- [7] Exner, C. (1956): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. Wien: Geolog. Bundesanstalt.
- [8] EGMS (2024): Online verfügbar unter: <https://land.copernicus.eu/en/products/european-ground-motion-service>, geprüft am 29/09/2024.
- [9] EGMS-Viewer (2024): Online verfügbar unter: <https://egms.land.copernicus.eu>, geprüft am 29/09/2024.

- [10] Ferretti, Alessandro; Fumagalli, Alfio; Novali, Fabrizio; Prati, Claudio; Rocca, Fabio; Rucci, Alessio (2011): A New Algorithm for Processing Interferometric Data-Stacks: SqueeSAR. In *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 49 (9), pp. 3460–3470. DOI: 10.1109/TGRS.2011.2124465.
- [11] Figdor et al. (1990): Geodätische und geophysikalische Untersuchungen am NW-Hang des Graukogels bei Badgastein. In: *Österr. Z. Vermessungswes. und Photogrammetrie* 78 (2).
- [12] Forstinger+Stadlmann ZT-OEG (2005): Geotechnisches Beobachtungsprogramm ("Monitoring") Graukogel Nordwesthang Bad Gastein. Baugeologisch-geotechnische Bearbeitung. Unveröff. Gutachten.
- [13] Keuss, O. (2021) Geologische Karte GEOFAST 1:50.000 Blatt 155 Bad Hofgastein
- [14] Liao, Mingsheng; Balz, Timo; Rocca, Fabio; Li, Deren (2020): Paradigm Changes in Surface-Motion Estimation From SAR: Lessons From 16 Years of Sino-European Cooperation in the Dragon Program. In *IEEE Geosci. Remote Sens. Mag.* 8 (1), pp. 8–21. DOI: 10.1109/MGRS.2019.2956176.
- [15] SAGISonline (2024): Online verfügbar unter: <https://www.salzburg.gv.at/sagismobile/sagisonline/map/Basiskarten/Alle%20Themen>, geprüft am 29/09/2024.
- [16] Unterberger, M. (2023): Monitoring Stubnerkogel Hangrutschung 10\_2023. Zivilgeometer DI M. Unterberger.

## Adressen der Autoren

*Dipl.-Geol. Thomas Zwack*  
*MJP Ziviltechniker GmbH*  
*Georg-Scherer-Straße 7, 5760 Saalfelden*  
[t.zwack@mjp-zt.at](mailto:t.zwack@mjp-zt.at)

*Markus Dörfler, MSc.*  
*AUGMENTERRA GmbH*  
*Urstein Süd 15, 5412 Puch bei Hallein*  
[markus.doerfler@augmenterra.com](mailto:markus.doerfler@augmenterra.com)

# Charakterisierung und Überwachung von Hanginstabilitäten mittels seismischer Bodenunruhe

S. Truttmann<sup>1</sup>, M. Häusler<sup>1,2</sup>, T. Nicollier<sup>1,3</sup>

<sup>2</sup> Spektrum Geophysik AG, Florastrasse 18, 4600 Olten, Schweiz  
truttmann@spektrum.swiss

<sup>2</sup> ETH Zürich, Institut für Geophysik, Sonneggstrasse 5, 8092 Zürich, Schweiz

<sup>3</sup> Rovina & Partner AG, St. Martinstrasse 3, 3930 Visp, Schweiz

## Kurzfassung

Die Beurteilung und Überwachung von Hanginstabilitäten basiert in erster Linie auf der Messung von Oberflächendeformationen. Solche Methoden, wie z.B. mittels GNSS oder Tachymeter, sind allerdings auf signifikante Deformationen und eine relativ lange Messdauer angewiesen und liefern nur oberflächliche Informationen. Eine zeitnahe Eingrenzung und Charakterisierung der Instabilität ist daher oft schwierig. Passiv-seismische Methoden, welche die seismische Bodenunruhe verwenden und keiner Anregung bedürfen, können komplementäre Informationen über die Eigenschaften instabiler Hänge liefern. Da die seismischen Wellen die gesamte Struktur durchlaufen, liefern diese Methoden auch Tiefeninformationen, welche durch die kurze Messdauer von mindestens 20 Minuten schnell und unabhängig von Oberflächendeformationen verfügbar sind. In diesem Beitrag präsentieren wir verschiedene Anwendungen passiv-seismischer Methoden zur Charakterisierung und Überwachung von Hanginstabilitäten aus der Praxis und zeigen auf, wie die Methoden zur möglichen Früherkennung von Strukturveränderungen eingesetzt werden können. Seismische Methoden bergen drüber hinaus vielfältiges Potenzial im Bereich der Naturgefahren, z.B. bei der Quantifizierung des Geschiebetransportes oder der Detektion von Murgängen und Sturzprozessen.

## Abstract

The assessment and monitoring of slope instabilities is primarily based on the measurement of surface deformations. However, such methods, such as GNSS or tachymeters, are dependent on significant deformations and a relatively long measurement period and provide superficial information only. Therefore, it is often challenging to efficiently identify and characterize the instability. Passive seismic methods, which are based on ambient seismic vibrations and do not require active excitation, can provide complementary information about the properties of unstable slopes. Since the seismic waves pass through the entire structure, these methods provide depth information independent of surface deformation, which is available quickly due to the short measurement duration of at least 20 minutes. In this contribution, we present various practical applications of passive seismic methods for the characterization and monitoring of slope instabilities and show how the methods can be used for the possible early detection of structural changes. Overall, seismic methods have great potential in the field of natural hazards, e.g. in the quantification of debris transport or the detection of debris flows and landslide processes.

---

## 1. Ausgangslage

Die Beurteilung und Überwachung von instabilen Hängen basiert hauptsächlich auf geomorphologischen Geländeanalysen (Beobachtung von «stummen Zeugen» wie z.B. offenen Klüften oder abgestürzten Felsblöcken) sowie Deformationsmessungen, zum Beispiel mit Extensometern, GNSS-Stationen, Tachymetern oder InSAR. Diese

Messmethoden liefern einfach interpretierbare und zuverlässige Informationen, erfordern aber lange Beobachtungszeiträume und signifikante Deformationen. Da insbesondere geodätische Messungen hauptsächlich oberflächenbasiert sind, liefern diese jedoch keine Tiefeninformationen über die Hanginstabilität.

Solche Tiefeninformationen können mit geophysikalischen Methoden gewonnen werden. Die Geoelektrik erlaubt beispielsweise die Abbildung von Permafrostkörpern, während aktiv-seismische Verfahren wie die Refraktionsseismik zur Bestimmung der Felstiefe eingesetzt werden. Die Datenakquisition dieser geophysikalischen Messmethoden ist jedoch zeit- und kostenintensiv.

Die grundlegende Problematik bei der Beurteilung von Hanginstabilitäten, nämlich die Erkennung der Ausdehnung und der internen Kompartimente ist daher mit existierenden Methoden oft nur mit zeitlicher Verzögerung möglich. Passiv-seismische Methoden können hier als wertvolle Ergänzung eingesetzt werden, da sie unabhängig von Deformationen zeitnahe und wertvolle Informationen liefern. Um die Möglichkeiten solcher passiv-seismischer Methoden im Bereich der Naturgefahren und insbesondere für Anwendungen bei Hanginstabilitäten aufzuzeigen, stellen wir in diesem Beitrag einige dieser Methoden vor.

## 2. Passiv-seismische Methoden

Passiv-seismische Methoden beruhen auf der Messung der seismischen Bodenunruhe und benötigen im Gegensatz zur Aktivseismik keine künstliche Anregung. Seismische Bodenunruhe entsteht durch externe Quellen wie Ozeane, Flüsse oder anthropogene Aktivitäten, welche die Erdkruste in Schwingung versetzen. Wissenschaftliche Erkenntnisse haben gezeigt, dass insbesondere Hanginstabilitäten starke standortspezifische Schwingungseigenschaften aufweisen (z.B. Burjanek et al. 2010, 2012, 2018, Häusler et al. 2019, 2021, 2022, Kleinbrod et al. 2019, Lévy et al. 2010). Beispielsweise können sich stehende Wellen ausbilden, deren Resonanzfrequenzen eine Funktion der Gesteinssteifigkeit sind. Die Verstärkung der Amplituden der seismischen Wellen hängt neben lithologischen Kontrasten und topographischen Effekten maßgeblich vom Zerrüttungsgrad des Untergrundes ab. Resonanzfrequenzen und die seismische Verstärkung sind daher von zentralem Interesse bei passiv-seismischen Untersuchungen und können analog zu Materialprüfverfahren oder der Überwachung von Infrastruktur (z.B. Brücken und Staudämmen) zur Charakterisierung von Hanginstabilitäten genutzt werden. Darüber hinaus ist eine strukturelle Schwächung des Gesteins messbar, ohne dass diese durch Deformation sichtbar ist, was im Idealfall eine Früherkennung eines sich anbahnenden Ereignisses ermöglicht.

### 2.1. Charakterisierung von Hanginstabilitäten

Zur Charakterisierung und Kartierung von Hanginstabilitäten wird die seismische Bodenunruhe mit portablen Seismometern an einzelnen Messpunkten auf und neben der potenziell instabilen Gesteinsmasse gemessen. Durch die einfache Installation (die Geräte werden direkt auf Boden oder Fels gestellt; siehe Abb. 10 und die kurze Messdauer von mindestens 20 Minuten sind solche Kartierungen einfach und effizient im Gelände durchführbar.

Der erste Parameter zur Charakterisierung einer Instabilität ist die **seismische Verstärkung**. Da die seismischen Wellen in zerrüttetem Fels verstärkt werden, erlaubt die Verstärkung Rückschlüsse über den Grad der Zerrüttung des Gesteins, bezogen auf einen stabilen Referenzstandort (Burjanek et al. 2010, Kleinbrod et al. 2019). Werden die Messungen an verschiedenen Messpunkten durchgeführt, kann so die Ausdehnung einer Instabilität ohne morphologische Phänomene oder Deformationen eingegrenzt werden (Abb. 11a).

Auch die **Polarisation des Wellenfeldes** gibt Aufschluss über die Instabilität. Da seismische Wellen in Hanginstabilitäten stark polarisiert sind und die dominante Schwingungsrichtung annähernd senkrecht zum vorliegenden Bruchsystem orientiert ist, kann die Polarisation zur Detektion von (verborgenen) Klüften genutzt werden. Die

Analyse des Eigenschwingverhaltens (*Modalanalyse*) erlaubt darüber hinaus das Ausscheiden struktureller Kompartimente der Instabilität, da strukturell entkoppelte Gesteinspakete unterschiedliche Schwingungsrichtungen aufweisen (Abb. 11b) (Burjanek et al. 2012, Häusler et al. 2019, 2021).



Abb. 10: Portabler Seismometer zur Messung der Bodenunruhe im Rahmen einer passiv-seismischen Kartierung.

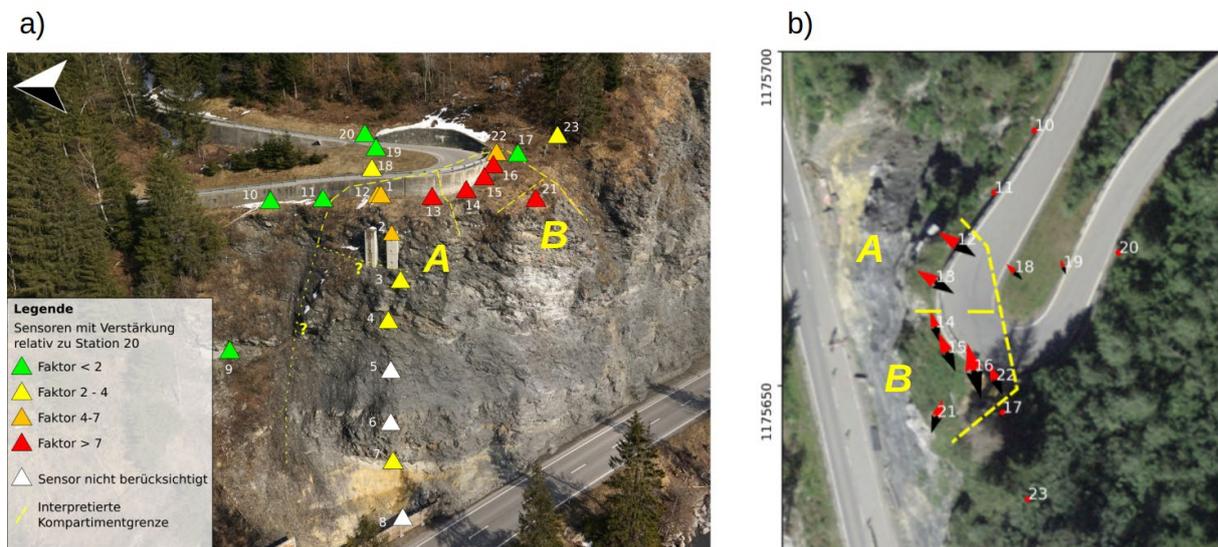


Abb. 11: Fallbeispiel einer passiv-seismischen Kartierung eines instabilen Strassenabschnittes mit zuvor ausgeführten Felssicherungsarbeiten (erkennbar im linken Bereich). a) Karte der seismischen Verstärkung, welche signifikante Verstärkungsfaktoren ( $> 7$ ) im Bereich von Kompartiment B zeigen, wo keine Felssicherungsmaßnahmen getroffen wurden. Luftbild: Büro für Technische Geologie AG (BTG) b) Analyse der Polarisation des Wellenfeldes mit Darstellung der Schwingungsrichtungen (Pfeile). Die unterschiedlichen Schwingungsrichtungen erlauben eine verfeinerte Unterteilung der Instabilität in die Kompartimente A und B. Luftbild: Bundesamt für Landestopografie swisstopo.

## 2.2. Überwachung von Hanginstabilitäten

Passiv-seismische Methoden können nicht nur zur Charakterisierung und Eingrenzung von Hanginstabilitäten eingesetzt werden, sondern stellen auch eine wertvolle Ergänzung zur geodätischen Überwachung dar. Für die Überwachung von Hanginstabilitäten sind wiederum verschiedene seismische Parameter von Interesse.

Die **Resonanzfrequenz** einer Hanginstabilität hängt von der Steifigkeit des Gebirges ab. Nimmt die Steifigkeit im Laufe der Zeit ab, z.B. durch ein Aufbrechen von Gesteinsbrücken, so nimmt auch die Resonanzfrequenz ab. Durch das Absinken der Resonanzfrequenz kann so eine Desintegration der Hanginstabilität frühzeitig erkannt werden, ohne dass bereits Deformationen messbar sind (Bottelin und Baillet 2024, Lévy et al. 2010). Neben fest installierten Seismometern, welche die Resonanzfrequenzen kontinuierlich aufzeichnen, kann diese Untersuchung auch durch periodische Wiederholungsmessungen an identischen Messorten mit portablen Seismometern durchgeführt werden.

Die **Polarisation des Wellenfeldes** kann nebst der Kartierung auch zur Überwachung von Hanginstabilitäten eingesetzt werden. So deutet eine Änderung der Schwingungsrichtung auf Spannungsumlagerung im Gebirge hin, was auf eine strukturelle Veränderung der Instabilität hindeutet (Häusler et al. 2022).

Weiter bietet sich die **seismische Interferometrie** als passiv-seismische Überwachungslösung an. Durch die kontinuierliche Aufzeichnung der Bodenunruhe an einer oder mehreren Messstationen und der Kreuzkorrelation der Signale kann die relative Änderung der seismischen Scherwellengeschwindigkeit im Untergrund ermittelt werden, die hauptsächlich mit der Dichte und somit ferner mit der Festigkeit korreliert. Analog zur Resonanzfrequenz kann so eine Abnahme der Festigkeit des Gesteins festgestellt werden, was als Frühwarnzeichen für ein sich anbahnendes Ereignis dienen kann (Le Breton et al. 2021). Die seismische Interferometrie eignet sich insbesondere für die Überwachung von Lockergesteinsrutschungen und Permafrostinstabilitäten, wo Resonanzfrequenzen nur schwach oder gar nicht ausgeprägt sind.

## 2.3. Weitere Anwendungen im Naturgefahrenbereich

Der Anwendungsbereich passiv-seismischer Methoden ist nicht auf die Charakterisierung und Überwachung von Hanginstabilitäten beschränkt. Vielmehr bieten seismische Methoden auch in weiteren Bereichen vielversprechende Anwendungen. So können Seismometer zur Detektion von Ereignissen wie Steinschlag, Murgängen oder Lawinen eingesetzt werden (Chmiel et al. 2023). Der Vorteil seismischer Messungen liegt hier in der Unabhängigkeit von Wettereinflüssen oder freien Sichtlinien. Bei entsprechender Kalibrierung können Seismometer auch zur Quantifizierung des Geschiebetransports in Fließgewässern eingesetzt werden (Nicollier et al. 2022).

## 3. Chancen und Limitationen

Die passiv-seismischen Verfahren als neuartige Technologie zur Beurteilung von Hanginstabilitäten bringen sowohl Chancen als auch Limitationen mit sich. So sind die in diesem Beitrag vorgestellten Methoden als Ergänzung zu bestehenden Messmethoden zu sehen, die unabhängig von Deformationen zusätzliche Informationen zur Struktur einer Instabilität liefern, jedoch keine direkte Aussage über die Beschleunigung erlauben und somit Deformationsmessungen nicht ersetzen können. Die Auflösung der Methode hängt hauptsächlich von der räumlichen Dichte der Messgeräte ab. Störsignale von künstlichen Quellen, wie zum Beispiel Turbinen und Maschinen, lassen sich bis zu einem bestimmten Ausmass gut filtern. Breitbandige Störungen, insbesondere starke Anregung durch Wind und eine schlechte Bodenankopplung sind hingegen zu vermeiden.

Die passiv-seismische Kartierung eignet sich gut, um die Ausdehnung einer Hanginstabilität abzugrenzen. Da die Methode nicht von Deformationen abhängt und nur eine kurze Messreihe von mindestens 20 Minuten benötigt, können zeitnah Aussagen über die räumliche Ausdehnung der Instabilität getroffen werden. Dadurch können

weiterführende Untersuchungen wie Bohrungen oder geodätische Überwachungsmessungen effizient geplant und die Mittel optimal eingesetzt werden. Darüber hinaus können passiv-seismische Kartierungen auch zur Verifizierung einer vermuteten Instabilität eingesetzt werden, z.B. wenn keine Deformationen gemessen werden, aber strukturelle Hinweise vorliegen.

Passiv-seismischen Überwachungs-Lösungen bieten die Möglichkeit, die Eigenschaften von Gesteinsmassen in situ zu überwachen und so eine Auflockerung der Gesteinsmassen frühzeitig zu erkennen. Im Idealfall können so sich anbahnende Ereignisse frühzeitig erkannt werden, wobei die Passivseismik als Langzeitüberwachung und nicht als Alarmsystem zu verstehen ist. Zudem ist die passiv-seismische Überwachung noch keine Standardanwendung und es müssen objektspezifische Eventualitäten wie beispielsweise die Rolle von lokalen Umwelteinflüssen geklärt werden.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass passiv-seismische Methoden ein grosses, bisher weitgehend ungenutztes Potenzial für praktische Anwendungen im Bereich der Naturgefahren besitzen. Die Möglichkeit, Gesteinseigenschaften mit einfachen und kostengünstigen Methoden in situ zu messen, erlaubt ein vertieftes Verständnis und eine bessere Beurteilung von Hanginstabilitäten. Die vielfältigen Einsatzmöglichkeiten der Passivseismik sowohl für die Charakterisierung und Kartierung als auch für die Langzeitüberwachung von Hanginstabilitäten zeigen das grosse Potenzial der Methode (Abb. 3).

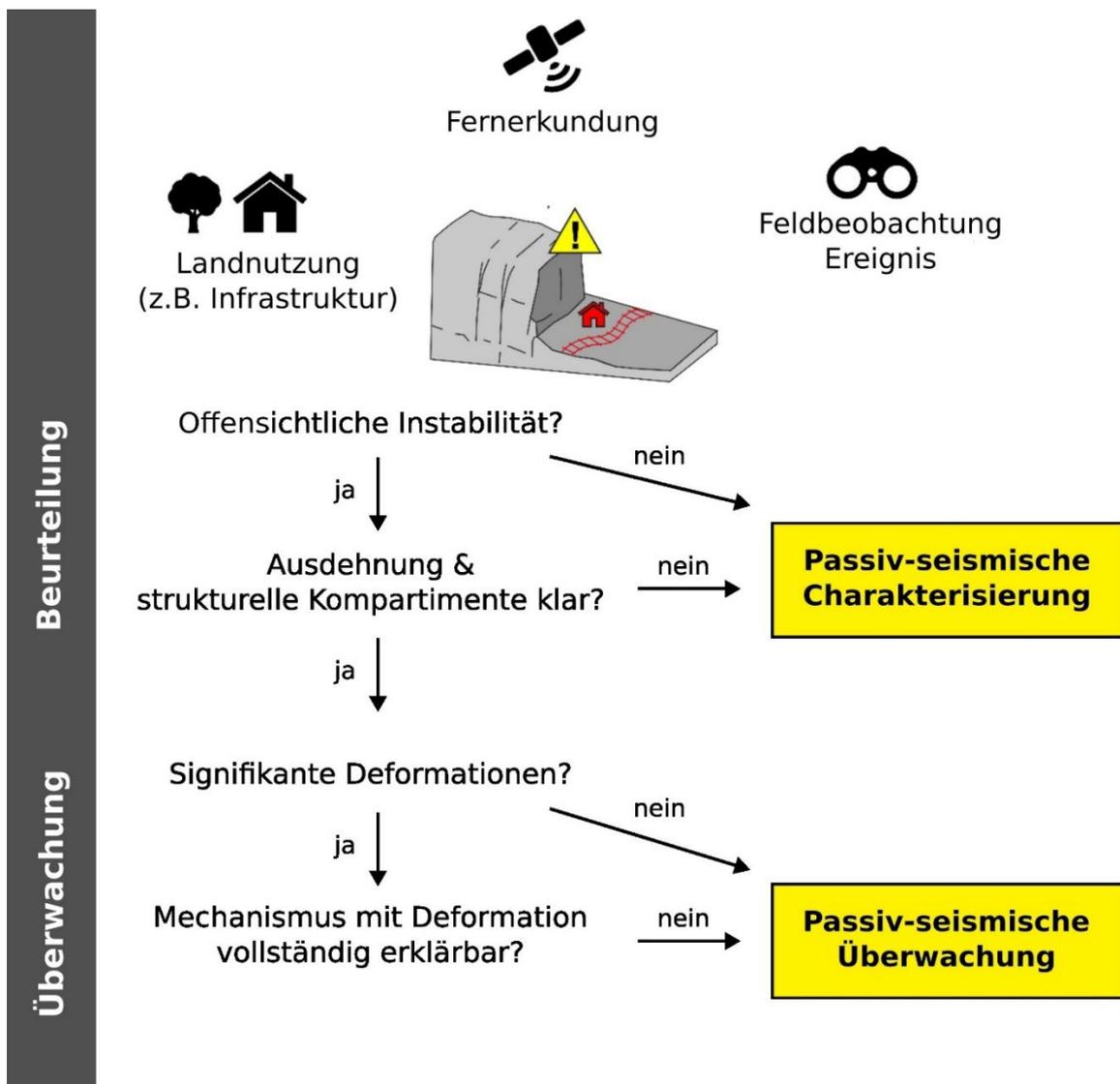


Abb. 3: Schematische Übersicht der möglichen Einsatzbereiche von passiv-seismischen Methoden in der Beurteilung und Überwachung von Hanginstabilitäten.

## Referenzen

- [1] Bottelin, P., Baillet, L. (2024): Original Insights Into Rock Slope Damage Processes Until Collapse From Passive Seismic Monitoring, *Geophysical Research Letters*, 51.
- [2] Burjánek, J., et al. (2010): Ambient vibration analysis of an unstable mountain slope, *Geophysical Journal International*, 180, 820-828.
- [3] Burjánek, J., et al. (2012): Instrumental evidence of normal mode rock slope vibration, *Geophysical Journal International*, 188, 559-569.
- [4] Burjánek, J., et al. (2018): Ambient vibration characterization and monitoring of a rock slope close to collapse, *Geophysical Journal International*, 212, 297-310.
- [5] Chmiel, M., Husmann, L., Walter, F., Horgan, H., Belli, G., Marchetti, E., Kienholz, C. (2023): Towards a better understanding of debris flow sediment sources: Monitoring of an active rock slope at Spitze Stei, Switzerland, *E3S Web of Conferences*, 415.
- [6] Häusler, M., et al. (2019): Fracture Network Imaging on Rock Slope Instabilities Using Resonance Mode Analysis, *Geophysical Research Letters*, 46, 6497-6506.
- [7] Häusler, M., et al. (2021): Monitoring the Preonzo Rock Slope Instability Using Resonance Mode Analysis, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 126.
- [8] Häusler, M., et al. (2022): Monitoring the changing seismic site response of a fast-moving rockslide (Brienz/Brinzauls, Switzerland), *Geophysical Journal International*, 229, 299-310.
- [9] Kleinbrod, U., et al. (2019): Ambient vibration classification of unstable rock slopes: A systematic approach, *Engineering Geology*, 249, 198-217.
- [10] Lévy, C., et al. (2010): Dynamic response of the Chamousset rock column (Western Alps, France), *Journal of Geophysical Research*, 115.
- [11] Le Breton, M., Bontemps, N., Guillemot, A., Baillet, L., Larose, É. (2021): Landslide monitoring using seismic ambient noise correlation: challenges and applications, *Earth-Science Reviews*, 216.
- [12] Nicollier, T., Antoniazza, G., Ammann, L., Rickenmann, D., Kirchner, J. W. (2022): Toward a general calibration of the Swiss plate geophone system for fractional bedload transport, *Earth Surface Dynamics*, 10, 929-951.

## Adresse der Autoren

*Dr. Sandro Truttmann*  
*Organisation: Spektrum Geophysik AG*  
*Straße, Ort: Florastrasse 18, 4600 Olten, Schweiz*  
*E-Mail/Kontakt: truttmann@spektrum.swiss*

# Tiefreichende Evaporitlösung – ein schwer fassbares und möglicherweise unterschätztes Geogefahren- Thema

S. Glaser<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Bayerisches Landesamt für Umwelt Augsburg, Deutschland

## Kurzfassung

Evaporite werden in unserer Klimazone quantitativ (Steinsalz) oder weitgehend (Anhydrit, Gips) gelöst, sobald sie ausreichend Kontakt mit Grundwasser haben. Parallel zur Hebung und Abtragung des Gebirges und mit der Tal-eintiefung dringen auch die Lösungsfronten im Untergrund sukzessive immer weiter in die Evaporitvorkommen vor.

Im ebenen Gelände führen Lösungsprozesse in Evaporiten üblicherweise zur Entstehung von Erdfällen, Dolinen und/oder großflächigen Senken. Im Gebirge fördert die großflächige Subrosion aufgrund ihrer auflockernden Wirkung auf die überlagernden Gesteine zusätzlich Hangbewegungen und andere Prozesse. Diese reichen von vermehrter Erosion über Zerreißen, Steinschlag, Felssturz und Rutschungen bis zu Muren. Die tiefreichende Auslaugung von Evaporiten kann insofern ein bisher unterschätzter Einflussfaktor in der Landschaftsentwicklung sowie für Geogefahren sein.

Betroffen von derartigen Prozessen sind in Bayern insbesondere die Evaporitvorkommen im Zechstein und im Mittleren Muschelkalk in Nordbayern sowie im Haselgebirge und in den Raibler Schichten im Alpenraum. Die mögliche Größenordnung der Prozesse sei am Beispiel der Raibler Schichten dargestellt: In der Bohrung Vorderriß wurden 1.600 m „wahre Mächtigkeit“ erbohrt, überwiegend Gips und Anhydrit. Die größte Mächtigkeit an der Oberfläche beträgt in Bayern 550 m, überwiegend Dolomit-, Kalk- und Sandstein sowie Rauhacken.

Mithilfe des mittlerweile fast flächendeckend für Bayern vorliegenden Ereigniskatasters zu Geogefahren wurde es möglich, Bereiche zu identifizieren, in denen eine Anzahl unterschiedlicher Massenbewegungen sehr wahrscheinlich eine gemeinsame tiefere Ursache haben. Hochaufgelöste digitale Geländemodelle und eine vollständige geologische Kartierung im Maßstab 1:25.000 eröffnen neue Interpretationsmöglichkeiten. Zusätzlich liegen für einzelne Bereiche langjährige Messreihen vor, die es ermöglichen zumindest Teilprozesse zu quantifizieren. Und schließlich steht mit InSAR-Satellitendaten für besiedelte Bereiche ein neues Werkzeug zur Verfügung, um Bodenbewegungen zu beobachten und zu quantifizieren.

Obwohl klar ist, dass die Lösungsprozesse auch aktuell „vor unseren Augen“ stattfinden, ist die Prozesskenntnis bisher gering. Mit einer zunehmenden Nutzung der Landschaft und auch des Untergrunds, beispielsweise für Verkehrswegebau, Geothermie oder als Endlager kann das Thema tiefreichende Subrosion in der Zukunft jedoch nicht mehr ignoriert werden. Ein unerwarteter Erdfall im Zusammenhang mit einer Geothermiebohrung in einem Alpental oder eine anhaltende Senkung eines Neubaugebiets in Nordbayern sind aktuelle Beispiele für Probleme im Zusammenhang mit tiefreichender Subrosion. Auch für viele tiefreichende Hangbewegungen und für junge Zerreißen oder episodisch auftretende Felsstürze liegt es nahe, einen Zusammenhang mit tiefreichender Subrosion zu vermuten. Für eine klare Zuordnung der Prozesse und für eine flächige Abgrenzung potenziell betroffener Gebiete fehlt aber bislang die Datenbasis und Methodik. Mögliche Ansätze hierfür werden diskutiert.

# Ist die unterirdische Speicherung von Gasen die Lösung den Klimawandel zu stoppen?

H. Hofstätter<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Consultant Leoben

## Kurzfassung

Die unterirdische Speicherung von Erdgas ist ein unabdinglicher Beitrag zur Versorgungssicherheit mit Energie für unsere Gesellschaft. Die Speicherung von Energie ist heute das Hauptproblem in der strategischen Energieversorgung.

Um eine Erdgaslagestätte genau zu kennen, bedarf es einer jahrelangen Produktionsgeschichte um das tatsächliche Verhalten der Lagerstätte während der Ein- und Ausspeicherphase von Erdgas simulieren zu können. Letztendlich ist dies das wesentliche Kriterium für die kostenintensiven Investitionen der obertägigen Einrichtungen.

Aber dazu kommt noch die unabdingliche Kenntnis der geologischen und mineralogischen Eigenschaften einer Lagerstätte, welche ebenso den technischen Randbedingungen genügen müssen um die Integrität der Lagerstätte zu beweissichern.

Die Einspeicherung von anderen gasförmigen Medien wie z.B. Wasserstoff oder Kohlendioxid stellt eine ganz andere Herausforderung hinsichtlich Integrität, Korrosion und Wirtschaftlichkeit dar.

---

## 1. Allgemeines:

Die Diskussionen über den fortschreitenden Klimawandel, verursacht durch den Ausstoß anthropogener Treibhausgase, ereilen uns quasi jeden Tag. Im gleichen Atemzug werden auch Lösungen angeboten wie CCS (Carbon Capture and Storage), im Klartext die unterirdische Speicherung von CO<sub>2</sub> in ausgeförderten Erdöl- bzw. Erdgaslagerstätten oder auch in Wasserhorizonten (Aquiferen). Auch die Einspeicherung von Wasserstoff, der mittels Überschussenergie aus der Windkraft bzw. Solarenergie gewonnen wird, ist nach wie vor ein viel diskutiertes Thema und soll ganz wesentlich zur Erreichung der Klimaziele bzw. zur CO<sub>2</sub> Neutralität beitragen.

Die untertägige Speicherung von Erdgas (überwiegend Methan) ist seit mehr als einem halben Jahrhundert in der Kohlenwasserstoffbranche Stand der Technik und trägt ganz wesentlich zur Versorgungssicherheit mit Energie bei. Ebenso wird die untertägige Speicherung von CO<sub>2</sub> in manchen Ländern Europas praktiziert, während dies in Österreich weitgehend nicht gestattet ist. Obertägige Speicheranlagen sind seit mehr als hundert Jahren bekannt und wurden als "Gasometer" bezeichnet. Aufgrund ihres beschränkten Speichervolumens werden sie in diesem Zusammenhang nicht weiter diskutiert, wenngleich sie in der Initialphase der Erdgasproduktion eine ganz wesentliche Rolle spielten.

Ehe jedoch Speicherprojekte in Angriff genommen werden sind die komplexen Randbedingungen zu berücksichtigen: Dies betrifft in erster Linie technisch/sicherheitstechnische Aspekte sowie die Betrachtung des geologischen Risikos, abhängig von der chemischen Zusammensetzung des injizierten Mediums. Ebenso spielen rechtliche und wirtschaftliche Aspekte sowie die öffentliche Akzeptanz eine besondere Bedeutung. Viele von den komplexen Fragestellungen sind heute noch nicht gelöst und bedürfen massiver wissenschaftlicher Anstrengungen. In dieser Angelegenheit sind wohl die nächsten Generationen besonders gefordert.

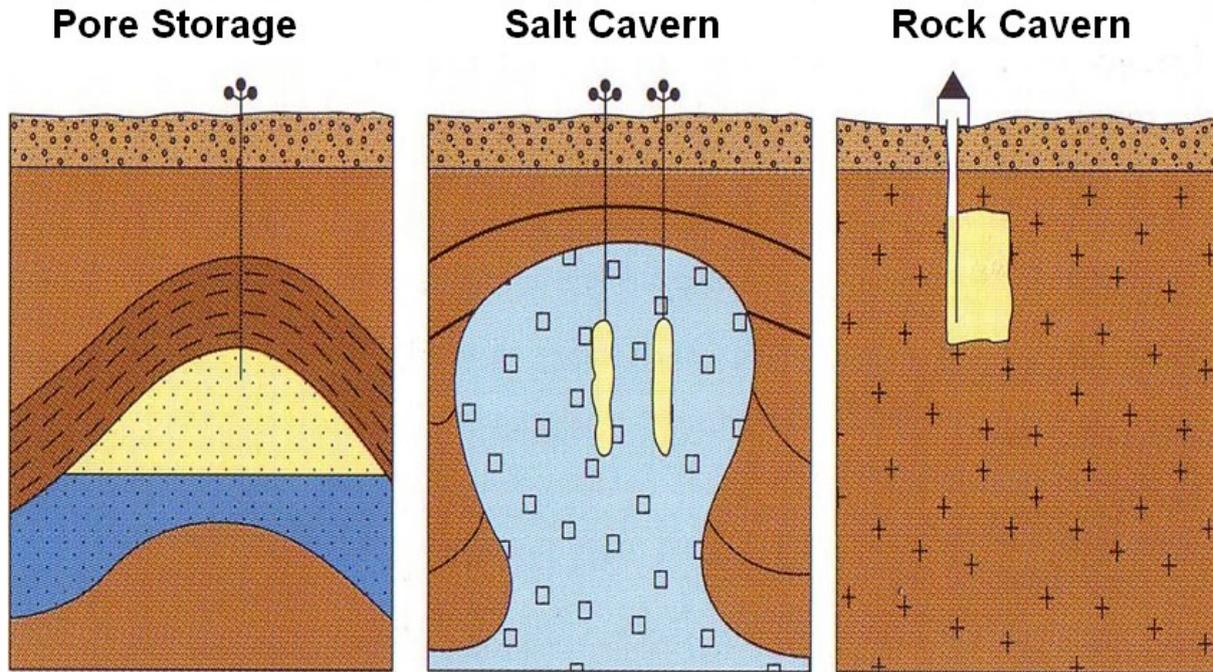


Abb.1: Speichermöglichkeiten Untertage

## 2. Geologisch / Lagerstättentechnische Anforderungen an einen Gasspeicher

Bei der untertägigen Erdgasspeicherung wird in der Regel zwischen klassischen – jedoch abgeförderten - Kohlenwasserstofflagerstätten, ausgesalzenen Salzkavernen und bergmännisch hergestellten Hohlräumen unterschieden, wobei letztere eine untergeordnete Rolle spielen. Der wesentliche Nachteil der Salzkavernen ist ihr beschränktes Speichervolumen, wenngleich Salzkavernen durchaus eine Höhe von mehreren Hundert Metern und über hundert Meter Durchmesser aufweisen können. Ihr wesentlicher Vorteil ist jedoch die enorme Produktionskapazität, weswegen sie auch gerne zur Spitzenabdeckung im urbanen Bereich herangezogen werden.

### Typical Casing Scheme - Cavern Well

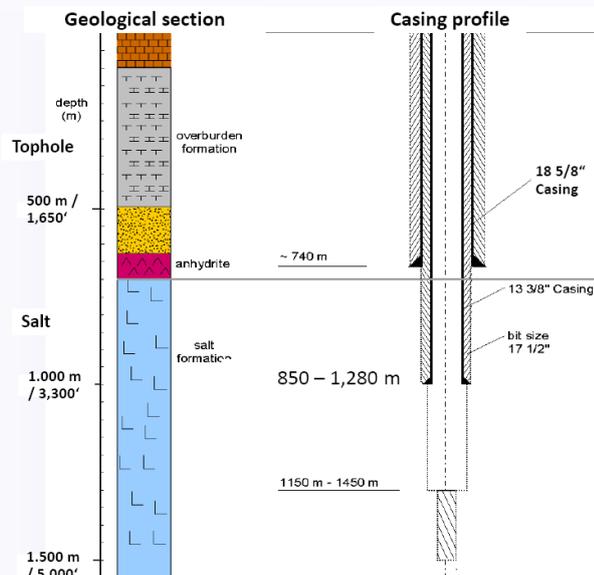


Abb. 2: Komplettierung einer Salzkaverne

Klassische Kohlenwasserstofflagerstätten hingegen zeichnen sich durch ein wesentlich größeres Speichervolumen aus, wenngleich auch die Produktionskapazität durch die Matrix der Lagerstätte und die damit verbundene beschränkte Durchlässigkeit vorgegeben ist und damit wesentlich geringer als die von Salzkavernen ist. Aufgrund der lagerstättentechnischen Randbedingungen werden für Speicherzwecke vorzugsweise Erdgaslagerstätten herangezogen. Der wesentliche Vorteil dieses Lagerstättentyps ist die genaue Kenntnis der Geologie/Mineralogie des Speichergesteins und der darüber liegenden Formationen. Die lange Produktionsgeschichte erlaubt auch eine genaue Kenntnis des Druckverhaltens. Ebenso sind die Fracgradienten bekannt, was für die Integrität eines Gasspeichers unabdingbar ist.

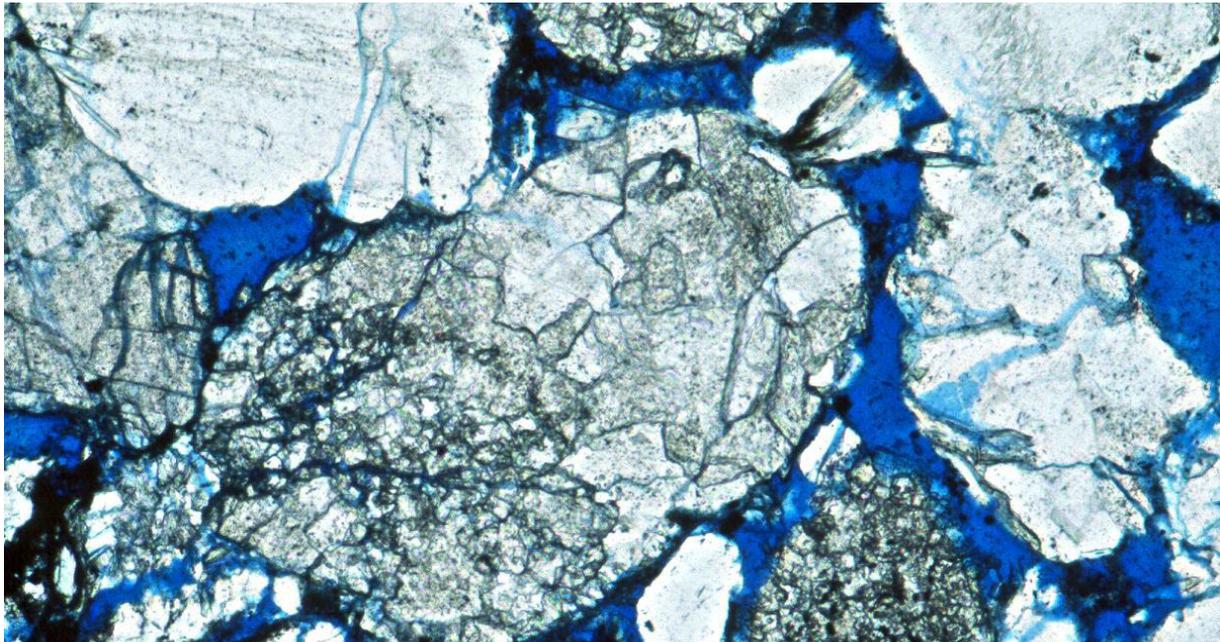


Abb.3: Dünnschliff eines Speichergesteins

Reine Wasserlagerstätten (Aquifere) sind in der Regel weitgehend unbekannt zumal über sie keine Produktionsgeschichte vorhanden ist. Nicht geförderte Aquifere zeichnen sich auch durch ihr initiales Druckregime aus, was eine Injektion anderer Medien weitgehend ausschließt, zumal damit der initiale Lagerstättendruck überschritten wird, was in vielen Ländern aus bergrechtlicher Sicht nicht gestattet ist. Damit scheiden sie für ein Speicherprojekt weitgehend aus.

Ein wesentlicher Punkt ist die genaue Kenntnis der chemischen Zusammensetzung des Gesteinskörpers sowie des injizierten Mediums. Bei der Injektion von CO<sub>2</sub> kann die Problematik auftreten, dass die Zementation der Gesteinsmatrix aufgelöst werden kann und damit die Gefahr von "Subsidence" gegeben ist. Darunter versteht man das unkontrollierte Zusammenbrechen der Gebirges, welches sich bis obertage fortsetzen kann. Eine Lagerstätte die also für die Kohlenwasserstoffspeicherung geeignet ist, ist nicht notwendiger Weise für eine CO<sub>2</sub> Injektion geeignet. Lagerstätten die ursprünglich CO<sub>2</sub> gespeichert hatten, können sehr wohl dafür geeignet sein, sofern das geochemische Gleichgewicht nicht gestört wird.

### 3. Technisch / sicherheitstechnische Aspekte

Die Konstruktion von Bohrlöchern für Speicherzwecke unterscheidet sich prinzipiell nicht wirklich von klassischen Produktionsbohrungen. Der wesentliche Unterschied liegt in den größeren Durchmessern zur Optimierung der Produktionsrate sowie in zusätzlichen Maßnahmen aus sicherheitstechnischer Sicht.

Ist jedoch die Injektion von anderen Medien als Erdgas (z.B. CO<sub>2</sub>) angedacht sind auch korrosionsbeständige Stähle vorzusehen, deren Einsatz natürlich einen wesentlichen Kostenfaktor darstellt. Die Injektion von CO<sub>2</sub> in eine herkömmlich ausgerüstete Lagerstätte mit nicht korrosionsbeständigen Stählen, ist daher aus sicherheitstechnischer Sicht ebenso wie aus geologischer Sicht zu hinterfragen. Generell ist in allen Fällen die nachhaltige Sicherstellung der Bohrungsintegrität zu gewährleisten.

Die chemische Interaktion von CO<sub>2</sub> mit herkömmlichen Zementen ist ebenso bekannt. Es ist wissenschaftlich nachgewiesen, dass herkömmliche Zemente von CO<sub>2</sub> zerstört werden können. Damit stellt nicht nur die Ausrüstung mit herkömmlichen Stählen, sondern auch die Zementation ein sicherheitstechnisches Risiko dar, welches im Vorfeld zu beurteilen ist.

Neben der untertägigen Ausrüstung sind auch die obertägigen Einrichtungen unter besonderer Berücksichtigung der eingesetzten Stähle zu betrachten. Letzteres ist aber aus technischer Sicht durch den leichten Zugriff ein lösbares Problem, wenngleich auch ein bedeutender Kostenfaktor.

Die Speicherung von Wasserstoff stellt eine weitere Herausforderung dar, zumal seine Molekülgröße einen wesentlichen Einfluss auf die Diffusionsrate bei Stählen, aber auch im Deckgebirge hat. Zudem ist das Phänomen des Wasserstoffsprödbruchs zu beachten, was ein zusätzliches technisches Risiko darstellt. Eine Lagerstätte welche sich über Million von Jahren als dicht für Kohlenwasserstoffe erwiesen hat, ist nicht notwendiger Weise auch für die Speicherung von Wasserstoff geeignet.

#### **4. Die Problematik bei der Speicherung von CH<sub>4</sub> (Erdgas), CO<sub>2</sub> (Kohlendioxid) und H<sub>2</sub> (Wasserstoff)**

Die unterschiedlichen Medien sind dafür bekannt, dass sie sich grundsätzlich aus chemischer und physikalischer Sicht unterscheiden. Wenngleich die Untersuchung von Lagerstätten hinsichtlich ihrer Eignung für einen Beitrag aus umwelttechnischer Sicht zu begrüßen ist, sind wir aus wissenschaftlicher Sicht dazu verpflichtet sämtliche Randbedingungen zu berücksichtigen um die Integrität der Lagerstätten bzw. der damit verbundenen Bohrungen zu wahren. Dies betrifft letztendlich alle Facetten der Geologie, der Lagerstätte, der Technik und der rechtlichen Randbedingungen.

Neben den wirtschaftlichen Aspekten, die in diesem Zusammenhang aufgrund der unterschiedlichen Sichtweise bewusst nicht diskutiert werden, stellt auch die öffentliche Akzeptanz ein wesentliches Selektionskriterium dar. Darüber hinaus sind aber auch aus rechtlicher Sicht die entsprechenden Voraussetzungen zu schaffen, welche derzeit im vorliegenden Mineralrohstoffgesetz noch nicht abgedeckt sind.

#### **5. Zusammenfassung**

Der heutige Vortrag möge dazu dienen, das Bewusstsein im Umgang mit der unterirdischen Speicherung von Gasen in der Öffentlichkeit zu schärfen. Diese Gedanken sollen auch aufzeigen was aus heutiger Sicht die Grenzen des technisch Machbaren sind und dass noch erheblicher Forschungsaufwand notwendig sein wird, um den hochgestellten Herausforderungen zu genügen.

Zum heutigen Zeitpunkt sind wir noch Meilen davon entfernt um diese Aufgabenstellung aus technischer und sicherheitstechnischer Sicht zu bewältigen. Bei all den begrüßenswerten Anstrengungen, die hochgesteckten Umweltziele wie z.B. Klimaneutralität zu erreichen, dürfen wir den Faktor Mensch nie aus den Augen lassen.

# smartROCK: Vorteile von 3D-Methoden zur Bemessung von Sicherungsbauwerken

A. Hormes<sup>1</sup>, S. Kreher<sup>1</sup>, Ch. Ernst<sup>1</sup>

<sup>1</sup> w&p felsprojekt GmbH, Höttingergasse 32, Innsbruck, innsbruck@wittundpartner.com

## Kurzfassung

Die konventionelle zweidimensionale Planung von Sicherungsbauwerken des technischen Steinschlagschutzes erfasst die Komplexität des realen Geländes oft unzureichend, was zu unerwarteten Mehrkosten führen kann. Um dieser Herausforderung zu begegnen, wurde das FuE-Projekt «smartROCK» zusammen mit der Geobrug AG und der Trigis GeoServices GmbH gestartet, dass sämtliche Planungsschritte mithilfe von Building Information Modeling (BIM) und dreidimensionalen Modellen optimieren soll. Zwei Methoden werden dabei jeweils verglichen:

1. Felserkundung nach DIN 14689 und Trennflächenanalyse an Drohnen-basierten photogrammetrisch erfassten hochauflösenden 3D-Punktwolken.
2. Vergleich von 2D- und 3D-Steinschlagsimulationen für die Dimensionierung von Schutzbauten.

Die Vorteile der 3D-dimensionalen Methoden wird dargestellt und die gewonnenen Erkenntnisse werden diskutiert.

## ***Abstract***

*Conventional two-dimensional planning of rockfall protection structures often fails to adequately capture the complexity of the real terrain, which can lead to unexpected additional costs. To meet this challenge, the R&D project "smartROCK" was launched together with Geobrug AG and Trigis GeoServices GmbH to optimise all planning steps with the help of Building Information Modelling (BIM) and three-dimensional models. Two methods are compared in each case:*

1. *rock exploration according to DIN 14689 and discontinuity analysis on drone-based photogrammetrically captured high-resolution 3D point clouds.*
2. *comparison of 2D and 3D rockfall simulations for the dimensioning of protective structures.*

*The advantages of the 3D-dimensional methods are presented and the findings are discussed.*

# Geohydrologisches Risiko durch Waldbrände in den Alpen

Sandra Melzner<sup>1,2</sup>, Johannes Hübl<sup>2</sup>

<sup>1</sup> GEOCHANGE Consulting e.U., Villacher Straße 17/1, Klagenfurt, Österreich; office@geochange-consulting.com

<sup>2</sup> BOKU University, Peter- Jordan Straße 82, Wien, Österreich; johannes.huebl@boku.ac.at

## Kurzfassung

In den Alpen sind Waldbrände eine Störung, die kaskadenartige Auswirkungen auf die Eigenschaften von Hängen und Einzugsgebieten haben kann. Neben der Veränderung des Waldbestands bzw. der Beeinträchtigung der Schutzwaldfunktion, haben hohe Feuertemperaturen auch erhebliche physikalische und chemische Auswirkungen auf den Boden und Fels. Dies bedingt eine erhöhte Disposition gegenüber dem Auftreten geohydrologischer Prozesse wie Erosionsprozesse, Steinschlägen/Felsstürzen, Hangmuren, Erdbeben und Murgängen, die Infrastrukturen und Siedlungen gefährden können. Erfahrungen aus der Schweiz und Colorado (USA) zeigen, dass Murgänge einige Jahre nach einem Brand auftreten können. Im Betrag wird das erste Inventar der geohydrologischen Prozesse nach einem Waldbrand in den Alpen vorgestellt. Der Beitrag unterstreicht die Bedeutung des Verständnisses der Auswirkungen von Waldbränden in verschiedenen geologischen Situationen in den Alpen und schlägt systematische Dokumentationsverfahren für integrierte Managementstrategien vor.

## Abstract

*In the Alps, wildfires are a disturbance that can have cascading effects on the characteristics of slopes and catchment areas. In addition to changing the forest stand and impairing the protective forest function, high fire temperatures also have considerable physical and chemical effects on the soil and rock. This results in an increased susceptibility towards the occurrence of geohydrological processes such as erosion processes, rockfalls, landslides and debris flows, which can endanger infrastructure and settlements. Experience from Switzerland and Colorado (USA) shows that debris flows can occur several years after a fire. The presentation introduces the first inventory of geohydrological processes after wildfires in the Alps. The publication underlines the importance of understanding the effects of wildfires in different geological settings in the Alps and proposes systematic documentation procedures for integrated wildfire management strategy.*

## Literatur:

- [1] Melzner, S., Hübl, J., Auflic, M. J., Petrovich, Z., Goldschmidt, F., Conedera, M. (2023): Wildfire-induced geohydrological hazards in the Alps: the need for a systematic documentation procedure. 6th World Landslide Forum, Firenze, Italy.
- [2] Melzner, S., Conedera, M. & Pezzatti, B. (2023): Post Waldbrand Risiko in den Schweizerischen Gebirgen. Journal des Vereins der Diplomingenieure der Wildbach- und Lawinerverbauung. 86. Jahrgang, Jänner 2023, Heft Nr. 190, Salzburg, Österreich. [https://www.geochange-consulting.com/wp-content/uploads/2023/08/Melzner\\_etal\\_2023-1.pdf](https://www.geochange-consulting.com/wp-content/uploads/2023/08/Melzner_etal_2023-1.pdf)
- [3] Melzner, S., Rossi, M. & Conedera, M. (2022): Summary 1st Alpine Workshop on „Fire- induced geohydrological hazards in mountainous area“, 11.-12.10.2022, Klagenfurt, Vienna [https://www.geochange-consulting.com/wp-content/uploads/2023/08/Summary\\_1rstAlpineWorkshop\\_KlagenfurtAustria.pdf](https://www.geochange-consulting.com/wp-content/uploads/2023/08/Summary_1rstAlpineWorkshop_KlagenfurtAustria.pdf)
- [4] Melzner, S., Shtober-Zisu, N., Katz, O. & Wittenberg, L. (2019): Brief communication: Post-wildfire rockfall risk in the eastern Alps. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 19, 2879-2885, <https://doi.org/10.5194/nhess-19-2879-2019>, 2019. [https://www.geochange-consulting.com/wp-content/uploads/2023/08/Melzner\\_etal\\_2019.pdf](https://www.geochange-consulting.com/wp-content/uploads/2023/08/Melzner_etal_2019.pdf)

# Photovoltaikanlagen in Mittelgebirgslagen - Vorhabensbewertung gegenüber Erosionsgefährdung

B. Imre<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Geolith Consult Herman & Loizenbauer OG

## Kurzfassung

In den Fischbacher Alpen in der Steiermark wurde eine Photovoltaikanlage bestehend aus zwei Anlagenteilen mit ca. 12500 Stück Photovoltaikmodulen oder ca. 3,8 MWp Leistung bzw. 24800 Stück Photovoltaikmodulen oder ca. 7,7 MWp Leistung auf einem starren Freiflächen-Montagesystem errichtet.

Im Zuge des Raumordnungsverfahrens erging von der Abteilung 14, Referat Wasserwirtschaftliche Planung des Landes Steiermark die Forderung nach gutachterlicher Stellungnahme, neben anderen, zu folgenden Fragen:

- Veränderung des Oberflächenwasserabflusses durch die PV Elemente,
- Veränderungen bzw. Ausfall der Vegetation durch Beschattung infolge der PV Elemente,
- Daraus folgend: Erosionsvorgänge aufgrund der Bedeckung durch die PV Elemente.

Die Geolith Consult Hermann & Loizenbauer OG wurde im Februar 2021 vom Projektwerber mit der Erstellung eines entsprechenden Gutachtens betraut.

Die Gutachtenbearbeitung zeigte auf, dass hinsichtlich der Verfügbarkeit von Licht und Feuchtigkeit sowie damit einhergehend der Pflanzenvitalität unter PV Modulen, zwar international eine Reihe von Forschungsergebnissen vorliegt, diese sich aber praktisch allesamt auf Nutzpflanzen in Monokultur im Flachlandanbau beziehen. Forschungen zu Grünland oder sogar extensiv bewirtschafteten, naturnahen Pflanzengesellschaften bestehen nur vereinzelt. Noch wichtiger – Untersuchungen zum Einfluss von Mittelgebirgslagen und dessen topographischen, geologischen und klimatischen Besonderheiten konnten nicht in Kenntnis gebracht werden.

Photovoltaik-Anlagen stellen auf dem Weg zum Erreichen der Klimaziele, und dem Bestreben die Energiegewinnung auf einen regenerativen Mix umzustellen, einen bedeutenden Faktor dar. Jedoch wie alle Energiequellen sind auch Photovoltaik-Anlagen einem „Gegenwind“ ausgesetzt, sobald die Schwelle der Liebhaberei überschritten wird. Dies trifft insbesondere auf Photovoltaik-Anlagen im Freiland zu. Nach anfänglichem Wohlwollen von Seiten der Behörden und der Öffentlichkeit werden neue Freilandanlagen zunehmend kritisch beurteilt. Ein Beispiel von vielen ist die Forderung des WWF vom Mai 2021 wonach alle Photovoltaik-Entwicklungspläne einer Strategischen Umweltprüfung (SUP) zu unterziehen sind. Weiters fordert der WWF eine gesetzlich verankerte Umweltverträglichkeitsprüfung (UVP) für große Photovoltaik-Freiflächenanlagen [14].

Mangelnde Datengrundlagen zur Umweltbewertung von Photovoltaik-Freiflächenanlagen könnten diese Energiequelle zu einem Spielball subjektiver Interessen verkommen lassen und auf diese Weise deren Ende einläuten noch ehe deren Ausbau Fahrt aufgenommen hat?!

Im gegenständlichen Vortrag werden hierzu offene Fragestellungen (Scientific Gaps) formuliert und Vorschläge zur weiteren Vorgehensweise präsentiert mit dem Zielen:

- Förderung der objektiven und verantwortungsvollen Bewertung von Photovoltaik-Freiflächenlagen, im Umgang mit Behörden und der Öffentlichkeit.
- Die Schaffung von Grundlagen zur Bewertung von Projektrisiken von Photovoltaik-Freiflächenlagen.

## ***Abstract***

*In the Fischbach Alps in Styria, a photovoltaic system consisting of two module-fields with approx. 12,500 photovoltaic modules or approx. 3.8 MWp of output or 24,800 photovoltaic modules or approx. 7.7 MWp of output was built on a rigid open-space mounting system.*

- *In the course of the public authority approval process, the Department 14, Water Management Planning Department of the State of Styria requested an expert opinion on, the following questions:*
- *Change in surface water runoff due to the PV elements,*
- *Changes or loss of vegetation due to shading caused by the PV elements,*
- *Resulting from this: Erosion processes due to the coverage by the PV elements.*

*Geolith Consult Hermann & Loizenbauer OG was awarded by the project applicant with the preparation of a corresponding report in February 2021.*

The report prepared revealed that although there are several international research results regarding the plant vitality under PV modules available, but most of them relate to monoculture crops in lowland cultivation. Research into grassland or even extensively managed, near-natural plant communities only exists sporadically. Even more important – studies on the influence of low mountain ranges and their topographical, geological and climatic features could not be reported.

In this lecture, open questions (scientific gaps) will be formulated and suggestions for further action will be presented with the aim of:

- *Promoting objective and responsible assessment of risk associated with photovoltaic schemes in open grass-land*

---

## **1. Projektbeschreibung**

Gegeben ist eine Photovoltaikanlage aufgeteilt in zwei Anlagenteilen bestehend aus 12512 + 24828 Stück Photovoltaikmodulen auf einem starren Freiflächen-Montagesystem (Abb. 9, Abb. 10, Abb. 11).

Unter und zwischen den Modulen ist eine extensive Grünlandbewirtschaftung entweder durch Schafbeweidung oder Mahd vorgesehen.

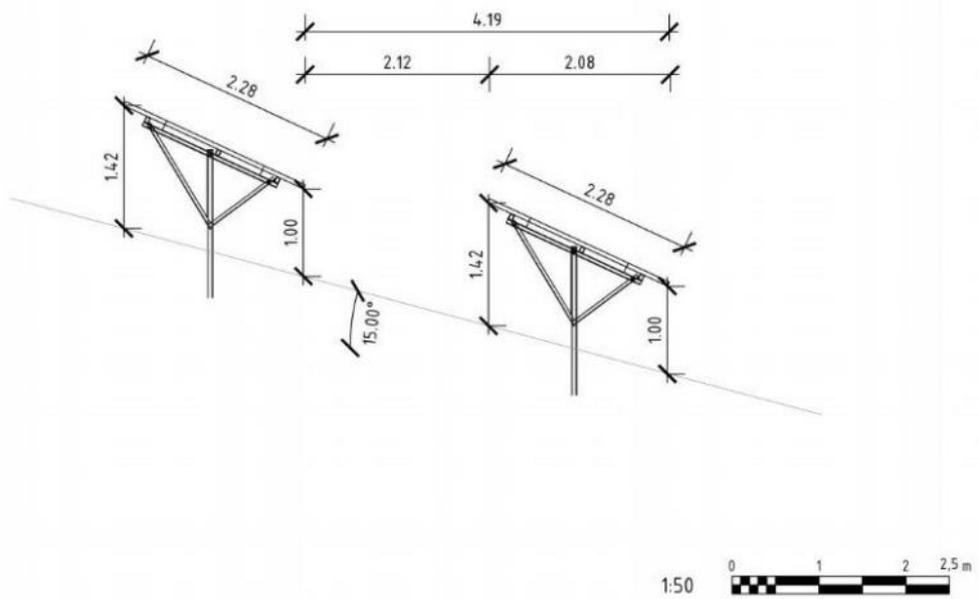


Abb. 1: Ausführungssystemskizze Aufständigung der Solarmodule Hangneigung 15°, zutreffend auf den Anlagenteil «A».

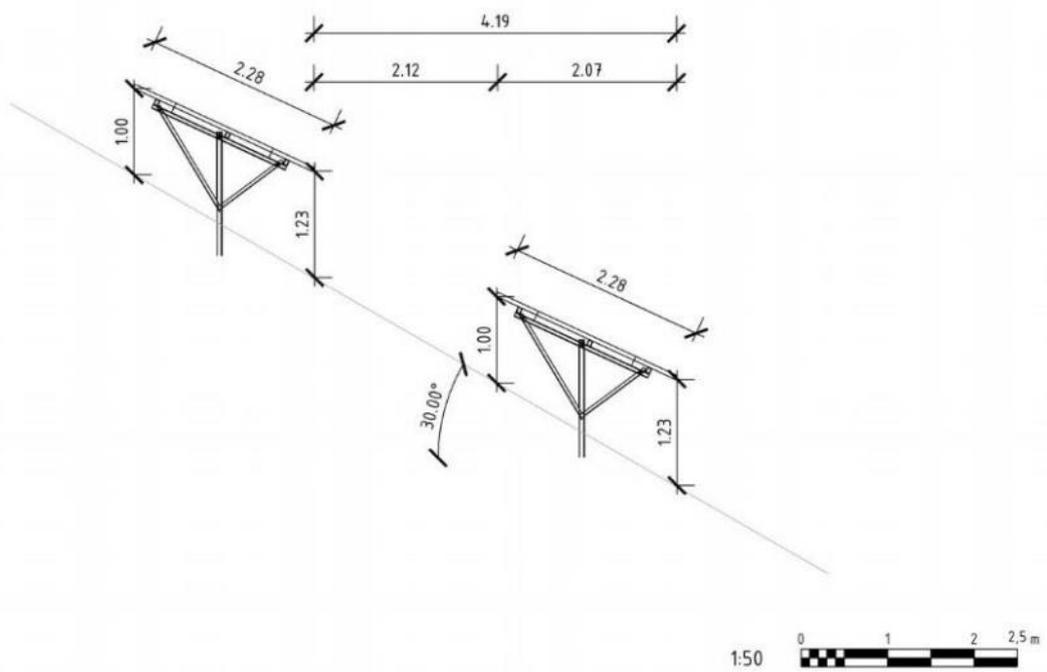


Abb. 29: Ausführungssystemskizze Aufständigung der Solarmodule Hangneigung 30°, zutreffend auf den Anlagenteil „B“.



Abb.3: Ausgeführte Aufständerung der Solarmodule im Anlagenteil „A“ mit Stand vom 09.04.2024 (Abbildung Projektbetreiber)

## 2. Morphologische Verhältnisse / Oberflächenabfluss

Das Projektgebiet liegt am SO-Abhang der Fischbacher Alpen auf einer Höhe zwischen 1100 und 1200 m.ü.A.

Morphologisch muss das Projektgebiet in die beiden Anlagenteile „A“ und „B“ unterteilt werden:

Der Anlagenteil „A“ erstreckt sich entlang eines Geländerückens. Die Hangneigungen betragen überwiegend 15 bis 30 %. Gegen Westen stellenweise auch 35 % (Abb. 12). Gemäß Auskunft des Grundeigentümers und durch eigene Wahrnehmung an der Begehung vom 08.02.2021 bestätigt, ist der Projektraum zu großen Teilen stark windausgesetzt. Der gesamte Anlagenteil wird zurzeit als Grünland genützt. Gemäß Auskunft des Grundeigentümers ist der Boden flachgründig und gut wasserdurchlässig. Im Sommer zeigt die Grasnarbe regelmäßig eine geringe Wachstumsvitalität aufgrund hoher Evaporation infolge starker Sonneneinstrahlung, Wind und flachgründigem Boden.

Der Anlagenteil B liegt hingegen im Bereich einer angedeuteten Geländemulde. Die Hangneigungen betragen in der talseitigen Hälfte des Hanges bis 55% in der bergseitigen Hälfte in der Regel um 35% (Abb. 12). Gemäß Auskunft des Grundeigentümers und durch eigene Wahrnehmung an der Begehung vom 08.02.2021 bestätigt, ist der Projektraum deutlich windgeschützter. Zudem sei der Boden in der Regel tiefgründig sowie aus dem Untergrund mit Feuchtigkeit versorgt. Trockenstress der Pflanzendecke wäre daher bisher nicht zu beobachten gewesen. Beide Anlagenteile wurden bisher als Grünland genützt.

In beiden Projekträumen werden nach Angaben der Grundstückseigentümer, auch bei Starkniederschlagsereignissen, bisher kein erheblicher Oberflächenabfluss festgestellt.

In beiden Projekträumen bestehen keine morphologischen Hinweise auf bestehende Hanginstabilitäten bzw. Erosionsherde.

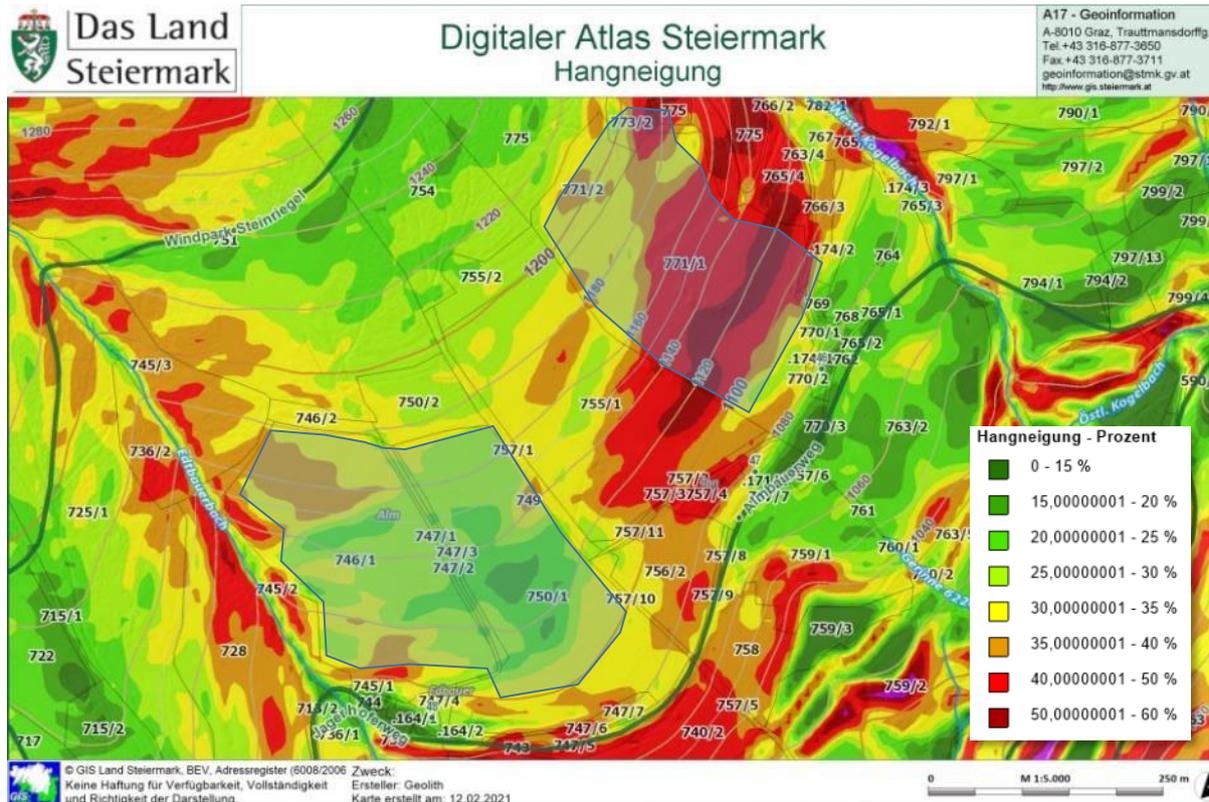


Abb.4: Skizzierter Projektraum, westlich: „Anlage A“, nordöstlich: „Anlage B“ mit Hangneigungen in Prozent. Quelle: GIS Steiermark.

### 3. Untergrundverhältnisse / Versickerungsfähigkeit

Das Grundgebirge im Projektgebiet wird aus grobkörnigen Gneisen (Augengneisen) des Semmering-Wechselsystems gebildet. Diesem liegen flachgründige Verwitterungsböden auf. Nur ganz talseitig des Projektraums „B“ stehen mächtigere Ablagerungen der letzten Eiszeit an. Dort befinden sich auch, wenngleich deutlich außerhalb des Projektraums, Abraumhalden eines Kohletagbaus aus dem 19. bis Anfang des 20. Jahrhunderts.

Die digitale Bodenkarte des BFW [12] weist auf folgenden Aufbau der dem Grundgebirge auflagernden Böden im Projektraum hin (vergl. Abb. 13):

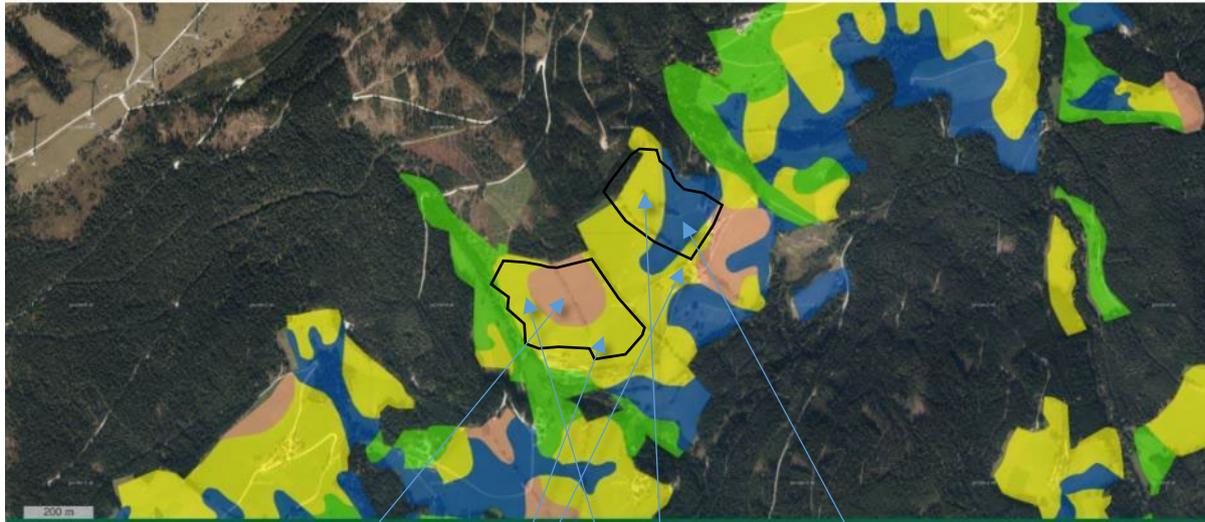
Es liegen durchwegs Felsbraunerdebildungen vor.

Abhängig von Exposition und Hangneigung sind diese Böden seicht (< 30cm) bis mittelgründig, nur im steilsten Hangabschnitt Bereich Pusterhofer auch tiefgründig (> 70 cm).

Die Böden weisen durchwegs eine gute Durchlässigkeit und ein gutes Wasseraufnahmevermögen auf.

Die Kapazität der Wasserspeicherung der Böden ist dementsprechend gering.

In Summe bestätigen die Angaben der Bodenkarte die mündlichen Angaben der jeweiligen Grundeigentümer.



**Gründigkeit:**  
 leicht- bis mitteltiefgründig < 30 cm  
 mitteltiefgründig 30-70 cm  
 mittel- bis tiefgründig > 70 cm  
 tiefgründig



Die Karten und Text sind Informationsmaterial für die Öffentlichkeit, keine amtliche Auskunft oder rechtswirksame Aussage  
 12.02.2021 | © 2018 BFW

www.bodenkarte.  
 eBod2@bfw.gv.  
 Bundesforschungszentrum für Wald  
 Seckendorff-Gudent-Weg 8, 1131 Wien

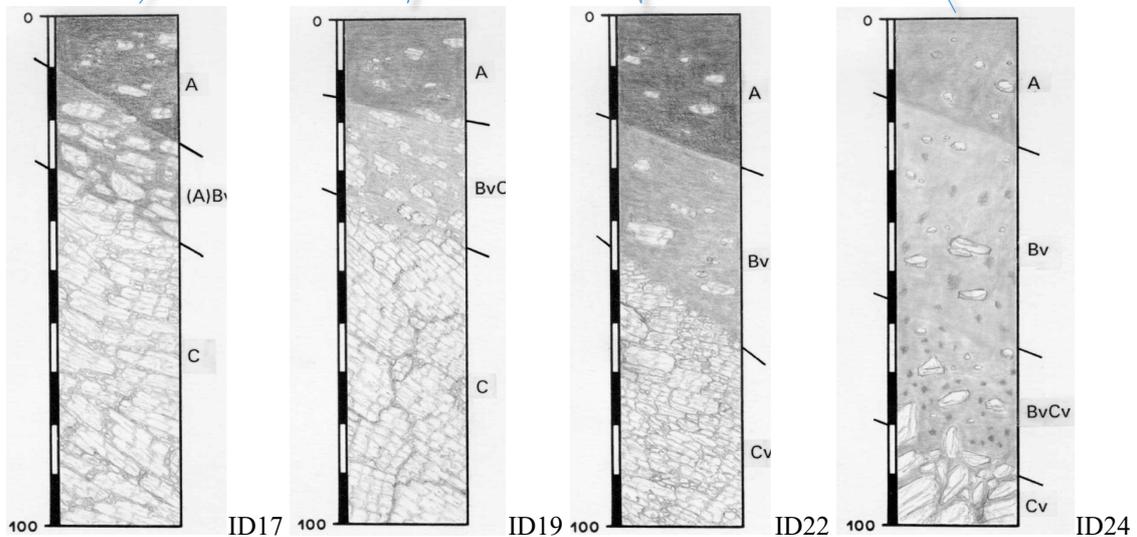


Abb. 510: Gründigkeit der Böden im Projektraum mit Typusprofilen des jeweils obersten Meters aus Digitale Bodenkarte [12].

#### 4. Der Pflanzenstoffwechsel im Allgemeinen

Dass Pflanzen mit Hilfe von Licht, Wasser und CO<sub>2</sub> höhere organische Verbindungen herstellen ist heute Allgemeingut, dem aber eine über 250-jährige Forschungsgeschichte zu Grunde liegt (Abb. 14).

Die im Projekt geplante Ausführung der PV-Anlage durch praktisch opake, mehr oder weniger geländeparallel ausgerichtete Solarmodule, stellt eine Abschirmung der Vegetation gegenüber direkter Sonnenbestrahlung und direktem Niederschlag dar, zweier Schlüsselfaktoren des Pflanzenstoffwechsels (Abb. 14).

Im Detail ist der Kenntnisstand über den Stoffwechsel der Pflanzen heute natürlich noch weiter fortgeschritten. In Abb. 15 ist die Photosyntheseleistung von Pflanzen in Abhängigkeit von der Beleuchtungsstärke dargestellt. Im Detail benötigen Pflanzen im Allgemeinen 10-14 Lichtquanten um ein O<sub>2</sub> Molekül herzustellen [8]. Die vertikale Achse in Abb. 15 stellt hierbei die „primäre photochemische“ Reaktion der Pflanze dar, nämlich die Aufspaltung von Wasser in Wasserstoff- und Sauerstoffmoleküle mit Hilfe des Sonnenlichts, als Basis des weiteren Pflanzenstoffwechsels. Aus Abb. 15 ist daher nicht nur die überragende Bedeutung des Lichtdargebots sondern auch des Vorhandenseins von ausreichend Wasser für die pflanzliche Entwicklung ablesbar.

Ein dritter, bisher nicht erwähnter Faktor ist die Temperatur. Die wissenschaftliche Literatur ist sich recht einig, dass eine Beschattung durch Solarmodule eine geringere Abkühlung der Bodentemperatur in der Nacht und eine geringere Erhitzung am Tage bedingt, die Beschattung daher tageszeitlich aber auch saisonal zu ausgeglicheneren Bodentemperaturen führen kann. Im Mittel ist eine Reduktion der Bodentemperatur um mehrere Grad Celsius zu erwarten. Die Auswirkung auf das Pflanzenwachstum kann hierbei erheblich sein (vergl. Abb. 16).

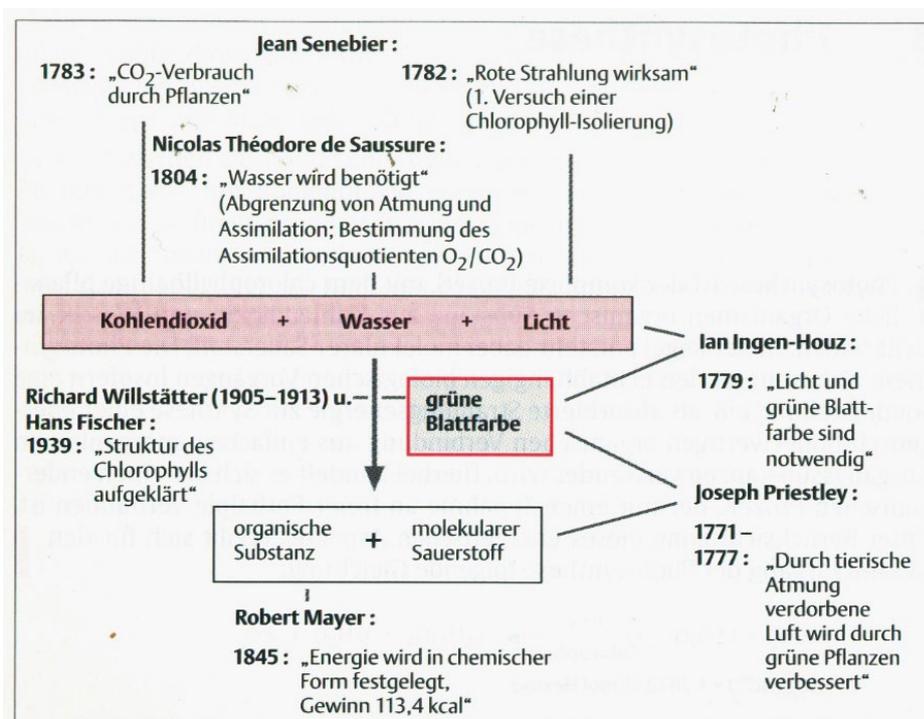


Abb. 611: Geschichte der Erforschung der Photosynthese aus [8].

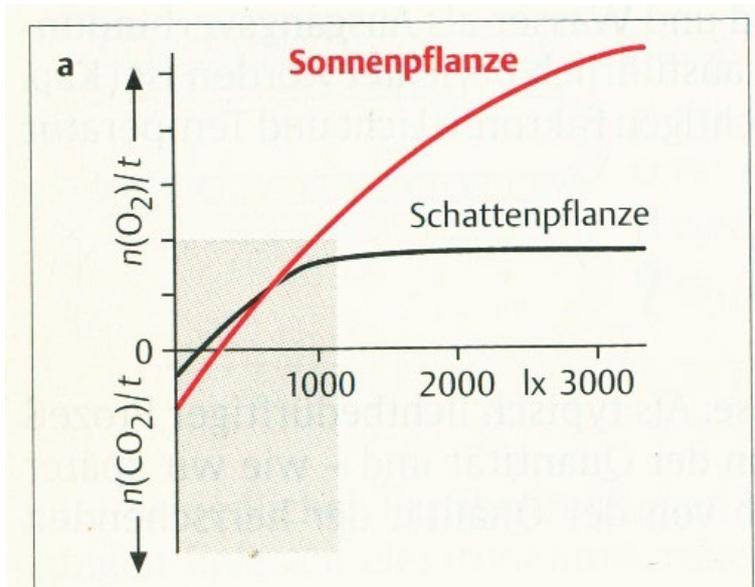


Abb. 7: Photosyntheseleistung, ausgedrückt in durch „Wasserspaltung“ hergestellter  $O_2$  Moleküle einer „Sonnenpflanze“ und einer „Schattenpflanze“ in Abhängigkeit von der Beleuchtungsstärke [8].

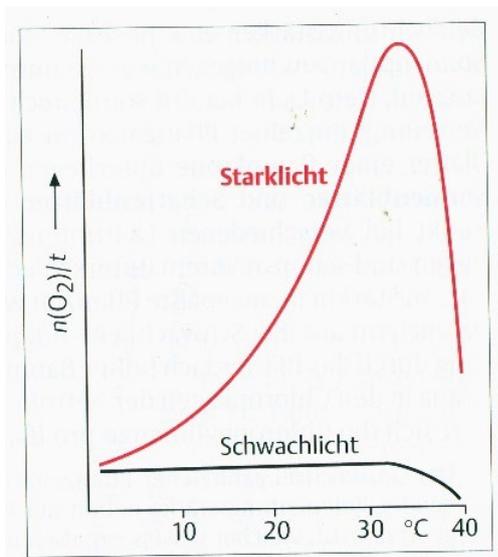


Abb. 8: Photosyntheseleistung, ausgedrückt in durch „Wasserspaltung“ hergestellter  $O_2$  Moleküle in Abhängigkeit von der Temperatur [8].

## 5. Veränderung des Oberflächenwasserabflusses durch die PV Elemente

Der Gesamtversiegelungsgrad der Anlage inklusive aller Gebäude liegt nicht über 5%. Unter und zwischen den Modulen ist eine extensive Grünlandbewirtschaftung vorgesehen. Der Anteil der, die Horizontale, überdeckenden Modulfläche überschreitet 50 % der Gesamtfläche der Anlage nicht.

Der Abstand zwischen den Modulreihen ist mit 2,12m etwas breiter als die Modulreihen selbst mit 2,08 m (vergl. Abb. 9, Abb. 10). Diese Anordnung bedeutet, dass in Hangfallrichtung gesehen, auf jeden von Modulen überdeckten Streifen mit einem Niederschlagsdefizit ein etwa gleich breiter Zwischenstreifen mit einem Niederschlagsüberschuss aus der Summe des Ablaufs der darüber liegenden Modulreihe sowie dem natürlichen Ortsniederschlag folgt. Dieser Niederschlagsüberschuss strömt in weiterer Folge, überwiegend unterirdisch, aber auch durch Oberflächenabfluss, unter die nächst darunter liegende Modulreihe und dotiert auf diese Weise das dort wiederum bestehende Niederschlagsdefizit. Der Grünlandstreifen zwischen den Modulreihen kann daher als ortsnahe Verrieselung des Regenwasserabflusses von den Modulen gewertet werden.

Unter Rücksichtnahme von Erfahrungswerten aus Deutschland (z.B. [9]) ist daher mit hoher Wahrscheinlichkeit von keiner Verschlechterung der Oberflächenabflussverhältnisse infolge der geplanten Solaranlage gegenüber dem Ist-Zustand auszugehen. Auch eine Verschlechterung der Pflanzenverfügbarkeit des Niederschlags unter den Solarmodulen ist daher wenig wahrscheinlich.

**Rouhangiz Yavari, et al., 2022 [10] bestätigen in ihrer Studie jedoch, dass es zum tatsächlichen Abfluss,- und Sickerverhalten unter PV-Anlagen noch kaum Studien gibt.**

## 6. Veränderungen bzw. Ausfall der Vegetation durch Beschattung infolge der PV Elemente

Die gegenständlich geplante Ausführung durch praktisch opake Solarmodule stellt eine Beschattung (Abschirmung) der Vegetation gegenüber direkter Sonnenbestrahlung dar. Trotzdem findet durch diffuses Sonnenlicht („Himmelslicht“) eine Beleuchtung des Bereichs unterhalb der Modulreihen statt. Die Beleuchtungsstärke des diffusen Sonnenlichts beträgt an einem hellen Sommertag jedoch nur ca. 20% (20 Kilolux - klx) des direkten Sonnenlichts (100 klx). Dieses Licht dringt über den Abstand der Modulreihen vom Untergrund an der Traufen- und Firstseite unter die Modulreihen ein. Diese berg- und talseitigen Öffnungen wirken daher wie „Fenster“ durch welche das diffuse Sonnenlicht in den Raum unter den Modulreihen eindringt.

Innerhalb des Raumes, dh. unter den Modulreihen nimmt der Lichtstrom, d. h. die Beleuchtungsstärke pro Fläche, hier Lumen = Lux/m<sup>2</sup> mit dem Quadrat zum Abstand ab (vergl. Abb. 17). Je größer die „Fensterfläche“ wiederum, umso größer die initiale Beleuchtungsstärke der Fensterfläche. Aus diesem Grund wird in Bauordnungen eine Mindestfenstergröße in Abhängigkeit von der Raumgröße bzw. Raumtiefe vorgeschrieben.

Des Weiteren bedingen große Fensterflächen, im gegenständlichen Fall die Modulabstände zum Boden, eine stärkere Bescheinung der Flächen unter den Modulen mit direktem Sonnenlicht, insbesondere auch im tageszeitlichen und jahreszeitlichen Verlauf. Aus diesem Grund üben Bauwerke, wie etwa Brücken, mit zunehmender Höhe keine maßgebliche Beschattung mehr aus.

**Willcockx et al., 2020 [2] bestätigen den aktuellen Kenntnisstand (neben anderen [1]), „dass sehr wenige Informationen über die Beschattungstoleranz [...] unter Photovoltaik Modulen vorliegen.“** Sie schlagen jedoch als ersten Ansatz vor, die „Licht-Reaktionskurve“ (Light Response Curve) von Pflanzen zur Bewertung der Beschattungstoleranz heranzuziehen (Abb. 20). Die Light Response Curve beschreibt die Photosynthese-Rate einer Pflanze, ausgedrückt als netto-Aufnahme von CO<sub>2</sub> in Abhängigkeit vom empfangenen Licht. Das empfangene Licht wird wiederum als photosynthetisch aktive Strahlung (engl.: photosynthetically active radiation, kurz PAR) bezeichnet und ist als jene elektromagnetische Strahlung im Bereich des Lichtspektrums definiert, welche phototrophe Organismen hauptsächlich bei der Photosynthese nutzen. Da eine direkte stöchiometrischen Beziehung zwischen absorbierten

Photonen und der photosynthetischen CO<sub>2</sub>-Bindung besteht, wird die PAR-Beleuchtungsstärke in  $\mu\text{mol}/(\text{s}\cdot\text{m}^2)$  angegeben. Die Umrechnung von Kilolux (klx) in PAR erfolgt über den Faktor 0,056 [15].

Die meisten (Land-) Pflanzen können nicht die volle photosynthetisch aktive Strahlung nutzen, sondern erreichen bei etwa 50 klx den „light saturation point“ welche die maximale Photosyntheseleistung beschreibt (Abb. 20). Der „light compensation point“ beschreibt wiederum die minimale photosynthetisch aktive Strahlung unter welcher keine Photosynthese mehr stattfindet und CO<sub>2</sub> von der Pflanze netto ausgeschieden wird (Abb. 20).

Zur Bewertung der Beschattung infolge der gegenständlichen PV Anlage wird für beide Anlagenteile die Beschattung sowie die daraus resultierende PAR-Beleuchtungsstärke analytisch ermittelt (Tab. 1). Ausgangspunkt ist eine Sonnenhöhe von 42,7° zu Frühlings- und Herbstbeginn (Beginn- und Ende Wachstumsperiode) am Projektstandort, sowie eine diffuse Beleuchtungsstärke von 20 klx.

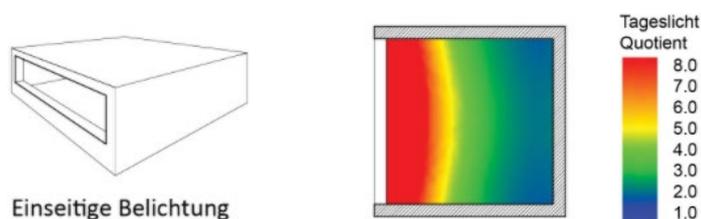


Abb.9: Beispiel Ausbreitung der Beleuchtungsstärke in einem Raum (<https://naturallighting.wordpress.com/links/tageslicht-groessen-und-einheiten/>)

Die resultierenden Beleuchtungsstärken sind in Abb. 18 und Abb. 19 dargestellt. Aus den Graphiken ist deutlich erkennbar, wie eine „große Fensteröffnung“ den am stärksten beschatteten Bereich asymmetrisch hin zum „kleineren Fenster“ verschiebt. Weiters beträgt die minimale Beleuchtungsstärke ca. 300 PAR. Diese Beleuchtungsenergie entspricht nur noch ca. 55% der diffusen Sonnenstrahlung oder 11% der direkten Sonnenstrahlung.

**Als letzter Schritt ist zu bewerten welche Auswirkung die ermittelten PAR Beleuchtungsstärken auf das Pflanzenwachstum haben. Hierzu müssten die Light Response Curve der Pflanzen bzw. Pflanzengemeinschaft am gegenständlichen alpinen Standort bekannt sein. Hierzu besteht jedoch noch erheblicher Forschungsbedarf.** Bisherige Forschung in der sogenannten „Agrophotovoltaik“ also der gleichzeitigen landwirtschaftlichen Nutzung von Photovoltaikanlagen beschränkt sich überwiegend auf Nutzpflanzen [1] bis [7]. Daten aus Freiland sind kaum verfügbar.

Als vermutlich plausibelste Näherung in Bezug auf Klima und Vegetation wurde für den gegenständlichen Fall die Light Response Curve von Trespen (Bromus) und Luzernen Wiesen aus Alberta, Kanada aus [7] gewählt (Abb. 21). Die in diese Kurve geplotteten ermittelten minimalen PAR Werte, lassen eine deutlich reduzierte Wachstumsvitalität erwarten.

Die Beleuchtungsenergie stellt jedoch nicht den einzigen Faktor zur Abschätzung der Pflanzenvitalität dar. Weitere Faktoren sind Temperatur und verfügbare Feuchtigkeit. Die gegenständlich genannte Literatur [1] bis [7] ist sich recht einig, dass eine Beschattung durch Solarmodule eine geringere Abkühlung der Bodentemperatur in der Nacht und eine geringere Erhitzung am Tage bedingt [3], die Beschattung daher tageszeitlich aber auch saisonal zu ausgeglicheneren Bodentemperaturen führen kann. Im Mittel ist eine Reduktion der Bodentemperatur um mehrere Grad Celsius zu erwarten, was in der Literatur jedoch ebenfalls als in Hinblick auf die generelle Klimaentwicklung günstig gewertet wird.

Daraus folgend ist zu erwarten, dass die Beschattung auch die Verdunstung somit die Gefahr von Trockenstress für Pflanzen reduziert [2].

Zuletzt wirken Photovoltaikmodulreihen bremsend auf bodennahe Winde, was sich ebenfalls positiv auf die Verdunstung und die pflanzenverfügbare Feuchtigkeit auswirkt. Abgesehen von der deutlich reduzierten Beleuchtungsenergie ist daher von einer pflanzengünstigen Entwicklung des Mikroklimas unter den Solarmodulen auszugehen.

In Summe ist mit einer Veränderung der Pflanzengesellschaft hin zu schattentoleranteren Pflanzen unter den Photovoltaikmodulreihen zu rechnen. In der Zusammenschau mit den nicht beschatteten Zwischenstreifen sowie der extensiven Bewirtschaftung des Grünlands im Bereich der Photovoltaikanlage kann daher mit einer Zunahme der Artendiversität gerechnet werden. Ein Ausfall der Vegetation wird aufgrund der zur reduzierten Beleuchtungsenergie antagonistisch wirkenden Faktoren der Mikroklimatentwicklung als unwahrscheinlich bewertet. Jedoch zeichnen sich lokale Unterschiede ab:

**Im Projektbereich „A“ ist, aufgrund der geringeren Hangneigung und der daraus folgenden Geometrie der Aufständigung der Module, sowie dem im Ist-Zustand bestehenden Trockenrisikos der flachgründigen Böden, in Summe durch das Projekt mit einer Zunahme der Grünlandvitalität zu rechnen.**

Demgegenüber ist im Projektbereich „B“, aufgrund der z.T. steilen Hangneigung und der daraus folgenden Geometrie der Aufständigung der Module mit einer stärkeren Beschattung zu rechnen.

Es ist daher nun in beiden Anlagenteilen für eine sorgfältige Grünlandbewirtschaftung, durch Schafbeweidung (keine Über- oder Unterbeweidung) oder extensiver, 2-mal jährlicher Mahd, besonders Sorge zu tragen. Es ist auf jeden Fall zu verhindern, dass durch zu hohen Pflanzenwuchs eine weitere Reduktion des seitlich in die Modulreihen einfallenden diffusen Sonnenlichts stattfindet. Auch bei Schafbeweidung ist darauf zu achten, dass es unter den Solarmodulen nicht, durch gemiedene Pflanzen, zu einer Verkräutung oder sogar Verbuschung kommt. Andernfalls ist mit einer Degenerierung der Vegetation unter den Modulreihen zu rechnen.

**Tab. 1:** Vereinfachte analytische Berechnung der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) für den Anlagenteil „A“ sowie Anlagenteil „B“.

Beleuchtungsstärke [Watt/m <sup>2</sup> ]	Eintrittsfläche Modulkante „Fenster“ per lfm	Lichtstrom [Watt]					[m] Abstand von Modulrand		
			1	1,14	1,27	1,5			
Anlagenteil „A“									
20	1,23	24,6	24,60	23,46	22,52	21,08	klm/m <sup>2</sup> (klx)		
			439	419	402	376	PAR		Firste
20	0,800	16,00	16,00	14,86	13,92	12,48	klm/m <sup>2</sup> (klx)		
			286	265	249	223	PAR		Traufe
Anlagenteil „B“									
20	1,000	20,00	20,00	18,86	17,92	16,48	klm/m <sup>2</sup> (klx)		
			357	337	320	294	PAR		Firste
20	1,230	24,60	24,60	23,46	22,52	21,08	klm/m <sup>2</sup> (klx)		
			439	419	402	376	PAR		Traufe

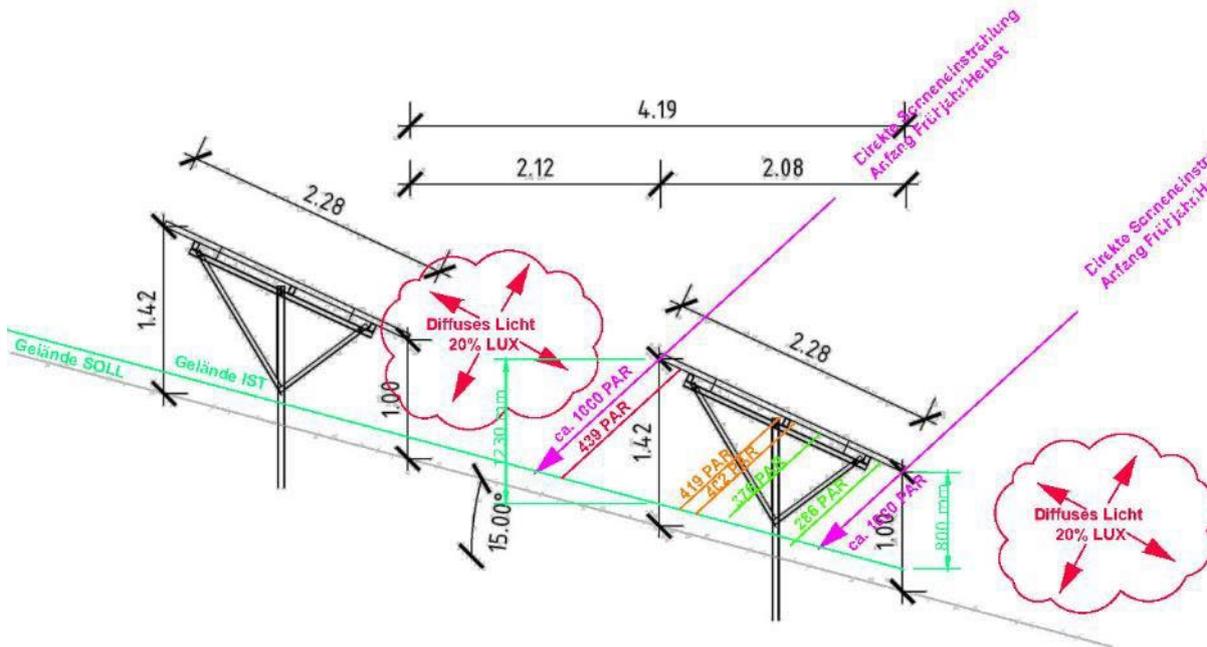


Abb. 10: Beleuchtungsstärke Aufständerung Fall Hangneigung 15%, zutreffend auf den Anlagenteil „A“.

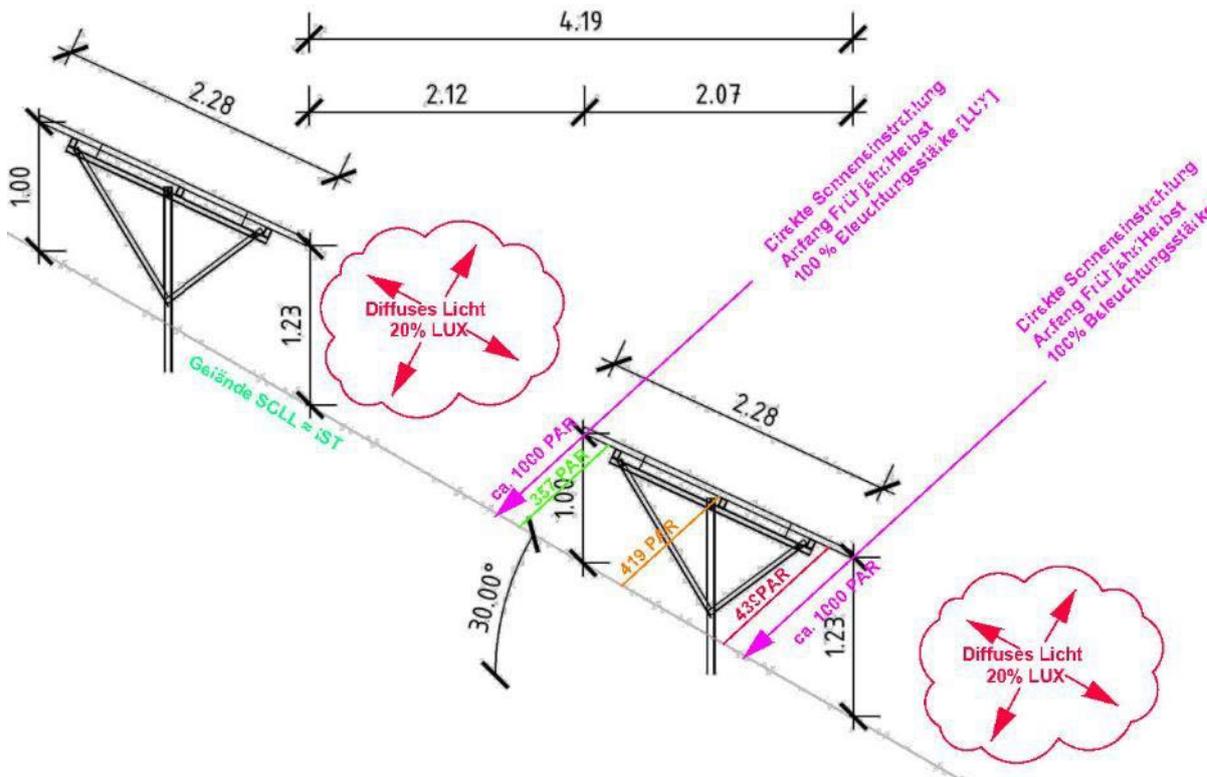


Abb. 11: Beleuchtungsstärke Aufständerung Fall Hangneigung 30%, zutreffend auf den Anlagenteil „B“

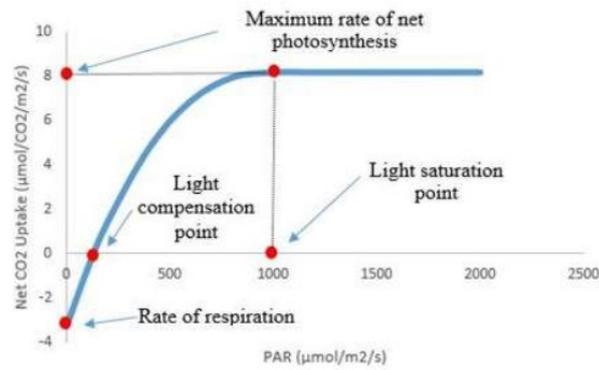


Abb.12: Light Response Curve und deren allgemeine Bedeutung aus [2].

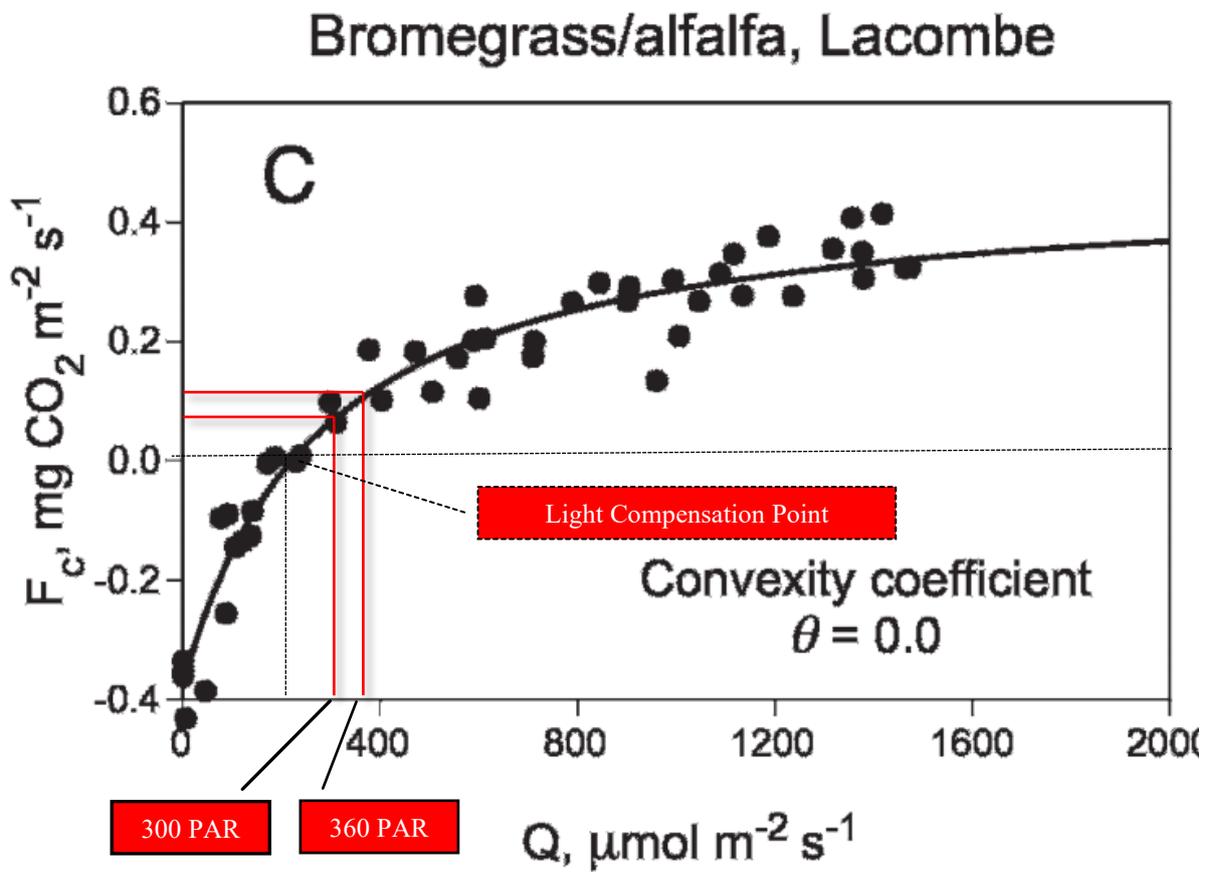


Abb. 13: Light Response Curve von Trespen (Bromus) und Luzernen (alfalfa -amerikanisch) Wiesen aus Lacombe, Alberta, Kanada aus [7].

## 7. Offene Fragen – Scientific Gap

Das im Zuge der Projektbearbeitung durchgeführte Literaturstudium erbrachte große Lücken im Wissen zur Bewertung von Pflanzengesellschaften welche von PV-Anlagen überbaut werden:

**Willockx et al., 2020 [2] bestätigen den aktuellen Kenntnisstand, „dass sehr wenige Informationen über die Beschattungstoleranz [...] unter Photovoltaikmodulen vorliegen.“**

Die Arbeit von Ressar, 2020 [1] von der Universität für Bodenkultur kommt zum Schluss: „Gezeigt hat sich, dass aufgrund der geringen Forschungstätigkeit in Österreich auf diesem Themengebiet, kaum Aussagen über die Auswirkungen von Agrophotovoltaik machen lassen. Das ist sicher auch einer der Gründe, weshalb es bisher keinen gesetzlichen Rahmen für die Etablierung von Agrophotovoltaik auf Ackerflächen in Österreich gibt. Daher braucht es intensive Forschung zu diesem Thema um ökologische, ökonomische und soziale Fragen zu dieser Technologie zu klären.“

Die meisten Untersuchungen betreffen landwirtschaftlich intensiv genutzte Flächen in entsprechenden Flachlandlagen unter 500 m Seehöhe und geringer Geländeneigung. Die am (relativ) intensivsten untersuchten Pflanzengesellschaften sind Nutzpflanzen-(Mono)kulturen von Erdbeeren über Erdäpfel bis Mais. Untersuchungen über Grünlandnutzungen gibt es nur vereinzelt und in der Regel aus außereuropäischen Bereichen.

Untersuchungen aus, für Österreich wichtigen, Mittelgebirgslagen von 500 bis 1500 m Seehöhe, oder darüber fehlen bisher praktisch vollständig.

**Auch bezüglich dem Oberflächenabfluss bestätigen etwa Rouhangiz Yavari, et al., 2022 [10] in ihrer Studie, dass es zum tatsächlichen Abfluss,- und Sickerverhalten unter PV-Anlagen noch kaum belastbare Beobachtungen gibt. Dies gilt wiederum insbesondere auch für die in Österreich wichtigen, Mittelgebirgslagen zu denen diesbezügliche Aussagen vollständig fehlen.**

An Richtlinien findet derzeit im Grunde nur ein Empfehlungspapier des Deutschen Naturschutzbundes (NABU) aus dem Jahr 2010 [8] Anwendung.

## Referenzen

- [1] Ressar, K., 2020: Agrophotovoltaik in Österreich: Potenziale, Hindernisse und Akzeptanzprobleme aus der Sicht relevanter Akteurinnen und Akteure. Masterarbeit im Rahmen des Studiums Landschaftsplanung und Landschaftsarchitektur an der Universität für Bodenkultur, Wien. S. 67.
- [2] Willockx, B., Herteleer, B., Cappelle, J., 2020: Combining Photovoltaic Modules and Food Crops: First Agrovoltaic Prototype in Belgium. 18<sup>th</sup> Int. Conf. Renewable Energies and Power Quality (ICREPQ'20), Granada, Spain, 1<sup>st</sup> to 2<sup>nd</sup> April 2020. Renewable Energy and Power Quality Journal, Vol. 18, June 2020.
- [3] Armstrong, A., Ostle, N.J., Whitaker, J., 2016: Solar Park Microclimate and Vegetation Management Effects on Grassland Carbon Cycling. Environ. Res. Lett. 11 (2016). doi:10.1088/1748-9326/11/7/074016
- [4] Cho, J., et al., 2020: Application of Photovoltaic Systems for Agriculture: A Study on the Relationship between Power Generation and Farming for the Improvement of Photovoltaic Applications in Agriculture. Energies 2020, 13, 4815; doi:10.3390/en1318481.
- [5] Weselek, A., et al., 2019: Agrophotovoltaic Systems: Applications, Challenges, and Opportunities. A Review. Agronomy for Sustainable Development (2019) 39: 35. doi: 10.1007/s13593-019-0581-3.
- [6] Lasta, Ch., Konrad, G., 2018: Agro-Photovoltaik. 15. Symposium Energieinnovation, 14. bis 16. Februar 2018, Technische Universität Graz. doi: 10.3217/978-3-85125-586-7.
- [7] Gilmanov, T.G., et al., 2010: Productivity, Respiration, and Light-Response Parameters of World Grassland and Agroecosystems Derived from Flux-Tower Measurements. Rangeland Ecol Manage 63:16–39, January 2010. doi: 10.2111/REM-D-09-00072.1

- [8] Richter, G., 1997: Stoffwechselfysiologie der Pflanzen. 6. Auflage. Thieme Verlag, Stuttgart, New York.
- [9] Naturschutzbund Deutschland (NABU), 2010: Kriterien für naturverträgliche Photovoltaik-Freiflächenanlagen. Bonn / Berlin im Oktober 2005 Aktualisiert im Januar 2010.
- [10] Rouhangiz Yavari, et al., 2022: Minimizing environmental impacts of solar farms: a review of current science on landscape hydrology and guidance on stormwater management. *Environ. Res.: Infrastruct. Sustain.* **2** (2022) 032002.
- [11] Amt der Steiermärkischen Landesregierung, 2014: GIS Steiermark. Abteilung 17 – Referat für Statistik und Geoinformation.
- [12] eBOD Digitale Bodenkarte: Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft (BFW). <https://bodenkarte.at/>
- [13] Leitfaden Oberflächenentwässerung 2.1, 2017: Amt der Stmk. Landesregierung, A14.
- [14] WWF Positionspapier Photovoltaik, Mai 2021: <https://www.wwf.at/de/wwf-fordert-daecher-schwerpunkt-beim-photovoltaik-ausbau/?useMobile=false> (Zugriff Mai 2021)
- [15] <https://www.landwirtschaftskammer.de/gartenbau/beratung/technik/artikel/lichtwerte-umrechnen.htm>

# Der Einfluss des Klimawandels auf das Abflussverhalten von Blockgletschern und übergeordneter alpiner Einzugsgebiete

S. Seelig<sup>1</sup>, M. Seelig<sup>1</sup>, M. Vremec<sup>1</sup>, T. Wagner<sup>1</sup>, K. Krainer<sup>2</sup>, M. Avian<sup>3</sup>, K. Haslinger<sup>3</sup>, H. Brielmann<sup>4</sup>, A. Leis<sup>5</sup>, G. Winkler<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institut für Erdwissenschaften, NAWI Graz Geocenter, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz; simon.seelig@uni-graz.at

<sup>2</sup> Institut für Geologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

<sup>3</sup> Department für Klima-Folgen-Forschung, GeoSphere Austria, Hohe Warte 38, A-1190 Wien

<sup>4</sup> Team Grundwasser, Umweltbundesamt GmbH, Spittelauer Lände 5, A-1090 Wien

<sup>5</sup> JR-AquaConSol, Steyrergasse 21, 8010 Graz

## Kurzfassung

Das Abflussverhalten alpiner Quellen und Flüsse erfährt im Zuge des Klimawandels tiefgreifende Veränderungen. Durch die starke Erwärmung der Alpen, das rasche Abschmelzen der Gletscher, die deutlich veränderte Schneedeckendynamik im Hochgebirge, den auftauenden Permafrost und die Zunahme von Extremwetterereignissen wie Dürreperioden und Starkniederschlägen bestimmen diese Veränderungen die zukünftige Verfügbarkeit alpiner Wasserressourcen. In diesem Zusammenhang nehmen Sedimentakkumulationen wie Blockgletscher eine wichtige Rolle als Grundwasserspeicher ein, da sie dieses verzögert an das alpine Gewässernetz abgeben. Die vorliegende Studie untersucht die Abflusscharakteristik von Blockgletscherquellen und übergeordneter Einzugsgebiete (bis zu 200 km<sup>2</sup>) anhand von fünf Standorten entlang des Alpenhauptkamms. Das Abflussverhalten 16 alpiner Einzugsgebiete wurde mittels Schnee- und Niederschlags-Abfluss-Modellierung simuliert und mit kontinuierlichen Abflussaufzeichnungen sowie MODIS Satellitendaten abgeglichen. Darauf aufbauend wurden Prognosen zum zukünftigen Abflussgeschehen in diesen Einzugsgebieten erstellt, die aus simulierten Abflussganglinien für drei Klimaszenarien (RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 8.5) mit insgesamt 40 Modellläufen bis ins Jahr 2099 abgeleitet wurden. Diese weisen für die westlichen Untersuchungsgebiete in Vorarlberg und Tirol eine tendenzielle Abnahme des Abflusses auf, für die östlicheren Gebiete (Steiermark, Salzburg, Kärnten) dagegen eine leichte Zunahme. Insbesondere ist in den östlichen Gebieten zukünftig mit erhöhtem Abfluss in den Wintermonaten zu rechnen. Generell werden in allen Gebieten früher einsetzende Spitzenabflüsse im Frühling und geringere Abflüsse während der Sommermonate prognostiziert. Die einflussreichste Variable stellt dabei die veränderte Schneedeckendynamik dar. Die Ergebnisse werden beispielhaft am Tiroler Untersuchungsgebiet Radurschltal in den Ötztaler Alpen dargelegt. Der Zeitpunkt und das Ausmaß dieser Veränderungen hängen von den lokalen klimatischen und hydrogeologischen Bedingungen ab und bestimmen die zukünftige Verfügbarkeit alpiner Wasserressourcen im österreichischen Alpenraum.

## Abstract

*The European Alps are experiencing significant climate change impacts, which are altering the discharge characteristics of alpine springs and rivers. The future availability of these water resources is expected to change due to rising air temperatures, shifting snow cover dynamics, glacier retreat, permafrost thaw, and an increased frequency of both droughts and floods. In this context, sediment accumulations such as rock glaciers play a key role as groundwater storages, due to their ability to store water over extended periods of time. This study examines the discharge characteristics of rock glacier springs and downstream catchments (up to 200 km<sup>2</sup>) across five study sites along*

*the main chain of the Eastern Alps. Snow and rainfall-runoff models were developed for 16 catchments and calibrated using continuous discharge time series and satellite observations of snow cover. These models projected future runoff until 2099 under three climate scenarios (RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 8.5), incorporating 40 model runs. Results indicate lower annual discharge in the western study areas (Tyrol and Vorarlberg), while the eastern sites (Styria, Salzburg, and Carinthia) are projected to experience slightly increased discharge. Seasonally, the models predict higher winter discharge (particularly in the east), earlier spring peak flows, and reduced summer discharge. Changes in snow cover dynamics emerged as the most sensitive factor influencing recharge and storage patterns in alpine catchments. The extent and timing of these changes depend on local climatic and hydrogeological conditions, shaping the future availability of alpine water resources.*

---

## 1. Einleitung

Alpine und hochalpine Einzugsgebiete nehmen eine hydrogeologische Schlüsselrolle im österreichischen Alpenraum ein. In ihren Grundwasserleitern gespeicherte Wasserressourcen sind in der Regel – bedingt durch ihre hohe und entlegene Lage – gut geschützt. Das gespeicherte Grundwasser speist den Basisabfluss der abstromig gelegenen Bäche und Flüsse während anhaltender Trockenperioden und in den Wintermonaten. Entsprechend hoch ist ihre wirtschaftliche und gesellschaftliche Relevanz, etwa für Wasserversorgungen und Wasserkraftanlagen.

Der Klimawandel verändert die maßgeblichen hydrogeologischen Prozesse in Hochgebirgsregionen, das sie diesem besonders stark ausgesetzt sind (Fox-Kemper et al., 2021; Adler et al., 2022). Dies gilt in hohem Maße für die Charakteristik und den Zustand der Schneedecke, der Gletscher und des alpinen Permafrosts, welche tiefgreifenden und raschen Veränderungen unterworfen sind (Beniston et al., 2018; Hock et al., 2019). Ein umfassendes Verständnis dieser Prozesse und Veränderungen ist daher entscheidend für ein nachhaltiges Wasserressourcenmanagement im Alpenraum.

Bedingt durch höhere Niederschläge und geringere Verdunstung, tragen Gebirgsregionen überproportional zum Abfluss in den vorgelagerten Gebieten bei (Viviroli et al., 2011; Knowles et al., 2015). Das Grundwasserdargebot wird in Einzugsgebieten mit kristallinem Festgesteinsuntergrund im Wesentlichen von Sedimentakkumulationen, wie Schuttfächern, Moränen oder Blockgletschern, bestimmt (Paznekas und Hayashi, 2016, Hayashi, 2020). Ihre hydrogeologischen Eigenschaften sind entscheidend für die Schüttungsdynamik der Quellen, die diese Aquifere entwässern und damit den Abfluss des alpinen Gewässernetzes prägen. Die periglazialen Geländeformen der Blockgletscher bilden eine bedeutende Anzahl solcher Sedimentakkumulationen, die aus einem gefrorenen Eischutt-Gemisch bestehen (Berthling, 2011). Sofern der Eisgehalt ausreichend hoch ist, bewegen sich Blockgletscher gravitativ mit bis zu maximal mehreren Metern pro Jahr hangabwärts (z. B. Krainer und Mostler, 2006; Kellerer-Pirklbauer et al., 2024). Im österreichischen Alpenraum wurden 5769 Blockgletscher identifiziert, von denen 2309 (40 %) vermutlich Permafrost-Eis enthalten (Wagner et al., 2020). Die verbleibenden 60 % werden als reliktsche Blockgletscher bezeichnet und enthalten kein Eis mehr. Diese Blockgletscher stellen seichte Grundwasserkörper dar, denen bis vor wenigen Jahren hydrogeologisch noch wenig Aufmerksamkeit gewidmet wurde. Insgesamt bedecken Blockgletscher eine Fläche von 303 km<sup>2</sup>, eine Gesamtfläche von 1280 km<sup>2</sup> entwässert durch sie (Wagner et al., 2020). Da sie in der Regel die Abflussdynamik ihrer Einzugsgebiete prägen (z. B. Hayashi, 2020, Wagner et al., 2021), verdeutlicht dies ihre hydrologische Bedeutung – die entwässerte Fläche entspricht 13,7 % der Gesamtfläche oberhalb von 2000 m ü. A. bzw. 20,3 % der Gesamtfläche oberhalb von 2500 m ü. A. (Wagner et al., 2020).

Im Zuge des Projekts RG-AlpCatch (DaFNE 101561) wurde das Abflussverhalten von Blockgletscherquellen und ihr Einfluss auf übergeordnete Flusssysteme unter verschiedenen meteorologischen und hydrogeologischen Rahmenbedingungen untersucht. Darauf aufbauend wurde das Abflussverhalten bis ins Jahr 2099 mittels Schnee- und Niederschlags-Abfluss-Modellen prognostiziert und die wichtigsten hydrologischen Veränderungen analysiert. Die

vorliegende Arbeit fasst die gewonnenen Erkenntnisse zusammen, stellt sie exemplarisch an einem hochalpinen Untersuchungsgebiet vor und ordnet sie vor dem Hintergrund des Klimawandels ein.

## 2. Untersuchungsgebiete

Um die unterschiedlichen hydrologischen, meteorologischen, geologischen und topographischen Rahmenbedingungen im österreichischen Alpenraum abzubilden, wurden fünf Untersuchungsgebiete festgelegt (Abbildung 1). In jedem Gebiet wurde die Entwässerungsdynamik von Blockgletscherquellen, alpinen Bachläufen und übergeordneten Flüssen analysiert und mit übergeordneten Einzugsgebieten von bis zu 200 km<sup>2</sup> Fläche verglichen.

Als Beispiel wird im Folgenden das Radurschtal in den westlichen Öztaler Alpen vorgestellt. Es stellt das höchstgelegene Untersuchungsgebiet des Projektes dar und befindet sich im Gemeindegebiet Pfunds. Der Radurschlbach, ein Zubringer des Inn, entwässert das Tal. Das Untersuchungsgebiet im engeren Sinne wird als Einzugsgebiet des Radurschlbaches oberhalb der Radurschlalpe (1794 m) definiert, an der die TIWAG einen Pegel an der Ableitung zum Speicher Gepatsch unterhält (Inntalüberleitung Süd, WB PZ 6/540). Den höchsten Punkt des Gebietes bildet der Glockturm (3353 m), die mittlere Seehöhe liegt bei 2598 m ü. A. Bedingt durch die hochalpine Lage liegt die Lufttemperatur im langjährigen Mittel bei -2,0°C (flächengewichtetes Mittel 1961-2010, basierend auf Hiebl und Frei, 2016). Das Gebiet liegt im Einflussbereich der inneralpiner Trockenzone, der mittlere Jahresniederschlag fällt mit 945 mm entsprechend niedrig aus (flächengewichtetes Mittel 1961-2010, basierend auf Hiebl und Frei, 2018). Geologisch wird das gesamte Gebiet dem Ötztal-Bundschuh-Deckensystem zugeordnet (Schmid et al., 2004). Gneise des Ötztal-Stubai-Komplexes dominieren den Festgesteinsuntergrund, untergeordnet treten Glimmerschiefer und Amphibolite auf (Hoinkes et al., 2021).

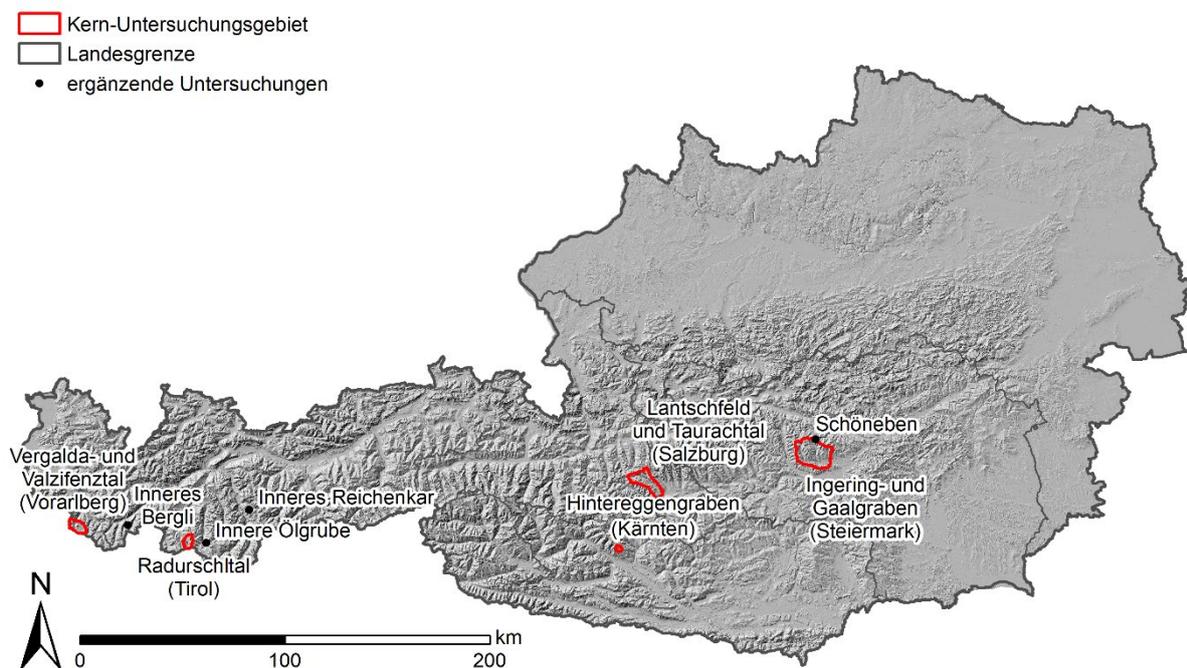


Abb. 1: Untersuchungsgebiete im Rahmen des Forschungsprojekts RG-AlpCatch (DaFNE 101561). Die Kern-Untersuchungsgebiete sind rot hervorgehoben, für diese wurde eine konsistente Schnee- und Niederschlags-Abfluss-Modellierung zur Berechnung des Blockgletscher-Einflusses auf übergeordnete Einzugsgebiete vorgenommen sowie eine Prognose der zukünftig zu erwartenden Abflussdynamik erstellt. Datengrundlage: Open Government Data ([www.data.gv.at](http://www.data.gv.at)). Abbildung verändert nach Seelig et al. (in Druck).

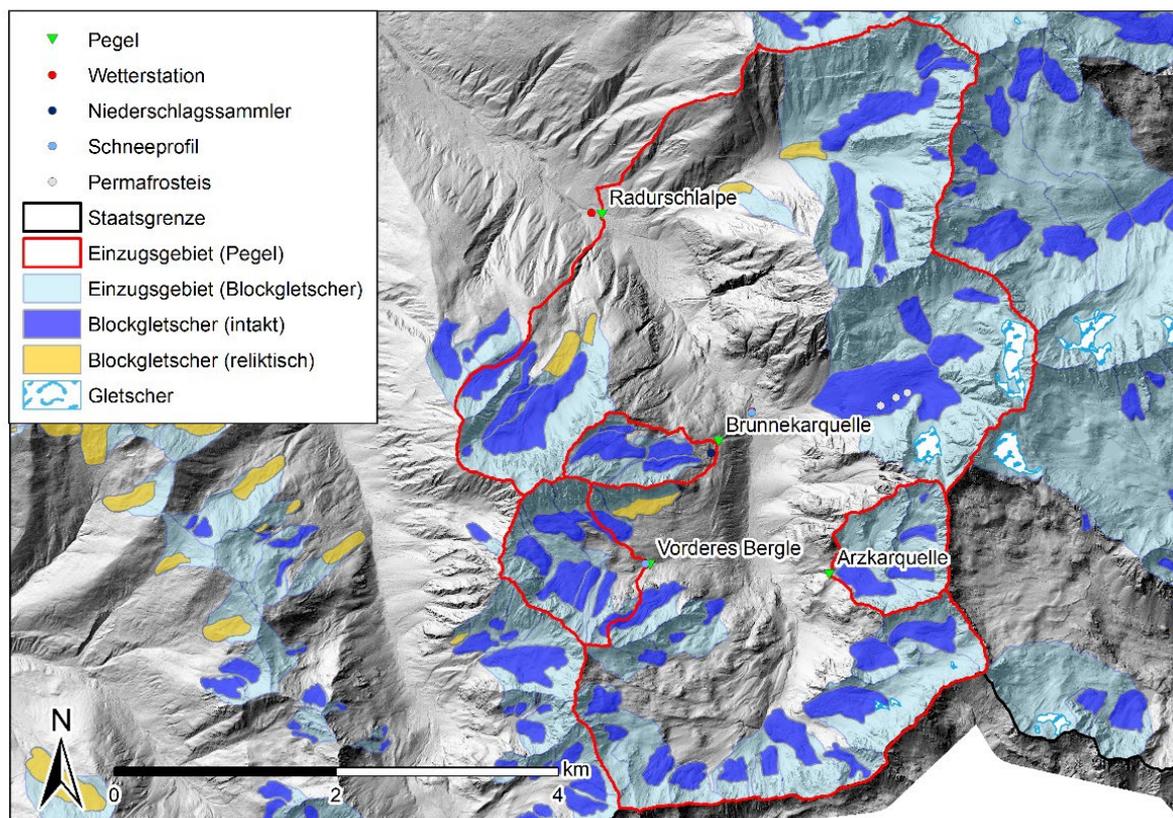


Abb.2: Untersuchungsgebiet Radurschltal, Positionen und Einzugsgebiete der installierten Pegel und Verteilung von Gletschern und Blockgletschern im Untersuchungsgebiet. Datengrundlage: Gletscher: Buckel et al. (2018), Blockgletscher: Wagner et al. (2020), Geländemodell: Open Government Data ([www.data.gv.at](http://www.data.gv.at)). Abbildung aus Seelig et al. (in Druck).

Das Untersuchungsgebiet umfasst 24,4 km<sup>2</sup> und ist von einem hohen Vorkommen von Blockgletschern geprägt (Abbildung 2). 56 % der Einzugsgebietsfläche entwässern durch Blockgletscher. Der Untergrund der höheren Bereiche ist dauerhaft gefroren, 46 der 51 im Gebiet befindlichen Blockgletscher werden daher als Permafrost-Eisführend eingestuft (Ribis, 2017; Wagner et al., 2020). Im Zuge des Projektes wurden drei temporäre Pegel zur Erfassung der Abflussdynamik hochalpiner Quellen und Bachläufe im Radurschltal eingerichtet (Abbildung 2). Anhand von 42 Abflussmessungen (Salzverdünnungsmethode) wurden Schlüsselkurven erstellt, mittels derer der zwei Jahre lang halbstündlich aufgezeichneten Wasserstand in Abflussganglinien umgewandelt wurde. Ergänzend dazu wurden 67 Quell- und Bachwasserproben, 24 Schneeproben, vier Regenwasser-Sammelproben und drei Permafrost-Eisproben zur Ermittlung der Isotopensignatur ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) genommen. Um ein repräsentatives Abbild der hydrologischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet zu erhalten, erfolgten Isotopenprobenahme und Abflussmessungen während der beiden Projektjahre zu jeder Jahreszeit und unterschiedlichsten Witterungsbedingungen.

### 3. Methoden

Zur Modellierung der Schnee- und Abflussdynamik wurde ein semi-distributiver Ansatz gewählt, bestehend aus dem Schneemodell CemaNeige (Valéry et al., 2014; Riboust et al., 2019) und dem Niederschlags-Abfluss-Modell GR4J (Perrin et al., 2003). Für jeden Pegel wurde zunächst das orographische Einzugsgebiet ermittelt und mittels gerasterter Datensätze von Lufttemperatur, Niederschlag und potenzieller Verdunstung ein flächengewichtetes Mittel auf Tagesbasis errechnet. Grundlage dafür bildeten die Datensätze Spatiotemporal Reanalysis Dataset for Climate in Austria (SPARTACUS; Hiebl und Frei, 2016, 2018) und Austrian Reference Evapotranspiration Dataset

(ARET/WINFORE; Haslinger und Bartsch, 2016), die mit einer Auflösung von 1 x 1 km vorliegen. Zur Bestimmung der Schneedeckenverteilung in den Einzugsgebieten wurden zunächst jeweils fünf flächengleiche Höhenstufen ausgewiesen und anschließend für jede Höhenstufe der schneebedeckte Flächenanteil mittels MODIS-Satellitendaten bestimmt. Als Grundlage diente der Normalized Difference Snow Index (NDSI) der jüngsten Schneeprodukt-Generation (C6.1), der mittels C5 FSC Algorithmus in prozentuellen Schneedeckenanteil umgerechnet wurde (Hall et al., 2019; Riggs et al., 2019).

Das gekoppelte Schnee- und Niederschlags-Abfluss-Modell wurde mittels airGR 1.6.12 (Coron et al., 2017) in R 4.1.0 (R Core Development Team, 2021) umgesetzt. Durch Anpassung von sieben Modellparametern wurden die hydrologischen Eigenschaften der jeweiligen Einzugsgebiete im Zuge der Modellkalibration abgebildet (Bodenwasserspeicher, Grundwasserspeicher, Austauschkoeffizient, Reaktionszeit, Schneedynamikfaktor, Schneeschmelzfaktor, Hysterese-Schwellenwert). Als Zielfunktion wurde auf das modifizierte Kling-Gupta-Effizienzkriterium (KGE') zurückgegriffen (Kling et al., 2012), wobei die beobachtete Abflussganglinie mit 75 % und die beobachtete Schneedeckenverteilung in jedem der fünf Höhenbänder mit jeweils 5 % (= 25 %) gewichtet wurde. Die Kombination dieser unabhängigen Beobachtungsdaten vermeidet Überparametrisierung, gewährleistet gute Modellstabilität und hat sich in dieser Hinsicht insbesondere für Klimaprognosen als geeignet erwiesen (erprobt an 277 alpinen Einzugsgebieten mit jahrzehntelanger Schneedeckenmessung; Riboust et al., 2019). Zur Vermeidung von Randeffekten wurde jeweils eine zehnjährige Aufwärmphase vorgesehen.

Zur Modellierung übergeordneter Einzugsgebiete wurde zunächst der Abfluss der höhergelegenen Teil-Einzugsgebiete simuliert. Dieser erreicht die abstromig gelegenen Bereiche mit einer effektiven Fließgeschwindigkeit, die ebenfalls durch Modellkalibration bestimmt wurde und mit den Strickler-Beiwerten der jeweiligen Gewässerabschnitte verknüpft ist (Lag-and-Route Modell nach Bentura und Michel, 1997; Lavenne et al., 2019). Diese Modellstruktur erlaubt einerseits die Abbildung unterschiedlicher hydrologischer Gegebenheiten in den einzelnen Teil-Einzugsgebieten – so werden etwa im Radurschltal die hochgelegenen Einzugsgebiete der Blockgletscher durch schroffe Gipfel und Felsgrate, grobkörnige Schuttablagerungen und gering ausgeprägte Bodenentwicklung geprägt, die tiefer gelegenen Anteile dagegen durch alpine Matten und hochalpinen Zirben-Lärchenwald (Abbildung 3). Andererseits erlaubt die einfach gehaltene Struktur auch bei begrenzter Datenlage die Kopplung des Lag-and-Route Modells an die Schnee- und Niederschlags-Abfluss-Modellierung und hat sich in dieser Hinsicht in mehr als 1300 Einzugsgebieten bewährt (Lerat et al., 2012; Lobligois et al., 2014; Lavenne et al., 2019).

Für die Prognose der zukünftigen Abflussdynamik wurde auf ÖKS15 Klimaszenarien zurückgegriffen (BMLFUW, 2015). Um die Unsicherheit der zukünftigen Klimaentwicklung abzubilden wurden drei Treibhausgasszenarien (RCP 2.6, 4.5, 8.5) mit jeweils 8 (RCP 2.6) bzw. 16 (RCP 4.5, 8.5) Modellläufen berechnet. Für jedes Einzugsgebiet wurden auf Tagesbasis flächengemittelte Prognosen von Lufttemperatur, Niederschlag und potenzieller Verdunstung der ÖKS15 Szenarien herangezogen und Abflussprognosen mittels der kalibrierten Schnee- und Niederschlags-Abfluss-Modelle erstellt. Anschließend wurden die Modellergebnisse im historischen Referenzzeitraum (1980 – 2009) dem prognostizierten Abfluss in naher Zukunft (2030 – 2059) bzw. in ferner Zukunft (2070-2099) gegenübergestellt.

#### 4. Ergebnisse

In allen fünf Untersuchungsgebieten konnten physikalisch plausible Ergebnisse erzielt werden, die sich durch gute Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Niederschlags-Abfluss-Modellierung auszeichneten. Als Beispiel werden im Folgenden die Ergebnisse im Untersuchungsgebiet Radurschltal dargelegt.

## Oberes Radurschltal



## Unteres Radurschltal



Abb. 3: Deutlich unterschiedliche Landschaftsformen prägen das Obere bzw. Untere Radurschltal. (a) Die hochgelegenen Bereiche werden von grobkörnigen Schuttakkumulationen und mäßiger Bodenbedeckung dominiert. (b) Die tiefere gelegenen Gebiete sind von alpinen Matten und Zirben-Lärchenwald gezeichnet, mit entsprechend ausgeprägterer Bodenbedeckung.

Fotos: Rudolf Philippitsch, Simon Seelig. Abbildung aus Seelig et al. (in Druck).

Die Niederschlags-Abfluss-Modellierung wurde für die Einzugsgebiete der Pegel Arzkarquelle, Vorderes Bergle und Radurschltalpe durchgeführt (Abbildung 2). Arzkarquelle und Vorderes Bergle entwässern die höchstgelegenen, Blockgletscher-dominierten Bereiche des Radurschltals und wurden daher als repräsentativ für die hydrogeologischen Eigenschaften der Blockgletscher-Einzugsgebiete im Radurschltal angenommen. Die am Pegel Brunnekar aufgezeichnete Datenreihe konnte aufgrund messtechnischer Schwierigkeiten nicht zur Modellierung herangezogen werden. Für den Pegel Radurschltalpe wurde eine semi-distributive Modellierung zur Bestimmung des Blockgletscher-Einflusses durchgeführt.

Die beobachtete und modellierte Abflussganglinie am Pegel Arzkarquelle sind in Abbildung 4 gegenübergestellt. Ihre gute Übereinstimmung wird durch das hohe  $KGE'$  von 0,91 bestätigt. Ähnlich gute Ergebnisse konnten im Vorderen Bergle ( $KGE' = 0,89$ ) und am Pegel Radurschltalpe ( $KGE' = 0,89$ ) erzielt werden. Die kalibrierten Modellparameter spiegeln die unterschiedlichen hydrogeologischen Eigenschaften der Blockgletscher-Einzugsgebiete im hochgelegenen Teil des Radurschltals einerseits (Abbildung 3a) und der alpinen Matten und Bergwälder im unteren Teil des Radurschltales andererseits (Abbildung 3b) wider: Die Blockgletscher-Einzugsgebiete sind von gering ausgeprägter Bodenbedeckung und zahlreichen grobkörnigen Schuttakkumulationen mit hoher Infiltrationskapazität und erheblicher Grundwasserspeicherkapazität gekennzeichnet. Die alpinen Matten und Bergwälder zeichnen sich dagegen durch ausgeprägte Bodenbedeckung aus. Das häufig anstehende Festgestein – etwa an der

Steilstufe unterhalb des Hohenzollernhauses, die der Radurschlbach als Wasserfall überwindet – zeigt die tendenziell flachgründigen Böden in diesem Teil des Radurschltales an. Dementsprechend weist das Modell in den Blockgletscher-Einzugsgebieten niedrige Bodenwasserspeicher- und hohe Grundwasserspeicherkapazitäten auf, in den tiefer gelegenen Bereichen verhält es sich umgekehrt.

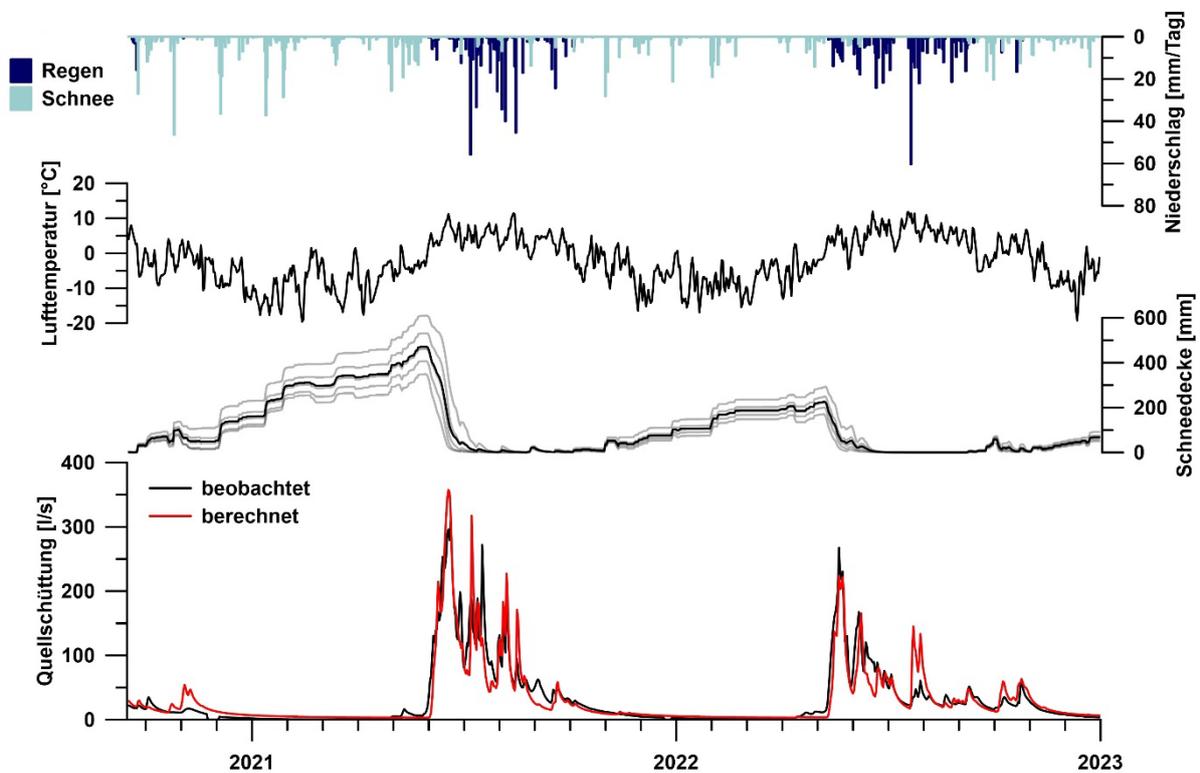


Abb. 4: Beobachtete und berechnete Abflussganglinie am Pegel Arzkarquelle. Die simulierte Entwicklung der Schneedecke in den fünf Höhenstufen des Einzugsgebiets ist als Schnee-Wasser-Äquivalent dargestellt. Die mittlere Lufttemperatur im Einzugsgebiet, sowie der anhand des Schneemodells in Regen und Schneefall differenzierte Niederschlag im Arzkar sind ebenfalls abgebildet. Abbildung aus Seelig et al. (in Druck).

Die Schneemodellierung ergibt ebenfalls zufriedenstellende Ergebnisse, mit guter Übereinstimmung zwischen beobachteter und modellierter Schneedeckenausdehnung. Abbildung 4 verdeutlicht die gute Darstellung zweier hydrologisch höchst unterschiedlicher Wintersaisonen im Radurschltal: Während der Winter 2020/21 von mächtigen Schneedecken mit spätem Abschmelzen gekennzeichnet war, war der Winter 2021/22 von geringer Schneebedeckung und etwa einem Monat früherem Einsetzen der Schneeschmelze geprägt. Das Modell bildet dieses Verhalten zufriedenstellend ab, wie die simulierte Schneedeckendynamik zeigt (Abbildung 4). Als entscheidend für den Erfolg des angewandten Schneemodells stellte sich die getrennte Modellierung von Akkumulations- und Ablationsphase heraus, die in alpiner Umgebung deutlich unterschiedlich ausgeprägt sind – so auch im hochalpin geprägten Radurschltal (Abbildung 5): Im Frühwinter reicht bereits mäßiger Schneefall aus, um das Gelände flächendeckend mit einer dünnen Schneedecke lockeren Neuschnees zu überziehen (Abbildung 5a). Aufgrund der geringen Schneedichte bildet sich eine ausgedehnte Schneedecke, die jedoch insgesamt ein mäßiges Schnee-Wasser-Äquivalent speichert. Im Hochwinter liegen große Bereiche des Radurschltals unter einer mächtigen Schneedecke, lediglich steile Felsflanken und Grate sind unbedeckt (Abbildung 5b; mittlere Schneedichte, hohes Schnee-Wasser-Äquivalent). Im Frühjahr liegen in abgeschatteten Bereichen, hinter Rücken oder in Mulden noch mächtige Schneepakete, während in unmittelbarer Nähe davon bereits erhebliche Anteile schneefrei sind (Abbildung 5c). Diese Schneefelder zeichnen sich durch ihre begrenzte Ausdehnung aber mitunter beträchtliche

Schneedeckenmächtigkeit aus (hohe Schneedichte, relativ hohes Schnee-Wasser-Äquivalent). Mit Fortschreiten der Schneeschmelze nimmt die Schneedeckenausdehnung rapide ab, gegen Ende der Ablationsphase sind lediglich Mulden und schattige Bereiche von schwerem Altschnee bedeckt (Abbildung 5d). Dieses Verhalten wird vom Schneemodell durch differenzierte Modellierung der Akkumulations- und Ablationsphase berücksichtigt (lineare Schneedeckenhysterese nach Riboust et al., 2019).

Die semidistributive Modellierung der tiefer gelegenen Bereiche zeichnet sich durch mäßig hohe Fließgeschwindigkeit von 6 cm/s aus. Dies spiegelt einerseits den konzentrierten Abfluss entlang der bedeutendsten Gerinne Radurschlbach, Brunnwandgraben, Arzkarbach, Hennesigkarbach, Kaisertalbach und Seekarbach wider, andererseits erreicht ein bedeutender Anteil des Oberflächenabflusses den Vorfluter über unregelmäßiges, rauhes Gelände. Die ausgeprägte Rauhgigkeit setzt der Strömung einen hohen hydraulischen Widerstand entgegen. Seit dem Murenabgang im August 2019, der den Gampesee aufstaute, verzögert dieser den Zustrom aus den höchstgelegenen Bereichen des Radurschltals zusätzlich (Seelig et al., 2023).

Die kalibrierten Schnee- und Niederschlags-Abfluss-Modelle werden entsprechend als plausibel bewertet und bilden die Grundlage für die Berechnung des Blockgletscher-Einflusses auf übergeordnete Flusssysteme sowie für die Prognose des Abflussverhaltens im 21. Jahrhundert.

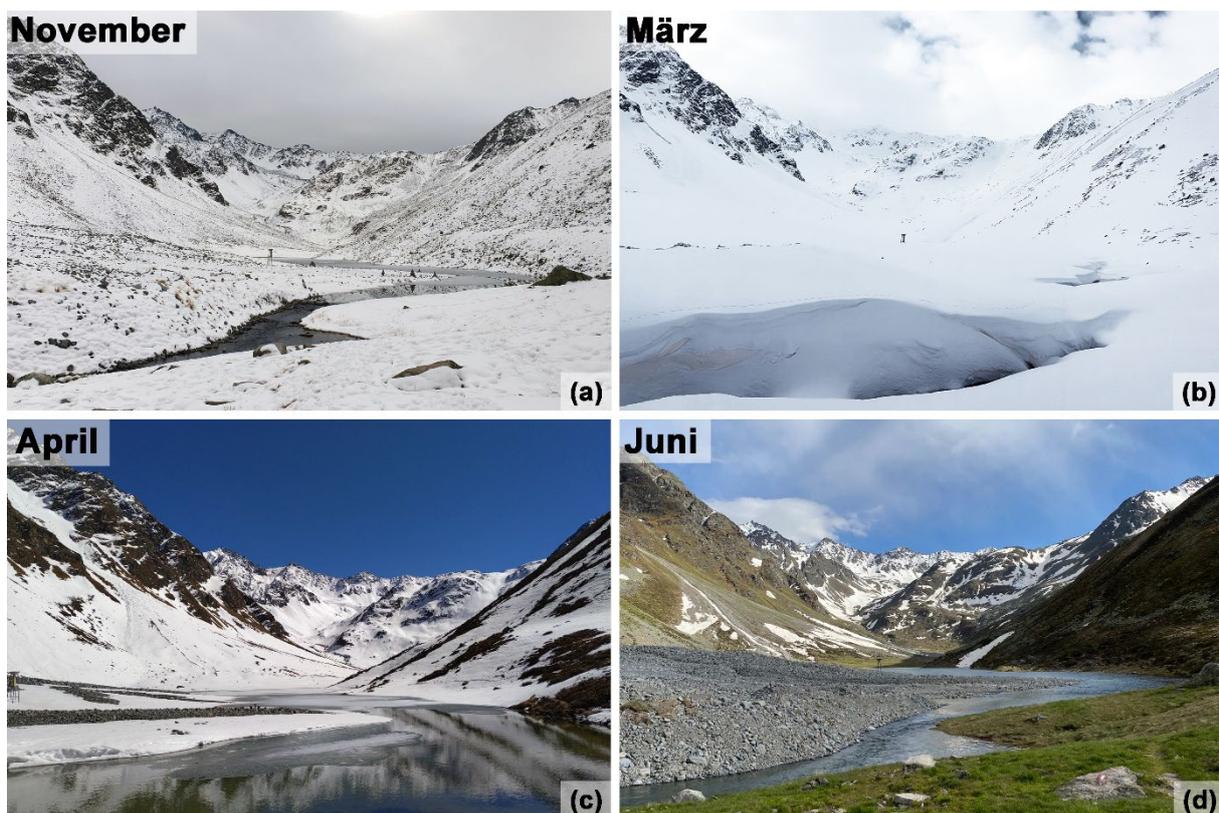


Abb.5: Jahreszeitlich variierender Zusammenhang zwischen Schneedeckenausdehnung und Schneedeckenmasse (Schnee-Wasser-Äquivalent) am Beispiel des Oberen Radurschltals. (a) Im Frühwinter bedeckt eine dünne Decke lockeren Neuschnees große Teile des Untersuchungsgebietes. (b) Der Hochwinter ist durch eine mächtige, ausgedehnte Schneedecke gekennzeichnet, lediglich steile Felsflanken sind zu dieser Zeit schneefrei. (c) Im Frühjahr apert Grate, Rücken und Felsflanken rasch aus, während in Mulden und abgeschatteten Bereichen noch mächtige Schneepakete lagern. (d) Im Frühsommer ist die Schneedecke zum größten Teil bereits abgeschmolzen, in hochgelegenen und schattigen Bereichen halten sich noch Reste schweren Altschnees. Die unterschiedliche Verteilung der Schneedecke und ihres Schnee-Wasser-Äquivalents wird vom Schneemodell durch eine getrennte Modellierung der Akkumulations- und Ablationsphase berücksichtigt. Fotos: Andrina Janicke, Thomas Wagner, Simon Seelig. Abbildung aus Seelig et al. (in Druck).

Die semidistributive Modellierung am Pegel Radurschlalpe ermöglicht die Quantifizierung des Blockgletscher-Einflusses auf den Radurschlbach. Als Blockgletscher-Einfluss wird der Anteil des Abflusses definiert, der aus den Blockgletscher-Einzugsgebieten des oberen Radurschltals bezogen wird. Abbildung 6a zeigt die Differenzierung des Radurschltals in Blockgletscher-Einzugsgebiete und abstromig gelegene Gebiete, die der semi-distributiven Modellierung zugrunde liegt. Abbildung 6b stellt den Jahresgang des Blockgletscher-Einflusses als geglättetes Mittel dar, zusammen mit der modellierten Schneedecke in den beiden Teil-Einzugsgebieten. Der insgesamt stark ausgeprägte Einfluss der Blockgletscher auf den Abfluss des Radurschlbaches spiegelt die außergewöhnlich hohe Anzahl an Blockgletschern im Radurschltal wider, das wie kaum ein anderes Tal der österreichischen Alpen von Blockgletschern geprägt ist. Während der Wintermonate dominiert der Basisabfluss, der maßgeblich von den Grundwasservorräten der Blockgletscher gespeist wird (Abbildung 6b). Der Blockgletscher-Einfluss liegt während dieser Zeit bei 75 – 90 % und unterstreicht damit die dominante Rolle der Blockgletscher als hochalpine Grundwasserspeicher im Radurschltal. Mit Einsetzen der Schneeschmelze in den tieferen Lagen des Radurschltales im April und Mai geht der Blockgletscher-Einfluss deutlich zurück, um sich während des Sommers und Frühherbstes auf annähernd konstantem Niveau einzupendeln (Abbildung 6b). Im Spätherbst und Winter dominiert wieder der Blockgletschereinfluss den Basisabfluss.

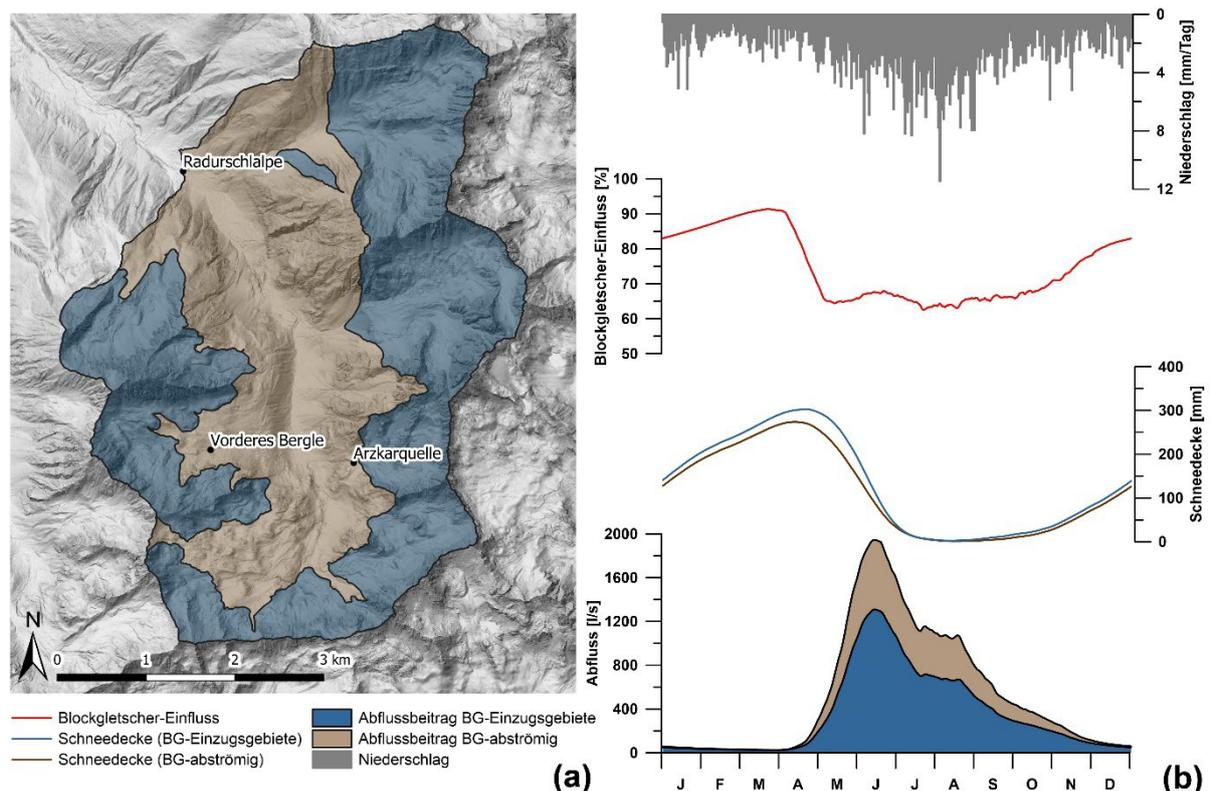


Abb.6: (a) Differenzierung des Untersuchungsgebietes für die semi-distributive Modellierung in Blockgletscher-Einzugsgebiete und abstromig gelegene Gebiete. (b) Jahresgang des Blockgletschereinflusses am Pegel Radurschlalpe. Der Anteil der Blockgletscher-Einzugsgebiete am Abfluss des Radurschlbaches ist als geglättetes Mittel dargestellt. Das durchschnittlich in der Schneedecke gespeicherte Wasser-Äquivalent in den beiden Teil-Einzugsgebieten sowie der mittlere Blockgletscher-Einfluss am Pegel Radurschlalpe sind ebenfalls als geglättetes Mittel abgebildet. Die täglichen Niederschlagssummen entsprechen dem langjährigen Mittelwert – in einzelnen Jahren werden dagegen sowohl trockene Tage als auch Tage mit stärkeren Niederschlägen beobachtet. BG = Blockgletscher. Abbildung aus Seelig et al. (in Druck).

Das prognostizierte Abflussverhalten ist für das Einzugsgebiet der Arzkarquelle in Abbildung 7a dargestellt, für jenes des Pegels Radurschlalpe in Abbildung 7b. Für beide Pegel wird das saisonale Abflussverhalten im

historischen Referenzzeitraum (1980 – 2009) der prognostizierten Veränderung in naher Zukunft (2030 – 2059, kräftig dargestellt) bzw. in ferner Zukunft (2070-2099, blass dargestellt) gegenübergestellt. Die Prognosen sind jeweils nach Klimaszenarien (RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5) aufgeschlüsselt. Der Median je Emissionspfad ist als Linie dargestellt, die Prognoseunsicherheit (Spannweite der analysierten Klimamodelle je Szenario) ist farblich hinterlegt. Die prozentuelle Gesamtänderung wird durch Boxplots angegeben, welche die Verteilung der Prognosen basierend auf den Modellläufen abbilden. Tendenziell wird an beiden Pegeln eine leichte Abnahme der Abflussmenge erwartet. Der Jahresgang des Abflusses erfährt eine deutliche Veränderung, mit höherer Abflussmenge im Frühjahr und Frühsommer (April, Mai, Juni) und geringerer im Spätsommer (Juli, August). Diese Veränderung ist in erster Linie auf den Anstieg der Lufttemperatur zurückzuführen: Infolgedessen setzt die Schneeschmelze früher im Jahr ein, Frühjahrsniederschläge fallen zunehmend als Regen (anstatt als Schnee) und insbesondere die Sommermonate sind durch stärkere Evapotranspiration gekennzeichnet. Die entsprechend früher einsetzende Grundwasserneubildung füllt den Porenraum der Blockgletscher bereits im Frühjahr, im Sommer ist dieser daher bereits teilweise leergelaufen. Hydrologische Veränderungen im hochalpinen Untersuchungsgebiet Radurschltal sind somit vor allem der veränderten Schneedeckendynamik geschuldet, insbesondere mit Blick auf die saisonalen Veränderungen des Abflussgeschehens.

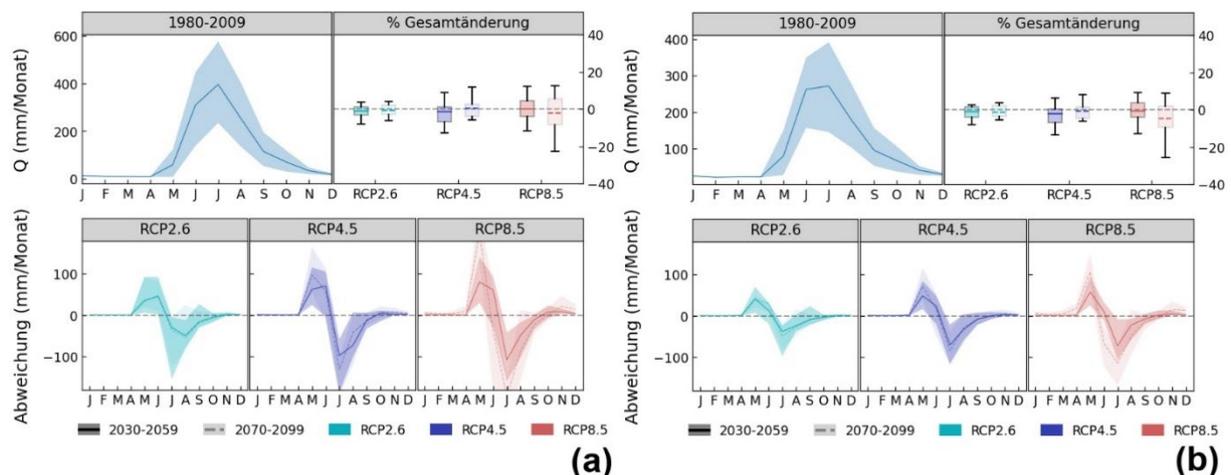


Abb.7: Prognostizierte Abflussänderungen (a) an der Arzkarquelle, (b) am Pegel Radurschlalpe. Im historischen Referenzzeitraum (1980 – 2009) ist der Jahresgang des Abflusses als Linie (Median) bzw. farblich hinterlegte Fläche (Schwankungsbreite der einzelnen Jahre) dargestellt. Die Zukunftsprognosen sind nach Klimaszenarien aufgeschlüsselt (RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 8.5) und getrennt für nahe (2030 – 2059) und ferne Zukunft (2070 – 2099) dargestellt. Die prozentuelle Änderung der jährlichen Abflussmenge wird durch Boxplots abgebildet, die saisonalen Veränderungen als monatliche Abweichung dargestellt. Die durchgezogene Linie entspricht jeweils dem Median der einzelnen Klimamodelle pro Szenario, die Prognoseunsicherheit ist durch die Spannweite der einzelnen Modellläufe als Farbfläche hinterlegt. Abbildung verändert nach Seelig et al. (in Druck).

Die am Beispiel des Radurschltales dargelegten Ergebnisse stehen stellvertretend für hochalpine, schnee-dominierte Einzugsgebiete mit hohem Blockgletscheranteil. Die Ergebnisse der vier weiteren Untersuchungsgebiete unterscheiden sich hinsichtlich der Schneedeckenentwicklung, der Verteilung der Blockgletscher im Einzugsgebiet, der Boden- und Vegetationsbedeckung, der klimatischen Rahmenbedingungen und dem Festgesteinsuntergrund. Der Einfluss des Klimawandels auf das Abflussverhalten ist jedoch in allen Untersuchungsgebieten deutlich erkennbar und je nach Region unterschiedlich ausgeprägt: So wird für die beiden Untersuchungsgebiete im Westen Österreichs (neben dem Radurschltal in Tirol das Vergalda- und Valzifenztal in Vorarlberg) tendenziell eine Abnahme der jährlichen Abflussmenge erwartet, für die weiter östlich gelegenen Gebiete dagegen eine leichte Zunahme prognostiziert (Hintereggengraben in Kärnten, Lantschfeld und Lungauer Taurachtal in Salzburg, Ingering- und Gaalgraben in der Steiermark). Für die tiefer gelegenen östlichen Gebiete (Steiermark, Salzburg, Kärnten) wird

ein deutlich erhöhter Abfluss während der Wintermonate vorhergesagt. Dieser geht auf den – insbesondere in tiefer gelegenen Gebieten – zunehmend als Regen fallenden Winterniederschlag infolge der Klimaerwärmung zurück. In allen fünf Untersuchungsgebieten wird aufgrund der früher einsetzenden Schneeschmelze eine Verschiebung der Spitzenabflüsse im Frühjahr erwartet, während die Sommerabflüsse infolge stärkerer Evapotranspiration und früheren Leerlaufens der Grundwasserspeicher abnehmen. Mächtige Aquifere, wie etwa sedimentäre Talfüllungen oder Karstgrundwasserleiter in einigen Untersuchungsgebieten, puffern diese Effekte bis zu einem gewissen Grad ab, sie sind jedoch nicht in der Lage, sie vollständig auszugleichen. Diese Ergebnisse stehen im Einklang mit den Prognosen von Rogger et al. (2017) für das hochalpine Einzugsgebiet Krummgampen in den Ötztaler Alpen. Insgesamt zeigt sich der dominante Einfluss der Schneedecke auf das Abflussverhalten alpiner und hochalpiner Einzugsgebiete, und Veränderungen derselben prägen die Prognosen des zukünftigen Abflussverhaltens.

## 5. Schlussfolgerungen

Die im Zuge des Projekts erzielten Ergebnisse gewähren umfassende Einblicke in die Entwässerungsstruktur alpiner und hochalpiner Einzugsgebiete sowie deren Veränderungen im Zuge des Klimawandels. Durch die vergleichende Untersuchung von 16 Einzugsgebieten, die durch unterschiedliche klimatische und hydrogeologische Gegebenheiten geprägt werden, konnten Rückschlüsse auf die dominanten Prozesse und ihre zukünftig erwarteten Veränderungen gezogen werden. Der Einfluss von Blockgletschern als hochalpine Grundwasserspeicher auf übergeordnete Einzugsgebiete wurde mittels Schnee- und Niederschlags-Abfluss-Modellierung quantifiziert und saisonal aufgeschlüsselt. Anhand der Modelle konnten die hydrologischen Veränderungen im Laufe des 21. Jahrhunderts auf Basis von Klimaszenarien vorhergesagt und die wichtigsten Einflussfaktoren auf die veränderte Abflussdynamik bestimmt werden.

In Einzugsgebieten mit einer hohen Anzahl von Blockgletschern, wie dem exemplarisch vorgestellten Radurschltal in den Ötztaler Alpen, bestimmen diese maßgeblich den Basisabfluss übergeordneter Flusssysteme während der Wintermonate. Sie stellen bedeutende Grundwasserspeicher in diesen Gebieten dar, sind jedoch nicht in der Lage, die hydrologischen Veränderungen im Zuge des Klimawandels vollständig abzapuffern. Insbesondere die veränderte Schneedynamik, mit kürzer andauernder Schneebedeckung während der Wintermonate und früher einsetzender Schneeschmelze im Frühjahr, verändert die Abflussdynamik des hochalpinen Gewässernetzes. In niedriger gelegenen Gebieten, insbesondere im Osten Österreichs, nimmt zudem der Winterabfluss infolge wärmerer Lufttemperaturen und häufiger auftretender Regenfälle zu. Die Sommermonate sind dagegen von niedrigeren Abflüssen gezeichnet, insbesondere aufgrund höherer Evapotranspiration und früheren Leerlaufens der alpinen Grundwasserspeicher. Diese Veränderungen betreffen die zukünftige Verfügbarkeit der Wasserressourcen im österreichischen Alpenraum und sollten im Sinne einer nachhaltigen wasserwirtschaftlichen Planung berücksichtigt werden.

## 6. Danksagung

Dien dargelegten Erkenntnisse wurden im Rahmen des Forschungsprojektes 'RG-AlpCatch: Blockgletscher als Grundwasserspeicher in alpinen Einzugsgebieten und ihr Einfluss auf übergeordnete Flusssysteme unter dem Aspekt des Klimawandels' gewonnen, das aus Mitteln des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Regionen und Wasserwirtschaft sowie dem Amt der Kärntner Landesregierung, dem Amt der Salzburger Landesregierung, dem Amt der Steiermärkischen Landesregierung, dem Amt der Tiroler Landesregierung und dem Amt der Vorarlberger Landesregierung finanziert wurde. Die Autorinnen und Autoren bedanken sich bei der TIWAG-Tiroler Wasserkraft AG, der illwerke vkw, der Stadtgemeinde Spittal an der Drau, sowie den Hydrographischen Diensten der Bundesländer Kärnten, Salzburg, Steiermark, Tirol und Vorarlberg für die Bereitstellung ergänzender Daten und ihre Unterstützung im Gelände. Darüber hinaus gilt ihr besonderer Dank Rudolf Philippitsch, Markus Ribis,

Lisa Fischer, Stephan Hann, Michael Ferstl, Martin Schröttner, Peter Rauch, Barbara Stromberger, Jochen Schlamberger, Hans Wiesenegger, Harald Huemer, Clemens Mathis, Jutta Eybl, Richild Mauthner-Weber, Thomas Nester, Johannes Schöber, Maria Obwegs, Matthias Hausleber, Michaela Arnhof, Lukas Kohlmaier, Josef Waldner, Bertram Netzer, Andreas Pilz, Andreas Brandstätter, Andrina Janicke, Michael Fritz, Günter Bichler, Bertold Uggowitz, Claudia Puschenjak, Maria Brandmayr, Thomas Aigner und Josef Wieland für fachliche Ratschläge und ihre Unterstützung bei Geländearbeiten.

## Referenzen

- [1] Adler, C.; Wester, P.; Bhatt, I.; Huggel, C.; Insarov, G. E.; Morecroft, M. D.; Muccione, V.; Prakash, A. (2022): Cross-Chapter Paper 5: Mountains. In: Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (Hrsg.): Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- [2] Beniston, M.; Farinotti, D.; Stoffel, M.; Andreassen, L. M.; Coppola, E.; Eckert, N.; Fantini, A.; Giacona, F.; Hauck, C.; Huss, M.; Huwald, H.; Lehning, M.; López-Moreno, J.-I.; Magnusson, J.; Marty, C.; Morán-Tejeda, E.; Morin, S.; Naaim, M.; Provenzale, A.; Rabatel, A.; Six, D.; Stötter, J.; Strasser, U.; Terzago, S.; Vincent, C. (2018): The European mountain cryosphere. A review of its current state, trends, and future challenges. *The Cryosphere* 12 (2), 759–794. DOI: 10.5194/tc-12-759-2018.
- [3] Bentura, P. L. F.; Michel, C. (1997): Flood routing in a wide channel with a quadratic lag-and-route method. *Hydrological Sciences Journal* 42 (2), 169–189. DOI: 10.1080/02626669709492018.
- [4] Berthling, I. (2011): Beyond confusion. Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology* 131 (3-4), 98–106. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.05.002.
- [5] BMLFUW (2015): ÖKS 15 Klimaszenarien für Österreich. Daten - Methoden – Klimaanalyse. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft: Wien.
- [6] Coron, L.; Thirel, G.; Delaigue, O.; Perrin, C.; Andréassian, V. (2017): The suite of lumped GR hydrological models in an R package. *Environmental Modelling & Software* 94, 166–171. DOI: 10.1016/j.envsoft.2017.05.002.
- [7] Fox-Kemper, B.; Hewitt, H. T.; Xiao, C.; Aðalgeirsdóttir, G.; Drijfhout, S. S.; Edwards, T. L.; Golledge, N. R.; Hemer, M.; Kopp, R. E.; Krinner, G.; Mix, A.; Notz, D.; Nowicki, S.; Nurhati, I. S.; Ruiz, L.; Sallée, J.-B.; Slangen, A. B. A.; Yu, Y. (2021): Ocean, Cryosphere and Sea Level Change. In: Masson-Delmotte, V.; Zhai, P.; Pirani, A.; Connors, S. L.; Péan, C.; Berger, S.; Caud, N.; Chen, Y.; Goldfarb, L.; Gomis, M. I.; Huang, M.; Leitzell, K.; Lonnoy, E.; Matthews, J. B. R.; Maycock, T. K.; Waterfield, T.; Yelekçi, O.; Yu, R.; Zhou, B. (Hrsg.): Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.
- [8] Hall, D. K.; Riggs, G. A.; DiGirolamo, N. E.; Román, M. O. (2019): Evaluation of MODIS and VIIRS cloud-gap-filled snow-cover products for production of an Earth science data record. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 23 (12), 5227–5241. DOI: 10.5194/hess-23-5227-2019.
- [9] Haslinger, K.; Bartsch, A. (2016): Creating long-term gridded fields of reference evapotranspiration in Alpine terrain based on a recalibrated Hargreaves method. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20 (3), 1211–1223. DOI: 10.5194/hess-20-1211-2016.
- [10] Hayashi, M. (2020): Alpine Hydrogeology. The Critical Role of Groundwater in Sourcing the Headwaters of the World. *Ground Water* 58 (4), 498–510. DOI: 10.1111/gwat.12965.
- [11] Hiebl, J.; Frei, C. (2016): Daily temperature grids for Austria since 1961—concept, creation and applicability. *Theor Appl Climatol* 124 (1-2), 161–178. DOI: 10.1007/s00704-015-1411-4.
- [12] Hiebl, J.; Frei, C. (2018): Daily precipitation grids for Austria since 1961—development and evaluation of a spatial dataset for hydroclimatic monitoring and modelling. *Theor Appl Climatol* 132 (1-2), 327–345. DOI: 10.1007/s00704-017-2093-x.

- [13] Hock, R.; Rasul, G.; Adler, C.; Cáceres, B.; Gruber, S.; Hirabayashi, Y.; Jackson, M.; Kääb, A.; Kang, S.; Kutuzov, S.; Milner, A.; Molau, U.; Morin, S.; Orlove, B.; Steltzer, H. (2019): High Mountain Areas. In: Intergovernmental Panel on Climate Change (Hrsg.): IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate, 131–202.
- [14] Hoinkes, G.; Krainer, K.; Tropper, P. (2021): Ötztaler Alpen, Stubai Alpen und Texelgruppe. Sammlung geologischer Führer, 112. Gebr. Borntraeger: Stuttgart.
- [15] Kellerer-Pirklbauer, A.; Bodin, X.; Delaloye, R.; Lambiel, C.; Gärtner-Roer, I.; Bonnefoy-Demongeot, M.; Carturan, L.; Damm, B.; Eulenstein, J.; Fischer, A.; Hartl, L.; Ikeda, A.; Kaufmann, V.; Krainer, K.; Matsuoka, N.; Di Morra Cella, U.; Noetzli, J.; Seppi, R.; Scapozza, C.; Schoeneich, P.; Stocker-Waldhuber, M.; Thibert, E.; Zumiani, M. (2024): Acceleration and interannual variability of creep rates in mountain permafrost landforms (rock glacier velocities) in the European Alps in 1995–2022. *Environ. Res. Lett.* 19 (3), 34022. DOI: 10.1088/1748-9326/ad25a4.
- [16] Kling, H.; Fuchs, M.; Paulin, M. (2012): Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios. *Journal of Hydrology* 424–425 (4), 264–277. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.01.011.
- [17] Knowles, J. F.; Harpold, A. A.; Cowie, R.; Zeff, M.; Barnard, H. R.; Burns, S. P.; Blanken, P. D.; Morse, J. F.; Williams, M. W. (2015): The relative contributions of alpine and subalpine ecosystems to the water balance of a mountainous, headwater catchment. *Hydrol. Process.* 29 (22), 4794–4808. DOI: 10.1002/hyp.10526.
- [18] Krainer, K.; Mostler, W. (2006): Flow Velocities of Active Rock Glaciers in the Austrian Alps. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 88 (4), 267–280.
- [19] Lavenne, A.; Andréassian, V.; Thirel, G.; Ramos, M.-H.; Perrin, C. (2019): A Regularization Approach to Improve the Sequential Calibration of a Semidistributed Hydrological Model. *Water Resour. Res.* 55 (11), 8821–8839. DOI: 10.1029/2018WR024266.
- [20] Lerat, J.; Andréassian, V.; Perrin, C.; Vaze, J.; Perraud, J. M.; Ribstein, P.; Loumagne, C. (2012): Do internal flow measurements improve the calibration of rainfall-runoff models? *Water Resour. Res.* 48 (2), W02511. DOI: 10.1029/2010WR010179.
- [21] Lobligeois, F.; Andréassian, V.; Perrin, C.; Tabary, P.; Loumagne, C. (2014): When does higher spatial resolution rainfall information improve streamflow simulation? An evaluation using 3620 flood events. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 18 (2), 575–594. DOI: 10.5194/hess-18-575-2014.
- [22] Paznekas, A.; Hayashi, M. (2016): Groundwater contribution to winter streamflow in the Canadian Rockies. *Canadian Water Resources Journal* 41 (4), 484–499.
- [23] Perrin, C.; Michel, C.; Andréassian, V. (2003): Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology* 279, 275–289.
- [24] R Core Development Team (2021): R: A Language and Environment for Statistical Computing, v4.1.0. R Foundation for Statistical Computing: Wien. <https://www.R-project.org> (letzter Zugriff 20.9.2024).
- [25] Ribis, M. (2017): Geologisch-hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen in Permafrostbereichen der Ötztaler Alpen (Tirol, Österreich). Dissertation. Leopold-Franzens-Universität, Innsbruck.
- [26] Riboust, P.; Thirel, G.; Le Moine, N.; Ribstein, P. (2019): Revisiting a Simple Degree-Day Model for Integrating Satellite Data. Implementation of Swe-Sca Hystereses. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 67 (1), 70–81. DOI: 10.2478/johh-2018-0004.
- [27] Riggs, G. A.; Hall, D. K.; Román, M. O. (2019): MODIS Snow Products Collection 6.1 User Guide. Version 1.0. Hg. v. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed.
- [28] Rogger, M.; Chirco, G. B.; Hausmann, H.; Krainer, K.; Brückl, E.; Stadler, P.; Blöschl, G. (2017): Impact of mountain permafrost on flow path and runoff response in a high alpine catchment. *Water Resources Research* 53 (2), 1288–1308. DOI: 10.1002/2016WR019341.
- [29] Schmid, S. M.; Fügenschuh, B.; Kissling, E.; Schuster, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae geol. Helv.* 97 (1), 93–117. DOI: 10.1007/s00015-004-1113-x.
- [30] Seelig, S.; Wagner, T.; Krainer, K.; Avian, M.; Olefs, M.; Haslinger, K.; Winkler, G. (2023): The role of thermokarst evolution in debris flow initiation (Hüttekar Rock Glacier, Austrian Alps). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 23 (7), 2547–2568. DOI: 10.5194/nhess-23-2547-2023.

- [31] Seelig, S.; Seelig, M.; Vremec, M.; Wagner, T.; Philippitsch, R.; Avian, M.; Haslinger, K.; Brielmann, H.; Fischer, L.; Leis, A.; Reszler, C.; Hann, S.; Mauthner-Weber, R.; Krainer, K.; Ribis, M.; Winkler, G. (in Druck): Blockgletscher als Grundwasserspeicher in alpinen Einzugsgebieten und ihr Einfluss auf übergeordnete Flusssysteme unter dem Aspekt des Klimawandels (RGAIpCatch). Abschlussbericht. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Regionen und Wasserwirtschaft: Wien.
- [32] Valéry, A.; Andréassian, V.; Perrin, C. (2014): 'As simple as possible but not simpler'. What is useful in a temperature-based snow-accounting routine? Part 2 – Sensitivity analysis of the Cemaneige snow accounting routine on 380 catchments. *Journal of Hydrology* 517 (12), 1176–1187. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2014.04.058.
- [33] Viviroli, D.; Archer, D. R.; Buytaert, W.; Fowler, H. J.; Greenwood, G. B.; Hamlet, A. F.; Huang, Y.; Koboltschnig, G.; Litaor, M. I.; López-Moreno, J. I.; Lorentz, S.; Schädler, B.; Schreier, H.; Schwaiger, K.; Vuille, M.; Woods, R. (2011): Climate change and mountain water resources. Overview and recommendations for research, management and policy. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15 (2), 471–504. DOI: 10.5194/hess-15-471-2011.
- [34] Wagner, T.; Pleschberger, R.; Kainz, S.; Ribis, M.; Kellerer-Pirklbauer, A.; Krainer, K.; Philippitsch, R.; Winkler, G. (2020): The first consistent inventory of rock glaciers and their hydrological catchments of the Austrian Alps. *AJES* 113 (1), 1–23. DOI: 10.17738/ajes.2020.0001.
- [35] Wagner, T.; Seelig, S.; Krainer, K.; Winkler, G. (2021): Storage-discharge characteristics of an active rock glacier catchment in the Innere Ölgrube, Austrian Alps. *Hydrol. Process.* 35 (5), e14210. DOI: 10.1002/hyp.14210.

## Adressen der Autoren

*Dr. Simon Seelig*  
*Institut für Erdwissenschaften, NAWI Graz Geocenter, Universität Graz*  
*Heinrichstraße 26, 8010 Graz*  
*simon.seelig@uni-graz.at*

# Langzeittrends und Entwässerungsdynamik der Quellen Österreichs

G. Winkler<sup>1</sup>, M. Seelig<sup>1</sup>, S. Seelig<sup>1</sup>, M. Vremec<sup>1</sup>, T. Wagner<sup>1</sup>, H. Brielmann<sup>2</sup>, J. Eybl<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Institut für Erdwissenschaften, NAWI Graz Geocenter, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz; [gerfried.winkler@uni-graz.at](mailto:gerfried.winkler@uni-graz.at)

<sup>2</sup> Team Grundwasser, Umweltbundesamt GmbH, Spittelauer Lände 5, A-1090 Wien

<sup>3</sup> Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Regionen und Wasserwirtschaft, Abteilung I/3 Wasserhaushalt, Marxergasse 2, A-1030 Wien

## Kurzfassung

Quellwasser stellt eine bedeutende Wasserressource und eine tragende Säule der österreichischen Trinkwasserversorgung dar. Bundesweit wird etwa die Hälfte des Trinkwasserbedarfs durch Quellwasser gedeckt, einige v.a. gebirgige Regionen werden zur Gänze mit Quellwasser versorgt. Der fortschreitende Klimawandel verändert die hydrologischen Rahmenbedingungen rapide, insbesondere im Alpenraum. Ein umfassendes Verständnis der Quellschüttungsdynamik und deren Veränderungen ist für eine nachhaltige Sicherung der österreichischen Wasserressourcen daher unerlässlich. Die vorliegende Studie stellt eine systematische Analyse der Zeitreihen von 96 Quellen des Messstellennetzes des Hydrographischen Dienstes Österreichs vor. 64 der 96 Quellen konnten mittels Clusteranalyse, basierend auf quantitativen Schüttungsmerkmalen, in vier hydrologisch ähnliche Gruppen zusammengefasst werden. Die Dominanz der maßgeblichen hydrologischen Prozesse variiert von Gruppe zu Gruppe und kann mittels Zeitreihenanalyse den geologischen Großeinheiten, der Höhenlage und den Klimaregionen Österreichs zugeordnet werden. Um die Auswirkungen des Klimawandels auf die Quellparameter Schüttung, Wassertemperatur und elektrische Leitfähigkeit zu erfassen, konnten für den Referenzzeitraum 2001 – 2020 Trendanalysen durchgeführt werden. Ein Großteil der Quellen zeigt eine leichte Zunahme der Quellschüttung, insbesondere während der Wintermonate. Bei nahezu allen Quellen steigt die Wassertemperatur deutlich an (0,16°C / Jahrzehnt). Parallel dazu nimmt die elektrische Leitfähigkeit an zahlreichen Quellen zu, insbesondere im Westen Österreichs. Die Ergebnisse bilden eine wesentliche Grundlage für die wasserwirtschaftliche Planung in Österreich.

## Abstract

*Spring water is a crucial resource and a key pillar of Austria's drinking water supply, meeting approximately half of the national demand, with some particularly mountainous regions entirely dependent on it. Climate change is rapidly altering hydrological conditions, particularly in the Alpine region. Understanding spring discharge dynamics and their projected changes is vital for the sustainable management of Austria's water resources. This study systematically analyzes time series data from 96 springs within the monitoring network of the Hydrographic Service of Austria. Cluster analysis grouped 64 out of 96 springs into four hydrologically similar categories based on quantitative discharge characteristics. The dominance of the hydrological processes varies among these groups and can be linked to Austria's geological units, elevation and climatic regions. Trend analyses were conducted for the reference period 2001–2020. The results reveal a slight increase in spring discharge, particularly during winter, alongside a significant rise in water temperature (0.16°C per decade). Electrical conductivity has also increased, especially in western Austria. These findings provide a solid foundation for future water management planning in Austria.*

## 1. Einleitung

Quellen bilden die Schnittstelle zwischen Grund- und Oberflächenwasser und nehmen daher eine Schlüsselrolle im Wasserkreislauf ein. In Österreich wird etwa die Hälfte der Trinkwasserversorgung durch Quellwasser gedeckt, ähnliche Anteile finden sich auch in anderen Ländern wie der Schweiz und Slowenien (Kresic, 2010a; Stevanovic, 2010). In Gebirgsregionen ist dieser Prozentsatz noch höher, einige alpine Gebiete Österreichs werden vollständig von Quellen versorgt (BMLRT, 2021a). Darüber hinaus greifen die Wasserversorgungen zahlreicher Ballungsräume, wie etwa Wien, Graz, Salzburg oder Innsbruck, auf Quellwasser als wichtigste Ressource zurück. Das in den Quell-Einzugsgebieten gespeicherte Grundwasser speist Bäche und Flüsse, die das alpine Entwässerungsnetz bilden, und hält den Abfluss während Trockenperioden und Wintermonaten aufrecht (z. B. Manga, 1996; Paznekas et al., 2016; Hayashi, 2020). Ein umfassendes Verständnis der Quellschüttungsdynamik und ihrer Wechselwirkung mit der Grundwasserneubildung ist daher für ein effektives Wassermanagement unerlässlich.

Der Quellabfluss spiegelt das komplexe Zusammenspiel von Einzugsgebiet und meteorologischen Bedingungen wider. Seine Eigenschaften geben daher Aufschluss über die Gesamtheit der auf die Quelle wirkenden Prozesse (Jeannin und Sauter, 1998; Kovács und Sauter, 2007; Rehr und Birk, 2010). Österreichische Quell-Einzugsgebiete weisen eine starke Variabilität hinsichtlich ihrer Topographie, ihres Klimas, ihrer Vegetation und ihrer Geologie auf. Sie sind verschiedenen Niederschlagsmustern in Bezug auf Häufigkeit und Intensität ausgesetzt (Frei und Schär, 1998; Isotta et al., 2014). In höheren Lagen wird ein Teil der Niederschläge in den Wintermonaten als Schnee gespeichert und im Frühjahr im Zuge der Schneeschmelze wieder freigesetzt (Beniston et al., 2018). Bevor die Grundwasserneubildungs-Impulse aus Regen- und Schmelzwasser die Quelle erreichen, werden sie je nach Eigenschaften des Grundwasserleiters modifiziert (Ford und Williams, 2007; Kresic und Bonacci, 2010).

Um aus Zeitreihen des Quellabflusses Rückschlüsse auf diese Prozesse ziehen zu können, ist eine Gesamtbetrachtung der Abflussmuster erforderlich, die ihre Form, ihre Häufigkeit und das gemeinsame Auftreten typischer Merkmale berücksichtigt. Durch vergleichende Analyse der Abflussmuster zahlreicher Quellen können Unterschiede und Gemeinsamkeiten erkannt und die ihnen zugrundeliegenden Prozesse identifiziert werden (McDonnell und Woods, 2004; Blöschl et al., 2013). Mittels systematischer Anordnung in Clustern werden Gruppen von Quellen identifiziert, die auf ähnliche Weise reagieren und von entsprechend ähnlichen Prozessen geprägt werden. Die auf diese Weise gewonnenen quantitativen Informationen ergänzen traditionellere Ansätze zur Quellenklassifikation, die oft auf qualitativem Wissen über die Quellen und deren Umweltkontext basieren (z. B. Springer und Stevens, 2009; Kresic, 2010b).

Die vorliegende Arbeit zielt darauf ab, die wesentlichsten Abflussmuster österreichischer Quellen auf eine quantitative, reproduzierbare Weise zu entschlüsseln. Sie baut auf repräsentativen und frei verfügbaren Quellabflussdaten auf, die vom Hydrographischen Dienst Österreichs erhoben und zur Verfügung gestellt wurden (<https://e-hyd.gv.at/>). Diese Zeitreihen wurden unter Verwendung bewährter und gängiger Methoden charakterisiert, um Vergleichbarkeit mit früheren Studien und zwischen verschiedenen Fachdisziplinen zu gewährleisten. Ähnlichkeiten und Unterschiede wurden mittels Clusteranalyse und Kontingenztafeln identifiziert und typische Gruppen von Quellen zusammengefasst. Die räumliche Verteilung dieser Quellgruppen wurde anschließend mit traditionellen Quell-Klassifikationen, regionaler Hydrogeologie und den klimatischen Großeinheiten Österreichs verglichen. Auf diese Weise wurden die gewonnenen Abflussmuster in Beziehung zu Klima- und Einzugsgebietsprozessen gesetzt, regional dominante Prozesse aufgezeigt und Veränderungen im Zuge des fortschreitenden Klimawandels diskutiert.

## 2. Methodik

Langfristige Veränderungen der Quellschüttung, der Wassertemperatur und der elektrischen Leitfähigkeit wurden mittels Trendanalyse statistisch erfasst. Zunächst wurden signifikante Veränderungen anhand des saisonalen Mann-Kendall-Tests ausgewiesen, sowohl auf die Gesamtveränderung bezogen als auch nach Jahreszeiten differenziert (Hirsch et al., 1982; Helsel et al., 2020). Anschließend wurde die Rate der Veränderung mittels Theil-Sen Slope bestimmt (Helsel et al., 2020). Es wurden als Bezugszeitraum 1.1.2001 – 31.12.2020 festgelegt und ausschließlich Quellen berücksichtigt, die in diesem Zeitraum eine weitgehend kontinuierliche Datenreihe ( $\geq 80\%$ ) aufweisen. Die detaillierte Methodik wird in Seelig et al. (2024) beschrieben.

Zur Charakterisierung der Quellschüttungsdynamik wurden Jahresgang und Autokorrelation herangezogen (Abbildung 1). Ersterer spiegelt die Auswirkung der saisonal gesteuerten Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet der Quelle wider, letztere beschreibt die Reaktion des Quellabflusses auf einzelne Neubildungsereignisse (Jeannin und Sauter, 1998; Kresic, 2010c). Rasche Reaktion und ausgeprägter Jahresgang bedingen in der Regel hohe Abflussspitzen und schnelle Abnahme der Schüttung nach Abklingen des Neubildungsereignisses (Abbildung 1). Verzögerte Reaktion und ausgeprägter Jahresgang führen zu periodischen, glatten Abflussganglinien: Diese spiegeln die jährliche Niederschlagsverteilung wider, einzelne Niederschlagsereignisse sind jedoch nicht oder nur in stark abgepufferter Form darin erkennbar (Abbildung 1). Quellen mit kaum ausgeprägtem Jahresgang zeigen entweder eine von zahlreichen Abflussspitzen und -minima gekennzeichnete Abflussganglinie (rasche Reaktion) oder eine ausgeglichene Abflussganglinie mit langsamen, stetigen Kurven (verzögerte Reaktion) (Abbildung 1).

Der Jahresgang der Quellschüttung wurde mittels Pardé-Koeffizienten  $P_i$  [-] quantifiziert, die jeweils dem Quotienten aus mittlerer monatlicher Schüttung  $\langle Q_i \rangle$  [l/s] und mittlerer jährlicher Schüttung  $\langle Q_a \rangle$  [l/s] entsprechen (Blöschl et al., 2013).

$$P_i = \frac{\langle Q_i \rangle}{\langle Q_a \rangle} \quad [1]$$

Liegen die zwölf Koeffizienten einer Quelle stets nahe bei 1, entspricht dies einem gleichmäßig über das Jahr verteilten Abfluss. Quellen mit ausgeprägtem Jahresgang weisen dagegen Monate mit deutlich unterschiedlichen Pardé-Koeffizienten auf. Werte, Zeitpunkte und Schwankungsgrad der Pardé-Koeffizienten informieren somit über die saisonale Charakteristik der Quellschüttung.

Die Quellschüttung wird in erster Linie vom hydraulischen Gradienten des dahinterliegenden Grundwasserkörpers gesteuert. Die hydraulische Anregung dieses Grundwasserkörpers durch Grundwasserneubildungsereignisse erfolgt je nach Art der Neubildung (Regen, Schneeschmelze) unterschiedlich. Die Weitergabe der Neubildungspulse an die Quelle hängt darüber hinaus vom Füllstand des Grundwasserleiters und seinen hydraulischen Eigenschaften ab: Je nach Durchlässigkeit und Speicherfähigkeit reagieren manche Quellen mit scharfen, schmalen Abflussspitzen auf einzelne Ereignisse, andere Quellen zeigen eine stärker gedämpfte Reaktion (Abbildung 1). Dieses Verhalten wird von der empirischen Autokorrelationsfunktion  $r_\tau$  [-] für jede Quelle erfasst (Kresic, 2010c):

$$r_\tau = \frac{n}{n-\tau} \frac{\sum_{i=1}^{n-\tau} (Q_t - \langle Q \rangle)(Q_{t+\tau} - \langle Q \rangle)}{(Q_t - \langle Q \rangle)^2} \quad [2]$$

(Anzahl an Messwerten  $n$ , mittlere Quellschüttung der gesamten Zeitreihe  $\langle Q \rangle$  [l/s], Tagesmittel der Quellschüttung  $Q_t$  [l/s] am Tag  $t$  bzw.  $\tau$  Tage zuvor). Je stärker dabei die Quellschüttung von den vorangegangenen Tagen abhängt, desto höher die Autokorrelation. Zur Berechnung wird die Messdatenreihe jeweils mit sich selbst verglichen, wobei sie um den Versatz  $\tau = 1, 2, \dots, 365$  Tage verschoben wird.

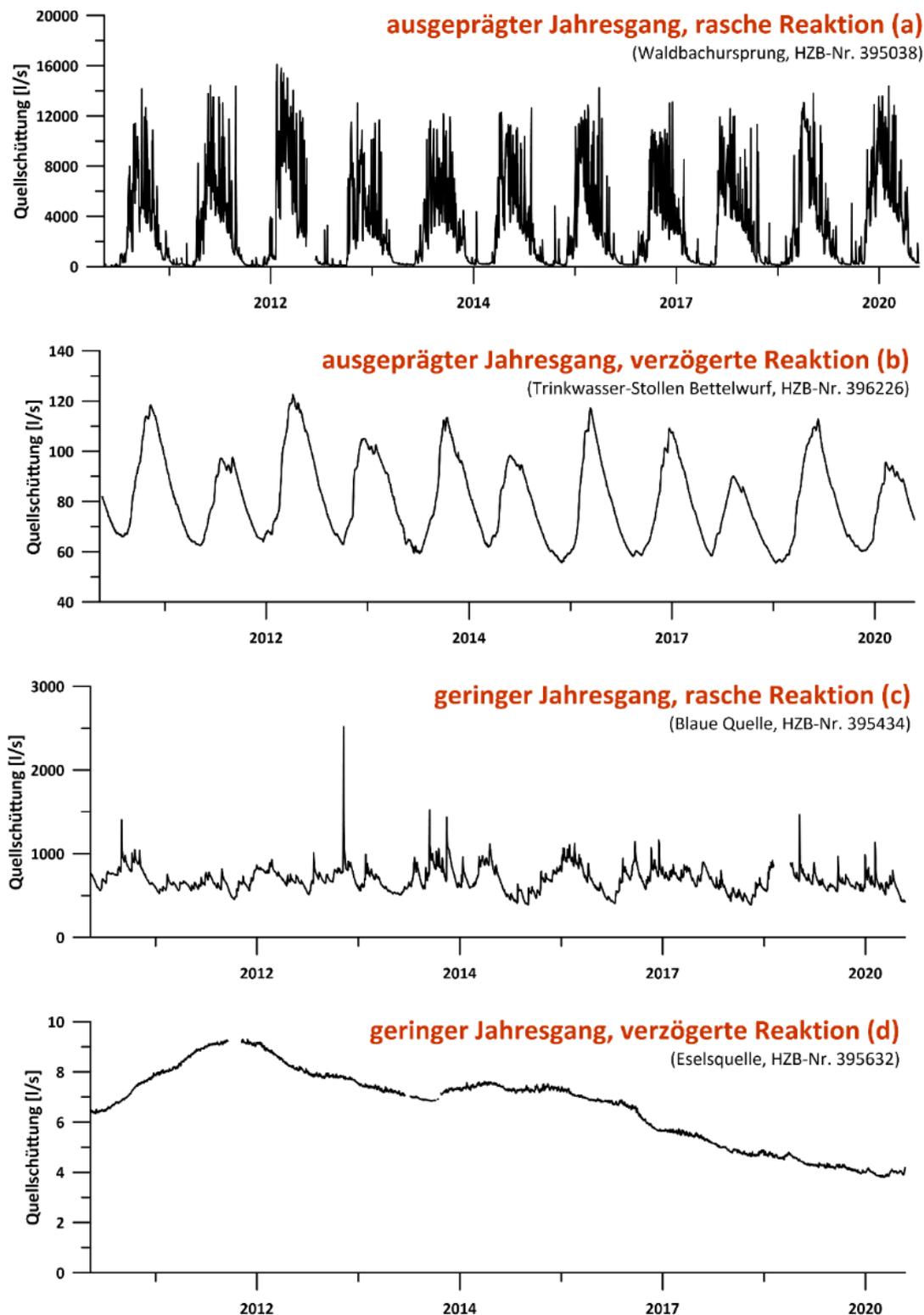


Abb.1: Typische Quellschüttungsganglinien. (a) Der Waldbachursprung zeigt einen ausgeprägten Jahresgang und rasche Reaktion auf Grundwasserneubildungsereignisse, seine Schüttungsganglinie weist entsprechend hohe Abflussspitzen und starke Schwankungen auf. (b) Der Trinkwasserstollen Bettelwurf zeigt einen ausgeprägten Jahresgang und eine verzögerte Reaktion, seine periodisch schwankende Schüttungsganglinie ist daher relativ glatt ausgeprägt. (c) Die Blaue Quelle zeigt einen geringen Jahresgang und rasche Reaktion, mit zahlreichen Abflussspitzen und -minima. (d) Die Eselsquelle zeigt einen geringen Jahresgang und verzögerte Reaktion, dementsprechend einen stetig verlaufende, glatte Quellschüttungsganglinie. (Abbildung aus Seelig et al., 2024)

Die Form der Autokorrelationsfunktion wird vom Zusammenspiel zwischen dominanten Grundwasserneubildungskomponenten und hydraulischen Eigenschaften des Grundwasserleiters bestimmt. Sind die einzelnen Messwerte kaum voneinander abhängig, zeigt die Autokorrelationsfunktion unregelmäßige Schwankungen nahe der Nulllinie (unstrukturiertes Hintergrundrauschen). Hängt die tägliche Quellschüttung hauptsächlich von den Niederschlägen der unmittelbar vorangegangenen Tage ab, so zeigt die Autokorrelationsfunktion ein rasches Abfallen nach wenigen Tagen und wird anschließend von unregelmäßigem Hintergrundrauschen dominiert. Länger anhaltende, periodisch auftretende Neubildungsereignisse, wie etwa die jährlich wiederkehrende Schneeschmelze, führen zu einem glatten, wellenförmigen Verlauf mit ausgeprägter, negativer Korrelation im Mittelteil. Stark gedämpfte Quellreaktionen auf Neubildungsereignisse werden durch eine anhaltend hohe Autokorrelationsfunktion angezeigt.

### 3. Ergebnisse und Diskussion

#### 3.1. Trendanalyse

Die vorliegende Datenlage gestattete im Referenzzeitraum 1.1.2001 – 31.12.2020 an 44 Quellen eine Trendanalyse der Quellschüttung, an 30 Quellen eine Analyse der Wassertemperatur sowie an 35 Quellen eine Analyse der elektrischen Leitfähigkeit.

Die langfristige Entwicklung wurde für verschieden strikte Signifikanzniveaus (p-Werte) berechnet. Insgesamt zeigen in diesem Zeitraum 11 Quellen (25 % der Trendanalysen) eine tendenziell abnehmende Quellschüttung, 33 Quellen (75 %) dagegen eine tendenziell zunehmende Quellschüttung. Dieses Ergebnis muss jedoch vorsichtig betrachtet werden, da in vielen Fällen die Entwicklung statistisch nicht eindeutig belegbar ist (geringe Signifikanz, Seelig et al., 2024).

Abbildung 2 zeigt die Ergebnisse der nach Jahreszeiten differenzierten Trendanalyse. Im Frühjahr wird tendenziell eine Zunahme der Quellschüttung beobachtet. Auch im Winter nimmt die Quellschüttung insgesamt zu. Der winterliche Anstieg ist statistisch besser belegt, 10 Quellen zeigen einen p-Wert  $< 0,05$ . Im Sommer und Herbst halten sich zu- und abnehmende Tendenzen der Quellschüttungen in etwa die Waage. Die hohe Schwankungsbreite der Quellschüttung sorgt dafür, dass langfristige Trends häufig nur auf niedrigem Signifikanzniveau festgestellt werden können (schlechtes Signal-Rausch-Verhältnis an zahlreichen Quellen).

Die langfristige Entwicklung der Wassertemperatur weist eine überwiegende Erwärmung der österreichischen Quellen auf. Je nach Jahreszeit zeigen zwischen 63 und 71 % der Quellen eine deutliche (signifikante) Zunahme. Im Schnitt nimmt die Quellwassertemperatur um  $0,016^{\circ}\text{C}/\text{Jahr}$  zu. An einzelnen Quellen erreicht die Erwärmung bis zu  $0,05^{\circ}\text{C}/\text{Jahr}$ . Insgesamt folgen die Quellen damit der langfristigen Erwärmung der Lufttemperatur im Alpenraum von  $0,03^{\circ}\text{C}/\text{Jahr}$ , wenn auch tendenziell etwas abgeschwächt (Hock et al., 2019). Die langsamere Erwärmung des Quellwassers lässt sich durch das Zusammenspiel der (zunehmenden) Lufttemperatur und des (konstanten) Erdwärmestroms erklären. Aus dem Zusammenwirken beider Einflussfaktoren ergibt sich eine deutliche, jedoch langsam voranschreitende Erwärmung des Quellwassers in Österreich.

Die Trendanalyse der elektrischen Leitfähigkeit ergibt für 14 Quellen (40 % der Trendanalysen) einen positiven Trend, überwiegend im Westen Österreichs. Für sechs Quellen (17 %) in der östlichen Landeshälfte wird ein negativer Trend errechnet. Für 15 Quellen (43 %) ist zum Signifikanzniveau  $\alpha = 0,05$  kein eindeutiger Trend nachweisbar. Die jahreszeitlichen Unterschiede sind mäßig ausgeprägt, die statistisch deutlichsten Anstiege der elektrischen Leitfähigkeit werden im Winter beobachtet.

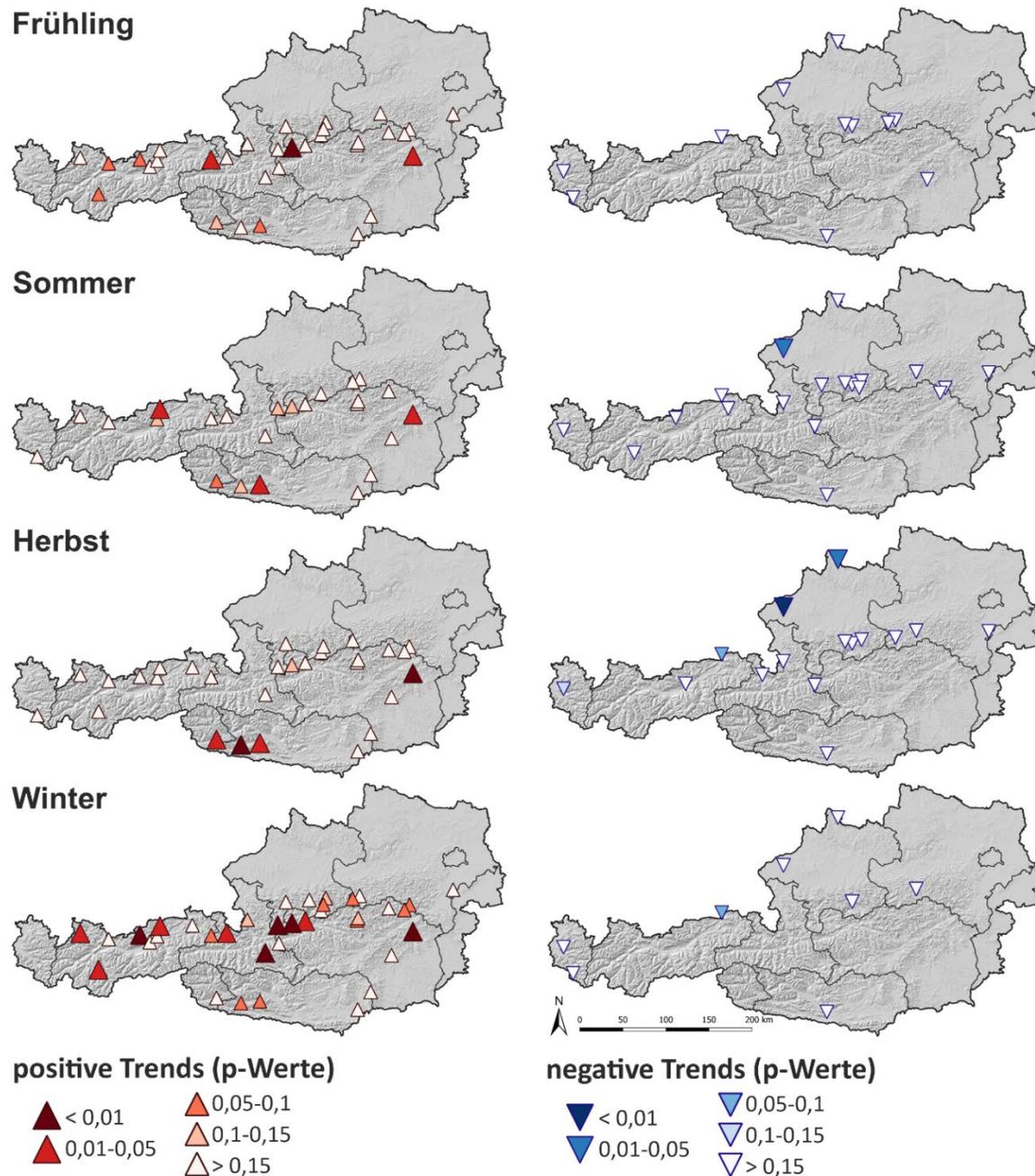


Abb. 2: Quellschüttungstrends für den Zeitraum 1.1.2001-31.12.2020, separat berechnet für die vier Jahreszeiten Frühling (März, April, Mai), Sommer (Juni, Juli, August), Herbst (September, Oktober, November) und Winter (Dezember, Januar, Februar); p-Werte = Signifikanzwerte. (Abbildung aus Seelig et al., 2024).

### 3.2. Quellschüttungsdynamik

Anhand der Autokorrelation der Quellschüttung (Autokorrelationscluster,  $AC_i$ ) und ihren Pardé-Koeffizienten (Pardé-Koeffizientcluster,  $PC_i$ ) können Rückschlüsse auf die meteorologischen und hydrogeologischen Bedingungen in den jeweiligen Einzugsgebieten gezogen werden.

Quellen mit stark ausgeprägtem Jahresgang liegen hauptsächlich in den Nördlichen Kalkalpen sowie in den hochgelegenen Gebirgsgruppen im Westen Österreichs ( $PC_1$ ,  $PC_2$  und  $PC_3$  in Abbildung 3). Die Quellen des Clusters  $PC_1$  erreichen tendenziell bereits im April ihre Spitzenabflüsse, gefolgt von  $PC_2$  im Mai und schließlich  $PC_3$  im Juni (Abbildung 3). Dagegen zeigen die Quellen im Süden und Osten Österreichs tendenziell eine geringere Saisonalität

(PC<sub>4</sub> in Abbildung 3). Die Autokorrelation der Quellschüttung unterscheidet sich deutlich zwischen hoch- und tiefgelegenen Quellen sowie zwischen den Quellen der Nord- und Südalpen. Die rascheste Reaktion auf Grundwasserneubildungsimpulse tritt im Osten der Nördlichen Kalkalpen auf (AC<sub>1</sub> in Abbildung 3). Ausgeprägte Autokorrelation wird in den hochgelegenen Gebirgsgruppen im Westen beobachtet (AC<sub>2</sub> in Abbildung 3). Bei diesen Quellen tritt eine jahreszeitlich gesteuerte Schwankung des Korrelationskoeffizienten auf, der die periodische auftretende Schneeschmelze nachzeichnet. Die Quellen der Südalpen zeichnen sich durch langsam abfallende Autokorrelation aus (AC<sub>3</sub> in Abbildung 3). Eine andere Art ausgeprägter Autokorrelation tritt dagegen in den Niederungen im Osten des Landes auf, hier nimmt der Korrelationskoeffizient sehr langsam ab (AC<sub>4</sub> in Abbildung 3).

Die Clusterreihen (PC<sub>1,...,4</sub>, AC<sub>1,...,4</sub>) werden in Abbildung 4a in Form einer Kontingenztafel gegenübergestellt. Dabei zeigen sich überdurchschnittlich häufig vorkommende Kombinationen von Clustern (in Abbildung 4a rot hinterlegt, d.h. Feld-Besetzungszahl > Erwartungshäufigkeit), die in Abbildung 4b als typische Quellgruppen hervorgehoben werden. Zwei Drittel der Quellsmessstellen (64 von 96) lassen sich einer dieser Gruppen zuordnen, das verbleibende Drittel zeigt dagegen atypische (unterdurchschnittlich häufige) Clusterkombinationen (blau hinterlegt in Abbildung 4a, d.h. Feld-Besetzungszahl < Erwartungshäufigkeit). Die räumliche Verteilung der Quellgruppen ist in Abbildung 4c dargestellt, die mittlere Seehöhe der zugehörigen Einzugsgebiete, abgeschätzt anhand stabiler Isotopendaten (BMLRT und Umweltbundesamt, 2021; Seelig et al., 2024), in Abbildung 4d.

In Abbildung 5 wird die Verteilung der einzelnen Quellgruppen der regionalen Verteilung dominanter Aquifertypen (Karst-, Kluft- und Porenaquifere; BMLRT, 2021b), der mittleren Schneedeckendauer (basierend auf SNOWGRID-CL; Olefs et al., 2020), sowie der mittleren Niederschlagshäufigkeit und -intensität (basierend auf SPARTACUS; Hiebl und Frei, 2018) gegenübergestellt.

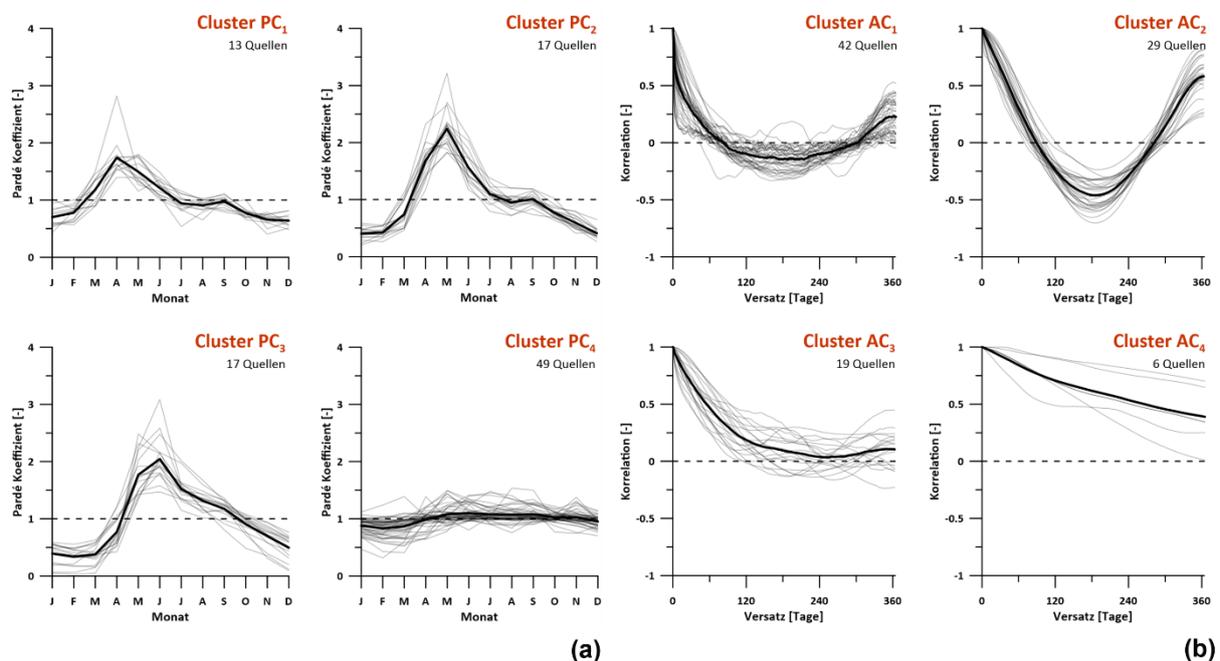


Abb. 3: (a) Die Ergebnisse der Clusteranalyse hinsichtlich der Saisonalität der 96 untersuchten Quellen (Pardé-Cluster). (b) Die Ergebnisse der Clusteranalyse hinsichtlich ihrer Autokorrelation. (Abbildung verändert nach Seelig et al., 2024).

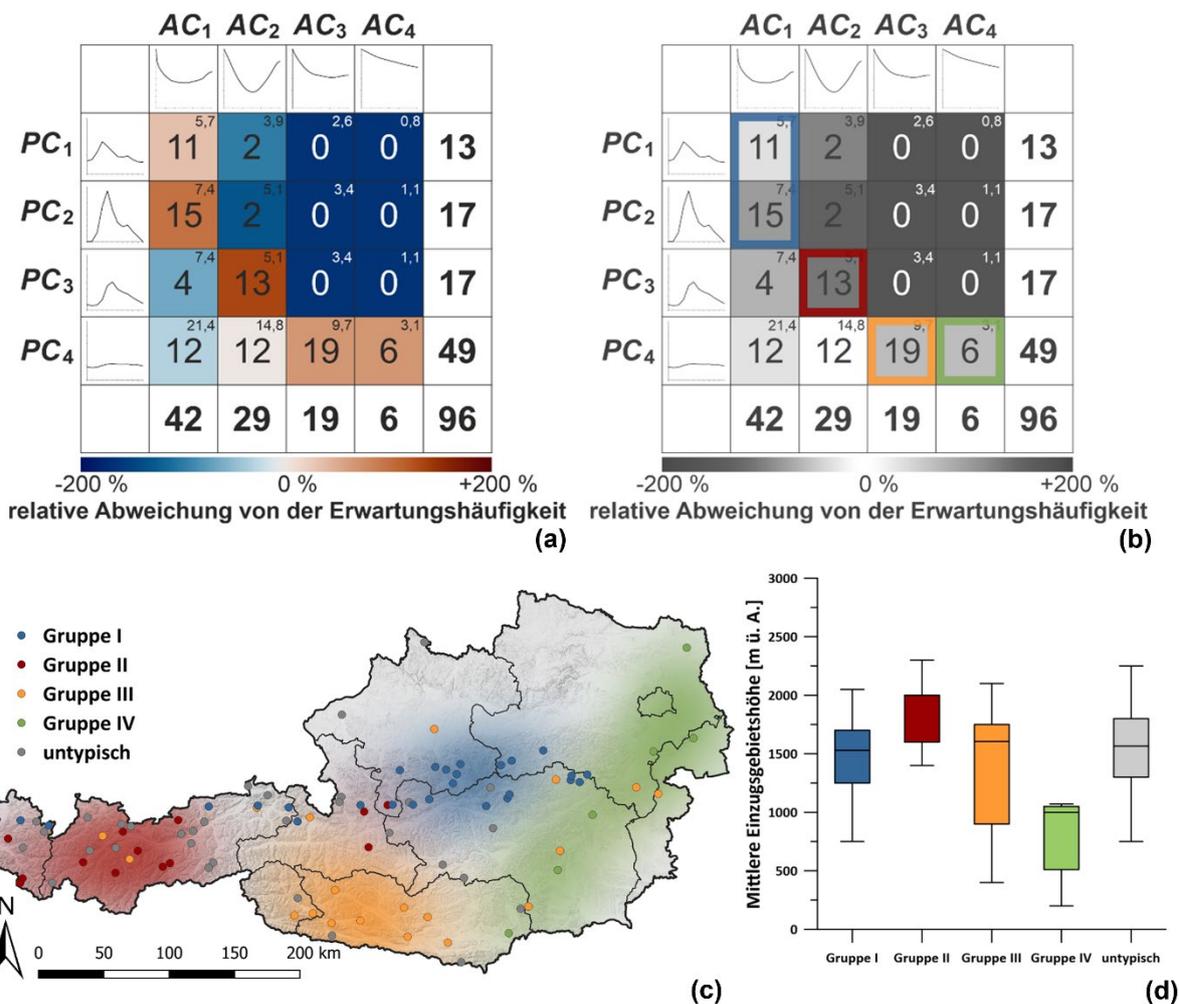


Abb. 4: (a) Kreuztabelle (Kontingenztafel), in der Autokorrelations-Cluster (AC) und Pardé-Cluster (PC) gegenübergestellt werden. Die angegebenen Feld-Besetzungszahlen (groß dargestellt) entsprechen der jeweils beobachteten Anzahl an Quellen. Die zugehörigen Erwartungshäufigkeiten (hochgestellt) entsprechen der Schnittmenge der beiden Randverteilungen (fett dargestellt). Überdurchschnittlich häufige Kombinationen von Clustern sind rot hinterlegt, unterdurchschnittlich häufige Kombinationen blau. (b) Überdurchschnittlich häufig auftretende Kombinationen von AC und PC Clustern werden zu typischen Quellgruppen zusammengefasst: Gruppe I (blau), Gruppe II (rot), Gruppe III (gelb), Gruppe IV (grün). Atypische Quellen sind grau dargestellt. (c) Die räumliche Verteilung der Quellgruppen I-IV (farblich codiert) und atypischer Quellen (grau). Bereiche mit hoher Konzentration einer bestimmten Quellgruppe sind als Dichtekarte hervorgehoben (Kerndichteschätzer). (d) Verteilung der mittleren Quelleinzugsgebietshöhe in den vier Quellgruppen, basierend auf stabilen Isotopendaten ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ). (Abbildung verändert nach Seelig et al., in Begutachtung).

Die vier Quellgruppen unterscheiden sich hinsichtlich ihrer hydrogeologischen Eigenschaften sowie der regional dominanten Grundwasserneubildungskomponenten:

Die **Gruppe I** umfasst ausschließlich Karstquellen der Nördlichen Kalkalpen (Abbildung 5), deren mittlere Einzugsgebietshöhen um einen Median von 1530 m ü. A. streuen (Abbildung 4d). In diesen Höhen liegt im Winter eine geschlossene Schneedecke, deren Abschmelzen eine wichtige Grundwasserneubildungskomponente darstellt. Die dominierende Neubildungskomponente bilden jedoch die häufigen Niederschläge während der langen, schneefreien Sommerperioden. Die dominanten Karstaquifere (Abbildung 5) weisen eine tendenziell hohe Durchlässigkeit auf, Neubildungsimpulse werden entsprechend rasch an die Quellen weitergegeben. Die unregelmäßigen, aber häufigen Niederschlagsereignisse entlang der Nördlichen Kalkalpen (Abbildung 5) füllen die Speicher kurzfristig immer wieder auf und verhindern damit ein langfristiges Leerlaufen der Aquifere bzw. eine hohe Autokorrelation der Quellschüttung (AC<sub>1</sub> in Abbildung 3).

Die Grundwasserneubildung der Quellen aus **Gruppe II** ist schneedominiert. In den vergleichsweise hohen Einzugsgebieten der Quellen (Median 2000 m ü. A., Abbildung 4d) ist die Schneedeckenmächtigkeit tendenziell höher, die Schneedeckendauer deutlich länger (Abbildung 5). Die Schneeschmelze setzt entsprechend später ein, die Spitzenabflüsse werden erst im Frühsommer erreicht. Der zyklische Schneedeckenauf- und -abbau zeigt sich in Form einer gleichmäßigen, sinusförmigen Autokorrelationsfunktion ( $AC_2$  in Abbildung 3).

Quellen der **Gruppe III** zeichnen sich durch geringe jährliche Schüttungsschwankungen und hohe Pufferkapazität der Aquifere aus. Sie verteilen sich auf sämtliche hydrogeologischen Großeinheiten Österreichs, Regionen mit unterschiedlichen Niederschlagsbedingungen und Höhenlagen. Der Median der mittleren Einzugsgebietshöhe liegt bei 1605 m ü. A. (Abbildung 4d). Der Grundwasserneubildungsimpuls der Schneeschmelze erreicht die Quellen stark abgepuffert, sie reagieren kaum auf einzelne Niederschlagsereignisse. Eine regionale Dominanz in der Gruppe III bilden die Quellen in den Südlichen Kalkalpen, die in dieser Region dolomitisch geprägte Einzugsgebiete mit mäßiger hydraulischer Durchlässigkeit aufweisen. Die Niederschläge in den Südlichen Kalkalpen sind von einer hohen Intensität, aber tendenziell geringer Häufigkeit geprägt (Abbildung 5). Die Speicher ihrer Grundwasserleiter werden daher in größeren Abständen von einzelnen, intensiven Niederschlagsereignissen aufgefüllt, jeweils gefolgt von längeren Perioden langsamen Leerlaufens.

**Gruppe IV** setzt sich aus Quellen mit niedrig gelegenen Einzugsgebieten im Südosten bis Osten Österreichs zusammen (Median 1000 m ü. A., Abbildung 4d). In diesen Regionen ist die Schneedecke auf wenige Wochen beschränkt, Niederschläge fallen auch in den Wintermonaten oft als Regen (Abbildung 5). Die Quellen unterliegen keinem Jahreszyklus und zeigen einen kaum ausgeprägten Jahrgang der Schüttung. Sie sind überwiegend an Porengrundwasserleiter gebunden (Abbildung 5), die aufgrund ihrer hydraulischen Eigenschaften Grundwasserneubildungsimpulse stark abpuffern.

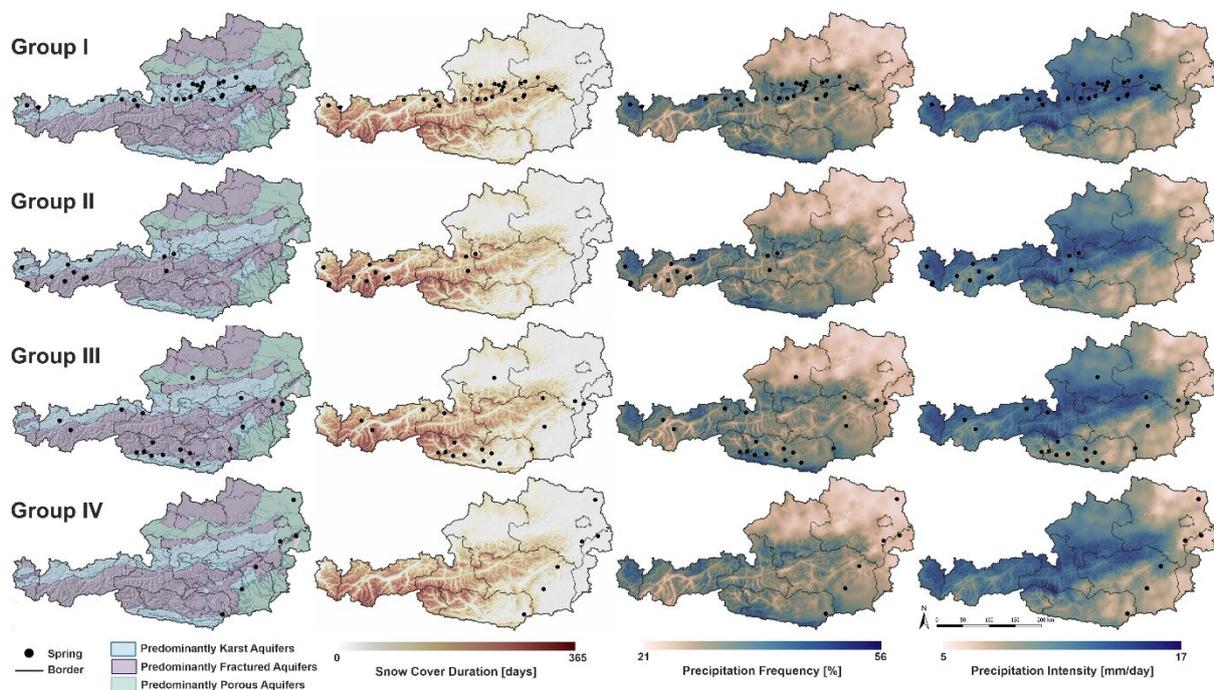


Abb. 5: Räumliche Verteilung der Quellgruppen I-IV, verglichen mit großräumigen hydrogeologischen Einheiten (1. Spalte), der durchschnittlichen Dauer der Schneedecke (2. Spalte), der durchschnittlichen Niederschlagshäufigkeit (3. Spalte) und der durchschnittlichen Intensität von Niederschlagsereignissen (4. Spalte). (Abbildung verändert nach Seelig et al., in Begutachtung).

#### 4. Schlussfolgerung

Anhand der Datenreihen der Quellmessstellen des Hydrographischen Dienstes konnte das Trendverhalten der Quellparameter Quellschüttung, Wassertemperatur und elektrische Leitfähigkeit für einen 20-jährigen Zeitraum von 1.1.2001 bis 31.12.2020 an 44 Quellen für Schüttung, 30 für Wassertemperatur und 35 für elektrische Leitfähigkeit untersucht werden. Dabei zeigen sich überwiegend positive Trends bei Wassertemperatur und – in geringerem Umfang – elektrischer Leitfähigkeit. Der mehrheitliche Anstieg der Wassertemperatur weist auf einen Zusammenhang mit der Klimaerwärmung hin. Trends der Quellschüttung sind nur eingeschränkt ableitbar (geringe Signifikanz), da an vielen Quellen die starke jährliche Schüttungsschwankung die langfristige Tendenz überprägt. Tendenziell nimmt die Quellschüttung zu, wobei dieser Anstieg häufig statistisch nur schwach belegt ist. Deutlichere Unterschiede zeigen sich bei Betrachtung der Saisonalität - insbesondere in den Wintermonaten ist der Anstieg der Schüttung an vielen Quellen signifikant. Infolge der steigenden Lufttemperaturen stellen die Zunahme an Warmwettereinbrüchen im Winter, die abnehmende Schneedeckendauer und der zunehmend als Regen fallende Niederschlag hier die wichtigsten Einflussfaktoren dar.

Aufgrund der variablen Entwicklung der Quellschüttung ermöglicht die Extrapolation historischer Trends keine zufriedenstellende Prognose. Die Quellschüttung und vor allem die Schüttungsdynamik werden sowohl durch die meteorologischen Gegebenheiten als auch die hydrogeologischen Eigenschaften der Grundwasserleiter geprägt. Für eine detaillierte Interpretation der Trendergebnisse ist es daher notwendig, zunächst die Dynamik der Quellschüttung und ihre wichtigsten Einflussfaktoren zu charakterisieren.

Die Charakterisierung der Quellschüttungsdynamik zeigt auf, dass ein Großteil (2/3) der vom Hydrographischen Dienst beobachteten Quellen im Wesentlichen vier unterschiedliche Entwässerungsdynamiken aufweist und somit in die Quellgruppen I-IV untergliedert werden kann. Gruppe I ist auf die Nördlichen Kalkalpen beschränkt, die von Karstaquiferen und den häufigen Niederschlägen des Nordstau-Regimes gezeichnet sind. Gruppe II umfasst schneedominierte Quellen in den hochgelegenen Gebirgsgruppen Salzburgs und Tirols. Gruppe III reagiert verzögert auf episodische Neubildungsereignisse und bildet einen Schwerpunkt im Süden Österreichs. Gruppe IV umfasst die Quellen in den niedriger gelegenen Gebieten im Osten Österreichs. Eine Charakterisierung der Quellen allein anhand der hydrogeologischen Groseinheiten greift zu kurz, da sich die Quellschüttungsdynamik aus dem Zusammenspiel von Grundwasserneubildung und Strömungsverhältnissen im Grundwasserleiter (Aquifereigenschaften) ergibt. Jede Quellgruppe spiegelt daher eine Kombination meteorologischer und hydrogeologischer Gegebenheiten im Quelleinzugsgebiet wider.

Für Quellen der Gruppe I und II bildet Schnee eine wichtige bzw. die dominante Grundwasserneubildungskomponente. Für diese Quellen werden daher künftige Änderungen der Schüttungsdynamik erwartet, da die Schneedecke besonders rasch auf den Klimawandel reagiert. Insbesondere für die niedriger gelegenen Quellen der Gruppe I wird eine entsprechend rasche Veränderung erwartet. Hinsichtlich der potenziellen Nutzbarkeit der Quellwässer ist die Vulnerabilität bei Quellen der Gruppe I und II besonders sorgfältig zu klären. Ihre Quellschüttungsdynamik weist auf eine rasche Strömungskomponente im Untergrund hin, die infiltrierendes Regen- oder Schneeschmelzwasser innerhalb von Stunden bis Tagen zur Quelle transportiert. Entsprechend wird eine geringe Filterung von Schadstoffen im Untergrund erwartet. Die Quellgruppen III und IV sind dagegen durch deutlich gedämpftere saisonale Schwankungen geprägt, die auf eine gute Speicherfähigkeit und geringere hydraulische Durchlässigkeit des Grundwasserleiters und/oder auf komplexe hydrogeologische Rahmenbedingungen im Einzugsgebiet hinweisen.

#### 5. Danksagung

Ein Großteil der dargelegten Erkenntnisse wurde im Zuge mehrerer Forschungsprojekte in den letzten 3 Jahren erarbeitet, die aus Mitteln des Landes Steiermark, des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Regionen und Wasserwirtschaft (BML) und der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (ESS-Projekt

ECOSPRING) finanziert wurden. Die Autorinnen und Autoren bedanken sich bei Matthias Hausleber, Maria Obwegs, Raoul Collenteur und Claudia Puschenjak für ihre Unterstützung bei der Datenauswertung und der Geländearbeit.

## Referenzen

- [1] Beniston, M.; Farinotti, D.; Stoffel, M.; Andreassen, L. M.; Coppola, E.; Eckert, N.; Fantini, A.; Giacona, F.; Hauck, C.; Huss, M.; Huwald, H.; Lehning, M.; López-Moreno, J.-I.; Magnusson, J.; Marty, C.; Morán-Tejeda, E.; Morin, S.; Naaim, M.; Provenzale, A.; Rabatel, A.; Six, D.; Stötter, J.; Strasser, U.; Terzago, S.; Vincent, C. (2018): The european mountain cryosphere: a review of its current state, trends, and future challenges. *The Cryosphere*, 12, 759–794.
- [2] Blöschl, G.; Sivapalan, M.; Wagener, T.; Viglione, A.; Savenije, H. (2013): *Runoff Prediction in Ungauged Basins: Synthesis across Processes, Places and Scales*, Cambridge University Press.
- [3] BMLRT (2021a): *Wasserschatz Österreich: Grundlagen für nachhaltige Nutzungen des Grundwassers*, Wien: Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Regionen und Wasserwirtschaft.
- [4] BMLRT (2021b): *Nationaler Gewässerbewirtschaftungsplan 2021*, Wien: Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Regionen und Wasserwirtschaft.
- [5] BMLRT und Umweltbundesamt (2021): *Kurzbeschreibungen und Abschätzungen der mittleren Höhenlage des Einzugsgebietes von Quellen des Hydrographischen Dienstes*, Wien: Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Regionen und Wasserwirtschaft.
- [6] Ford, D.; Williams, P. W. (2007) *Karst hydrogeology and geomorphology*. Hoboken, NJ: John Wiley & Sons.
- [7] Frei, C.; Schär, C. (1998) A precipitation climatology of the alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 18, 873–900.
- [8] Hayashi, M. (2020) Alpine hydrogeology: The critical role of groundwater in sourcing the headwaters of the world. *Ground Water*, 58, 498–510.
- [9] Helsel, D. R.; Hirsch, R. M.; Ryberg, K. R.; Archfield, S. A.; Gilroy, E. J. (2020): *Statistical Methods in Water Resources*, U. S. Geological Survey Techniques and Methods, 4(A3).
- [10] 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.
- [11] Hirsch, R. M.; Slack, J. R.; Smith, R. A. (1982): Techniques of Trend Analysis for Monthly Water Quality Data. *Water Resour. Res.* 18 (1), 107–121.
- [12] Hock, R.; Rasul, G.; Adler, C.; Cáceres, B.; Gruber, S.; Hirabayashi, Y.; Jackson, M.; Käab, A.; Kang, S.; Kutuzov, S.; Milner, A.; Molau, U.; Morin, S.; Orlove, B.; Steltzer, H. (2019) High mountain areas, in *Intergovernmental Panel on Climate Change (Hrsg.): IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*, 131–202.
- [13] Isotta, F. A.; Frei, C.; Weilguni, V.; Perčec Tadić, M.; Lassegues, P.; Rudolf, B.; Pavan, V.; Cacciamani, C.; Antolini, G.; Ratto, S. M.; Munari, M.; Micheletti, S.; Bonati, V.; Lussana, C.; Ronchi, C.; Panettieri, E.; Margio, 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.
- [14] Jeannin, P.-Y.; Sauter, M. (1998) Analysis of karst hydrodynamic behaviour using global approaches: a review. *Bulletin d'Hydrogéologie*, 16, 31–48.
- [15] Kovács, A.; Sauter, M. (2007): Modelling karst hydrodynamics, in N. Goldscheider und D. P. Drew (Hrsg.): *Methods in karst hydrogeology*, London: Taylor & Francis, 201–222.
- [16] Kresic, N. (2010a): Sustainability and management of springs, in: N. Kresic und Z. Stevanovic (Hrsg.): *Groundwater Hydrology of Springs*, Burlington, MA: Butterworth-Heinemann and Elsevier, 2010, 1–29.

- [17] Kresic, N. (2010b): Types and classifications of springs, in: N. Kresic und Z. Stevanovic (Hrsg.): Groundwater Hydrology of Springs, Burlington, MA: Butterworth-Heinemann and Elsevier, 2010, 31–85.
- [18] Kresic, N. (2010c): Modeling, in: N. Kresic und Z. Stevanovic (Hrsg.): Groundwater Hydrology of Springs, Burlington, MA: Butterworth-Heinemann and Elsevier, 2010, 165–230.
- [19] Kresic, N.; Bonacci, O. (2010): Spring discharge hydrograph, in: N. Kresic und Z. Stevanovic (Hrsg.): Groundwater Hydrology of Springs, Burlington, MA: Butterworth-Heinemann and Elsevier, 2010, 129–163.
- [20] Manga, M. (1996) Hydrology of spring-dominated streams in the Oregon Cascades. Water Resources Research, 32, 2435–2439.
- [21] McDonnell, J.; Woods, R. (2004) On the need for catchment classification. Journal of Hydrology, 299, 2–3.
- [22] 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.
- [23] Paznekas, A.; Hayashi, M. (2016) Groundwater contribution to winter streamflow in the canadian rockies. Canadian, Water Resources Journal, 41, 484–499.
- [24] Rehrl, C.; Birk, S. (2010) Hydrogeological characterisation and modelling of spring catchments in a changing environment. Austrian Journal of Earth Sciences, 103, 106–117.
- [25] Seelig, M.; Seelig, S.; Vremec, M.; Hausleber, M.; Obwegs, M.; Wagner, T.; Brielmann, H.; Stromberger, B.; Eybl, J.; Winkler, G. (2024): Zeitreihen- und Trendanalyse der Quellmessstellen des Hydrographischen Dienstes Österreichs. Wien: Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Regionen und Wasserwirtschaft.
- [26] Seelig, M.; Seelig, S.; Vremec, M.; Wagner, T.; Brielmann, H.; Eybl, J.; Winkler, G. (in Begutachtung): Discharge patterns of Austrian springs: quantification and classification. Gegenwärtig in Begutachtung bei Hydrological Processes.
- [27] Springer, A. E.; Stevens, L. E. (2009) Spheres of discharge of springs. Hydrogeology Journal, 17, 83–93.
- [28] Stevanovic, Z (2010): Case study: Major springs of southeastern Europe and their utilization, in: N. Kresic und Z. Stevanovic (Hrsg.): Groundwater Hydrology of Springs, Burlington, MA: Butterworth-Heinemann and Elsevier, 2010, 389–410.

## Adressen der Autoren

*Assoz. Prof. Priv.-Doz. Mag. Dr.rer.nat. Gerfried Winkler  
Institut für Erdwissenschaften, NAWI Graz Geocenter, Universität Graz  
Heinrichstraße 26, 8010 Graz  
gerfried.winkler@uni-graz.at*

# „Interessante Radiokarbon-Datierungen aus der geologischen Praxis in Westösterreich“

Rufus J. Bertle<sup>1</sup>, Heiner Bertle<sup>1</sup> und Karoline Bertle<sup>1</sup> sowie Klaus Pfeifer<sup>2</sup>

1 GEOGNOS Bertle ZT GmbH, Kronengasse 6, 6780 Schruns, [office@geologie-bertle.at](mailto:office@geologie-bertle.at)

2 Labor für Dendro(Chrono)logie, Pfister 1243, 6863 Egg, [griehser.pfeifer@aon.at](mailto:griehser.pfeifer@aon.at)

## Kurzfassung

Während der letzten 10 Jahre wurden um das Zugspitzmassiv aus von GEOGNOS Bertle ZT GmbH betreuten Baugruben bzw. Baugrundaufschlüssen (Bohrungen) mehrere Holzstücke geborgen, die in weiterer Folge dendrochronologisch bzw. mit der Radiokarbon-Methode untersucht wurden.

2016 wurde im Zuge der Bauarbeiten zur Neuerrichtung der Seilbahn Zugspitze knapp oberhalb des Eibsees ein mehrere Meter langer Baumstamm, der sich unterhalb von Felssturzblockwerk befand, freigelegt und untersucht. 2022 wurde in 26 m Tiefe in einer Schrägbohrung (10° geneigt) im Bereich einer Hangbewegungsmasse ein Holzstück erbohrt und 2023 wurde in einer Baugrube für den Erweiterungsbau für die Ehrwalder Almbahn ein Wurzelstock ausgegraben und in weiterer Folge ebenfalls dendrochronologisch und mit der Radiokarbonmethode untersucht.

Vorteil der Kombination einer dendrochronologischen Untersuchung mit einer Datierung mittels Radiokarbon-Methode ist, dass oft eine genauere Einstufung hinsichtlich des Absterbealters möglich ist und andererseits – sofern das Spätholz der Waldkante ersichtlich ist – auch ermittelt werden kann, ob das Absterbedatum im Winterhalbjahr oder Sommerhalbjahr liegt.

In der Baugrube der bayerischen Zugspitzbahn konnte das Bergsturzereignis aus der Zugspitz-Nordwand auf ca. 1.300 a v. Chr. (+/- 120 a) datiert werden und ist somit etwas jünger als bisherige Datierungen gezeigt haben. Das Ereignis fand demnach zur mittleren Bronzezeit statt. In diesem Zeitraum sind auch klimatische Schwankungen in Richtung eines kälteren bzw. niederschlagsreicheren Klimas im Zentralalpenraum bekannt (Stichwort: Lössen Kaltphase)

Das Holz in der Baugrube der Talstation der Ehrwalder Almbahn wurde auf ca. 6.200 a v. Chr. datiert und fällt somit das Absterbealter der Kiefer in den Übergang Älteres/Jüngeres Atlantikum und fällt damit in die Zeit einer markanten kurzzeitigen Kältephase im ansonsten „warmen“ Atlantikum. Diese Kältephase ist im Zentralalpenraum seit längerem als Misox-Schwankung bekannt.

Der älteste datierte Holzfund von der Ehrwalder Alm selbst weist ein Alter von ca. 8.500 a +/- 150 a v. Chr. auf und fällt somit in den Übergang vom frühen zum jüngeren Boreal (frühe Wärmezeit). Über den Auslösemechanismus für die Hangbewegung vor mehr als 10.000 a kann nur spekuliert werden.

---

## 1. Allgemeines

Während der letzten 10 Jahre wurden um das Zugspitzmassiv aus von GEOGNOS Bertle ZT GmbH betreuten Baugruben bzw. Baugrundaufschlüssen (Bohrungen) mehrere Holzstücke geborgen. Deren Jahrringserien wurden für dendrochronologische Untersuchungen erfasst und definierte Jahrringlagen mittels der Radiokarbon-Methode (AMS) datiert. 2016 wurde im Zuge der Bauarbeiten zur Neuerrichtung der Seilbahn Zugspitze knapp oberhalb des Eibsees ein mehrere Meter langer Baumstamm, der sich unterhalb von Felssturzblockwerk befand, freigelegt und untersucht. 2022 wurde in 26 m Tiefe in einer Schrägbohrung (10° geneigt) im Bereich einer Hangbewegungsmasse am Fahrweg zur Hochfeldern-Alm ein Holzstück erbohrt und 2023 wurde in einer Baugrube für

den Erweiterungsbau für die Talstation der Ehrwalder Almbahn ein Wurzelstock ausgegraben und in weiterer Folge ebenfalls untersucht.

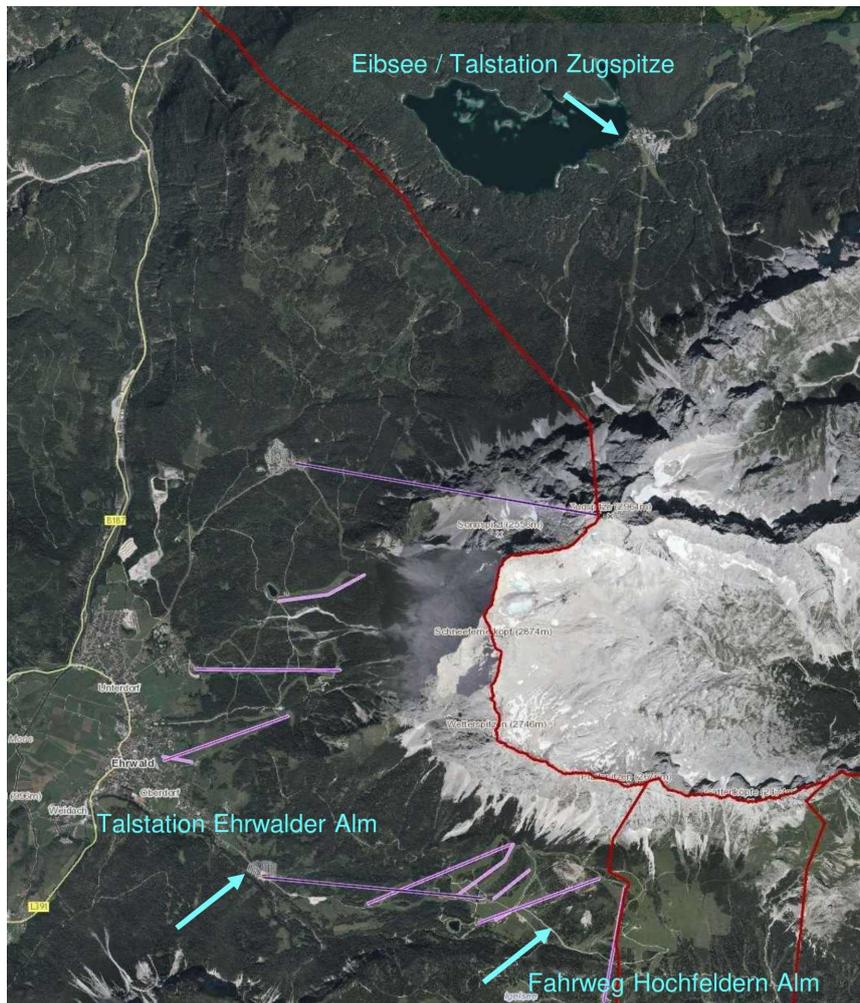


Abb.1: Lage der Probelokalitäten um die Zugspitze

Vorteil der Kombination einer dendrochronologischen Untersuchung mit einer Datierung mittels Radiokarbon-Methode ist, dass oft eine genauere Einstufung hinsichtlich des Absterbealters möglich ist und andererseits – sofern das Spätholz der Waldkante ersichtlich ist – auch ermittelt werden kann, ob das Absterbedatum im Winterhalbjahr oder Sommerhalbjahr liegt.

## 2. Altersdatierung Seilbahn Zugspitze

In den Jahren 2015 bis 2017 wurde die Seilbahn Zugspitze, die vom Eibsee direkt auf den Zugspitzgipfel führt, neu errichtet. Die Seilbahn wurde als Pendelbahn mit 120-Personen-Kabinen ausgeführt, die mit zwei Stützen einen Höhenunterschied von ca. 1.150 m bei einer Fahrbahnlänge von 4.450 m überwindet. Die Bauarbeiten zur Gründung der neuen Talstation wurde insbesondere im Jahre 2016 ausgeführt. In der Projektierungsphase der neuen Seilbahnanlage war auf Grund von früheren Untersuchungen bekannt, dass die Gründung größtenteils im Blockwerk der Eibsee-Bergsturzes erfolgt. Gemäß JERZ und von POSCHINGER (1995) ging der Eibsee-Bergsturz aus der Nordwand der Zugspitze vor ca. 3.700 vor heute ab und weist ein geschätztes Bergsturzvolumen von ca. 300 Mio. m<sup>3</sup> auf. Die Felssturzmassen wurden sowohl im Umfeld des Eibsees abgelagert, sind aber auch deutlich weiter gegen NE bis nach Grainau vorgedrungen.

Aus der regionalen geologischen Situation ist bekannt, dass der Gipfelaufbau der Zugspitze insbesondere durch die Karbonate der Wetterstein-Plattform gebildet wird, die jüngere Gesteine im Bereich des Eibsees (Hauptdolomit und Kössen-Formation sowie untergeordnet Jungschichten) überlagern. Die Baugrube für die Talstation der Seilbahn Zugspitze wurde im Frühjahr 2016 ausgehoben und die Aufstandsfläche für den Neubau vorbereitet. Dabei wurden in Schurfschlitzten zum Teil organische Einlagerungen unterhalb der Aufstandsfläche festgestellt, weshalb von GEOGNOS Bertle ZT GmbH die lokale Tieferlegung von Fundamenten verlangt wurde. Dabei wurde überraschender Weise stellenweise die Unterlagerung der Felssturzmasse des Eibsee-Bergsturzes freigelegt. Das Felssturzmaterial aus Wettersteinkalk (gemischtkörniges Kies mit zahlreichen Steinen und Blöcken) wird durch eine grau-ockerfarbene stark bindig-lehmige Moräne, die an ihrer Oberkante zahlreiche Holzeinlagerungen aufweist, unter anderem Baustämme bis ca. 70 cm Durchmesser, unterlagert.



Abb. 2: Schurfschlitzte Talstation Seilbahn Zugspitze am Eibsee

Aus einem ausgehobenen Baumstamm konnte eine 30 cm Durchmesser aufweisende Holzscheibe gewonnen werden, die in weiterer Folge mittels Radiokarbon-Methode (AMS-Messung) sowie den dendrochronologisch untersucht wurde.

Die Datierung mittels Radiokarbon-Methode ergab für den 33. der 118 bis zur Waldkante vermessenen Jahrringe der Weißtanne (*Abies alba*) ein Alter von 3.120 +/- 45 Jahre BP (LTL16666A). Dieses Radiokarbon-Alter wurde mit der Software OxCal in Kalenderjahre umgerechnet. Das kalibrierte Radiokarbonalter des Absterbezeitfensters der in einem Winterhalbjahr abgegangenen Tanne liegt bei  $2\sigma$  zwischen 1.415 cal BC und 1.175 cal BC (1.295 ca IBC +/- 120 a). Bei  $1\sigma$  sind zwei Zeitspannen relevant: 1.320 cal BC +/- 35 a (1.355 bis 1.285 cal BC) bzw. 1.240 cal BC +/- 25 a (1.265 bis 1.215 cal BC) und somit in der späten Bronzezeit. Zum Vergleich mit den frühen Hochkulturen sei der Hinweis gestattet, dass in Ägypten von 1.332 bis 1.323 v.Chr. Tutanchamun regierte. In verschiedenen alpinen Fundstätten der Bronzezeit ist um diese Zeit ein markanter Unterbruch in der Siedlungsaktivität feststellbar. Es könnte sich hier um eine Folge des gewaltigen Vulkanausbruches der minoischen Eruption, die nach letzten Altersdatierungen zwischen 1.620 v.Chr. und 1.600 v.Chr. stattgefunden hat. Diese ist wahrscheinlich auch die Ursache für den seit langem bekannten Gletschervorstoß der „Löbber-Schwankung“.

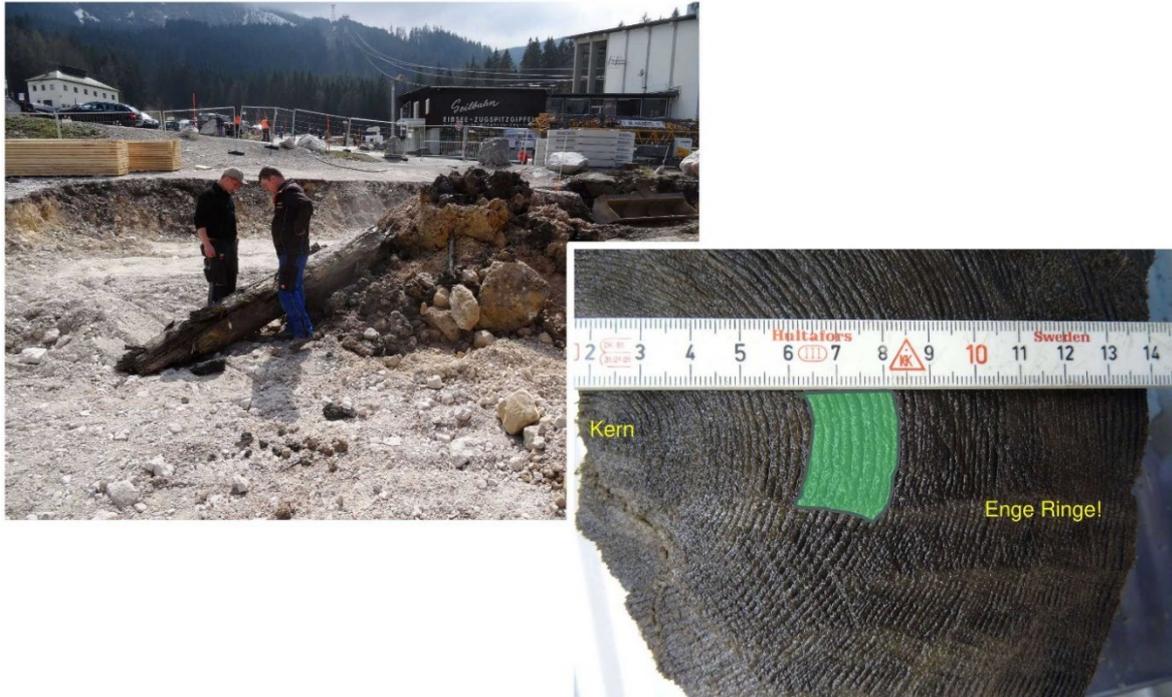


Abb.3: Baumprobe Talstation Seilbahn Zugspitze

### 3. Baugrube Talstation Ehrwalder Almbahn

Die Talstation der 8 EUB Ehrwalder Almbahn als Talzubringer zum Schigebiet Ehrwalder Alm befindet sich ca. 1.800 m Luftlinie und ca. 120 Höhenmeter südöstlich oberhalb des Ortskernes von Ehrwald in Tirol. Unmittelbar an das bisherige Talstationsgebäude grenzend befanden sich Parkplatzflächen, die im Jahre 2023 mit einem Zubau, der insbesondere eine Tiefgarage sowie Schidepot- und Sportgeschäftsräumlichkeiten aufweist, verbaut wurden. Die Baugrube für diesen Zubau wurde direkt angrenzend an das bestehende Talstationsgebäude ausgeführt, sodass eine bis zu 9,50 m hohe Gebäudeunterfangung erforderlich wurde. Die Baugrubensicherung wurde mittels einer geankerten Spritzbetonschale sowie im Unterfangungsbereich der bestehenden Talstation mit einer Mikropali-Wand ausgeführt.



Abb.4: Baugrube Talstation Ehrwalder Almbahn

Die geologische Situation des Talstationsbereiches der Ehrwalder Almbahn wird dadurch bestimmt, dass der Felsuntergrund von überwiegend wasserstauenden und leicht verwitternden steil gestellten gepressten Kalkmergeln, Mergeln und Tonmergeln der Lermoos-Synklinale (Jura-Kreideschichten der nördlichen Kalkalpen) aufgebaut wird. Auf diesem während der Eiszeiten tiefgründig ausgeräumten Felsuntergrund wurden in der Hoch- und Spätwürmeiszeit mächtige Moräne des über den Fernpass zugeflossenen Inneises, des durch die Lermoos-Heiterwang-Talfurche zugeflossenen Lecheises und der Lokalgletscher (insbesondere aus dem Geißtal bzw. von der Zugspitze) sowie Eistrandtausedimente abgesetzt. Nach dem völligen Abschmelzen der Gletscher der letzten Eiszeit wurden durch die aus nordöstlicher bzw. südöstlicher Richtung zustoßenden Bäche (Wiesentalbach, Rappenbach und Geißbach) mächtige Murschuttkegel in das Becken von Lermoos-Ehrwald geschüttet. Auf Grund der anstehenden Gesteine in den Einzugsgebieten dieser drei Bäche, die einerseits aus weichen tonschieferreichen Gesteinen (Tonmergel, Tonschiefer) der Lermoos-Synklinale und andererseits aus härteren Gesteinen (Karbonate) der Trias (insbesondere Wetterstein-Formation) bestehen, weisen die Murschuttkegel am Ostrand des Beckens von Lermoos-Ehrwald eine starke horizontale und vertikale Schichtung auf.

Die Baugrube für den Zubau bei der Talstation der Ehrwalder Almbahn in Ehrwald wurde nach entsprechender behördlicher Genehmigung im Frühjahr 2023 ausgehoben. Der Aushub erfolgte lagenweise von oben nach unten parallel mit dem Einbau der Baugrubensicherung. Ende Mai 2023 wurde in der Baugrube ca. 6 m vertikal unter der früheren Geländeoberfläche in gemischtkörnigem Murschuttmaterial ein Wurzelstock mit aufgehendem Stamm freigelegt. Dieser Wurzelstock befand sich noch in Wuchsposition, der erhaltene Stamm weist eine Höhe von ca. 70 cm auf, einzelne Seitenwurzeln sind sichtbar (siehe Foto). Aus dem Fußbereich des geborgenen Stammes konnte ein ca. 20 cm starker Radius gewonnen werden. Stellenweise war die HolZRinde noch vorhanden, sodass ein vollständiger Stammquerschnitt vorlag.



Abb.5: Wurzelstock und Baumquerschnitt Talstation Ehrwalder Almbahn

Die dendrochronologische Untersuchung zeigt, dass es sich um eine Kiefer handelt, die 296 Jahrringe aufwies. Beim äußersten Jahresring wurde Waldkante mit vollständig ausdifferenziertem Spätholz festgestellt, sodass geschlossen werden kann, dass das Absterbedatum im Winterhalbjahr liegt. Der 159-igste von 296 Jahrringen wurde herauspräpariert und mittels AMS-Radiokarbondatierung untersucht. Es wurde ein Radiokarbonalter von 7.356 +/- 40 a BP (LTL31992) ermittelt. Die Umrechnung in Kalenderjahre ergibt bei  $2\sigma$  zwei mögliche Absterbezeiträume nämlich 6.199 cal BC +/- 30 a und 6.035 cal BC +/- 94 a, wobei aus paläoklimatischen Überlegungen der ältere Absterbezeitraum als wahrscheinlicher angenommen wird. Der ältere Absterbezeitraum würde in den Übergang älteres / jüngeres Atlantikum-Kälterückfall bei ca. 6.200 BC bzw. in das Ende des frühen Atlantikums (Waldbestand noch Kiefer Unterholz aus Hasel, Erle, Birke) fallen.

#### 4. Erkundungsbohrung Ehrwalder Alm – Fahrweg zur Hochfeldern-Alm

Ein größerer Teil des Schigebietes der „Ehrwalder Alm“ befindet sich östlich oberhalb der Bergstation der 8 EUB Ehrwalder Almbahn im Bereich des „Issentalkopfes“. Vom Gipfelbereich des Issentalkopfes führen mehrere Schiabfahrten zunächst in südöstlicher Richtung, anschließend gegen südwestlicher Richtung umbiegend um die Südhänge des Issentalkopfes herum und führen aus östlicher bzw. südöstlicher Richtung kommend wieder zur Ehrwalder Alm zurück. Diese Schiabfahrten wurden in den vorangegangenen Jahren mit einer Schneeanlage ausgestattet, stellenweise wurden auch Kanalleitungen für Gebäude im hinteren Teil des Gaistales (Hochfeldern-Alm) verlegt. Im Bereich der Schiabfahrten verlaufen auch mehrere Straßen, die insbesondere der Bewirtschaftung der Alpgebäude bzw. Alpwiesen im hinteren Gaistal dienen. Ca. 80 Höhenmeter bis 100 Höhenmeter östlich oberhalb der Ehrwalder Alm wird die Zufahrtsstraße zur Hochfeldern-Alm und die darin verlegten Leitungen im Bereich eines ca. 60 m langen Wegabschnittes regelmäßig durch eine Hangbewegung verschoben.

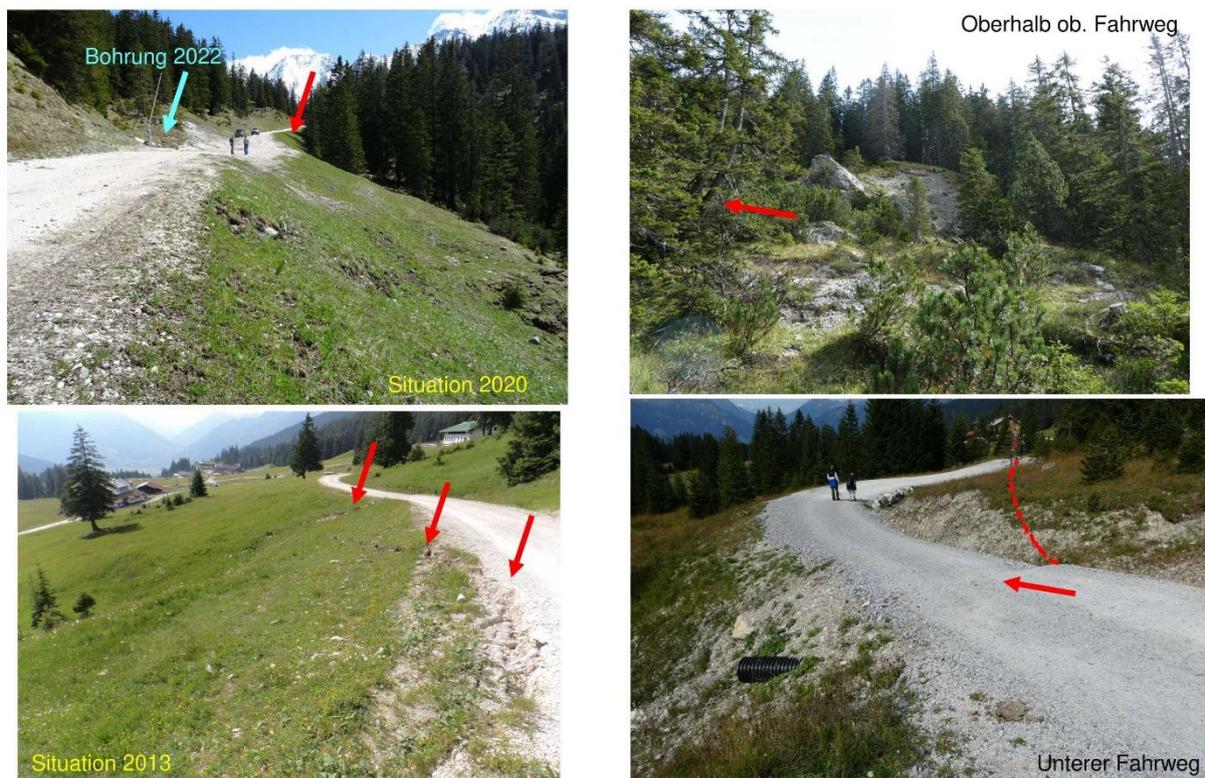


Abb.6: Fotos von Hangbewegung betroffene Fahrwege (verschiedene Jahre)

Um die Tiefenlage dieser Hangbewegung zu erkunden, wurde im Jahre 2022 eine Schrägbohrung, die ein Gefälle von 10° aufweist, abgeteuft. Ca. 26 m unter der Geländeoberfläche bzw. in der Bohrung wurde dabei ein Holzstück erbohrt und für die weiterführende holzanatomische / dendrochronologische Untersuchung geborgen.

Die geologische Situation östlich der Ehrwalder Alm wird durch eine komplexe „Halbfenstersituation“ innerhalb der nördlichen Kalkalpen bestimmt. Die Lermoser Synklinale der Lechtaldeck der Nördlichen Kalkalpen stellt eine Muldenstruktur mit mergel- und tonschieferreichen Schichtfolgen im Kern dar, die zwischen den steifen Karbonatblöcken des Meiminger Gebirges im S und des Wettersteingebirges / Zugspitzmassivs im N aus dem Untergrund aufgequetscht, verfaultet und von mehreren Störungs- und Bruchsystemen (Puitentalzone und Loisachstörungsbündel) durchsetzt sowie stellenweise von N und S überschoben ist. In diese stark gestörte Muldenform linsenförmig eingeschaltet ist der aus Karbonaten und Tonschiefern sowie Mergeln der Trias bestehende Härtling des Issentalkopfes eingeschaltet. Der Hauptdolomitsporn des Issentalkopfes ist durch die extreme tektonische Beanspruchung von mächtigen Störungsbahnen mit völliger Gebirgszerlegung durchsetzt, an denen aus dem Untergrund Tonmergel und Mergel der Raibl Formation aufgeschuppt sind. Bedingt durch die extreme Zerlegung in Großschollen und Einzelschuppen und die vollständige Zerreibung der Karbonate entlang der Störungszonen ist der Festgesteinsverband stark der gravitativen Verbandsauflösung und der Erosion ausgesetzt. Im Südfußbereich des Issentalkopfes bilden insbesondere weiche Gesteine der Kreide (Jungschichten) sowie Tonschiefer und Mergel der Raibl-Formation den Untergrund, während der obere Teil des Südhangs und der Gipfelbereich des Issentalkopfes selbst durch Karbonate (Hauptdolomit, zum Teil Wettersteinkalk und Raibl-Dolomite) aufgebaut wird. Die weichen dünnblättrigen bis dünnschiefrigen Gesteine am Südhangfuß (Wiesenflächen östlich der Ehrwalder Alm) sind wasserstauend, gleitfreudig und verwittern sehr rasch zu tiefgründigen Böden. Durch ihre gleitanfällige Struktur und den wasserstauenden Charakter bilden sie den Basisstauer des im zertrümmerten Hauptdolomit des Issentalkopfes versickernden Wassers und eine wesentliche Ursache für die hangtektonische Zerlegung der Hauptdolomits des Issentalkopfes.

Erst deutlich östlich der im Jahre 2014 errichteten Sesselbahn auf dem Issentalkopf ist der Südhang des Issentalkopfes in aktiver Hangbewegung befindlich. Diese Hangbewegungskörper setzen im untersten Teil der Felswände südöstlich des Issentalkopfes an und umfassen insbesondere den Waldbereich oberhalb der Straße zur Hochfeldern-Alm. Diese aktiven Kriech- und Gleitbewegungen hängen insbesondere damit zusammen, dass dort größere Hangwasseraustritte den Hang tiefgründig vernässen und mobilisieren.

Auf Grund der bekannten aktiven Hangbewegungen, die auch den Fahrweg zur Hochfeldern-Alm betreffen, wurden in vorangegangenen Jahren verschiedene Maßnahmen zum Erhalt der hier verlegten Kabel und Leitungen getroffen. Im aktiven Hangbewegungsbereich, der eine Länge von ca. 60 m aufweist, wurde im Jahre 2022 eine Schrägbohrung abgeteuft. In dieser Schrägbohrung wurde bis in ca. 31 m Tiefe stark bindiger Hangschutt bzw. stark bindige Moräne von grauer Farbe angetroffen, darunter eine ca. 1 m mächtige Verwitterungsschicht des Felsuntergrundes und dann bis zur Endteufe schwarze Tonschiefer und Kalkmergel die am ehesten der Allgäu Formation zugeordnet werden. Auch eine Einstufung der Tonschiefer in die Unterkreide ist möglich. In 26 m Tiefe wurde zufällig das für die weiteren Untersuchungen verwendete Holzstück mit einer Länge von ca. 10 cm erbohrt.



Abb. 7: Bohrkern der Schrägbohrung 2022 (26m bis 30m Tiefe) mit Holzstück (Pfeil)

Aus holzanatomischer Sicht handelt es sich beim Probenmaterial um Gemeine Kiefer (*Pinus sylvestris*) oder Latsche/Bergkiefer (*Pinus mugo*). Die beiden Arten sind holzanatomisch jedoch nicht unterscheidbar. Potentieller Stand- und Fundort sprechen für Latsche. Eine Waldkante konnte am Holzfragment mit 33 Jahrringen nicht festgestellt werden. Der letzte erkennbare Jahrring (jedoch keine Waldkante!) aber auch das Absterben des Gehölzes datierten um 8.456 cal BC +/- 150 a (2 $\sigma$ ) (LTL22948) insgesamt wurden 33 Jahrringe festgestellt. Die Latsche ist daher in das Boreal, vermutlich in die frühe Wärmezeit, d.h. am Übergang vom älteren zum jüngeren Boreal und damit noch Kiefern- / Haselzeit, einzustufen.

## 5. Zusammenfassung

Während der letzten Jahre konnten um die Zugspitze aus Baugruben bzw. Erkundungsbohrungen mehrere Baumstämme bzw. Holzreste geborgen und dendrochronologisch sowie mit der Radiokarbon-Methode untersucht werden.

In der Baugrube der Talstation der neuen Seilbahn Zugspitzbahn konnte ein relativ junges Alter für die Bergsturzablagerungen festgestellt werden, das um 1.295 cal BC +/- 120 a (2 $\sigma$ ) liegt.

In der Baugrube der Talstation der Ehrwalder Almbahn wurde ein Wurzelstock auf ca. 6.200 cal BC datiert. Die Kiefer wurde hier vermutlich während eines Murereignisses, das im Übergang älteres / jüngeres Atlantikum (Kälterückfall bei ca. 6.200 BC) bzw. in das Ende des frühen Atlantikums (Waldbestand noch Kiefer Unterholz aus Hasel, Erle, Birke) stattfand, verschüttet.

Die Datierung eines Holzstückes aus 26m Tiefe einer Bohrung, die östlich der Ehrwalder Alm am Fahrweg zur Hochfeldern-Alm abgeteuft wurde, ergab ein Alter um 8.456 cal BC +/- 150 a (2 $\sigma$ ). Die hier durch Lockermaterial verschüttete Latsche wurde wahrscheinlich während eines größeren Hangbewegungsereignisses verschüttet.

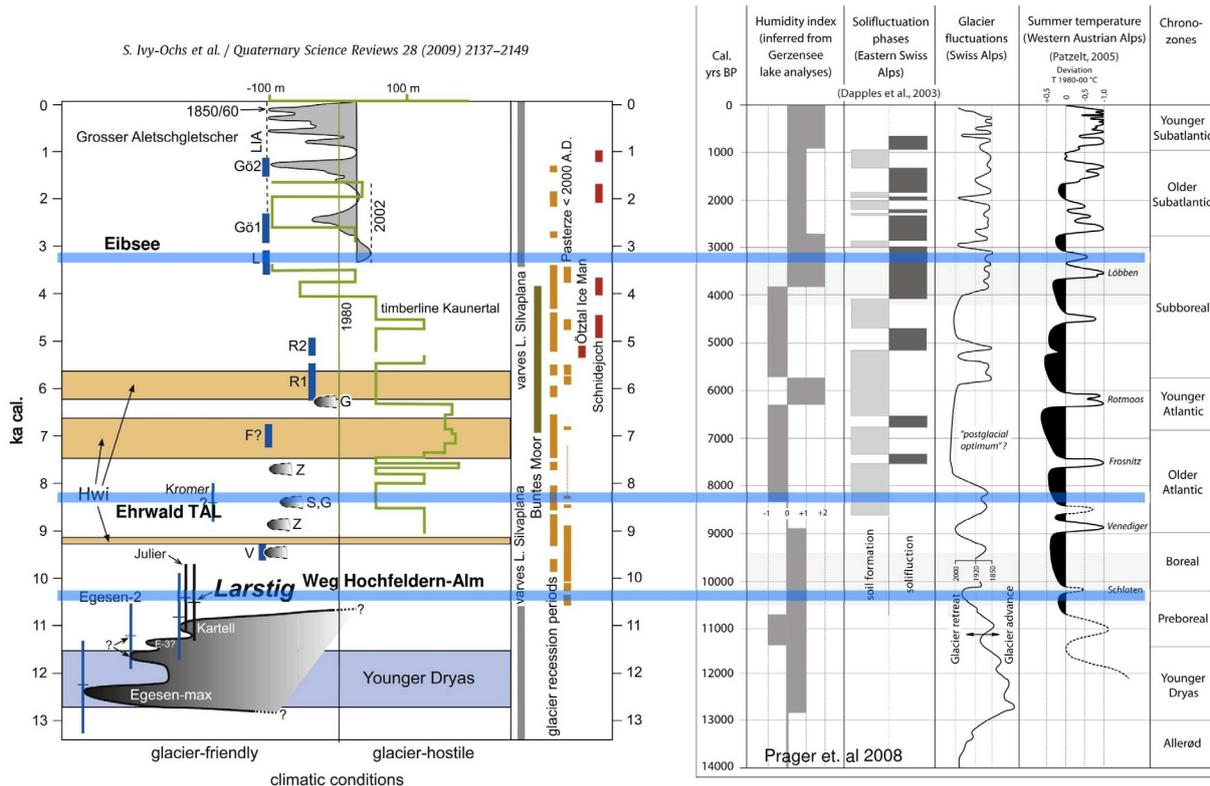


Abb. 8: publizierte „Klimagrafiken“ mit Eintragung der Alter der neuen Holzfunde

Bemerkenswerterweise fallen alle hier vorgestellten Holzfunde in schon seit längerem bekannte klimatische „Extremereignisse“:

Der Felssturz an der Zuspitze, der auf ca. 1.295 cal BC +/- 120 a ( $2\sigma$ ) datiert wurde, ereignete sich während der „Löbber-Schwankung“, in der deutlich kältere Sommertemperaturen als in der Klimaperiode 1980–2000 postuliert werden. Vermutlich erfolgte der Bergsturz von der Zugspitze mehrphasig (vgl. früher publizierte Alter JERZ und von POSCHINGER 1995).

Der Murgang, der die Latsche an der Talstation der Ehrwalder Almbahn verschüttete, fand wahrscheinlich in der Zeitphase des 8.2k-Event (Kromer-Stadium) statt. Dieses Ereignis hat seine Ursache wahrscheinlich in einem ca. 160 Jahre andauernden kurzen Temperaturrückgang, wie er im Grönlandeis nachweisbar ist.

Die Hangbewegung, die im Absterbezeitraum der Latsche um 8.456 cal BC +/- 150 a zum Verschütten eines Holzstückes geführt hat, ist während dem Egesen-III-Stadium bzw. dem Larstig-/Kartell-Stadium eingetreten. Es ist möglich, dass die Hangbewegung in einer Phase mit ansteigenden mittleren Sommertemperaturen erfolgte, über die genaue Auslösungsursache der Hangbewegung kann nur spekuliert werden.

# Grundwasserdatierungen an Beispielen in Tirol-Vorarlberg: Pro und Kontra

M. Kralik<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Universität Wien, Dep. Umweltgeowissenschaften, Josef-Holaubek-Platz 2, 1090 Wien, Österreich; martin.kralik@univie.ac.at

## Kurzfassung

Die Mittlere Verweilzeit (MVZ) von Grundwässern ist eine wichtige Information für die Entwicklung von hydrogeologischen Konzepten, die wichtig für die Bewertung der Herkunft, Neubildung und Interaktion mit Aquifergesteinen. Zusätzlich hängt die Bekämpfung von Kontaminationen und die Vulnerabilitätsbewertung von Grundwässern erheblich von den MVZ ab. Kombinationen von verschiedenen Tracern werden verwendet, um die MVZ abzuschätzen abhängig von deren tatsächlichen Transferzeiten. Rezente Grundwasserneubildung kann durch Eingabe von künstlichen Tracern (Fluoreszenz-, Salz-Tracern etc.), durch saisonale Variationen von  $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ -Isotopen oder das Auftreten von kurzlebigen Radionukliden wie z.B.  $^{35}\text{S}$  bewertet werden. Moderne Wässer mit Verweilzeiten von 1 bis 70 Jahren können mittels der Edelgas-Isotope Tritium-Helium-3 ( $^3\text{H}/^3\text{He}$ ), Krypton-85 ( $^{85}\text{Kr}$ ), oder den Spurengasen wie FCKWs und Schwefel-Hexafluorid ( $\text{SF}_6$ ) abgeschätzt und gemessen werden. Alte Grundwässer in der Größenordnung von hunderten bis tausenden Jahren werden meist mittels Radiokarbon ( $^{14}\text{C}$ ) oder Argon-39 ( $^{39}\text{Ar}$ ) untersucht. Sehr alte Grundwässer bis zu 1,5 Mio. Jahren können mit den Isotopensystemen von  $^{14}\text{C}$ ,  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^4\text{He}$  and  $^{81}\text{Kr}$  gemessen und eingeschätzt werden. Die Möglichkeiten und Schwierigkeiten bei der Einschätzung von Mittlere Verweilzeiten von Grundwässern in verschiedenen Tiefen werden an mehreren Beispielen aus Tirol und Vorarlberg demonstriert.

## Abstract

*The Mean Residence Time (MRT) of groundwater is an important factor for the development of hydrogeological concepts influencing the origin, recharge and exchange with the aquifer rocks. In addition, contamination and risk assessment depend strongly on the estimated residence of groundwater. Combinations of different techniques have to be applied to estimate MRTs of groundwater depending on their time span. Recent recharge can be evaluated by the seasonal variation of  $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ ,  $^{35}\text{S}$  and actively introduced tracers. Modern water with a residence time between 1 to 70 years can be measured by  $^3\text{H}/^3\text{He}$ ,  $^{85}\text{Kr}$ , CFCs and  $\text{SF}_6$ . Old waters in the range of hundreds and thousands of years are frequently investigated by  $^{14}\text{C}$  and  $^{39}\text{Ar}$ . Very old groundwater up to 1.5 Mio. years can be investigated by  $^{14}\text{C}$ ,  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^4\text{He}$  and  $^{81}\text{Kr}$ .*

*The estimation of Mean Residence Times (MRT) of groundwaters using measurements of  $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ ,  $^3\text{H}/^3\text{He}$ , CFCs,  $\text{SF}_6$ , and  $^{14}\text{C}$  is demonstrated by examples in the Austrian federal states of Tyrol and Vorarlberg.*

# PFAS – Eine Schadstoffgruppe mit Zukunft

Dr. Thomas Hanauer<sup>1</sup>

<sup>1</sup> MuP Umwelttechnik GmbH, Ingolstadt, thomas.hanauer@mup-group.com

## Kurzfassung

Die Stoffgruppe der PFAS umfasst mehrere Tausend Einzelstoffe, von denen bis heute weniger als 1 % analytisch nachweisbar sind. Langlebigkeit und hohe Mobilität dieser Substanzen haben dazu geführt, dass sie mittlerweile weltweit und in den verschiedensten Umweltmatrices nachgewiesen werden können.

PFAS werden seit den 1950er Jahren hergestellt und seitdem aufgrund ihrer wasser-, schmutz- und ölabweisenden Eigenschaften in zahlreichen Industrie- und Konsumprodukten entsprechend der jeweils geltenden Rechtslage legal eingesetzt.

Der bekannteste Einsatzbereich ist die Verwendung in Löschschäumen bei der Feuerwehr (z. B. auf zivilen und militärischen Flughäfen). Die Perfluoroktansulfonsäure (PFOS) und die Perfluoroktansäure (PFOA) sowie seit 2023 auch die Perfluorhexansulfonsäure (PFHxS) sind über die europäische Verordnung zu persistenten Stoffen jedoch mittlerweile weitestgehend verboten.

PFAS werden als typische Vertreter der persistenten organischen Schadstoffe (POP) in der Umwelt nicht abgebaut. Dies führt zu Anreicherungen in verschiedenen Umweltkompartimenten, in Organismen und schließlich über die Nahrungskette auch im Menschen. Aufgrund der hohen Mobilität in Böden und im Grundwasser bilden sich an den Eintragsbereichen zum Teil großräumige Belastungsbereiche aus. Dies erschwert die Bewältigung von bereits eingetretenen Schäden erheblich.

Der Fachbeitrag geht auf die umweltrelevanten Stoffeigenschaften der PFAS ein und zeigt Wege aber auch Grenzen der Sanierung von Böden und Grundwasser auf. Die noch nicht abgeschlossene toxikologische Bewertung verunsichert dabei Betroffene und Planer gleichermaßen.

Die hervorragenden technischen Eigenschaften der PFAS lassen sich in vielen Anwendungen jedoch nicht ersetzen. Die Stoffgruppe der PFAS wird uns daher auch in Zukunft weiter begleiten. Sei es bei langwierigen Sanierungen oder, trotz der toxikologischen Risiken, auch in vielfältigen technischen Anwendungen.

## **Abstract**

*The group of substances known as PFAS includes several thousand individual compounds, of which less than 1% are currently detectable through analytical methods. The persistence and high mobility of these substances have led to their detection worldwide in various environmental matrices. PFAS have been produced since the 1950s and have been legally used in numerous industrial and consumer products due to their water-, dirt-, and oil-repellent properties, in accordance with the applicable legal regulations.*

*The most well-known application is their use in firefighting foams, particularly at civilian and military airports. However, perfluorooctane sulfonic acid (PFOS), perfluorooctanoic acid (PFOA), and since 2023, also perfluorohexane sulfonic acid (PFHxS), have been largely banned under European regulations concerning persistent substances.*

*As typical representatives of persistent organic pollutants (POPs), PFAS do not break down in the environment. This leads to accumulation in various environmental compartments, in organisms, and eventually, through the food*

*chain, in humans. Due to their high mobility in soils and groundwater, extensive contamination areas often develop around the points of entry, significantly complicating the remediation of existing damage.*

*The technical article addresses the environmentally relevant properties of PFAS and outlines both the possibilities and limitations of soil and groundwater remediation. The ongoing toxicological assessment adds to the uncertainty among affected parties and planners alike.*

*However, the outstanding technical properties of PFAS cannot be replaced in many applications. Therefore, the group of PFAS substances will continue to accompany us in the future, whether in protracted remediation efforts or, despite the toxicological risk, in a wide range of technical applications.*

# Ermittlung der Chloridfracht im Grundwasser mittels numerischer Modellierung am Beispiel der Gewässerschutzanlage Walserberg

Tatjana Enzinger<sup>1</sup>, Gerhard Koch<sup>2</sup>

<sup>1</sup> bf:gh, Oberndorferstraße 33, 5020 Salzburg, Österreich; tenzinger@bf:gh.at

<sup>2</sup> Asfinag BMG, Fuchsenfeldweg 71, 8047 Graz, Österreich; Gerhard.Koch@Asfinag.at

## Kurzfassung

Die Asfinag plant die Sanierung der Raststation A1 Walserberg. Im Zuge der Sanierung ist die Neuerrichtung einer Gewässerschutzanlage erforderlich, über die sämtlich anfallende Straßenwässer gereinigt und in das Talgrundwasser versickert werden sollen. Dabei stellen schwierige Umfeldbedingungen wie ein direkt an die Parkflächen angrenzendes Wasserschutzgebiet, zahlreiche genutzte Quellwasseraustritte im nahen Umfeld, eine ganzjährige Bestandsbelastung mit Chlorid im Grundwasser und ein inhomogener Untergrund mit starkem Stauerrelief das Planungsteam von Anfang an vor große Herausforderungen.

Damit die Behörden der Verlängerung der wasserrechtlichen Bewilligungen des bestehenden Bescheides zustimmen können, war es erforderlich, den Ist-Zustand sowie die zukünftigen Auswirkungen auf den Aquifer, hier vor allem die Belastung mit Chlorid durch das Versickern der Straßenwässer, nachvollziehbar und möglichst präzise darlegen zu können. Dafür wurde ein umfangreiches, mit der zuständigen Wasserrechtsbehörde bzw. den Amtssachverständigen abgestimmtes Erkundungs- und Monitoringprogramm durchgeführt. Basierend auf dem erarbeiteten geologischen und hydrogeologischen Modell wurde schlussendlich ein 1.5 km<sup>2</sup> großes, numerisches Konzeptmodell mit dem Programm FEFLOW aufgesetzt und in einem weiteren Schritt der Massentransport hinsichtlich der Chloridfracht gerechnet und visualisiert. Das Ergebnis der numerischen Modellierung wurde mit dem Ergebnis eines analytischen Lösungsansatzes aus dem Leitfaden „Versickerung chloridbelasteter Straßenwässer“ des BMVIT verglichen.

## Abstract

*Asfinag is planning to modernise the A1 Walserberg service station. As part of the modification, a new water protection system is required, which will be used to treat all surface water and infiltrate it into the valley groundwater. Difficult environmental conditions such as a water protection area directly adjacent to the parking areas, numerous used spring water outlets in the immediate vicinity, a year-round existing chloride load in the groundwater and an inhomogeneous subsoil with a strong aquifer relief presented the planning team with major challenges right from the start. In order for the authorities to be able to approve the extension of the existing permit under water law, it was necessary to present the current situation as well as the future effects on the aquifer, in particular the chloride pollution caused by the seepage of the road water, in a comprehensible and precise manner. To this end, a comprehensive investigation and monitoring program was carried out in consultation with the responsible water authority and the official experts. Based on the geological and hydrogeological model developed, a 1.5 km<sup>2</sup> numerical concept model was finally set up using FEFLOW software and, in a further step, the mass transport was calculated and visualized with regard to the chloride load. Finally, the result of the numerical modeling was compared with the result of an analytical approach from the BMVIT guideline "Versickerung chloridbelasteter Straßenwässer".*

## 1. Veranlassung/Fragestellung

Die Raststation Walsberg liegt auf einem Geländeplateau an der Staatsgrenze Österreich / Deutschland, das in Richtung der Talräume der Saalach bzw. Salzach abfällt. Das Projektgebiet wird vom Geländehochpunkt an der Staatsgrenze in Richtung Osten zu dem an der Talflanke verlaufenden Mackerbach entwässert. Die bestehenden Entwässerungsanlagen wurden erstmals 1971 wasserrechtlich bewilligt.

Derzeit werden die Oberflächenwässer getrennt für die Parkflächen Nord und Süd in Entwässerungsmulden und -rinnen über Einlaufschächte zu einem Sammelkanal Richtung Ost transportiert. Dieser mündet in ein Retentionsbecken und einen nachgeschalteten Mineralölabscheider. Anschließend erfolgt die Ableitung entlang des Fußes der Autobahnböschung zu den beiden bestehenden Gewässerschutzanlagen im Bereich einer Betriebsumkehr. Nach Reinigung der Wässer werden diese in den nahegelegenen Mackerbach entleert (Abbildung 1).

Unter Berücksichtigung der geologisch / hydrogeologischen Voruntersuchungen und auf Grundlage der Vorabstimmung mit den Behördenvertretern sieht die Sanierung und Neugestaltung der Parkflächen unter anderem die Errichtung einer neuen Gewässerschutzanlage (in Folge kurz: GSA) im Talbereich vor (rotes Rechteck in Abbildung 1). Die anfallenden Straßenwässer sollen nach der Vorreinigung, nicht wie bisher in den Mackerbach, sondern zur Gänze in den Untergrund und damit in den unterlagernden Aquifer abgeleitet werden. Es galt nun zu untersuchen, welche qualitativen Auswirkungen die Versickerung der Straßenwässer in den gegenständlichen Talaquifer bewirken. Dies insbesondere hinsichtlich der winterlichen Chloridfracht in den Straßenwässern sowie die Auswirkungen auf die grundwasserabstrom liegende Wärmepumpenanlage.

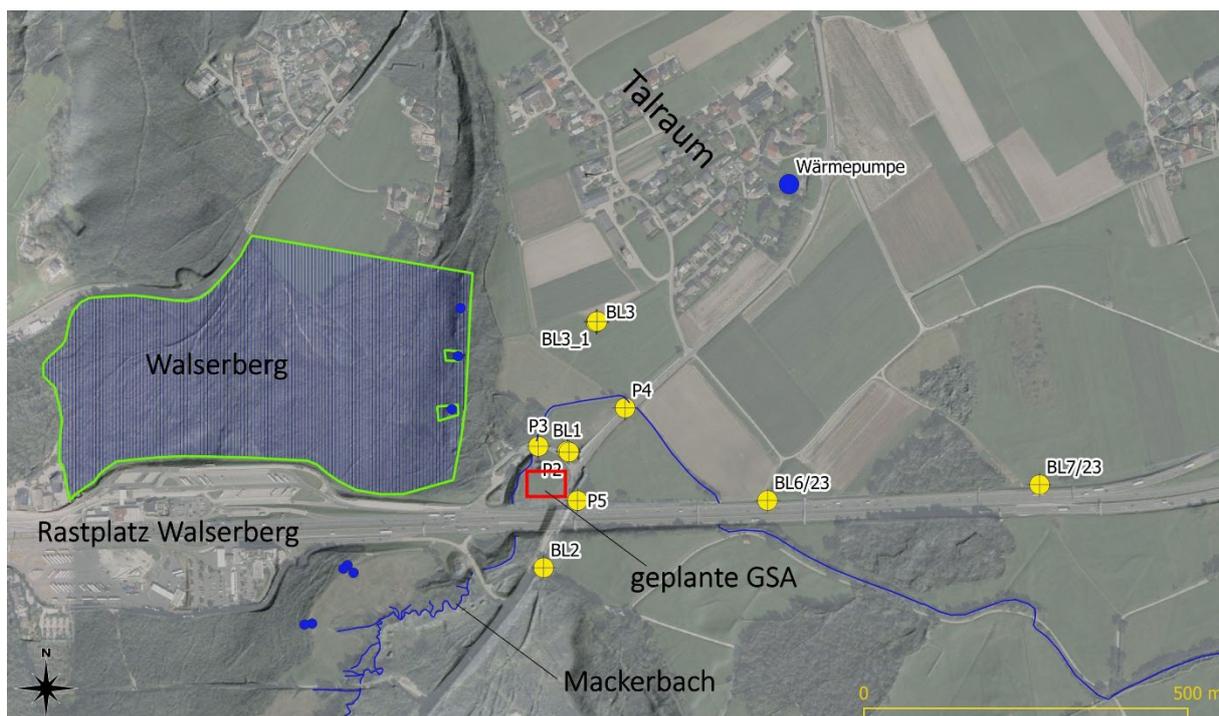


Abb. 12: Lageplan der Bohrungen bzw. Grundwassermessstellen im Talraum (gelbe Kreise), Lage der GSA (rotes Rechteck) und Lage der Wärmepumpe (blauer Kreis), des Wasserschutzgebietes (blaue Fläche, grün umrandet) und der Quellen (kleine blaue Kreise)

## 2. Geologischer Überblick

Der Planungsraum liegt am Westrand des zentralen Teiles des Salzburger Beckens (Abbildung 2). Das durch die Gletscher ausgeräumte Zungenbecken wurde im Spät- und Postglazial zunächst mit feinklastischen lakustrinen Sedimenten und darauffolgend mit fluviatilen Sedimenten verfüllt (Del Negro (1983)). Während die fluviatilen Sande und Schotter als Aquifer fungieren, sind die lakustrinen Sedimente, auch „Salzburger Seeton“ genannt,

der unterlagernde Stauer bzw. Aquitarde. Unmittelbar westlich des Planungsraumes erhebt sich der Walsberg. Dieser ist aus interglazialen Konglomeraten aufgebaut (Prey (1969)) und wird von eozänen Mergeln unterlagert (Egger (2016)). So befindet sich die geplante GSA (rote Ellipse in Abbildung 2) im Übergang von eozänen und darauf lagernden quartären Konglomeraten zu den postglazialen Lockersedimenten im Talraum.

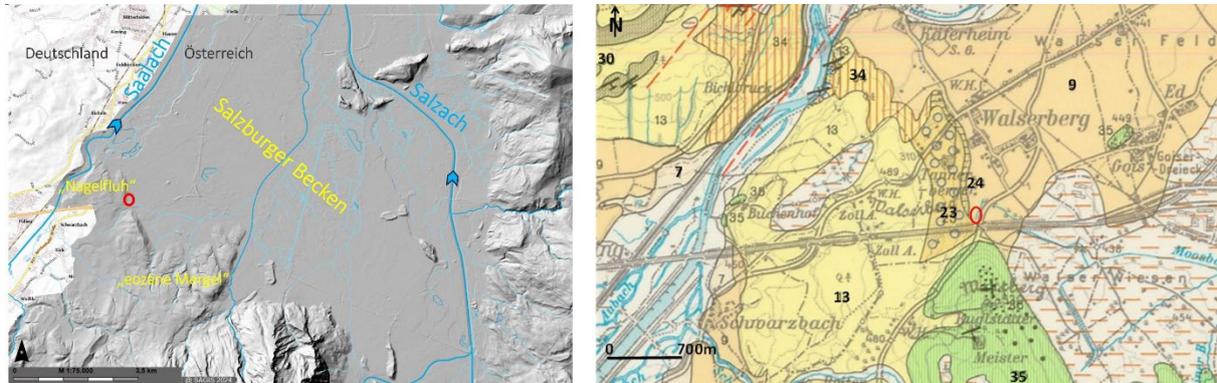


Abb. 13: Links: Salzburger Becken mit postglazialer Füllung samt Talflanken aus interglazialen Konglomeraten und eozänen Mergeln (SAGIS); Rechts: Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1:50.000. Erläuterung der Signaturen in der Geologischen Karte: 7: Hammerauterrasse - Schotter, 9: Friedhofterrassen - Schotter, 13: Würm Moräne - Grund- und Endmoräne, 23: Interglazialer Nagelfluh - Konglomerat, 24: Ältere Seetone, 30: Flysch, 34: Walsbergserie - Tonmergelstein, Sandstein, Konglomerat; rote Ellipse: Lage geplanten Gewässerschutzanlage (Quelle: Prey (1969))

### 3. Geologischer Aufbau des Talaquifers

Im Talraum bzw. in unmittelbarer Nähe zur geplanten GSA wurden in den Jahren 2022 und 2023 neun Bohrungen bis zur Aquitarde abgeteuft und zu 5 bzw. 3 Zoll Grundwassermessstellen (im Folgenden: GWM) ausgebaut und mit Datenloggern instrumentiert (Abbildung 1). Diese zeichnen die Grundwasserdruckhöhen, Grundwassertemperatur und elektrische Leitfähigkeit im 15-minütigen Intervall auf. So konnten der geologische Aufbau sowie die Dynamik und qualitativen Schwankungen im Talaquifer detailliert beschrieben werden. Im weiteren Projektumfang befindet sich etwa 600 Meter nordöstlich der geplanten GSA eine Wärmepumpenanlage. Es existieren keine weiteren wasserrechtlichen Objekte im relevanten Projektumfang.

Die Bohrungen zeigten generell folgende sedimentäre Abfolge: Nach einer wenige Dezimetermächtigen Mutterbodenauflage folgt eine etwa einen Meter mächtige humose, feinsandige bis schluffige Lage, die einem Überschwemmungssediment («Auenlehm») zugeordnet werden kann. Im Liegenden folgt eine mehrere Meter mächtige Abfolge von Kiesen und Sanden mit zwischengelagerten schluffigen bzw. feinsandigen Abschnitten. Es handelt sich hierbei um fluviatile Schotter der Saalach und Salzach. Diese werden von den feinsandigen, schluffigen bis tonigen Sedimenten («Salzburger Seeton») unterlagert (Abbildung 3).

Während die Kiese und Sande als frei ausspiegelnder Aquifer fungieren, stellen die feinkörnigen Beckensedimente die Aquitarde da. Diese unterlagert den gegenständlichen Porenaquifer in deutlich unterschiedlicher Höhenlage (Abbildung 4). Das ausgeprägte Relief der Aquitarde verursacht unterschiedlichste wassererfüllte Mächtigkeiten des freien Grundwasserkörpers, die von einem Meter bis knapp sieben Meter reichen.



Abb. 14: Übergang vom Aquifermaterial zur Aquitarde (Laufmeter 10 – 12 der Bohrung BL1)

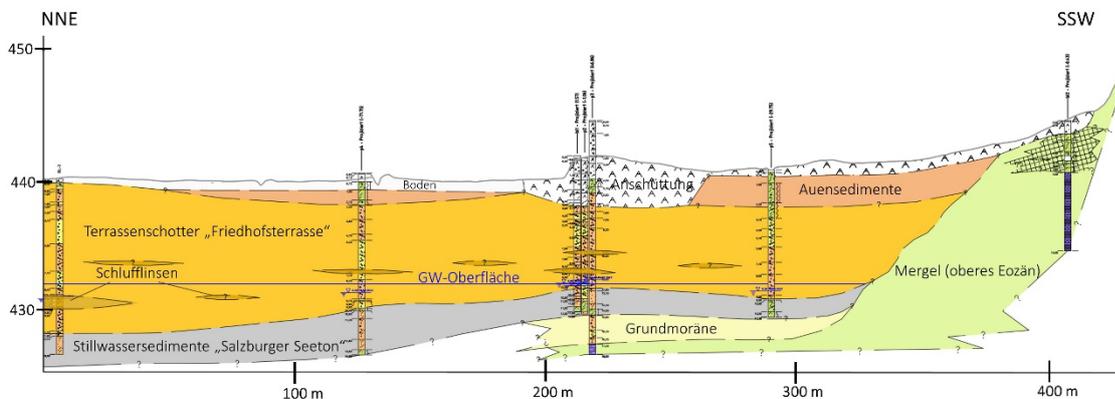


Abb. 15: Geologischer Schnitt: Übergang vom Randgebirge in das Salzburger Becken mit glazialer und postglazialer Füllung (5-fach überhöht)

#### 4. Anfallende Chloridfrachten auf der Raststation Walsenberg

Die winterliche Tausalzstreuung beginnt frühestens Anfang November und endet spätestens Ende März. Daraus ergeben sich maximal 150 Tage, an denen Straßensalz ausgebracht wird. Die Fahrzeuge der ASFINAG streuen ausschließlich die Straßenflächen. Parkplatzflächen werden von den Pächtern der Raststätte bzw. Tankstellen eisfrei gehalten.

Die Winterfahrzeuge der ASFINAG bringen durchschnittlich acht Gramm Streusalz je Quadratmeter pro Fahrt aus. Die Fahrstreifen der Raststation bzw. der Autobahn werden zweimal täglich befahren, sodass rund  $16 \text{ g/m}^2$  pro Tag ausgebracht werden. Die von der ASFINAG betreute Fläche beträgt  $51'585 \text{ m}^2$ , sodass rund  $825 \text{ kg}$  Salz pro Tag auf der Fahrbahn verteilt wird ( $51'585 \text{ m}^2 \cdot 0.016 \text{ kg/m}^2 = 825 \text{ kg}$ ).

Nach Aussagen des Hausmeisters der Pächter wird das Salz auf den Außenflächen der Raststätte und den Tankstellen nach Bedarf aufgebracht. In strengeren Wintern sind das bislang zwei 500 kg Säcke ( $1'000 \text{ kg}$  Salz) auf den Parkflächen. Dies entspricht  $6.7 \text{ kg}$  Salz pro Tag ( $1'000 \text{ kg}/150 \text{ d} = 6.7 \text{ kg/d}$ ).

Da sich das Streumittel zu 95% aus Steinsalz zusammensetzt und der Chloridanteil im Steinsalz mit 60.7% anzunehmen ist, ergibt sich ein Faktor von rund 0.58 für die Umrechnung von der Streumittelmasse zur beinhalteten Chloridmasse (BMVIT (2019)). Hier sind noch 10% diffuse Verluste angegeben, sodass eine Chloridmenge von rund  $431 \text{ kg/d}$  für Fahrbahnflächen ( $825 \cdot 0.58 \cdot 0.9 = 431 \text{ kg/d}$ ) und  $3 \text{ kg/d}$  für Parkflächen angenommen werden und

somit durchschnittlich 434 kg/d Chlorid pro Tag für die ganze Raststation veranschlagt werden können. So ergibt sich ein Bemessungswert von 0.65 kg Chlorid pro m<sup>2</sup> pro Streuperiode.

Der langjährige Mittelwert der Winterniederschläge beträgt 2.6 mm/d. Bei einer Gesamtfläche der Raststation von 100'108 m<sup>2</sup> ergibt sich ein winterlicher Abfluss von rund 3 l/s bzw. 260 m<sup>3</sup>/d (100'108 m<sup>2</sup>\*2.6 l/m<sup>2</sup>/d/1'000). In dieser Abflussmenge löst sich die Chloridmenge von 432 kg/d auf und ergibt eine Chloridkonzentration in der GSA von 1'669 mg/l ((434 kg/d/1'000'000)/(260 m<sup>3</sup>/d/1'000)=1'669 mg/l).

## 5. Numerisches Fließmodell

Durch das starke Relief der unterlagernden Aquitarde ergibt sich bei der Eingabe des mit winterlicher Chloridfracht belegten Sickerwassers eine lateral unterschiedliche Verdünnung. Der Umstand, dass der analytische Lösungsansatz keinerlei Inhomogenitäten berücksichtigen kann, wurde ein numerischer Ansatz gewählt. So wurde ein numerisches Fließ- und Transportmodell aufgesetzt und dem analytischen Berechnungsansatz des BMVIT (BMVIT (2019)) gegenübergestellt.

Für den Aufbau des numerischen Modells wurden sowohl im Rahmen des Projektes erhobene Daten als auch öffentliche Quellen verwendet. Diese dienten einerseits zum Aufbau des 3D Untergrundes, als auch zur Eingabe von hydrologischen und geohydraulischen Parametern. Das Fließ- und Transportmodell wurde mit dem Programm FEFLOW 8.0 erstellt. Es wurde ein numerisches, unkalibriertes 3D Modell ausgearbeitet, das die geohydraulischen Gegebenheiten im Modellraum abbildet. Der gewählte Modellraum ist rund 1.5 km<sup>2</sup> groß. Es wurde darauf geachtet, dass die Lage der GSA weit genug von den künstlichen Rändern entfernt liegt, um den Einfluss dieser Ränder auf die Berechnungen zu minimieren. Zunächst wurde ein instationäres Fließmodell gerechnet und sodann in ein Transportmodell überführt. Im Folgenden werden die Randbedingungen und die Konzeptionierung des numerischen Modells erläutert.

### 5.1. Modellraum und geohydraulische Parameter

Die Wahl des westlichen Modellrandes orientiert sich an der natürlichen Begrenzung des Talraumes. Hier grenzt der Porenquifer des Talraumes an den Konglomerataquifer des Walserberges an. Die westliche Begrenzung ist demnach eine Berandung zweiter Art (Neumann-Berandung). Die östliche Begrenzung ist eine Randstromlinie und orientiert sich an der großräumigen Grundwasserfließrichtung bzw. dem Grundwassergleichenverlauf und bildet einen Stromfaden im Grundwasser ab. Die nördliche und südliche Begrenzung wurde als Festpotential gewählt (Randbedingung erster Art; Dirichlet) und folgen einer Linie gleichen Grundwasserstandes (Äquipotentiallinie) (Abbildung 5).

Der Verlauf der Grundwasserdruckhöhe in der GWM BL3 wurde als Referenzverlauf herangezogen und mittels großräumigem Grundwassergleichenplan (SAGIS) auf die nördliche und südliche Berandung interpoliert.

Im Bereich der Betriebsumkehr ist ein Randzufluss von 4 l/s angenommen. Dies deshalb, weil aus den interpolierten, detaillierten Grundwassergleichenplänen eine kleinräumige Parallelstellung der Grundwassergleichen zum Talrand einen Zufluss vom Talrand in den Talaquifer ablesen ließ. Die Menge des Randzuflusses wurde so lange erhöht, bis die Grundwassergleichen im Modell jenen der Interpolation entsprachen.

Da die Durchlässigkeitsbeiwerte, die aus den Pumpversuchen ermittelt wurden, nur wenig streuen, wurde ein mittlerer Durchlässigkeitsbeiwert von  $2 \cdot 10^{-3}$  m/s für den gesamten Modellraum gewählt. Der nutzbare Porenraum wurde, entsprechend dem Durchlässigkeitsbeiwert, mit 0.25 angenommen.

Generell fließt das Grundwasser frei von Süden nach Norden dem Vorfluter (Saalach) zu. Das Fließgefälle weist im Mittel eine Spanne von 0.2 bis 0.3 % auf.

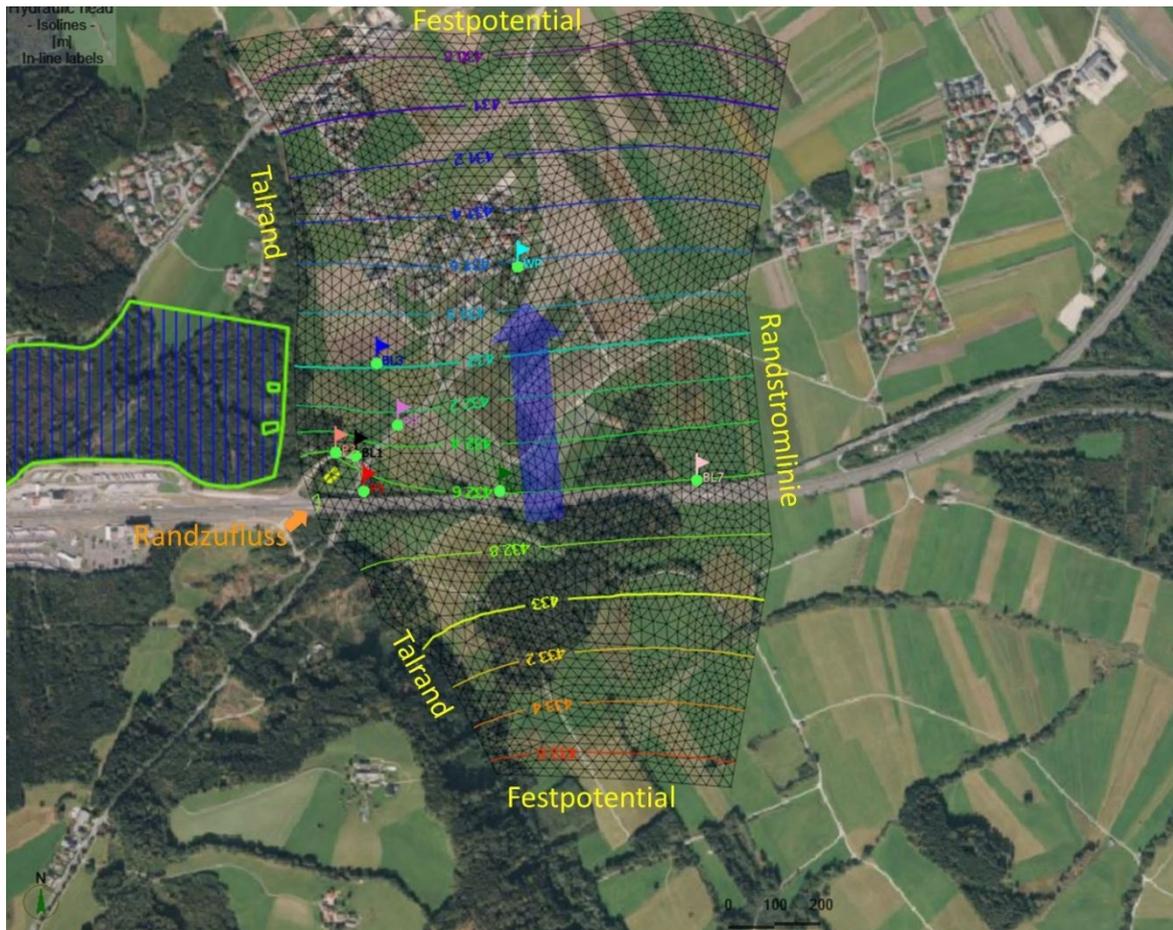


Abb. 16: Diskretisierter Modellraum mit den festgelegten Randbedingungen für das Fließmodell samt Grundwassergleichen (Hintergrund: SAGIS)

## 5.2. Untergrundgeometrie

Maßgeblich für den Aufbau des Aquifers ist der Verlauf der Staueroberkante. Diese weist ein deutliches Relief auf, das zu unterschiedlichsten Grundwassermächtigkeiten führt. Der West-Ost Schnitt im Bereich der geplanten GSA zum östlichen Modellrand zeigt anschaulich die Unterschiede (Abbildung 6): Während bei einem mittleren Grundwasserstand die Grundwassermächtigkeit im Bereich der Betriebsumkehr rund 1.5 Meter beträgt, ist im Talraum mit einer mittleren Grundwassermächtigkeit von rund 5 Metern zu rechnen. Es ist anzunehmen, dass die geringen Grundwassermächtigkeiten entlang des gesamten Nord-Süd verlaufenden Talrandes auftreten, da dort die Staueroberkante durch den höher liegenden und unterlagernden Mergel ebenfalls höher liegt als im übrigen Talraum.

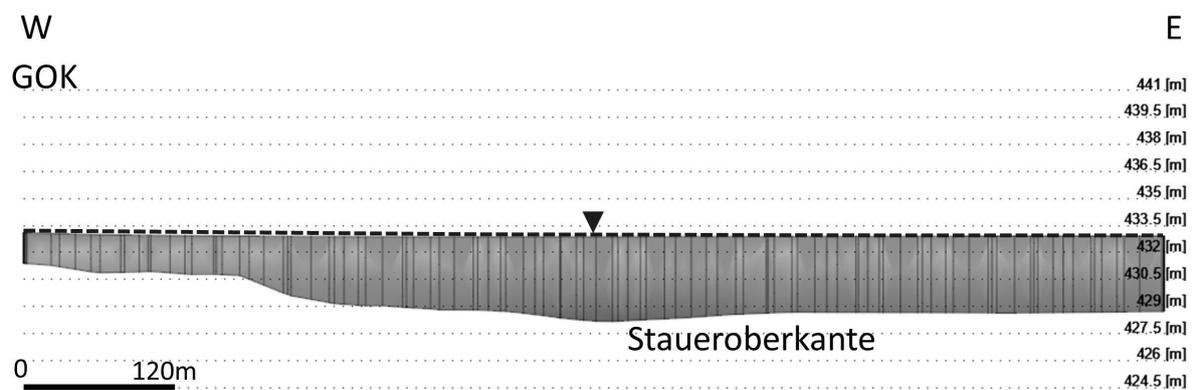


Abb. 17: West-Ost Schnitt vom Talrand zur östlichen Begrenzung des Modells (gestrichelte Linie: Grundwasseroberfläche; untere Begrenzung: Staueroberkante)

## 6. Numerisches Transportmodell – Ausbreitung der Salzfahne

Zunächst wurde der Istzustand hinsichtlich Chloridkonzentration im Modellraum definiert. Die Grundkonzentration im Aquifer wurde aus einer vorliegenden Zeitreihe in der GWM BL3 ermittelt und mit mittleren 18 mg/l Chlorid im gesamten Modellraum angenommen.

Die Eingabe der Chloridfracht findet über eine Dirichlet-Berandung (Festpotential) statt. Diese ist mit den in Punkt 4 errechneten Chloridkonzentrationen von 1'669 mg/l festgelegt und mit 3 l/s in den Untergrund versickert worden, damit die Frachten von 434 kg/d gegeben sind. Da sich Chloridionen konservativ verhalten bzw. keiner Sorption unterliegen, wurde auf das Zurückgreifen thermodynamischer Datenbanken (PHREEQC) verzichtet. Die Transportfahne öffnet sich in einem Winkel von 10°.

Die gesamte simulierte Zeitreihe geht vom 19.10.2022 bis 01.11.2023 und entspricht der bei Bearbeitungsstand vorliegenden Zeitreihe. Die Eingabe der Chloridfracht von 434 kg/d bzw. 1'669 mg/l findet über den Zeitraum von 1.11.2022 bis 31.03.2023 (150 d) statt. Davor und danach wurde die Chloridfracht mit 0 g/d bzw. 0 mg/l angenommen.

Abbildung 7 stellt den Zustand am Ende der Streuperiode dar: An der Eingabestelle beträgt die Konzentration 1'669 mg/l und erreicht bei etwa 240 Meter eine Konzentration von 100 mg/l. So ist der Schwellenwert von 180 mg/l der Qualitätszielverordnung (RIS (2019)), zwar lokal begrenzt, aber deutlich überschritten. Dieser Umstand wird durch die Rückgabe chloridfreien Wassers außerhalb der Streuperiode abgemildert: Abbildung 8 stellt den Zustand zum Beginn der winterlichen Streuperiode dar. Zu diesem Zeitpunkt wurde ab Frühjahr über den Sommer bereits Wasser mit 0 mg/l Chloridkonzentration eingeleitet. An der Eingabestelle beträgt die Chloridkonzentration nun 0 mg/l. Die höchste noch vorkommende Konzentration von 140 mg/l liegt in 340 Meter Entfernung von der Eingabestelle. So erreichen die Konzentrationen zu Beginn der neuen Winterperiode keine Schwellenwerte von 180 mg/l der Qualitätszielverordnung (RIS (2019)). Die Wärmepumpenanlage ist von der Eingabe nicht betroffen. Die Konzentration bleibt hier über den gesamten Beobachtungszeitraum bei 18 mg/l.

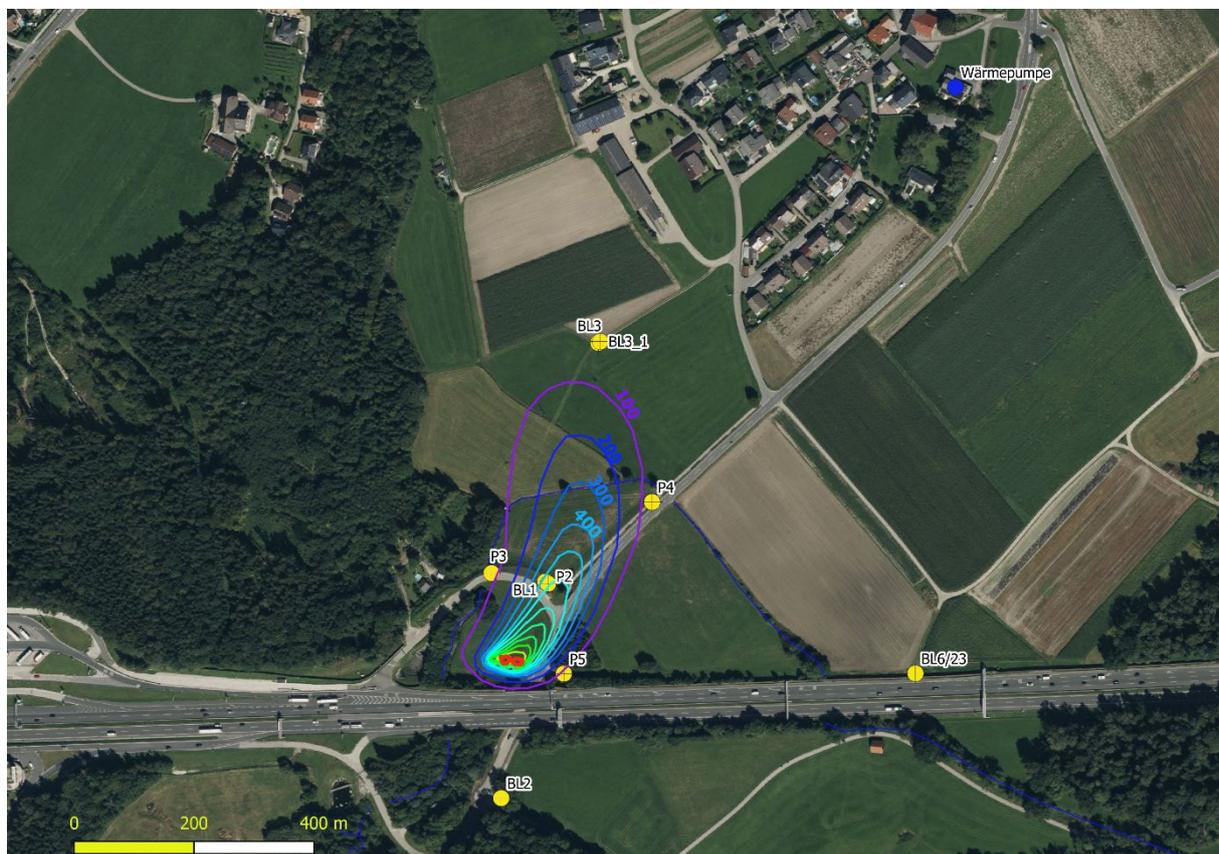


Abb. 18: Chloridkonzentration im Grundwasser am Ende der Streuperiode

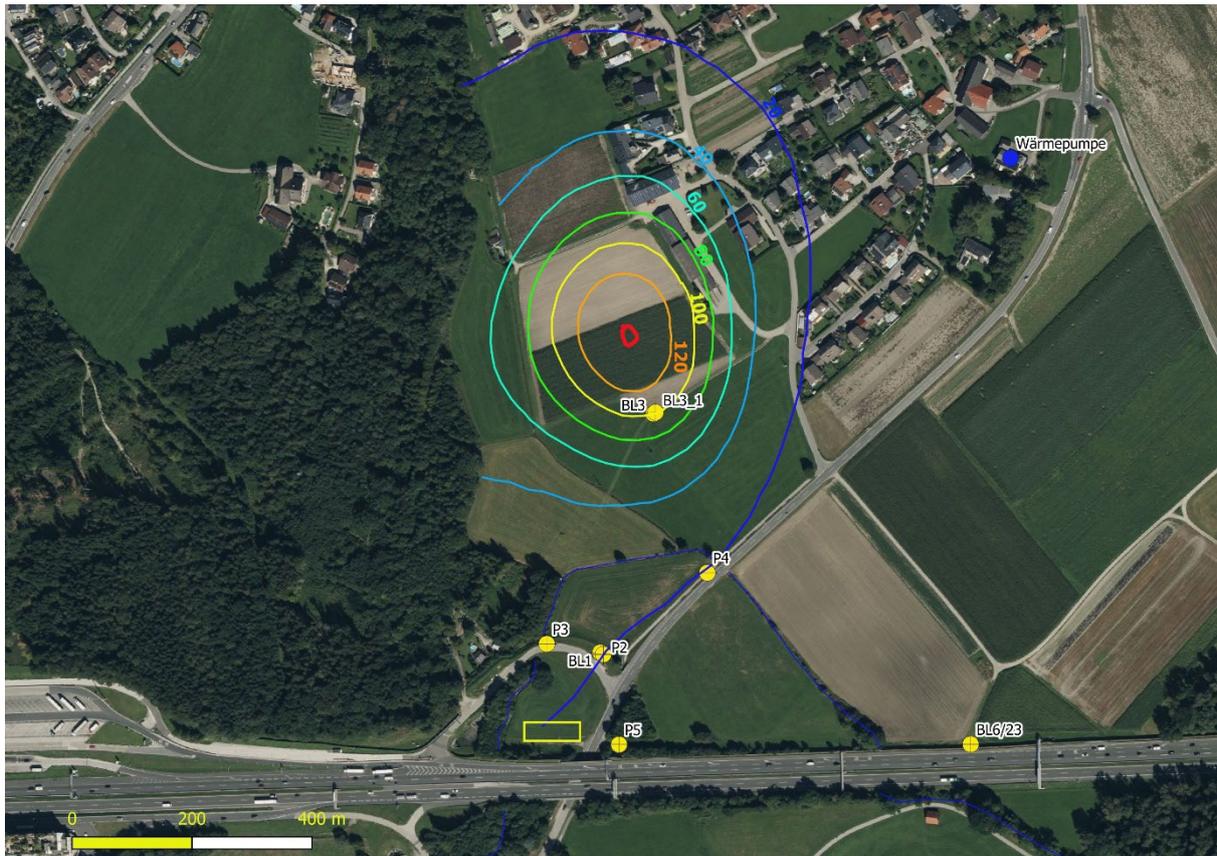


Abb. 19: Chloridkonzentration im Grundwasser am Beginn der neuen Streuperiode

## 7. Ausbreitung der Chloridfracht mittels Excel-Tabelle des BMVIT

Dem oben vorgestellten numerischen Modell wird nun die analytische Berechnung aus dem Leitfaden „Versickerung chloridbelasteter Straßenwässer“ (BMVIT (2019)) gegenübergestellt. Die Eingangsparameter erfolgen gemäß den oben erläuterten geohydraulischen Parametern und entsprechen jenen im numerischen Modell (Abbildung 9). Es handelt sich hierbei um einen punktuellen Eintrag aus einem Versickerungsbecken (Diracstoß). Die genutzte Excelmaske kann kostenlos aus dem Internet heruntergeladen werden (<https://www.bmk.gv.at/themen/verkehr/strasse/umwelt/studien/versickerung.html>). Daraus errechnet sich eine mittlere Konzentration von ca.  $354 \text{ g/m}^3$  bzw.  $354 \text{ mg/l}$  in der gewählten Entfernung von 340 m im Abstrombereich des Versickerungsbeckens (Abbildung 9).

Geologie und Grundwasser GmbH INGENIEURBÜRO FÜR TECHNISCHE GEOLOGIE				Ann.: A = H * bx
		$\Delta c_o = \frac{\sum m}{t_{\text{Beeinträchtigung}} \cdot k_f \cdot I \cdot A + GWN \cdot t_{\text{Beeinträchtigung}} \cdot A_{\text{GWN}}}$		
			ausfüllen	
			errechneter Wert	
			Kontrollwert	
<b>Eintrag über ein Versickerungsbecken / mittlere Änderung der Chloridkonzentration</b>				
Faktor		Einheit		
BW	Bemessungswert lt. Tab. 4	kg / m <sup>2</sup>	0.65	
FA	Flurabstand bei mittlerem Grundwasserspiegel > 20 m (ja = 1, nein = 0)	[ ]	0	
STZ	Streuzeitraum (üblicherweise 1. November - 31. März = 151 d)	d	150	
BG	Backgroundwert	g / m <sup>3</sup>	18	
GWN	Grundwasserneubildung	m <sup>3</sup> / m <sup>2</sup> a <sup>-1</sup>	0.09	
L	Länge des Entwässerungsabschnittes	m	317	
b	Breite der Strasse im Entwässerungsabschnitt	m	316	
A <sub>SPRAY</sub>	Sprühnebelanteil lt. Tabelle 5	%	20	
m	gesamte im Entwässerungsabschnitt aufgebrauchte Menge	kg	65111.8	
m	gesamte im Entwässerungsabschnitt aufgebrauchte Menge	g	65111800	
m <sub>2</sub>	diffuser Anteil Gesamtstrecke	g	13022360	
β	Winkel zw. Grundwasserfließrichtung und Straße	°	90	
v <sub>a</sub>	Grundwasserabstandsgeschwindigkeit	m/d	2.1	
	Berechnungsterm		1.00	
m <sub>k</sub>	korrigierte Massen der eingegebenen Substanz	g	52089440	
t <sub>Beeinträchtigung</sub>	Beeinträchtigungszeitraum (Delta Chlorid > 0,5mg/l) + Streuzeitraum	d	365	31536000
H	Grundwassermächtigkeit	m	5.5	
p <sub>eff</sub>	nutzbarer Hohlraumanteil	[ ]	0.25	
k <sub>f</sub>	Durchlässigkeitsbeiwert	m / s	0.002	
J	hydraulische Gefälle	[ ]	0.003	
m <sub>k,2</sub>	korrigierte Chloridmenge in Becken inklusive diffusum Anteil	g	53321840	
X	Entfernung des Beurteilungspunktes	m	340	
	Breite des Beckens normal zur Grundwasserfließrichtung	m	30	
	Ausbreitungswinkel Chloridfahne	°	10	0.176326983
b <sub>x</sub>	Abstrombreite in der Entfernung X	m	149.90	
	Term 2		158754.08	
	Term 3		2752.51	
Δ c <sub>o</sub>	<b>Mittlere Konzentration im Beeinträchtigungszeitraum</b>		<b>354</b>	<b>g/m<sup>3</sup></b>

Abb. 20: Ausgefüllte Vorlage zur Berechnung der mittleren Chloridkonzentration (BMVIT (2019))

Vergleicht man die numerische Lösung mit der errechneten analytischen Lösung, zeigt sich Ähnliches, jedoch nicht Gleiches. Während bei der analytischen Lösung die erhöhten Chloridkonzentrationen, ausgehend vom Becken bis 340 Meter grundwasserabstrom davon, gemittelt werden und man demnach auf eine mittlere Chloridkonzentration von 354 g/m<sup>3</sup> in diesem Bereich kommt, zeigt sich der numerische Ansatz differenzierter: Dieser kann die konkreten Konzentrationen im Grundwasser, ausgehend vom Sickerbecken (1'669 mg/l im Winterzeitraum und 0 mg/l im Sommerzeitraum) zu unterschiedlichen Zeitpunkten abbilden (siehe Pkt. 5.3 und Pkt. 5.4). Es lässt sich die Geometrie der Salzfahne im Untergrund abbilden und macht den Verdünnungsvorgang visuell nachvollziehbar. Die numerische Lösung erlaubt die Simulation einer kontinuierlichen Eingabe von Straßensalz in der Streuperiode und die Rückführung von chloridfreiem Wasser im Sommer. Dieser Wechsel ist mittels der analytischen Lösung nicht möglich.

Da sich im Zuge der Erkundung gezeigt hat, dass die Randbedingungen wie Grundwassermächtigkeit, Zufluss von den Seiten als auch der Wechsel von salzbelasteten und salzfreien Straßenwässern im Modellraum variieren, ist ein numerischer Ansatz im vorliegenden Fall, aus Sicht der Verfasserin, einer analytischen Lösung vorzuziehen.

## 8. Zusammenfassung und Einschätzung

Zum Zweck der Darstellung einer Ausbreitungsfahne, die den Transport chloridhaltiger Straßenwässer nachbildet, wurde ein numerisches 3D Modell aufgesetzt. Das hierzu genutzte Programm ist FEFLOW 8.0. Zunächst wurde die Staueroberkante durch vorliegende Bohrungen nachgebildet. Die Durchlässigkeitsbeiwerte von rund 2\*10<sup>-3</sup> m/s wurden aus Pumpversuchen abgeleitet und in das Modell eingepflegt. Die Grundwasserstände konnten aus den nunmehr über ein Jahr vorliegenden Grundwasserstandsmessungen in 5 GWM bzw. 2 kürzlich bereitgestellten GWM abgeleitet werden. Nach Abbilden des Strömungsmodells wurde die Ausbreitung der Chloridfahne, ausgehend vom geplanten Sickerbecken, mittels eines Transportmodells gerechnet und visualisiert. Als

Simulationszeitraum wurde die Winterperiode 2022/23 über den Sommer bis zum Beginn der darauffolgenden Winterperiode 2023 gerechnet.

Die errechneten Chloridkonzentrationen, welche in die GSA eingeleitet werden sollen, liegen bei 1'669 mg/l. Die Fracht beträgt 434 kg/d bei einem Bemessungswert von 0.65 kg/m<sup>2</sup>/p. Die hohen Frachten kommen durch die große zu entwässernde Fläche zustande, nicht durch die ausgebrachten Salzmengen. Diese sind im Verhältnis zu üblichen Ausbringungen auf Fahrbahnflächen eher gering, was der niedrige Bemessungswert zeigt. Außerhalb der Salzungsperiode sind die Chloridfrachten mit 0 mg/l angenommen, da in diesem Zeitraum kein Streusalz ausgebracht wird, jedoch die Straßenwässer weiterhin versickert werden.

Es zeigt sich, dass der Schwellenwert von 180 mg/l Chloridkonzentration temporär und lokal begrenzt überschritten ist. Durch die Rückgabe von chloridfreiem Wasser außerhalb der Streusalzperiode, erholen sich die Konzentrationen im Grundwasser weitgehend und ist die höchste Konzentration von 140 mg/l in 340 Meter Entfernung zu Beginn der darauffolgenden Streuperiode errechnet. Die Chloridkonzentration einer 600 Meter nordöstlich liegenden Wärmepumpenanlage (einziges Wasserrecht im Untersuchungsraum) wird nicht beeinflusst bzw. liegt während der Simulation immer bei der initialen Chloridkonzentration von 18 mg/l.

Die Berechnung mittels analytischen Ansatzes des BMVIT ergab eine mittlere Chloridkonzentration von 354 mg/l in einer Entfernung von 340 m im Abstrombereich des Versickerungsbeckens. In diesem Ansatz kann die Rückgabe von chloridfreiem Wasser außerhalb der Streuperiode, als auch der Randzufluss vom Talrand nicht berücksichtigt werden. So ergibt sich eine erheblich höhere Chloridkonzentration, als jene die mittels numerischen Transportmodells gerechnet wurde.

Durch die besonderen Randbedingungen, wie Schwankung der Grundwassermächtigkeit durch das ausgeprägte Stauerrelief und den Randzufluss im Bereich der Betriebsumkehr sowie die Rückgabe von chloridfreiem Wasser außerhalb der Streuperiode, wird die numerische Lösung der analytischen Lösung aus dem Leitfaden des BMVIT „Versickerung chloridbelasteter Straßenwässer“ vorgezogen.

## Referenzen

- [1] Bundesministerium für Verkehr, Innovation und Technologie (BMVIT) (2019). Leitfaden Versickerung chloridbelasteter Straßenwässer. Wien.
- [2] Büro für Geologie und Hydrogeologie (2024). Grundwassermodell - Chloridausbreitung. Salzburg.
- [3] Constructing Consulting Engineers, CCE (24.04.2024). Oberflächenentwässerung Rastplatz Walsberg Nord / Süd AB km 300,000 bis AB km 301,000 Variantenstudie – Technischer Bericht. Klagenfurt.
- [4] Del Negro, W. (1983). Geologie des Landes Salzburg. Schriftreihe des Landepressebüros. Salzburg.
- [5] Egger, H. (2016). Eocene Stratigraphy of the Reichenhall Basin (Eastern Alps, Austria, Germany). Newsletters on Stratigraphy, 50(3), 341-362.
- [6] Prey, S. (1969). Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1:50.000. Geologische Bundesanstalt (GBA). Wien.
- [7] Rechtsinformationssystem des Bundes (RIS) (2019). Qualitätszielverordnung Chemie Grundwasser. Wien.

## Adressen der Autoren

Mag. Gerhard Koch  
Organisation: Asfinag BMG  
Straße, Ort: Fuchsenfeldweg 71, 8047 Graz  
E-Mail/ Kontakt: [Gerhard.Koch@Asfinag.at](mailto:Gerhard.Koch@Asfinag.at)

Tatjana Enzinger M.Sc.  
Organisation: Büro für Geologie und Hydrogeologie  
bf:gh  
Straße, Ort: Oberndorferstraße 33, 5020 Salzburg  
E-Mail/ Kontakt: [tenzinger@bfgg.at](mailto:tenzinger@bfgg.at)

# Hangmure oberhalb A13 – Bereich Brennerpass / Alter Zoll- amtsplatz

Deutschmann Thomas<sup>1</sup>, Jäger Martin<sup>2</sup>, Manuel Antretter<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Geotechnik Henzinger & Partner ZT GmbH, Wattens

<sup>2</sup> ASFINAG Bau Management GmbH, Innsbruck

## Kurzfassung

Starke Regenfälle haben am 31.10.2023 am Brennerpass zu zwei Murenabgängen Gräben an der orographisch rechten Seite geführt. Eine Mure erreichte eine der beiden Fahrbahnen der Autobahn A13, die andere kam im Wald oberhalb zum Stillstand. Eine Teilspernung der A13 zwischen der Luegbrücke und der Staatsgrenze war die Folge. Bestehende Steinschlagschutznetze wurden zerstört. Zwei Stellen eines Forstwegs im steilen Gelände rutschten ab. Sofortmaßnahmen, wie die Entfernung des Rutschmaterials von der Autobahn, die Errichtung eines temporären Schutzdamms und das geodätische Monitoring der Rutschmasse wurden eingeleitet. Das Gelände am orographisch rechten Einhang zum Wipptal ist durch mehrere Murrinnen geprägt. Das Festgestein wird von einer meist geringmächtigen Schicht von Waldböden und Hangschutt überlagert. Um der Gefahr vor weiteren Rutschungen und Steinschlag vorzubeugen, wurden neue Steinschlagschutzsysteme, und eine Mursperre errichtet. Der abgerutschte Forstweg konnte mittels einer Holzankerwand wiederhergestellt werden.

## Abstract

*Heavy rains caused two incidents of mudflow on the 31<sup>st</sup> of October in 2023 on the pass Brenner. One landslide reached one lane of the motorway, the other one stopped in the wood above. Existing rock guards were destroyed. Two sections of a forest road in steep terrain slumped. Immediate measures, like the displacement of the debris from the motorway, the construction of a protective embankment against mudflow and the geodetic monitoring of the pile of debris were initiated. The territory on the orographic right flank of the valley is affected by several mudflow channels. The solid rock is overlain by a shallow layer of forest soil and talus material. To prevent the danger of further landslides, new rockguards and a debris flow barrier were built. The slumped forest road was reconstructed by a wooden anchor wall.*

---

## 1. Einleitung

Am 31.10.2023 in den frühen Morgenstunden sind aufgrund extremer Niederschläge Murabgänge im Wipptal, Bereich Brenner, entstanden. Ein Murabgang aus einer Rinne orog rechts unmittelbar nach dem Brennerpass hat die Autobahn erreicht und die Richtungsfahrbahn Innsbruck verschüttet. Neben Murschutt wurden auch große Bäume mit der Rutschmasse transportiert. Ein bestehendes kleines Auffangbecken wurde dabei gefüllt und überlastet. Außerdem wurden bestehende Steinschlagschutznetze niedergerissen, aus welchem Grund die Schuttmassen und mitgerissenen Bäume quer über den Griesbergweg bis zur Autobahn gelangten.



Abb. 21: Niederschlagsmessdaten, Oktober 2023 (Hydrographie und Hydrologie, Amt der Tiroler Landesregierung)

Ende Oktober 2023 gab es in der Region Brenner überdurchschnittlich viel Niederschlag. Die Daten der Abteilung Wasserwirtschaft des Amtes der Tiroler Landesregierung zeigen 190 bis 200 % des durchschnittlichen Niederschlags für Oktober.

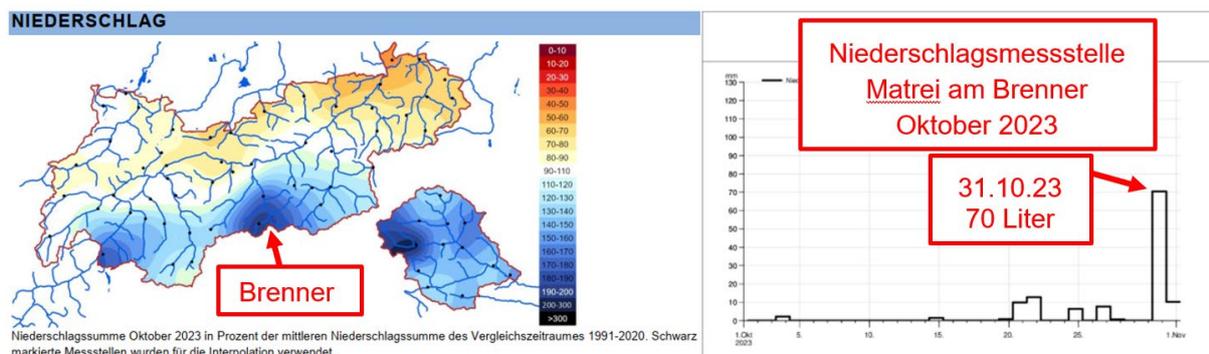


Abb. 22: Niederschlagsmessdaten, Oktober 2023 (Hydrographie und Hydrologie, Amt der Tiroler Landesregierung)

Das Starkregenereignis ist beispielsweise an den Daten der Messstelle in Matrei am Brenner gut erkennbar. Am 31.10.2023 wurden in Matrei 70 l Niederschlag gemessen. Der Wert übersteigt die Messwerte der vorangegangenen 30 Tage um ein Vielfaches. In Richtung Brennerpass, gab es, wie die obere Karte zeigt, noch mehr Niederschlag.

## 2. Beschreibung der Ereignisse und Sofortmaßnahmen

### 2.1. Rutschung Graben Nord

Das Gelände am orographisch rechten Einhang zum Talboden ist sehr steil. In dem nach Westen abfallenden Hang sind mehrere Gräben ausgebildet. Die Rutschmassen, welche die Autobahn erreichten, stammen aus dem nördlich gelegenen Graben. Etwa 70 Höhenmeter oberhalb der Autobahn löste sich die Lockergesteinsauflage auf dem Fels, mitsamt einiger massiver Bäume und rutschte entlang des steilen, felsigen Grabens talwärts. Durch die

Menge der Rutschmasse, wurde das, am Auslauf der Rinne bestehende Auffangbecken, überlastet sowie die bestehenden Steinschlagschutznetze talseitig des Beckens zerstört. Murschutt und Baumreste gelangten auf die östliche Fahrbahn der A13. Die Richtungsfahrbahn Innsbruck musste für den Verkehr gesperrt werden. Die Situation wurde von Seiten der Landesgeologie mittels Hubschrauber und Landesdrohne erkundet und daraufhin die Aufräumarbeiten eingeleitet.

Bei einer Begehung am 1. November konnten noch immer sehr hohe Wasserabflüsse aus dem Gelände festgestellt werden. Von der Erosionsfläche wurde das restliche lose Material durch Arbeiter der Spezialtiefbaufirma gelöst. Mittels Bagger wurde ein Weg zum bestehenden kleinen Absetzbecken hergestellt um dieses auszubaggern.

Die Begutachtung ergab, dass im Bereich des Wasseraustrittes in der Erosionsrinne bereits der Fels ansteht. Dadurch musste mit keinen weiteren größeren Lockergesteinsabrutschungen gerechnet werden.



Abb. 23: Aufräumarbeiten im vermuten Bereich der A13

Die Ursache des Murabgangs waren die extremen Niederschläge in der Nacht vom 30. auf den 31.10.2023, die im konkreten Fall massive Wasserführungen an der Felsoberfläche bewirkten, welche den Oberboden mitsamt dem Baumbewuchs und die Lockergesteinsauflage auf der Felsoberfläche ableiten ließ. Es ist davon auszugehen, dass der Staudruck des Wassers zu den aufgetretenen Erosion geführt hat.

## 2.2. Sofortmaßnahmen Graben Nord

Um die Situation zu entschärfen und die Gefahr bis zur endgültigen Umsetzung von Schutzmaßnahmen zu mindern, wurde das im Auffangbecken angelandete Material ausgeräumt und das Wasser abgeleitet. Die mitgerissenen Bäume wurden an der Talseite des Beckens, entlang der noch bestehenden Dammkrone des ursprünglichen Beckens angeordnet, und mit Seilen an der Felswand verhängt. Dies konnte eventuelle auftretende kleinere Rutschungen und herabfallende Steine stoppen.

Als langfristige Schutzmaßnahme vor weiteren Rutschungen und Steinschlag aus dem Gebiet wurde an der Dammkrone ein Steinschlagschutzsystem mit 2000 kJ Energieaufnahme und einer Höhe von 5 m errichtet. Das Netz

wurde so abgespannt, sodass ein Räumen einer erneuten möglichen Auffüllung des Beckens ohne Demontage der errichteten Netze möglich ist.

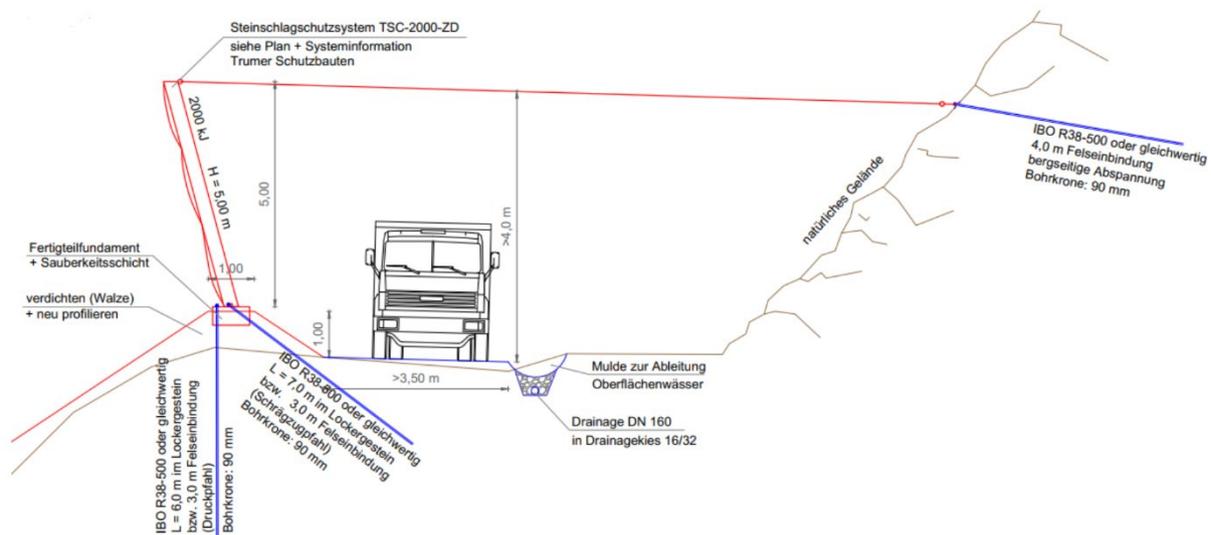


Abb. 24: Ausbildung Sicherungsmaßnahmen Graben Nord

### 2.3. Rutschung Graben Süd

Der südliche Graben befindet sich in ca. 150 m Entfernung zum, zuvor beschriebenen, nördlichen Graben in welchem sich ein weiter Murenabgang ereignete. Deutlich höher als im benachbarten nördlichen Graben, löste sich dort das Material, direkt unterhalb des auf einer Höhe von ca. 1525 m.ü.A. verlaufenden Naschenwegs. Das Ausmaß des Ereignisses und die damit verbundene Bedrohung für die A13 Brennerautobahn konnte erst mittels einer Drohnenbefliegung am 02.11.2024 ausgemacht werden, da das Material im Wald oberhalb des Griesbergweges zu liegen kam und teilweise eine Schneise im Bewuchs hinterließ. Hier gab zwei unmittelbar nebeneinanderliegende Anbruchbereiche. Das Material glitt auch hier wieder entlang der Felsoberfläche ab und bewegte sich im Anschluss durch die gemeinsam verlaufende Schluchtstrecke bis zum darunterliegenden Wald. Neben der Materialanschüttung im Wald wurden auch die Steinschlagschutzzäune am Fuß des Hanges, bergseitig des Griesbergweges, teilweise verfüllt. Austretende Wässer erodierten die zum Stillstand gekommene Rutschmasse weiter.

Eine erneute Begehung, am 03.11.2023 zeigte nun, dass der oberhalb verlaufende Naschenweg an 2 Stellen (ca. 20 m Länge bzw. ca. 5 m Länge) beinahe vollständig abgebrochen war. Das Rutschmaterial musste jedoch von 2 bestehenden Stahlschneebrücken aufgehalten worden sein. Später durften die Stahlschneebrücken versagt haben und die Masse weiter ins Tal gerutscht sein, wodurch die Schneise im Wald entstand.

Die Rutschmasse drang bis nahe an die bestehenden Steinschlagschutzzäune vor, verkeilte sich in den intakten Baumreihen und türmte sich 30 bis 40 Höhenmeter oberhalb des Griesbergweges auf. Ein weiteres Abrutschen des Materials konnte nicht ausgeschlossen werden. Im Anbruchgebiet lagerte ebenso noch lockeres Material. Die Sperre der Richtungsfahrbahn Innsbruck blieb aufrecht.



Abb. 25: Anbruch am Naschenweg

#### 2.4. Sofortmaßnahmen Graben Süd

Um den Verkehr für die unterhalb des Hanges verlaufenden Verkehrswege wieder freigeben zu können, war es erforderlich, einen Retentionsraum, im Fall eines Abrutschens der beschriebenen Masse, zu errichten. Dies erfolgte mittels eines Bewehrten-Erde-Damms, auf dem bestehenden Griesbergweg. Um die zusätzliche Auflast auf dem Weg aufnehmen zu können war es erforderlich die bestehende Mauer zwischen Griesbergweg und altem Zollamtsplatz zurückzuantern. Die Bäume auf der Rutschmasse und unterhalb davon wurden mit dem Hubschrauber entfernt. Als Alarmsystem für die Bauarbeiten und den Verkehr für weitere Hangbewegungen wurde ein Monitoring der Rutschmasse mittels Totalstation eingerichtet. Das Messgerät wurde am Fuß des gegenüberliegenden Hanges neben der Landesstraße installiert und mehrere Messpunkte im Rutschungsbereich hergestellt.

Nicht nur als Sofortmaßnahme, sondern auch als langfristige Schutzmaßnahme, gilt die Errichtung einer 5 m hohen Mursperre in der freigelegten Felsstrecke im Graben oberhalb der zum Stillstand gekommenen Rutschmasse. In weiterer Folge trug man die Rutschmasse mittels Schreitbagger, beginnend von den Flanken der Masse, nach unten hin ab und schaffte diese weg. Nach dem Abtransport der Rutschmasse konnte der Bewehrte-Erde-Damm wieder abgetragen werden und neue, stärkere Steinschlagschutznetze errichtet werden. Weiters wurde der abgerutschte Naschenweg durch die Errichtung einer Holzankerwand wiederhergestellt.

### 3. Generelle geologische Situation

Die Deckengrenze zwischen dem Ötztalkristallin im Westen und der penninischen Decke (Tauernfenster) im Osten verläuft im Wipptal entlang der Sill und im Bereich Brennersee entlang der orographisch linken Taleinhänge. In diesem Bereich gibt es auch ein Auftreten der Steinacher Decke. Die Überschiebung wird als Wipptalstörung bezeichnet. Der Talboden zwischen Brennersee und Brennerpass und die orographisch rechten Einhänge liegen im

Gebiet der penninischen Decke. An den talnahen Einhängen wird das Festgestein von Hangschutt oder Moräne bzw. umgelagerter Moräne überlagert.

Das Gebiet, in dem die Rutschungen stattfanden, befindet sich am orographisch rechten Einhang zur Sill. Das Festgestein wird in diesem Bereich durch Bündnerschiefer und die Gesteine der Modereck Decke gebildet. Im Speziellen treten Kalkgesteine und Phyllite auf. Das Festgestein ist aufgrund naheliegender Deckengrenzen und Störungen stark beansprucht. Überlagert wird das Festgestein im Hangbereich von Waldböden und Humusschichten. Am Hangfuß sind Ablagerungen aus Hangschutt und Murschutt anzutreffen. Der Fels tritt aufgrund der starken Geländeneigungen im Hangbereich teilweise bis an die Oberfläche. Der Geländeabschnitt wird durch drei Murrinnen geprägt. Die am 31. Oktober 2023 stattgefundenen Rutschungen ereigneten sich im Bereich von zwei dieser drei Murrinnen. Die Lockergesteinsauflage rutschte auf dem Felsuntergrund ab und legte diesen im Bereich der entstandenen Rinne frei.

## 4. Detailbeschreibung der Schutzmaßnahmen

### 4.1. Monitoring der Rutschmasse (Graben Süd)

Zur Sicherung der Arbeitnehmer, der darunter verlaufenden Autobahnstrecke und des Griesbergweges wurde zur Überwachung der abzutragenden Rutschmasse im Graben Süd und der Zollamtsmauer im Bereich des Bewehrterde-Damms ein Monitoring ein. Zum Einsatz kam eine Totalstation auf dem Damm westlich der Brenner Bundesstraße (am Fuß des Gegenhanges), welche im Gelände festgelegte Punkte in einem viertelstündlichen Zeitintervall durchgehend überwachte. Bei der Überschreitung von Alarmwerten (Gesamtverformung > 2,0 cm) wurden die Projektbeteiligten informiert und es erfolgte eine Einschätzung bzw. Beurteilung der Situation vor Ort. Im Falle von gefährlichen Bewegungen gab es einen Alarmplan zur Sperrung der Autobahn bzw. des Griesbergweges.

### 4.2. Mursperre (Graben Süd)

Zur Herstellung der Arbeitnehmersicherheit im Graben Süd war der Einbau einer Mursperre (Höhe 5,0 m) in der Engstelle der Schluchtstrecke oberhalb des Ablagerungsgebietes der Rutschmasse auf der Höhe von 1435 m.ü.A. erforderlich. Rutschmaterial, das oberhalb des gegenständlichen Verbaus abbricht, wird durch die Grabenform kanalisiert und in der Engstelle von der Mursperre zurückgehalten. Das Murnetz besteht aus 8 Stahlseilen, die zwischen den beiden Grabeneinhängen aufgespannt, und mit Gewindestäben in den Fels verankert sind. Die 8 Seile spannen ein grobes Ringnetz auf. Die Herstellung der Sperre erfolgte mittels Sicherheitsposten, welche oberhalb im Gelände situiert wurden und das Anbruchgebiet beobachteten. Weiters erhielten diese auch die Ergebnisse der beschriebenen Messungen um das in der Schluchtstrecke arbeitende Personal rechtzeitig zu warnen.

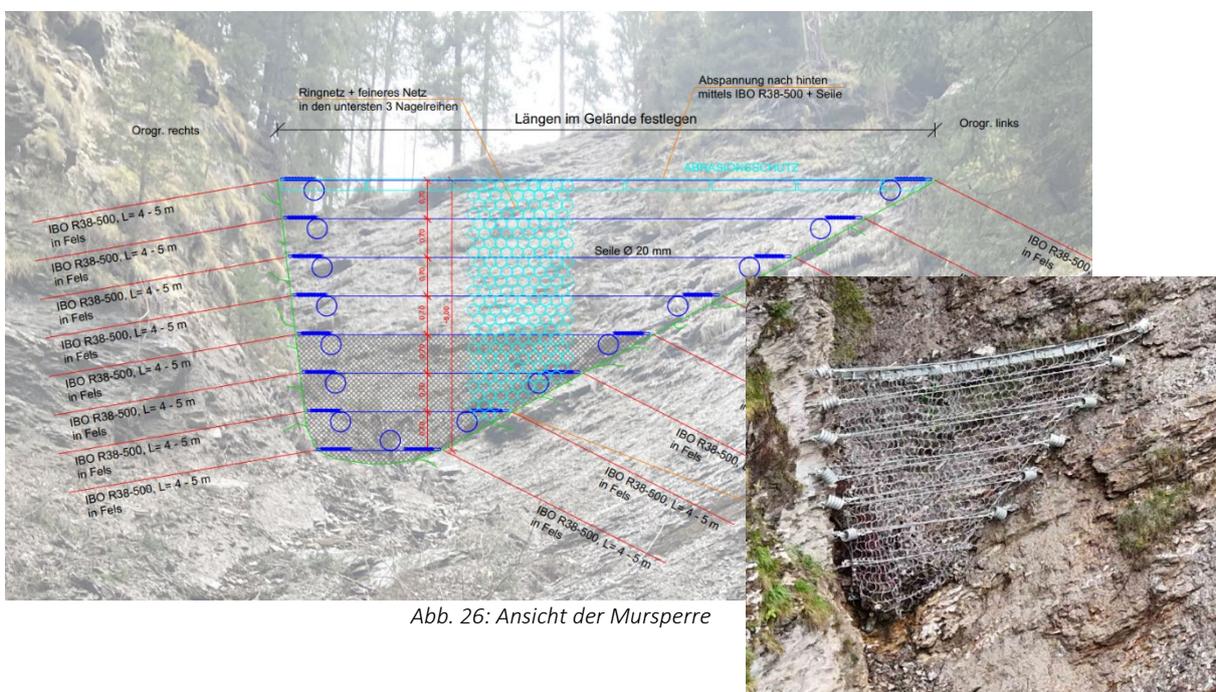


Abb. 26: Ansicht der Mursperre

### 4.3. Steinschlagschutzsystem 2000 kJ, h= 5,0 m (Graben Nord) und h= 4,0 m (Graben Süd)

#### 4.3.1. Graben Nord

Das beim Ereignis zerstörte, auf einer zur Autobahn parallelen Geländekante oberhalb des Griesbergweges situierte Steinschlagschutznetz von etwa 60 m Länge, war auf eine Energie von ca. 250 kJ ausgelegt. Dieses Netz wurde durch ein neues, auf 2000 kJ geprüft System ersetzt. Das 63 m lange, bergseitig abgespannte System besteht aus 6 Netzfeldern, 7 Stützen und weist eine Höhe von 5,0 m auf. Um eine durchgehende Netzbarriere zu erhalten, überlappt das Netz an beiden Enden mit den anschließenden Bestandsnetzen. Zwischen der Autobahn (RFB Innsbruck) und den Netzbarrieren verläuft die Zufahrtsstraße ins Griesbergtal, von welcher aus die Schutzbauwerke gewartet werden können.

#### 4.3.2. Graben Süd

Auch das, am talseitigen Ende des südlichen Grabens bestehende Steinschlagschutznetz (500kJ) bot keinen ausreichenden Schutz für die Autobahn mehr. Speziell für die Zeit der Entfernung der Rutschmasse oberhalb des Netzes und der daraus resultierenden Gefahr von hinabstürzendem bzw. sich wieder in Bewegung setzenden Materials, war die Schutzwirkung nicht ausreichend. Daher musste vor der Erneuerung des Netzes eine temporäre Bewehrte-Erde-Konstruktion als Schutzdamm errichtet werden, die die Autobahn für die Zeit des Materialabtrags schützte. Nach dem Materialabtrag wurde ein Steinschlagschutzsystem mit einer aufnehmbaren Energie von 2000 kJ und einer Höhe von 4,0 m errichtet. Im Bereich der Tragseiltrennungen des Bestandes werden die bestehenden Netze aufgetrennt und neue Netze errichtet. Das neue System erstreckt sich über 10 Felder über eine Länge von 102 Metern. Durch den Neubau dieses Abschnitts der Netzbarriere und die seitlich angrenzenden Bestandsnetze, sowie den Neubau des Netzes bei Graben Nord entstand eine annähernd durchgehende Schutzbarriere von ca. 330 m Länge mit 2 verstärkten Bereichen bei den aktuellen Gefahrenzonen.

#### 4.3.3. Konstruktion und Details Steinschlagschutznetze

Zum Einsatz kamen 2000 kJ Netze mit einer Höhe von 4 bzw. 5 m. Die Stützen des Systems bestehen aus Stahlträgern der HEA Reihe. Diese Stützen wurden auf, im Untergrund verankerten Fertigteilfundamenten gegründet. Jeweils ein Schrägzugpfahl und ein Druckpfahl des Typs IBO R38-500 dienen zur Verankerung der Fundamente. Dabei waren Einbindelängen von 6 bis 7 Meter im Lockergestein, bzw. 3 Meter im Fels erforderlich. Die Druckpfähle wurden mit einem umhüllenden Stahlrohr, als Knickschutz eingebaut. Von den Stützenköpfen erfolgt die bergseitige Abspannung mit Stahlseilen, welche durch Nägel des Typs IBO R38-500 mit mindestens 4 Metern Felseinbindung verankert sind. Die Netzfelder zwischen den Stützen werden durch ein oberes und ein unteres Tragseil, sowie durch Mittelseile aufgespannt, welche an den Seiten mittels Zugpfählen in den Boden abgespannt werden. Zur Abfederung der Anpralllast sind Bremsen an allen Seilenden verbaut. Die Tragseile und Mittelseile tragen das Omega-Netz aus Stahlseilen.

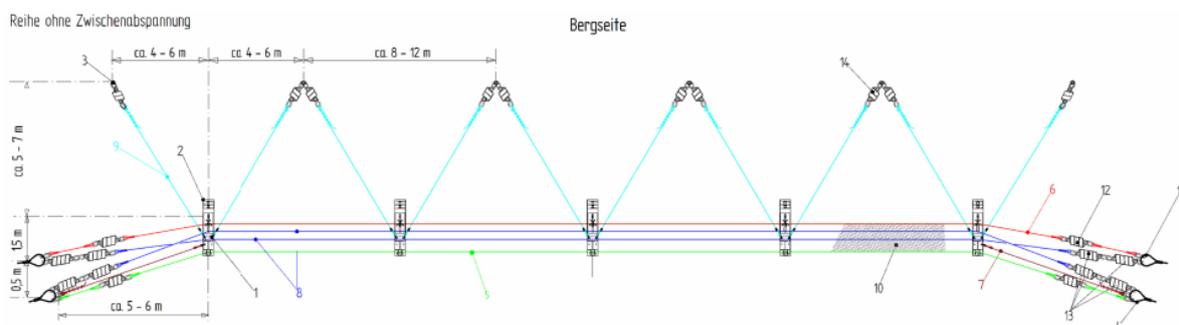


Abb. 27: Systemskizze des Steinschlagschutzsystems

#### 4.4. Holzankerwand (Anbruchgebiet Graben Süd)

Am oberen Ende des Grabens, auf ca. 1525 m.ü.A. verläuft der Naschenweg etwa hangparallel mit leichter Steigung in Richtung Süden. Am Naschenweg befand sich die Abbruchkante der Rutschung, wodurch die ursprüngliche Wegbreite nicht mehr gegeben war. Ein nicht abgerutschter Bereich mit einer Länge von ca. 10 m zwischen den beiden Abbruchbereichen musste maschinell beräumt werden. Zur Wiederherstellung der ursprünglichen Wegbreite und der damit verbundenen Möglichkeit zur Waldbewirtschaftung wurde unterhalb des Weges eine Holzankerwand errichtet. Die zwischen 3 und 4 m hohe rückverankerte Wand erstreckt sich entlang der gesamten oberen Abbruchkante über eine Länge von 56 m. Der Raum hinter der Wand wurde mit frostsicherem, scherfestem Material (Felsbruch) verfüllt und so die ursprüngliche Wegbreite wiederhergestellt. In der nachfolgenden Abb. 28 wird der Aufbau der Holzankerwand dargestellt.

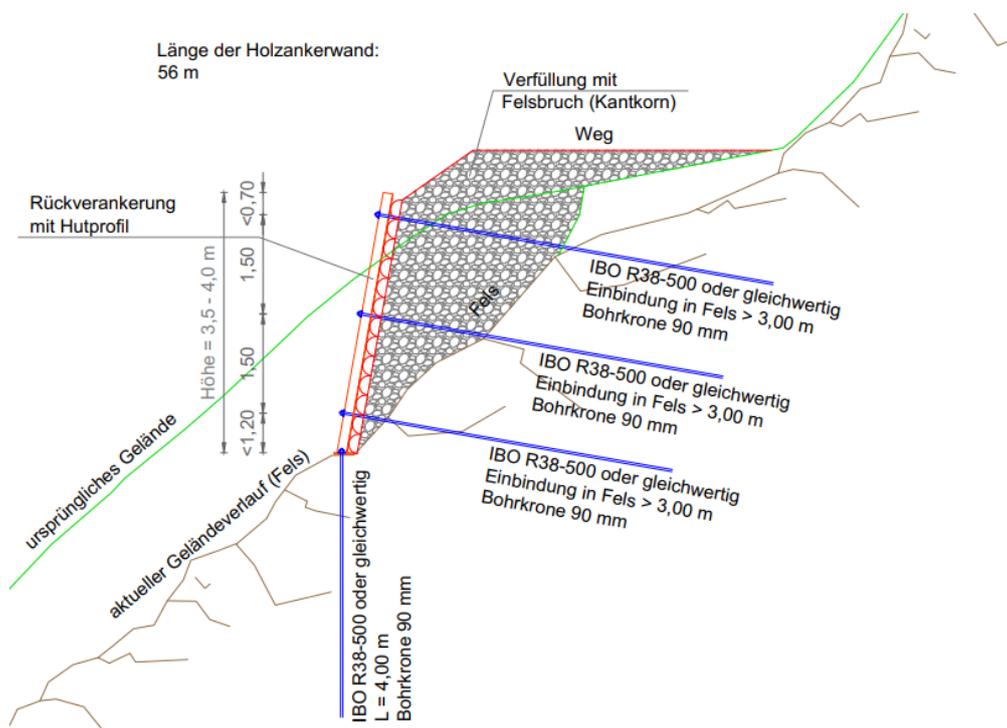


Abb. 28: Querschnitt der Holzankerwand

#### 4.5. Bewehrte- Erde- Damm (Graben Süd)

Am Hangfuß unterhalb des Grabens Süd war es erforderlich die Autobahn bis zur vollständigen Entfernung der darüber angelandeten Rutschmasse zu schützen. Diese Schutzfunktion übernahm ein temporärer Bewehrte- Erde- Damm. Außerdem konnte nach der Herstellung des Damms das zu erneuernde Steinschlagschutznetz umgelegt bzw. demontiert werden. Der Damm stand direkt auf der Zufahrtsstraße ins Griesbergtal, welche zur Räumung bzw. zum Abtransport der Rutschmasse auf eine Breite von ca. 3,5 m verbreitert wurde. Aufgrund der zusätzlichen Auflast durch den Bewehrte- Erde- Damm, musste die unterhalb davon bestehende Zollamtsmauer temporär rückverankert werden. Dies geschah mittels IBO R38-500 Nägeln mit einem Abstand von 2,0 m. Zur Lastverteilung der Ankerkräfte auf die Zollamtsmauer wurde ein bewehrter Spritzbetonbalken hergestellt. Eine geodätische Überwachung der Mauer während der Standzeit des Damms war notwendig. Der Bewehrte- Erde- Damm bildete entlang des Griesbergweges ein Retentionsvolumen, welches im Fall der Fälle abgleitende Massen aus dem Graben Süd aufnehmen konnte.

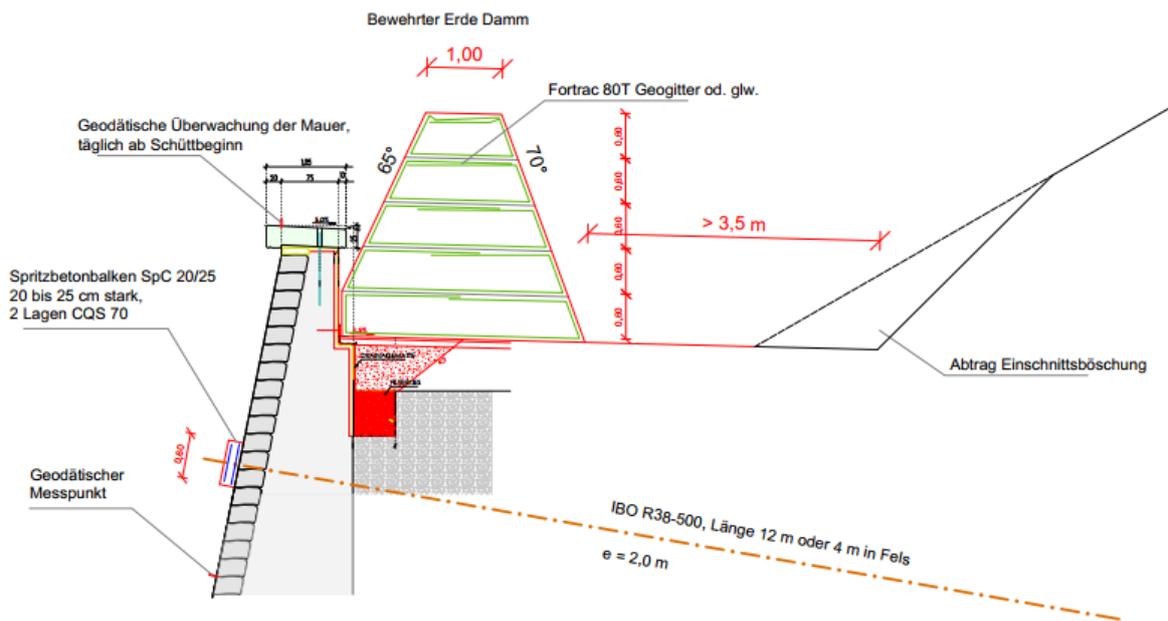


Abb. 29: Profil der Bewehrten-Erde-Konstruktion

#### 4.6. Lawinennetze

Da im Zuge der Rutschung zahlreiche Bäume entwurzelt wurden und zur Beräumung der Rutschmassen der Waldbestand und der Bewuchs im Bereich der Schneise abgetragen werden musste, wies der Hang eine viel geringere oberflächliche Reibung gegenüber Schneegleiten im Winter als vor dem Ereignis auf. Aus diesem Grund wurden Lawinenschutzmaßnahmen in Form von Schutznetzen nach der Beräumung der Rutschmassen hergestellt. Die Netze wurden ähnlich den Steinschlagschutznetzen mittels Injektionsbohrankern am Fußpunkt und im Bereich der Abspannung verankert und weisen eine Höhe von 2,0 m auf. Sie erhöhen die Oberflächenrauigkeit und dienen als Lawinenanbruchverbauung.



Abb. 30: fertiggestellte Lawinenschutznetze im Bereich der beräumten Rinne

#### 4.7. Weitere Maßnahmen

Zur Herstellung und Erhaltung der geplanten Schutzbauwerke waren weiters folgende Maßnahmen erforderlich.

##### 4.7.1. Instandhaltungsweg (Graben Nord)

Der Beckenartige Auslauf des nördlichen Grabens, bergseitig des neu zu errichtenden Steinschlagschutzsystems, füllt sich bei Murereignissen mit Material. Zur Räumung dieses Materials erforderte es die Errichtung eines Instandhaltungsweges von ca. 40 m Länge und 3,5 m Breite von der Straße bis ins Becken.

##### 4.7.2. Entwässerungsgraben (Graben Nord)

Bergseitig des unter Punkt 4.7.1 beschriebenen Weges wurde ein Graben zur Ableitung der anfallenden Oberflächenwässer im Murbecken hergestellt. In der Mulde befindet sich ein Drainagerohr (DN 160) in einer Kiespackung. Die Ausleitung der anfallenden Wässer erfolgt in einem Auffangbecken südlich des Retentionsbeckens bergseitig des Griesbergweges (Einfahrtsbereich vom Griesbergweg zum Retentionsbecken).

##### 4.7.3. Auffangbecken (Graben Nord)

Das ursprüngliche Auffangbecken südlich des Retentionsbeckens, bergseitig des Griesbergweges, wurde vergrößert, um die anfallende Wassermenge aufnehmen zu können. Ebenfalls erforderlich waren ein neuer Grobrechen, sowie die Neuerrichtung eines Einlaufrechens am Einlauf vom Becken ins Straßenentwässerungssystem.

##### 4.7.4. Entfernung der Bäume (Graben Süd)

Im Rutschbereich und im Arbeitsbereich des Grabens Süd musste das liegende Schadholz, sowie die bestehenden Bäume entfernt werden. Das Entfernen des Bewuchses durfte nur sukzessive von den Außenseiten der Rutschmasse nach innen erfolgen. Erst nach Abtrag des oberen Bereiches der Masse durfte der Kopf der Rutschung gerodet werden.

##### 4.7.5. Aufforstung Windwurffläche (Graben Süd)

Um weiteren Materialeintrag aus Erosion, im Graben Süd auf lange Sicht zu minimieren, wurde empfohlen, den Bereich oberhalb des Naschenwegs, welcher durch die Starkwindereignisse letzten Sommer starken Windwurf ausbildete, aufzuforsten.

#### Autoren

*Dipl.-Ing. Thomas Deutschmann BSc  
Geotechnik Henzinger & Partner ZT GmbH  
Josef-Speckbacher-Straße 16, 6112 Wattens  
office@geotechnik-henzinger.at*

*Ing. Mag. (FH) Martin Jäger  
ASFINAG Bau Management GmbH  
Rennweg 10a, 6020 Innsbruck  
Martin.Jaeger@asfinag.at*

# Neue Standardpublikationen an der Geosphere Austria und deren Anwendung für die Erstellung einer Generallegende (EAGLe-Projekt): Fallbeispiele aus dem Ötztal-Stubai Kristallin

M. Reiser<sup>1</sup>, E. Hintersberger<sup>1</sup> & EAGLe-Projektteam\*

<sup>1</sup>GeoSphere Austria, Hohe Warte 38, 1190 Wien, Österreich; [martin.reiser@geosphere.at](mailto:martin.reiser@geosphere.at)

\* I. Bayer, G. Bryda, S. Coric, D. Garcia Ramos, H. Gebhardt, G. Griesmeier, A. Gruber, M. Harbich, E. Hintersberger, F. Hofmayer, M. Hölzel, B. Huet, C. Iglseder, C. Kettler, O. Kreuss, C. Költringer, M. Linner, M. Lotter, E.-M. Ranftl, J. Reitner, R. Schuster, M. Steinbichler, M. Zerlauth

## Kurzfassung

Zur Gewährleistung einer einheitlichen Terminologie in Datensätzen, Karten und geologischen Modellen der Geosphere Austria wurden in den letzten Jahren Standards für Quartär & Massenbewegungen (Steinbichler et al., 2019; Lotter et al., 2021), strukturgeologische Phänomene & Richtungsindikatoren (Huet et al., 2020) und Gesteinsbegriffe (Linner et al., 2024) veröffentlicht. Zusammen mit der kartographischen Flächendeckung durch (gescannte) Rasterkarten (GK50, GeoFAST, Gebietskarten; siehe auch <https://maps.geosphere.at>), die Ende 2024 erreicht werden soll, bilden die Standardpublikationen die Basis für die inhaltliche Harmonisierung der Kartendaten mit Hilfe einer Generallegende. Letztere stellt den nächsten Arbeitsschritt dar und wird im Zuge des EAGLe-Projektes erarbeitet (EAGLe = Erstellung der Allgemeinen Geologischen Legende). Die Generallegende umfasst Listen für lithostratigraphische, tektonische und quartäre Begriffe. Diese Listen werden in einem Vektor-Gesamtdatensatz, der auf allen oben erwähnten Kartendaten im Maßstab 1:25.000/50.000 basiert, eingearbeitet und anschließend im WebGIS publiziert. Wichtig ist, dass die Daten in diesem Arbeitsschritt zwar aus den verschiedenen Quellen kompiliert werden, aber noch keine Anpassung von Polygon-, Linien- und Punktgeometrien erfolgen soll. Dies soll nach und nach in Folgeprojekten erfolgen.

In der finalen Ausbaustufe des mehrjährigen Projektes soll ein inhaltlich harmonisierter Datensatz im Maßstab 1:50.000 flächendeckend für Österreich, kompiliert aus den verschiedenen vorhandenen Datensätzen (ADB-Kacheln gedruckter GK-Karten, Geofast, GM50 = gedruckte GK-Karten, digitalisierte Einzeldatensätze analoger Karten) vorliegen. Die Arbeit erfolgt dabei in verschiedenen Teams, die sich mit der technischen Bereitstellung der Daten, sowie mit den inhaltlichen Arbeiten zu Tektonik, Quartär, Neogen und Festgestein befassen.

Das Ötztal-Stubai Kristallin (Ötztal-Decke) repräsentiert ein „klassisches“ Kristallengebiet in Westösterreich aus dem wichtige Beiträge zu den Prozessen im Zuge der prä-alpidischen und der alpidische Orogenesen, sowie zum Verständnis der quartären und rezenten Landschaftsentwicklung stammen. Das Gebiet wird von GeoFAST und GK50-Karten abgedeckt und es gibt historische Gebietskarten. Im Zuge des Projektes erfolgt eine Harmonisierung der Legendeneinträge aus den verschiedenen Kartenwerken und die Übertragung auf die Gesteinsbegriffe der aktuellen Geosphere-Standards. Die Lithologien werden dabei nach lithostratigraphischen Standards (NASC, 2005) und unter Einbeziehung des aktuellen Forschungsstandes zusammengefasst und gegliedert.

### ***Abstract***

*GeoSphere Austria has published standard code lists in recent years to ensure consistent terminology in their datasets, maps, and geological models. These standard code lists cover various geologic phenomena, including Quaternary sediments and mass movements (Steinbichler et al., 2019; Lotter et al, 2021), structural geological phenomena & directional indicators (Huet et al., 2020), and rock terms (Linner et al., 2024). Together with the area coverage by (scanned) raster maps (GK50, GeoFAST, area map; see also <https://maps.geosphere.at>), which is envisaged for the end of 2024, the standard publications form the basis for harmonizing the map data with the help of a general legend. The latter represents the next work step and is being developed as part of the EAGLe project (EAGLe = Establishing the Austrian General Legend). This general legend will include lithostratigraphic, tectonic and quaternary terms and will be incorporated into a vector dataset based on all the above-mentioned map data at a scale of 1:50,000 and then published in a WebGIS. It is important to note that no adjustment of polygon, line and point geometries will be made in this step, as that is planned to be undertaken step by step in future projects.*

*In the final stage of the multi-year project, a content-harmonized data set at a scale of 1:50,000 should be available for Austria, compiled from the various existing data sets (ADB tiles of printed GK maps, Geofast, GM50 = printed GK maps, data sets of newly digitized maps).*

*The Ötztal-Stubai Crystalline (Ötztal Nappe) represents a "classic" crystalline area in western Austria that provided important contributions for the understanding of pre-Alpidic and Alpidic orogenies, as well as the Quaternary and recent landscape development. GeoFAST and GK50 maps and, in addition, historical regionals maps are available for the area. In the course of the project, the legend entries from the various map series will be harmonized and mapped on the rock terms of the current Geosphere standards. The lithologies will be summarized and classified according to lithostratigraphic standards (NASC, 2005), based on the current state of research.*

## Danksagung 2024

Unser besonderer Dank gilt Frau Landesrätin Astrid Mair, BA, Ma, die das Geoforum Umhausen sehr unterstützt und mit ihrer Wertschätzung für die Tagung wesentlich zu deren erfolgreichen Ablauf beiträgt. Sie hat auch heuer wieder dankenswerterweise die Tagung Geoforum Umhausen eröffnet.

Seit der ersten Tagung Geoforum Umhausen im Jahr 1999 ist die Gemeinde Umhausen mit ihrem Bürgermeister Herrn Landtagsabgeordneten und Klubobmann Mag. Jakob Wolf ein unverzichtbarer Partner des Geoforums. Dem Bürgermeister der Gemeinde Umhausen, möchten wir dafür sehr herzlich Danke sagen. Auch dem 1. Vizebürgermeister der Gemeinde Umhausen, Herrn Helmut Falkner gilt unser Dank.

Die Unterstützung der Gemeinde Umhausen zeigt sich dankenswerterweise auch in der mit großem Engagement ausgeführten Mitarbeit durch Frau Lisa Falkner und ihre Nachfolgerin Frau Anna Lena Müller, sowie in der Unterstützung durch weitere Mitarbeiter der Gemeinde.

Ich möchte auch dem Organisationsteam ganz besonders Danke sagen. Ohne den unermüdlichen Einsatz von Herrn Mag. Wolfram Mostler und von Frau Denise Braunhofer, MSc (beide Geologiebüro ig-m) hätte das 26. Geoforum Umhausen 2024 nicht organisiert werden können.

Die nötige Saalkontrolle wurde durch Mitarbeiter des Amtes der Tiroler Landesregierung ermöglicht. Wir danken dafür sehr Herrn HR Elmar Rizzoli.

Ich darf auch ganz besonders Herrn Manfred Scheiber /Vorstand Raiffeisenbank Vorderes Ötztal für die hervorragende Ausgestaltung des Werbeplakats für den heurigen Öffentlichen Abendvortrag danken.

Unser Dank gilt auch unseren Sponsoren, die uns auch heuer wieder maßgeblich unterstützt haben.

Betonen möchte ich, dass die Tagung Geoforum Umhausen vom Engagement hervorragender Fachleute und von ihren ausgezeichneten Vorträgen, aber auch vom großen Interesse der teilnehmenden Fachleute lebt. Vielen herzlichen Dank dafür.

Hofrat Dr. Gunther Heißel  
(Präsident Verein Geoforum Tirol)

Wir bedanken uns für die finanzielle Unterstützung

**B. NAGELE**

**STARKENBACH**

**KIESWERK**



**BAUEN MIT  
SPEZIALISTEN ALS  
PARTNER**

QUALITÄTSSICHERUNG  
RECYCLINGBAUSTOFFE

**projekt-partner**

koordination mediation kommunikation



**ORGANISATION/ KONTAKT:**

HR Dr. Gunther Heißel, Rietz  
Mag. Wolfram Mostler, Innsbruck  
[www.geoforum-umhausen.at](http://www.geoforum-umhausen.at)  
[info@geoforum-umhausen.at](mailto:info@geoforum-umhausen.at)

**PARKMÖGLICHKEIT:**

Parkplatz Niederthai



**VERANSTALTUNGSRAUM:**

Feuerwehrgebäude Niederthai



**TAGUNGSHOTEL:**

Falkner Hof  
6441 Umhausen - Niederthai  
Tel.: +43 5255 / 55 88  
[info@falknerhof.com](mailto:info@falknerhof.com)



Donnerstag	17.10.2024		
Zeit	Vortragende	Institution	Thema
07:30 - 09:00	Registrierung im Feuerwehrgebäude Niederthai		
09:00 - 09:30	Landesrätin Astrid MAIR, BA MA (Sicherheit, ArbeitnehmerInnen, Generationen, Zivil- und Katastrophenschutz) und LA Klubobmann Bürgermeister Mag. Jakob WOLF		<b>ERÖFFNUNG</b>
09:30 - 10:00	RIZZOLI Elmar	Gruppe Tiroler Zentrum für Krisen- und Katastrophenmanagement	Impulsvortrag: Aktuelle Herausforderungen im Krisen- und Katastrophenmanagement
10:00 - 10:30	GRASBON Beatrix FRANDL Thomas	Ingenieurbüro Grasbon, Rum FTD für WLW, GBL Bregenz	„Hangrutsch Hörbranz-Hochreute – Prozess und Zonenabgrenzung“
10:30 - 11:00	PAUSE		
11:00 - 11:30	BEUTEL Jan	University of Innsbruck, Fuerstenweg 176, 6020 Innsbruck	Fluchthorn Ein Jahr Später – Die Wissenschaftliche Erkenntnis Bisher
11:30 - 12:00	SCHWESTERMANN Tobias	BTG Büro für Technische Geologie AG St. Gallen, Schweiz	Rutschung Brienz/CH
12:00 - 12:30	HONISCH Maria	University of Innsbruck - Institute for Infrastructure Unit for Geotechnical Engineering	Der Berg kriecht! – Kinematik und treibende Faktoren einer Massenbewegung am Beispiel Padauner Berg – Tirol
12:30 - 14:30	MITTAGSPAUSE		
14:30 - 15:00	ZWACK Thomas DÖRFLER Markus	MJP Ziviltechniker, Saalfelden AUGMENTERRA GmbH, Puch b. Hallein	„Wie können Radarsatellitendaten die Beurteilung von großräumigen geologischen Phänomenen unterstützen?“
15:00 - 15:30	TRUTTMANN Sandro	Spektrum Geophysik AG 4600 Olten, Schweiz	Charakterisierung und Überwachung von Hanginstabilitäten mittels seismischer Bodenunruhe
15:30 - 16:00	GLASER Stefan	Bayerisches Landesamt für Umwelt Augsburg, Deutschland	Tiefreichende Evaporitlösung – ein schwer fassbares und möglicherweise unterschätztes Geogefahren-Thema
16:00 - 16:30	PAUSE		
16:30 - 17:00	HOFSTÄTTER Herbert	Consultant. Leoben	Kriterien für die untertägige Speicherung von Erdgas
17:00 - 17:30	HORMES Anne et al.	w&p felsprojekt GmbH, Innsbruck	smartROCK: Vorteile von 3D-Methoden zur Bemessung von Sicherungsbauwerken
17:30 - 18:00	MELZNER Sandra HÜBL Johannes	GEOCHANGE Consulting e.U.Klagenfurt BOKU University, Wien	Geohydrologisches Risiko durch Waldbrände in den Alpen
18:00 - 18:30	IMRE Bernd	Geolith ConsultConsult Herman & Loizenbauer OG, Graz	Photovoltaikanlagen in Mittelgebirgslagen - Vorhabensbewertung gegenüber Erosionsgefährdung

# „IST DIE UNTERIRDISCHE SPEICHERUNG VON GASEN DIE LÖSUNG DEN KLIMAWANDEL ZU STOPPEN?“

Univ. Prof. i.R. Dr. Herbert Hofstätter  
Consultant, Leoben

Öffentlicher Abendvortrag (freier Eintritt)  
19:00 | 17. OKTOBER 2024 | Tagungssaal Niederthai



Freitag	18.10.2024		
Zeit	Vortragende	Institution	Thema
08:00 - 08:30	Registrierung im Feuerwehrgebäude Niederthai		
08:30 - 09:00	SELIG Simon et al.	Institut für Erdwissenschaften, NAWI Graz Geocenter, Universität Graz	Der Einfluss des Klimawandels auf das Abflussverhalten von Blockgletschern und übergeordneter alpiner Einzugsgebiete
09:00 - 09:30	WINKLER Gerfried et al.	Institut für Erdwissenschaften, NAWI Graz Geocenter, Universität Graz	Langzeittrends und Entwässerungsdynamik der Quellen Österreichs
09:30 - 10:00	BERTLE Rufus et al.	GEOGNOS Bertle ZT GmbH Schruns, Vorarlberg	Interessante Radiokarbon-Datierungen aus der geologischen Praxis in Westösterreich
10:00 - 10:30	PAUSE		
10:30 - 11:00	KRALIK Martin	Universität Wien, Dep. Umweltgeowissenschaften	Grundwasserdatierungen an Beispielen in Tirol-Vorarlberg: Pro und Kontra
11:00 - 11:30	HANAUER Thomas	MuP Umwelttechnik GmbH, Ingolstadt Deutschland	PFAS – Eine Schadstoffgruppe mit Zukunft
11:30 - 12:00	KOCH Gerhard ENZINGER Tatjana	ASFINAG Bau Management GmbH Graz büro für geologie und hydrogeologie; zt-gmbh, Salzburg	Ermittlung der Chloridfracht im Grundwasser mittels numerischer Modellierung am Beispiel der Gewässerschutzanlage Walserberg
12:00 - 12:30	DEUTSCHMANN Thomas et al.	Geotechnik Henzinger & Partner ZT GmbH, Wattens, Tirol	Hangmure oberhalb A13 Bereich Brennerpass/Alter Zollamtsplatz
12:30 - 13:00	REISER Martin	Geosphere Austria Hohe Warte 38, Wien	Neue Standardpublikationen an der GeoSphere Austria und deren Anwendung für die Erstellung einer Gesamtlegende (EAGLe-Projekt): Fallbeispiele aus dem Ötztal-Stubai Kristallin

## ORGANISATION/ KONTAKT:

HR Dr. Gunther Heißel, Rietz  
Mag. Wolfram Mostler, Innsbruck  
[www.geoforum-umhausen.at](http://www.geoforum-umhausen.at)  
[info@geoforum-umhausen.at](mailto:info@geoforum-umhausen.at)



## PARKMÖGLICHKEIT:

Parkplatz Niederthai  
**VERANSTALTUNGSRAUM:**  
Feuerwehrgebäude  
Niederthai



## TAGUNGSHOTEL:

Falkner Hof  
6441 Umhausen - Niederthai  
Tel.: +43 5255 / 55 88  
[info@falknerhof.com](mailto:info@falknerhof.com)

