Radioaktive Abfälle und Eiszeiten in der Schweiz : können Gletscher und Permafrost zukünftiger Eiszeiten die langfristige Sicherheit der geplanten Lage beeinflussen?

Autor(en): **Haeberli, Wilfried / Fischer, Urs H. / Cohen, Denis**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Wasser Energie Luft = Eau énergie air = Acqua energia aria**

Band (Jahr): **112 (2020)**

Heft 4

PDF erstellt am: **25.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-941705

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Radioaktive Abfälle und Eiszeiten in der Schweiz

Können Gletscher und Permafrost zukünftiger Eiszeiten die langfristige Sicherheit der geplanten Lager beeinflussen?

Wilfried Haeberli, Urs H. Fischer, Denis Cohen, Michael Schnellmann

Zusammenfassung

Der Einfluss von Gletschern und Permafrost während möglicher zukünftiger Eiszeiten reicht weit unter die Oberfläche. Einige dieser Einflüsse können auch für die im nördlichen Alpenvorland geplanten Tiefenlager für hochradioaktive Abfälle relevant sein. Das vorhandene Wissen und Verständnis zu aktuellen wie eiszeitlichen Klimabedingungen, Gletschern und Permafrost liefert dazu eine Beurteilungsbasis. Die verbleibenden Unsicherheiten müssen mithilfe der laufenden und zunehmend fokussierten Studien sowie durch Plausibilitätsüberlegungen und Worst-Case-Szenarien behandelt werden.

Einleitung

Aus dem Betrieb von Kernkraftwerken wie auch aus Industrie, Forschung und Medizin fallen in der Schweiz radioaktive Abfälle an. Diese müssen nach dem Kernenergiegesetz in geologischen Tiefenlagern langfristig isoliert und sichergestellt werden *(Eckhardt und Rippe, 2016)*. Als Wirtsgestein ist der vor mehr als 170 Millionen Jahren abgelagerte Opalinuston im Nordosten der Schweiz vorgesehen. Eine sicherheitsgetriebene Standortsuche hat zu derzeit drei Standortgebieten geführt, in denen ein Lager für hochaktive Abfälle in Tiefenbereichen von rund 500 bis 900 Metern unter der Erdoberfläche angeordnet werden kann. Im Rahmen des Sicherheitsnachweises für solch ein Lager wird auch ein Zeitraum bis zu einer Million Jahre in die Zukunft betrachtet *(Nagra, 2015)*. Über derart lange Zeit muss mit mehreren zukünftigen Eiszeiten gerechnet werden. Die in der nördlichen Schweiz geplanten Tiefenlager werden demnach auch eiszeitlichen Bedingungen mit grossen Vorlandgletschern und Permafrost im Untergrund ausgesetzt sein. Wie in anderen Ländern mit ähnlichen Herausforderungen (z. B. England, Finnland, Schweden, Kanada oder Deutschland) werden mögliche Einflüsse zukünftiger Eiszeiten auch für Schweizer Verhältnisse gezielt untersucht *(Fischer et al., 2014, 2021;*

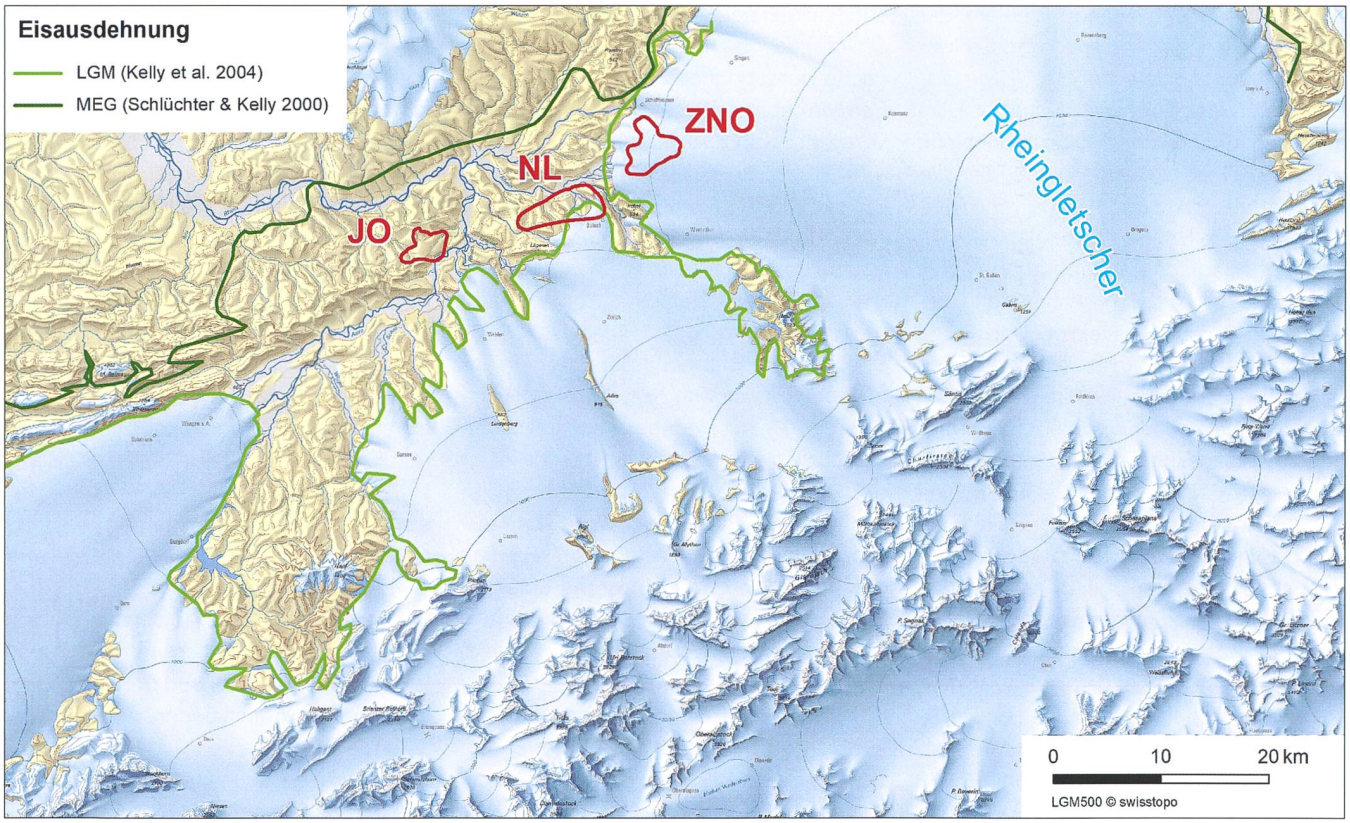

Bild 1: Zu evaluierende Standortgebiete (ZNO = Zürcher Nordost, NL = Nördlich Lägern, JO = Jura Ost) und Eiszeitvergletscherung. LGM = Last Glacial Maximum (grösste Gletscherausdehnung während der letzten Eiszeit), MEG = Most Extensive Glaciation (grösste eiszeitliche Gletscherausdehnung). Modifiziert nach Bini et al. (2009).

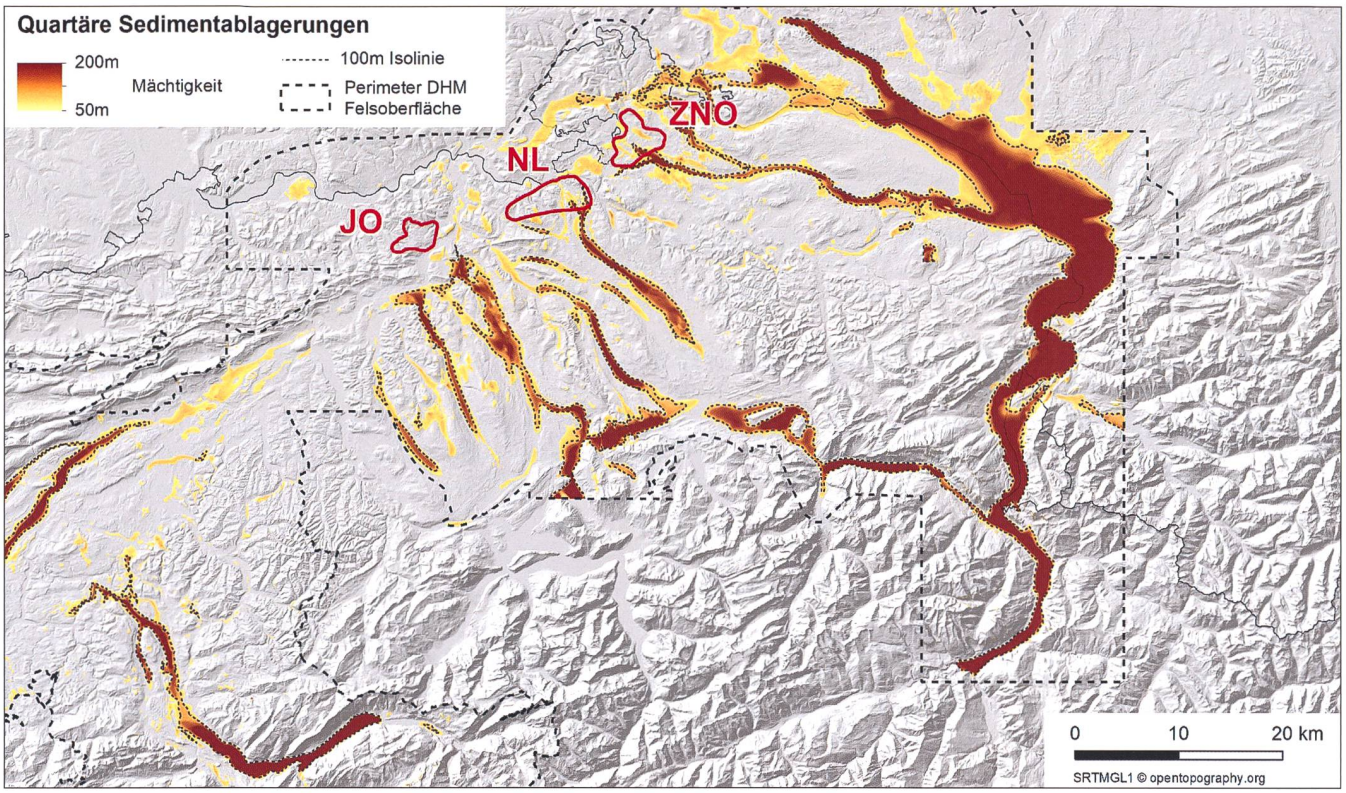

Bild 2: Standortgebiete (wie Bild 1) und quartäre Sedimentablagerungen im nördlichen Alpenvorland nach Jordan (2010) sowie Pietsch und Jordan (2014). Im externen Alpenvorland wurden die grössten Erosionstiefen wahrscheinlich schon in früheren Eiszeiten erreicht – die letzte Eiszeit hat stellenweise bereits existierende und mit Ablagerungen verfüllte übertiefte Talstrukturen teilweise wieder ausgeräumt.

diverse Arbeitsberichte der Nagra). Das vorhandene Wissen wird dabei mit numerischen Modellsimulationen kombiniert.

Die möglichen Standortgebiete der Nordschweiz liegen im Bereich grosser eiszeitlicher Vorlandgletscher *(Bild 1)*. Die Erosion an der Basis solcher Gletscher kann bis in grosse Tiefe reichen. Auch in der Nähe der Standortgebiete befinden sich Täler, deren Felsuntergrund durch eiszeitliche Gletscher mehrere Hundert Meter tief unter die heutige Oberfläche ausgegraben wurde *(Bild 2)*. Ausserhalb der Gletscher und teilweise auch unter ihnen kann der Untergrund während Eiszeiten bis in beträchtliche Tiefen dauernd gefroren sein (Permafrost). Beide – sowohl die Gletscher wie auch der Permafrost – beeinflussen das tiefe Grundwasser *(Zhang et al., 2018)*. Deshalb ist im Rahmen einer Standortwahl neben anderen Faktoren auch zu untersuchen, wie gut die Standortgebiete für ein Tiefenlager gegenüber den Effekten einer zukünftigen Vergletscherung und Permafrostbildung geschützt sind. Die folgende Übersicht geht auf die klimatischen und glaziologischen Zustände während Eiszeiten in der Nordschweiz ein, skizziert die Herausforderungen bei der Abschätzung der glazialen Tiefenerosion, fasst den derzeitigen Stand der Arbeiten zusammen und gibt einen kurzen Ausblick auf die nächsten Schritte.

Eiszeitbedingungen in der Schweiz

Fachliteratur zu Eiszeiten in der Schweiz entsteht seit dem 19. Jahrhundert (z. B. *de Charpentier, 1841*) reichhaltig. Erste numerische Berechnungen zu Gletschern und Permafrost in der Schweiz bei maximaler Vereisung während der letzten Eiszeit vor rund 22 000 bis 20 000 Jahren begannen in den 1980er-Jahren (z. B. *Haeberli et al., 1984; Haeberli and Schlüchter, 1987*). Sie bauten auf sorgfältigen Rekonstruktionen der damaligen Gletschergeometrie auf (*Jäckli, 1970;* vgl. dazu *Bini et al., 2009*). Speziell gut dokumentiert ist der Rheingletscher *(Keller and Krayss, 1991; Benz-Meier, 2003)*. Auch das Verbreitungsmuster von eiszeitlichem Permafrost in Mitteleuropa ausserhalb der vergletscherten Bereiche ist vielfach belegt *(Bild 3; Andrieux et al., 2016; Lindgren et al., 2016)*. Formen des durch Frost im Untergrund blockierten Karstes (eiszeitliche Seesedimente in Karstwannen, Trockentäler; *Barsch, 1968*) und Sturzphänomene *(Becker et al., 2000)* im Jura sowie glazitektonische Deformation von randglazialen Schottern *(Bild 4; Schindler et al., 1978)* sind entsprechende (spärliche) Spuren in der Nordschweiz. Die grossen Piedmontgletscher des nördlichen Alpenvorlandes waren polythermal, d. h. vorwiegend kalt und randlich am Untergrund angefrorenen. Die Existenz von Eis über und unter der Oberfläche beeinflusste die Bildung und das Verhalten von Grundwasser bis in bedeutende Tiefen *(Speck, 1994; Beyerle et al., 1998)*. In Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Palaeoklima-Forschung (v. a. Pollen und Chironomiden = Zuckmücken in Seesedimenten; *Becker et al., 2006; Duprat-Qualid et al., 2017*) weisen diese Ergebnisse für die Phase der maximalen Vereisung auf ausgesprochen kalttrockene Bedingungen hin, mit gegenüber heute zeitweise um rund 15 °C tieferen Jahrestemperaturen und um rund 80 % reduzierten Niederschlägen. Unter solchen Bedingungen – vor allem die Winter müssen extrem kalt gewesen sein – waren die Wälder nördlich der Alpen zeitweise einer Zwergstrauchtundra gewichen. Südlich der Alpen ergaben sich weniger extreme Verhältnisse (kein Permafrost in Tieflagen, aktivere Gletscher, Waldvegetation).

Bereits die ersten Anwendungen von globalen Klimamodellen auf eiszeitliche Verhältnisse (*Manabe and Broccoli, 1984;* später vor allem auch *Gildor and Tziperman, 2001*) lieferten die Erklärung für solch spezielle Verhältnisse in Mitteleuropa im Vergleich zu den viel kleineren globalen Temperaturdepressionen (ca. 3 bis 5 °C; *Annan and Hargreaves, 2013*). Über Nordamerika hatte sich der Laurentidische Eisschild ge-

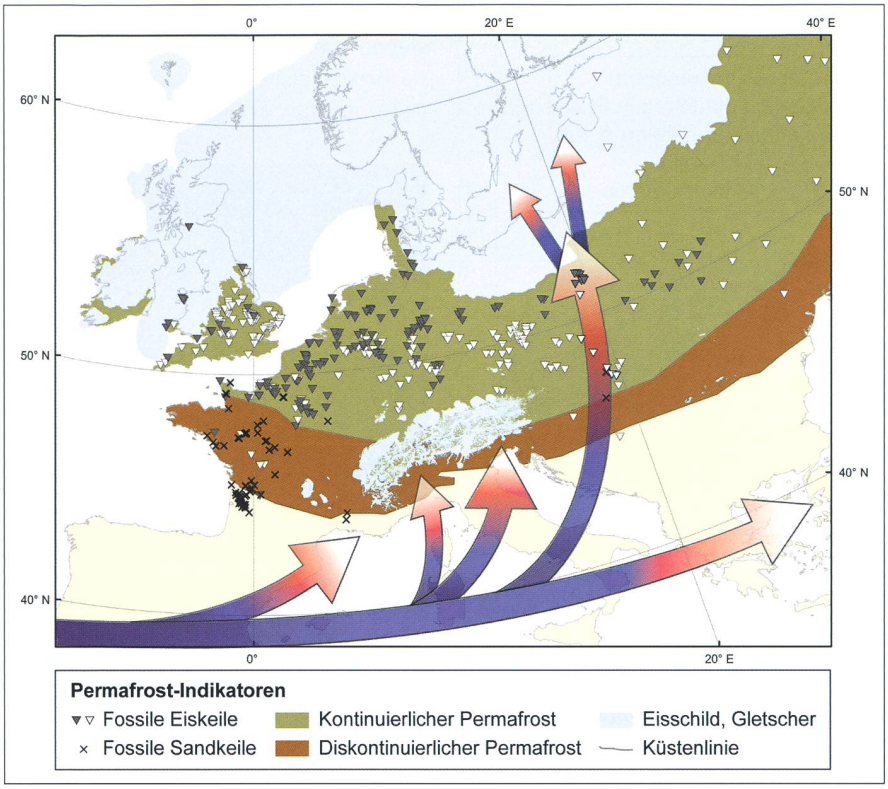

Bild 3: Skandinavisch-britischer Eisschild, Gletscher, Permafrost und Strömungsmuster für Niederschläge (grosse Pfeile) in Europa bei maximaler Vereisung während der letzten Eiszeit (nach Lindgren et al., 2016; Florineth, 1998; Florineth and Schlüchter, 1998).

bildet. Seine gigantische Eismasse war grösser als die der heutigen Antarktis, ihr Aufbau hatte den Meeresspiegel um über 100 Meter absinken lassen. Die weisse und hochgelegene Firnoberfläche des Eisschildes reflektierte die Sonnenstrahlung effizient, kühlte sich stark aus und führte zur Bildung eines konstanten Hochdruckgebiets. Dieses Hochdruckgebiet leitete umfangreiche Luftmassen aus dem Pazifikraum nach Norden über den eisbedeckten arktischen Ozean, wo sie stark auskühlten. Das Rückströmen dieser kalt-trockenen Luftmassen nach Süden liess die Oberfläche des Atlantiks grossflächig gefrieren. Im Winter reichte das Packeis bis hinunter zur Breitenlage der Pyrenäen. Der Atlantik war damit als Feuchtigkeitsquelle für Mitteleuropa im Winter versiegelt, die ozeanische Polarfront war gegen den Mittelmeerraum südwärts verschoben, und die mit ihr verbundenen Tiefdruckgebiete steuerten von dort her Niederschläge gegen die Alpen. Diese wirkten als effiziente Niederschlagsbarriere, was zu markanten klimatischen Gegensätzen zwischen der feuchten Südseite und der trockenen Nordseite der Alpen führte (*Bild 3; Florineth and Schlüchter, 1998;* vgl. *Becker et al., 2016; Jouvet et al., 2017*).

Hinsichtlich vergangener Eiszeitbedingungen in den möglichen Standortgebieten existiert eine konsolidierte Wissensgrundlage. Zukünftige Eiszeiten dürften nach ähnlichen Mustern ablaufen. Gletscher, Permafrost, ihre Interaktion und ihre Wirkung auf den Untergrund werden deshalb für eiszeitliche Verhältnisse mit dreidimensionalen und zeitabhängigen Modellansätzen analysiert (z. B. *Cohen et al., 2018*).

Glaziale Erosion und Übertiefungen im Alpenvorland

Im Gegensatz zu allen anderen landschaftsformenden Prozessen kann die Erosion durch Gletscher tief unter die Erdoberfläche reichen. Ehemals vergletscherte Gebiete weisen oft geschlossene topografische Vertiefungen auf *(Cook and Swift, 2012)*. Derartige «Übertiefungen» können an ihrem talseitigen Ende markante Gegensteigungen aufweisen. Werden solche im Gletscherbett erodierten Depressionen freigelegt, füllen sie sich mit Wasser und Sedimenten. Die Seebecken des Alpenvorlandes sind so durch die Eiszeitgletscher geschaffen worden und verlanden nach dem Rückzug des Eises durch den Eintrag von Gesteinsmaterial aus den Einzugsgebieten ihrer Zubringerflüsse. Der Felsuntergrund in den übertieften Tälern der Alpennordseite kann stellenweise mehrere Hundert Meter tief unter der heutigen Oberfläche liegen. Im Bereich der Alpenrandseen befindet sich der Felsuntergrund stellenweise im Bereich des heutigen Meeresspiegelniveaus oder kann sogar darunter liegen *(Preusser et al., 2010)*. Im Zürichsee beispielsweise liegt der Molasse-Fels heute bis 300 Meter unter dem Seespiegel, wobei die Felsoberfläche, wie bei einer glazialen Übertiefung typisch, talwärts (Richtung Zürich) ansteigt. Alte, gletschernahe Flussablagerungen auf der Albiskette (600–700 m ü. M.; *Pavoni et al., 2015*) zeigen, dass in den letzten ein bis zwei Millionen Jahren das Niveau der Hauptflüsse deutlich tiefer gelegt wurde. Auch hier dürften, neben der direkten Erosion durch Flüsse während Warmzeiten, die Gletscher eine wichtige Rolle gespielt haben.

Prozesse der Erosion am Gletscherbett sind *(Alley et al., 2019)*:

- Gesteinsabrieb («abrasion») bei Gleitprozessen durch schutthaltige Eisschichten am Gletscherbett,
- Herausreissen von Felspartien («plucking») bei Schwankungen des Wasserdrucks und des Eisgefrierpunkts,
- Erosion und Schutt-Evakuation durch Schmelzwasser, in grossen Abflusskanälen linear konzentriert.

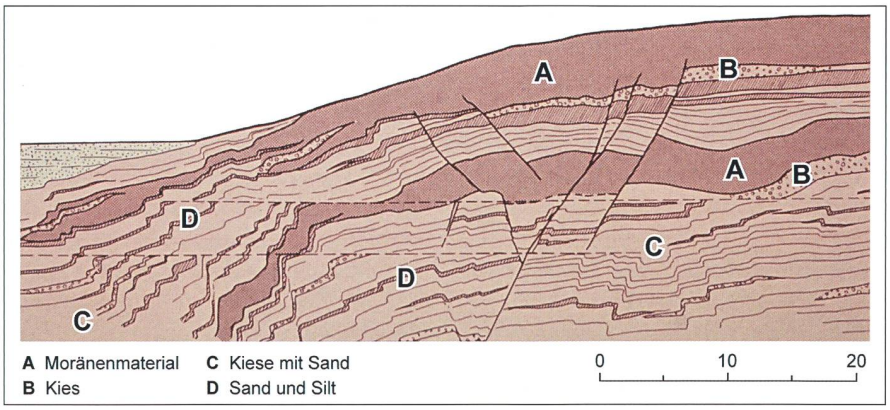

Bild 4: Vom Gletscher in gefrorenem Zustand duktil verformte Moräne, Kiese und Sande im Aadorfer Feld bei Winterthur (aus Schindler et al. 1978; Skala in Metern).

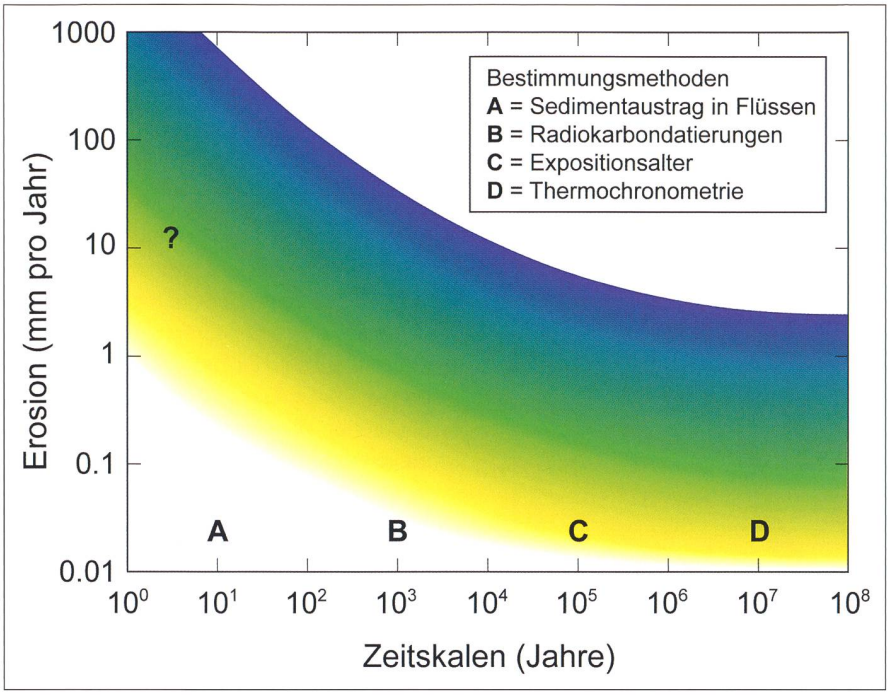

Bild 5: Mittlere langfristige Abtragsraten (vereinfacht nach Jaeger and Koppes, 2016), bestimmt mit verschiedenen Methoden (v. a. Sedimentaustrag, Expositiosalter; Alaska, nordamerikanisches Küstengebirge, Patagonien). Blau = niederschlagsreiches Klima, gelb = trockenes Klima.

Diese Vorgänge spielen sich über lange, oft nicht genau bekannte Zeitspannen in unzugänglichen Bereichen unter den Gletschern ab. Das Prozessverständnis ist deshalb heute noch vorwiegend theoretisch-qualitativer Art. Neben der Erosionsanfälligkeit des Gesteins und der Geometrie (Grösse, Neigung) der Gletscher haben vor allem das Wasser und die damit verbundene Gleitbewegung des Eises am Gletscherbett sowie der Sedimenthaushalt des Gesamtsystems im jeweiligen Einzugsgebiet einen primären Einfluss. Wo Gletscherpartien am Untergrund angefroren sind, kann das Eis nicht schnell über sein Bett gleiten und damit auch nicht wesentlich erodieren. Wo der Anfall von Schutt aus der Gletscherosion und aus umliegenden Felswänden grösser ist als das, was das abfliessende Schmelzwasser mit seiner Transportkapazität aus dem vergletscherten Bereich evakuieren kann, werden Moränenschichten abgelagert, die den Felsuntergrund bedecken und vor Erosion schützen *(Zemp et al., 2005; Egholm et al., 2012)*. Gerade bei markanten Übertiefungen ist die Frage nach dem Zusammenspiel zwischen der Transportkapazität des basalen Schmelzwassers, den am Gletscherbett existierenden Gradienten des Wasserdrucks und den zu transportierenden Korngrössen des erodierten Gesteinsmaterials entscheidend. Dieses Zusammenspiel bestimmt, wie und ob das vom Gletscher erodierte Material über manchmal steile Gegensteigungen der talseitigen Felsriegel evakuiert werden kann und damit weitere Gletschererosion ermöglicht. Gestützt auf weltweite Messwerte, wird für langfristig-flächenhafte Abtragsraten in vergletscherten Einzugsgebieten ein Erfahrungswert von ca. 1 mm (mit Extremwerten von < 0,1 bis 5 mm) pro Jahr angenommen *(Bild 5; Jaeger and Koppes, 2016)*. Die Werte können aber je nach Zeitskala, Gletschergrösse, Klima, Topografie, Tektonik und Gesteinscharakteristik um mehrere Grössenordnungen variieren *(Hallet et al., 1996)*. Für kalt-trockene Bedingungen mit Permafrost und teilweise kalten Gletschern sind tendenziell kleinere Werte zu erwarten als für niederschlagsreiche Gebiete mit schnell fliessenden / gleitenden Gletschern. Flächenhaft gemittelte Abtragswerte hängen primär mit der schleifenden («abrasion») und losreissenden («plucking») Wirkung des über das Gletscherbett gleitenden basalen Eises zusammen. Daneben kann im Hochgebirge auch der Abtrag im Einzugsgebiet durch Verwitterungs- und Sturzprozesse in den umliegenden Felswänden eine wichtige Rolle spielen *(Delmas et al., 2009)*. Bei den grössten Tiefenwirkungen müssen Prozesse der linear-konzentrierten fluvialen Erosion durch sedimentbeladene Abflüsse in Kanälen am Gletscherbett in Betracht gezogen werden. Das spektakuläre Beispiel der wohl eiszeitlich entstandenen Aareschlucht *(Bild 6)* dokumentiert, dass durch subglazial-fluviale Erosionsprozesse gerade im Kalk tiefe und enge Einschnitte entstehen können. Solch lokale Effekte entziehen sich bisher der raum-zeitlichen Modellierung ganzer Gletschersysteme.

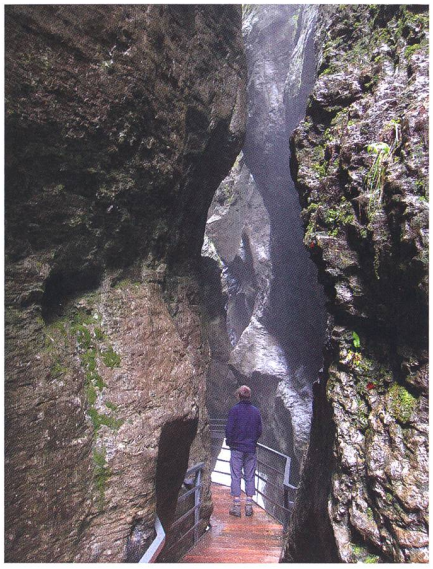

Bild 6: Die Aareschlucht – wahrscheinlich das Resultat eiszeitlicher, linear konzentrierter subglazialer Tiefenerosion im Kalk. Foto: W. Haeberli.

In zwei internationalen Experten-Workshops zur Modellierung der Gletschererosion und zum Phänomen der glazialen Übertiefungen wurde die Forschungssituation analysiert *(Fischer and Haeberli, 2010, 2012)*. Schlüsselfragen hinsichtlich der Gletschererosion betreffen insbesondere die subglaziale Hydrologie mit ihren Einwirkungen auf Gleitprozesse, Sedimentevakuation und linear-konzentrierte Tiefenerosion durch sedimentbeladene Abflüsse am Gletscherbett. Numerische Modellsimulationen erlauben hier noch keine gesicherten quantitativen Vorhersagen. Sie helfen jedoch, das Prozessverständnis zu verbessern, Unsicherheiten zu quantifizieren und Sensitivitäten bei der Prozess-Parametrisierung zu testen. In Anbetracht limitierter Rechenzeiten sind einfachere Modellansätze für Gletscherfliessen mit Modellansätzen höherer Ordnung zu kombinieren. Die stärkste Rückkoppelung für Erosionsprozesse scheint beispielsweise über die topografischen Gegebenheiten (Täler) zu erfolgen. Dies gilt ganz besonders für glaziale Übertiefungen, wo die Erosion konzentriert ist und die Evakuation von Wasser und Sedimenten gewährleistet sein muss. Als kritische Stelle für das Wassersystem wird die Gegensteigung am talseitigen Ende einer Übertiefung erachtet *(Bild 7)*. Sie steuert nicht nur die Morphologie und Durchlässigkeit des subglazialen Entwässerungssystems im übertief-

ten Bereich, sondern auch den Durchfluss von Eis und den Sedimenthaushalt. Gefrierprozesse bei Druckentlastung und entsprechendem Anstieg des Druckschmelzpunkts im Wasser aufwärtsfliessender Gerinne spielen in den theoretischen Ansätzen eine wichtige Rolle. Bisher in der Literatur kaum behandelt. sind hingegen die fluviale Erosion durch subglaziale Gerinne und deren Transportkapazität beim Aufwärtsfliessen an steilen Gegensteigungen.

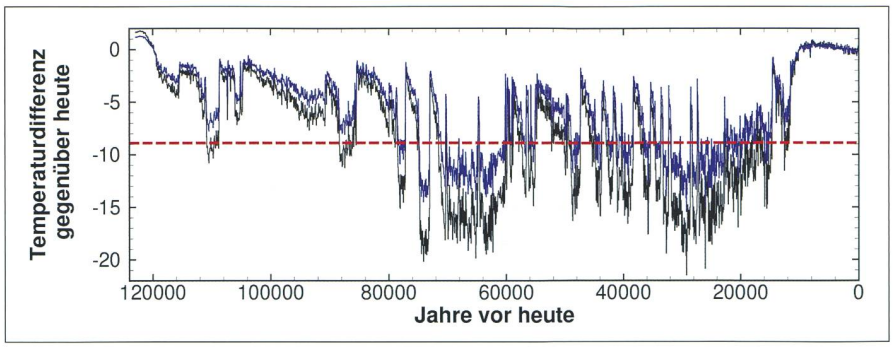

Bild 8: Beispiel einer Klimafunktion für transiente Modellsimulationen: Änderungen der mittleren Jahrestemperatur während der letzten 120 000 Jahre nach Information aus der Grönland-Eiskernbohrung NGRIP (Kindler et al., 2014), angepasst an regionale Palaeoklima-Information aus Proxydaten in Mitteleuropa. Der blaue Verlauf entspricht einer warmen, der schwarze einer kalten Variante. Die rot gestrichelte Linie deutet 0 °C in der Nordschweiz an.

Numerische Modellsimulationen

Charakteristiken des eiszeitlichen Rheingletschers werden mit einem hoch aufgelösten numerischen Modell (Elmer/Ice; *Gagliardini et al., 2013*) finiter Elemente untersucht, das die gekoppelten dreidimensionalen Gleichungen für Wärme, Masse und Momentum für Stoke'sches Fliessen löst *(Cohen et al., 2018)*. Initialisiert wird das Modell aufgrund der rekonstruierten Eisgeometrie (v. a. *Benz-Meier, 2003; Bini et al., 2009*). Schon hier müssen Unsicherheiten mit einbezogen werden. Das damalige Gletscherbett entspricht etwa bei Seen oder jungen Talverfüllungen nicht einfach der heutigen Oberfläche, aber auch nicht überall dem aus Bohrungen und geophysikalischen Sondierungen abgeschätzten Felsuntergrund. Modellsimulationen werden deshalb mit zwei Extremannahmen für die damalige Bettgeometrie durchgeführt, nämlich mit der heutigen Oberfläche ohne Seen und Gletscher sowie mit der rekonstruierten Felsoberfläche. Auch die Lage der damaligen Gletscheroberfläche ist nur im Ablationsgebiet durch Moränen als Spuren im Gelände klar dokumentiert. In ehemaligen Firngebieten bestehen grosse Unsicherheiten, da die Spuren im Gelände (Gletscherschliffe) weniger eindeutig interpretiert werden können und prompt zu scheinbaren Widersprüchen mit den Modellresultaten führen.

Langfristige und zeitlich hoch aufgelöste Variationen der Erdoberflächentemperatur sind in den Isotopenprofilen der polaren Eisbohrkerne dokumentiert. Angepasst an rekonstruierte Temperaturen für Mitteleuropa, können sie für transiente Modellsimulationen der Permafrost- und Gletscherentwicklung im Alpenvorland unter eiszeitlichen Bedingungen verwendet werden *(Bild 8)*.

Simulationen für den letzt-eiszeitlichen Rheingletscher *(Cohen et al., 2018)* bestätigen generell Ergebnisse aus früheren quantitativen Abschätzungen, allerdings mit viel mehr Details und vertieftem Prozessverständnis. Auch mit vereinfachten Modellansätzen durchgeführte transiente Simulationen für die gesamte Vergletscherung der Schweiz und der Alpen *(Becker et al., 2016; Jouvet et al., 2017; Seguinot et al., 2018)* zeigen das gleiche Bild für das Stadium der maximalen Eisausdehnung. Das relativ dünne Eis der flachen Vorlandgletscher in der Nordschweiz war unter mehrheitlich niedrigen Schubspannungswerten eher langsam geflossen *(Bild 9)*. Die Massenbilanzgradienten – die Veränderung der Schmelzbeträge mit der Höhe – und damit die Massenumsätze müssen klein gewesen sein. Dieses Ergebnis hängt primär von der rekonstruierten Eisgeometrie (Oberflächenneigung, Eisdicke) im Alpenvorland ab. Übereinstimmend mit Hinweisen aus der Palaeoklima-Forschung existierten während der maximalen Eisausdehnung südlich und nördlich der Alpen markante Unterschiede des Niederschlags mit ausgeprägt kalt-trockenen Bedingungen im nördlichen Alpenvorland *(Haeberli and Penz, 1985; Jouvet et al., 2017)*. Die für die dortige Eisoberfläche berechneten jährlichen Schmelzbeträge waren entsprechend limitiert. Das Gletschereis wies überwiegend negative Temperaturen auf, der grösste Teil der Eisbasis im Vorland und in den tiefen Alpentälern erreichte jedoch die Schmelztemperatur, was Gleitprozesse und entsprechende Erosion am Gletscherbett

Bild 7: Steile Gegensteigung einer glazialen Fels-Übertiefung, freigelegt in einem aus Sicherheitsgründen künstlich um 20 m abgesenkten See (Laguna 513, Cordillera Blanca, Peru; Haeberli et al., 2016). Der relativ kleine Gletscher floss (von rechts nach links im Bild) noch bis in die 1980-er Jahre durch den rund 100 m tiefen See über die Felsschwelle. Foto: C. Giraldez.

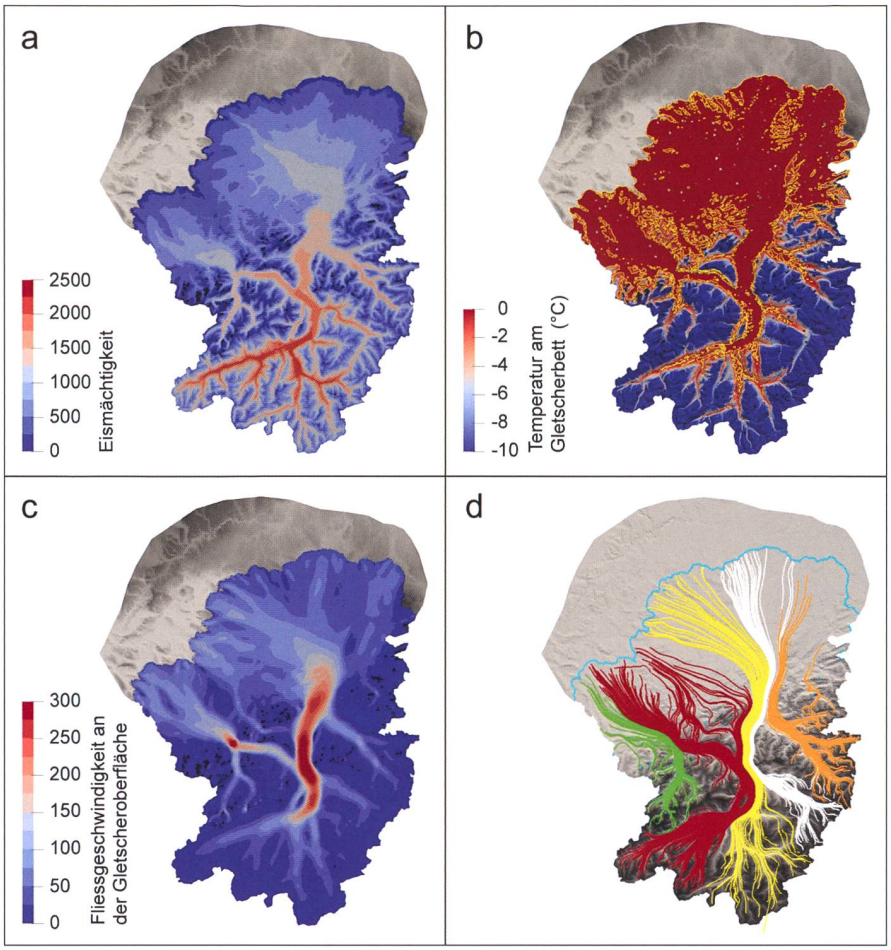

Bild 9: Beispiel einer Modellrechnung für den Maximalstand des Rheingletschers während der letzten Eiszeit. (a) Eismächtigkeit (m), (b) Gletscherbett-Temperatur relativ zum Druckschmelzpunkt (°C; die gelben Linien umranden Bereiche mit Schmelztemperatur, die dunkelblauen Bereiche weisen Temperaturen weit unter 0 °C auf), (c) Fliessgeschwindigkeit (m pro Jahr) und (d) Fliesstrajektorien. Nach Cohen et al., (2018).

ermöglichte. Im Gebirge (ehemalige Akkumulationsgebiete) liegen die modellierten Firnoberflächen wesentlich höher als die aufgrund von Schliffspuren rekonstruierten Oberflächen: Die modellierten Gletscher sind also dicker als die rekonstruierten. Eine plausible Erklärung dieses scheinbaren Widerspruchs liegt bei der Interpretation der beobachteten Schliffspuren im Gebirge. Diese Schliffspuren zeigen nämlich primär die Obergrenze des warm-basierten, gleitenden Eises an und unterschätzen deshalb die wesentlich grössere Dicke des Gletschers mit dem in höheren Bereichen liegenden kalten und am Untergrund angefrorenen Eis, das kaum Spuren hinterlassen hat *(Cohen et al., 2018; Seguinot et al., 2018).* Die Unsicherheiten der numerischen Modelle lassen allerdings noch keine gesicherten Schlüsse zu *(Imhof et al., 2019).*

Nach ersten Berechnungen reichte der Permafrost in den Zeiten um 60000 und 20000 Jahre vor heute in unvergletscherten Gebieten des Alpenvorlands bis maximal rund 150 Meter unter die Oberfläche (vgl. dazu *Deslisle et al., 2003*). Die Gletscher-Randbereiche stiessen zumindest teilweise über Permafrost vor und waren entsprechend an eisreichem Untergrunde angefroren. An der Basis von Gletschern, die über Permafrost vorstossen, sind Wärmeflüsse klein oder sogar invers. Für das Schmelzen von Eis im Permafrost sind zudem grosse Mengen an latenter Wärme nötig. Permafrost unter Gletschern kann deshalb auch bei thermischen Ungleichgewichten über lange Zeit (Grössenordnung 10^3 Jahre) (weiter-)bestehen. Die Temperatur an der Eisbasis kann dabei unter dem Schmelz-/Gefrierpunkt bleiben. Information zu solch komplexen Gletscher-Permafrost-Interaktionen können für das Prozessverständnis zu veränderten Grundwasserbedingungen (Druckgradienten, Salinität, Fliesswege; *Iverson and Person, 2012*) und zur Glazialerosion im Bereich der geplanten Lager wichtig sein. Aus der Perspektive der Sicherheitsbetrachtungen sind kalte Szenarien mit tief reichendem Permafrost unter den Vorlandgletschern für allfällige Effekte im Grundwasser, warme Szenarien ohne Permafrost im Gletscherbett dagegen für maximal mögliche Erosionsleistungen interessant. Auch wenn sich solch extreme Szenarien gegenseitig tendenziell ausschliessen, werden sie doch beide im Sinne von Worst-Case- oder Endmember-Bedingungen analysiert.

Prozesse des Abflusses und der Erosion am Gletscherbett sowie der Grundwasserflüsse an dynamische Gletschermodelle anzukoppeln, ist besonders hinsichtlich linear-konzentrierter fluvialer Erosion durch Wasserkanäle am Gletscherbett noch weit gehend wissenschaftliches Neuland. Ef-

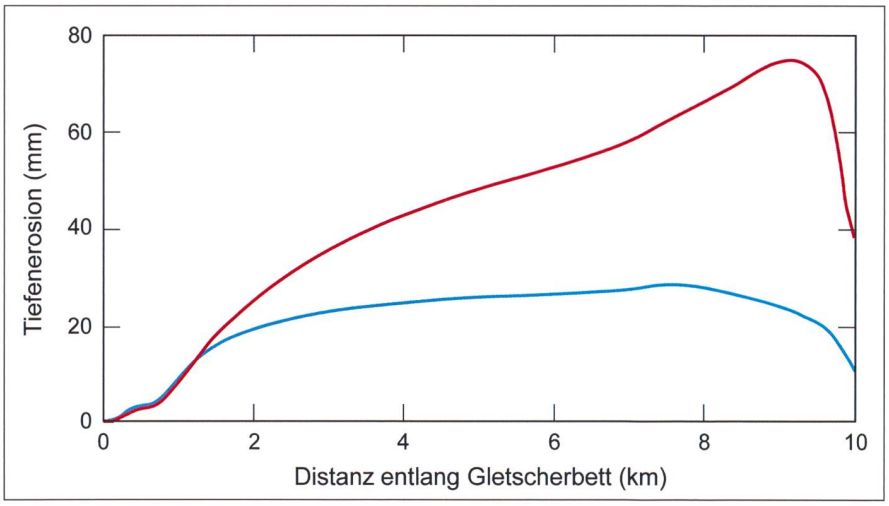

Bild 10: Modellierte Erosion durch subglazial-fluviale Prozesse bei idealisierter Gletschergeometrie. Die über die Zeit (Jahr) integrierte Tiefenerosion entlang des zentralen Kanals (blaue Kurve, Skala links) ist entlang des mittleren Gletscherteils relativ konstant, das erodierte Volumen (rote Linie) erreicht in der Nähe des Gletscherrandes ein Maximum, da die Breite der erodierten Rinne gegen das Gletscherende hin zunimmt (vgl. Beaud et al., 2016).

fekte auf das Grundwasser sind bisher vor allem für grosse Eisschilde behandelt worden *(Boulton and Caban, 1995; Cutler et al., 2000; Iverson and Person, 2012; Person et al., 2012 a, b)*. Details der oft komplexen Hydrogeologie und Lithologie (v. a. Porosität, Permeabilität) spielen eine wichtige Rolle. Für die Entwässerung am Gletscherbett wird auf Grund vieler Bohrlochmessungen in heutigen Gletschern und Eisschilden ein System von teilweise verbundenen Kavernen modelliert *(Walder, 1986; Kamb, 1987)*, das sich bei starkem Schmelzwasseranfall – meist im Verlauf der warmen Jahreszeit – in ein effizientes Abflusssystem von dendritisch vernetzten Kanälen entwickelt *(Werder et al., 2013)*. Fluviale Erosion durch entwickelte Kanalsysteme ist nach ersten entsprechenden Modellsimulationen für idealisierte Gletschergeometrien gegenüber flächenhaften Abtragsprozessen durch die Eisbasis insgesamt gering. Sie kann aber vor allem im randnäheren Bereich der Gletscher linear konzentriert Tiefenwirkungen in der Grössenordnung von Zentimetern pro Jahr erzeugen *(Bild 10)*, was, über die entsprechenden Zeiträume integriert, durchaus der Grössenordnung maximaler Übertiefungen in der Natur entspricht *(Beaud et al., 2016)*.

Hoch aufgelöste quantitative Information über die Morphometrie von Übertiefungen ist in den letzten Jahren durch direkte Messungen (Geophysik und Bohrungen im Eis, Bathymetrien von neuen Seen) und Modellrechnungen (räumliche Muster von Eisdicken) entstanden. Die systematische Analyse solcher Daten über die Bett-Topografie von Eisschilden und Gebirgsgletschern deutet die Tendenz zu stabilisierenden Rückkoppelungseffekten bei seitlich eingeengtem Fliessen an *(Patton et al., 2016)*, zeigt aber vor allem auch die grosse Variabilität der Formen und Faktoren in der Natur: Allgemein gültige empirische Beziehungen für die Morphometrie von glazialen Übertiefungen (z. B. typische Breiten-Tiefen-Verhältnisse) konnten nicht ausgemacht werden *(Haeberli et al., 2016; Magrani et al., 2020)*. Die beobachteten grossen Neigungen von Gegensteigungen bei Übertiefungen im Hochgebirge *(Bild 7)* können zwar heute besser erklärt werden *(Werder, 2016)*, andere Phänomene müssen aber in den Modellen noch besser quantitativ simuliert werden. Die räumlichen Muster der über die Vergletscherungszeit integrierten Gleitkomponente der Gletscherbewegung («sliding distance») etwa weist nach den gängigen Vorstellungen von Prozessen der glazialen Erosion (abrasion, plucking) tatsächlich auf Orte starker Eintiefung hin. Im Alpenraum selber mit seinen eingetieften Tälern beispielsweise sind die entsprechenden Modellresultate realistisch *(Bild 11)*. Im Alpenvorland hingegen reichen die ausgeprägt fjordartigen Übertiefungen weit über die Bereiche grosser zeitlich integrierter Gleitdistanzen und entsprechend modellierter Glazialerosion durch «abrasion» oder «quarrying» hinaus. Die gegen das damalige Gletscherende zunehmenden subglazialen Wasserflüsse mit ihrer Erosionswirkung dürften eine wichtige Rolle spielen *(Bild 11)*.

Perspektiven und laufende Arbeiten

Im Zusammenhang mit der Lagerung hochradioktiver Abfälle in der Schweiz muss der Einfluss zukünftiger Eiszeiten beachtet und abgeklärt werden. Für die Langzeitsicherheit eines geologischen Tiefenlagers ist die glaziale Erosion relevant, wobei u.a. der Zeitpunkt einer möglichen Lagerfreilegung beurteilt werden muss (die Radiotoxizität der Abfälle nimmt mit der Zeit ab). Szenarien zur zukünftigen glazialen Erosion werden in den kommenden Jahren durch

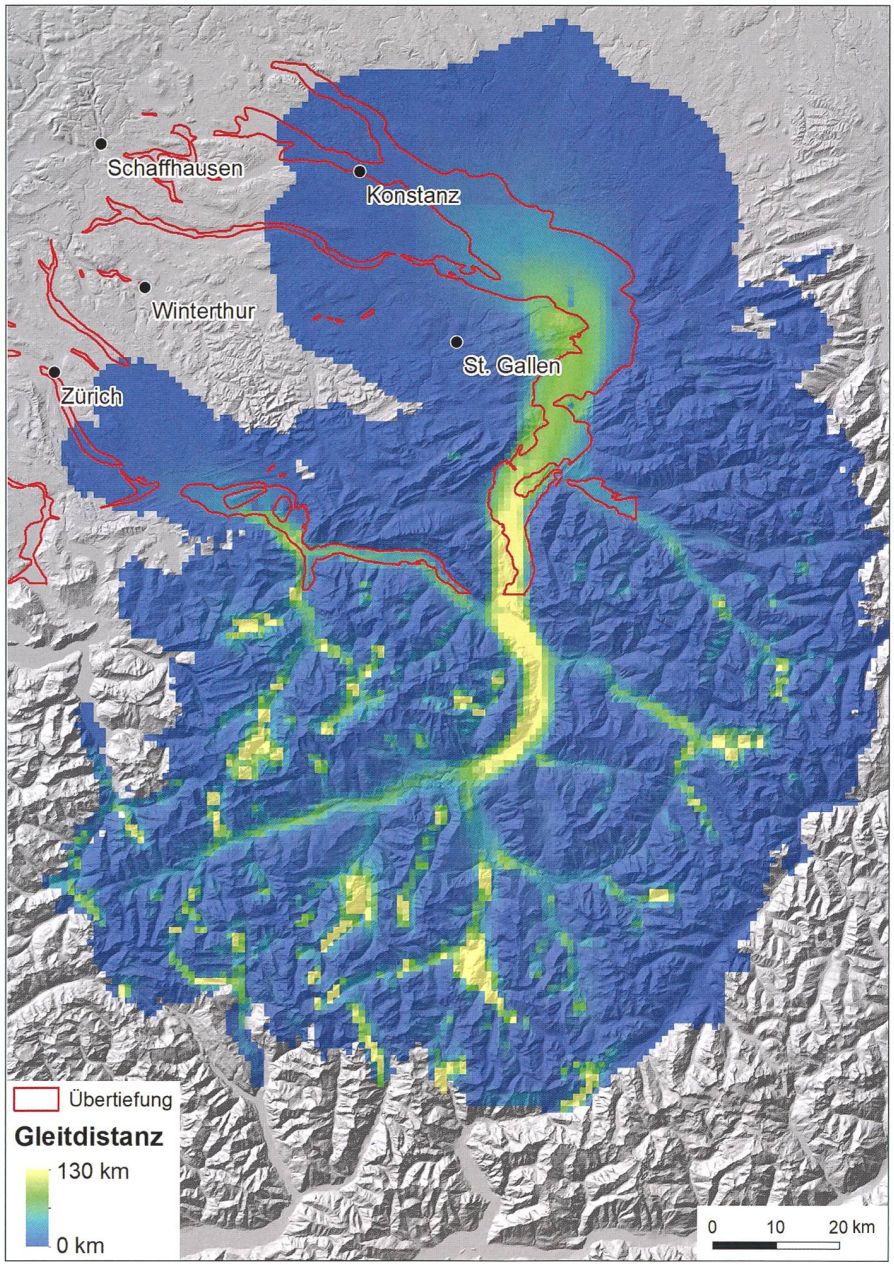

Bild 11: Im Laufe von verschiedenen glazial-interglazialen Zyklen entstandene übertiefte Täler (rote Umrisslinien) und über die Zeit integrierte Gleitkomponente der Gletscherbewegung («Gleitdistanz») des letzt-eiszeitlichen Rheingletschers (die Simulation erreichte den Maximalstand nicht ganz). Die «Gleitdistanz» ist ein Indikator für die Erosionsintensität durch das basale Eis. Entsprechende Werte sind in den Alpentälern am höchsten und nehmen im Bereich des Alpenrands deutlich ab. Ergänzt nach Cohen and Jouvet (2017; vgl. auch Fischer et al., 2014, 2021).

weiterführende Studien und Modellsimulationen besser definiert werden. Die bisher durchgeführten Studien und Expertentreffen erlauben es, offene Fragen zu definieren und fokussierte Arbeiten einzuleiten. Für grossflächige Analysen der Eiszeitbedingungen in der Schweiz kommen derzeit räumlich höher aufgelöste regionale Klimamodelle zum Einsatz, die die markante Wetterscheidenfunktion der Alpenkette bei eiszeitlich veränderten atmosphärischen Strömungsfeldern gegenüber den bisherigen Modellsimulationen *(Hofer et al., 2012a, 2012b)* besser nachbilden können. Effiziente, aber stark vereinfachte Gletschermodelle werden im regionalen Skalenbereich eingesetzt. Im Vordergrund des Interesses steht dabei etwa die Frage, unter welchen klimatischen und topografischen Bedingungen die durch alpine Findlinge belegte maximale Gletscherausdehnung bis über den Jura hinaus möglich war. Die entsprechende Information könnte auch zum Verständnis der Tatsache beitragen, dass die Übertiefungen im Molassebecken stellenweise über die maximale Gletscherausdehnung der letzten Eiszeit hinaus reichen, im Kalk des Falten- und Tafeljuras jedoch weitgehend fehlen. Die wenigen Übertiefungen in diesem Bereich sind deutlich schmaler und vergleichsweise weniger tief. Der Grund für diesen Unterschied ist erst wenig verstanden. Solch gesteinsabhängige Effekte sind relevant, da zwischen den heutigen Übertiefungen im Molassesubstrat und dem Opalinuston (Wirtgestein für die radioaktiven Abfälle) mächtige Kalksteinserien liegen.

Die grossräumigen Modellsimulationen (Alpen und Alpenvorland) werden mit vereinfachten Modellen gerechnet und im Bereich der geplanten Standorte an komplexe/rechenintensive Ansätze gekoppelt, um Gletscher-Permafrost-Grundwasser-Interaktionen lokal detailliert zu analysieren. Ein weiterer Schwerpunkt bleibt bei den Erosions- und Evakuationsprozessen durch linear-konzentrierte Schmelzwasserabflüsse, insbesondere an talseitigen Gegensteigungen von übertieften Tälern. Letztlich spielen bei derartigen Überlegungen auch Vorgänge während Zwischeneiszeiten eine wichtige Rolle. In eisfreien Zeiten werden glazial übertiefte Täler mit Schutt gefüllt. Dies begrenzt die über die Zeit fortschreitende glaziale Tiefenerosion, erhöht jedoch auch die Möglichkeit, dass sich erodierende Gletscher während der Vorstossphase im Alpenvorland verzweigen, da dort Eismächtigkeiten und topografische Höhendifferenzen vergleichbar sind. Über Eiszeiteffekte hinaus muss eine integrative quartäre Landschaftsgeschichte in Betracht gezogen und für die Zukunft abgeschätzt werden. Neben den modellbasierten Ansätzen zur Verbesserung des Prozessverständnisses hat die Nagra in der Nordschweiz ein Untersuchungsprogramm mit geophysikalischen Messungen und Kernbohrungen zur Untersuchung von verfüllten glazialen Übertiefungen in der Nordschweiz (Thurtal, Glatttal, Aaretal) initiiert. Dadurch soll die lokale Erosionsgeschichte über mehrere vergangene Glaziale und Interglaziale möglichst quantitativ rekonstruiert werden. Die Resultate dienen zusammen mit den modellbasierten Ansätzen und weiteren Studien als Basis für die Abschätzung der Erosion über die nächsten 100 000 bis 1 Million Jahre. Eine Schweiz im historisch-aktuellen Sinn gibt es in solchen Szenarien nicht mehr.

Die Palaeoglaziologie, die quantitative Forschung zu eiszeitlichen Gletschern und Permafrost, begann in den späten 1970er-Jahren (z.B. *Sugden, 1977*). Von der digitalen Geländeinformation und von hochentwickelten numerischen Modellen sind in den letzten Jahren starke Impulse ausgegangen. Quantitative palaeoglaziologische Forschung ist zu einem faszinierenden und zunehmend wichtigen Forschungsgebiet geworden. Die gezielten Studien zur langfristigen Sicherheit geologischer Tiefenlager für radioaktive Abfälle profitieren nicht nur von dieser Entwicklung, sondern tragen auch wesentlich zum entsprechenden wissenschaftlichen Fortschritt bei.

Quellen:

Alley, R.B., Cuffey, K.M. and Zoet, L.K. (2019): Glacial erosion: status and outlook. Annals of Glaciology 60 (80), 1–13. doi.org/ 10.1017/aog.2019.38.

Andrieux, E., Bertran, P. and Saito, K. (2016): Spatial analysis of the French Pleistocene permafrost by a GIS database. Permafrost and Periglacial Processes 27, 17–30. doi:10.1002/ppp.1856.

Annan, J.D. and Hargreaves, J.C. (2013): A new global reconstruction of temperature changes at the Last Glacial Maximum. Climate of the Past 9, 367–376. doi:10.5194/cp-9-367-2013.

Barsch, D. (1968): Periglaziale Seen in den Karstwannen des Schweizer Juras. Regio Basiliensis 9(1), 115–134.

Beaud, F., Flowers, G.E. and Venditti, J.G. (2016): Efficacy of bedrock erosion by subglacial water flow. Earth Surface Dynamics 4, 125–145. doi:10.5194/esurf-4-125-2016.

Becker, A., Ammann, B., Anselmetti, F.S., Hirt, A.M., Magny, M., Millet, L., Rachoud, A.-M., Sampietro, G. and Wüthrich, C. (2006): Paleoenvironmental studies at Lake Bergsee, Black Forest, Germany. Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie – Abhandlungen 240 (3), 405–435.

Becker, A., Davenport, C.A., Haeberli, W., Burga, C., Perret, R., Flisch, A. and Keller, W. (2000): The Fulnau landslide and former Lake Seewen in the northern Swiss Jura Mountains. Eclogae Geologicae Helvetiae 93, 291–305.

Becker, P., Seguinot, J., Jouvet, G. and Funk, M (2016): Last Glacial Maximum precipitation pattern in the Alps inferred from glacier modelling. Geografica Helvetica 71, 173–187.

Benz-Meier, Chr. (2003): Der würmeiszeitliche Rheingletscher-Maximalstand: digitale Rekonstruktion, Modellierung und Analyse mit einem feografischen Informationssystem. Dissertation Universität Zürich. Physische Geographie 43.

Beyerle, U., Purtschert, R., Aeschbach-Hertig, W., Imboden, D.M., Loosli, H.H., Wieler, R. and Kipfer, R. (1998): Climate and groundwater recharge during the Last Glaciation in an ice-covered region. Science 282 (5389), 731–734. doi:10.1126/science.282.5389.731.

Bini, A., Buoncristiani, J.-F., Coutterand, S., Ellwanger, D., Felber, M., Florineth, D., Graf, H.R., Keller, O., Kelly, M., Schlüchter, C. and Schoeneich, P. (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) = La Suisse durant le dernier maximum glaciaire = La Svizzera durante l'ultimo massimo glaciale = Switzerland during the last glacial maximum. Wabern: Bundesamt für Landestopografie Swisstopo.

Boulton, G.S. and Caban, P. (1995): Groundwater flow beneath ice sheets: part II – its impact on glacier tectonic structures and moraine formation, Quaternary Science Reviews 14(6), 563–587.

Cohen, D. and Jouvet, G. (2017): Transient Simulations of the Rhine Glacier over the Last Glacial Cycle. Nagra Arbeitsbericht NAB 17–47.

Cohen, D., Gillet-Chaulet, F., Haeberli, W., Machguth, H. and Fischer, U.H. (2018): Numerical reconstructions of the flow and basal conditions of the Rhine glacier, European Central Alps, at the Last Glacial Maximum. The Cryosphere 12, 2515–2544. doi.org/10.5194/tc-12-2515-2018.

Cook, S.J. and Swift, D.A. (2012): Subglacial basins: their origin and importance in glacial systems and landscapes. Earth Science Reviews 115, 332–372. doi:10.1016/j.earscirev.2012.09.009.

Cutler, P.M., MacAyeal, D.R., Mickelson, D.M., Parizek, B.R. and Colgan, P.M. (2000): A numerical investigation of ice-lobe-permafrost interaction around the southern Laurentide ice sheet. Journal of Glaciology 46 (153), 311–325.

de Charpentier, J. (1841): Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du Bassin du Rhone. Ed. Ducloux, Lausanne.

Delmas, M., Calvet, M. and Gunnell, Y. (2009): Variability of Quaternary glacial erosion rates – A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees. Quaternary Science Reviews 28, 484–498. doi:10.1016/j.quascirev.2008.11.006.

Deslisle, G., Caspers, G. and Freund, H. (2003): Permafrost in north-central Europe during the Weichselian: how deep? ICOP 2003 Permafrost: Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland, A.A. Balkema Publishers, Vol.1, 187–191.

Duprat-Qualid, F., Rius, D., Bégeot, C., Magny, M., Millet, L., Wulf, S. and Appelt, O. (2017): Vegetation response to abrupt climate changes in Western Europe from 45 to 14.7k cal a BP: the Bergsee lacustrine record (Black Forest, Germany). Journal of Quaternary Science 32 (7), 1008–1021. doi.org/10.1002/jqs.2972.

Eckhardt, A. und Rippe, K.P. (2016): Risiko und Ungewissheit bei der Entsorgung hoch radioaktiver Abfälle. Vdf-Hochschulverlag AG, ETH Zürich.
Egholm, D.L., Pedersen, V.K., Knudsen, M.F. and Larsen, N.K. (2012): Coupling the flow of ice, water, and sediment in a glacial landscape evolution model. Geomorphology 141/142, 47–66. doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.019.
Fischer, U.H. and Haeberli, W. (2010): Glacial erosion modelling – results of a workshop held in Unterägeri, Switzerland, 29 April – 1 May 2010. Nagra Arbeitsbericht NAB 10–34.
Fischer, U.H. and Haeberli, W. (2012): Glacial over-deepening – results of a workshop held in Zurich, 20–21 April 2012. Nagra Arbeitsbericht NAB 12–48.
Fischer, U.H., Bebiolka, A., Brandefelt, J., Follin, S., Hirschorn, S., Jensen, M., Keller, S., Kennel,I L., Näslund, J.-O., Normani, S., Selroos, J.-O. & Vidstrand, R. (2014): Radioactive waste under conditions of future ice ages. In: Haeberli, W., Whiteman, C. (Eds): Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters; Elsevier, 345–393.
Fischer, U.H., Bebiolka, A., Brandefelt, J., Cohen, D., Harper, J., Hirschorn, S., Jensen, M., Kennell, L., Liakka, J., Näslund, J.-O., Normani, S., Stück, H. and Weitkamp, A. (2021): Radioactive waste under conditions of future ice ages. In: Haeberli, W., Whiteman, C. (Eds): Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters - Updated Second Edition; Elsevier (im Druck).
Florineth, D. (1998): Surface geometry of the Last Glacial Maximum (LGM) in the southeastern Swiss Alps (Graubünden) and its paleoclimatological significance . Eiszeitalter und Gegenwart 48, 23–37.
Florineth, D. and Schlüchter, C. (1998): Reconstructing the Late Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the central Swiss Alps. Eclogae Geologicae Helvetiae 91, 391–407.
Gagliardini, O., Zwinger, T., Gillet-Chaulet, F., Durand, G., Favier, L., de Fleurian, B., Greve, R., Malinen, M., Martín, C., Råback, P., Ruokolainen, J., Sacchettini, M., Schäfer, M., Seddik, H., and Thies, J. (2013): Capabilities and performance of Elmer/Ice, a new-generation ice sheet model, Geoscientific Model Development, 6, 1299–1318. doi:10.5194/gmd-6-1299-2013.
Gildor, H. and Tziperman, E. (2001): Sea ice, as the glacial cycles' climate switch, and interhemispheric thermohaline teleconnections. Annals of Glaciology 33, 501–506.
Haeberli, W. and Penz, U. (1985): An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18ka BP Ice Age glaciers in and around the Swiss Alps. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 21, 351–361.
Haeberli, W. and Schlüchter, C. (1987): Geological evidence to constrain modelling of the late Pleistocene Rhonegletscher (Switzerland). IAHS-Publication 170, 333–346.
Haeberli, W., Linsbauer, A., Cochachin, A., Salazar, C. and Fischer, U.H. (2016): On the morphological characteristics of overdeepenings in high-mountain glacier beds. Earth Surface Processes and Landforms 41, 1980–1990. doi:10.1002/esp.3966.
Haeberli, W., Rellstab, W. and Harrison, W.D. (1984): Geothermal effects of 18 ka BP ice conditions in the Swiss Plateau. Annals of Glaciology 5, 56–60.
Hallet, B., Hunter, L. and Bogen, J. (1996): Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. Global and Planetary Change 12, 213–235.
Hofer, D., Raible, C.C., Dehnert, A. and Kuhlemann, J. (2012a): The impact of different glacial boundary conditions on atmospheric dynamics and precipitation in the North Atlantic region. Climate of the Past 8(3), 935–945. doi:10.5194/cp-8-935-2012.
Hofer, D., Raible, C.C., Merz, N., Dehnert, A. and Kuhlemann, J. (2012b): Simulated winter circulation types in the North Atlantic and European region for preindustrial and glacial conditions. Geophysical Research Letters 39, L15805. doi:10.1029/2012GL052296.
Imhof, M.A., Cohen, D., Seguinot, J., Aschwanden, A., Funk, M. and Jouvet, G. (2019): Modelling a paleo valley glacier network using a hybrid model: an assessment with a Stokes ice flow model. Journal of Glaciology 65(254), 1000–1010. doi.org/10.1017/jog.2019.77.
Iverson, N. and Person, M. (2012): Glacier-bed geomorphic processes and hydrologic conditions relevant to nuclear waste disposal. Geofluids 12, 38–57. doi: 10.1111/j.1468-8123.2011.00355.x.
Jäckli, H. (1970): Die Schweiz zur letzten Eiszeit, Karte 1:550000. Atlas der Schweiz Blatt 6, Bundesamt für Landestopografie.
Jaeger, J.M. and Koppes, M.N (2016): The role of the cryosphere in source-to-sink systems. Earth-Science Reviews 153, 43–76. doi:10.1016/j.earscirev.2015.09.011.
Jordan, P. (2010): Analysis of overdeepened valleys using the digital elevation model of the bedrock surface of Northern Switzerland. Swiss Journal of Geosciences 103 (3), 375–384.
Jouvet, G., Seguinot, J., Ivy-Ochs, S. and Funk, M. (2017): Modelling the diversion of erratic boulders by the Valais Glacier during the last glacial maximum. Journal of Glaciology 63(239), 487–498. doi.org/10.1017/jog.2017.7.
Kamb, B. (1987): Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system. Journal of Geophysical Research 92 (B9), 9083–9100.
Keller, O. and Krayss, E. (1991): The Rhine-Linth Glacier in the Upper Würm: a model of the last alpine glaciation. Quaternary International 18, 15–27.
Kelly, M.A., Buoncristiani, J.-F. and Schlüchter, C. (2004): A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. Eclogae geologicae Helvetiae 97, 57–75.
Kindler, P., Guillevic, M., Baumgartner, M., Schwander, J., Landais, A. and Leuenberger, M. (2014): Temperature reconstruction from 10 to 120 kyr b2k from the NGRIP ice core. Climate of the Past 10(2), 887–902. doi:10.5194/cp-10-887-2014.
Lindgren, A., Hugelius, G., Kuhry, P., Christensen, T.R. and Vandenberghe, J. (2016): GIS-based maps and area estimates of Northern Hemisphere permafrost extent during the Last Glacial Maximum. Permafrost and Periglacial Processes 27, 6–16. doi:10.1002/ppp.1851.
Magrani, F., Valla, P.G., Gribenski, N. and Serra, E. (2020): Glacial overdeepenings in the Swiss Alps and foreland: Spatial distribution and morphometrics. Quaternary Science Reviews 243. doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106483.
Manabe, S. and Broccoli, A.J. (1984): Ice-Age climate and continental ice sheets: some experiments with a general circulation model. Annals of Glaciology 5, 100–105.
Nagra (2015): Langzeitsicherheit – die Hauptaufgabe der Tiefenlagerung radioaktiver Abfälle. Nagra Themenheft Nr. 8.
Patton, H., Swift, D.A., Clark, C.D., Livingston, S.J. and Cook, S.J. (2016): Distribution and characteristics of overdeepenings beneath the Greenland and Antarctic ice sheets: Implications for overdeepening origin and evolution. Quaternary Science Reviews 148, 128–145. doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.07.012.
Pavoni, N., Schindler, C., Freimoser, M., Haldimann, P. und Letsch, D. (2015): Geologischer Atlas der Schweiz, Blatt 1091 Zürich, mit Profilen und Erläuterungen. Bundesamt für Landestopografie swisstopo.
Person, M., Bense, V, Cohen, D. and Banerjee, A. (2012a): Models of ice-sheet hydrogeologic interactions: a review, Geofluids 12, 58–78. doi.org/10.1111/j.1468-8123.2011.00360.x.
Person, M., McIntosh, J., Iverson, N., Neuzil, C.E. and Bense, V. (2012b): Geologic isolation of nuclear waste at high latitudes: the role of ice sheets. Geofluids12(1), 1–6. doi: 10.1111/j.1468-8123.2011.00358.x.
Pietsch, J. und Jordan, P. (2014): Digitales Höhenmodell Basis Quartär der Nordschweiz – Version 2014 (SGT E2) und ausgewählte Auswertungen. Nagra Arbeitsbericht NAB 14-02, Wettingen, Switzerland.
Preusser, F., Reitner, J.M. and Schlüchter, C. (2010): Distribution, geometry, age and origin of overdeepened valleys and basins in the Alps and their foreland. Swiss Journal of Geosciences 103(3), 407–426. doi:10.1007/s00015-010-044-y.
Schindler, C., Röthlisberger, H. and Gyger, M. (1978): Glaziale Stauchungen in den Niederterrassen-Schottern des Aadorfer Feldes und ihre Deutung. Eclogae Geologicae Helvetiae 71/1, 159–174.
Schlüchter C. und Kelly, M. (2000): Das Eiszeitalter in der Schweiz. Eine schematische Zusammenfassung. Uttigen, Stiftung Landschaft und Kreis, Dezember 2000.
Seguinot, J., Ivy-Ochs, S., Jouvet, G., Huss, M., Funk, M. and Preusser, F. (2018): Modelling last glacial cycle ice dynamics in the Alps. The Cryosphere, 12, 3265–3285. doi.org/10.5194/tc-12-3265-2018.
Speck, C. (1994): Änderung des Grundwasserregimes unter dem Einfluss von Gletschern und Permafrost. Dissertation ETHZ, Mitteilung der VAW 134.
Sugden, D.E. (1977): Reconstruction of the morphology, dynamics, and thermal characteristics of the Laurentide Ice Sheet at its maximum. Arctic and Alpine Research 9/1, 21–47.
Walder, J.S. (1986): Hydraulics of subglacial cavities. Journal of Glaciology 32 (112), 439–445.
Werder, M.A. (2016): The hydrology of subglacial overdeepenings: A new supercooling threshold formula. Geophysical Research Letters 43, 2045–2052. doi:10.1002/2015GL067542.
Werder, M.A., Hewitt, I.J., Schoof, C., and Flowers, G.E. (2013): Modeling channelized and distributed drainage in two dimensions, Journal of Geophysical Research-Earth 118, 2140–2158.
Zemp, M., Kääb, A., Hoelzle, M. and Haeberli, W. (2005): GIS-based modelling of the glacial sediment balance. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Vol. 138, 113–129.
Zhang, Y., Person, M., Voller, V., Cohen, D., McIntosh, J. and Grapenthin, R. (2018): Hydromechanical impacts of Pleistocene glaciations on pore fluid pressure evolution, rock failure, and brine migration within sedimentary basins and the crystalline basement. Water Resources Research 54. doi.org/10.1029/2017WR022464.

Autoren:
Wilfried Haeberli, Geographisches Institut, Universität Zürich, wilfried.haeberli@geo.uzh.ch
Urs H. Fischer, Nagra, Wettingen
Denis Cohen, Department of Earth and Environmental Science, New Mexico Tech, Socorro, NM, USA
Michael Schnellmann, Nagra, Wettingen

ANDI,
HOCHSTAPLER

Auffällig effizient. Unsere Logistik.
Weil wir einfach mehr können.

Ob Druck-, Verlags- oder Onlineleistung –
mit der Effingermedien AG als Partner fallen Sie auf.
Weil wir nicht den Standard, sondern das Optimum bieten. Weil unser Team niemals 08/15, sondern immer einzigartig ist. Und: weil Sie bei uns einfach viel mehr bekommen. Und das seit 150 Jahren.

effinger medien
viel mehr als Druck.
General-Anzeiger
Rundschau
e-journal
Ein Mitglied der SCHELLENBERGGRUPPE

Energienachrichten
aus der Schweiz
für die Schweiz

täglich.
aktuell.
informiert.

www.energate-messenger.ch

ener|gate
messenger.ch