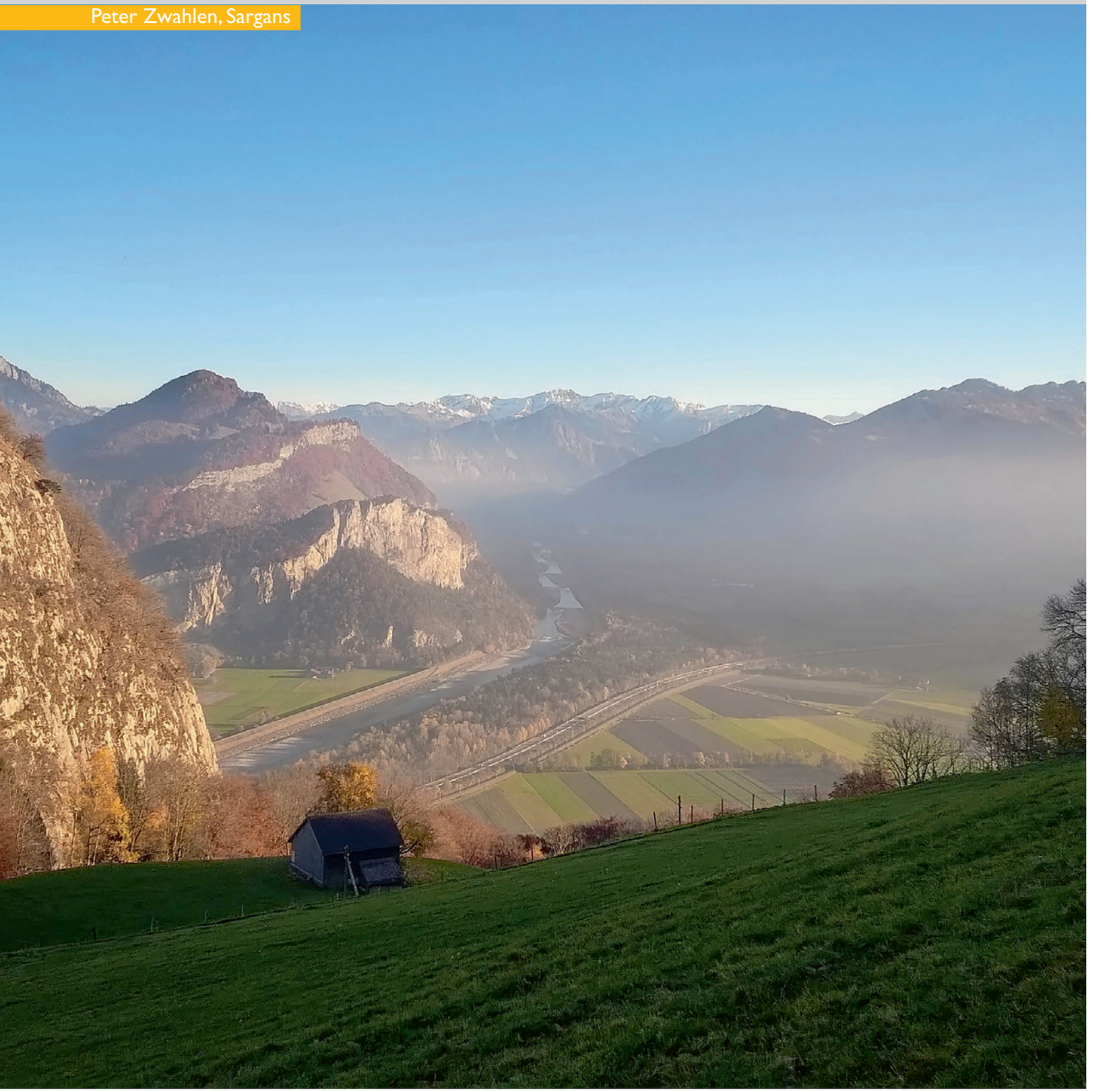
Geologie des Alpenrheintales

Peter Zwahlen, Sargans



Eintiefung in der letzten Eiszeit und Trogfüllung bis heute: Die steil aus dem flachen Talboden aufragenden Flanken des Alpenrheintals, oft bewachsen mit dunklen Gebirgswäldern oder überschüttet mit wilden Blockschuttfächern, wirken beeindruckend, manchmal beengend auf vom Bodensee her in das Gebirgstal Reisende. Weitgehend blanke, von Schrunden oder Tobeln zerrissene Felsen überragen die Talflanken zudem bis zu den höchsten Gebirgskreten. Wie jedoch setzt sich das Alpental unter dem Talboden in die Tiefe fort?

Mit dem vorliegenden Artikel möchte der Autor einer breiteren, an Erdgeschichte interessierten Bevölkerung der Alpentäler neue geologische Erkenntnisse zur Entstehung des Alpenrheintals, eben aus Resultaten von Tiefensondierungen, vermitteln. Zu den dazu erforderlichen Grundlagendaten gelangte der Autor dank seiner Tätigkeit seit den 1980er-Jahren als Ingenieurgeologe und Projektleiter am Büro für Technische Geologie AG in Chur und Sargans (BTG).

Bild vorherige Seite:
Gletschertal Landquart–Sargans mit angeschliffenen Inselbergen Maziferchopf (links) und Ellhorn-Fläscherberg. Der Dunstschleier über Bad Ragaz entspricht etwa den Eisstand zur Zeit des Stadiums und von Koblach–Weesen–Schänis um 17 000 aBP.

Wegen des zunehmenden Bedarfes an Energieträgern (Erdwärmesonden und heisse Tiefenwässer, Erdöl und Erdgas), an Rohstoffen (Grundwasser, Fels, Kies und Sand) und an alternativer Raumnutzung durch Tiefbauten (Strassen- oder Bahntunnel, Wasser-, Strom- oder Gasleitungen, Abbau- und Lagerkavernen), wurde die Raumplanung auch im geologischen Untergrund politisch interessant. Daher werden unsere Talböden immer intensiver mittels mehr oder weniger tiefen Bohrungen, seismischen Erschütterungswellen oder Gravimetrie vermessen. Diese Vermessungen auszuführen bzw. deren Resultate als Tiefenmodelle zu interpretieren sind allerdings nur wenige Technologiefirmen bzw. wissenschaftliche Experten befähigt und zudem sehr aufwändig und kostenintensiv. Daher gelangen die entsprechenden Erkenntnisse nur spärlich und zudem oft stark verzögert an die Öffentlichkeit.[1]

Spuren der Würmeiszeit (letzte, jüngste Eiszeit)

Wie die Bilder selbstredend demonstrieren, sind eiszeitlich geprägte Landschaftsformen wie Inselberge, ausgekolkte und geschrämmte Felsen, Deltaschüttungen mit gerundetem Flusskies und geritzten Findlingen im Alpenrheintal allgegenwärtig. Aus Fig. 2, Seite xx kann entnommen werden, dass die jeweiligen Prägungen Spuren der Glazialstadien (Rückzugsstadien und -stände von Konstanz, Koblach-Feldkirch, Sargans und etwas fraglich Chur-Felsberg) enthalten und dass diese im Zeitraum zwischen 18 000 und 14 000 Jahren vor heute (aBP) dem Tal aufgeprägt wurden.

Eintiefung des Taltroges

Wann die Tiefenerosion der Alpentäler in den Felsuntergrund begann, ist umstritten. In der wissenschaftlichen Literatur[2] wird generell um Altersvorstellungen ab dem jüngerem Miozän (um 15 Millionen [Ma] Jahre vor heute) bis in die ausgehende letzte Eiszeit (15 000 aBP) spekuliert. Im Miozän wurden die nördlichen Alpen und die Südalpen samt deren Molassevorland zu Gebirgen, vergleichbar mit dem heutigen Himalaja aufgeschoben. Die jüngsten Metamorphosealter in den Alpen bestätigen dies. Erst im jüngsten Miozän (10–5 Ma) wurde das Juragebirge aufgefaltet und das Mittelmeer trocknete aus (Blockage der Meerenge von Gibraltar), was die Messinianische Salinitätskrise und gewaltige Tiefenerosion der südalpinen Flusstäler und der Rhone zur Folge hatte.

Jüngste Erkenntnisse zum Einsinken von Bruchgraben (Oberrhein- und Bresse-Graben) und Meeresbecken (Po- und Molassetrog) mit wiederholter Umlenkung von Flusssystemen (Alpenrhein, Oberrhein, Aare, Rhone, Saône-Doubs, Po, Ticino) sowie zu den hoch gelegenen Decken- und Terrassenschottern im

[1] *Die Erkenntnisse betreffen die Geometrie der Tiefenerosion des Taltroges (Fig. 1: Höhenkarte bis –100 m unter Meeresspiegel; Fig. 2: Längsprofil zwischen Bodensee und Bonaduz, die Talbildungsprozesse, unter denen der Taltrog eingetieft und wieder aufgefüllt wurde, und die Alter der geologischen Zeitepochen, während derer diese ab der Würmeiszeit (letzte Eiszeit) bis heute gewirkt haben (Tab. 1 Korrelationstabelle von ^{14}C-Altern, Klimazonierung und archäologische Kulturstufen).*
Zu den notwendigen Kenntnissen gelangten der Autor bzw. das BTG im Verlauf der letzten fünf Jahrzehnte durch Interpretation von Sondierdaten (Bohrungen, Seismik, Gravimetrie) und der Datierung von erbohrtem fossilem Holz durch ^{14}C-Labors. Ergänzend dazu wurden bereits publizierte wissenschaftliche Arbeiten beigezogen, von denen die wesentlichsten im «Literaturverzeichnis» erwähnt sind. Die verwendeten Grundlagendaten sind im BTG Sargans archiviert, auch nicht publizierte Fremddaten. Moderne und umfassende Übersichten zur regionalen Geologie geben die Erläuterungen zu den jüngst erschienenen Atlasblättern 1:25 000 der Landesgeologie Blatt Sargans (Ibele et al. 2018), Blatt Buchs (Löpfe et al. 2016), der Geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein (Allemann 2002) sowie der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:25 000 Blatt 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd (Oberhauser et al. 1991).

[2] *Z. B. Graf et al. (2018), Hantke (2011), Häuselmann (2010), Müller (1995), Pfiffner (1997, 2015), Preusser (2010), Zwahlen (2018).*

Mittelland (früh- bis mittelpleistozäne Eiszeiten) mit Erosionsbasis von 300 bis 650 Meter über Meer (m ü. M.) lassen die Hypothese am wahrscheinlichsten erscheinen, dass die Taleintiefung in den Felsuntergrund, gebietsweise tiefer als der Meeresspiegel, der heute aktiven Flussläufe und Alpenrandseen nördlich der Alpen, so auch des Alpenrheins, erst ab dem späten Pleistozän (Würm- oder letzte Eiszeit, erst ab 100 000 aBP mit einem Kältemaximum um 25 000 bis 15 000 aBP) erfolgen konnte.

Aufsedimentierung des Alpenrheintales

Von welcher Erosionshypothese man auch ausgeht, setzte die Auffüllung der bestehenden, tief reichenden Erosionströge (siehe Fig. 1, Seite xx) jedenfalls sehr spät ein. Aus Fig. 2 ist ersichtlich, dass weitgehend Seesedimente (laminierte feinkörnige Tone, Silte und Sande) der blank erodierten Felsoberfläche auflagern, was in den Tiefbohrungen Dornbirn 1 (Huf 1963) und Balzers T11 nachgewiesen wurde. Einzig in der Tiefbohrung Landhaus-Hohenems (Oberhauser, R., Draxler, I. et al. 1991) wurde wenige Meter über der Felsoberfläche (Flysch) Moränenkies, also Grund- oder Ausschmelzmoräne, angebohrt. Im Becken von Domat/Ems-Chur ist dieser sog. «meltout till» auf etwa Meereshöhe (0 m ü. M.) nur seismisch ermittelt, aber nicht erbohrt worden (Pfiffner et al. [1997] S. 284–288). Die in Fig. 2 in den Trogbecken eingetragenen Grundmoränen (? grün ?) sind weitgehend spekulativ.

Wie aber sind Seesedimente über tief liegend freigelegter Felsoberfläche unter Gletscherbedeckung zu verstehen?

Offenbar haben subglaziale, turbulent strömende, mit Silt, Sand und Kies befrachtete Wässer die Felsoberfläche über längere Zeit in die Tiefe, in den Felströgen bis unter Meeresniveau erodiert. So wird ebenfalls die Eintiefung der Gletschertopfkolke (z.B. Gletschergarten Luzern, Maloja, Cavaglia Valposchiavo) erklärt. Das Prof. Albert Heim zugeschriebene fatale Diktum «Mit Butter hobelt man nicht» weist auf einen alten Gelehrtenstreit, ob unsere Täler durch Gletscher oder turbulent fliessendes Wasser in die Tiefe erodiert wurden. Fatal wirkte sich der Spruch als Fehlprognose 1908 beim Bau des Lötschberg-Scheiteltunnels aus, als eine Arbeitsschicht das glazial übertiefte Gasterntal ansprengte und 25 Mineure samt etlichen Maultieren von einem Schlammstrom der Talfüllung verschüttet wurden. Heims Urteil, wonach Eis zu weich sei, um Felsentäler auszuheben, mag an sich richtig sein, aber es missachtet die starke Erosionswirkung von schrämmendem Sand und Kies, das an der Gletscherbasis mitgeschleppt oder durch turbulente, hochbefrachtete, unter der Eisdecke eingespannte Wässer verwirbelt wird (Letsch 2017).

Im Alpenrheintal und Bodenseebecken kommt dabei die Würmeiszeit (jüngste Eiszeit) infrage, die sich um 24 000 aBP mit den Stirnmoränen bei Schaffhausen, Hohenstoffeln (Hegau-



Inselberge Sargans: Chastel und Schlossfels mit Eisrandlage zur Zeit des Sarganser Sandes um 15 000 aBP, Blick Richtung Norden.

Begriffserläuterungen

^{14}C Altersdatierung oder Radiokarbondatierung: Das radioaktive Kohlenstoffisotop ^{14}C entsteht andauernd in der höheren Atmosphäre durch Neutronenbeschuss der kosmischen Strahlung des sehr häufig vorkommenden Stickstoffisotops ^{13}N. Auf der Erdoberfläche lebende Pflanzen und Tiere bauen zusammen mit dem nicht aktiven ^{12}C auch das in geringsten Spuren vorkommende ^{14}C in deren biologische Substanzen (Holz, Wurzeln, Blätter, Knochen, Zähne u. a.) ein. Nach dem Absterben des Organismus zerfällt der ^{14}C-Anteil gemäss der physikalischen Zerfallsgesetze unter der konstanten Halbwertszeit von ca. 5730 Jahren. Besonders an fossil gefundenen Pflanzenresten kann der verbleibende Gehalt an ^{14}C gemessen und daraus die Zeit (aBP) berechnet werden, die seit dem Absterben der Pflanze verstrichen ist.

Altersangaben: Ma: vor Millionen Jahren; **aBP:** Jahre vor heute; **J.cal.BP:** ^{14}C-Alter Jahre vor 1950 (^{14}C-Methodik).

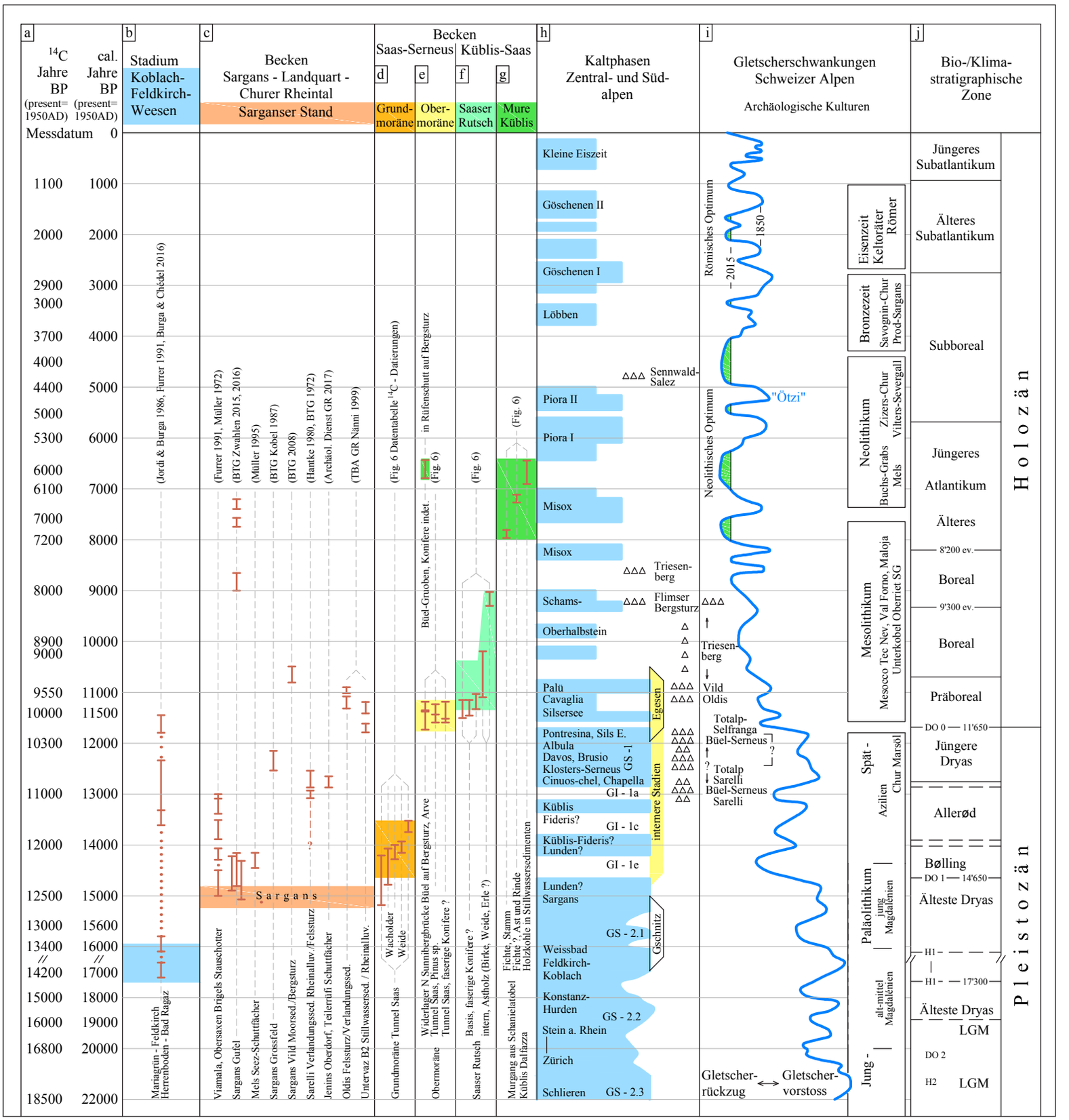
Isochrone: Linie gleichen Alters von Sedimentschüttungen in Talprofilen, eingezeichnet insbesondere in Fig. 2 und 4.

Seismik: Tiefensondierung mittels Erschütterungs- oder Schallwellen, künstlich generiert durch Sprengungen oder Vibrationen. Materialtrennflächen, z.B. Felsoberflächen, dichte Grundmoränen oder Seesedimentoberflächen reflektieren die Wellen zurück an die Oberfläche, welche dann zu Seismogrammen (ähnlich wie Tomographien in der Medizin) umgerechnet werden können.

Gravimetrie: Tiefeninterpretation von an der Erdoberfläche gemessenen Schwereabweichungen des Schwerefeldes (Kraft der Erdanziehung).

Palynologie: Mikroanalyse von Pflanzenpollen und -sporen, die zu Lebzeiten in die umgebenden Sedimente eingelagert wurden. Palynologie erlaubt, die Bio-/Klimazone zu rekonstruieren und damit indirekt auch das Einlagerungsalter zu bestimmen (vgl. Korrelationstabelle 1).

Tab1: Korrelationstabelle von Altersklassen, ^{14}C - Probenalter, Talbildungsprozessen, Klimadaten, Glazialstadien und Quartärstufen



Legende: Tabellenspalten a - j: ^{14}C - Alter, Glazialstadien, regionale Verteilung, Klimaphasen, archäologische Kulturen, Bio-Klimazonen

^{14}C - Datierungen ± 2σ, Unsicherheitsbereich	GI-1	Grönland Interstadial (Bølling- Allerød)	8'200 ev. Event
Älteste Dryas pollenanalytisch bestimmt	GS-1, 2	Grönland Stadial (Jüngere Dryas / Älteste Dryas)	DO 0 bis 2 Dansgaard-Öschger-Event
Warmzeiten	△△△	Berg-, Felsstürze: KW Sarelli Bad Ragaz, Büel Serneus, Oldis Haldenstein, Totalp - Davos Wolfgang - Klosters Selfranga Vild Sargans, Flims, Sennwald-Salez	H 1, 2 Heinrich-Event
			LGM Würm Maximum (Last Glacial Maximum)

Fig. 1 Alpenrheintal Triesen - Trimmis, Isohypsenkarte des Felstroges

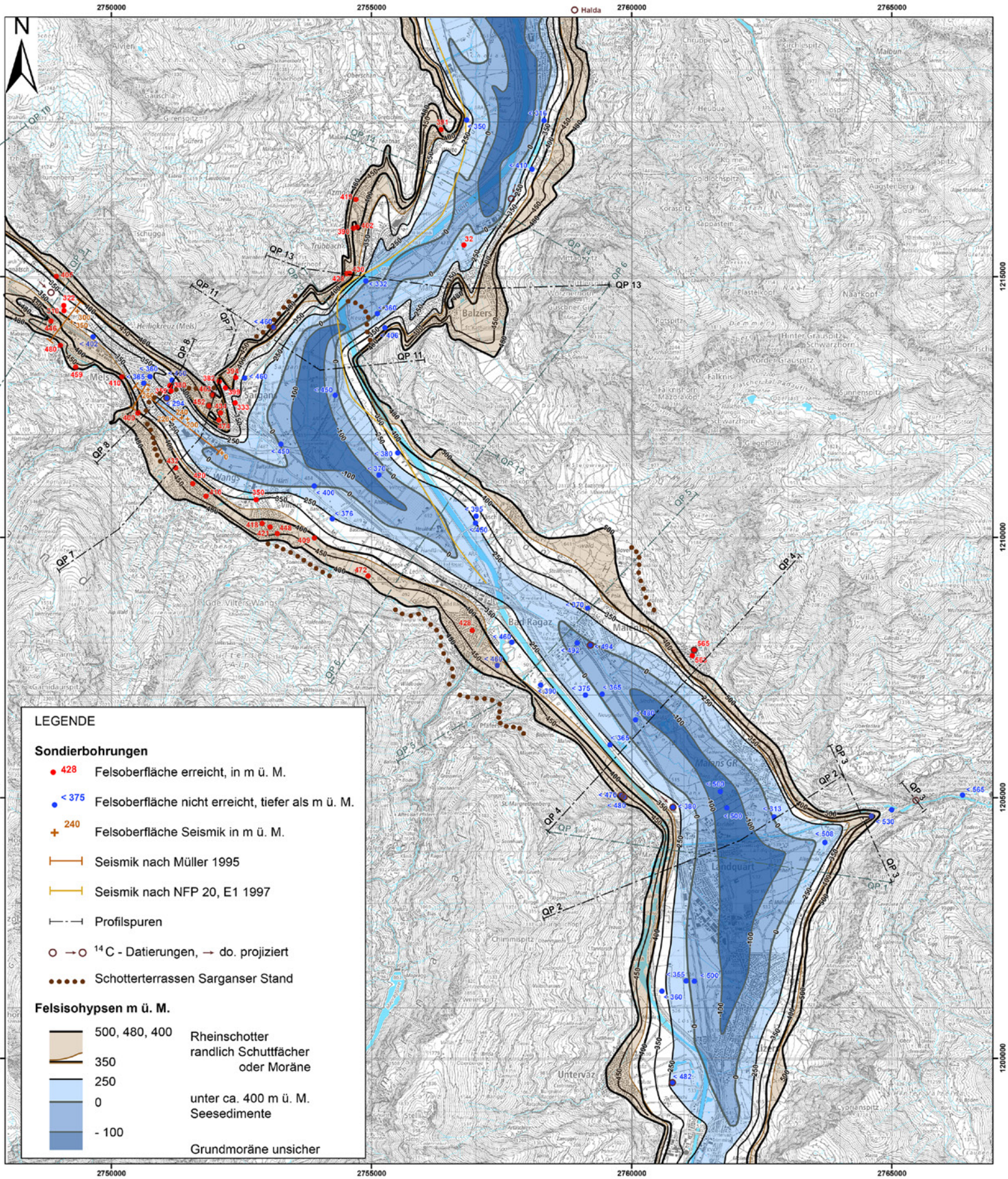
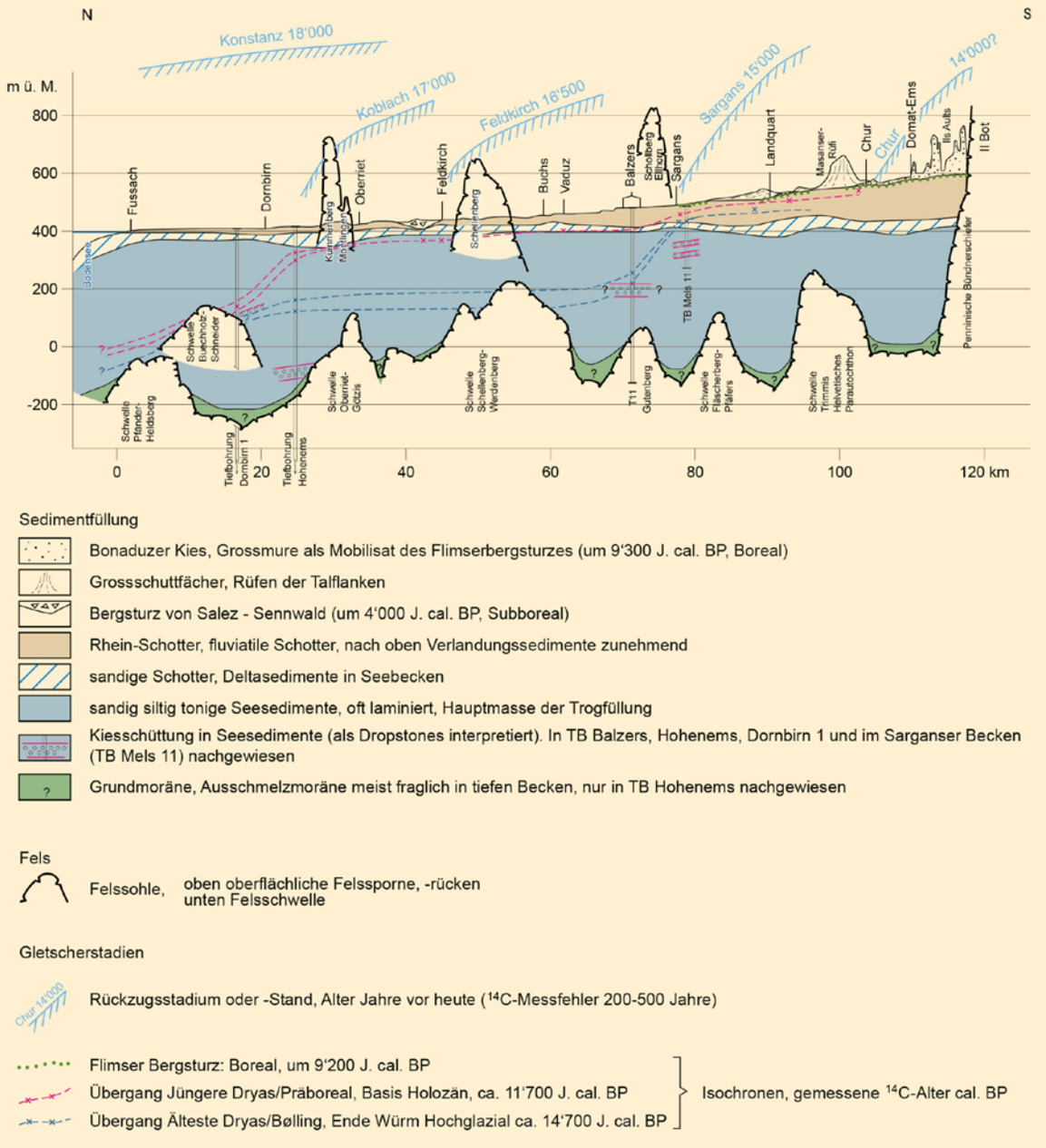


Fig. 2 Trogsedimente Alpenrheintal (40x überhöht)



Sedimentfüllung

- Bonaduzer Kies, Grossmure als Mobilisat des Flimserbergsturzes (um 9'300 J. cal. BP, Boreal)
- Grossschuttfächer, Rüfen der Talflanken
- Bergsturz von Salez - Sennwald (um 4'000 J. cal. BP, Subboreal)
- Rhein-Schotter, fluviatile Schotter, nach oben Verlandungssedimente zunehmend
- sandige Schotter, Deltasedimente in Seebecken
- sandig siltig tonige Seesedimente, oft laminiert, Hauptmasse der Trogfüllung
- Kiesschüttung in Seesedimente (als Dropstones interpretiert). In TB Balzers, Hohenems, Dornbirn 1 und im Sarganser Becken (TB Mels 11) nachgewiesen
- Grundmoräne, Ausschmelzmoräne meist fraglich in tiefen Becken, nur in TB Hohenems nachgewiesen

Fels

- Felssohle, oben oberflächliche Felssporne, -rücken, unten Felsschwelle

Gletscherstadien

- Rückzugsstadium oder -Stand, Alter Jahre vor heute (^{14}C-Messfehler 200-500 Jahre)
- Flimser Bergsturz: Boreal, um 9'200 J. cal. BP
- Übergang Jüngere Dryas/Präboreal, Basis Holozän, ca. 11'700 J. cal. BP
- Übergang Älteste Dryas/Bølling, Ende Würm Hochglazial ca. 14'700 J. cal. BP

} Isochronen, gemessene ^{14}C-Alter cal. BP

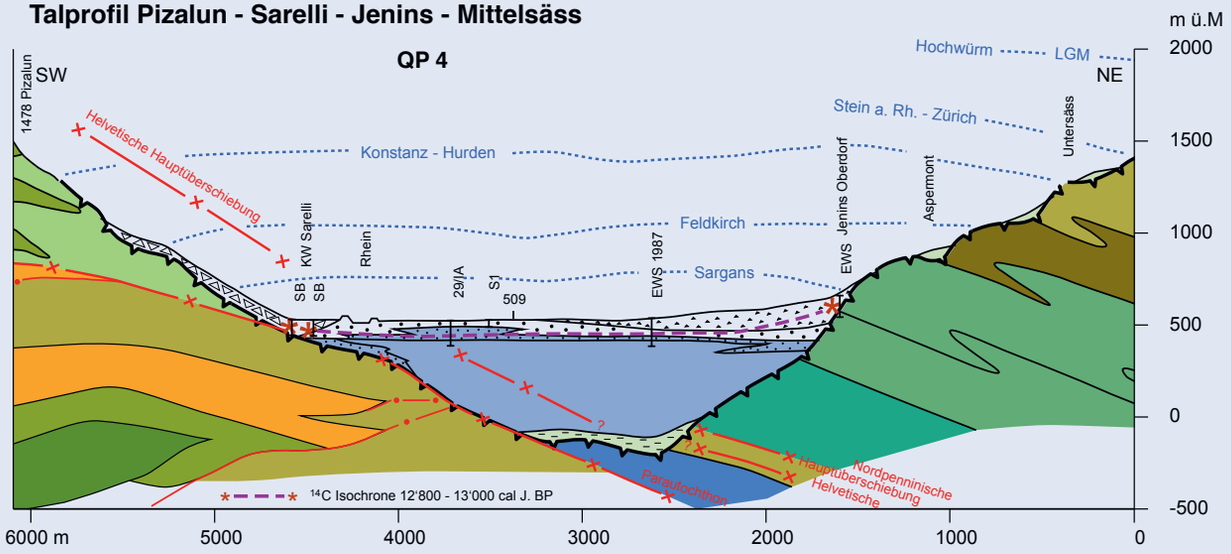
Vulkane), Illmen- und Federsee-Schussenried bis Oberschwaben ausdehnte und damit das gesamte Bodenseebecken unter Eis bedeckte (siehe Keller 2005). Ab 18 000 aBP (Stadium von Konstanz) schmolz die Eisdecke im Bodenseebecken rasch bis Koblach (ca. 17 000 aBP) zurück, wobei sich der offene Bodensee bildete und sich die wohl ältesten Seesedimente absetzten. Aus den Tiefbohrungen oberhalb Dornbirn-Hohenems (v. a. Balzers T11 und Mels 11) sind in Seesedimente eingelagerte Schüttungen aus grobem Kies bekannt. Diese werden heute (Nord- und Südatlantik) als sog. Dropstones interpretiert. Damit ist Moränenkies gemeint, der auf der Gletscheroberfläche abgelagert und mittransportiert wurde und dann von abschmelzenden Eiszungen oder schwimmenden Eistafeln in die See- bzw. Meeressedimente abregnete. Gemäss dieser Interpretation markieren deshalb Dropstonelagen einen Zeitraum zwischen dem jeweils nördlichen (älteren) und südlichen (jüngeren) Glazialstadium, währenddessen die stadiale Eiszunge dem subglazialen See aufschwamm und sich aufzulösen oder zu kalben begann.

Prozessanalogie (Erosion und Sedimentfüllung) zu nordischen Fjorden

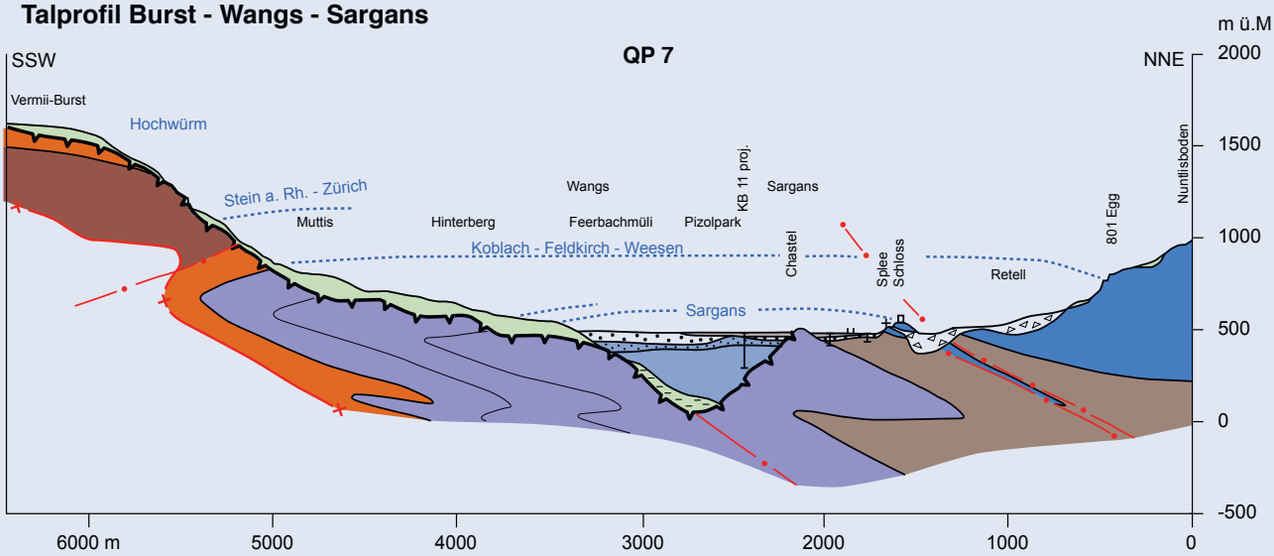
Entsprechende Prozesse sind in den Fjorden von Grönland zu beobachten, und Fossen (2018) hat diese anhand der norwegischen Fjorde untersucht und beschrieben. Abgesehen von den Tiefen- bzw. Längendimensionen (die detailliert untersuchten Sognefjord- und Hardangerfjord sind doppelt so tief wie das Bodensee-Einzugsgebiet), sind beide Talbecken durchaus miteinander vergleichbar: Beide wurden bis praktisch auf die Felssohle ausgeräumt, bevor sie vorwiegend mit feinkörnigen Meeres- bzw. Seeablagerungen einsedimentiert wurden. Beide Talsysteme haben dort am tiefsten in den Felsgrund erodiert, wo die mächtigsten Eismassen auflagerten, und beide zeigen gegen die Gletscherstirn (Meeresküste bzw. See-Ende) ausgeprägt hoch stehende Felsschwellen. Gemäss der Sedimentdatierungen von Fossen (2018) wurde der Sognefjord am Ende der letz-

Fig. 4 Querprofile Bad Ragaz Sarelli - Jenins Aspermont und Sarganser Becken

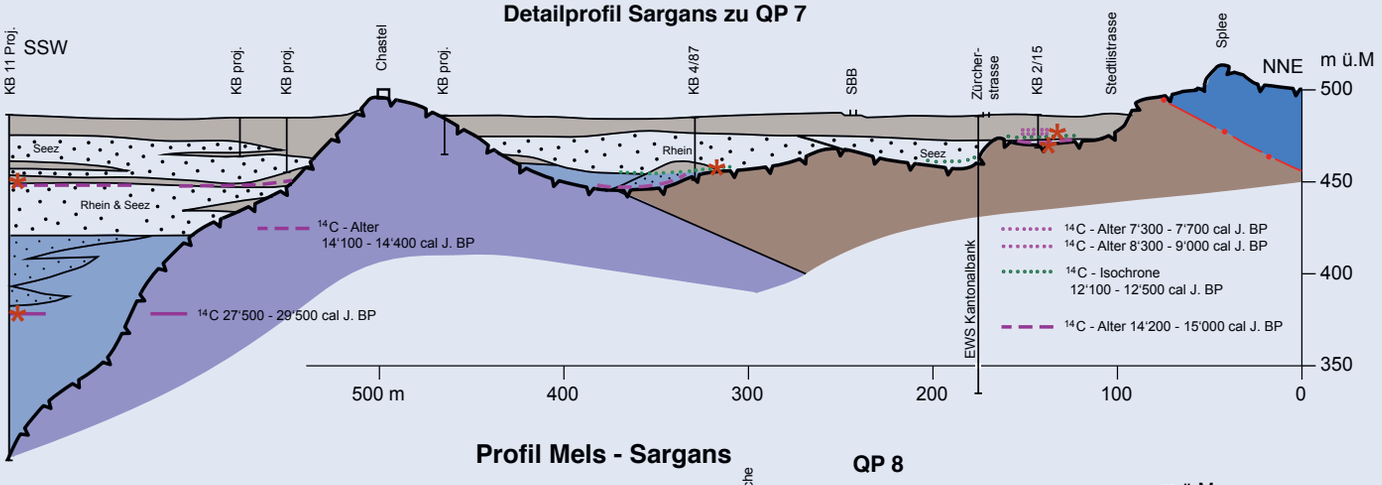
Talprofil Pizalun - Sarelli - Jenins - Mittelsäss



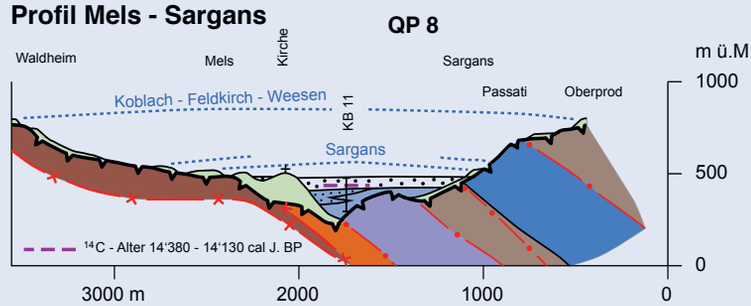
Talprofil Burst - Wangs - Sargans



Detailprofil Sargans zu QP 7



Profil Mels - Sargans



ten Eiszeit ausgespült. Für das Talsystem Bodensee-Alpenrhein nehmen wir analoge Prozesse an. Die datierten spät- bis nachglazialen Seesedimente in den Tiefbohrungen Hohenems und Dornbirn (Palynologie gemäss Dr. W. Klaus in Huf 1963, siehe Längsprofil Fig. 2) in Tiefen um 100 m ü. M. lassen diese Annahmen höchst plausibel erscheinen.

Nachglaziale und historische Prozesse im Alpenrheintal

Das Längsprofil Fig. 2 zeigt instruktiv, wie sich die Deltaschüttungen (schräg geschichtete feine Sande und Kiese, wie z.B. Bild unten links zeigt) und zuletzt die groben Rheinkiese von Süden nach Norden über die Seesedimente vorbauten, wobei die Schüttungen von Domat/Ems bis zum Bodensee naturgemäss immer jünger werden. Die Kiese der Ils Aults zwischen Domat/Ems und Bonaduz repräsentieren mit den Tumas im Domleschg, bei Domat/Ems und Chur die murgangartig umgelagerten Bergsturzmassen des Flimser Bergsturzes. Die Bergstürze von Flims, Oldis, Triesenberg und Sennwald sind Ereignisse des warmzeitlichen älteren «Holozäns» (siehe Korrelationstabelle Tab. 1, S. xxxx), also relativ junge Talfüllungen. Die Hang- und Bachschuttkegel der seitlichen Talflanken (z. B. Masanserrüfi und Landquart-Schuttfächer) können als heute noch aktive jüngste Aufschüttungen im Alpenrheintal, oft als gefürchtete Murgänge (Domat/Ems–Chur, Trimmis, Malans–Jenins, Jenins–Maienfeld u. a.) gesehen werden.

Spätestens ab der historischen «Neuzeit» und verstärkt durch Abholzen bzw. Übernutzen (z.B. Erzschmelze Plons) der Schutzwälder im 19. Jh. war der Talboden des Alpenrheins sehr häufig von «Wassernot», d. h. katastrophalen Überschwemmungen betroffen. Schon früh wurden entlang des Rheins «Schutzdämme» aufgeschüttet, aber über Jahrhunderte unkoordiniert und meist zum Schaden der Nachbardörfer oder -länder. Erst die junge Eidgenossenschaft nach 1848 ermöglichte die gezielte Finanzierung und Projektstudien zu einem koordinierten «Rheinwerk» (wasserbauliche Korrekturen) und brachte den Staatsvertrag von 1892 mit Vorarlberg bzw. dem Kaiserreich Österreich zustande. Endlich eröffnete die internationale «Rheinkommission» 1895 die Bauarbeiten mit den Durchstichen bei Diepoldsau und Fussach. In Bergmeister (1992) ist die gesamte Entwicklungsgeschichte des Alpenrheintals von der allgemeinen Geologie (Gebirgsrahmen, Rheintalsedimente, Bergstürze) über die Talgeschichte mit den «Wassernöten», die Rheinwerkprojekte und deren Realisierung bis zu den jüngsten, modernen Dammbauten zusammengefasst. Das Museum Rhein-Schauen bei Lustenau stellt zudem die gesamte «Werkgeschichte» sehr anschaulich dar.

Das «Rheinwerk» hatte ungeahnte Nachwirkungen: Während der Rhein zuvor dauernd aufschotterte, was eben die grossen Überschwemmungen begünstigte, begann der (zu stark) eingedämmte und begradigte Rhein sich nun vom Bodensee her in die eigene Sohle einzufressen, was bewirkte, dass Dammabschnitte anerodiert wurden und einzubrechen drohten und zudem das Grundwasser bei niedrigem Wasserstand die davon abhängigen Obstkulturen nicht mehr benetzte. Heute und in den nächsten Jahrzehnten sollen diese Nachwirkungen unter grösstem Aufwand von der Tardisbrücke (Mastrils) bis zur Rheinmündung bei Fussach saniert werden. Allgemein soll wo möglich das Rheinbett erweitert und wieder eine natürlichere, zwischen Zusatzdämmen mäandrierende Flusslandschaft geschaffen werden. Im Winter 2018/19 wurde z. B. die Ellhornschwelle (Sargans–Fläsch) durch Einbringen von grösseren, schwereren Blöcken in der Sohle der Stromschnelle stabilisiert, was gleichzeitig die Sohlenerosion weiter flussaufwärts verhindern soll.

Folgerungen und Ausblick

Die vorliegenden Daten und Erkenntnisse ergeben den Eindruck von sehr jungen, überwiegend letzteiszeitlichen, hochdynamischen Prozessen, die das Bodenseebecken und Alpenrheintal geprägt haben. Die Trogfüllungen dürften weitgehend erst ab dem Spätglazial ab 18 000 aBP sedimentiert worden sein.

Die Datendichte ist in den höheren Talfüllungen (See-, Deltasedimente und Rheinschotter) bis in 50 m oder örtlich in 100 m Tiefe ab Talboden für die Re-



konstruktion des Taltroges (vgl. Fig. 1 und 2) und die Ableitung einer Talgeschichte zufriedenstellend. Darunter wird das gesicherte Wissen mager. Die wenigen Tiefbohrungen, oft nur teilweise gekernte Spülbohrungen, die für Erkundungszwecke von Erdgas (Dornbirn 1 und Hohenems) oder Grundwasser und Erdwärme (Balzers T11, Mels 11, Malans 24IA, Chur Rossboden u. a.) angesetzt wurden, liegen in grossen Abständen entlang des Alpenrheintales. Die Felsoberfläche im Talboden erreicht haben nur die Tiefbohrungen Dornbirn, Hohenems und Balzers. Dagegen haben eine grosse Anzahl kürzerer Bohrungen teilweise mehrere Hundert Meter mächtige, sehr schlecht durchlässige Seesedimente nachgewiesen. Die Bohrdaten sind beim BTG Sargans archiviert oder können der meist unpublizierten Fachliteratur wie Büchi et al. (1981), Eberle

Vision der kalbenden Eiszunge des Rheingletschers in den «Walensee», Standort Mels, St.Martin, Blick in Richtung Landquart. Gestaltet nach Fotos (Sarganserland und Island) und glaziologischen Vorgaben durch die Künstlerin Tamara Bizozzero, Wangs.

(1987), Müller (1995) oder Schälli (2012) entnommen werden.

Geophysikalische Tiefensondierungen wie Seismik (Raum Domat/Ems [Pfiffner et al. 1997]; Raum Sarganserbecken [Müller 1995]) oder Gravimetrie (Raum Sarganserbecken–Balzers [Klingelé 2009 bzw. Schälli 2012]) stehen über weite Talabschnitte zur Verfügung, sind aber selten durch Tiefbohrungen geeicht bzw. abgesichert.

Um die geologische Talgeschichte v. a. in den tieferen Troglagen (unter 300 m ü. M.) zuverlässig, weniger spekulativ rekonstruieren zu können, müssten wissenschaftliche Tiefbohrungen und geeichte Seismik mit dem gezielten Fokus auf die Troggeometrie und Altersdaten wiederholt werden, dies auch in Verbindung mit laufenden oder abgeschlossenen, nicht publizierten Sondierungen im Bodenseebecken.



Gletscherschrammen in Verrucanofels quer zur Schieferung.



Bachschutt, randglaziale Deltaschüttung Gonzenwald–Rheintal–Höhenweg, 865 m ü.M.



Inselberg Tiergarten Mels: Eisgeschliffener Verrucanofels während des Stadiums von Seewen–Schänis um 17 000 aBP.

Literaturverzeichnis

Allemann F. (2002): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein 1:25 000. Regierung des Fürstentums Liechtenstein

Bergmeister, U. & Kalt, L., Red. Internationale Rheinregulierung Rorschach (1992): Der Alpenrhein und seine Regulierung. BuchsDruck und Verlag, Buchs

Burga C.A. & Perret R. (1998): Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter. Ott Verlag Thun

Büchi und Müller AG (1981): Geologische und hydrogeologische Verhältnisse zwischen Bonaduz und Fläsch. Modellerarbeitung im bündnerischen Rheintal im Auftrag des Amtes für Gewässerschutz Graubünden (heute ANU)

Eberle, M. (1987): Zur Lockergesteinsfüllung des St.Galler und Liechtensteiner Rheintales. Eclogae geol. Helv. 80/1, 193–206

Fossen, H. (2018): Geologi: Stein, mineraler, fossiler og olje. Fagbokforlaget, Vigmostad & Bjørke AS, Bergen, ISBN: 978-82-450-0673-5

Graf, H.-R. & Burkhalter, R. (2018): Die Ablagerungen des Eiszeitalters: stratigraphisches Konzept und Nomenklatur am Beispiel der Nordschweiz. Swiss Bull. angew. Geologie, Vol. 23/2, 25–36

Hantke, R. (2011): Eiszeitalter, Kalt-/Warmzeiten und Eistransport im alpinen und voralpinen Raum. Ott Verlag, Thun, hep verlag ag, Bern

Häuselmann, Ph. (2010): Die St.-Beatus-Höhlen: Zeugen eiszeitlicher Aktivität in den helvetischen Voralpen. In Rosendahl, W. (2010): Geologische Exkursionen Bern. Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines OGV, Stuttgart 2010, Band 92, 107–128

Huf, W. (1963): Die Schichtenfolge der Aufschlussbohrung «Dornbirn 1» (Vorarlberg, Österreich); Pollenanalyse durch Dr. W. Klaus, Wien, mit Grobunterteilung Boreal–Präboreal (Seeton) und Jüngere Dryas (Ende Spätglazial über der Felsoberfläche, Seeton mit Feinkies). Bulletin der Vereinigung Schweiz. Petroleum-Geologen und -Ingenieure, Band 29 (1962–1963) Heft 77

Keller, O. & Krayss, E. (2005): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial, Teile 1 und 2. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich (2005) 150/3–4

Ibele, T., Bissig, P., Wohlwend, S., Broggi, R. & Zwahlen, P. (2018): Blatt 1135 Buchs Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Erläuterungen.

Klingelé, E. (2009): Gravity Survey of the Rhine Valley Gravity Interpretation, final report, Department of Environment, Vaduz, Principality of Liechtenstein.

Letsch, D. (2017): Die Katastrophe im Lötschbergtunnel 1908. Vierteljahresschrift der Naturforsch. Ges. Zürich NGZH, 4/2017 Jg.162/16–17

Löpfe, R., Ibele, T., Bernasconi, R. & Naef, H. (2016): Blatt 1155 Sargans Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Erläuterungen

Müller, B.J. (1995): Walensee-/Seeztal – eine Typusregion alpiner Talgenese. Diss. Univ. Bern

Oberhauser, R., Draxler, I. & Resch, W. (1991): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt 110 St.Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd. Geologische Bundesanstalt Wien

Pfiffner, O.A., Heitzmann, P. et al. ed. (1997): Deep structures of the Swiss Alps. Results of NRP 20, Birkhäuser Verlag Basel, 284–288

Pfiffner, O.A. (2015): Geologie der Alpen, 3. Auflage, Haupt Bern, UTB-Band-Nr. 8416

Preusser, F. (2010): Stratigraphische Gliederung des Eiszeitalters in der Schweiz. In Rosendahl, W. (2010): Geologische Exkursionen Bern. Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines OGV, Stuttgart 2010, Band 92, 83–98

Schälli, L. (2012): The Diffluence of the Rhine Glacier at Sargans in Connection to the solid-rock Surface Model of the Rhine and Seez Valley. GEO 511 – Master Thesis, Department of Geography, University Zurich, Switzerland

Zwahlen, P. (2018): Spätglaziale Klimarekonstruktion im Prättigau an Holzfunden aus den Umfahrungsprojekten A28 Küblis, Saas, Klosters-Serneus. Swiss Bulletin für angewandte Geologie, Vol. 23, 37–66

Verdankungen

Das Büro für Technische Geologie AG Sargans (BTG) stellte für die Erstellung des vorliegenden Artikels die notwendige Infrastruktur und das Archiv zur Verfügung. Die Digitalisierung der Pläne und Karten, die Figuren und Profile wurden am BTG durch die Zeichnerin Vivianne Lareida redigiert. Mit Planlieferungen und wissenschaftlichen Beratungen haben die Swisstopo, die Landesgeologie der Schweiz, die Geologische Bundesanstalt von Österreich, das Amt für Natur und Umwelt (ANU) und der Archäologische Dienst (ADG) des Kantons Graubünden wesentlich zum Gelingen der vorliegenden Arbeit beigetragen. Die Altersdatierungen haben die Radiocarbonlabors des Physikalischen Instituts der Universität Bern und der Ion Beam Physics an der ETH durchgeführt. Zusätzlich profitierte der Artikel von allen im Literaturverzeichnis erwähnten wissenschaftlichen Arbeiten und Publikationen, insbesondere diejenigen von benachbarten Geologenbüros der Ostschweiz.

Zu besonderem Dank fühle ich mich Frau Ilse Draxler von der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Prof. em. Conradin Burga vom Geographischen Institut der Universität Zürich sowie Herrn Dominik Frommelt von der Bauverwaltung Tiefbau der Gemeindeverwaltung Balzers für deren Beratung zu palynologischen Interpretationen und der Vermittlung von unpublizierten Forschungsberichten und Bohrprofilen (u.a. Balzers T11, Tiefbohrungen Hohenems und Dornbirn 1) aus Amtsarchiven verpflichtet.

Das Landschaftsbild des Sarganserlandes zur Zeit des spätglazialen Sarganserstandes hat die Künstlerin Tamara Bizozzero aus Wangs als Ölbild nach glaziologischen Leitbildern in Originalgrösse von ca. 90 cm × 60 cm geschaffen.

Hinweis: Fehlende Datentabellen, Bohrprofile mit Altersangaben, Talprofile und die zugehörigen Farblegenden mit den Geotektonischen Formationsbegriffen und Deckenkörpern können unter Einsendung eines USB-Sticks (mindestens 10 GB) sowie einer Bearbeitungsgebühr beim Autor bestellt werden.