

Aspekte der morphologischen Entwicklung des Murtales zwischen Bruck und Graz. Eine Augenstein Provenienz Studie

Von Sebastian STUMPF¹ & Kurt STÜWE²

Mit 7 Abbildungen und 2 Tabellen

Angenommen am 12. November 2019

Abstract: Aspects of the morphological development of the Murtal between Bruck and Graz. Studying the provenance of pebbles. – Modern studies show that the incision of the Mur into the Grazer Bergland was triggered by an uplift of some 600 meters in the last five million years. This interpretation implies that the course of the rivers in the Mur-catchment may be in no relationship to the drainage geometry in the Pliocene. To reconstruct the paleo-course of the Mur and its tributaries we study the provenance of pebbles (also known as Augensteine) which were deposited on relict planation surfaces, strath terraces and in selected caves north of Graz, that are located high above the present water level of the Mur. In particular, we collect pebbles from the Drachenhöhle (950 m.ü.A.), surface samples from the Parmaseggkogel (710 m.ü.A.) and pebbles from the Bärenloch (500 m.ü.A.). The elevation of these sample locations correlate with valley floor levels from four („Trahütten Level“, 3.4 („Hochstraden Level“) and 2.7 („Untere Terrassengruppe“) million years before present. To derive the provenance of the pebbles, we compare their mineralogy and petrology with literature data from potential source regions. For this, we study the mineralogical properties of the samples by thin section analyses and measure their chemical composition with the electron microprobe. We show that the pebbles from the Drachenhöhle are likely to be derived from the Schönberg-Formation of the Paleozoic of Graz. The large boulders from the Parmaseggkogel are interpreted to be derived from the Gleinalpe in the west. The pebbles from the Bärenloch come from the Silbersberg-Nappe of Greywacke zone and from the Dornerkogel-Formation of the Paleozoic of Graz. Interestingly, the Greywacke zone and the Paleozoic of Graz are not in contact with each other today. Thus, we interpret that these pebbles were originally deposited in the Hochlantsch region in the middle Miocene and later redeposited into the cave. From this data we interpret that the eastern end of the Eastern Alps was drained towards the south at this time. The headwaters of these rivers were in the northern part of the Greywacke zone. Furthermore, we suggest that, in the Miocene, the Greywacke zone overlapped the crystalline rocks of the Middle-Austroalpine more than it does today and may have been in direct contact with the Paleozoic of Graz. In the late Miocene the eastern Paleozoic of Graz drained in the Mur by a local tributary. In the Pliocene, the western part of the Gleinalmkristallin also drained towards the Mur.

Zusammenfassung: Moderne Studien zeigen, dass das Grazer Paläozoikum in den letzten 5 Millionen Jahren um bis zu 600 Höhenmeter gehoben wurde und dass sich das Murtal dabei um etwa den gleichen Betrag eingeschnitten hat. Diese Interpretation impliziert, dass die Flussverläufe des Mur-Einzugsbereiches, so wie wir sie heute kennen, in keiner Beziehung zu der damaligen Flussgeometrie stehen mögen. Um den Paläo-Flussverlauf der Mur und ihrer Nebenflüsse zu rekonstruieren, wurde die Herkunft von Paläo-Mur-Geröllen (hier als Augensteine bezeichnet) untersucht, die im Grazer Bergland auf reliktsch erhaltenen Talsohlniveaus hoch über dem heutigen Mur-Wasserspiegel, sowie in den Höhlen des Grazer Raumes, abgelagert wurden. Insbesondere wurden Geröllproben aus der Drachenhöhle (950 m.ü.A.) bei Mixnitz, Oberflächenproben vom Parmaseggkogel (710 m.ü.A.) bei Deutschfeistritz und Proben aus dem Bärenloch bei Mixnitz (500 m.ü.A.) untersucht. Die Höhen

1 Sebastian STUMPF (corresp. author); Institut für Erdwissenschaften, Karl-Franzens-Universität, Universitätsplatz 2, 8010 Graz, Austria; E-Mail: sebastian.stumpf@edu.uni-graz.at

2 Kurt STÜWE; Institut für Erdwissenschaften, Karl-Franzens-Universität, Universitätsplatz 2, 8010 Graz, Austria; E-Mail: kurt.stuewe@uni-graz.at

dieser drei Niveaus werden in der Literatur als frühere Talsohlniveaus von vier („Trahütten Level“), 3,4 („Hochstraden Level“), beziehungsweise 2,7 („Untere Terrassengruppe“) Millionen Jahren interpretiert. Zur Herkunftsbestimmung wurden die Gerölle mineralogisch und petrologisch mit Daten der umgebenden potentiellen Liefergebiete aus der Literatur verglichen. Dazu wurden die mineralogischen Eigenschaften der Proben mit Hilfe von Dünnschliffen analysiert und die chemische Zusammensetzung einzelner Minerale mit dem Elektronenmikroskop gemessen. Es konnte festgestellt werden, dass die Gerölle aus der Drachenhöhle wahrscheinlich aus der Schönberg-Formation des Grazer Paläozoikums stammen. Als Herkunft der Gerölle vom Parmaseggkogel wird das westlich liegende Gleinalmkristallin interpretiert. Die Gerölle aus dem Bärenloch werden der Silbersberg-Decke der Grauwackenzone und der Dornerkogel-Formation des Grazer Paläozoikums zugeordnet. Da jedoch die Grauwackenzone heute mehrere Kilometer nördlich des Grazer Paläozoikums liegt und sich unter den eingeschwemmten Geröllen im Bärenloch keine Kristallingesteine befinden, wird interpretiert, dass diese Gerölle umgelagerte Augensteine darstellen, welche bereits im mittleren Miozän in das Hochlantsch Gebiet transportiert wurden. Insgesamt wird aus den Daten interpretiert, dass die östlichen Ostalpen schon im mittleren Miozän nach Süden entwässert wurden. Die verantwortlichen Flüsse reichten dabei bis in den nördlichen Teil der heutigen Grauwackenzone. Außerdem kann vermutet werden, dass die Grauwackenzone das Altkristallin großflächiger als heute überlagerte und an das Grazer Paläozoikum in Norden angrenzte. Im Miozän wurde das östliche Grazer Bergland von einem lokalen Nebenfluss in die Mur entwässert. Im frühen Pliozän mündete auch vom westlich gelagerten Gleinalmkristallin ein Nebenfluss in die Mur.

1. Einleitung

Neue Forschungsergebnisse zeigen, dass sich der Ostrand der Alpen seit dem Miozän bis zu 600 m gehoben hat (WAGNER et al. 2010, LEGRAIN et al. 2015). Diese Ergebnisse stammen aus Interpretationen der Landschaftsmorphologie und ihrer Veränderung. Zum Beispiel wurde mit Hilfe von Knick-Point-Analysen die Veränderung der Topographie und der Abflusssysteme im Bereich der Ostalpen untersucht (LEGRAIN et al. 2014, ROBL et al. 2008, BARTOSCH et al. 2017, STÜWE & BARTOSCH 2019). Im Grazer Bergland und in den Niederen Tauern wurden Verebnungsflächen und Höhlen miteinander in Zusammenhang gebracht und mit Daten aus Altersdatierungen die Hebungsgeschichte rekonstruiert (DERTNIG et al. 2017, WAGNER et al. 2011, DIXON et al. 2016). Besonders die Forschungsergebnisse aus dem Grazer Bergland bieten eine gute Grundlage für eine Untersuchung der morphologischen Entwicklung dieses Gebiets mit Hilfe von Sedimenten der ehemaligen Flussläufe. Solche Sedimente wurden zu verschiedenen Zeiten der geologischen Geschichte des Grazer Berglandes in Schotterterrassen entlang der Mur abgelagert und sind nach der Hebung der Landschaft noch reliktsch in Höhlen und auf Geländeschultern (sogenannten Verebnungsflächen) erhalten (WAGNER et al. 2010, 2011). Mit Hilfe von Altersdatierung dieser Sedimentablagerungen können Einblicke in bestimmte Zeitfenster der Hebungsgeschichte seit dem Miozän erzielt werden (WAGNER et al. 2010). Solche Einblicke sind für den gesamten Alpenbogen von hoher Relevanz, weil das Grazer Bergland eines der wenigen Gebiete der Alpen ist, die in den Eiszeiten nie vergletschert waren (Abb. 1a). Somit sind Gletscherschürfung und Sedimentablagerungen durch Gletscher, die im Großteil der Alpen ähnliche Sedimente im Pleistozän umgelagert haben, ausgeschlossen (VAN HUSEN, 2000). Die Beobachtungen im Grazer Raum können daher als Beispiel für andere voreiszeitliche landschaftsbildende Ereignisse im gesamten Alpenraum herangezogen werden.

Die Alter der Sedimente auf den Verebnungsflächen im Grazer Bergland sind allerdings erst in jüngster Zeit bestimmt worden (z.B. WAGNER et al. 2010, 2011). Ältere Arbeiten bezeichnen diese Sedimente variabel als Pannonische oder Pliozäne Schotter (FLÜGEL et al. 2011, HANSELMAYER 1959) oder schrieben ihnen andere Alter zu (WINKLER-HERMADEN 1955, 1957). In den nördlichen Kalkalpen sind ähnliche Sedimente

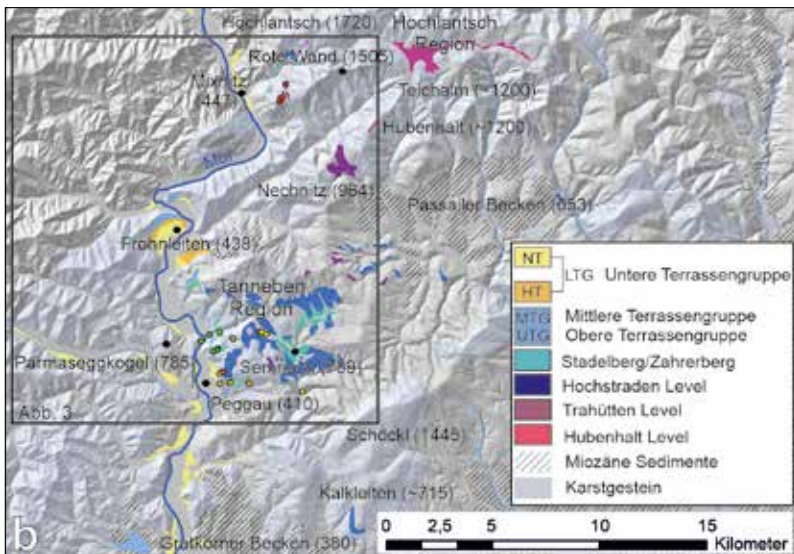
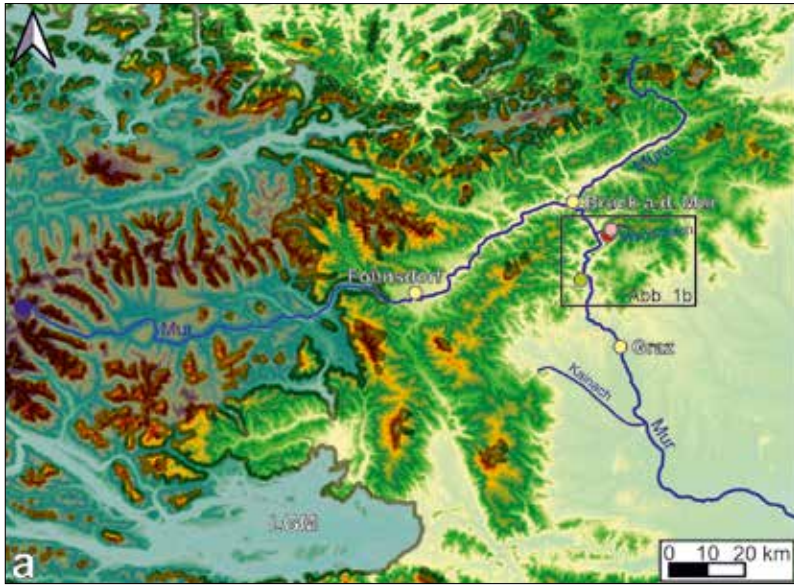


Abb. 1: Übersicht über das Arbeitsgebiet. (a) Karte vom heutigen Verlauf der Mur von ihrem Ursprung bis ins Pannonische Becken. LGM = Letztes Glaziales Maximum, Rosa Punkt = Bärenloch, Roter Punkt = Drachenhöhle, Grüner Punkt = Parmaseggkogel. Die Höhe der Topographie reicht von ca. 260 m.ü.A. (Blau) bis 2400 m.ü.A. (Weiß). (b) Karte der wichtigsten Verebnungsflächen im Arbeitsgebiet zwischen Bruck und Graz (nach WAGNER et al. 2011). Farbige Punkte = Höhlenprobenlokalitäten von WAGNER et al. (2011).

Fig. 1: Area of Investigation. (a) Map of the current course of the river Mur from its source region to the Pannonian basin. LGM = Last Glacial Maximum, pink dot = Bärenloch, red dot = Drachenhöhle, green dot = Parmaseggkogel. The height of the topography in this area ranges from about 260 m.ü.A. (blue) up to about 2400 m.ü.A. (white). (b) Map of the most important planation surfaces in the area of investigation between Bruck and Graz (edited after WAGNER et al. 2011). Coloured dots = cave sample locations of WAGNER et al. (2011).

auf den Verebnungsflächen unter dem Namen „Augensteine“ bekannt (FRISCH et al. 2001), die einem oligozänen Ablagerungsalter zugeordnet werden. Um einer Verwirrung von Geröllen verschiedener Alter von verschiedenen Verebnungsflächen vorzubeugen, bezeichnen wir in diesem Artikel alle gerundeten Flussgerölle auf Verebnungsflächen und in Höhlen des Grazer Berglandes als Augensteine. In dieser Arbeit werden die petrologischen Eigenschaften ausgewählter Beispiele dieser Sedimentablagerungen (Augensteine) untersucht um ihre Herkunft zu bestimmen. Mit den Ergebnissen wird die Entwicklung des Abflusssystemes im Gebiet zwischen Bruck und Graz rekonstruiert.

2. Das Untersuchungsgebiet

2.1 Geologische und geomorphologische Übersicht

Es wird im Allgemeinen interpretiert, dass die Ostalpen am Übergang vom Oligozän zum Miozän noch eine hügelige Landschaft waren, welche nach Norden entwässert wurde und dass die Bildung der heutigen Topografie erst deutlich später erfolgte (FRISCH et al. 1998). In dieser Zeit waren die Nördlichen Kalkalpen noch von einer mehrere hunderte Meter mächtigen fluviatilen Sedimentschicht überdeckt, die unter dem Namen Augenstein-Formation bekannt ist (FRISCH et al. 2001). Auch im darauffolgenden Zeitraum des mittleren Miozäns war die Hebung der steirischen Gebirge noch recht gering, denn dieser Zeitraum war vor allem durch laterale Bewegungen charakterisiert: Der Lateralextrusion der Ostalpen (RATSCHBACHER et al. 1991). Die Ostalpen wurden in diesem Zeitraum zwischen dem südalpinen „Indenter“ und der Böhmisches Masse eingequetscht und in den Freiraum des Pannonischen Beckens extrudiert, das zu dieser Zeit durch Zurückrollen einer Subduktionszone östlich des Beckens unter Dehnung stand (ROYDEN 1993). Dabei wurden starre Einheiten der Ostalpen entlang großer, meist Ost - West gerichteter, Seitenverschiebungen nach Osten bewegt (FRISCH et al. 1998). Entlang dieser Seitenverschiebungen bildeten sich lange Täler wie das Ennstal, die Mur-Mürz Furche, das Lavanttal oder das Drautal, sowie kleine intramontane Becken, die zumeist von terrestrischen, aber auch von marinen Sedimenten verfüllt sind (REISCHENBACHER & SACHSENHOFER 2013, FRISCH et al. 1998). Somit ist klar, dass es auch zu dieser Zeit noch keine signifikante Topografie in diesem Teil der Alpen gab. Diese Täler begünstigten eine nach Osten gerichtete Entwässerung der Ostalpen. Nach dem Ende der Subduktion vor etwa 10 Ma wurde das Pannonische Becken invertiert (BADA et al. 2007) und auch der Ostrand der Alpen begann sich dramatisch zu heben (WAGNER et al. 2010). Diese Hebung wird von einer massiven Veränderung der Flussläufe begleitet. So unterlagen die Mur, bzw. ihre miozänen Vorläufer, einer interessanten Entwicklung. Besonders im Bereich des Grazer Paläozoikums, des Gleinalmkomplex und der Grauwackenzone nördlich von Graz kann diese Entwicklung mittels Herkunftsanalysen gut nachverfolgt werden. Nachdem diese geologischen Einheiten alle eine Bedeutung für die Herkunft der Flussgerölle in den Höhlen des Grazer Berglandes haben, werden einige relevante Details dieser Einheiten im Folgenden erläutert.

Grazer Paläozoikum

Als Grazer Paläozoikum wird ein ca. 1250 km² (EBNER et al. 2001) großer Bereich nördlich von Graz in der Steiermark bezeichnet, der als flache Scholle auf den umliegenden Kristallingebieten aufliegt und zu großen Teilen aus Karbonaten besteht. Die paläozoischen Gesteine dieser Einheit werden von Norden nach Süden von der Mur durchströmt, welche hier keinem großem Störungssystem folgt, und bei Graz ins Steiri-

sche Becken entwässert. Durch Verkarstung der umliegenden Karbonatgesteine kam es zur Bildung von Höhlen und Dolinen wie der Drachenhöhle, Lurgrotte oder den vielen Höhlen im Tannebenstock bei Peggau (WAGNER et al. 2010). Das Grazer Paläozoikum wird im Norden und Westen von Mittelostalpinen Kristallingesteinen, im Nordosten vom Angerkristallin und im Südosten vom Kristallin von St. Radegund begrenzt (GASSER et al. 2010, SCHUSTER et al. 2014). Im Süden wird es vom neogenen Steirischen Becken überlagert. Weiter westlich liegt ein kleines kretazisches marines Becken auf dem Grazer Paläozoikum auf: die Kainacher Gosau (GASSER et al. 2010). Grundsätzlich wird das Grazer Paläozoikum in fünf tektonische Decken eingeteilt. Die Rannach-Decke und die Hochlantsch-Decke bilden dabei das sogenannte obere Deckensystem, die Laufnitzdorf-Decke und die Kalkschiefer-Decke das mittlere Deckensystem. Das untere Deckensystem besteht aus der Schöckl-Decke (EBNER et al. 2001). Diese Decken werden weiterhin in Formationen unterteilt. Relevante Formationen sind die Parmasegg-Formation und die Hochlantsch-Formation der oberen Deckengruppe, die Dornerkogel-Formation der Laufnitzdorf-Decke, die Schönberg-Formation und die Semriach-Formation der Schöckl-Decke (EBNER et al. 2001). Die Semriach-Formation wird weiter unterteilt in die Hundsberg-Subformation und die Rötschgraben-Subformation (EBNER et al. 2001, HUBMANN et al. 2013). Bei den Gesteinen des Grazer Paläozoikums handelt es sich Großteils um niedrig metamorphe Phyllite, Kalke, Dolomite und vulkanogene Sedimente (FRITZ 1991). Wichtig für die Herkunft der unten beschriebenen Gerölle ist von diesen Einheiten vor allem die Schönberg- und die Dornerkogel-Formation. Die Schönberg-Formation besteht aus niedrig metamorphen Schiefern, die eine charakteristische Vererzung zeigen (EBNER et al. 2001) und oft charakteristische Druckschatten um Sulfid- oder Oxid-Körner aufweisen. Die Dornerkogel-Formation umfasst unreife, grünlich-graue siliziklastische Sedimentgesteine wie z.B. Arkosen/Grauwacken und feldspatreiche Sandsteine (EBNER et al. 2001).

Grauwackenzone

Die Grauwackenzone bildet einen schmalen Streifen von niedrigmetamorphen Gesteinen, der sich etwa parallel zur Mur - Mürlfurche und dem Liesing - Palental durch die Steiermark zieht. Sie wird im Norden von den Kalkalpen überlagert und trennt diese von den Einheiten des Mittelostalpinen Kristallins im Süden mit einer maximalen Breite von 23 km (EICHINGER 2016, SCHÖNLAUB 2001). Ihr Ostabschnitt wird nach NEUBAUER et al. (1994) in vier Decken eingeteilt: Die Veitsch-Decke, Silbersberg-Decke, Kaintaleck-Decke und Norische Decke. In der Veitsch- und Silbersberg-Decke dominieren niedrig metamorphe Sandsteine und Konglomerate während sich die Kaintaleck-Decke aus Glimmerschiefern, Amphiboliten und Marmoren zusammensetzt. Die Norische Decke besteht aus schwach metamorphen Schiefern, Kalken und vulkanogenen Sedimenten (SCHÖNLAUB 2001). Feinkörnige Verrucano Konglomerate kommen nur in der Silbersberg Decke vor. Die Mur durchströmt die Grauwackenzone für eine Länge von ca. 25 km von Leoben bis Bruck an der Mur. Hier biegt die Mur Richtung Süden ab und bildet mit der von WNW nach OSO fließenden Mürl ein T-förmiges Segment (ROBL et al. 2008). Die Liesing, der Vordernberger Bach und die Mürl entwässern ein großes Areal der östlichen Grauwackenzone in die Mur.

Mittelostalpinen Kristallin

Westlich des Grazer Berglandes und des Grazer Paläozoikums liegt das Mittelostalpine Kristallin, zu dem der Gleinalm- und der Koralmkomplex gehören. Der Gleinalmkomplex wird im Norden vom Mur/Mürztal begrenzt und der Grauwackenzone und im Südosten vom Grazer Paläozoikum überlagert. Weiter südwestlich geht der Gleinalmkomplex in den höher metamorphen Koralmkomplex über. In diesen Gebieten

dominieren Eklogite, Amphibolite, Glimmerschiefer, Orthogneise und Marmore der Eklogit- und Amphibolitfazies. Wichtig für die vorliegende Arbeit ist die Tatsache, dass der metamorphe Gradient in den Mittelostalpinen Kristallingebieten charakteristisch von Nord nach Süd ansteigt (TENCZER & STÜWE 2003). Nahe des Murtals liegen die Bildungsbedingungen der Gesteine des Gleinalmkomplexes bei etwa 10 kbar und 500 °C. Diese Bildungsbedingungen steigen nach Süden kontinuierlich bis auf etwa 16 kbar und 700°C im Bereich der zentralen Koralpe an (TENCZER & STÜWE 2003). Außerdem ist wichtig festzuhalten, dass Orthogneise vor allem in der Gleinalpe vorkommen, wogegen in der Koralpe Paragneise dominieren. Die Mur durchströmt den Gleinalmkomplex von Nord nach Süd für eine Länge von etwa 13 km zwischen Bruck an der Mur und Pernegg.

2.2 Landschaftsmorphologie und Höhlenniveaus

Morphologisch ist das Grazer Bergland von einer Mittelgebirgslandschaft mit Gipfeln bis zu 1700 m (Hochlantsch) geprägt. Viele Bergmassive weisen charakteristische Schultern auf, die als reliktsche Verebnungsflächen interpretiert werden (Abb. 1b) (WAGNER et al. 2011). WINKLER-HERMADEN (1957) interpretierte bereits, dass diese Verebnungsflächen durch Hebung der Oberfläche und begleitenden Einschnitt des Entwässerungsnetzes der Mur entstanden sind und dass das Alter dieser Niveaus daher Aufschluss über die Hebungsgeschichte des Grazer Berglandes geben kann (Abb. 2, 3) (z.B. LEGRAIN et al. 2014). WAGNER et al. (2010) erkannte, dass im Grazer Bergland diskrete Höhlenniveaus mit diesen Verebnungsflächen korrelieren. WAGNER et al. (2010) beschreibt fünf solche Höhlenniveaus die ~600 m (Drachenhöhle), ~350 m (Percohöhle), ~200 m (Lurgrotte bei Semriach), ~100 m (Bärenloch) und ~30 m (Kapellenhöhle) über dem heutigen Niveau der Mur liegen und als Niveau A - E bezeichnet werden (Tab. 1). Diese Niveaus werden als Paläo-Wasserspiegel der Mur interpretiert und sind somit repräsentativ für die Höhe des Paläo-Murtals zu verschiedenen Zeitpunkten. Alle fünf hier genannten Höhlenniveaus stehen in ihrer Höhe und ihrem Alter in Zusammenhang mit Verebnungsflächen, die schon von WINKLER-HERMADEN (1957) beschrieben wurden (Tab. 1).

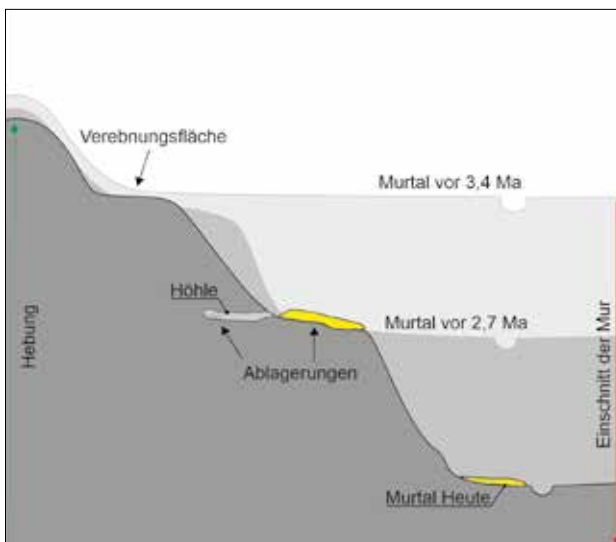


Abb. 2: Schema von der Entstehung von Verebnungsflächen und Höhlen durch Einschnitt der Mur in die Landschaft (bearbeitet nach BARTOSCH & STÜWE 2019).
Fig. 2: Scheme of the development of planation surfaces and caves through successive incision of the river Mur (edited after BARTOSCH & STÜWE 2019).

Tab. 1: Aufschlüsselung der von WAGNER et al. (2010) & WAGNER et al. (2011) erstellten Niveaus von Verebnungsflächen und Höhlen im Grazer Raum.

Tab. 1: Classification of correlated cave levels and planation surfaces in the Graz region (after WAGNER et al. 2010; 2011).

Höhlenniveau	Flächen/Terrassen	Höhe m.ü.A.	Alter in Ma
A	Trahütten Level (TH)	900–1000	4,05 ± 0,28
B	Hochstraden Level (HS)	725–850	ca. 3,4
C	Stadelberg/Zahrerberg Level (SB/ZB)	580–700	ca. 3
D	Untere Terrassengruppe (UTG)	480–520	ca. 2,7
E	Mittlere & Untere Terrassengruppe (MTG-UTG)	460–500	Pleistozän

Die oberste Verebnungsfläche ist das „Trahütten Level (TH)“, welche im Grazer Bergland bei Nechnitz und in der Koralpe zu finden ist. Diese Fläche wurde von WAGNER et al. (2011) als ca. 4 Ma alt datiert und korreliert somit im Alter und in der Höhe (1000 m.ü.A.) mit dem Höhlenniveau A. Die nächst tiefere Verebnungsfläche ist als „Hochstraden Level (HS)“, die auch unter dem Namen „Kalkleiten-Möstl“ Niveau bekannt und auf etwa 750 m Seehöhe liegt. Sie wird als Pliozän interpretiert (3,4 Ma). Dieses Niveau kann man im Steirischen Becken als Verebnungsfläche auf einem Vulkankegel (Stradnerkogel) finden. Im Grazer Bergland ist dieses Niveau im Bereich Kalkleiten, Tanneben Region und generell in der Semriacher Gegend weit verbreitet. Das „Kalkleiten-Möstl“ Niveau korreliert mit Höhlenniveau B. Die Fläche „Stadelberg/Zahrerberg (SB/ZB)“ ist die unterste und jüngste präglaziale Verebnungsfläche. Sie bildete sich am vor etwa 3 Millionen Jahren und liegt heute auf etwa 600 m Seehöhe. Sie ist im Steirischen Becken bei St. Anna a. Aigen und westlich von Klöch ausgeprägt und findet sich im Grazer Bergland im Bereich Semriach und nordwestlich von Gratkorn. Das Niveau korreliert mit Höhlenniveau C.

Unterhalb der oben beschriebenen Niveaus liegen im Grazer Bergland noch eine Reihe von Schotterterrassen, die im Zusammenhang mit der Pleistozänen Vergletscherung des Mur-Quell-Gebietes stehen. Diese Schotterterrassen, die immer wieder entlang der Mur und in der Südsteiermark zu finden sind, werden in drei Untergruppen eingeteilt. Die „Obere Terrassengruppe (UTG)“ die „Mittlere Terrassengruppe (MTG)“ und die „Untere Terrassengruppe (LTG)“. Die „Obere Terrassengruppe“ mit einer Höhe von 500 m.ü.A. wird zeitlich auf ca. 2,7 Ma interpretiert und repräsentiert das damalige Abflussniveau. Sie korreliert mit dem Höhlenniveau D. Die „Mittlere Terrassengruppe“ und die „Untere Terrassengruppe“ befinden sich auf ca. 420 m.ü.A. und stehen so in Wechselbeziehung zum Höhlenniveau E.

3. Probensammlung und analytische Methoden

Um Aspekte der Entwicklung des Mur-Verlaufs seit dem Pliozän mittels Provenienz Analyse von Augensteinen zu interpretieren, wurden Proben von drei ausgewählten Lokalitäten genommen, die das „Trahütten Level“, „Hochstraden Level“ und die „Stadelberg/Zahrerberg Level“ charakterisieren. Alle drei Niveaus korrelieren im Grazer Bergland mit Höhlenniveaus und alle drei Niveaus weisen Augenstein-Gerölle sowohl an der Oberfläche als auch in Höhlen eingeschwemmt auf. Nachdem Oberflächen-Gerölle eher die Gefahr bieten, dass sie nach der Ablagerung zu späterer Zeit umgelagert



Abb. 3: Karte des Arbeitsgebietes im Bereich der Probenahmelokalitäten. Farbige Punkte markieren den Ort der Probenahme bzw. den Eingang der Höhlen aus denen die Proben entnommen wurden.

Fig. 3: Map of the area of investigation. Coloured dots mark the sample location or the cave entrances.

wurden, wurden vor allem Proben aus Höhlen entnommen. Um das „Trahütten Level“ zu charakterisieren wurden Proben in der Drachenhöhle bei Mixnitz genommen, die sich im Kalk der Hochlantsch Formation gebildet hat (Höhleneingang $47^{\circ}19'32,7''\text{N}$, $15^{\circ}22'47,1''\text{W}$; Abb. 4a, b) (Abb. 3). Um das „Hochstraden Level“ zu charakterisieren wurden Proben von Kristallin-Geröllen auf dem Parmaseggkogel bei Deutschfeisritztz genommen (Lokalität bei $47^{\circ}13'04,1''\text{N}$ $15^{\circ}19'03,1''\text{W}$; Abb. 4c, d), der aus Karbonaten der Schöckl-Decke besteht (Abb. 3). Um den Mur-Verlauf zum Zeitpunkt der Bildung des „Stadelberg/Zahrerberg Levels“ zu bestimmen, wurden Proben aus dem Bärenloch bei Mixnitz genommen (Abb. 3). Diese Höhle liegt nur 100 Höhenmeter über dem heutigen Murtal in Kalken der Hochlantsch Formation und entspricht in ihrer Höhe eher dem Niveau der Oberen Terrassengruppe (Höhleneingang bei $47^{\circ}20'06''\text{N}$

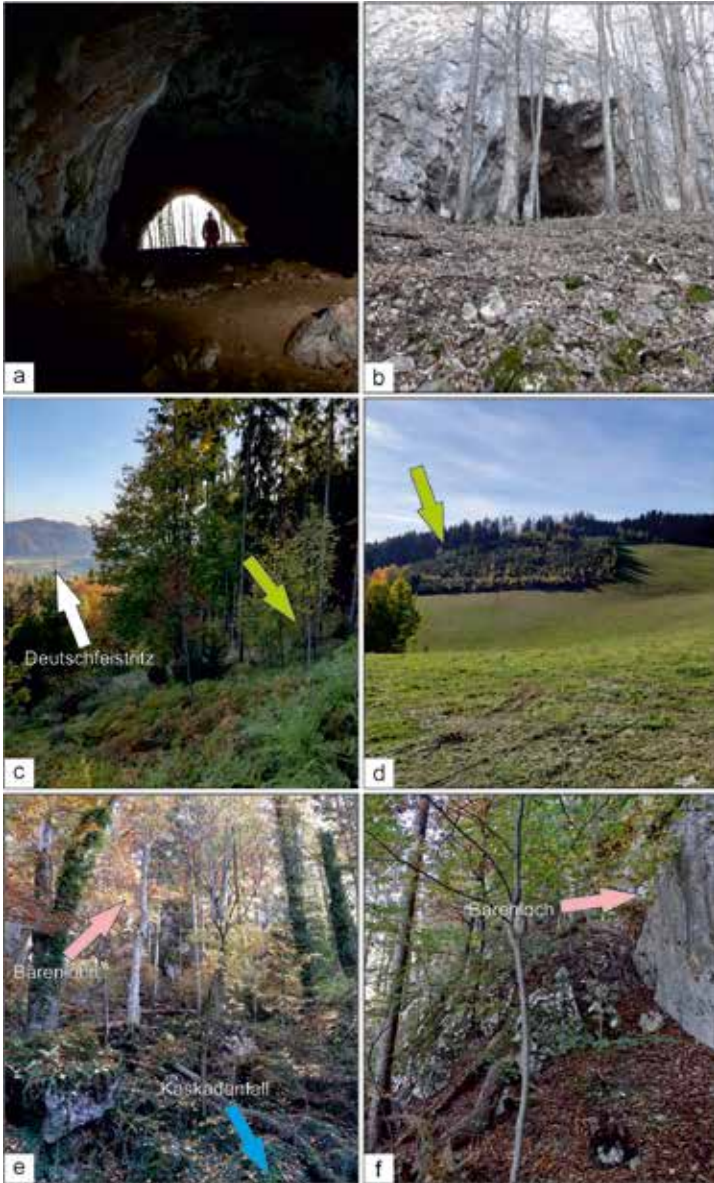


Abb. 4: Geländefotos aus dem Arbeitsgebiet. (a) Eingang der Drachenhöhle aus dem Inneren der Höhle. (b) Eingang der Drachenhöhle von außen. (c) Lokalität am Parmaseggkogel mit Blick in das tiefer gelegene Murtal. Grüner Pfeil = Probenahmelokalität. (d) Lokalität am Parmaseggkogel. Grüner Pfeil = Probenahmelokalität. (e) Foto in Richtung Bärenloch entlang eines trockenen Bachbettes über dem Kaskadenfall bei Mixnitz. (f) Weg zum Bärenloch.

Fig. 4: Field photos of the sampling location. (a) Entrance of the Drachenhöhle from the inside of the cave. (b) Entrance of the Drachenhöhle from the outside. (c) Locality on the Parmaseggkogel with view on Deutschfeistritz. Green arrow = Sample location. (d) Locality on the Parmaseggkogel. Green arrow = Sample location. (e) Picture taken standing over the Kaskadenfall in Mixnitz in direction of the Bärenloch. (f) Path to the entrance of the Bärenloch.

15°22'44,6"W; Abb. 4e, f). Allerdings ist das Bärenloch eine zum Teil aktive Schachthöhle und wird als dem „Stadelberg/Zahrerberg Level“ zugehörig interpretiert. In der Tat sprechen WÄGNER et al. (2011) davon, dass die Bildung der Oberen Terrassengruppe einer Zeit entspricht wo der Grundwasserspiegel unter das „Stadelberg/Zahrerberg Level“ abgesenkt wurde.

Durch die Herkunftsanalyse der Proben können für jedes Zeitfenster die geomorphologischen Aspekte rekonstruiert und zusammengefügt werden. Um diese Herkunftsanalyse durchzuführen wurden die genommenen Proben petrografisch analysiert und mit Daten aus der Literatur von den umliegenden Liefergebieten verglichen. Ausgewählte Proben von metamorphen Gesteinen wurden mit der Elektronenmikrosonde untersucht und die chemische Zusammensetzung einzelner Minerale gemessen.

4. Petrographische Beschreibung und Mineralchemie der Proben

Drachenhöhle

Repräsentativ für das oberste Niveau A (900–1000 m.ü.A.) (Tab. 1) wurden Augensteine aus der Drachenhöhle bei Mixnitz entnommen. Die Proben stammen aus dem sogenannten Ostergang, welcher am Ende des Hauptganges der Drachenhöhle auf einer Höhe von ca. 950 m.ü.A. liegt (Abb. 5a). Die Augensteine waren zum Teil im Kalk der Hochlantsch-Formation (GASSER et al. 2010) eingesintert oder lagen an anderen Stellen frei am Höhlenboden (Abb. 5b). Für die Untersuchung wurden vier Augensteine verwendet, die frei am Boden lagen und mit D1 – D4 bezeichnet sind und die alle niedriggradige Metamorphite oder Sedimente sind.

Probe D1: Dieser gerundete Augenstein hat eine Größe von ca. 50×20×15 mm, eine rötliche Farbe und ist als feinkörniges klastisches Sediment anzusprechen. Die Kristalle haben eine Größe von deutlich unter 1 mm. An der stark erodierten Oberfläche des Handstücks sind einzelne Hellglimmerkristalle zu erkennen, die im Dünnschliff ein sedimentäres Gefüge definieren. Die Grundmatrix besteht aus feinkörnigen Quarzkomponenten, Hellglimmern, Tonmineralen und opaken Phasen. Die Quarzkörner sind kleiner als 0,1 mm und an den unförmigen Korngrenzen gut miteinander und den Hellglimmermineralen verwachsen.

Probe D2: Die Größe des Augensteins beträgt ca. 45×20×10 mm. Die hellblaue Grundmatrix wird von dunkelblauen parallelen Rissen durchzogen und ist von bräunlichen Löchern durchsetzt. Es sind keine Kristalle mit dem freien Auge zu erkennen. Im Dünnschliff ist erkennbar, dass das massige Gefüge aus Quarz, Hellglimmer, Tonmineralen, opaken Phasen (Sulfide) und viel Feldspat besteht. Die Korngrößen der Quarzkörner ist sehr unterschiedlich und reicht von 0,5 mm bis >0,1 mm. Die Korngrenzen der Kristalle sind sehr unförmig und gut miteinander verwachsen. Dieser Sandstein ist niedrig metamorph überprägt.

Probe D3: Die Größe der Probe beträgt ca. 35×30×10 mm und alle Kanten sind stark gerundet. Die hellblaue Matrix wird von weißen Rissen durchbrochen und hat auffällige rötlich/orange Löcher, welche wahrscheinlich durch Erosion entstanden sind. Die einzelnen Kristalle haben eine Größe von <1mm und sind mit dem freien Auge nicht erkennbar. Im Dünnschliff ist ersichtlich, dass das granoblastische Gefüge hauptsächlich aus Quarzkristallen und Kalifeldspat besteht. Die Risse sind mit rekristallisierten Quarzkristallen aufgefüllt. Die unförmigen Quarzkörner haben eine Größe von ca. 0,1 mm und sind gut miteinander verwachsen.

Probe D4: Am Handstück dieser gut gerundeten Probe mit einer Größe von ca. 3,5×10×10 mm sind viele parallele dunkelbraune Risse in der hellbraunen Matrix zu erkennen. Es sind mit dem freien Auge keine einzelnen Kristalle zu erkennen. Unter



Abb. 5: Fotos der Probenahmelokalitäten. (a) Foto aus dem Ostergang der Drachenhöhle. (b) Augensteine im Ostergang der Drachenhöhle. (c) Großer Wanderblock am Parmaseggkogel. (d) Augensteine im Nordgang des Bärenlochs.

Fig. 5: Pictures of the sample locations. (a) Picture from the Ostergang inside the Drachenhöhle. (b) Augensteine inside the Ostergang. (c) Augenstein boulder on the Parmaseggkogel. (d) Augensteine in the Nordgang of the Bärenloch.

dem Mikroskop ist zu erkennen, dass es sich um einen Sandstein handelt, der unter niedrig metamorphen Bedingungen gebildet wurde. Die Matrix besteht aus feinkörnigen und grobkörnigen Quarzkomponenten, feinkörnigen Hellglimmern, opaken Phasen und feinkörnigen Tonmineralen (Abb. 6a). Es ist eine gradierte Schichtung zu erkennen. Die Quarzkörner haben eine Größe von $>0,1$ mm bis $0,5$ mm und sind nicht miteinander verwachsen. Auffällig sind viele opake Phasen welche ohne Polarisationsfilter einen dunkelroten Schimmer haben und am häufigsten entlang der Risse vorkommen. Mit Polarisationsfilter sind spektakuläre gerichtete Druckschatten zu erkennen, die es erlauben das Gestein zuzuordnen (Abb. 6b).

Parmaseggkogel

Die Proben vom Parmaseggkogel (Höhleniveau B; „Hochstraden Level“, Tab. 1) liegen auf einer Höhe von ca. 710 m ü. A. Mehrere metamorphe Kristallingerölle wurden dort neben einem Hohlweg im Wald auf den Dolomiten und Kalken der Parmasegg-Formation gefunden (Abb. 5c). Die Größe dieser Geröllblöcke reicht von mehreren cm bis ca. 1 m im Durchmesser. Während der größte Block frei liegt waren die kleineren

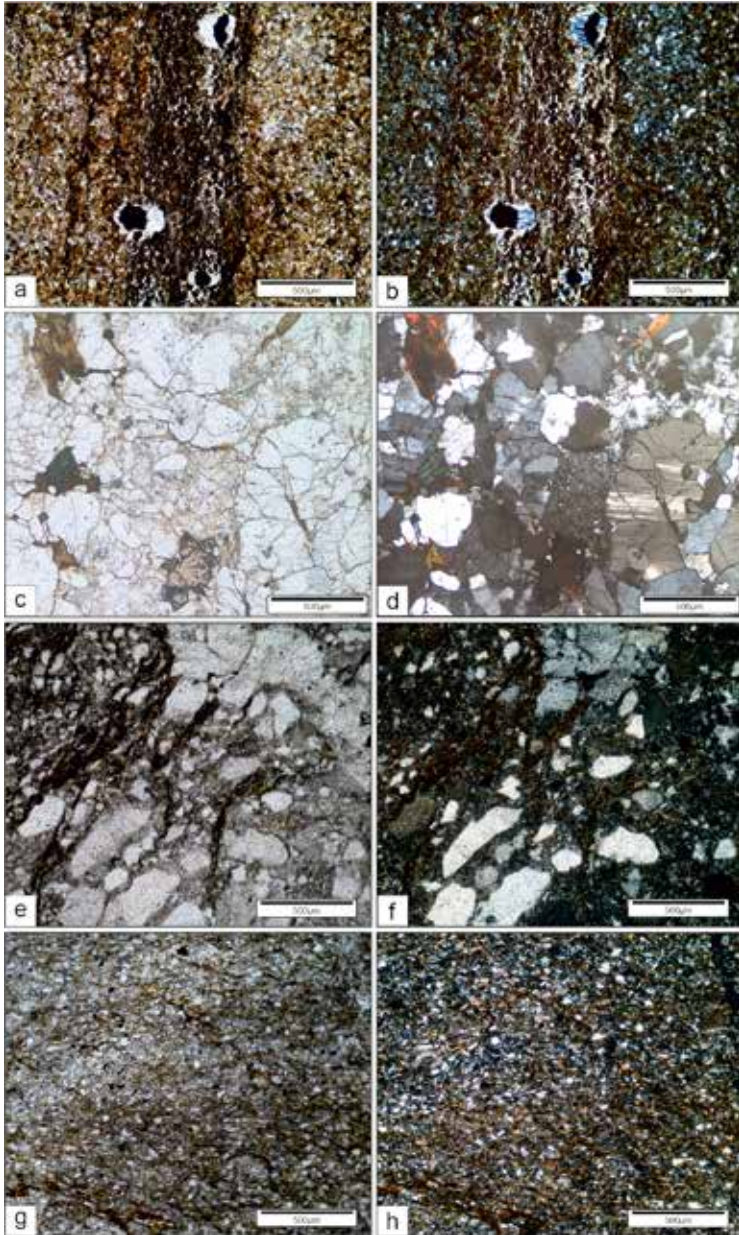


Abb. 6: Dünnschliffotos von ausgewählten Proben unter dem Durchlichtmikroskop. (a) Probe D4 aus der Drachenhöhle. (b) Probe D4 unter gekreuzten Polarisationsfiltern. (c) Orthogneis Probe A1/1 vom Parmaseggkogel. (d) Probe A1/1 unter gekreuzten Polarisationsfiltern. (e) Probe B2 aus dem Bärenloch. (f) Probe B2 unter gekreuzten Polarisationsfiltern. (g) Probe B3 aus dem Bärenloch. (h) Probe B3 unter gekreuzten Polarisationsfiltern.

Fig. 6: Photo micrographs of selected samples. (a) Sample D4 from the Drachenhöhle. (b) Sample D4 under crossed polars. (c) Orthogneis sample A1/1 from the Parmaseggkogel. (d) Sample A1/1 under crossed polars. (e) Sample B2 from the Bärenloch. (f) Sample under crossed polars. (g) Sample B3 from the Bärenloch. (h) Sample B3 under crossed polars.

Blöcke seicht von Wurzeln und Erde bedeckt. Hier wurden die Proben A1/1, A1/2 und WB1 in unmittelbarer Nähe voneinander gesammelt.

A1/1: Diese Probe hat eine Größe von ca. 15×20×8 cm. Schon im Handstück ist ein planares Gefüge erkennbar. Weiters sind im Handstück Granate mit Korngrößen zwischen 1 und 4 mm, Quarzkristalle mit Korngrößen < 1 mm, augenförmige Plagioklase mit Korngrößen zwischen 1 und 10 mm und Biotitlagen sichtbar. Bei Untersuchung des Dünnschliffes im Durchlichtmikroskop wurden die Minerale Quarz, Plagioklas, Granat, Biotit, Zirkon und Pyrit gefunden (Abb. 6c, d). Das Gefüge ist paralleltexturiert und die Granate sind deformiert.

A1/2: Das Handstück weist eine Rundung auf wie sie für Augensteine bekannt ist und hat eine Größe von ca. 14×10×5 cm. Biotit, Granat, Plagioklaskristalle und Quarzkristalle mit einer Korngröße von ca. 1 mm bilden die Grundmatrix. Bei der Untersuchung der Probe im Durchlichtmikroskop wurden die Minerale Quarz, Biotit, Plagioklas, Mikroklin, Granat, Hornblende und Zirkon identifiziert. Das Gefüge zeigt eine massige Textur.

WB1: Die Größe dieses Handstücks beträgt ca. 12×10×5 cm. Bei dieser Probe sind mit dem freien Auge viel paralleltexturierter Biotit, Plagioklas- und Quarzkristalle mit einer Korngröße von <1 mm erkennbar. Im Dünnschliff unter dem Durchlichtmikroskop wurden die Minerale Quarz, Biotit, Granat, Plagioklas, Mikroklin, Granat, Zirkon, Monazit und opake Phasen erkannt. Teilweise weisen die Granate einen Biotit-Saum auf.

Bärenloch

Aus dem Bärenloch in Mixnitz wurden die Proben B1, B2 und B3 entnommen. Auch diese Höhle bildete sich innerhalb der Hochlantsch-Formation. Die Höhe beträgt hier ca. 500 m ü. A. und ist somit repräsentativ für das Niveau D (480–520 m.ü.A.) (Tab. 1). Die Proben, welche frei am Boden lagen, wurden aus dem Nordgang der Höhle geholt und sind niedrig metamorphe Sedimentgesteine (Abb. 5d).

B1: Dieser Augenstein mit der Größe von ca. 10×20×20 mm weist eine blau-rötliche Matrix auf welche am Rand von Löchern (<1 mm) durchsetzt ist welche sich wahrscheinlich durch Erosion gebildet haben. Es sind keine Kristalle mit dem freien Auge erkennbar. Unter dem Durchlichtmikroskop wurde die Grundmatrix als Kalzit identifiziert. Die Kalzitkörner haben eine Größe von ca. 0,5 mm und sind an den unförmigen Korngrenzen gut miteinander verwachsen. Das Gefüge ist richtungslos.

B2: Die Größe der gerundeten Probe beträgt ca. 30×15×20 mm. Auffällig sind große Löcher in der dunkelblauen Matrix. An der Oberfläche der Probe kann man sehen, dass nicht alle Komponenten gleich schnell erodiert wurden wodurch gut einzelne Komponenten mit einer Größe von ca. 1 mm erkennbar sind. Bei der Untersuchung des Dünnschliffes wurde diese Probe als Feinkonglomerat identifiziert. Die Grundmatrix besteht grundsätzlich aus feinkörnigem Hellglimmer und zwei lithischen Komponenten (Abb. 6e, f). Die erste Komponente ist feinkörniger bis sehr grobkörniger Quarz und die zweite sind sehr feine Körner in einer groben Form, welche als saure Tuffe erkannt wurden.

B3: Die gerundete Probe hat ca. eine Größe von 20×20×7 mm und eine auffällig dunkelgrüne Farbe. Es sind viele dunklere Risse zu erkennen. Die Grundmatrix besteht aus wenig miteinander verwachsenen Quarz und Hellglimmern (Abb. 6g, h). Die Risse sind mit rekristallisiertem Quarz aufgefüllt. Das Gefüge ist paralleltexturiert wobei die einzelnen Kristallkörner gut miteinander verwachsen sind. Die Quarzkörner und die Hellglimmer sind >0,1 mm groß.

5. Herkunft der Augensteine

Die Proben aus der Drachenhöhle sind größtenteils als Sedimentgesteine und als höher metamorphe Kristallingesteine ansprechbar. Die Probe D1 wurde als phyllitischer Sandstein mit viel Hellglimmer identifiziert. Auch Probe D2 wurde als Sandstein erkannt. Es wurden keine petrographischen Hinweise gefunden, mit denen eine genauere Bestimmung der Herkunftsorte möglich wäre. Da es sich aber um niedrig metamorphe Sandsteine handelt liegt es nahe, dass beide Proben aus dem Grazer Paläozoikum oder der Grauwackenzone stammen, da hier Gesteine dieser Art häufig sind (EBNER et al. 2001, FRITZ 1991, NEUBAUER et al. 1994). Die Probe D3 hebt sich von den anderen Proben aus der Drachenhöhle ab, da es sich hier um einen etwas höher metamorphen Quarzit handelt. Quarzite kommen im Grazer Paläozoikum als Einschaltungen in einem Bereich südlich von Passail unter dem Namen „Hundsberger Quarzit“ (Hundsberg-Subformation) vor (EBNER et al. 2001, FRITZ 1991, SCHUSTER et al. 2014). Weiters ist bekannt, dass unter anderem im Angerkristallin und in der Radegund-Decke Quarzite vorkommen (SCHUSTER et al. 2014). Somit ist es sehr unsicher eine Aussage über die genaue Herkunft der Probe zu treffen. Die Probe D4 lässt durch ihre gradierte Schichtung eine Interpretation eines Beckens als Ablagerungsraumes zu. Weiter interessant sind die auffälligen gerichteten Druckschatten um die opaken Phasen. Diese Eigenschaften passen gut zu den Gesteinen der Schönberg-Formation der Schöckl-Decke (EBNER et al. 2001).

Tab. 2: Chemische Zusammensetzung von Mineralen der Proben A1/1 und A1/2 vom Parmaseggkogel. Endgliederaktivitäten: an = Anorthit, ab = Albit, san = Sanidin, gr = Grossular, alm = Almandin, andr = Andratit, phl = Phlogopit, ann = Annit, east = Eastonit.

Tab. 2: Electron microprobe analyses of minerals from samples A1/1 and A1/2 from the Parmaseggkogel. Endmember activities are: an = anorthite, ab = albite, san = sanidine, gr = grossular, alm = almandine, andr = andradite, phl = phlogopite, ann = annite, east = eastonite.

Probe Mineral Analyse	A1/1						A1/2										
	Feldspat			Granat			Biotit			Feldspat			Granat			Biotit	
	A11plag1	A11plag2	A11fs3	A11gr5	A11un_2	A11gr6	A11b1	A11b3	A11b4	A12plag2	A12fs	A12gr3	A12gr4	A12b2	A12b4		
SiO ₂	66.96	66.17	63.83	37.21	37.48	37.87	35.55	34.56	35.05	68.31	65.07	37.21	37.05	35.84	34.90		
TiO ₂	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	2.40	2.50	2.36	0.00	0.01	0.03	0.00	1.02	1.49		
Al ₂ O ₃	20.29	20.36	18.04	20.45	20.84	20.83	13.83	14.52	14.37	19.56	18.53	19.78	20.23	15.89	15.85		
Cr ₂ O ₃	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Fe ₂ O ₃	0.09	0.07	0.03	1.70	0.85	0.02	0.00	0.00	0.00	0.07	0.16	2.83	1.27	0.00	0.00		
FeO	0.00	0.00	0.00	28.80	24.70	26.33	28.25	27.07	27.82	0.00	0.00	20.36	22.42	27.32	26.25		
MnO	0.00	0.00	0.00	1.88	3.58	3.28	0.85	0.59	0.56	0.02	0.02	3.93	7.44	0.54	0.43		
MgO	0.00	0.01	0.00	0.30	0.24	0.24	3.34	3.91	3.39	0.00	0.01	0.09	0.11	1.88	1.84		
CaO	1.44	1.93	0.02	11.12	11.92	11.26	0.14	0.27	0.16	0.29	0.00	15.12	10.80	0.22	0.13		
Na ₂ O	10.77	10.53	0.56	0.22	0.17	0.17	0.13	0.11	0.13	11.60	0.33	0.14	0.06	0.09	0.12		
K ₂ O	0.24	0.22	15.25	0.00	0.00	0.00	8.00	7.89	8.04	0.18	16.23	0.00	0.01	7.39	8.30		
Summe	99.84	99.30	97.74	99.70	99.79	100.00	92.29	91.43	91.88	100.06	100.36	99.48	99.40	90.18	92.31		
Oxide	8.0	8.0	8.0	12.0	12.0	12.0	11.0	11.0	11.0	8.0	8.0	12.0	12.0	11.0	11.0		
Si	2.942	2.927	3.006	2.995	3.003	3.030	2.925	2.859	2.893	2.986	2.995	2.988	3.001	2.976	2.882		
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.148	0.156	0.146	0.000	0.000	0.002	0.000	0.064	0.093		
Al	1.051	1.062	1.001	1.940	1.969	1.965	1.341	1.416	1.398	1.008	1.006	1.872	1.932	1.556	1.543		
Cr	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Fe ₂	0.003	0.002	0.001	0.103	0.052	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.005	0.171	0.078	0.000	0.000		
Fe ₃	0.000	0.000	0.000	1.804	1.655	1.761	1.944	1.873	1.920	0.000	0.000	1.367	1.519	1.898	2.020		
Mn	0.000	0.000	0.000	0.128	0.243	0.222	0.045	0.042	0.039	0.001	0.001	0.267	0.510	0.038	0.030		
Mg	0.000	0.001	0.000	0.036	0.029	0.029	0.410	0.482	0.417	0.000	0.001	0.011	0.013	0.233	0.226		
Ca	0.068	0.091	0.001	0.959	1.023	0.965	0.012	0.024	0.014	0.014	0.000	1.301	0.937	0.020	0.012		
Na	0.917	0.903	0.051	0.034	0.026	0.026	0.021	0.017	0.021	0.983	0.029	0.022	0.009	0.014	0.019		
K	0.013	0.012	0.916	0.000	0.000	0.000	0.840	0.833	0.847	0.010	0.953	0.000	0.001	0.783	0.875		
Summe	4.996	4.999	4.977	8.000	8.000	8.000	7.687	7.702	7.696	5.005	4.991	8.000	8.000	7.581	7.701		
an	0.111	0.148	-	-	-	-	-	-	-	0.022	-	-	-	-	-		
ab	0.92	0.9	0.287	-	-	-	-	-	-	0.98	0.17	-	-	-	-		
san	-	-	0.95	-	-	-	-	-	-	-	0.97	-	-	-	-		
gr	-	-	-	0.035	0.045	0.041	-	-	-	-	-	0.086	0.03	-	-		
alm	-	-	-	0.24	0.19	0.21	-	-	-	-	-	0.123	0.15	-	-		
andr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.017	0.0045	-	-	-		
phl	-	-	-	-	-	-	0.003	0.0046	0.0034	-	-	-	-	0.00133	0.001		
ann	-	-	-	-	-	-	0.23	0.2	0.22	-	-	-	-	0.24	0.29		
east	-	-	-	-	-	-	0.0024	0.0039	0.003	-	-	-	-	0.0014	0.0013		

Die Proben von der Lokalität am Parmaseggkogel unterscheiden sich in der Hinsicht von den Proben der Drachenhöhle, dass es sich hier um hoch metamorphe Orthogneise handelt, welche im niedrig metamorphen Grazer Paläozoikum nicht vorkommen (EBNER et al. 2001, FRITZ 1991). Die Gesteine führen Granat, zwei Feldspate und Biotit (Abb. 6c, d) (Tab. 2). Die Granate haben ungewöhnlich hohe Grossular-Anteile und kaum Pyrop-Anteile (Tab. 2). Ähnliche Gesteine sind im Gleinalmkristallin häufig (NEUBAUER 1988 und Zitate darin).

Bei den Proben aus dem Bärenloch handelt es sich um niedriggradig metamorphe Sedimentgesteine. Probe B1 wurde als Kalk ohne besondere Merkmale im Gefüge identifiziert. Karbonatgesteine kommen entlang der Mur unter anderem in der Grauwackenzone (NEUBAUER et al. 1994) und im Grazer Paläozoikum (EBNER et al. 2001) vor. Eine genaue Bestimmung der Herkunft war nicht möglich. Probe B2 wurde als Feinkonglomerat, auch Verrucano genannt, erkannt. Verrucanos mit dieser Zusammensetzung finden sich in der Silbersberg-Decke in der Grauwackenzone wieder (EICHINGER 2016, NEUBAUER et al. 1994). Bei der Probe B3 handelt es sich um einen grünlichen unreifen Sandstein wie sie in der Dornerkogel-Formation im Norden des Grazer Paläozoikum vorkommen (EBNER et al. 2001).

6. Diskussion

Die interpretierten Herkunftsgebiete der drei beprobten Lokalitäten von den drei Niveaus aus dem Grazer Bergland erlauben es, die Flussverläufe des Mur Einzugsgebietes in der geologischen Vergangenheit zu interpretieren. Da die Drachenhöhlen Probe D4 (Höhlenniveau A) wohl aus der Schönberg-Formation stammt und die Proben D1 und D2 ebenfalls lithologisch gut in das Grazer Paläozoikum passen, wird interpretiert, dass dieses in der Zeit vor 4 Ma durch die Paläo-Mur/Mürz entwässert wurde (Abb. 7b). Es wird weiters interpretiert, dass die Proben vom Parmaseggkogel (Höhlenniveau B) vor ca. 3,4 Ma von einem Nebenfluss aus dem Gleinalmkristallin mit der Fließrichtung West nach Ost abgelagert wurden (Abb. 7c). Die Proben aus dem Bärenloch (Höhlenniveau D) werden Großteils als aus der Grauwackenzone und dem nördlichen Grazer Paläozoikum kommend interpretiert. Diese Interpretation impliziert einige etwas weiterführende Überlegungen zur Entwicklung der Landschaft im Grazer Bergland, weil zum Zeitpunkt der Bildung des Bärenlochs (etwa 3 Ma) das Fluss System der Mur von der Grauwackenzone durch mehrere Zehner Kilometer Kristallin getrennt war, aber keine Kristallingerölle im Bärenloch vorkommen.

Großräumige Interpretation

FRISCH et al. (1998) vermuteten, dass das Altkristallin westlich des Tauernfensters in der Zeit von 29–22 Ma komplett von niedrig metamorphen Paläozoischen Einheiten überlagert wurde. Anstoß für diese Vermutung ist die Augenstein-Formation der Nördlichen Kalkalpen, welche diese komplett als hunderte Meter dicke Decke aus siliziklastischen Sedimenten überdeckte. Da die Augensteine zu großem Anteil aus niedrig metamorphen Gesteinen bestehen, ist dies ein Anzeichen dafür, dass es zu dieser Zeit hier ein großes Gebiet von paläozoischen Einheiten gab. Weiterhin wurde von FRISCH et al. (1998) angenommen, dass das gesamte Gebiet nördlich der Periadriatischen Naht in Richtung Norden in die Molassezone entwässert wurde. Da die Probe B2 aus der Grauwackenzone stammt und die Probe B3 aus dem nördlichen Grazer Paläozoikum kommt, ist anzunehmen das der östliche Teil der Ostalpen zu dieser Zeit in Richtung Süden entwässert wurde (Abb. 7a). Durch die laterale Extrusion der Ostalpen vor 18 Ma entstanden intramontane Becken und Vertiefungen (DUNKL et al. 2005). Aus die-

sen Vertiefungen, welche sich entlang der Seitenverschiebungen bildeten, wurden die Flusstäler, die wir heute kennen, geformt (FRISCH et al. 1998). Da diese intramontanen Becken reich an Sedimenten aus den Gesteinen des Kristallins sind wurde von FRISCH et al. (1998) interpretiert, dass ab 18 Ma die paläozoische Bedeckung erodiert und der darunterliegende kristalline Untergrund freigelegt wurde. Da sich unter den eingeschwemmten Geröllen des Bärenlochs keine Kristallingesteine befinden wird hier

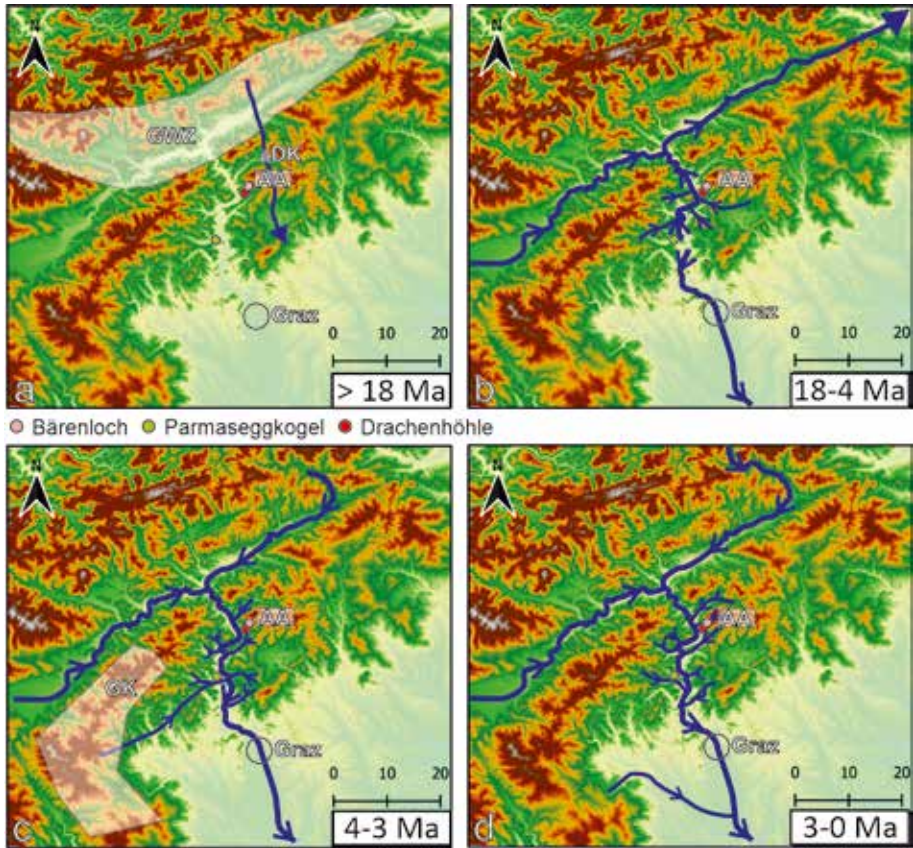


Abb. 7: Karte vom Bereich nördlich von Graz, die die rekonstruierten Flüsse in der geologischen Geschichte zeigt. Das Höhenmodell dient bei Karten a, b und c als Orientierungshilfe und stellt nicht die tatsächliche Landschaftsmorphologie zu den angegebenen Zeiten dar. Blaue Linien = Flüsse, Blaue Pfeile = Fließrichtungsindikator, Weiße Flächen = Gebiete der Herkunftsorte der Proben, GWZ = Grauwackenzone (Probe B2), DK = Dornerkogel-Formation (Probe B3), AA = Abgelagerte Augensteine (Proben B1, B2, B3), GK = Gleinalmkristallin (Probe A1/1), Maßstab in Kilometer. Die Höhe der heutigen Topographie reicht von ca. 260 m.ü.A. (Blau) bis 2400 m.ü.A. (Weiß).

Fig. 7: Map of the area north of Graz showing interpreted river courses in the geological past. The background in maps a, b and c only serves as a help to orientate and does not show the actual morphology at the labelled times. Blue lines = rivers, blue arrows = flow direction, white areas = provenance areas of the samples, GWZ = Greywacke zone (Sample B2), DK = Dornerkogel-Formation (Sample B3), AA = deposited pebbles (Samples B1, B2, B3), GK = Gleinalmcomplex (Sample A1/1), Scale in kilometers. The height of the topography in this area reaches from about 260 m.ü.A. (blue) up to about 2400 m.ü.A. (white).

interpretiert, dass das Grazer Paläozoikum im frühen Miozän im Norden direkt an die Grauwackenzone grenzte. Die Proben B2 und B3 wurden vor über 18 Ma abgelagert und zur Zeit der Bildung des Bärenlochs in dieses umgelagert (Abb. 7d).

Die Interpretation der Proben passt gut mit einer großräumigen Interpretation über die Entwicklung des Mur-Einzugsgebietes zusammen, welche seit Jahren im Raum steht, aber bis jetzt noch nicht modern publiziert wurde. Im mittleren Miozän war die Wasserscheide der Paläo-Mur möglicherweise im Bereich der heutigen sogenannten Badl-Enge, bzw. mehrere hunderte Höhenmeter darüber. Von dort entwässerte die Paläo-Mur nach Süden und ein Fluss nach Norden und Osten in das Wiener Becken, den wir hier Paläo-Mürz nennen (Abb. 7b). Dass die Paläo-Mürz, mit einer Fließrichtung von Süd nach Nord, die Gleinalm zu dieser Zeit bereits durchbrochen hatte, wird durch die Morphologie des Frohnleitner Beckens unterstützt. Dieses ist in seiner Breite den Talformen des nördlichen Mur/Mürztales sehr ähnlich. Durch tektonische Hebung im Bereich des Grazer Paläozoikums (LEGRAIN et al. 2014) kam es im Pliozän zum Durchbruch der Wasserscheide und zur Umkehr der Fließrichtung der Paläo-Mürz (Abb. 7c) (FRISCH et al. 1998). Dies führte in etwa zum Verlauf der Mur, wie wir ihn heute kennen.

7. Schlussfolgerungen

Durch die Untersuchung der petrologischen Eigenschaften und der Bildungsbedingungen von Geröllproben, welche im Grazer Bergland auf alten Talsohlen und in Höhlen abgelagert wurden, lassen sich folgende Schlussfolgerungen ziehen:

(A) Die Drachenhöhle befindet sich auf Höhe des Höhlenniveau A bzw. der Verebnungsfläche „Trahütten Level“ und ist repräsentativ für ein Talsohlenniveau der Mur vor ca. 4 Ma (WAGNER et al. 2010). Bei den Proben aus der Drachenhöhle handelt es sich um niedrig metamorphe Sedimentgesteine und um einen Quarzit. Die Proben passen lithologisch gut in das Grazer Paläozoikum. Insbesondere kann eine Probe gut der Schönberg-Formation des Grazer Paläozoikum zugeordnet werden. Das Grazer Paläozoikum wurde zu dieser Zeit daher wahrscheinlich von der Paläo-Mürz entwässert.

(B) Die Proben vom Parmaseggkogel sind repräsentativ für das Höhlenniveau B bzw. der Verebnungsfläche „Hochstraden Level“. Dieses Niveau entspricht dem Talsohlenniveau der Mur vor ca. 3,4 Ma. Bei den Proben handelt es sich um hoch metamorphe Orthogneise wie sie im Gleinalmkristallin vorkommen. Wir interpretieren, dass das Gleinalmkristallin zu dieser Zeit in die Mur entwässert wurde.

(C) Das Bärenloch befindet sich auf Höhe des Höhlenniveau D bzw. der Verebnungsfläche „Untere Terrassengruppe“ und entspricht dem Talsohlenniveau der Mur vor ca. 2,7 Ma. Bei einer Probe handelt es sich um ein Karbonatgestein; eine Probe ist ein Verrucano aus der Silbersberg-Decke der Grauwackenzone und eine Probe ist ein Sandstein der wahrscheinlich aus der Dornerkogel-Formation des Grazer Paläozoikum stammt. Es wird interpretiert, dass diese Proben vor über 18 Ma von einem Fluss in der Nähe des Bärenlochs abgelagert wurden und dann vor 2,7 Ma in das Bärenloch eingeschwemmt wurden. Da unter den Proben aus dem Bärenloch keine Kristallingesteine zu finden sind, ist anzunehmen, dass das Grazer Paläozoikum im frühen Miozän im Norden an die Grauwackenzone grenzte.

Danksagung

Wir danken K. Lontschar für die Hilfe beim Proben sammeln, bei R. Watson für die Hilfe beim Zeichnen der Karten und K. Karner-Rühl für Korrekturlesung. Finanziert wurde diese Bachelorarbeit durch ein Stipendium der Studienbeihilfenbehörde an S. Stumpf.

Literatur

- BADA G., HORVATH F., DÖVENYI P., SZAFIAN P. WINDHOFFER G. & CLOETINGHT S. 2007: Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. – *Global and Planetary change* 58: 165–180.
- BARTOSCH T., STÜWE K. & ROBL J. 2017: Topographic evolution of the Eastern Alps: The influence of strike-slip faulting activity. – *Lithosphere* 9: 384–398.
- BARTOSCH T. & STÜWE K. 2019: Evidence for pre-Pleistocene Landforms in the Eastern Alps: Geomorphological Constraints from the Gurktal Alps. – *Austrian Journal of Earth Sciences* 112(2): 84–102.
- DETNIG F., STÜWE K., WOODHEAD J., STUART F. M. & SPÖTL C. 2017: Constraints on the Miocene landscape evolution of the Eastern Alps from the Kalkspitze region, Niedere Tauern (Austria). – *Geomorphology* 299: 24–38.
- DIXON J. L., VON BLANCKENBURG F., STÜWE K. & CHRISTL M. 2016: Glaciation's topographic control on Holocene erosion at the eastern edge of the Alps. – *Earth Surface Dynamics* 4: 895–909.
- DUNKL I., KUHLEMANN J., REINECKER J. & FRISCH W. 2005: Cenozoic Relief Evolution of the Eastern Alps - Constraints from Apatite Fission Track Age-Provenance of Neogene intramontane sediments. – *Austrian Journal of Earth Sciences* 98: 92–105.
- EBNER F., FRITZ H. & HUBMANN B. 2001: Das Grazer Paläozoikum: Ein Überblick. – *Berichte des Instituts für Geologie und Paläontologie K.-F. Universität Graz*, Band 3: 34–58.
- EICHINGER S. 2016: Provenienz Post-Variszischer Sedimente in der östlichen Grauwackenzone. – *Hochschulschriften Universität Graz*.
- FLÜGEL H. W., NOWOTNY A. & GROSS M. 2011: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 164, Graz. – *Geologische Bundesanstalt, Wien*.
- FRISCH W., KUHLEMANN J., DUNKL I. & BRÜGEL A. 1998: Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. – *Tectonophysics* 297: 1–15.
- FRISCH W., KUHLEMANN J., DUNKL I. & SZEKELY B. 2001: The Dachstein paleosurface and the Augenstein Formation in the Northern Calcareous Alps - A mosaic stone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps. – *International Journal of Earth Science* 90: 500–518.
- FRITZ H. 1991: Stratigraphie, Fazies und Tektonik im nordwestlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 134: 227–255.
- GASSER D., STÜWE K. & FRITZ H. 2010: Internal structural geometry of the Paleozoic of Graz. – *International Journal of Earth Science* 99: 1067–1081.
- HANSELMAYER J. 1959: Zur Petrographie pannonischer Schotter von der Platte-Graz (Schotterbruch SCHREINER-STATTEGGER). – *Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark* 89: 35–56.
- HUBMANN B., EBNER F., NEUBAUER F., FERRETTI A., HISTON K., KIDO E., KRAINER K., SCHÖNLAUB H. P. & SUTTNER T. J. 2014: The Paleozoic Era(them). 2nd ed. – In: PILLER W.E. (ed.): *The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions)*, Vol. I – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 66: 9–133.
- LEGRAIN N., STÜWE K. & WÖFLER A. 2014: Incised relict landscapes in the eastern Alps. – *Geomorphology* 221: 124–138.

- LEGRAIN N., DIXON J., STÜWE K., VON BLANCKENBURG F. & KUBIK P. 2015: Post-Miocene landscape rejuvenation at the eastern end of the Alps. – *Lithosphere* 7: 3–13.
- NEUBAUER F. 1988: Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 42: 1–137.
- NEUBAUER F., HANDLER R., HERMANN S. & PAULUS G. 1994: Revised Lithostratigraphy and Structure of the Eastern Graywacke Zone (Eastern Alps). – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* 86: 61–74.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W., LINZER H. G. & MERLE O. 1991: Lateral extrusion in the Eastern Alps: 2. Structural analysis. – *Tectonics* 10: 257–271.
- REISCHENBACHER D. & SACHSENHOFER R. F. 2013: Basin formation during the post-collisional evolution of the Eastern Alps: the example of the Lavanttal Basin. – *International Journal of Earth Science* 102: 517–543.
- ROBL J., HERGARTEN S. & STÜWE K. 2008: Morphological analysis of the drainage system in the Eastern Alps. – *Tectonophysics* 460: 263–277.
- ROYDEN L. H. 1993: Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. – *Tectonics* 12(3): 629–638.
- SCHÖNLAUB H. P. 2001: Der Ostabschnitt der Grauwackenzone – Ein Überblick. – *Geologische Bundesanstalt, Arbeitstagung 2001*, 63–70.
- SCHUSTER R., SCHANTL P., ILICKOVIC T., MOSHAMMER B., KRENN K., PUHR B., BRANDNER K., PROYER A., RICHOS S. & HOINKES G. 2014: Grazer Paläozoikum und Ostalpines Kristallin im Bereich nördlich von Weiz: Neues zur Tektonik und Lithostratigraphie. – *Pangeo Austria* 20: 53–75.
- TENCZER V. & STÜWE K. 2003: The metamorphic field gradient in the eclogite type locality, Koralm region, Eastern Alps. – *Journal of Metamorphic Geology* 21: 377–393.
- VAN HUSEN D. 2000: Geological Processes during the Quaternary. – *Mitteilung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* 92: 135–156.
- WAGNER T., FABEL D., FIEBIG M., HÄUSELMANN P., SAHY D., XU S. & STÜWE K. 2010: Young uplift in the non-glaciated parts of the Eastern Alps. – *Earth and Planetary Science Letters* 295: 159–169.
- WAGNER T., FRITZ H., STÜWE K., NESTROY O., RODNIGHT H., HELLSTROM J. & BENISCHKE R. 2011: Correlations of cave levels, stream terraces and planation surfaces along the River Mur – Timing of landscape evolution along the eastern margin of the Alps. – *Geomorphology* 134: 62–78.
- WINKLER-HERMADEN A. 1955: Ergebnisse und Probleme der Quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum ausserhalb der Vereisungsgebiete. – *Österreichische Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Denkschrift* 110: 1–180.
- WINKLER-HERMADEN A. 1957: *Geologisches Kräftespiel und Landformung*. – Wien, Springer Verlag, 822 S.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark](#)

Jahr/Year: 2019

Band/Volume: [149](#)

Autor(en)/Author(s): Stumpf Sebastian, Stüwe Kurt

Artikel/Article: [Aspekte der morphologischen Entwicklung des Murtales zwischen Bruck und Graz. Eine Augenstein Provenienz Studie 63-81](#)