

# Berichte des Institutes für Erdwissenschaften, Karl-Franzens-Universität Graz, Band 20/2

14 - 19/09 2014 Graz



# PANGEO

## AUSTRIA

© BOKEHdesignstudio OG, Marlinsons / Steyrer

## Excursions



Foto: Seckau Mountains (W. Kurz)

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>	Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014		

## Berichte des Institutes für Erdwissenschaften, Karl-Franzens-Universität Graz, Band 20

# ***PANGEO Austria***

*Graz, Austria 14-19<sup>th</sup> September 2014*

### **EXCURSION GUIDES**

BRANDNER, K., BENISCHKE, R., FRITZ, H., HAUZENBERGER, CH., HOINKES, G., ILICKOVIC, T.,  
KRENN, K., KURZ, W., MANDL, M., MAYAUD, C., MOSHAMMER, B., PFINGSTL, S., PILLER, W.E.,  
PROYER, A., PUHR, B., REUTER, M., RICHOS, S., SCHANTL, P., SCHUSTER, R., WAGNER, TH.,  
WINKLER, G.

Impressum:

Alle Rechte für das In- und Ausland vorbehalten.

Copyright: Institut für Erdwissenschaften, Bereich Geologie und Paläontologie,  
Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstrasse 26, A-8010 Graz, Österreich

Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Institut für Erdwissenschaften,  
Karl-Franzens-Universität Graz, [homepage: www.uni-graz.at](http://www.uni-graz.at)

Druck: Medienfabrik Graz GmbH, Dreihackengasse 20, 8020 Graz



Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

## Sponsors & Cooperation Partners



## Preface

This field guide provides an overview on the sedimentary, structural, hydrogeological, metamorphic, and magmatic evolution of selected areas of the eastern part of the Eastern Alps. Although many of these areas were intensely studied over many decades, new data are available since earth sciences are rapidly evolving in the last years, especially by new methodological approaches.

The areas described in this field guide were re-examined by application of modern techniques; as a result, new models can be proposed. We believe that this field guide is a useful tool to present recent data and models that could stimulate discussion and further activities. Data presented in this field guide were elaborated by working groups of the Institute of Earth Sciences at the University of Graz and their research partners. We hope that PANGEO Austria 2014 and the related excursions will result in fruitful co-operation and discussion among earth scientists working in the fields of earth sciences that were presented during this meeting.

We acknowledge help of all members of the Institute of Earth Sciences, especially assistance by students, as well as support from the Geological Society of Austria and our sponsors.

We appreciate the opportunity to organize PANGEO Austria 2014 and look forward to the PANGEO Austria 2016 meeting.

Graz, September 2014

Walter Kurz, on behalf of the organizing committee

## Organizing and Scientific Committee

Gertraud Bauer; Steffen Birk; Martin Dietzel; Harald Fritz; Patrick Grunert; Elisabeth Gülli; Christoph Hauenberger; Dorothee Hippler; Bernhard Hubmann; Kurt Krenn; Walter Kurz; Magdalena Mandl; Aberra Mogessie; Werner E. Piller; Georg Stegmüller; Kurt Stüwe; Sylvia Umschaden; Wolfgang Unzog; Gerfried Winkler; Claudia Wrozyna

**Editorial:** Harald Fritz

## Sponsors & Cooperation Partners



Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

## CONTENT

Excursion 1 Geological Evolution of the Austroalpine Seckau Complex (Eastern Alps) Magdalena Mandl, Walter Kurz, Stefan Pfingstl, Ralf Schuster, Christoph Hauenberger, Harald Fritz.....	4
Excursion 2 Neogene of the Styrian Basin Markus Reuter, Werner E. Piller.....	22
Excursion 3 Hydrogeology of the Tanneben-Lurbach-Karstsystem, Central Styrian Karst Gerfried Winkler, Thomas Wagner, Cyril Mayaud, Ralf Benischke .....	44
Excursion 4 Grazer Paläozoikum und Ostalpines Kristallin im Bereich nördlich von Weiz: Neues zur Tektonik und Lithostratigraphie Ralf Schuster, Phillip Schantl, Tanja Ilickovic, Beatrix Moshhammer, Kurt Krenn, Barbara Puhr, Katharina Brandner, Alexander Proyer, Sylvain Richoz, Georg Hoinkes.....	53

## TIME SCHEDULE

Excursion 1 .....	14.9.2014
Excursion 2 .....	18.9.2014
Excursion 3 .....	18.9.2014
Excursion 4 .....	18.9.2014

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

## Excursion 1

# Geological Evolution of the Austroalpine Seckau Complex (Eastern Alps)

Magdalena Mandl<sup>1</sup>, Walter Kurz<sup>1</sup>, Stefan Pfingstl<sup>1</sup>, Ralf Schuster<sup>2</sup>, Christoph Hauzenberger<sup>1</sup>  
and Harald Fritz<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institut für Erdwissenschaften, Universität Graz, NAWI Graz, Heinrichstrasse 26 /  
Universitätsplatz 2, 8010 Graz, Austria

<sup>2</sup> Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien

### Introduction

The understanding of the tectono-metamorphic evolution of the Austroalpine Unit has made significant progress in the last few years (Schmid et al., 2004; Froitzheim et al., 2008). An essential key to reveal the tectonostratigraphy of Austroalpine nappes and the sequence of nappe emplacement was the analysis of the Alpine and pre-Alpine metamorphic evolution of distinct nappes (e.g., Schuster et al., 2004; Handy and Oberhänsli, 2004). Studies on these units, however, are rather unequally distributed. Strong emphasis was given on the investigation of units showing an Eo-Alpine high-grade metamorphic evolution including eclogite facies metamorphism, whereas the pool on structural, metamorphic, and geochronological data from other units is quite blank.

Thöni and Jagoutz (1993), Neubauer (1994), Plasienska (1995) and Froitzheim et al. (1996), Neubauer et al. (2000) among others, developed a picture where the Eo-Alpine metamorphism is related to the collision of the Austroalpine Unit with another continental fragment after closure of the Meliata Ocean to the south or southeast, the Austroalpine being in a lower plate position. An alternative model is given by Stüwe and Schuster (2010) where the formation of the Alpine orogenic wedge initiated at an intracontinental subduction zone which developed from a transform fault with a sinistral offset linking the Penninic (Alpine Tethys) Ocean and Neotethys (Meliata) Ocean in the Late Jurassic.

“Eo-Alpine” (as term for Early Cretaceous to early Late Cretaceous) deformation and metamorphism (e.g., Frank, 1987), however, is frequently taken uncritically to be related to Cretaceous nappe imbrication associated with general top-to-the-west emplacement. This concept, elaborated about 20-30 years ago, does actually not sustain critical review. Age data (e.g., Dal Piaz et al., 1995; Dallmeyer et al., 2008) and the sedimentary record (e.g., Frisch and Gawlick, 2003) suggest a large time span or time gap between the closure of the Triassic part of the Neotethys Ocean (Meliata oceanic realm) at ca. 160 Ma (Missoni and Gawlick, 2010) and classical “Eo-Alpine” ages dating high pressure metamorphism around 100-90 Ma (e.g., Thöni and Jagoutz 1992, 1993; Thöni et al., 2008). So the question arises whether a continuous process or distinct phases of convergence, collision, and subsequent extension formed the Austroalpine nappe pile. Additionally, many “classical” tectonic boundaries regarded as Alpine thrusts do not show any thrust-related fabrics although post-collisional extension was recognized to play a major role in Alpine orogeny (Ratschbacher et al., 1989).

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

## Geological setting of the Austroalpine Unit

The Austroalpine Unit forms a complex nappe stack of crustal material which can be subdivided into a Lower Austroalpine and Upper Austroalpine Subunit (Schmid et al., 2004; Froitzheim et al., 2008). The recent Lower Austroalpine Subunit derived from the continental margin towards the Piedmont-Ligurian Ocean and was affected by extension during the Jurassic opening and by nappe stacking during Upper Cretaceous to Eocene closure of this oceanic realm, respectively. It is overlying the Penninic nappes of the Eastern Alps derived from the oceanic domain. The Upper Austroalpine Subunit represents a nappe pile which formed mainly during the Eo-Alpine event in the Early Cretaceous to early Late Cretaceous. Its lowermost part is the Silvretta-Seckau Nappe System consisting of a basement with a dominating Variscan metamorphic imprint and remnants of Permian to Lower Triassic cover sequence. The basement is dominated by paragneisses (partly magmatic) and orthogneisses with minor intercalations of micaschists, quartzites, amphibolites, hornblende bearing gneisses and local occurrences of serpentinites and eclogites. Most of the amphibolites and orthogneisses developed from Cambrian to Ordovician magmatic rocks and are interpreted to reflect pre-Cambrian to Ordovician collision, subduction and rifting processes (Neubauer, 2002). Additionally some Carboniferous intrusions are present (Schermaier et al., 1997). The magmatic inventory indicates Neoproterozoic to Ordovician educt ages of the metasedimentary rocks. The medium to high grade imprint in these basement rocks occurred during the Variscan tectonometamorphic event (Neubauer et al., 1999). In the structurally deepest part of the westernmost element represented by the Silvretta Nappe also a Permian metamorphic overprint can be recognized (Schuster et al., 2004). The post-Variscan cover is best preserved in the Silvretta Nappe which is overlain by un-metamorphosed Permian to Triassic sediments in the Landwasser and Ducan synclines and a more or less stratigraphic contact to the Permomesozoic sequences of the Bajuvaric Nappe System (Nowotny et al., 1992; Nagel, 2006). Further to the east tectonically truncated sequences show an eo-Alpine greenschist facies overprint. They comprise only Permian metaconglomerates and metapelites as well as Lower Triassic quartzites. In the basement units the eo-Alpine imprint reaches Sub-greenschist to epidote-amphibolite facies conditions causing a retrograde overprint in most of the Variscan metamorphic rocks (Neubauer et al., 1995; Schuster et al., 2004; Hoinkes et al., 2010). Nappes of the Silvretta-Seckau Nappe System build up antiformal structures in the western (Schladminger Tauern) and eastern part (Seckauer Tauern) of the Niedere Tauern mountain ridge.

To the north the Silvretta-Seckau Nappe System is overlain by the nappes of the Greywacke zone, which consists of greenschist facies metamorphic Paleozoic sequences, and the Juvavic, Tirolic-Noric and Bajuvaric Nappe Systems. The latter form the Northern Calcareous Alps, mostly comprising unmetamorphosed to lowermost greenschist facies metamorphic Permian to Mesozoic sediments deposited on the shelf facing originally towards the Meliata Ocean, with the sequences of the Juvavic Nappe System representing the most distal shelf towards the oceanic basin.

To the south the Silvretta-Seckau Nappe System is overlain by the Koralpe-Wölz Nappe System which represents an Eo-Alpine metamorphic extrusion wedge (Schmid et al., 2004). Its Permian to Mesozoic cover was completely stripped off during an early phase of the Eo-Alpine orogenic event and it therefore consists exclusively of metamorphic basement nappes. To a various grade the individual nappes are affected by a Variscan, Permian to

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

Triassic HT/LP and an Eo-Alpine HP metamorphic overprint (Neubauer, 1999; Schuster et al., 2004).

The Ötztal-Bundschuh Nappe System shows a similar lithological composition as the Silvretta-Seckau Nappe System, but is positioned on top of the Koralpe-Wölz Nappe System. The overlying Drauzug-Gurktal Nappe System is made up of a Variscan metamorphic basement, anchizonal to greenschist facies Paleozoic metasedimentary sequences and by un-metamorphosed Permian to Triassic sediments (Rantitsch and Russegger, 2000). Within the Ötztal-Bundschuh and Drauzug-Gurktal Nappe Systems the Eo-Alpine metamorphic grade decreases upwards from epidote-amphibolite facies at the base to diagenetic conditions at the top of the nappe pile. In other words, the high-grade nappes of the Koralpe-Wölz Nappe System are sandwiched between nappes affected by rather medium to low-grade Eo-Alpine metamorphism.

### **Geology of the Seckau Complex**

According to Schmid et al. (2004) and Froitzheim et al. (2008), the Seckau Complex forms part of the Seckau Nappe which is part of the Silvretta-Seckau Nappe System (Fig. 1, 2). The Silvretta Nappe forms a more or less triangle shaped area extending in the north from the Bösenstein massif and Seckauer Tauern in the eastern part of the Niedere Tauern to the Fischbacher Alps over nearly 100 km. There it is cut off by the sinistral, east-west trending Trofaiach fault. Its continuation is represented by the Troiseck Flöning Nappe (Neubauer, 1988). The southern edge is at Ammeringkogel in the northern part of the Koralpe mountain ridge (Becker, 1979). The north south extension is about 50 km.

The nomenclature used in literature for the crustal piece referred as Seckau Nappe in here is quite complicated and confusing. Until the 70ies of the past century it is attributed to the so called Muriden unit in contrast to the overlying Koriden unit. This was however a local subdivision which was never extended over the whole Austroalpine Unit.

Names used for the area of the Bösenstein massiv and the Seckauer Tauern, which is dominated by orthogneisses, paragneisses and migmatic paragneisses (Metz, 1976) were "Seckauer Gneis" (Schmidt, 1921, p. 103 ff), „Seckauer Masse“, „Seckauer Massiv“ (Tollmann, 1977), „Kristallin der Seckauer Tauern“ (Metz, 1980) and „Seckauer Kristallin“ (Scharbert, 1981, Tollmann, 1977, p. 287). To favour is the term Seckau Complex (Faryad & Hoinkes, 2001, Gaidies et al., 2006) because it matches recent lithostratigraphic standards (GeoSciML).

For the eastern continuation „Mugel-Rennfeldzug“ (Schwinner, 1951, S. 110; Metz, 1971, S. 56; Tollmann, 1977, S. 222) and „Rennfeld Mugel Kristallin“ (Neubauer, 1988) can be found. In the southern part two units have been distinguished. A lower Ammering-Komplex (Flügel and Neubauer, 1984 after „Ammeringserie bzw. Gneiskomplex“ in Becker, 1980) formed by biotite-plagioclase paragneisses and some orthogneis intercalations is overlain by the Speik-Komplex (Flügel and Neubauer, 1984, after „Speikserie bzw. Amphibolitkomplex“ in Becker, 1980) dominated by amphibolites with some ultramafic rocks and an eclogite at Hochgrößen mountain. However, the individual complexes are not well defined and their boundaries are not clear. The overlying Permian to Lower Triassic metasediments are summarized as Rannach-Formation (Flügel and Neubauer, 1984, after "Rannachserie" from Metz, 1967). It has to be mentioned that the term Rannach-Formation is problematic because there is a Rannach-Group (Flügel and Neubauer, 1984) defined in the nappes of the Graz Paleozoic just 30 km to the southeast.

In the north the Rannach-Formation is overlying the Seckau Complex with a northward dip, whereas in the south the Spike Complex is the uppermost element. Further, the Gaal Zone (Metz, 1971, "Gaal Schuppenzone") mainly composed of the Spike Complex and overlying Permian to Lower Triassic metasediments is tectonically overlying the northwesternmost part of the Seckau Nappe in the Bösenstein area.

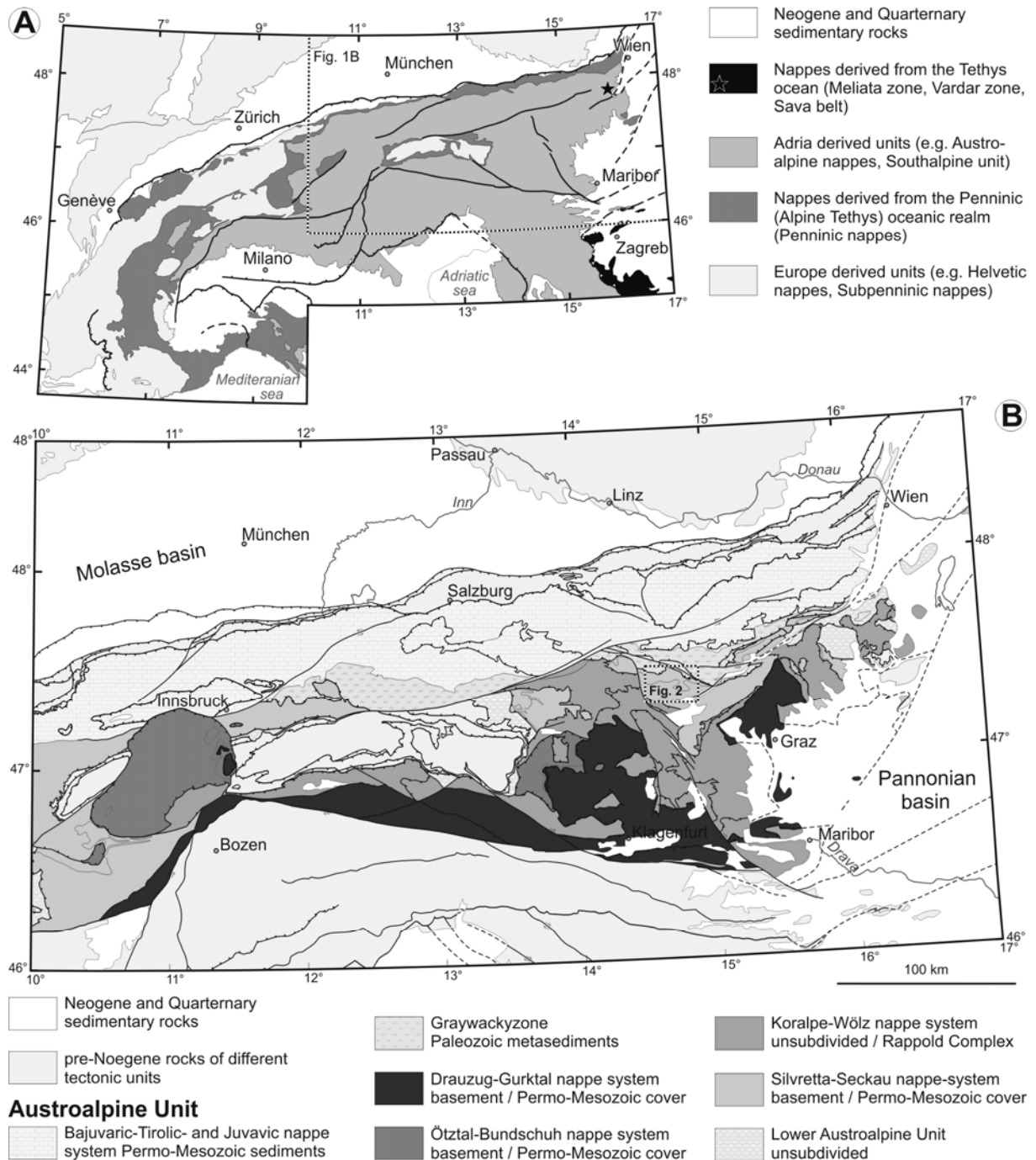


Figure 1: Overview maps (A) showing the paleogeographic origin of the main tectonic units of the Alps, and (B) the tectonic subdivision of the Austroalpine unit based on Schmid et al. (2004).



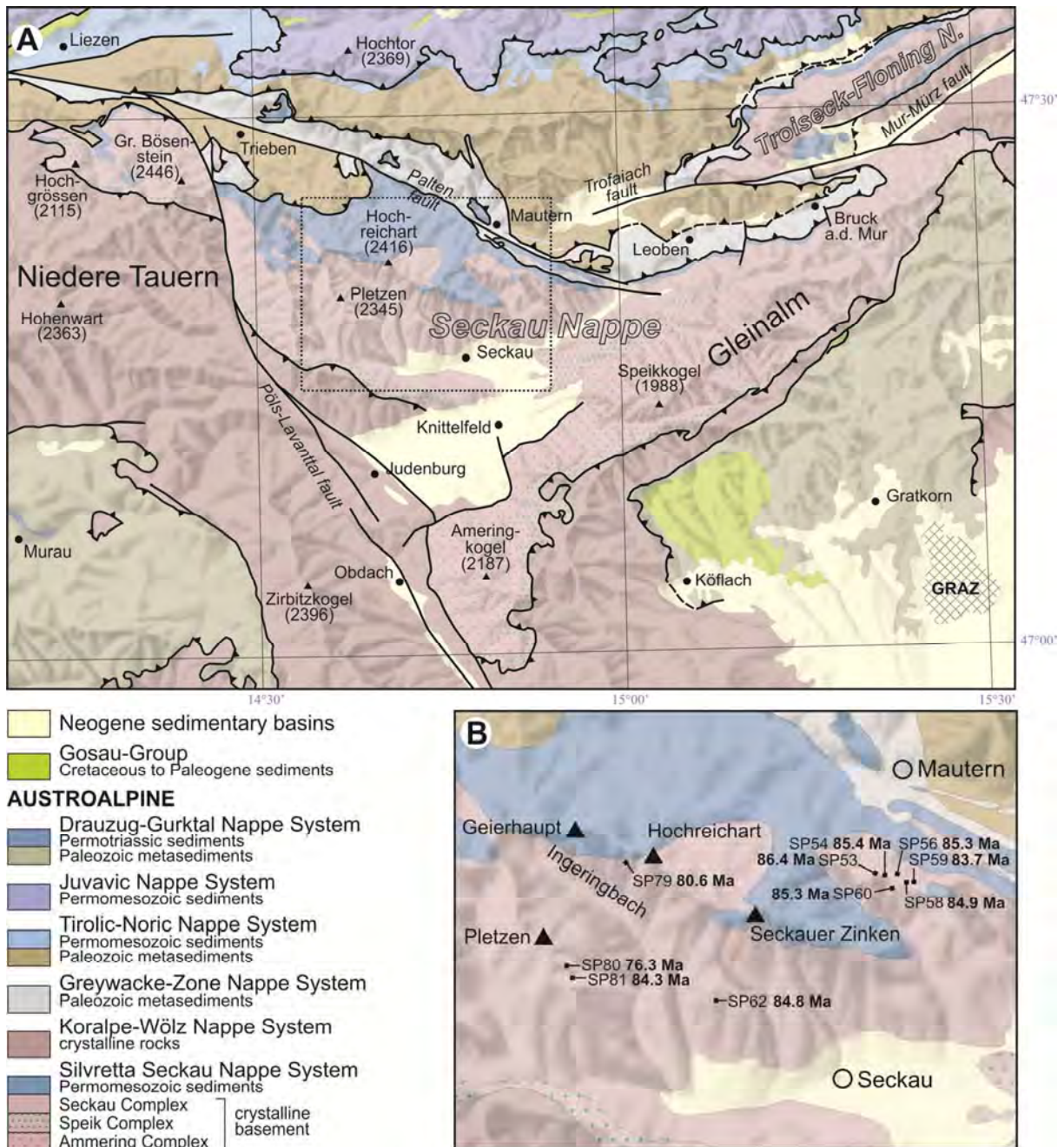


Figure 2: (A) Geological map of the study area in the Seckauer Tauern, based on Metz (1967, 1979), Flügel and Neubauer (1984) and Schubert et al. (2009). (B) Enlargement of the sampling area with sites of samples and the revealed Rb-Sr isochron ages.

As mentioned before the Seckau-Complex is formed by orthogneisses, paragneisses and migmatic paragneisses. The orthogneisses and augen gneisses derived from tonalites, granodiorites as well as granites. In general these units form a coherent suite of I-type granitoids (Schermaier et al., 1997; Pfingstl, 2013). A-type, and transitional S- and I- type granitoids are represented to minor extent. Based on Rb-Sr whole rock (~ 350 Ma) and white mica ages (~330 Ma) and the contact to the Permomesozoic metasediments the orthogneisses are thought to have formed during the Variscan tectonometamorphic event (Scharbert, 1981). An additional Rb-Sr whole rock age of 432 +/- 16 Ma argues for a pre-

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

Variscan, possibly Ordovician intrusion age. However, to clarify the ages of the individual intrusive bodies modern zircon ages are necessary.

In the map of Metz (1967) the Rannach-Formation ("Rannach Serie") in the northern part of the Seckauer Tauern comprises Permian metaconglomerates, metapelites derived from fine grained clastic sediments and some carbonatic intercalations. Lower Triassic thin bedded greenish quartzites occur in the north within a window near to the village Wald am Schoberpass below the nappes of the Greywacke Zone. In the eastern continuation the Permian Metasediments are often referred as "Alpine Verrucano", whereas the Lower Triassic quartzites represent the Semmering quartzite.

Permian to early Mesozoic (meta-)sedimentary units except those of the Northern Calcareous Alps and the Drau Range were summarized as Central Austroalpine Mesozoic (CAM) (e.g. Tollmann, 1977). They are widely dispersed on most of the Austroalpine nappe systems. Prominent examples for CAM are the Brenner Mesozoic in the west and the Stangalm, Thörl and Rannach Permo-Mesozoic units to the east of the Tauern Window, respectively. Most of the clastic Permian to Lower Triassic sequences of CAM have minor thicknesses between few meters (Brenner, Stangalm units) to at maximum 100 meters (Thörl unit) (e.g., Schnabel, 1980). An exception is the Rannach-Formation (Metz, 1976) with up to 1000 meters thickness.

The metamorphic conditions in the Seckau Nappe show a slight increase towards the south. In the north the transgressive Permian to Lower Triassic metasediments (Rannach-Formation) are characterised by the assemblage muscovite + chloritoid + chlorite + quartz, indicating upper greenschist facies conditions (520°C at 0.9 GPa; Faryad and Honikes, 2001). In the Gleinalm area in the south lower amphibolite facies conditions are expected from amphibolite assemblages including garnet + amphibole + plagioclase and intercalated micaschists with garnet, staurolite and kyanite.

Timing of the peak of eo-Alpine metamorphism in the Seckau nappe is not constrained with data and also for the cooling through greenschist facies conditions the data are scarce. Three Rb-Sr biotite ages in the range of 70 to 77 Ma (Scharbert, 1981). Unexpected high fission track ages were described by Hejl (1997). Orthogneiss samples from the summit and valley areas of the Seckau Tauern yielded apatite fission track ages of ca. 60 Ma and 44 Ma, respectively. These fission track data indicate that after fast denudation during Late Cretaceous times the Seckau Nappe stayed at nearly constant temperature in the order of 80°C until the late Oligocene, followed by a phase of faster cooling, and a phase of slow cooling during Miocene times. The fission track data exclude any post-Cretaceous metamorphic overprint within the Seckau Nappe. During the whole Cenozoic the highest portions of the Seckau Nappe therefore resided at a depth of less than 3000 meters at temperatures much cooler than the conditions of anchimetamorphism (Hejl 1997).

### **Geochemical data of granitoides**

The mainly foliated samples were recovered from two localities, namely in the Untere Bodenhütte (in reddish symbols in Fig. 3) and Ingering Gaal area (in bluish color in Fig. 4). The geographic location of the samples and their lithological / geochemical classification are given in Table 1, analytical data in Table 3 (Appendix).

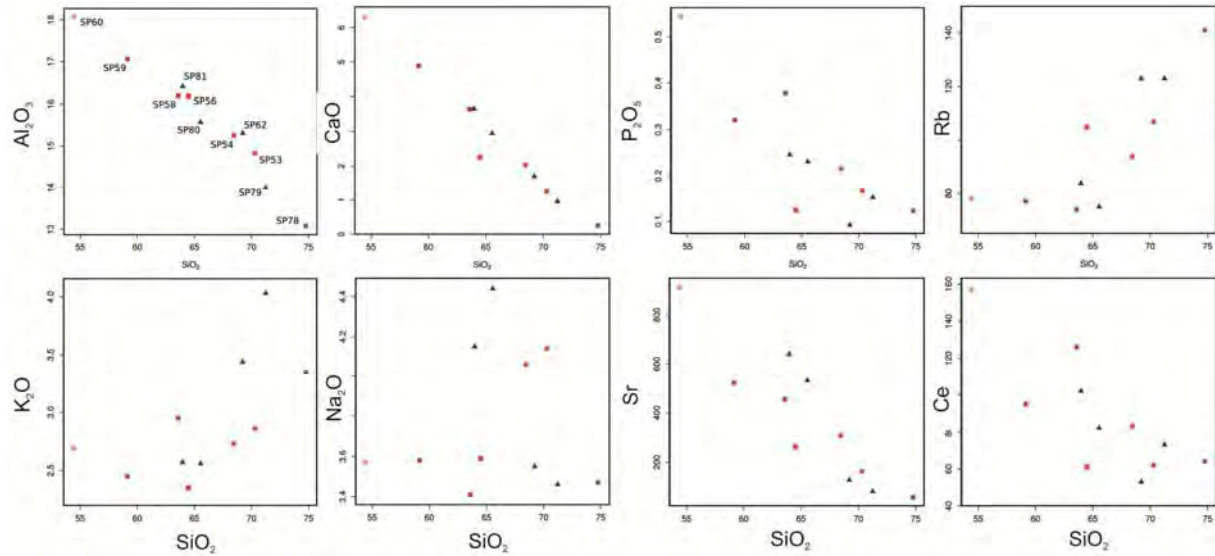


Figure 3: Total alkali (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) against SiO<sub>2</sub> classification diagram after Middlemost 1994. Symbols in reddish/magenta colour indicate samples from the “Untere Bodenhuette”, samples in blue are from the “Ingering Gaal” area.

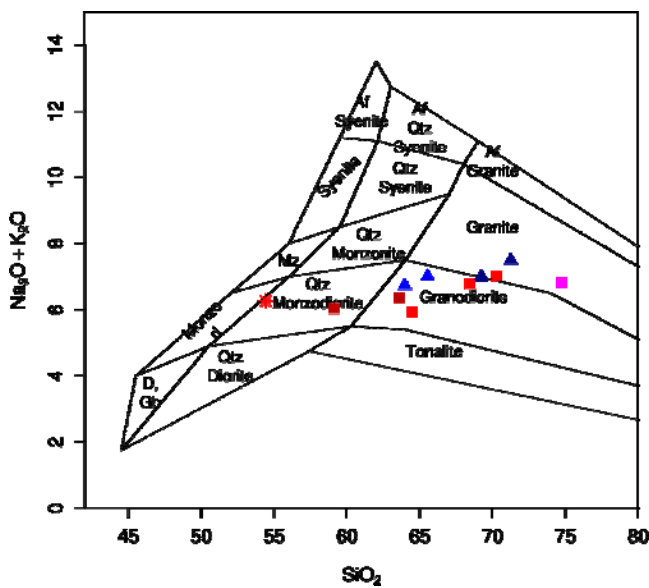


Figure 4. Harker diagrams with selected major and trace elements. The porphyric samples (dark red) have low SiO<sub>2</sub> values but high in CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Sr and Ce. The S-type orthogneiss samples SP62 and SP79 are relatively enriched in SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O and Rb, while low in CaO, Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Sr and Ce.

Samples from the Untere Bodenhuette area include two porphyric and only weakly foliated samples (SP58, SP59). They have a distinct appearance with low SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O and Rb concentrations but show the highest CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Sr, and Ce contents. One sample (SP78), which did not contain biotite and thus was not dated, contained muscovite and geochemical data are plotted for comparison in Figure 4. This sample shows slightly different chemical features and contains the highest SiO<sub>2</sub> values of all samples with 74.8 wt.%. From the Ingering Gaal area four samples were taken. Two samples display higher SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O and Rb while CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Sr, and Ce values are very low. Based on geochemical and Sr isotope data both samples were identified to belong to a granitic suite with S-type affinity. However, most analyzed samples can be geochemically classified as I-type granites with respect to Chappel and White (1974, 2001) (Pfingstl 2013) (Table 1). Sample SP60 from the Feistritz valley has been identified as metamorphosed mafic dike. Following the classification by Middlemost

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

(1994) by application of the TAS diagram for plutonic rocks samples SP53, SP62, SP79, and SP78 can be classified as granites, and SP54, SP56, SP58, SP80 and SP81 as granodiorites (Figure 4). Only sample SP59 falls into the quartz monzodiorite field. The metamorphosed mafic dike SP60 has a basaltic trachyandesite/quartz-monzodiorite composition.

### **Geochronological data**

The results of geochronological analysis are summarized in Table 2 (Appendix), related Rb-Sr biotite ages are displayed in Figure 2 and related isochrons are given in Figure 5. The investigated biotites show brown to yellowish-brown pleochroism. Some separated from orthogneisses show typical rutile exolutions (“Sagenitgitter”), indicating higher Ti-contents of the primary magmatic biotites. Within the eastern part of the investigated area ages range from 84.9 to 86.4 Ma. Taking into account the standard deviations (Table 2), these ages are more or less identical within error. A similar age of 84.8 Ma (SP62) has also been observed from the southern part of the investigated area. An age from the Hochreichart (Fig. 2) yielding 80.6 Ma is significantly younger. In the western part of the area of investigation, west of the Ingering valley, two different ages were observed. An age of 84.3 Ma (SP81) is widely identical to the bulk of ages yielded in the eastern part, whereas an age of 76.3 Ma is significantly younger (SP80).

Calculation of an isochron including all whole rocks of granitic and granodioritic rocks results in an age value of  $517 \pm 61$  Ma with an initial isotopic ratio of  $0.7045 \pm 0.0016$ .

### **Microstructures**

Within the deeper levels of the Seckau Complex quartz is characterized by partly annealed fabrics. Equigranular grains generally show a polygonal shape (Fig. 6a). Quartz grains show grain sizes of 0.2 - 0.4 mm, the average grain size equals about 0.3 mm. Irregular and lobate grain boundaries are weakly developed; generally the grain boundaries are straight or slightly curved and form 120°- triple junctions. In places, the grains were subsequently affected by low-temperature deformation, and, therefore, show undulatory extinction.

Along the contact to the Rannach-Formation quartz grains are slightly elongated (Fig. 6b). Ribbon grains formed along shear bands. The quartz grains are characterized by undulatory extinction, the formation of subgrains, deformation lamellae and deformation bands, and by sutured, lobate, and bulged grain boundaries. Aggregates of fine-grained dynamically recrystallized grains (grain size ~ 0.05 - 0.1 mm) developed along shear bands due to secondary grain size reduction; bulging is assumed to be the main deformation mechanism. Along the contact between the Seckau Complex and the Rannach-Formation both K-feldspar and plagioclase show high undulatory extinction, and, within domains along shear bands, curved twins. The feldspars are characterized by cataclastic deformation mechanisms, documented by the formation of extensional fractures and shear fractures (Fig. 6c). Extensional fractures are filled with quartz and calcite. Fragments confined by shear fractures were rotated towards the direction of shear that is accommodated by single and/or conjugate sets of shear bands. Along these shear bands (Fig. 6b) quartz is characterized by grain size reduction due to dynamic recrystallization. Biotite is aligned along these shear bands; within distinct domains biotite recrystallized and was newly formed. Additionally biotite is transformed to chlorite. In case of the occurrence of single sets the shear bands indicate a



top-to-the WNW sense of shear. Antithetic sets top-to-the ESE kinematics can be observed as well, but are developed to a lesser extent.

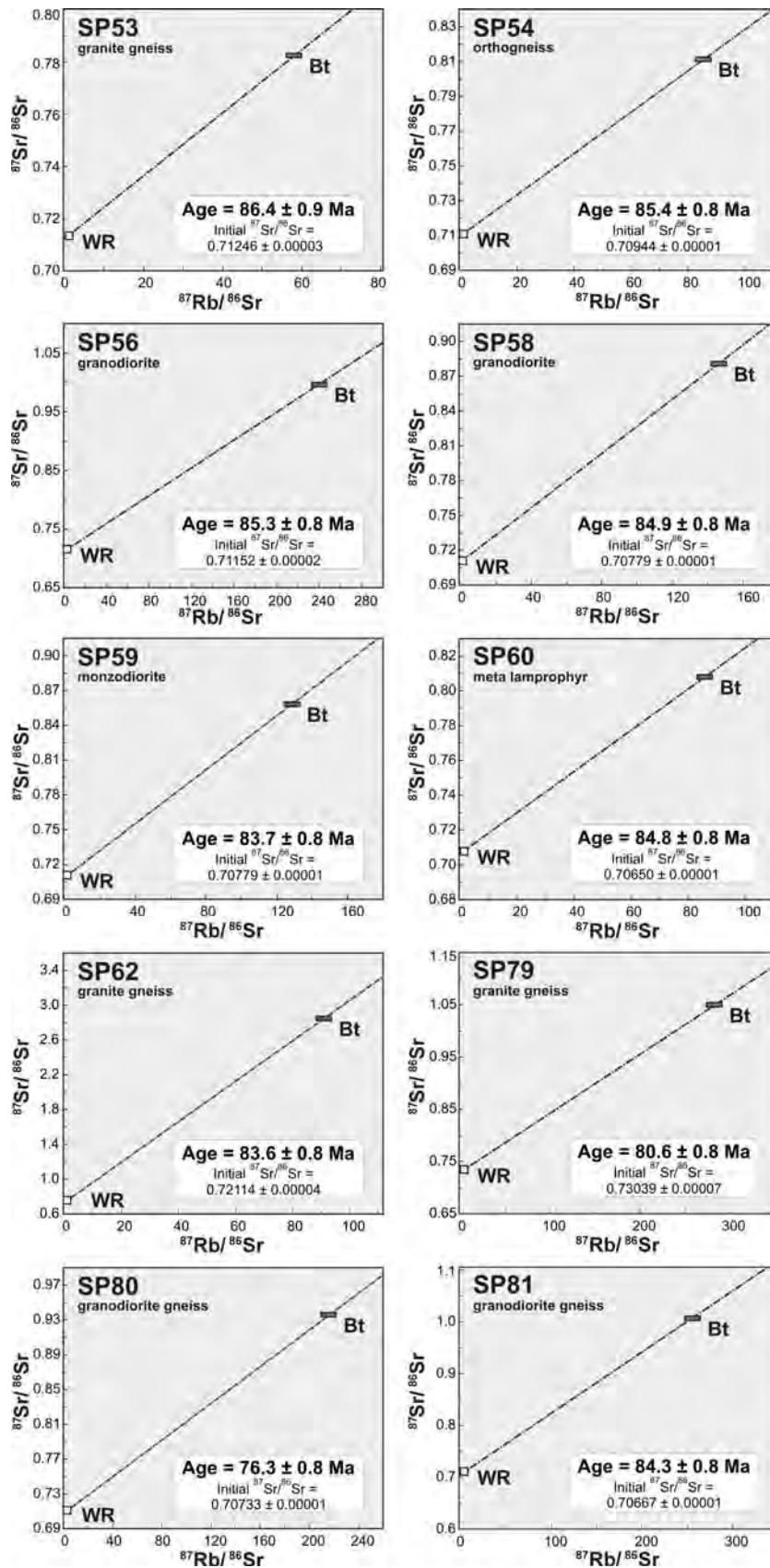


Figure 5: Selected tie line ages from orthogneisses of the Seckau Complex.

As feldspar is deformed by cataclastic deformation mechanisms, whereas quartz show deformation mechanisms of dislocation creep and bulging dynamic recrystallization we assume that the conditions of deformation along the Seckau Complex with the Rannach-Formation are in the range of 300°C to 400°C.

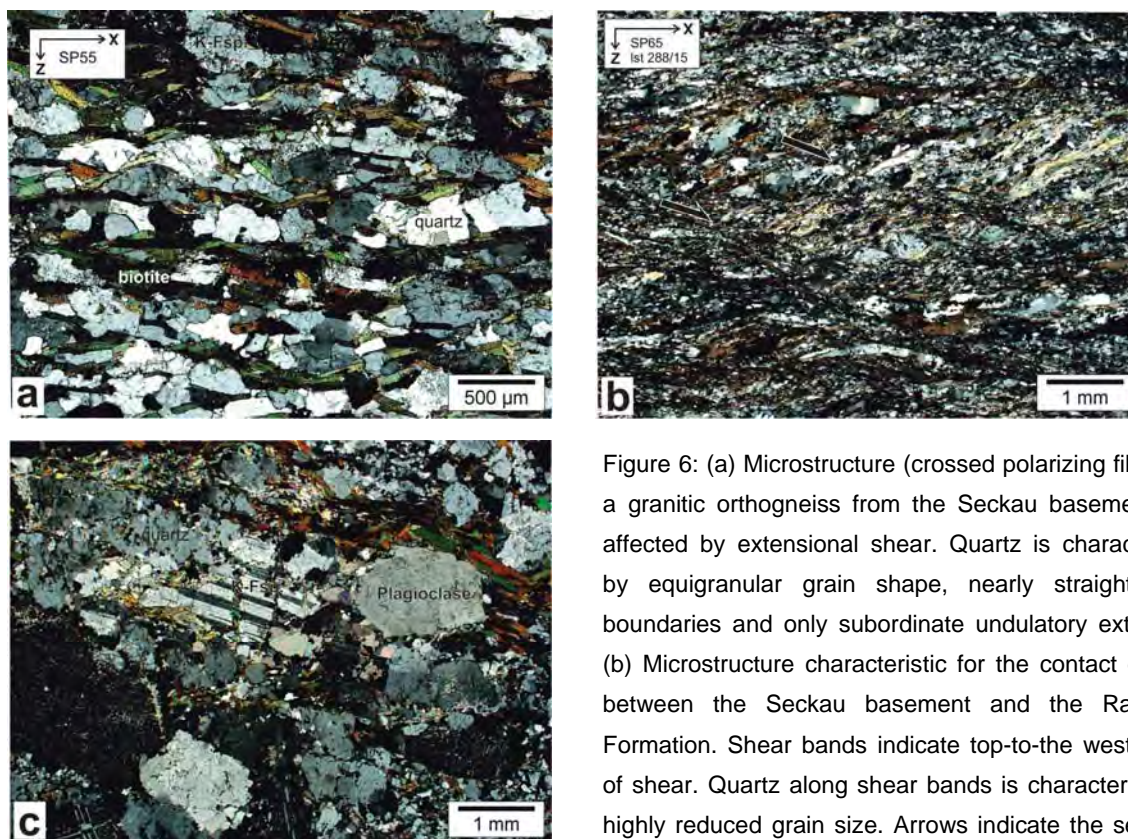


Figure 6: (a) Microstructure (crossed polarizing filters) of a granitic orthogneiss from the Seckau basement, not affected by extensional shear. Quartz is characterized by equigranular grain shape, nearly straight grain boundaries and only subordinate undulatory extinction. (b) Microstructure characteristic for the contact domain between the Seckau basement and the Rannach-Formation. Shear bands indicate top-to-the west sense of shear. Quartz along shear bands is characterized by highly reduced grain size. Arrows indicate the sense of shear.

(c) Microstructure of a granitic orthogneiss from the Seckau basement, immediately beneath the contact to the Rannach-Formation. Quartz is characterized by undulatory extinction and formation of multiple subgrains, Feldspar is characterized by undulatory extinction, bent twins, and fracturing.

## Alpine Evolution of the Seckau Complex

The Rb-Sr biotite age data range from 76 to 86 Ma, with eight samples showing ages between 84 and 86 Ma. A sample from Hochreichart mountain has an age of 80.6 Ma, another sample west of the Ingering valley yielded only 76.3 Ma. The latter seems to be exceptional as it is sampled only about 250 meters from sample SP81, which has an age of 84.3 Ma and as both samples showing a nearly identical mineralogical and chemical composition. It is obvious that both samples underwent the same cooling history and we attribute the small difference in age to a slight contamination by chlorite, grain size and/or weathering effects. According to Jäger (1979) Rb-Sr biotite-ages are interpreted to date cooling below  $300 \pm 50^\circ\text{C}$ . Therefore the investigated part of the Seckau Complex (Jäger, 1979) cooled down below  $\sim 300^\circ\text{C}$  at about 85 Ma in the Santonian.

An isochron calculated from all investigated whole rock analyses will not represent a geological meaningful age because most probably the rocks do not represent a cogenetic magmatic suite and therefore their melts will not have equilibrated at a certain time. However, the isochron indicates a Phanerozoic crystallisation because for older ages the

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

initial isotopic ratio of the isochron, as well recalculations for the individual data points yield values  $>0.704$  which are unrealistic for granitic rocks on earth. This conclusion is in line with conclusions published by Scharbert (1981) and Schermaier et al. (1997).

Referring to microstructural observations, the contact between the Seckau Complex and the Rannach-Formation was strongly overprinted by the formation of distinct shear zones that are characterised by extensional fabrics. Kinematics is characterized by conjugate sets of top-to-the-WNW and top-to-the-ESE

A comprehensive view of the ages and structural observations presented in this study shows that deformation temperatures overlap with the range of Rb-Sr biotite closure temperature. Therefore we assume that top-to-the WNW extensional shearing is related to exhumation of the Seckau Nappe and caused cooling below  $300\pm 50^{\circ}\text{C}$  at 85 Ma in the Late Cretaceous. This coincides with the formation of the Gosau sedimentary basins in the central Eastern Alps (Neubauer et al. 1995; Faupl and Wagreich, 2000).

The Rb-Sr biotite ages by Scharbert (1981), which are slightly younger have been measured on samples taken from the more southern part of the Seckauer Tauern and may indicate a trend to later cooling towards the south.

Ages from the Seckau Complex in the adjacent Gleinalm area in the southeast and from the Gaal Zone in the Bösenstein massif in the west give additional information. An  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  amphibole age measured on an eclogite amphibolite of the Spike Complex of the Gaal Zone yielded about 390 Ma (Faryad et al., 2002). This pre-Alpine age survived because metamorphic conditions determined for the northern part of the Silvretta-Seckau Nappe System are around  $500^{\circ}\text{C}$  in the range of the closure temperature of the K-Ar isotopic system in amphibole (von Blanckenburg and Villa, 1988; von Blanckenburg et al., 1989). In contrast an  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age from the Speik Complex in the Gleinalm area yielded  $95.4\pm 1.2$  Ma (Neubauer et al., 1995). This age reflects total reset of the K-Ar isotopic system in hornblende during eo-Alpine epidote-amphibolite facies metamorphism at  $550\text{-}600^{\circ}\text{C}$  at 0.9-1.0 GPa (Faryad and Hoinkes, 2003).

In the Gleinalm mountain range the Spike Complex is overlain by the Wölz and Rappold Complexes being parts of the Koralpe-Wölz Nappe System.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  muscovite ages from there are in the range of 84 to 87 Ma (Neubauer et al., 1995). These muscovite ages are in the range of the new Rb-Sr ages presented in this study. Despite the fact that the closure temperature of the Ar-isotopic system in white mica has been reported to be within a rather wider temperature range from ca.  $350^{\circ}\text{C}$  (Lips et al. 1998) to ca.  $450^{\circ}\text{C}$  (Hames and Bowring, 1994; Kirschner et al., 1996) and ca.  $500^{\circ}\text{C}$  (Hammerschmidt and Frank, 1991; Hames and Cheney, 1997) and depend on grain-size, chemical composition and cooling rate, it is higher than those for Rb-Sr in biotite (Jäger, 1979;  $300\pm 50^{\circ}\text{C}$ ). This indicates earlier cooling of the Seckau Nappe below  $350^{\circ}\text{C}$  within the Seckauer Tauern than in the Gleinalm mountain range.

Fission track data from the Gleinalm mountain range measured on sphene, zircon and apatite yielded ages of ca. 94 Ma, 65 Ma, and 34 Ma, respectively (Neubauer et al., 1995; Dunkl et al., 2005). The fission track ages therefore support the trend with earlier cooling in the Seckauer Tauern with respect to the Gleinalm mountain range: The zircon fission track age of 65 Ma representing cooling below partial annealing zone representing  $< 240^{\circ}\text{C}$  (e.g., Wöfler et al., 2010) is just slightly older than the apatite fission track ages from the Seckauer Tauern yielding 60-44 Ma (Hejl, 1997). The latter indicates that the northern part of the Seckau Complex cooled below the apatite fission track partial retention zone ( $120^{\circ} - 60^{\circ}\text{C}$ ;

Green et al., 1986; Wolf et al., 1996) in Oligocene times. The apatite fission track age from the Gleinalm is 34 Ma (Dunkl et al., 2005) and indicates cooling 25-30 Ma later than in the north.

Compared to the cooling path of the basement rocks in the Seckau Tauern described above, cooling of the adjacent Gleinalm mountain range southeast of the Seckau Tauern, appears to be more continuous (Fig. 7). The data set from the Gleinalm mountain range, however, is also more complete than those from the Seckauer Tauern. The question arises whether the Seckau and the Gleinalm domains of the Silvretta-Seckau Nappe System represent a continuous nappe sheet or two independent parts with a prominent shear zone in between which decoupled them during their exhumation. Based on mapping no major fault is known yet which could have caused the decoupling, until the sinistral Mur-Mürz fault developed during lateral extrusion of the Eastern Alps (Ratschbacher et al., 1991) during Miocene times. If this is the case the Seckau Complex was a south dipping element from Cretaceous until Paleogene time when extensional tectonics and/or pronounced erosion in the south caused a tilting in a more horizontal position.

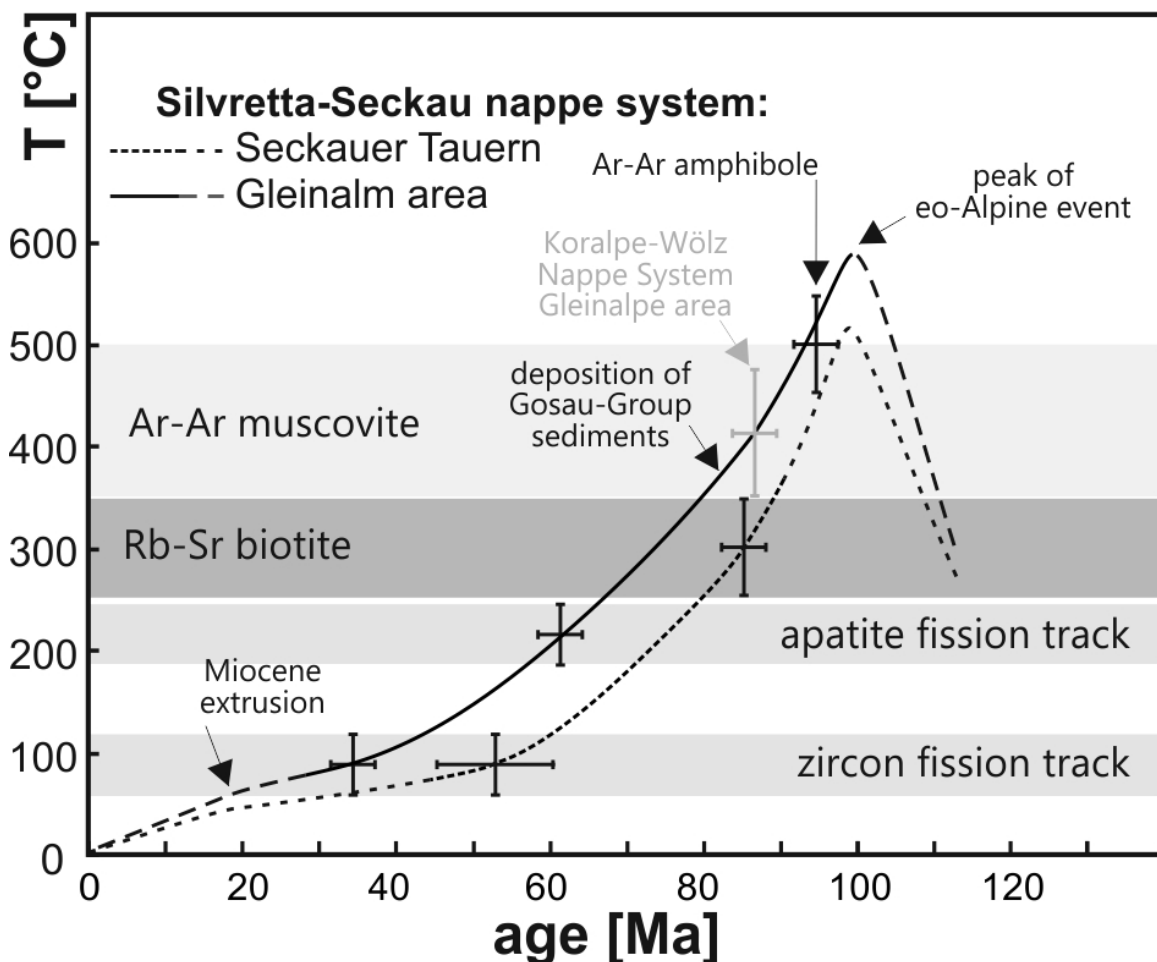


Figure 7: T-t paths for the different parts of the Seckau nappe: Rocks from Seckauer Tauern experienced eo-Alpine peak conditions and cooled earlier than those from the Gleinalm area. Diagram based on data from Dunkl et al. (2005), Faryad and Hoinkes (2001, 2003), Hejl (1997), Neubauer et al. (1995) and Scharbert (1981). For explanation see text.



## Description of Stops

### Site 1: Migmatized basement of the Seckau Complex

*Locality:* Steinmühle near Seckau (47°15'51"N; 14°45'30"E)

The metapelites (garnet-micaschists, biotite-plagioclase gneisses) of the pre-Alpine (probably pre-Variscan) basement of the Seckau Complex is partly migmatized. The migmatites mainly occur as banded gneisses with mm- to cm- thick layers of quartz, plagioclase, muscovite and biotite, and with blasts of garnet.

At this site, the migmatitic layering and the penetrative foliation is affected by tight folding with an approximately E-W- trending, subhorizontal fold axis (Fig. 8). The fold axis is subparallel to the stretching lineation. Pegmatite dykes that crosscut the migmatic layering are partly affected by folding (Fig. 9). Some pegmatite dykes, however, remain unfolded. All these fabrics are subsequently affected by open folds at a scale of several meters. The related fold axis is subparallel to the stretching lineation, too.

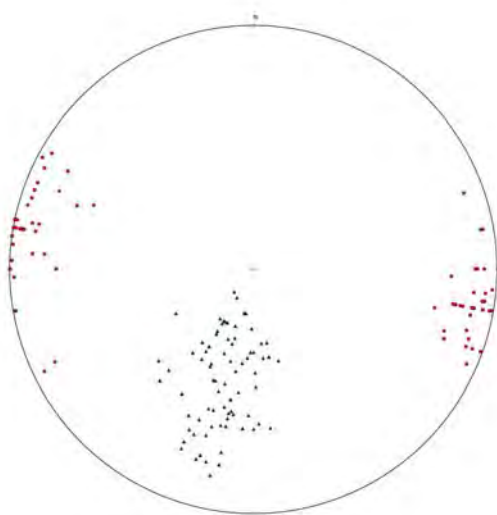


Figure 8: Orientation data of the penetrative foliation (circles, 92 data) and stretching lineation (red dots, 84 data) from paragneisses, micaschists and migmatite gneisses at site 4. The poles to the foliation form a girdle distribution that indicates folding around an E-W trending axis. Lower hemisphere, equal area plot.

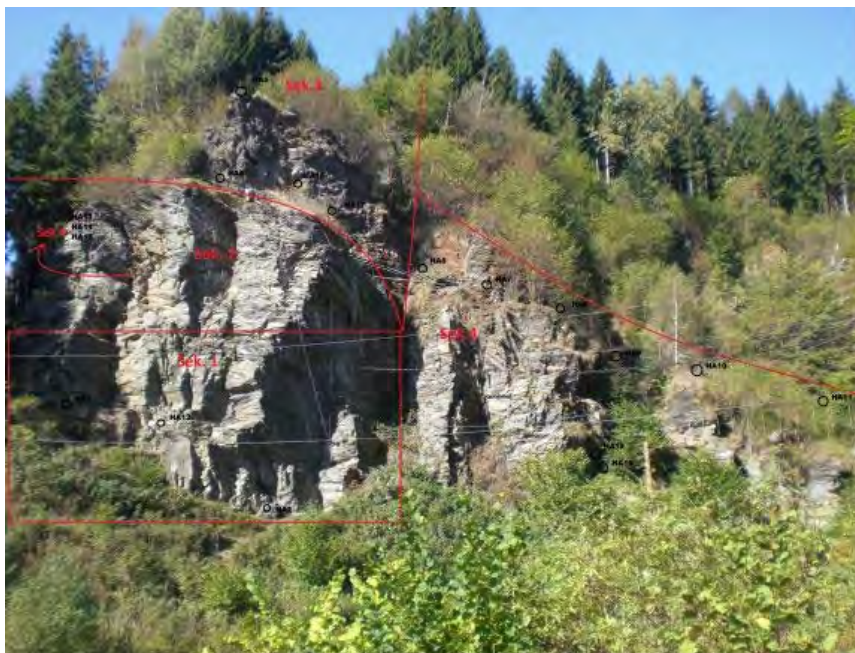


Figure 9: Panoramic view of site 1

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

## **Site 2: Grandiorite Gneiss, intruded by pegmatite dyke**

*Locality:* Vorwitzbach (47°17'57"N; 14°41'49"E)

At this site a granite gneiss is discordantly crosscut by a pegmatite dyke. Both are subsequently displaced along a subhorizontal faults zone with SE- directed displacement.

The rock forming mineralogical composition of the granite gneiss is K-Feldspar, biotite, plagioclase and quartz, with subordinate contents of muscovite and biotite. Myrmekite textures are common. The pegmatites are mainly composed of quartz, K-feldspar and biotite and muscovite.

Following the classification by Middlemost (1994) by application of the TAS diagram for plutonic rocks a sample (SP62) taken from this site is classified as granite. Geochemically, it can be classified as I-type granite with respect to Chappel and White (1974, 2001) (Pfungstl 2013) (Table 1).

A Rb-Sr biotite – whole rock isochron from this site indicates an age of 84.8 Ma (Fig. 5).

## **Site 3: Paragneisses and micaschists of the Seckau Complex**

*Locality:* Gaal, Roßbachgraben (47°17'07,50"N; 14°33'45"E)

The metapelites of the Seckau complex are highly variable. The lithologies range from biotite-rich (garnet-) micaschists to quartz- and plagioclase- rich paragneisses.

The mineral assemblage within the garnet- micaschists is characterized by quartz, plagioclase, biotite, chlorite and garnet. Commonly, biotite occurs along the penetrative foliation and within strain shadows around garnet. Both garnet and biotite show retrogression to chlorite (Fig. 10).

Additionally, biotite and/or chlorite occur as clasts of several millimeters in size, and are asymmetrically deformed to micafish, indicating a top-to-the west sense of shear (Fig. 11). Biotite and chlorite are arranged along shear bands as well and define an extensional crenulation cleavage that indicated top-to-the west sense of shear, too (Fig. 12).

Layers of meta-conglomerates are locally embedded within the micaschist. The thickness of these layers varies from a few decimeters to meters. Quartz pebbles within the meta-conglomerates have grain sizes of a few millimeters up to 5 centimeters and show a strong shape preferred orientation parallel to the penetrative foliation.

## **Site 4: Granite intrusion**

*Locality:* Rosenkogel (47°17'38"N; 14°33'06,50"E; ca. 1810 m)

The fine-grained micaschists at this site show variable contents of quartz within distinct layers spaced at cm- to dm- scale. The penetrative foliation is gently dipping towards the north to northeast. The micaschists are intruded by coarse grained granites, with K-feldspar up to 5 cm in size. The granites hardly show an internal deformational fabric. The granites are exposed for several tens of meters up to the top of the Rosenkogel (1918 m).

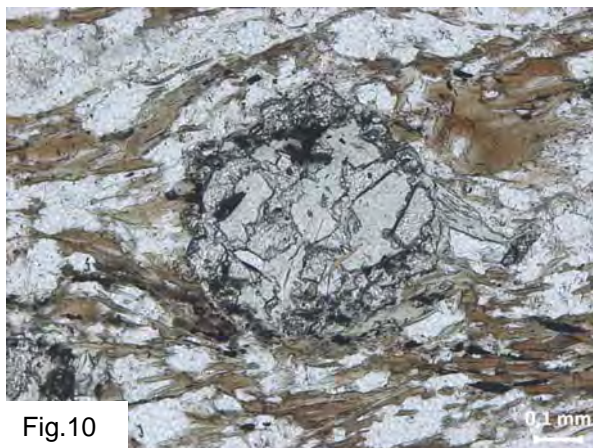


Fig.10

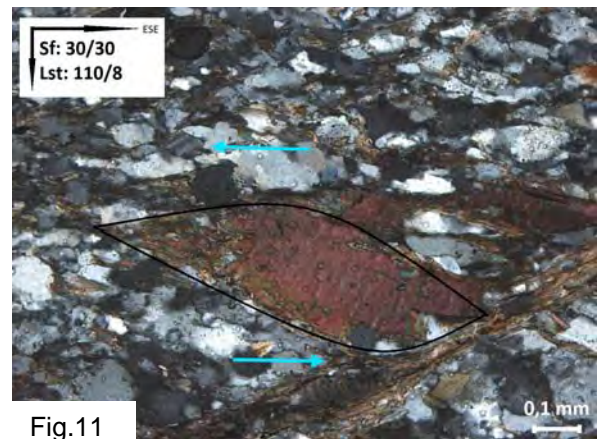


Fig.11

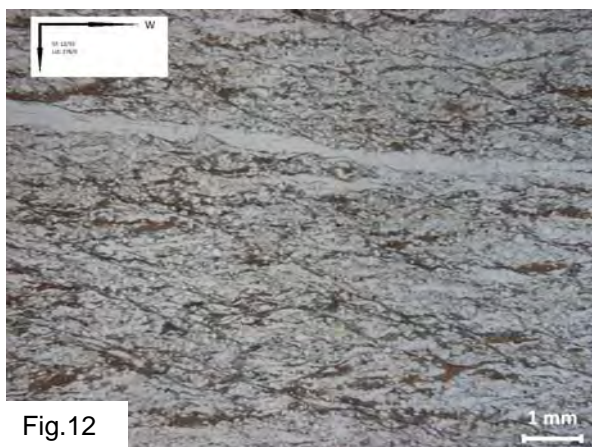


Fig.12

Figure 10: Microtexture of garnet micaschist from the Seckau basement, close to site 3. Biotite formed within strain shadows around garnet, garnet and biotite are transformed to chlorite.

Figure 11: Biotite micafish within garnet micaschist indicating top-to-the west sense of shear.

Figure 12: Extensional crenulation cleavage within garnet micaschist indicating top-to-the west sense of shear.

## Appendix

Table 1: Sites of samples analysed for Rb-Sr geochronology on biotite.

Sample	Latitude	Longitude	Altitude (m)	type	Lithology
SP53	47°21.383'	14°47.201'	1455	S-type	granite gneiss; slightly foliated
SP54	47°21.383'	14°47.201'	1455	S-type	orthogneiss. coarse grained
SP56	47°21.450'	14°47.429'	1443	S-type	granodiorite
SP58	47°20.940'	14°48.544'	1482	I-type	granodiorite
SP59	47°20.940'	14°48.544'	1482	I-type	monzodiorite
SP60	47°21.093'	14°48.143'	1447		basic dike
SP62	47°18.016'	14°41.856'	1145	S-type	granite gneiss, coarse grained; migmatic
SP79	47°21.811'	14°40.899'	2416	S-type	granite gneiss
SP80	47°19.695'	14°37.436'	1989	I-type	granodiorite gneiss
SP81	47°19.571'	14°37.657'	2038	I-type	granodiorite gneiss

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

Table 2: Results of Rb-Sr analysis.

Sample	Material	Rb [ppm]	Sr [ppm]	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	2Sd(m)	age
SP53	WR	108.1	168.3	1.8612	0.714706	0.000004	86.4 ± 0.9
	Bt	628.2	31.48	58.163	0.782542	0.000005	
SP54	WR	90.93	317.5	0.8290	0.710423	0.000004	85.4 ± 0.8
	Bt	535.0	18.40	84.986	0.810618	0.000005	
SP56	WR	100.8	267.3	1.0924	0.712816	0.000004	85.3 ± 0.8
	Bt	438.5	5.442	239.79	0.996507	0.000006	
SP58	WR	72.97	470.4	0.4490	0.708325	0.000004	84.9 ± 0.8
	Bt	356.1	7.182	145.92	0.880531	0.000005	
SP59	WR	74.66	539.5	0.4005	0.708124	0.000004	83.7 ± 0.8
	Bt	287.1	6.571	128.27	0.857332	0.000004	
SP60	WR	78.78	945.7	0.2411	0.706782	0.000004	85.3 ± 0.8
	Bt	298.9	10.19	85.705	0.807810	0.000008	
SP62	WR	118.8	130.4	2.6421	0.724216	0.000004	84.8 ± 0.8
	Bt	619.9	1.194	1815.0	2.837138	0.000015	
SP79	WR	121.9	86.14	4.1077	0.735010	0.000004	80.6 ± 0.8
	Bt	680.1	7.168	283.76	1.049251	0.000006	
SP80	WR	74.69	549.5	0.3934	0.707748	0.000004	76.3 ± 0.8
	Bt	401.5	5.531	214.73	0.935750	0.000005	
SP81	WR	89.93	647.0	0.4022	0.707143	0.000004	84.3 ± 0.8
	Bt	452.5	5.280	255.25	1.006528	0.000006	

Table 3: Chemical composition of selected rocks from Untere Bodenhütte area (SP53-SP78). Ingering Gaal (SP62-SP81). and a mafic dike from Feistritz valley

Sample	SP53	SP54	SP56	SP58	SP59	SP78	SP62	SP79	SP80	SP81	SP60
Petrology	Orthogneiss	Orthogneiss	Orthogneiss	Porph. Granitoid	Porph. Granitoid	Ms-orthogneiss	Bt-orthogneiss*	Bt-orthogneiss*	Bt-orthogneiss	Bt-orthogneiss	Mafic dike
SiO2	70.30	68.45	64.48	63.58	59.14	74.76	69.22	71.24	65.54	63.96	54.41
TiO2	0.38	0.50	0.73	0.84	1.01	0.21	0.45	0.39	0.66	0.70	1.20
Al2O3	14.83	15.25	16.18	16.19	17.06	13.08	15.31	14.00	15.57	16.41	18.07
Fe2O3	2.40	3.27	5.55	5.04	6.47	2.12	3.24	2.85	4.13	4.34	7.52
MnO	0.038	0.055	0.111	0.074	0.127	0.026	0.058	0.047	0.085	0.072	0.139
MgO	0.98	1.04	2.11	1.38	2.58	0.36	0.97	0.72	1.60	1.66	3.40
CaO	1.24	2.03	2.25	3.65	4.89	0.25	1.69	0.95	2.95	3.66	6.30
Na2O	4.14	4.06	3.59	3.41	3.58	3.47	3.55	3.46	4.44	4.15	3.57
K2O	2.86	2.73	2.35	2.95	2.45	3.35	3.44	4.03	2.56	2.57	2.69
P2O5	0.166	0.215	0.124	0.378	0.321	0.123	0.092	0.152	0.231	0.246	0.544
LOI	1.61	1.10	1.60	1.23	1.13	1.04	0.73	1.13	0.82	1.03	0.87
Sum	99.09	98.95	99.28	99.05	99.02	98.93	98.94	99.14	98.85	99.03	99.03
Ba	650	902	478	1454	852	349	558	706	1108	925	1187
Ce	62	83	61	126	95	64	53	73	82	102	157
Cr	<20	<20	48	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Cu	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ga	20	21	20	25	21	15	21	19	18	23	23
Nb	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	26	<20	<20	<20
Nd	50	34	25	54	58	25	35	47	48	41	60
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Pb	<20	<20	32	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	26
Rb	107	94	105	74	77	141	123	123	75	84	78
Sr	164	308	262	455	522	58	128	82	531	640	911
V	37	49	98	85	139	<20	41	35	73	75	155
Y	20	19	24	18	27	32	33	50	25	25	33
Zn	28	53	109	71	82	23	54	30	84	77	105
Zr	166	209	160	308	224	110	166	262	216	223	271

\* S-type affinity

## References

- Becker, L.P., 1979. Erläuterungen zu Blatt 162 Köflach. - Geologische Karte der Republik  
 Becker, L.P., 1979. Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 162 Köflach. Geologische Bundesanstalt, Wien.  
 Chappell B. W., White A. J. R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences, 48, 489–499.  
 Chappell B. W., White A. J. R., 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8, 173–174.  
 Dal Piaz, G. V., Martin, S., Villa, I. M., Gosso, G., Marschalko, R., 1995. Late Jurassic blueschist facies pebbles from the Western Carpathian orogenic wedge and paleostructural implications for western Tethys evolution. Tectonics, 14, 874-885..



Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

- Dallmeyer, R. D., Neubauer, F., Fritz, H., 2008. The Meliata suture in the Carpathians: regional significance and implications for the evolution of high-pressure wedges within collisional orogens. Geological Society, London, Special Publications, 298, 101-115.
- 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 (Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft), 98, 92-105.
- Faupl, P., Wagreich, M., 2000. Late Jurassic to Eocene Palaeogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. Mitt. Österr. Geol. Ges., 92, 79-94.
- Faryad, S. W., Hoinkes, G., 2001. Alpine Chloritoid and Garnet from the Hochgrössen Massif (Speik Complex, Eastern Alps). Mitt. Österr. Mineral. Ges., 146, 387-396.
- Faryad, S. W., Hoinkes, G., 2003. P-T gradient of Eo-Alpine metamorphism within the Austroalpine basement units east of the Tauern Window (Austria). Mineralogy and Petrology, 77, 129-159.
- Faryad, S.W., Melcher, F.; Hoinkes, G., Puhl, J., Meisel, T., Frank, W., 2002. Relics of eclogite facies metamorphism in the Austroalpine basement, Hochgrössen (Speik complex), Austria. Mineralogy and Petrology, 74, 49-73.
- Flügel, H. W., Neubauer, F. R., 1984. Geologische Karte der Steiermark 1:200.000. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Frank, W., 1987. Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. In: Flügel, H. W., Faupl, P. Geodynamics of the Eastern Alps. 379-406. Vienna, Deuticke.
- Frisch, W., Gawlick, H.-J., 2003. The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion - a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. Int. J. Earth Sci., 92, 712-727.
- Froitzheim, N., Plasienska, D., Schuster, R., 2008. Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. In: McCann, T. The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. 1141-1232.
- Froitzheim, N., Schmid, S. M., Frey, M., 1996. Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. Eclogae geol. Helv., 89, 81-110.
- Green II, H. W., Dobrzynetskaya, L., Riggs, E. M., Jin, Z. M., 1997. Alpe Arami: a peridotite massif from the Mantle Transition Zone? Tectonophysics, 279, 1-21.
- Hames, W. E., Browning, S. A., 1994. An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. Earth Planet. Sci. Lett., 124, 161-167.
- Hames, W. E., Cheney, J. T., 1997. On the loss of <sup>40</sup>Ar\* from muscovite during polymetamorphism. Geochim. Cosmochim. Acta, 61, 3863-3872.
- Hammerschmidt, K., Frank, E., 1991. Relics of high pressure metamorphism in the Lepontine Alps (Switzerland) - <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and microprobe analyses on K-micas. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 71, 261-274.
- Handy, M. R., Oberhänsli, R., 2004. Explanatory notes to the map: metamorphic structure of the Alps: age map of the metamorphic structure of the Alps - tectonic interpretation and outstanding problems. Mitt. Österr. Min. Ges., 149, 201-225.
- Hejl, E., 1997. 'Cold spots' during the Cenozoic evolution of the Eastern Alps: thermochronological interpretation of apatite fission-track data. Tectonophysics, 272, 159-173.
- Hoinkes, G., Koller, F., Demeny, A., Miller, CH., Schuster, R., Thöni, M., Kurz, W., Krenn, K., Walter, F., 2010. Metamorphism in the Eastern Alps.- Acta Mineralogica-Petrographica, Field Guide Series, 1, 1-47,
- Jäger, E., 1979. Introduction to Geochronology. In: Jäger, E., Hunziger, J.C. (Eds): Lectures in Isotopegeology, 1-12, Springer, Berlin Heidelberg New York.
- Kirschner, D. L., Cosca, M. A., Masson, H., Hunziker, J. C., 1996. Staircase <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar of fine-grained white mica: Timing and duration of deformation and empirical constraints on Argon diffusion. Geology, 24, 747-750.
- Ludwig, K.R., 2001. Isoplot/Ex rev.2.49: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. - Berkeley Geochronology Center Special Publication N0. 1a.
- Ludwig, K.R., 2003. Isoplot/Ex version 3.0. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Centre Special Publication, Berkeley, 70 p.
- Metz, K., 1967. Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 130-131 Oberzeiring-Kalwang. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Metz, K., 1976. Der geologische Bau der Seckauer und Rottenmanner Tauern. Jahrb. Geol. B.-A., 119, 151-205.
- Metz, K., 1976. Der geologische Bau der Wölzer Tauern. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 106, 51-75.
- Metz, K., 1979. Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 129 Donnersbach. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Middlemost, E. A. K., 1994. Naming materials in magma/igneous rock system. Earth Sci. Rev., 37, 215-224.
- Missoni, S., Gawlick, H.-J., 2010. Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden; Austroalpine, Germany). Int. J. Earth. Sci (Geol. Rundsch.), DOI 10.1007/s00531-010-0552-z.
- Nagel, T., 2006. Structure of Austroalpine and Penninic units in the Tilisuna area (Eastern Rhätikon, Austria): Implications for the paleogeographic position of the Allgäu and Lechtal nappes. Eclogae.geol. Helv., 99, 223-235.
- Neubauer, F., 1988. Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). Abh. Geol. B.-A., 42, 1-137.
- Neubauer, F., 1994. Kontinentkollision in den Ostalpen. Geowissenschaften, 12, 136-140.
- Neubauer, F., 2002. Evolution of late Neoproterozoic to early Paleozoic tectonic elements in Central and Southeast European Alpine mountain belts: review and synthesis. Tectonophysics, 352, 87-103.

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

- Neubauer, F., Dallmeyer, R. D., Dunkl, I., Schirnig, D., 1995. Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. *Tectonophysics*, 242, 79-98.
- Neubauer, F., Genser, J., Handler, R., 2000. The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92. 117-134.
- Neubauer, F., Hoinkes, G., Sassi, F.P., Handler, R., Höck, V., Koller, F., Frank, W., 1999. Pre-Alpine metamorphism in the Eastern Alps. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79. 41-62, Zürich.
- Nowotny, A., Pestal, G., Rockenschaub, M.J., 1993. Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone als schwächer metamorpher Anteil des Silvrettakristallins. - *Jb. Geol. B.-A.*, 135, 867-872, Wien.
- Pfingstl, S., 2013. Tektonische und metamorphe Entwicklung des Seckauer Kristallins.- Masterarbeit, Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Graz, 121 pp.
- Plasienska, D., 1995. Passive and active margin history of the northern Tatricum (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Rundsch.*, 84, 746-760.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Neubauer, F., Schmid, S. M., Neugebauer, J., 1989. Extension in compressional orogenic belts. The eastern Alps. *Geology*, 17, 404-407.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H.-G., Merle, O., 1991. Lateral Extrusion in the Eastern Alps. Part 2: Structural Analysis. *Tectonics*, 10, 257-271.
- Scharbert, S., 1981. Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 27, 173-188.
- Schermaier, A., Haunschmid, B., Finger, F., 1997. Distribution of Variscan I- and S-type granites in the Eastern Alps. a possible clue to unravel pre-Alpine basement structures. *Tectonophysics*, 272, 315-333.
- Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., Ustaszewski, K., 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 139-183.
- Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae geol. Helv.*, 97, 93-117.
- Schnabel, W., 1980. Permomesozoikum in den zentralen Ostalpen: Zentralalpin (Mittelostalpin), Oberostalpin incl. Zentralalpine Gosau mit Eozän, mittlerer und östlicher Teil (Abb.). In: Oberhauser, R. (Ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs*. Springer Verlag, Wien New York, 406-407.
- Schubert, G., Berka, R., Philippitsch, R. 2009. Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs 1:500.000 In: Arbeitstagung 2007 der Geologischen Bundesanstalt Blatt 67 Grünau im Almtal und Blatt 47 Ried im Innkreis: Linz, 7. - 11. Mai 2007
- Schuster, R., Koller, F., Hoeck, V., Hoinkes, G., Bousquet, R., 2004. Explanatory notes to the map: Metamorphic structure of the Alps - Metamorphic evolution of the Eastern Alps. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 149, 175-199.
- Stüwe, K., Schuster, R., 2010. Initiation of Subduction in the Alps: Continent or Ocean? - *Geology* 38, 175-178, doi: 10.1130/G30528.
- Thöni, M., Jagoutz, E., 1992. Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, SE Austria). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 347-368.
- Thöni, M., Jagoutz, E., 1993. Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern alps: bearing on Alpine orogenesis. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 73, 177-189.
- Thöni, M., Müller, C., Blichert-Toft, J., Whitehouse, M. J., Konzett, J., Zanetti, A., 2008. Timing of high-pressure metamorphism and exhumation of the eclogite type-locality (Kupplerbrunn-Prickler Halt, Saualpe, south-eastern Austria): constraints from correlations of the Sm-Nd, Lu-Hf, U-Pb and Rb-Sr isotopic systems. *J. metamorphic Geol.*, 26, 561-581.
- Tollmann, A., 1977. *Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen*. 766 pp, Deuticke, Wien.
- von Blanckenburg, F., Villa, I.M., 1988. Argon retentivity and argon excess in amphiboles from the garbenschists of the Western Tauern Window, Eastern Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 1-11.
- von Blanckenburg, F., Villa, I.M., Baur, H., Morteani, G., Steiger, R.H., 1989. Time Calibration of a PT-path from the Western Tauern Window, Eastern Alps: the problem of closure temperatures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 1-11.
- Wölfler, A., Kurz, W., Danisik, M., Rabitsch, R., 2010. Dating of fault zone activity by apatite fission track and apatite (U-Th)/He thermochronometry: a case study from the Lavanttal fault system (Eastern Alps). *Terra Nova*, 22, 274-282.
- Wolf, R. A., Farley, K. A., Silver, L. T., 1996. Helium diffusion and low temperature thermochronometry of apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 4231-4240.

## Excursion 2

### Neogene of the Styrian Basin

Markus Reuter, Werner, E. Piller

Institut für Erdwissenschaften, Universität Graz, NAWI Graz, Heinrichstrasse 26, 8010 Graz, Austria

#### Introduction

The Styrian Basin, as a subbasin of the Pannonian Basin System, established during the Neogene at the eastern margin of the Eastern Alps. It is about 100 km long, about 60 km wide and contains Neogene sediments of about 4 km thickness. The basin is divided into several small subbasins such as the Western Styrian Basin, the Mureck Basin, the Gnas Basin, and the Fürstenfeld Basin. It is separated from the Pannonian Basin by the South Burgenland Swell and is internally structured by the Middle Styrian Swell and the Auersbach Swell (Fig. 1). An overview of the tectonic evolution of the Styrian Basin is provided by Sachsenhofer (1996).

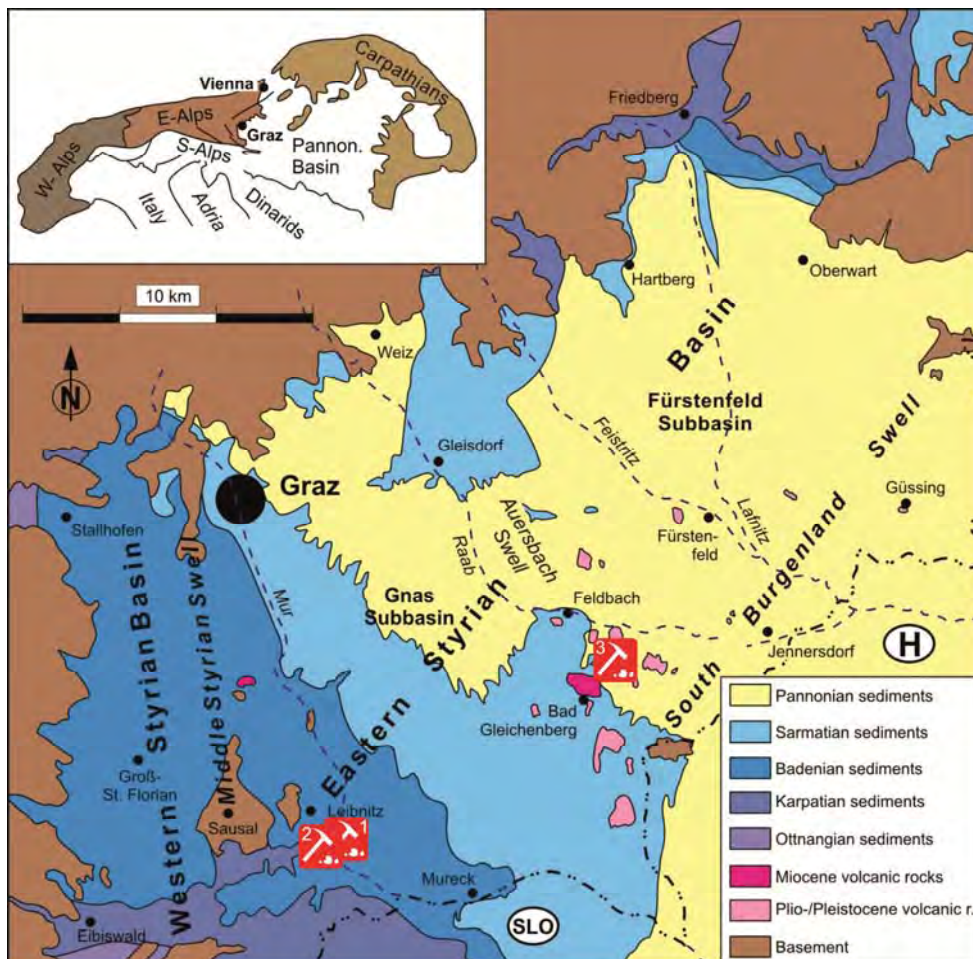


Figure 1: Geological map of the Styrian Basin (Gross et al., 2007) showing the position of the visited localities (hammer symbols: 1 = Brickyard Wagna, 2 = quarry Retznei, 3 = clay pit Mataschen).

Paleogeographically the Styrian Basin was part of the Central Paratethys. Reaching from Bavaria in the West to the Carpathian Mountains in the East, this shallow epicontinental sea originated during the latest Eocene and Early Oligocene due to the rising Alpine island changes which acted as geographic barriers (Rögl, 1998). Geodynamic changes related to the convergence of the Afro-Arabian and Eurasian plates superimposed by sea level fluctuations initiated a complex pattern of changing seaways and landbridges between the Central, Western and Eastern Paratethys, the Mediterranean Sea and the Indian Ocean. This caused the biogeographic separation of the Central Paratethys and required the establishment of regional chronostratigraphic stages (Fig. 2). Times of open connections of the Paratethys with adjacent oceans (e.g., middle Miocene Badenian regional stage) are reflected by a very low rate of endemism (Harzhauser and Piller, 2007). During these phases, the exchange of plankton allows a biostratigraphic correlation with coeval Mediterranean areas. In contrast, phases of total or partial isolation coincide with considerable endemisms and usually also with a near-complete breakdown of all biostratigraphically relevant planktonic groups. In the Central Paratethys, the Sarmatian and Pannonian regional stages represent phases of apparently complete isolation; their correlation to Mediterranean records has been controversial since decades (see Papp et al., 1974, 1985; Stevanović et al., 1990; Lirer et al., 2009 for discussions). A summary of the lithostratigraphic units in the Styrian Basin and their chronostratigraphic correlation is given in Fig. 2.

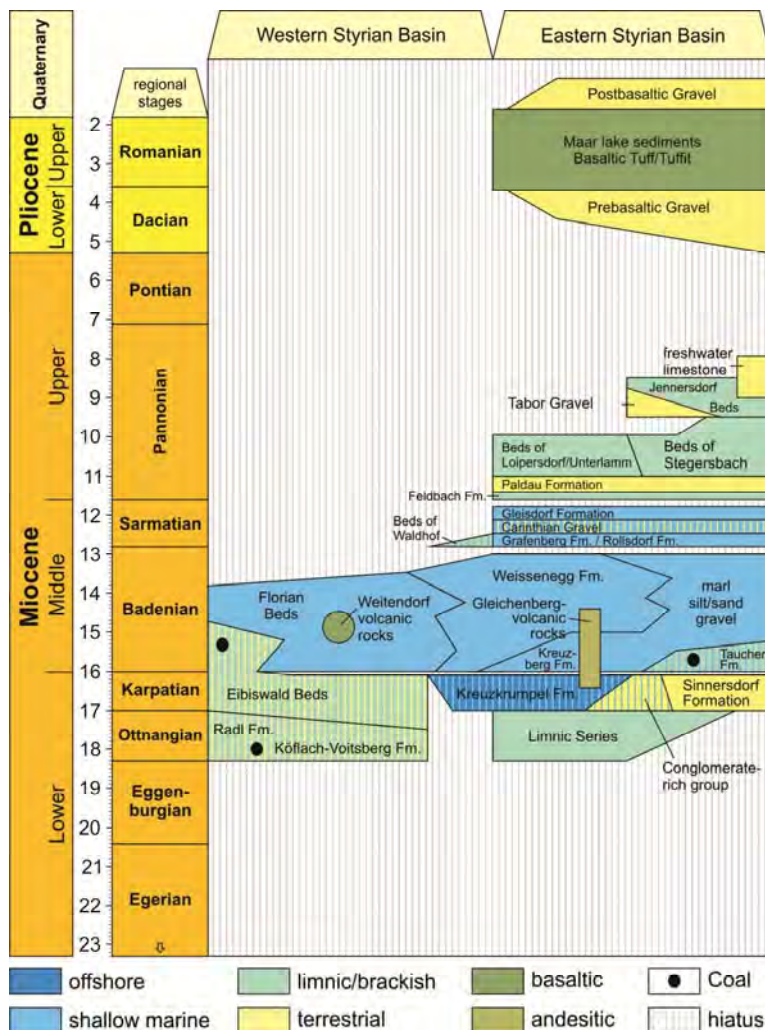


Figure 2: Stratigraphic chart of the Styrian Basin (Gross et al., 2007).



Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

## 1.1. Early Miocene

### 1.1.1. *Ottnangian*

Basin fill started in the Early Miocene with limnic-fluvial sediments (red soils, breccias, marls with coal seams and conglomerates) of the “Limnic Series” and alluvial fan and delta sediments (e.g., Radl Formation, „Lower Eibiswald Beds“, „Beds of Naas“, „Breccia of Zöbern“) deposited in proximal settings (e.g., Bay of Eibiswald, Weiz, Friedberg-Pinkafeld; Kollmann, 1965, Stingl, 1994; Fig. 3A). These continental deposits are poorly dated except of coal-bearing, limnic-fluvial sediments in the Bay of Stallhofen (Köflach-Voitsberg Formation), which can be assigned to the Ottnangian regional stage by integrated bio- and magnetostratigraphy (Haas et al., 1998; Steininger et al., 1998). The Köflach-Voitsberg Formation contains also the oldest tuffs of the Styrian Basin (Ebner et al., 2000).

### 1.1.2. *Karpatian*

The Karpatian was a time of increased tectonic activity, which caused the differentiation in an eastern and a western subbasin by the uplift of the middle Styrian and Leibnitz swells. Strong subsidence led to rapid drowning of the Eastern Styrian Basin resulting in several hundred meters thick marine mud- and siltstones with sandy, turbiditic intercalations (“Styrian Schlier” or Kreuzkrumpel Formation; Friebe, 1990; Schell, 1994; Rögl et al., 2002; Fig. 3B). The Trans-Tethyan Trench Corridor provided a marine connection with the Western Tethys/Proto-Mediterranean Sea via Slovenia at this time (Rögl, 1998). Eruptive volcanism also occurred in the Eastern Styrian Basin in response to extensional tectonics (Balogh et al. 1994; Slapansky et al. 1999), producing a volcanic island complex. Its major eruptive center was a 500 km<sup>2</sup> by 1,000-m-thick shield volcano in the area of Bad Gleichenberg (Fig. 3B).

In contrast, limnic-fluvial sedimentation continued in the Western Styrian Basin (Fig. 3B). Fluvial fan sediments (Sinnertsdorf Formation; Nebert, 1985) dominate the Bay of Friedberg - Pinkafeld and are supposed to extend into the Fürstenfeld Subbasin (Goldbrunner, 1988). Limnic-deltaic sediments north of the Bay of Stallhofen („Conglomerate of Stiwoll“; Flügel, 1975) and fine-clastics with bentonites in the Bay of St. Florian are also questionably assigned to the Karpatian (Kollmann, 1965; Ebner and Sachsenhofer, 1991). Distal delta slope environments at the transition of Western and Eastern Styrian Basin are characterised by subaquatic mass flows („Arnfels Conglomerates“, „Leutschach Sands“; Winkler, 1927a).

The tectonic activity increased at the end of the Karpatian and caused block tilting and unconformities in shallow water areas (Wagna, Retznei, Katzengraben/Spielfeld) across the Early/Middle Miocene boundary (Styrian Tectonic Phase; Stille, 1924).

## 1.2. Middle Miocene

### 1.2.1. *Badenian*

During the Badenian a stable seaway (Trans-Tethyan Trench Corridor) via Slovenia as well as intermittent seaways into eastern directions connected the Pannonian Basin System with the Mediterranean Sea (Piller et al., 2007). These connections enabled three marine transgressions into the Central Paratethys that correlate with the TB 2.3–2.5 sea level cycles of Haq et al. (1988) (Strauss et al., 2006). Facilitated by the open seaways and warm climate of the Middle Miocene Climate Optimum (ca. 17–15 Ma), tropical coral reef ecosystems

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

extended northwards into the Central Paratethys Sea during the Badenian for the only time in the Neogene (Esteban, 1996; Perrin and Bosellini, 2012). These marginal reef coral communities are generally low diverse (usually less than 5 genera at the same site) and characterized by a low framework-building capacity. Non-framework forming coral communities and coral carpets dominated while higher diverse (up to 10 coral genera at the same site) coral patch reefs formed just briefly during the climax of the Middle Miocene Climate Optimum along the western coast (Styrian, Slovenian, Vienna basins) and spatially restricted to areas sheltered from siliciclastic input like the middle Styrian Swell or the isolated Leitha Mountains carbonate platform in the Vienna Basin (Riegl and Piller, 2000a, b; Perrin and Bosellini, 2012; Wiedl et al., 2013).

During the Badenian marine sediments reached its largest extent in the Styrian Basin despite a reduced subsidence (Friebe, 1990; Rögl, 1998; Kováč et al., 2004; Fig. 3C). In the Western Styrian Basin limnic-fluvial (“Eibiswald Beds”, “Beds of Rein”, Stallhofen Formation) and lagoonal (“Beds of St. Florian”) sedimentation prevailed at this time (Rolle, 1855; Hilber, 1878; Ebner and Gräf, 1979; Ebner and Stingl, 1998; Hiden and Stingel, 1998; Ebner et al., 2000; Gruber et al., 2003; Fig. 3C). Coarse-clastics (“Schwanberg Beds”) at the western margin of the basin point to the uplift of the basement (Nebert, 1989). At the northeastern margin of the basin (Bay of Friedberg-Pinkafeld, Fürstenfeld Subbasin) conglomerates, coralline limestones and paralic coals (Tauchen Formation) formed in shallow marine-deltaic environments (Nebert, 1985; Fig. 3C).

In areas of low terrigenous sedimentation, such as the Middle Styrian Swell, South Burgenland Swell and around shield volcanoes, the early Badenian transgression promoted the wide-spread development of coralline algal limestones and coral patch reefs (Fig. 3C). These carbonates and associated shallow marine siliciclastics are integrated in the Weissenegg Formation (Friebe, 1990) and interfinger with coarse-siliciclastic, deltaic deposits of the Kreuzberg Formation. Deeper water sedimentation of marine muds and turbidites characterizes central parts of the basin. The Gleichenberg volcano remained active in the Early Badenian but the eruptive center shifted to the north (Ilz-Walkersdorf). Another important shield volcano, extending ca. 125 km<sup>2</sup> and 200–300 m thick, formed on the Middle Styrian Swell at this time (Weitendorf volcanics; Slapansky et al., 1999; Fig. 3C).

A regression at the Badenian/Sarmatian, which corresponds with a global sea-level fall (Harzhauser and Piller, 2004a, b), caused the erosion and the progradation of fluvial (“Eckwirt Gravels”) and deltaic sediments (Dillach Member of the Weissenegg Formation; Friebe, 1990).

### 1.2.2. Sarmatian

During the upper Middle Miocene Sarmatian Stage the Paratethys Sea formed a huge inland sea which was nearly completely disconnected from the Mediterranean Sea. This strong isolation caused serious environmental changes, which were critically evaluated in the last years (Latal et al., 2004; Harzhauser and Piller, 2004a; Piller and Harzhauser, 2005). Traditionally, the Sarmatian was interpreted as transitional from the marine Badenian Sea towards the temperate-freshwater environments of Lake Pannon (Papp, 1954, 1956). This interpretation was mainly based on the absence of stenohaline biota such as radiolaria, planktic foraminifera, corals and echinoderms (Steininger and Wessely, 2000), which disappeared at the Badenian/Sarmatian boundary. New microfacial, palaeontological and

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

geochemical data, however, clearly point to marine waters for the entire Sarmatian along the western margin of the Pannonian Basin System (Piller and Harzhauser, 2005).

During the Early Sarmatian siliciclastic sedimentation prevailed in the Styrian Basin and the basin margin was affected by the drainage systems from the Alps. The gastropod *Mohrensternia* and the bivalve *Crassostrea* flourished in resultant hyposaline coastal environments (Rollsdorf Formation, Harzhauser and Piller, 2004b). For the central part of the basin small bryozoan-serpulid buildups that developed in the Bay of Friedberg-Pinkafeld (Grafenberg Formation) or close to the South Burgenland Swell (Klapping/St. Anna) indicate, however, normal marine conditions (Harzhauser and Piller, 2004a; Fig. 3D). The absence of many stenohaline marine biota (e.g., corals and echinoderms) at this time may be related to the sea level drop at the Badenian/Sarmatian boundary, which together with tectonic activities probably interrupted seaways into the Mediterranean/Indo-Pacific (Rögl, 1996) and prohibited re-immigration of these biota (Piller and Harzhauser, 2005). The “Carinthian Gravel” at the top of the Grafenberg Formation indicates a regressive phase following the formation of the carbonates (Winkler, 1927b; Skala, 1967).

During the Late Sarmatian a highly productive carbonate factory of oolite shoals, mass-occurrences of thick-shelled molluscs and larger foraminifera, as well as marine cements clearly point to shallow, normal marine to hypersaline, carbonate supersaturated conditions (Piller and Harzhauser, 2005). The fully marine to hypersaline conditions in the Late Sarmatian seem to be related with an opening of a seaway into the Mediterranean Sea as indicated by the sudden appearance of certain molluscs (*Gibbula buchi*, *Jujubinus turricula*, *Mitrella agenta*) in the Central Paratethys Sea (Piller and Harzhauser, 2005). In the Styrian Basin this episode is represented by the Gleisdorf Formation (Friebe, 1994), which comprises cyclic successions of silts, sands and oolites (Waltra Member), and marly limestones (Löffelbach Member). Alluvial fan sediments (basal parts of the “Puch Gravels”) and limnic-fluvial, partly coal-bearing deposits in the Bay of Weiz (“Lower coal-bearing Beds of Weiz”) and north of Graz are doubtfully assigned to the upper Sarmatian (Flügel, 1975; Moser, 1986; Krainer, 1987a).

### 1.3.1. Late Miocene

### 1.3.2. Pannonian

The complete restriction of the Central Paratethys around the Middle/Late Miocene boundary gave rise to the Lake Pannon, which covered an area of c. 290,000 km<sup>2</sup> by a maximum water depth of ca. 800 m at its maximum extent (ca.10–9 Ma; Kázmér, 1990; Magyar et al., 1999; Rögl, 1999; Harzhauser and Piller, 2007; Harzhauser and Mandic, 2008). However, it remains controversial if a glacio-eustatic sea level fall or tectonic uplift of the Carpathians caused the isolation of Lake Pannon (Lirer et al., 2009; Vasiliev et al., 2010). In the early phase (Fig. 3E) the lake water was brackish, slightly alkaline and slowly freshening due to its marine origin (Harzhauser et al., 2007). Influenced by the dry latest Middle Miocene climate the lake initially represented a meromictic system, but switched into a monomictic one during the middle Pannonian due to increasing precipitation (Harzhauser et al., 2007; Böhme et al., 2008, 2011). Astronomically forced climatic changes have modulated this development (Juhász et al., 1997; Sacchi and Müller, 2004; Jiménez-Moreno et al., 2005; Harzhauser et al., 2007, 2008; Lirer et al., 2009). A few highly euryhaline mollusc (Dreissenidae, Lymnocypridae) and ostracod (Cytherideidae, Hemicytheridae) groups managed to survive

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

the radical environmental change from Central Paratethys to Lake Pannon. These faunal relics and new freshwater immigrants gave rise to endemic lineages, which are used for regional biostratigraphic zonation (Papp, 1951; Kollmann, 1960; Daxner-Höck, 1996; Müller et al., 1999; Gross, 2000).

The Pannonian sedimentary succession starts with coarse-clastics with some coaly interbeds, ("Mühldorf Gravel", "Lignites of Feldbach", "Sandy bed with *Melanopsis impressa*"), which are discordantly overlying Sarmatian deposits (Stiny, 1918; Winkler, 1927c; Winkler-Hermaden and Rittler, 1949). Above follow limnic-brackish muds ("*Congeria* Marls", "Ostracod Marls"; Eisengraben Member) and limnic-deltaic, mud-sand-alternations with coal seams (Sieglegg Member) of the Feldbach Formation (Gross, 2000, 2003). Only at the northern basin margin alluvial ("Puch Gravel") and limnic-fluvial sedimentation continued ("Upper coal-bearing bed of Weiz"; Flügel, 1975; Krainer, 1987a; Fig. 3E).

A regression phase in the upper Lower Pannonian caused erosion and initiated a predominately fluvial sedimentation regime. Alluvial fans developed close to the northern basin margin ("Puch Gravel") and passed into braided and meandering rivers (Paldau Formation) ending in deltaic environments of the south-eastern Styrian Basin (Winkler, 1927c; Krainer, 1987a, b; Gross, 1998a). Ostracod and mollusc faunas in the lower Paldau Formation as well as a terrestrial flora, which differs from the azonal vegetation of meandering rivers, document a short-term ingression of the Pannonian Lake in the Styrian Basin (Kovar-Eder and Krainer, 1990, 1991; Gross, 1998b, 2000).

The middle Pannonian is represented by coal-bearing alternations of mud, sand and gravel ("Beds of Loipersdorf and Unterlamm", "Beds of Stegersbach" (Sauerzopf, 1952; Kollmann, 1965), while coarse-clastics ("Tabor Gravel", "Gravels of the Millstone Quarry") and associated fine-siliciclastics and sands ("Beds of Jennersdorf") are doubtfully assigned to the upper Pannonian (Winkler, 1927b; Kollmann, 1965). Late Pannonian fissure and cave fillings as well as gastropod-bearing freshwater opals are noticed from the South Burgenland Swell in the area of Eisenberg (Kümel, 1957; Bachmayer and Zapfe, 1969). These are the youngest Miocene deposits known in the Styrian Basin. Subsequent basin inversion caused considerable erosion.

#### 1.4. Pliocene and Quaternary

A phase of basaltic volcanism started during the Pliocene and continued until the Early Pleistocene (Balogh et al., 1994). Aside from lava extrusions (Klösch, Stradner Kogel), which locally covers "Prebasaltic Gravels" (Winkler-Hermaden, 1957), and intrusions (Steinberg, Stein), phreatomagmatic volcanisms produced pyroclastic rocks and formed diatremms, which became filled with fine-clastic maar lake deposits (Burgfeld/Fehring; Pöschl, 1991; Fritz, 1996).

Fluvial gravels ("Postbasaltic Gravels") and residual soils partly cover these volcanic rocks and are interpreted as preglacial deposits. Quaternary erosion formed terraces, alluvial cones and landslides shaping the present-day landscape of southern Styria (Winkler-Hermaden, 1957; Flügel and Neubauer, 1984; Ebner and Sachsenhofer, 1991).



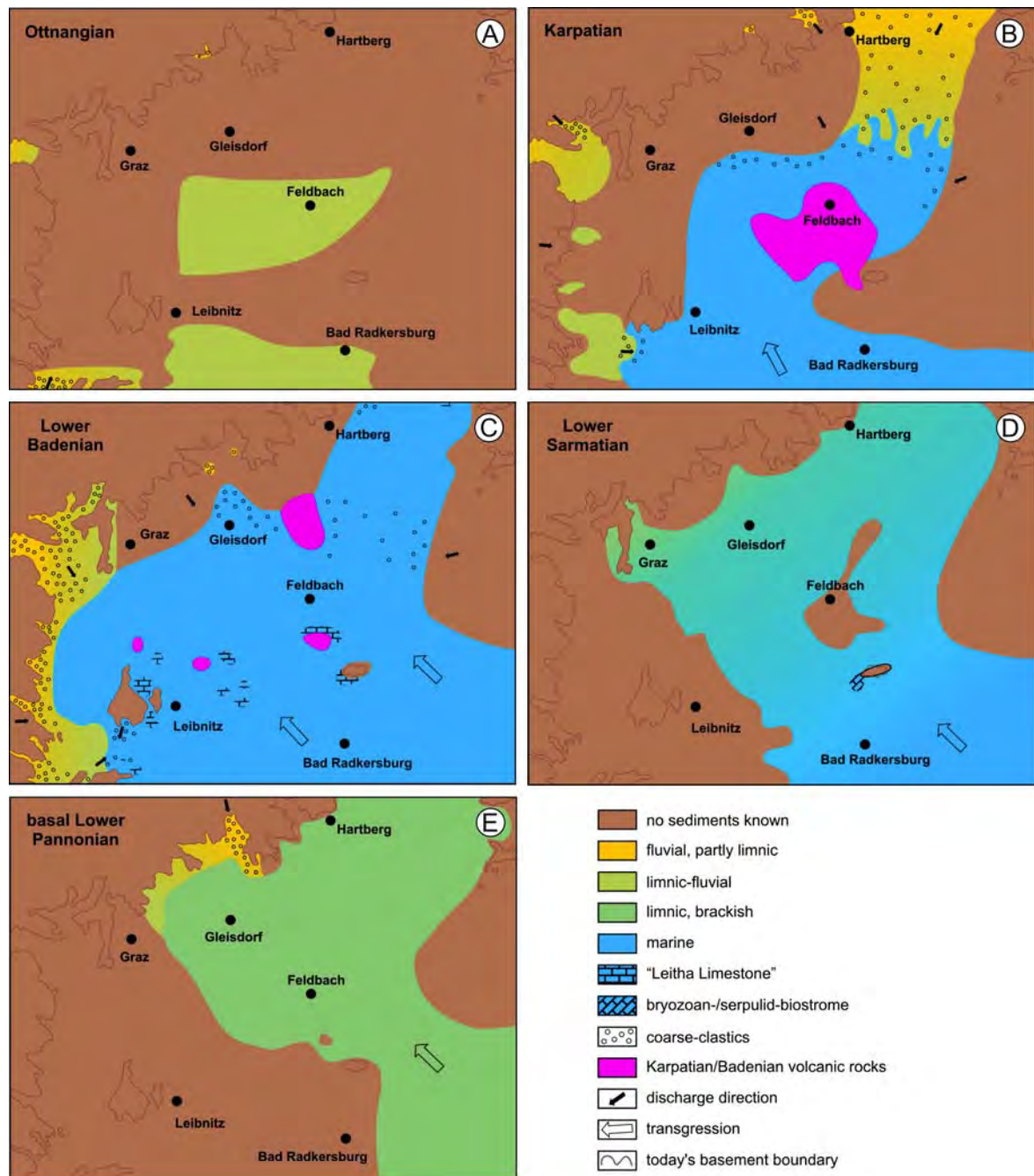


Figure 3: Palaeogeographic evolution of the Styrian Basin (Gross et al., 2007). (A) Ottnangian; (B) Karpatian; (C) Lower Badenian; (D) Lower Sarmatian; (E) basal Lower Pannonian.

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

## Description of Stops

### Site 1: Brickyard Wagna

<i>Topic:</i>	Styrian Unconformity
<i>Locality:</i>	Abandoned brickyard at Aflenz an der Sulm near Wagna; the brickyard is located immediately south of the bridge over the river Sulm; 15°32'50"E, 46°45'12"N
<i>Lithostratigraphy:</i>	Kreuzkrumpel Formation ("Steirischer Schlier"), Weissenegg Formation
<i>Biostratigraphy:</i>	Calcareous nanoplankton zones NN4 – NN5
<i>Age:</i>	Middle Karpatian/late Early Miocene (Kreuzkrumpel Formation), Early Badenian/early Middle Miocene (Weissenegg Formation)

*Description:* The section (Fig. 4) is 80 m thick. The lower part of the section (ca. 60 m) exposes dark-grey, silty shales of the Kreuzkrumpel Formation, which are dipping 20–25° towards SE. Thin beds of turbiditic sandstone are intercalated in the lower part of this succession. In the upper part, a small channel with rounded crystalline pebble is incised into shales. The fine-siliciclastics of the Kreuzkrumpel Formation are terminated by an erosional unconformity covered a 2 m thick deposit of marls and silts with lithoclasts composed of "Steirischer Schlier" and crystalline pebbles ("Geröllmergel"). Above the erosive surface the dip angle changes from 20° to 5° (Fig. 4). The "Geröllmergel" is overlain by mixed siliciclastic-carbonate deposits of the Weissenegg Formation, which include further unconformities. A more detailed description of the section is given by Latal and Piller (2003), Gross et al. (2007), Spezzaferri et al. (2009), and Hohenegger et al. (2009, 2014). Microfaunas (foraminifera) and -floras (calcareous nannoplankton, dinoflagellate cysts) of Brickyard Wagna were studied by Rögl et al. (2002), Spezzaferri et al. (2002, 2004, 2009), and Solimann and Piller (2007).

*Interpretation:* For the Kreuzkrumpel Formation a Karpatian age is indicated by the presence of the planktonic foraminifera *Globigerina ottnangiensis* and *Globigerinoides bisphericus* as well as the benthic foraminifera *Uvigerina graciliformis* and *Pappina primiformis* (Spezzaferri et al., 2004; Hohenegger et al., 2009). The benthos/plankton ratio suggests inner shelf environments (maximum water depth 50 m) what is, however, inconsistent with specific taxa like *Spirorutilus carinatus*, *Budashevaella* spp., *Gaudryinopsis beregoviensis*, *Karrerulina* spp., *Bathysiphon* spp. indicating depths between 200 and 350 m (Spezzaferri et al., 2004, Hohenegger, 2005). One explanation for this discrepancy may be a depletion of planktonic taxa due to certain oceanographic conditions (e.g., carbonate undersaturation, corrosive bottom waters; Spezzaferri et al., 2002, 2004). Planktonic foraminifera and calcareous nannoplankton also indicate a cool climate as well as a high productivity of the surface waters, which may have been related to the increased volcanic activity during the Karpatian, and (Spezzaferri et al., 2004, 2009). Consistently, the dominating heterotrophic taxa of dinoflagellates (*Lejeunecysta*, *Selenopemphix* and *Sumatradinium*) point to nutrient rich waters (Solimann and Piller, 2007).

By the occurrence of *Praeorbulina sicana*, *P. glomerosa*, and *Orbulina suturalis* an Early Badenian age is indicated for the succession above the angular unconformity (Hohenegger et al., 2009, 2014). This surface as well as the directly overlying "Geröllmergel" documents an erosional hiatus between the Karpatian and Badenian sediments, which has been related to the "Styrian Tectonic Phase" (indicated by tilting of the Karpatian sediments) and the global sea level fall at the Lower/Middle Miocene boundary. According to Rögl et al. (2007)

this hiatus spans a time interval of about 400 ka. During the Early Badenian, shallow water conditions established. Shallow marine benthic foraminifera faunas from siliciclastic facies above the Styrian Unconformity are dominated by low salinity tolerant species (i.e., *Ammonia* spp., *Elphidium* spp.) pointing to episodes of increased riverine input (Spezzaferri et al., 2009), while more normal marine conditions led to shallow marine carbonate deposition. The occurrence of reef corals in the carbonate facies further reflects warming of mid-latitudes during the Middle Miocene Climate Optimum.



Figure 4: Field aspect of the Styrian Unconformity at Wagna brickyard locality.

## Site 2: Quarry Retznei

**Topic:** Shallow marine carbonates of the Weissenegg Formation  
**Locality:** "Old Quarry" and "Quarry Rosenberg" (Larfage-Perlmooser Concrete AG) in the area of Retznei near Ehrenhausen; 15°33'34.9"E, 46°44'41N  
**Lithostratigraphy:** Weissenegg Formation  
**Biostratigraphy:** Regional foraminiferal zones: Lagenidae Zone; calcareous nanoplankton zone NN5  
**Age:** Early Badenian; a tuff horizon on top of the carbonates was dated to 14.39 ± 0.12 Ma

**Description:** Rosenberg quarry exposes a ca. 25 m thick carbonate complex of clay-rich coral- and coralline algal-limestones over 600 m in the NW–SE and 200 m in the NE–SW direction (Reuter et al., 2012). It rests on siltstones and fine-grained sandstones with intercalated conglomeratic channel fills representing the "Geröllmergel" (e.g., Kollmann, 1965; Friebe, 1988). The upper surface of the "Geröllmergel" (level A) exhibits an erosive relief of 6.5 m altitude difference throughout the outcrop. The above following carbonate



succession is heterogeneous, vertically as well as laterally. The limestones are generally impure and interrupted by discontinuity surfaces (levels A, B, F) and distinct tuffite layers (levels C, D, E), which are excellent correlation horizons (Reuter and Piller, 2011; Reuter et al., 2012). According to these reference levels, strata geometries (Fig. 5) and the dominant skeletal and non-skeletal components 4 depositional units were defined for the limestones. The distribution of facies is illustrated in Fig. 6.

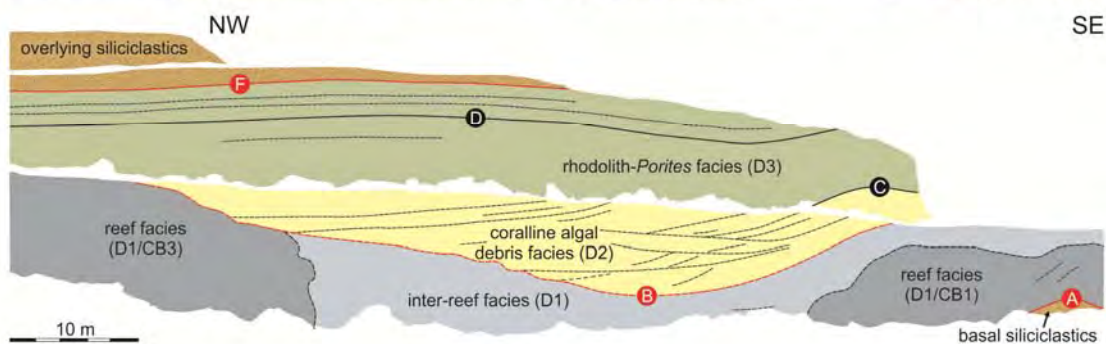
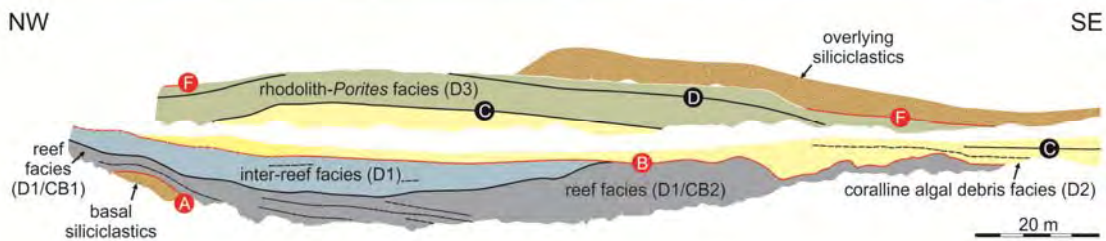


Figure 5: Field photographs and line diagrams demonstrating facies distributions and geometric relationships in the Rosenberg quarry; D1–4 = depositional units.



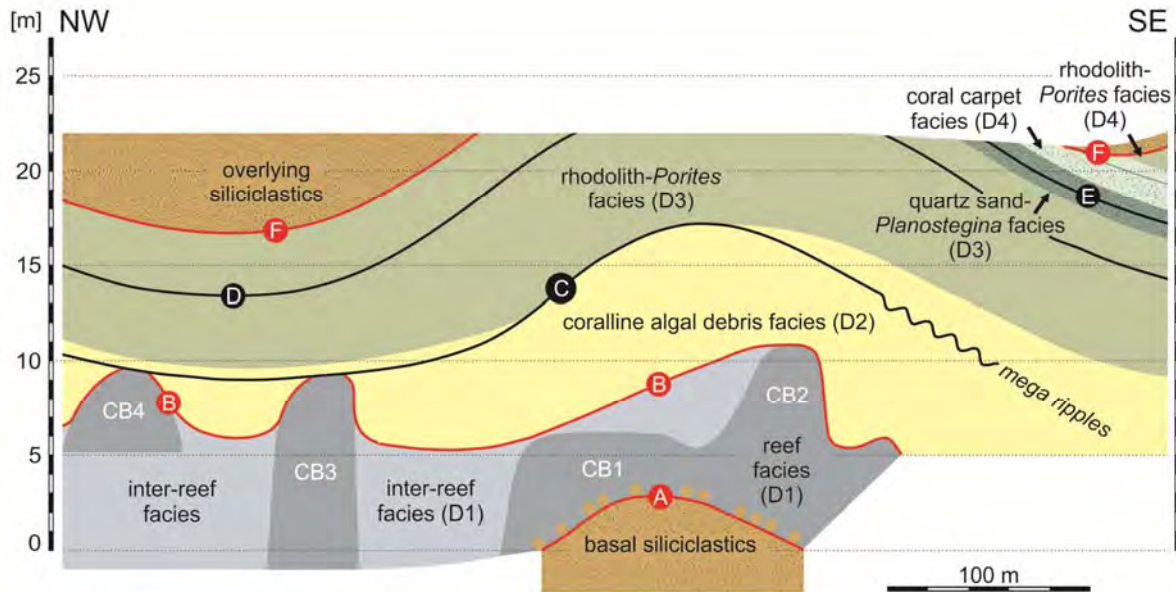


Figure 6: Schematic sketch summarizing the facies architecture of the Retznei carbonate body (Reuter et al., 2012); D1–4 = depositional units.

#### Depositional unit 1

The first depositional unit is characterized by 4 coral buildups (CB1–4). They range in lateral extent from 30 to 100 m, achieve heights of up to 9 m. These buildups are formed of decimetre-sized (up to 1 m), massive corals, which are in life position and in lateral contact (framestone). Two taxa dominate the coral fauna, out of which *Tarbellastraea reussiana* is the most abundant one, followed by *Porites*. *Montastraea* and *Mussismilia* contribute with minor amounts to the frameworks as well as branching in situ *Porites* colonies of 30 cm height. The original topography of the patch reefs is reflected by intercalated marl layers, which dip toward the buildup's margins and trace their outer shape. Typically they are discontinuous in the center of the buildups. Rarely, isolated reddish-brown weathered pyroclasts up to 3 cm long were also found within the coral frameworks. Characteristically for many coral colonies their surface is black stained (Fig. 7E) and intensively bored by bivalves and clionid sponges as well as encrusted by crustose coralline algae and balanids.

The coral buildups are surrounded by coarse-grained coralline algal-dominated skeletal limestones (pack-, float-, rudstones) with variable quantities of coral debris, rhodoliths, bryozoan colonies, foraminifers, and mollusks. A laterally symmetrical succession of biotic associations was observed in the depression between CB1 and CB3. These coral buildups are rimmed by rhodolith floatstones and rudstones. The transition from the reef facies to the rhodolith belt is gradual and takes place on less than 1 m distance. The rhodoliths become laterally replaced by celleporiform bryozoan nodules and then grade into a *Planostegina* facies. The latter is characterized by large (1–3 cm) individuals of *Planostegina giganteiformis*, which occurs locally in rock-forming quantities. Characteristically, many skeletal components of the inter-reef facies between CB1 and CB3 are stained black. Depositional unit 1 is terminated by an erosive surface (level B).

#### Depositional unit 2

The second depositional unit onlaps against level B. It comprises well sorted and winnowed cross-bedded coralline algal debris grainstones with large foresets. A distinct surface (level

C) is intercalated with the coralline algal debris facies, following the topographic high formed by patch reefs CB1 and CB2, and correlating with a megaripple field in the eastern part of the outcrop (Fig. 7D). This surface is covered with a few centimeters of soft, dark gray to gray-greenish marl with idiomorphic biotite crystals. Immediately above the marl of level C clusters of oysters and *Isognomon* occur, as well as abundant *Clypeaster campanulatus* coronas and in situ *Pinna*.

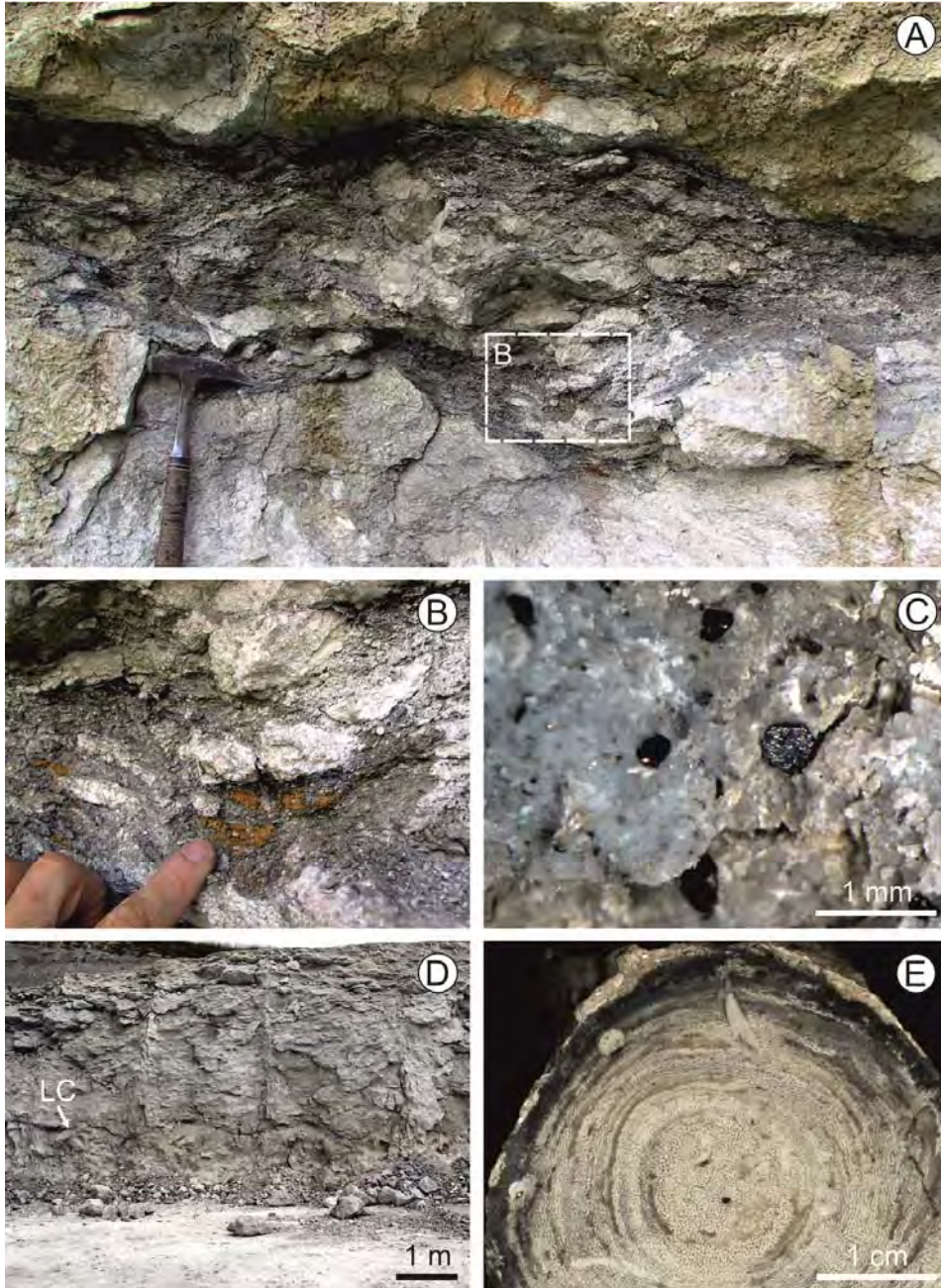


Figure 7: Volcanic ash deposits (Reuter and Piller, 2011). (A) Argillaceous tuffite intercalated within the rhodolith-*Porites* facies (level D, the white box locates Fig. 8B); (B–C) Evidence for a pyroclastic origin are friable, red oxidized pyroclasts (B) and idiomorphic biotite crystals (C); (D) Megaripple field buried beneath the tuffite of level C (LC). The detailed preserved topography points to event sedimentation; (E) Columnar *Porites* branch from the margin of patch reef CB1. This coral branch was found in life position and exhibits a circumferential black-stained rim due to the infiltration of fine volcanic ash at the surface



### *Depositional unit 3*

The coralline algal debris facies is topped by an 8.5 m thick unit of thick-bedded marly limestones characterized by variable amounts of rhodoliths and non-framework forming platy *Porites* colonies. Bedding is caused by increasing clay content towards the top of each bed. A between 5 cm and 40 cm thick, distinct layer of soft, dark gray to gray-greenish marl with a sharp irregular lower surface is intercalated with the rhodolith-*Porites* facies (level D). This fine-grained deposit contains isolated idiomorphic biotites (Fig. 7C) as well as up to 15-cm long dark gray to greenish-gray friable volcanoclasts with idiomorphic biotite crystals and oxidized pyroclasts of reddish-brown color (Fig. 7A, B). Locally, the pyroclasts make up ca. 30% of the sediment. Similar to level C, patches of in situ oysters and frequent *Clypeaster campanulatus* coronas are found on the upper surface of level D.

The rhodolith-*Porites* facies grades upsection gradually into well-sorted, bioclastic coralline algal-*Planostegina* limestones with quartz sand. Many bioclasts are stained black. A distinct 15-cm-thick smeary marl horizon with sharp irregular bottom surface (level E) is intercalated in the quartz sand-*Planostegina* facies. Similar to the marl deposits of levels C and D, it contains idiomorphic biotite platelets and large (10 cm) dark gray to greenish-gray biotite-rich pyroclasts. Directly above level E, the amount of *Planostegina* debris increases and a concentration of *Clypeaster campanulatus* coronas occurs.

### *Depositional unit 4*

This depositional unit starts with a 2 m thick succession of two coral carpets composed of phaceloid corals (lower carpet) and flat plate-like *Leptoseris* (upper carpet; Fig. 8). The coral carpet facies is covered by a ca. 5 m thick unit of argillaceous rhodolith limestone with scattered platy *Porites* (rhodolith-*Porites* facies). An erosive surface (level F) truncates the carbonate succession.

Above follows a 35 m thick unit of sandstones and siltstones. Two pyroclastic layers containing idiomorphic biotites and zircons, unaltered feldspar phenocrysts, and bentonites are interbedded within the siliciclastics (Hauser 1951; Bojar et al. 2004; Handler et al. 2006; Hohenegger et al. 2009).



Figure 8: A *Leptoseris* carpet from Retznei is the first evidence of this coral in the Central Paratethys. (A) Rudstone composed of thin *Leptoseris* plates. (B) Thin section of in situ corals. Bryozoan encrustations at the undersurface document their elevation above the seafloor

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

*Interpretation:* The carbonate development starts above coarse-grained siliciclastics of the “Geröllmergel”, which were deposited in a fluvial-marine channel system above the Styrian Unconformity during a relative sea level lowstand (Friebe, 1990, 1993; Fenninger and Hubmann, 1997). Depositional unit 1 comprises patch reefs (reef facies) and flanking carbonate sands (inter-reef facies) that developed during a relative sea level rise. Remarkable is the lateral transition from the reef facies to the inter-reef facies. It is characterized by a succession of biotic associations: reef corals–rhodoliths–nodular celleporiform bryozoans–*Planostegina*. Similar rhodolith-rimmed patch reefs are found in the present-day Safaga Bay (Red Sea) at the transition from patch reefs to seagrass meadows (Piller and Rasser, 1996). Depositional unit 1 is terminated by a karst surface. The above following depositional unit 2 is represented by large-scale cross-bedded coralline algal sands (coralline algal debris facies) that suggest a submarine dune environment at the beginning of the next transgression. The vertical succession of the rhodolith-*Porites* facies to quartz sand-*Planostegina* facies in depositional unit 3 is interpreted as a deepening–shallowing trend. Renewed deepening is displayed as a transition from the coral carpets to the rhodolith-*Porites* facies in depositional unit 4. The carbonate succession ends with a karst surface. For a detailed facies interpretation the reader is referred to Reuter and Piller (2011) and Reuter et al. (2012). Subsequent suffocation by siliciclastics and drowning of the Retznei carbonate complex are documented for the overlying siliciclastic succession (Friebe, 1993; Gross et al., 2007; Hohenegger et al., 2009; Strahlhofer). Its biotic assemblages indicate always normal marine conditions (Gross et al., 2007; Hohenegger et al., 2009). Abundant plant remains point to a close hinterland, which acted as permanent source for siliciclastic supply. A generally increasing water depth can be reconstructed based on the dinocyst and benthic foraminiferal assemblages (Friebe, 1993; Gross et al., 2007; Hohenegger et al., 2009; Strahlhofer, 2013). Intercalated turbidites and slumps show a distinct topography. Syndimentary volcanic activity is documented by tuff layers (Bojar et al., 2004; Handler et al., 2006). This shift from carbonate to siliciclastic sedimentation is interpreted as effect of accelerated basin subsidence and hinterland uplift owing to intensified tectonic activity (Friebe, 1993).

Basically, carbonate production was strongly influenced by terrigenous siliciclastic discharge (Friebe, 1990). Coarse-grained terrigenous fraction (>silt) was related to lowstands of relative sea level. Additionally, short-term disturbances of the shallow-marine carbonate factory were caused by volcanoclastic sedimentation events. These events produced distinct tuffite layers that mantle the former seafloor topography (Fig. 7D) and are characterized by the occurrence of idiomorphic biotite crystals (Fig. 7C), volcanoclasts (Fig. 7A, B) and bioclasts in argillaceous matrix (levels C, D, E; Reuter and Piller, 2011). Scattered black stained bioclasts in the sediments and black stained coral surfaces (Fig. 7E) in the patch reef facies point to further, probably thinner, volcanoclastic deposits, which were completely reworked soon after deposition. This shows that eruptive events must have occurred with higher frequency in the Middle Miocene Styrian Basin than the preserved volcanic ashbeds suggest and the submarine alteration of volcanic ashes must have been a permanent source for clay minerals in the isolated inner basin setting (Reuter and Piller, 2011).

Several sediment stress conditions caused species turnover in marginal coral reef communities, which existed in close proximity to their environmental limits, resulting in a unique succession of various low diverse coral assemblages (coral patch reefs, coral carpets, non-framework forming coral communities; Reuter et al., 2012). This finding reveals



Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

that the comparably high coral diversity on the Middle Styrian High (>10 coral genera) paradoxically rather result from local stress factors that adversely affect corals than to reflect a site with ideal living conditions. Important constraints for coral growth fabrics and faunal compositions were the amount and type of siliciclastic sediment supply and the water movement by washing out the fines and bringing them into suspension toward deeper water. The shifts of coral communities due to increasing siltation stress show the following general trends: 1. Decrease of coral diversity; 2. Replacement of suprastratal by constrictal growth fabrics; 3. Replacement of massive by platy growth forms; and 4. Reduction of coral cover and colony sizes (Reuter et al., 2012).

### Site 3: Clay pit Mataschen

<i>Topic:</i>	Limnic-deltaic sediments of Lake Pannonian
<i>Locality:</i>	Clay Pit Mataschen of the Lias Österreich GmbH; 5.3 km SW Fehring; 15°57'29"E, 46°54'17"N
<i>Lithostratigraphy:</i>	Feldbach Formation (Eisengraben and Sieglegg members).
<i>Biostratigraphy:</i>	Regional mollusk zonation: <i>Mytilopsis ornithopsis</i> / <i>Melanopsis impressa</i> zone
<i>Age:</i>	Lower Pannonian (11.308–11.263 Ma)

*Description:* The 30 m thick section (Gross et al., 2011; Fig. 9) starts with a >1.5 m thick succession of laminated sandy clays and partly ripple-bedded fine-medium sands (Gross, 2004a). The top of these unit is bioturbated by roots and represents the floor of the pit (= 0.0 m of the section). Here, 3–4 m high, autochthonous *Glyptostrobus*-tree trunks (Fig. 10A) are regularly found at distances of c. 10–15 m throughout the outcrop (ca. 700×200 m). From 0.0 to 0.3 m the section is composed of densely packed, coaly plant fragments with clayey interlayers. They contain a low diverse, azonal plant assemblage and scattered vertebrate remains (beavers, dwarf hamster, pond turtles; Daxner-Höck, 2004; Gross, 2004b; Kovar-Eder, 2004; Meller and Hofmann, 2004). Upsection (0.3–0.8 m) follows a bed of laminated clay in which the plant content decreases upwards. Infrequently remains of unionid bivalves, insects, cyprinid fishes as well as amphibian and bird fossils were found (Schultz, 2004; Tempfer, 2004; Engel and Gross, 2008). Towards the upper part of that layer (ca. 0.4–0.8 m) an almost monospecific coquina of the dreissenid mussel *Mytilopsis neumayri* is observed (Harzhauser, 2004). From 0.8 to 7.5 m massive to laminated (silty) clays with two sandy intercalations at 5.5 and 6.0 m follow. Up to these sandy beds lymnocardiid bivalves are present (frequently found in “butterfly” preservation). Fish skeletons occur associated between ca. 1.5–3 m; articulated specimens of the large dreissenid bivalve *Mytilopsis ornithopsis* were found rarely between ca. 2 and 3 m. The sandy interlayers display turbiditic features (parallel lamination at the base followed by climbing ripples). Between 7.5 and 27.0 m the sediments consist of alternations of clayey silts and fine sandy silts with sandy intercalations and display a general coarsening upwards. Sandy beds are often rich in plant detritus and occasionally enclose diaspores (Meller and Hofmann, 2004). Close to the top (ca. 26.5 m), fine sandy silt layers yielded a highly diverse macroflora (Kovar-Eder and Hably, 2006). The top of the section is formed by a >2.5 m thick, large-scale cross-bedded medium to coarse sand, which is overlain by alternations of laminated fine sandy silt and ripple-bedded sand layers.

*Interpretation:* By intergrating geophysical (gamma ray, magnetic susceptibility), geochemical (organic carbon, sulphur), sedimentological and palaeontological (mainly

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

ostracods) data from the Mataschen section Gross et al. (2011) reconstructed 4 stages of lake evolution:

*Stage 1 — before the rise of Lake Pannon (–1.5–0.0 m; duration: unknown)*

The basal, sandy–silty layers were deposited in a fluvio-lacustrine freshwater environment as indicated by freshwater ostracods and lithology. Exploration drillings also document gravels and thin coal seams a few metres below, which indicate a highly variable wetland (Gross, 2004a).

*Stage 2 — development of a taxodiacean-swamp (0.0–0.3m; duration: hundreds of years)*

A rising groundwater table, which antedates a transgression of Lake Pannon, caused the establishment of a *Glyptostrobus*-swamp for a few centuries (Fig. 10C). Aside from the conifers, several other trees (e.g., *Juglans*, *Pinus*, *Carya*, *Quercus*), shrubs (e.g., *Myrica*, *Salix*), various freshwater marsh taxa (e.g., Cyperaceae, Poaceae) and aquatic plants (e.g., *Trapa*, *Potamogeton*) document a vertically as well as laterally highly structured swamp, which was inhabited by semi-aquatic reptiles and mammals (e.g., Emydidae, Castoridae). Based on the palaeofloristic composition warm temperate to almost subtropical conditions are suggested.

*Stage 3 — drowning of the swamp (0.3–0.8 m; duration: hundreds of years)*

The swamp forest drowned within a few decades (>1 m water depth; Fig. 10B). Abundant plant remains (e.g., leaf litter, twigs), rare unionid bivalves, ostracods, insects, cyprinid fishes, amphibians and bird fossils indicate a close-by lakeside and almost freshwater conditions. The dreissenid bivalve *Mytilopsis neumayri*, which is mass-occurring between ca. 0.4 and 0.80 m, probably dwelled byssally attached to the submerged tree trunks (Fig. 10B) and refers to salinities around 2–3.5 PSU (Harzhauser and Mandic, 2004). Between 0.3 and 0.75 m the abundance of land derived plant material decreases (mirrored by declining TOC), while the content of *M. neumayri* increases. Because this mussel is supposed to avoid oxygen-depleted environments, temporarily better oxygenation can be assumed (but not necessarily at the lake's bottom). However, around 0.80 m this bivalve abruptly disappears. This hints at a low aerated episode and/or an initial pulse of increased salinity in combination with an accelerated transgression. A first peak of the magnetic susceptibility at 0.80 m is related to greigite formation, which refers to reduced conditions and the influx of saline waters likewise.

*Stage 4 — transgression of Lake Pannon (0.8–7.5 m; duration: thousands of years)*

Upsection the land-derived influx declines considerably (fewer plant fossils, decreasing TOC). The scarce mollusc fauna comprises mainly brackish water lymnocyprid bivalves. Opportunistic brackish water ostracods (e.g., *Cyprideis*, candonids) but also *Loxoconcha* and *Hemicytheria* start to shape the benthic microfaunas. Calcareous nannoplankton is recorded at 1.25 m for the first time (Ćorić and Gross, 2004). Dinoflagellates and brackish water fishes can also be found here (Meller and Hofmann, 2004; Schultz, 2004). These palaeontological evidences as well as decreasing TOC/TS-ratios indicate the influx of saline waters (ca. 18 PSU) related to a transgression of Lake Pannon.

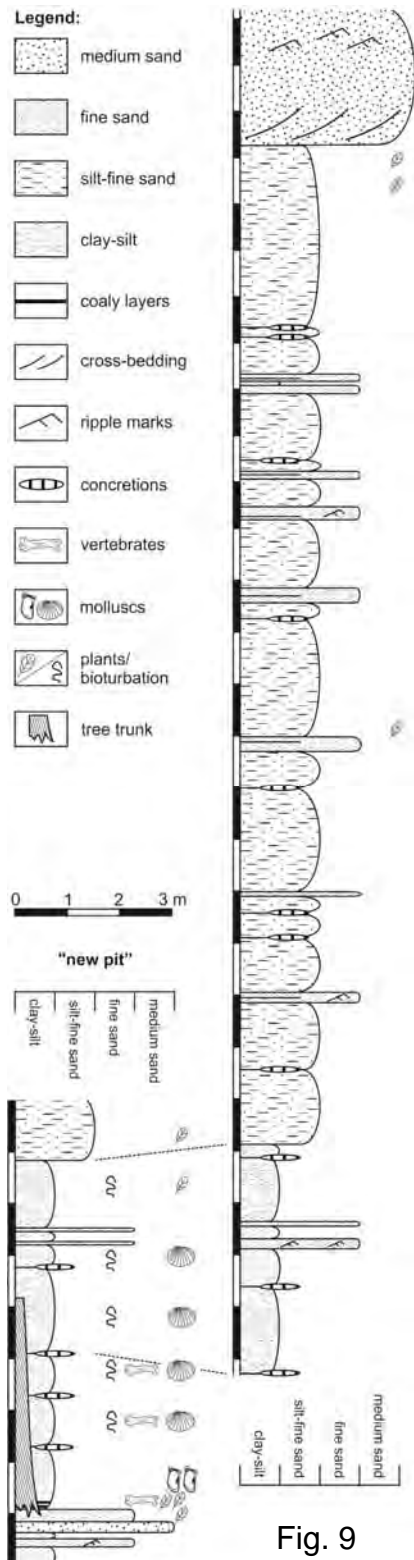


Fig. 9



Fig. 10

Figure 9: Section Mataschen (Martin Gross).

Figure 10: Field aspect and paleoenvironmental reconstructions (postcards of the Universalmuseum Joanneum). (A) Fossil in situ tree trunk at the base of Mataschen section; (B) Stage 2: conifer swamp; (C) Stage 3: drowning of the swamp.

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

Overall, stage 4 is characterised by limited oxygenation of bottom waters. Rare benthic mollusc faunas, partly articulated fish skeletons and limited bioturbation support this assumption (Cziczer et al., 2008). Shallow burrowing, probably dysoxic-tolerant lymnocytherids are dominant and accompanied by rare specimens of *Mytilopsis ornithopsis*. Commonly, lymnocytherids are found in “butterfly” preservation, which hints at their death at the sediment surface and a redox-front close to the water/sediment interface. The rare occurrence of intact carapaces suggests that ostracods avoided the low aerated sediment. After a phase of highly fluctuating bottom water ventilation deepening of the environment (10–15 m water depth) established a meromictic system, which perturbed benthic life in the hypolimnion and favoured low susceptibility pyrite formation over greigite growth. Accordingly, the sediment became well laminated; ostracod- as well as bivalve-contents significantly declined. Vanishing of the trunk barrier (above 4 m in the section) due to burial or decay enabled coarser sediment (silt) to enter the system. Sand layers at 5.5 m and 6 m document occasional turbiditic events with hyperpycnical behaviour.

#### *Stage 5 — delta progradation (7.5–30 m; duration: a few ten thousands of years)*

The limnic phase is terminated by the progradation of a delta system. This is indicated by the increasing silt content and higher abundance of turbiditic sands above 7.5 m in the section. Elevated TOC-values of the sand layers document the enhanced discharge of terrestrial plant material. Highly diverse, but fluvially transported leaf assemblages from layers close to the top (ca. 26.5 m) document the existence of nearby evergreen broad-leaved to mixed mesophytic forests (Kovar-Eder and Hably, 2006). Molluscs are completely missing in stage 5 and the ostracod content is notably reduced. Probably, the large amount of sand–silt in combination with a decrease in salinity disabled ostracods to colonize this environment.

In the uppermost part of the section (ca. 27–30 m), large scale cross-bedded and wave ripple-bedded, silty–sandy deposits indicate the change to a delta-front environment.

## References

- Bachmayer, F., Zapfe, H., 1969. Die Fauna der altpaläozänen Höhlen- und Spaltenfüllungen bei Kohfidisch, Burgenland (Österreich). *Annalen des Naturhistorischen Museums Wien* 73, 123–139.
- Balogh, K., Ebner, F., Ravasz, C., 1994. K/Ar-Alter tertiärer Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlandes. In: Lobitzer, H., Csaszar, G., Daurer, A. (Eds.), *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn*. Geologische Bundesanstalt, Wien, p.19–54.
- Böhme, M., Ilg, A., Winklhofer, M., 2008. Late Miocene “washhouse” climate in Europe. *Earth and Planetary Science Letters* 275, 393–401.
- Böhme, M., Winklhofer, M., Ilg, A., 2011. Miocene precipitation in Europe: temporal trends and spatial gradients. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 304, 212–218.
- Bojar, A.-V., Hiden, H., Fenninger, A., Neubauer, F., 2004. Middle Miocene seasonal temperature changes in the Styrian basin, Austria, as recorded by the isotopic composition of pectinid and brachiopod shells. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 203, 95–105.
- Čorić, S., Gross, M., 2004. Kalkiges Nannoplankton aus dem Unter-Pannonium des Oststeirischen Beckens (Österreich). *Joannea Geologie und Paläontologie* 5, 9–18.
- Cziczer, I., Magyar, I., Pipík, R., Böhme, M., Čorić, S., Bakrač, K., Sütő-Szentai, M., Lantos, M., Babinszki, E., Müller, P., 2008. Life in the sublittoral zone of long-lived Lake Pannon: paleontological analysis of the Upper Miocene Szák Formation, Hungary. *International Journal of Earth Sciences* 98, 1741–1766.
- Daxner-Höck, G., 1996. Faunenwandel im Obermiozän und Korrelation der MN-„Zonen“ mit den Biozonen des Pannons der Zentralen Paratethys. *Beiträge zur Paläontologie* 21, 1–9.
- Daxner-Höck, G., 2004. Biber und ein Zwerghamster aus Mataschen (Unter-Pannonium, Steirisches Becken). *Joannea Geologie und Paläontologie* 5, 19–33.
- Ebner, F., Gräf, W., 1979. Bemerkungen zur Faziesverteilung im Badenium des Reiner Beckens. *Mitteilungsblatt Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum* 47, 11–17.

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

- Ebner, F., Sachsenhofer, R.F., 1991. Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens. Mitteilungen der Abteilung für Geologie und Paläontologie am Landesmuseum Joanneum 49, 1–96.
- Ebner, F., Stingl, K., 1998. Geological Frame and Position of the Early Miocene Lignite Opencast Mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 140/4, 403–406.
- Ebner, F., Dunkl, I., Mali, H., Sachsenhofer, R.F., 2000. Korrelation von Tuffen im Miozän des Weststeirischen Beckens und der Norischen Senke. Berichte des Institutes für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz 2, 5–6.
- Engel, M.S., Gross, M., 2008. The Pannonian insect fauna of Styria: a preliminary overview. Austrian Journal of Earth Sciences 101, 52–59.
- Esteban, M., 1996. An overview of Miocene reefs from Mediterranean areas: general trends and facies models. In: Franseen, E.K., Esteban, M., Ward, W.C., Rouchy, J.-M. (Eds.), Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology 5, pp. 3–53.
- Fenninger, A., Hubmann, B., 1997. Paläogeologie an der Karpatium/Badenium-Grenze des Steirischen Tertiärbeckens (Österreich). Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck 22, 71–83.
- Flügel, H.W., 1975. Die Geologie des Grazer Berglandes. Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, Sonderheft 1, 1–288.
- Flügel, H.W., Neubauer, F., 1984. Steiermark. Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen, Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark, Wien (Geologische Bundesanstalt).
- Friebe, J.G., 1988. Paläogeographische Überlegungen zu den Leithakalkarealen (Badenian) der Mittelsteirischen Schwelle (Steiermark). Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck 15, 41–57.
- Friebe, J.G., 1990. Lithostratigraphische Neugliederung und Sedimentologie der Ablagerungen des Badenians (Miozän) um die Mittelsteirische Schwelle (Steirisches Becken, Österreich). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 133/2, 223–257.
- Friebe, J.G., 1993. Sequence stratigraphy in a mixed carbonatesiliciclastic depositional system (Middle Miocene; Styrian Basin, Austria). Geologische Rundschau 82, 281–294.
- Friebe, J.G., 1994. Gemischt siliziklastisch-karbonatische Abfolgen aus dem Oberen Sarmatium (Mittleres Miozän) des Steirischen Beckens. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 137/2, 245–274.
- Fritz, I., 1996. Notes on the Plio-/Pleistocene volcanism of the Styrian Basin. Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich 41, 87–100.
- Goldbrunner, J.E., 1988. Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. Steirische Beiträge zur Hydrogeologie 39, 5–94.
- Gross, M., 1998a. Faziesanalyse fluviatiler Sedimente (Obermiozän, Südoststeiermark, Österreich). Mitteilungen Geologie und Paläontologie am Landesmuseum Joanneum 56, 131-164, 367-371.
- Gross, M., 1998b. Floren- und Faziesentwicklung im Unterpannonium (Obermiozän) des Oststeirischen Neogenbeckens (Österreich). Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck 23, 1–35.
- Gross, M., 2000. Das Pannonium im Oststeirischen Becken. Berichte des Institutes für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz 2, 47–86.
- Gross, M., 2003. Beitrag zur Lithostratigraphie des Oststeirischen Beckens (Neogen/Pannonium; Österreich). Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen 16, 11–62.
- Gross, M., 2004a. Contribution to the ostracode fauna (Crustacea), paleoecology and stratigraphy of the clay pit Mataschen (Lower Pannonian, Styrian Basin, Austria). Joannea Geologie und Paläontologie 5, 49–129.
- Gross, M., 2004b. Pond turtles (*Clemmysopsis turnauensis* (MEYER, 1847); Bataguridae) from the Clay Pit Mataschen (Pannonian, Styria). Joannea Geologie und Paläontologie 5, 131–147.
- Gross, M., Fritz, I., Piller, W.E., Soliman, A., Harzhauser, M., Hubmann, B., Moser, B., Scholger, R., Suttner, T.C., Bojar, H.-P., 2007. The Neogene of the Styrian Basin – Guide to excursions. Joannea Geologie und Paläontologie 9, 117–193.
- Gross, M., Piller, W.E., Scholger, R., Gitter, F., 2011. Biotic and abiotic response to palaeoenvironmental changes at Lake Pannons' western margin (Central Europe, Late Miocene). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 312, 181–193.
- Haas, M., Daxner-Höck, G., Decker, K., Kolcon, I., Kovar-Eder, J., Meller, B., Sachsenhofer, R.F., 1998. Palaeoenvironmental Studies in the Early Miocene Lignite Opencast Mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 140/4, 483-490.
- Handler, R., Ebner, F., Neubauer, F., Bojar, A.-V., Hermann, S., 2006. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of Miocene tuffs from the Styrian part of the Pannonian Basin: an attempt to refine basin stratigraphy. Geologica Carpathica 57, 483–494.
- Harzhauser, M., 2004. Mollusc based biostratigraphy of the clay pit Mataschen in the Styrian Basin (Pannonian). Joannea Geologie und Paläontologie 5, 149–161.
- Harzhauser, M., Mandic, O., 2004. The muddy bottom of Lake Pannon — a challenge for dreissenid settlement (Late Miocene; Bivalvia). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 204, 331–352.
- Harzhauser, M., Piller, W.E., 2004a. The Early Sarmatian – hidden seesaw changes. Courier Forschungsinstitut Senckenberg 246, 89–111.
- Harzhauser, M., Piller, W.E., 2004b. Integrated stratigraphy of the Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys. Stratigraphy 1/1, 65–86.



Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

- Harzhauser, M., Piller, W.E., 2007. Benchmark data of a changing sea — palaeogeography, palaeobiogeography and events in the Central Paratethys during the Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 253, 8–31.
- Harzhauser, M., Latal, C., Piller, W.E., 2007. The stable isotope archive of Lake Pannon as a mirror of Late Miocene climate change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 249, 335–350.
- Harzhauser, M., Mandic, O., 2008. Neogene lake systems of Central and South-Eastern Europe: faunal diversity, gradients and interrelations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 260, 417–434.
- Harzhauser, M., Kern, A., Soliman, A., Minati, K., Piller, W.E., Danielopol, D.L., Zuschin, M., 2008. Centennial- to decadal-scale environmental shifts in and around Lake Pannon related to a major Late Miocene lake-level rise. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 270, 102–115.
- Hauser, A., 1951. Ein Vorkommen von Biotitandesit in Retznei bei Ehrenhausen. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 2, 157–165.
- Hiden, H., Stingl, K., 1998. Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Paläogeographie der „Eibiswalder Schichten“ (Miozän, Weststeirisches Becken, Österreich): Die Otolithenfauna der Tongrube Gasselsdorf. *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck* 23, 77–85.
- Hilber, V., 1878. Die Miozän-Ablagerungen um das Schiefergebirge zwischen den Flüssen Kainach und Sulm in Steiermark. *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt* 28/3, 505–580.
- Hohenegger, J., 2005. Estimation of environmental paleogradient values based on presence/absence data: a case study using benthic foraminifera for paleodepth estimation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 217, 115–130.
- Hohenegger, J., Rögl, F., Ćorić, S., Pervesler, P., Lirer, F., Roetzel, R., Scholger, R., Stingl, K., 2009. The Styrian Basin: A key to the Middle Miocene (Badenian/Langhian) Central Paratethys transgressions. *Austrian Journal of Earth Sciences* 102, 102–132.
- Hohenegger, J., Ćorić, S., Wagneich, M., 2014. Timing of the Middle Miocene Badenian Stage of the Central Paratethys. *Geologica Carpathica* 65, 55–66.
- Jiménez-Moreno, G., Rodríguez-Tovar, F.J., Pardo-Igúzquiza, E., Fauquette, S., Suc, J.-P., Müller, P., 2005. High-resolution palynological analysis in the late early-middle Miocene core from the Pannonian Basin, Hungary: climatic changes, astronomical forcing and eustatic fluctuation in the Central Paratethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 216, 73–97.
- Juhász, E., Kovacs, L. O., Müller, P., Toth-Makk, A., Phillips, L., Lantos, M., 1997. Climatically driven sedimentary cycles in the Late Miocene sediments of the Pannonian Basin, Hungary. *Tectonophysics* 282, 257–276.
- Kazmer, M., 1990. Birth, life and death of the Pannonian Lake. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 79, 171–188.
- Kollmann, K., 1960. Cytherideinae und Schulerideinae n. subfam. (Ostracoda) aus dem Neogen des östl. Österreich. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien* 51, 89–195.
- Kollmann, K., 1965. Jungtertiär im Steirischen Becken. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien* 57/2, 479–632.
- Kovac, M., Barath, I., Harzhauser, M., Hlavaty, I., Hudackova, N., 2004. Miocene depositional systems and sequence stratigraphy of the Vienna Basin. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 246, 187–212.
- Kovar-Eder, J., Krainer, B., 1990. Faziesentwicklung und Florenabfolge des Aufschlusses Wörth bei Kirchberg/Raab (Pannon, Steirisches Becken). *Annalen des Naturhistorischen Museums Wien* A91, 7–38.
- Kovar-Eder, J., Krainer, B., 1991. Flora und Sedimentologie der Fundstelle Reith bei Unterstorcha, Bezirk Feldbach in der Steiermark (Kirchberger Schotter, Pannonium C, Miozän). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 134/4, 737–771.
- Kovar-Eder, J., 2004. Die obermiozäne Flora von Mataschen bei Fehring, Steiermark — Blattvergesellschaftungen. *Joannea Geologie und Paläontologie* 5, 163–175.
- Kovar-Eder, J., Hably, L., 2006. The flora of Mataschen — a unique plant assemblage from the late Miocene of eastern Styria (Austria). *Acta Palaeobotanica* 46, 157–233.
- Krainer, B., 1987a. Das Tertiär der Weizer Bucht, Steirisches Becken. University of Graz, unpublished thesis.
- Krainer, B., 1987b. Fluviale Faziesentwicklung im Unterpannonien des steirischen Beckens (Zentrale Paratethys, Österreich). *Facies* 17, 141–148.
- Kümel, F., 1957. Der Süßwasseropal der Csatherberge im Burgenlande. Zur Geologie, Paläobotanik und Geochemie seltener Quellabsätze. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 100/1, 1–66.
- Latal, C., Piller, W.E., 2003. Stable Isotope Signatures at the Karpatian/Badenian Boundary in the Styrian Basin. In: Brzobohaty, R., Cicha, I., Kovac, M., Rögl, F. (Eds.), *The Karpatian – a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys*. Masaryk University Brno, Brno, pp. 37–48.
- Latal, C., Piller, W.E., Harzhauser, M., 2004. Paleoenvironmental reconstructions by stable isotopes of Middle Miocene gastropods of the Central Paratethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 211, 157–169.
- Lirer, F., Harzhauser, M., Pelosi, N., Piller, W.E., Schmid, H.P., Sprovieri, M., 2009. Astronomical forced teleconnection between Paratethyan and Mediterranean sediments during the Middle and Late Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 275, 1–13.
- Magyar, I., Geary, D.H., Müller, P., 1999. Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 147, 151–167.
- Meller, B., Hofmann, C.C., 2004. Diasporen und Palynomorphae aus obermiozänen Seesedimenten (Tongrube Mataschen bei Fehring; Oststeiermark) — Flora, Sedimentologie und Paläoökologie. *Joannea Geologie und Paläontologie* 5, 177–217.

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

- Moser, E., 1986. Das kohleführende Miozän zwischen Graz und Weiz. University of Graz, unpublished thesis.
- Müller, P., Geary, D.H., Magyar, I., 1999. The endemic molluscs of the Late Miocene Lake Pannon: their origin, and family-level taxonomy. *Lethaia* 32, 47-60.
- Nebert, K., 1985. Kohlengeologische Erkundung des Neogens entlang des Ostrandes der Zentralalpen. *Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt* 6, 23–77.
- Nebert, K., 1989. Das Neogen zwischen Sulm und Laßnitz (Südweststeiermark). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 132/4, 727–743.
- Papp, A., 1951. Das Pannon des Wiener Beckens. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien* 39–41, 99–193.
- Papp, A., 1954. Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien* 45, 1–112.
- Papp, A., 1956. Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien* 47, 1–97.
- Papp, A., Marinescu, F., Seneš, J., 1974. M5 - Sarmatien (sensu E. SUESS, 1866). Die Sarmatische Schichtengruppe und ihr Stratotypus. *Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys* 4, 707 pp.
- Papp, A., Jámboř, Á., Steininger, F.F., 1985. M6 - Pannonien (Slavonien und Serbien). *Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys* 7, 636 pp.
- Perrin, C., Bosellini, F.R., 2012. Paleobiogeography of scleractinian reef corals: Changing patterns during the Oligocene–Miocene climatic transition in the Mediterranean. *Earth-Science Reviews* 111, 1–24.
- Piller, W.E., Rasser, M., 1996. Rhodolith formation induced by reef erosion in the Red Sea, Egypt. *Coral Reefs* 15, 191–198.
- Piller, W.E., Harzhauser, M., 2005. The myth of the brackish Sarmatian Sea. *Terra Nova* 17, 450–455.
- Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandić, O., 2007. Miocene Central Paratethys stratigraphy – current status and further directions. *Stratigraphy* 4, 151–168.
- Pöschl, I., 1991. A model for the depositional evolution of the volcanoclastic succession of a Pliocene maar volcano in the Styrian Basin (Austria). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 134/4, 809–843.
- Reuter, M., Piller, W.E., 2011. Volcaniclastic events in coral reef and seagrass environments: evidence for disturbance and recovery (Middle Miocene, Styrian Basin, Austria). *Coral Reefs* 30, 889–899.
- Reuter, M., Piller, W.E., Erhart, C., 2012. A Middle Miocene carbonate platform under silici-volcaniclastic sedimentation stress (Leitha Limestone, Styrian Basin, Austria) — Depositional environments, sedimentary evolution and palaeoecology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 350–352, 198–211.
- Riegl, B., Piller, W.E., 2000a. Biostromal coral facies – a Miocene example from the Leitha Limestone (Austria) and its actualistic interpretation. *Palaios* 15, 399–413.
- Riegl, B., Piller, W.E., 2000b. Reefs and coral carpets in the Miocene Paratethys (Badenian, Leitha Limestone, Austria). *Proceedings of the 9th International Coral Reef Symposium*, 211–216.
- Rögl, F., 1996. Stratigraphic correlation of the Paratethys Oligocene and Miocene. *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich* 41, 65–73.
- Rögl, F., 1998. Palaeogeographic Considerations for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene). *Annalen des Naturhistorischen Museums Wien* A99, 279–310.
- Rögl, F., 1999. Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene paleogeography (short overview). *Geologica Carpathica* 50/4, 339–349.
- Rögl, F., Spezzaferri, S., Ćorić, S., 2002. Micropaleontology and biostratigraphy of the Karpatian-Badenian transition (Early-Middle Miocene boundary) in Austria (Central Paratethys). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 237, 47–67.
- Rögl F., Ćorić S., Hohenegger J., Pervesler P., Roetzel R., Scholger R., Spezzaferri S., Stingl K. 2007. Cyclostratigraphy and transgressions at the Early/Middle Miocene (Karpatian/Badenian) boundary in the Austrian Neogene basins (Central Paratethys). *Scripta Facultatis Scientiarum Naturalium Univiversitatis Masarykianae Brunensis* 36, 7–13.
- Rolle, F., 1855. Über einige neue Vorkommen von Foraminiferen, Bryozoen und Ostracoden in den tertiären Ablagerungen Steiermarks. *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt* 6, 351–354.
- Sacchi, M., Müller, P., 2004. Orbital cyclicity and astronomical calibration of the Upper Miocene continental succession cored at the Iharosbereny-I well site, Western Pannonian basin, Hungary. *SEPM Special Publication* 81, 275–294.
- Sachsenhofer, R.F., 1996. The Neogene Styrian Basin: An overview. *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich* 41, 19–32.
- Sauerzopf, F., 1952. Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des südburgenländischen Pannons. *Burgenländische Heimatblätter* 14/1, 1–16.
- Schell, F., 1994. Die Geologie der südlichen Windischen Büheln (Raum Arnfels-Leutschach-Langegg). University of Graz, unpublished thesis.
- Schultz, O., 2004. Die Fischreste aus dem Unter-Pannonium (ob. Miozän) von Mataschen, Steiermark. *Joannea Geologie und Paläontologie* 5, 231–256.
- Skala, W., 1967. Kurzbericht über die Untersuchung von Fließrichtungen in den Basisschottern des Obersarmats im Steirischen Becken. *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark* 97, 28–31.
- Slapansky, P., Belocky, R., Fröschl, H., Hradecký, P., Spindler, P., 1999. Petrography, Geochemie und geotektonische Einstufung des miozänen Vulkanismus im Steirischen Becken (Österreich). *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 56, 419–434.

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

- Soliman, A., Piller, W.E., 2007. Dinoflagellate cysts at the Karpatian/Badenian boundary of Wagna (Styrian Basin, Austria). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 147, 405–417.
- Spezzaferri, S., Ćorić, S., Hohenegger, J., Rögl, F., 2002. Basin-scale paleobiogeography and paleoecology: an example from Karpatian (Latest Burdigalian) benthic and planktonic foraminifera and calcareous nannofossils from the Central Paratethys. *Geobios, Mémoire spécial* 24, 241–256.
- Spezzaferri, S., Rögl, F., Ćorić, S., Hohenegger, J., 2004. Paleoenvironmental changes and agglutinated foraminifera across the Karpatian/Badenian (Early/Middle Miocene) boundary in the Styrian Basin (Austria, Central Paratethys). In: Bubík, M., Kaminski, M.A. (Eds.), *Proceedings of the Sixth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation Special Publication 8, pp. 423–459.
- Spezzaferri, S., Ćorić, S., Stingl, K., 2009. Palaeoenvironmental reconstruction of the Karpatian–Badenian (Late Burdigalian–Early Langhian) transition in the Central Paratethys. A case study from the Wagna section (Austria). *Acta Geologica Polonica* 59, 523–544.
- Steininger, F.F., Daxner-Höck, G., Haas, M., Kovar-Eder, J., Mauritsch, H., Meller, B., Scholger, R.M., 1998. Stratigraphy of the "Basin Fill" in the Early Miocene Lignite Opencast Mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 140/4, 491–496.
- Steininger, F.F., Wessely, G., 2000. From the Tethyan Ocean to the Paratethys Sea: Oligocene to Neogene stratigraphy, paleogeography and paleobiogeography of the circum-Mediterranean region and the Oligocene to Neogene Basin evolution in Austria. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* 92, 95–116.
- Stevanović, P., Neveškaja, L.A., Marinescu, F., Sokač, A., Jámboř, A., 1990. P11 - Pontien. In: Le Play, F., Barbot de Marny, N.P., Andrusov, N.I. (Eds.), *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Neogen der Westlichen (»Zentrale«) Paratethys* 8, 952 pp.
- Stille, H., 1924. *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. Gebrüder Bornträger, Berlin.
- Stingl, K., 1994. Depositional environment and sedimentary facies of the basinal sediments in the Eibiswalder Bucht (Radl Formation and Lower Eibiswald Beds), Miocene Western Styrian Basin, Austria. *Geologische Rundschau* 83, 811–821.
- Stiny, J., 1918. Die Lignite in der Umgebung von Feldbach in Steiermark. *Bergbau und Hütte* 10/11, 171–180/193–196.
- Strahlhofer, D., 2013. Paleoenvironmental reconstruction of Middle Miocene (Badenian/Langhian) siliciclastic sections in the Central Paratethys (Styrian Basin, Austria). University of Graz, unpublished thesis.
- Strauss, P., Harzhauser, M., Hinsch, R., Wägrich, M., 2006. Sequence stratigraphy in a classic pull-apart basin (Neogene, Vienna Basin). A 3-D seismic based integrated approach. *Geologica Carpathica* 57, 185–197.
- Vasiliev, I., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Panaiotu, C.E., Mațenco, L., Bertotti, G., 2004. Towards an astrochronological framework for the eastern Paratethys Mio-Pliocene sedimentary sequences of Focșani basin (Romania). *Earth and Planetary Science Letters* 227, 231–247.
- Tempfer, P.M., 2004. *Andrias scheuchzeri* (Caudata: Cryptobranchidae) aus der obermiozänen (MN 8) Fundstelle Mataschen/Steiermark. *Joannea Geologie und Paläontologie* 5, 257–268.
- Wiedl, T., Harzhauser, M., Kroh, A., Ćorić, S., Piller, W.E., 2013. Ecospace variability along a carbonate platform at the northern boundary of the Miocene reef belt (Upper Langhian, Austria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 370, 232–246.
- Winkler, A., 1927a. Das Südweststeirische Tertiärbecken im älteren Miozän. *Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse* 101, 89–130.
- Winkler, A., 1927b. Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Gleichenberg. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Winkler, A., 1927c. Über die sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des Steirischen Beckens. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 77, 393–456.
- Winkler-Hermaden, A., 1957. *Geologisches Kräftespiel und Landformung*. Springer, Wien.
- Winkler-Hermaden, A., Rittler, W., 1949. Erhebungen über artesische Wasserbohrungen im steirischen Becken, unter Berücksichtigung ihrer Bedeutung für die Tertiärgeologie. *Geologie und Bauwesen* 17/2–3, 33–96.

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

## Excursion 3

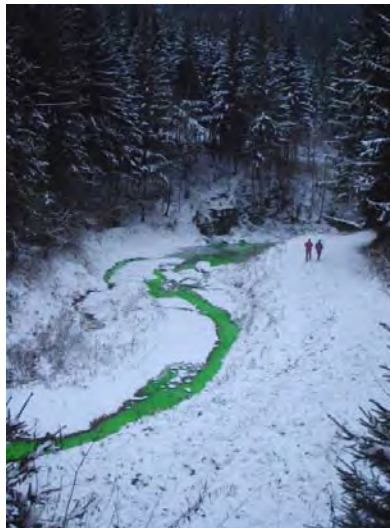
# HYDROGEOLOGY of the TANNEBEN-LURBACH-KARSTSYSTEM

### *Central Styrian Karst*

Gerfried Winkler <sup>1</sup>, Thomas Wagner <sup>1</sup>, Cyril Mayaud <sup>1</sup>, Ralf Benischke <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institut für Erdwissenschaften, Universität Graz, NAWI Graz, Heinrichstrasse 26, 8010 Graz, Austria

<sup>2</sup> Forschungsgruppe Wasserressourcen und Umweltanalytik, Institut für Wasser, Energie und Nachhaltigkeit, Joanneum Research Forschungsgesellschaft mbH, Graz, Elisabethstr. 18/II, 8010 Graz, Austria



### Time schedule of the excursion

- 8h: Departure from Graz in front of the main building of the University of Graz (Universitätsplatz 1, 8010 Graz).
- 8h30: First stop in/near Peggau. Overview of the Tanneben-Lurbach-Karstsystem, geology and topography (**stop 1** in Fig.1).
- 9h15: Lurgrotte Peggau, short introduction of the cave system, then visit of the water-active part of the cave up to the "Prinz" stalactite (**stop 2** in Fig.1).
- 11h45: Hammerbach spring, measuring and monitoring devices of the karst spring (**stop 3** in Fig.1).
- 12h30-14h: Lunch break at a restaurant in Peggau (Gasthof Salomon).
- 14h: Departure to Semriach.
- 14h30: Stop in the Semriach Basin, overview of the allogenic catchment (**stop 4** in Fig.1).
- 15h: Short stop at one of the small dolines located at the boundary between the schists (Semriach Basin) and limestones (Tanneben karst-plateau): Katzenbachschwinde, Neudorferschwinde or Eisgrube (**stop 5 and 6** in Fig.1).
- 15h30: Entrance Lurgrotte Semriach. Explanations and short visit into the cave to see the main sinkhole of the Lurbach stream (**stop 7** in Fig.1).
- 16h30: Expected departure time back to Graz (arrival at about 17h00 in Graz).



## Topography

The Lurbach-Tanneben-Karstsystem is located approx. 20 km north of Graz and belongs to the Central Styrian Karst (Figs. 1, 2, 3). The autogenic recharge area (Tanneben karst massif) is bordered by three valleys, the river Mur in the west, the Badlgraben in the north and the Mitterbach-Taschen boundary in the south. The Semriach Basin in the east with the upper Lurbach catchment represents the allogenic recharge area of the whole Lurbach-Tanneben-Karstsystem.

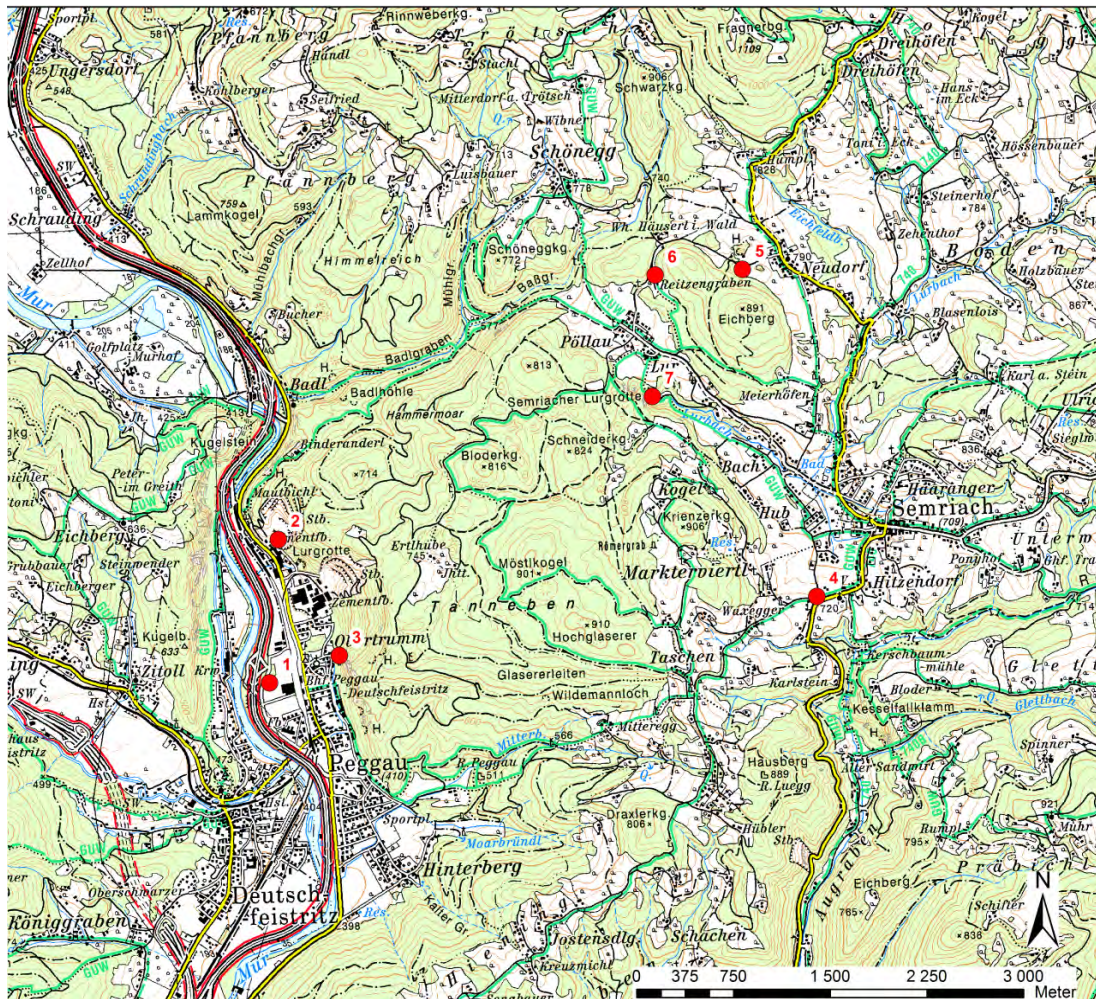


Figure 1: Topographic overview of the area (AMap Fly, 2005), red dots = excursion stops.

Karst area Tanneben:	8.3 km <sup>2</sup>	lowest point: 400 m a.s.l. (Peggau) highest point: 910 m a.s.l. (Hochglaserer)
Lurbach catchment:	14.5 km <sup>2</sup>	lowest point: 633 m a.s.l. (entrance Lurgrotte Semriach) highest point: 1109 m a.s.l. (Fragnerberg)



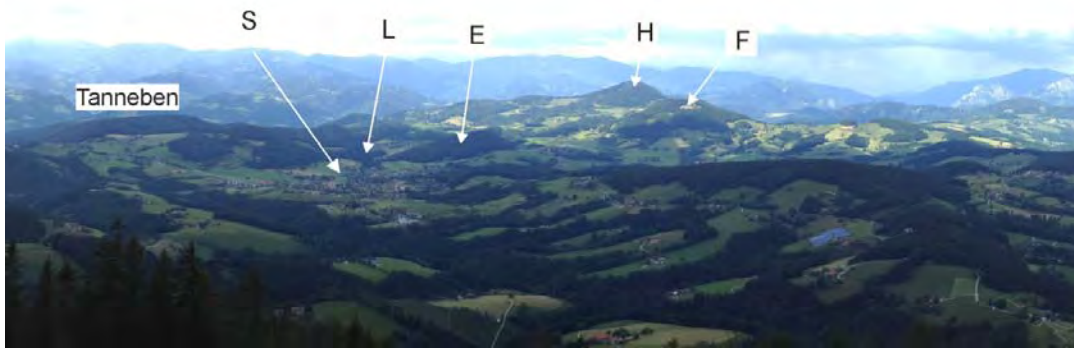


Figure 2: Overview of the Semriach Basin and the upper Lurbach catchment; view point from the Schöckl (1445 m a.s.l.) towards the NW. S = Semriach/church (709 m a.s.l.), L = Lurgrotte Semriach (633 m a.s.l.), E = Eichberg (891 a.s.l.), H = Hochtrötsch (1239 m a.s.l.), F = Fragnerberg (1109 m a.s.l.).

## Geology

The karst area consists of a low grade metamorphic limestone (Middle Devonian Schöckel formation) overlaying older Paleozoic schist series (Semriach-Phyllite formation) representing the aquiclude (Fig. 3). Based on the nappe structure of the Paleozoic of Graz and the tectonic displacement of individual sections (e.g. Maurin, 1992; Gasser et al., 2009) the karst area can be clearly delimited from the Semriach Basin in the east and the Silurian-Devonian schist series (Taschen formation) of the Hiening in the south (Figs. 3, 4). The carbonate rocks of the Tanneben plateau reach below the present floor of the Mur valley which is filled with quaternary sediments. Drillings and surface geophysical investigations suggest an overdeepening of the valley of about 40 m below the present surface. Neogene sediments lie as relicts locally dispersed on the Tanneben plateau. High terrace and low terrace sediments (Riss and Würm age, respectively) were deposited in the Mur valley and still exist at its margins.

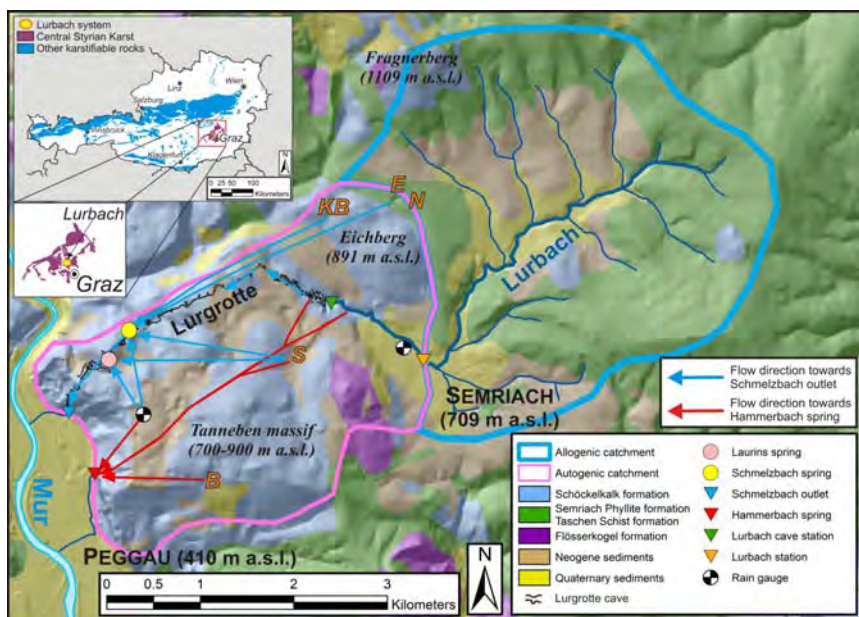


Figure 3: Geological and topographic overview of the Lurbach-Tanneben-Karst system. Tracer injection points: B=Brunngraben, S=Schneiderkogel, KB=Katzenbachschwinde, E=Eisgrube, N=Neudorfer Schwinde (modified after Mayaud et al., 2014).

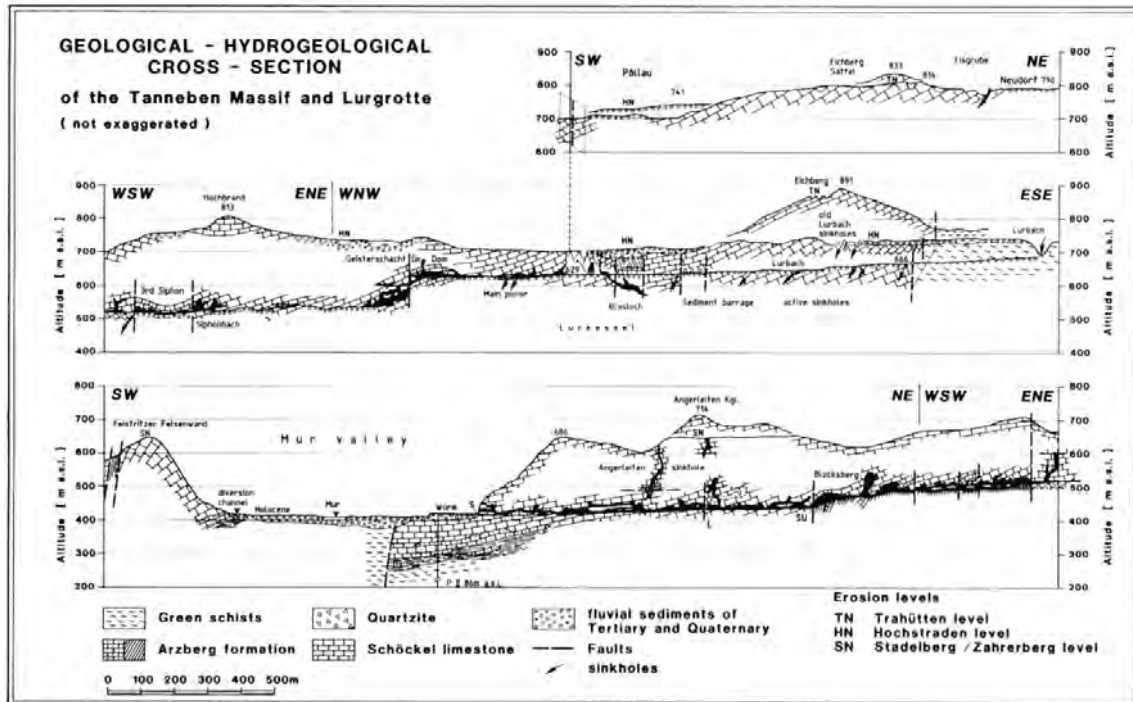


Figure 4: Geological cross section along the cave Lurgrotte (Maurin, 1992, based on Bock, 1929).

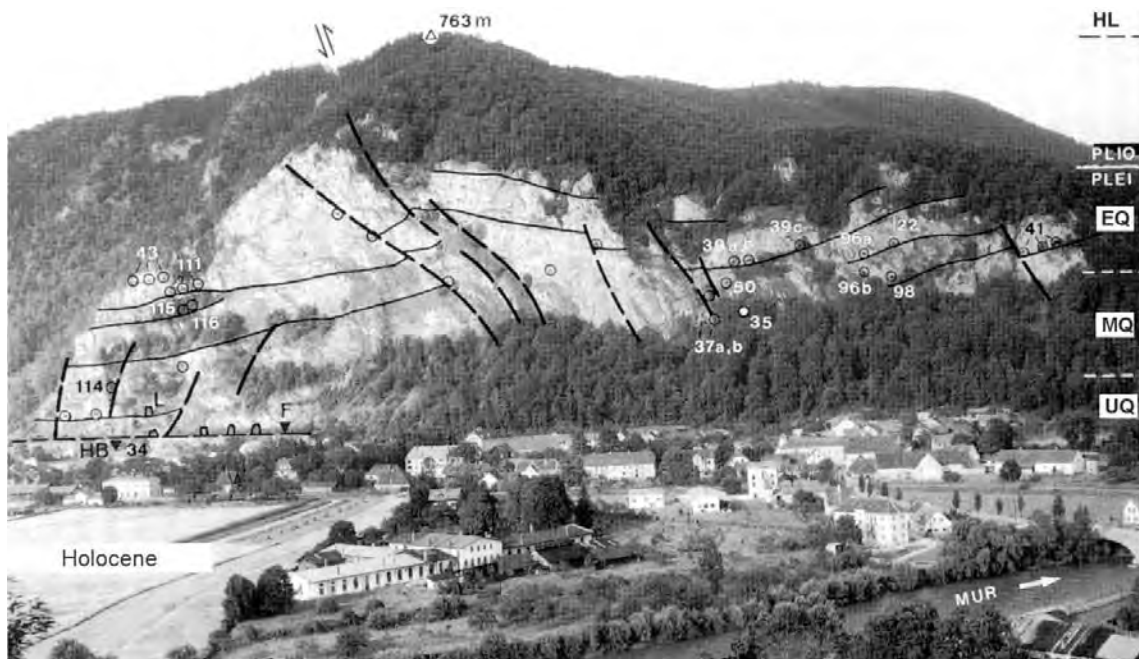


Figure 5: The cliffs of the Peggauer Wand with the cave locations and a thrust fault in the middle of the cliff dipping towards the south east. Caves are bound to bedding planes and faults. Elevation difference between valley floor and Tanneben karst-plateau is about 350 m. Black lines=bedding planes, dashed lines=faults, circles=location of registered caves (some with registry numbers), HL=Hochstraden level, Plio/Plei=Stadelberg/Zahrerberg level, EQ=Early Quaternary (Upper Terrace Group), MQ=Middle Quaternary (Middle Terrace Group), UQ=Upper Quaternary (Lower Terrace Group; including Würm and Riss terraces), HB=location of the Hammerbach spring, F=entrance level of the artificial tunnel system "Felshütte Peggau", approx. coincident with the Würm terrace level, L= Ventilation tunnel (photo: H. Maurin, modified after Maurin & Benischke, 1992)

## Hydrogeology

The whole karst system is mainly drained by the Hammerbach spring and the Schmelzbach spring (Fig. 3). The recharge of the karst system comprises an allogenic and an autogenic recharge component. The allogenic component is the Lurbach stream which drains the Semriach Basin (14.5 km<sup>2</sup>) and totally infiltrates into the Tanneben karst-massif after passing the contact between shists and limestones. The last 100-200 m upstream of the cave entrance the stream passes a gorge and flows through a large collapse doline (Lurkessel, Fig. 4) and finally disappears in the sinkholes some meters behind the Lurgrotte cave entrance. During extreme flood events the Lurbach stream flows directly into and through the Lurgrotte cave system with a total length of about 6 km. In addition an autogenic recharge component on the karst plateau is obvious and could be proven by tracer tests (Fig. 3).

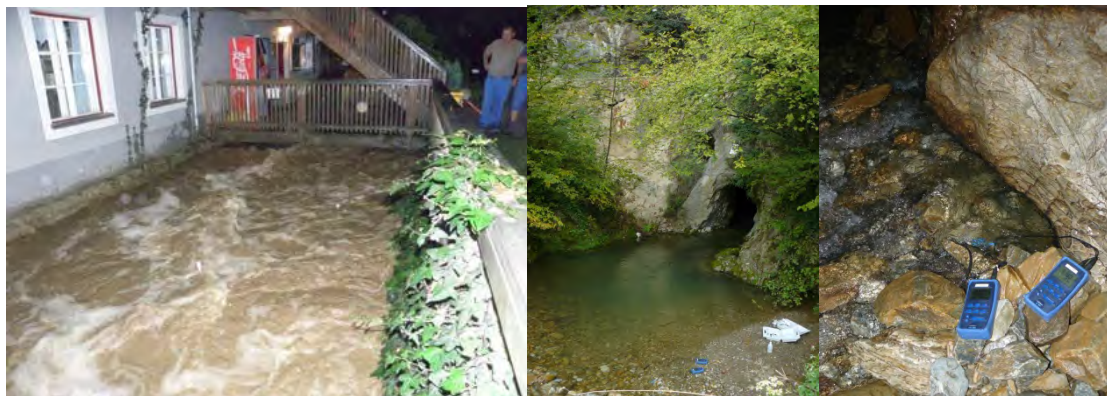


Figure 6: Flood event (2009) at the entrance of Lurgrotte Peggau (left), Schmelzbach outlet at Peggau (middle), Schmelzbach spring in the Lurgrotte (right) (locations in Fig. 3).

## General water balance data

After Harum & Stadler (1992)

Lurbach (observation period: 1965-1973, 1987-1989), mean annual discharge:	141 l/s
Hammerbach (observation period: 1965-1975, 1983-1989), mean annual discharge:	193 l/s
Schmelzbach (observation period: 1965-1970, 1983-1989), mean annual discharge:	79 l/s
Laurins spring (observation period: 1986-1987), mean annual discharge:	3.7 l/s

Water balance data of the Tanneben-Lurbach Karstsystem (period 1966-1970\*):

mean annual air temperature:	7.4°C
mean annual precipitation:	648 l/s = 897 mm (=100 %)
mean annual real evapotranspiration after Turc:	322 l/s = 446 mm (=49.7 %)
mean annual discharge at the Hammerbach spring:	180 l/s = 249 mm (=27.8 %)
mean annual discharge at the Schmelzbach spring:	97 l/s = 134 mm (15.0%)
drain by minor springs or diffuse infiltration into the porous aquifer of the Mur valley:	49 l/s = 67 mm (=7.5%)

(\*after Harum & Stadler, 1992; slightly modified)

Based on the valley formation of the river Mur and the shift of the river bed towards the west during the last 5 mio years (Fig. 7), the river Mur is now the recipient of the whole Tanneben-Lurbach-Karstsystem. Thus, the development of the karst system is bound to the valley formation and is characterized by a complex flow system (Maurin & Benischke, 1992; Wagner et al., 2010, 2011). Depending on the hydrometeorological conditions different hydraulic connectivities are distinguished at present. The hydraulic connectivity between the



Schmelzbach-system and the Hammerbach-system seems to be correlated to a discharge threshold of about 200 l/s at the Hammerbach spring (Harum & Stadler, 1992). A discharge above this threshold yields to an overflow towards the Schmelzbach system (Fig. 8).

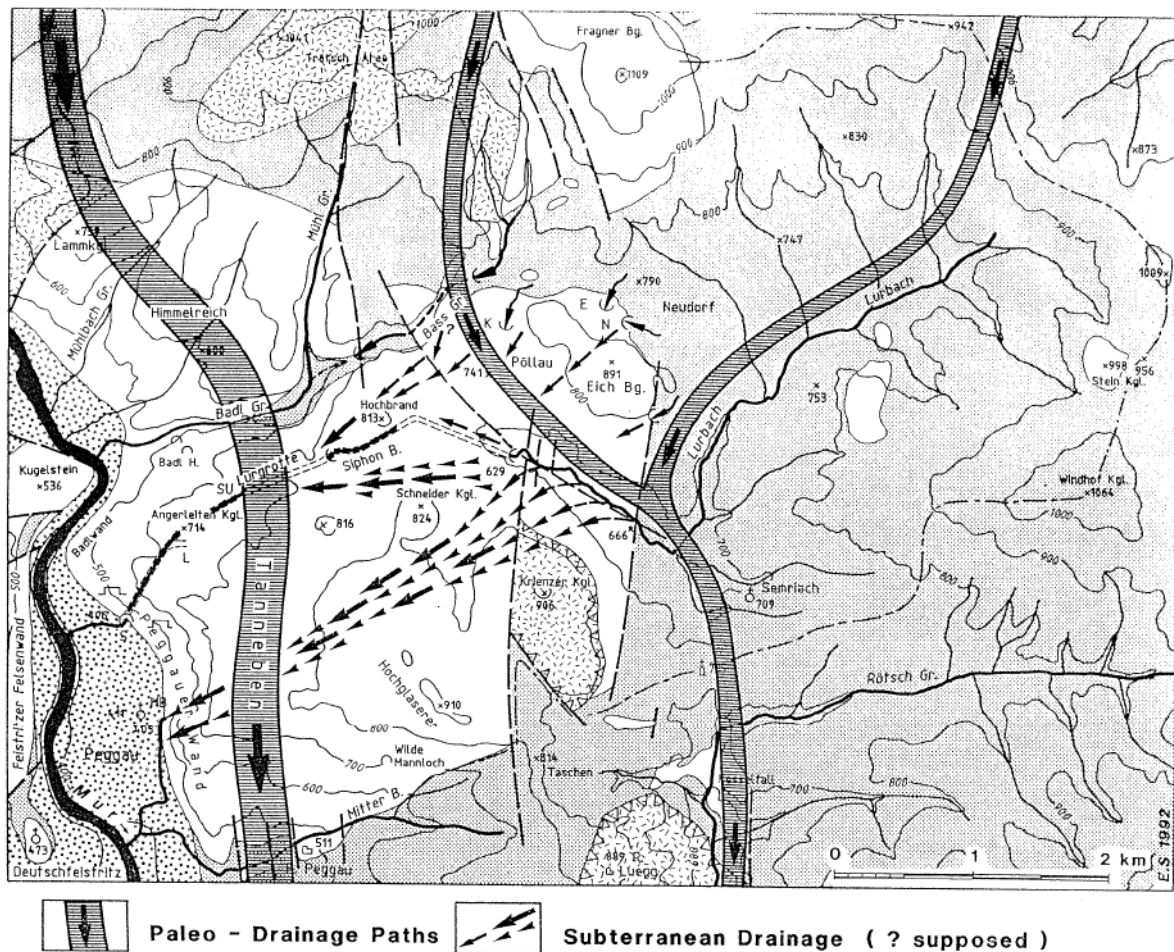


Figure 7: Drainage evolution of the Semriach Basin and the Tanneben karst plateau (Maurin & Benischke, 1992)

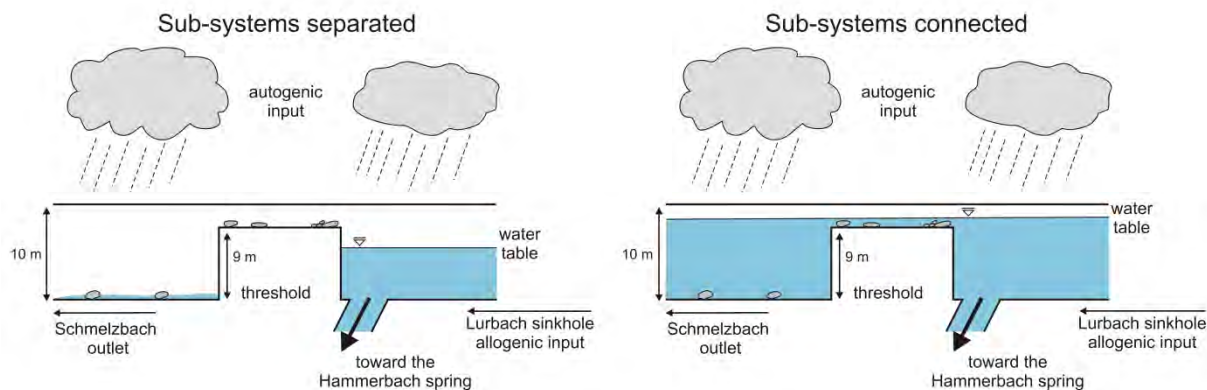


Figure 8: Drainage principle and hydraulic separation (left) or connectivity (right) of Hammerbach and Schmelzbach systems (Mayaud et al, 2014)

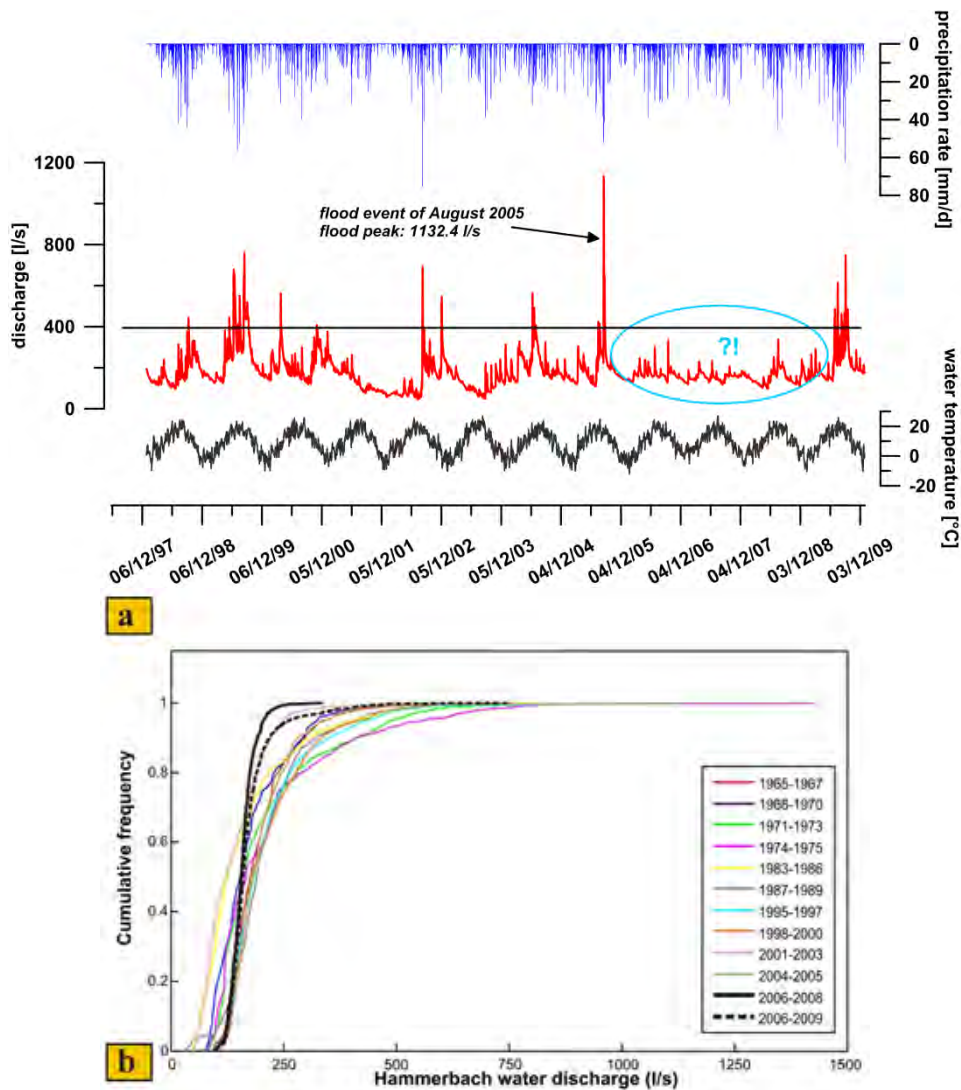
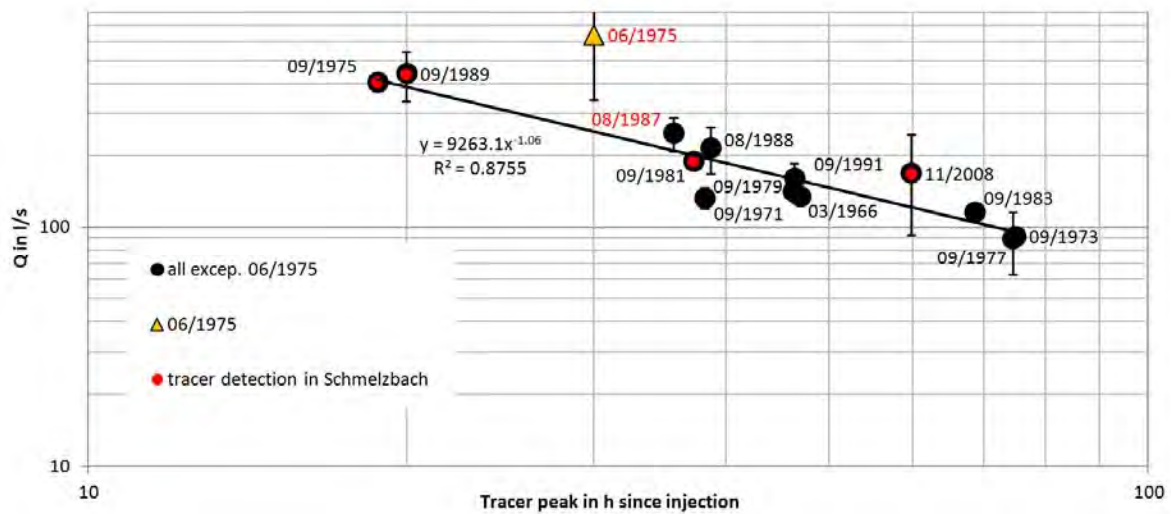
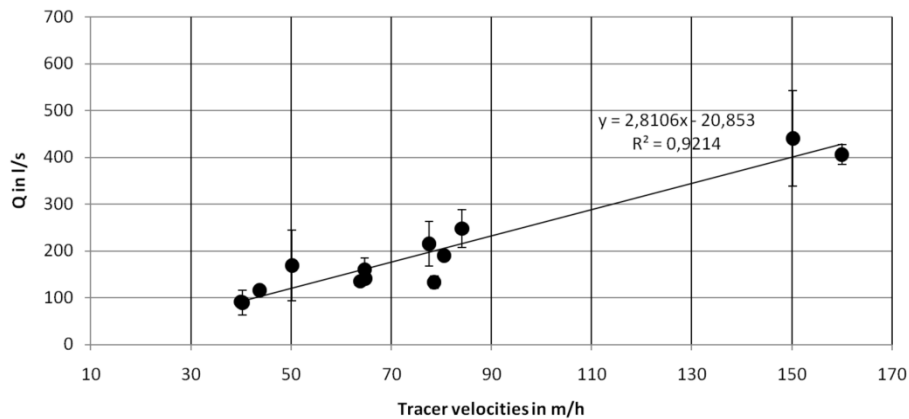


Figure 9: Hammerbach discharge between 1998 and 2009 with corresponding air temperature and rainfall time-series of the region (a), and flow duration curves for the period 1965 - 2009 (b) (modified after Mayaud et al., 2013). Note the rather dampened discharge characteristics after a flood event in August 2005.

Based on a number of tracer experiments conducted in the Lurbach-Tanneben-Karstsystem, a correlation between discharge at the Hammerbach spring and the tracer peak travel times after injection at the Lurbach sinkhole (or along the Lurbach stream for the experiment 11/2008) can be established (Fig.10a). The tracer experiments allow to infer predominant phreatic conditions towards the Hammerbach and can be characterised by the linear regression model between discharge and tracer peak flow velocities (Fig.10b). In addition the overflow towards the Schmelzbach spring only occurs if the discharge at Hammerbach is above a certain threshold (usually ~200 l/s). Interestingly, during the tracer test conducted in Nov. 2008, overflow could be recorded already at lower discharge (~135 l/s). This temporal change seems to be related to a flood event in August 2005 and caused a dampening of the Hammerbach discharge probably due to sediment redistributions within the karst system itself (Wagner et al., 2013; Birk et al., 2014; Mayaud et al., 2014).



a)



b)

Figure 10: (a) Discharge at the Hammerbach spring versus transport times from injection points (usually the Lurbach sinkhole) based on a number of tracer experiments. Red dots indicate that Uranine tracer was also detected at the Schmelzbach outlet and the overflow was active. During an experiment 08/1988 only particle tracers were detected at the Schmelzbach outlet. The latest tracer experiment was conducted in Nov. 2008 where Uranine was detected at the Schmelzbach stream although discharge at the Hammerbach stream was well below the threshold value of  $\sim 200$  l/s. (b) Correlation between Hammerbach spring discharge and calculated tracer peak flow velocities.

A binary karst system like the Tanneben-Lurbach-Karstsystem is a complex and evolving system which is prone to changes due to climate changes and anthropogenic influences (e.g. changes in land use). Corrosion and erosion developed and will develop new flow paths and sediment redistribution as well as collapse events in conduits had constricted and further will constrict flow paths at least temporarily. Thus, karst systems need to be regarded as temporarily changing systems over time where hydraulic characteristics and behavior are hard to predict.

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

## References

- Behrens, H., Benischke, R., Bricelj, M., Harum, T., Käss, W., Kosi, G., Leditzky, H.P., Leibundgut, C., Maloszewski, P., Maurin, V., Rajner, V., Rank, D., Reichert, B., Stadler, H., Stichler, W., Trimborn, P., Zojer, H., 1992. Investigations with Natural and Artificial Tracers in the Karst Aquifer of the Lurbach System (Peggau-Tanneben-Semriach, Austria).- Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 43, 9-158, Graz.
- Birk, S., Wagner, T., Mayaud, C. 2014. Threshold behavior of karst aquifers: the example of the Lurbach karst system (Austria).- Environmental Earth Sciences. doi: 10.1007/s12665-014-3122-z.
- Bock, H. 1929. Lurhöhle bei Peggau/Semriach.- Höhlenbucheinlage b. Oberstaatskonservator f. Stmk., Zl. 51/1926, page 13, Graz.
- Harum, T., Stadler, H., 1992. Hydrologic and Climatologic Conditions.- In: Behrens et al. (1992): Investigations with Natural and Artificial Tracers in the Karst Aquifer of the Lurbach System (Peggau-Tanneben-Semriach, Austria).- Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 43, 34-49, Graz.
- Maurin, V., 1992.: Geology.- In: Behrens et al. (1992): Investigations with Natural and Artificial Tracers in the Karst Aquifer of the Lurbach System (Peggau-Tanneben-Semriach, Austria).- Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 43, 15-22, Graz.
- Maurin, V., Benischke, R., 1992. Morphogeny, Paleohydrography and Karst Development.- In: Behrens et al. (1992): Investigations with Natural and Artificial Tracers in the Karst Aquifer of the Lurbach System (Peggau-Tanneben-Semriach, Austria).- Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 43, 22-33, Graz.
- Mayaud, C., Wagner, T., Benischke, R., Birk, S., 2013. Understanding changes in the hydrological behaviour within a karst aquifer (Lurbach system, Austria).- Carbonates Evaporites. doi: 10.1007/s13146-013-0172-3.
- Mayaud, C., Wagner, T., Benischke, R., Birk, S., 2014. Single event time series analysis in a binary karst catchment evaluated using a groundwater model (Lurbach system, Austria).- Journal of Hydrology, 511, 628-639. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.02.024.
- Wagner, T., Mayaud, C., Benischke, R., Birk, S., 2013. Ein besseres Verständnis des Lurbach-Karstsystems durch ein konzeptionelles Niederschlags-Abfluss-Modell.- Grundwasser – Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie. doi: 10.1007/s00767-013-0234-4.
- 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. doi: 373 10.1016/j.geomorph.2011.04.024.
- 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 Planet. Sci. Lett. 295, 159–169.



Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

## Excursion 4

### **Grazer Paläozoikum und Ostalpines Kristallin im Bereich nördlich von Weiz: Neues zur Tektonik und Lithostratigraphie**

Ralf Schuster<sup>1</sup>, Phillip Schantl<sup>2</sup>, Tanja Ilickovic<sup>3</sup>, Beatrix Moshhammer<sup>1</sup>, Kurt Krenn<sup>2</sup>, Barbara Pühr<sup>2</sup>, Katharina Brandner<sup>2</sup>, Alexander Proyer<sup>4</sup>, Sylvain Richoz<sup>2</sup>, Georg Hoinkes<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien, Austria

<sup>2</sup> Institut für Erdwissenschaften, Universität Graz, NAWI Graz, Heinrichstrasse 26 / Universitätsplatz 2, 8010 Graz, Austria

<sup>3</sup> Dept. für Geodynamik und Sedimentologie, Universität Wien, Althanstraße 14, 1090 Wien, Austria.

<sup>4</sup> University of Botswana, Department of Geology, Gaborone, Botswana

#### **1. Einleitung**

Im Zeitraum zwischen 1996 und 2013 wurde das Gebiet des Kartenblattes ÖK 135 Birkfeld von A. Matura und R. Schuster vollständig neu aufgenommen. Basierend auf der Neukartierung sowie strukturgeologischen, petrologischen und geochronologischen Untersuchungen ergaben sich einige neue Gesichtspunkte, die Veränderungen im Bezug auf die tektonische und lithostratigraphische Gliederung einiger im Bereich des Kartenblattes liegender Einheiten notwendig erscheinen lassen. Im Zuge der Exkursion soll die Geologie im südöstlichen Teil des Kartenblattes um den Raasberg, Hohen Zetz und Patschaberg im Lichte der neuen Daten vorgestellt und diskutiert werden.

#### **2. Regionale Geologie**

Das Exkursionsgebiet (Abb. 1, 2, 3) ist unter anderem in den Karten von SCHWINNER (1935), FLÜGEL & MAURIN (1958), FLÜGEL (1961), WIESENER (1981) und FLÜGEL & NEUBAUER (1984) dargestellt. Es umfaßt unterschiedlich stark metamorphe Gesteine des Ostalpines mit neoproterozoischen bis karbonen Eduktaltern die häufig als „Ostalpines Kristallin“, „Altkristallin“ und „Grazer Paläozoikum“ bezeichnet werden. Dazu kommen neogene und quartäre Sedimente. Die prä-neogenen Festgesteine des Ostalpines, wurden in der Vergangenheit auf verschiedene Weise untergliedert (z.B. FLÜGEL, 1975; TOLLMANN, 1963, 1977; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; FRITZ et al., 1991; SCHMID et al., 2004; GASSER et al., 2010). Die weitere Darstellung bezieht sich auf die Nomenklatur, die auch auf dem in Vorbereitung befindlichen Kartenblatt GK50 135 Birkfeld, Verwendung finden wird.

Mit Bezug auf SCHMID et al. (2004) gehören die tektonisch tieferen Einheiten im Bereich des Exkursionsgebietes zum Koralpe-Wölz-Deckensystem und die hangenden, vom Grazer Paläozoikum aufgebauten zum Drauzug-Gurktal-Deckensystem. Von Oberfeistritz über Anger, Steg und Kogelhof verläuft eine bedeutende Störungszone, welche im Folgenden als Anger-Piregg Störung bezeichnet wird. Zu deren beiden Seiten befinden sich unterschiedliche, zumeist polymetamorphe kristalline Einheiten des Koralpe-Wölz-Deckensystems. Östlich der Störung sind das die liegende Stuhleck-Kirchberg- und die

hangende Rabenwald-Decke. Westlich davon befinden sich die Exenberg-, Radegund- und Waxenegg-Decke. Die drei letztgenannten und die weiter im Norden auftretende Schoberkogel-Decke wurden bisher als "Angerkristallin" zusammengefaßt.

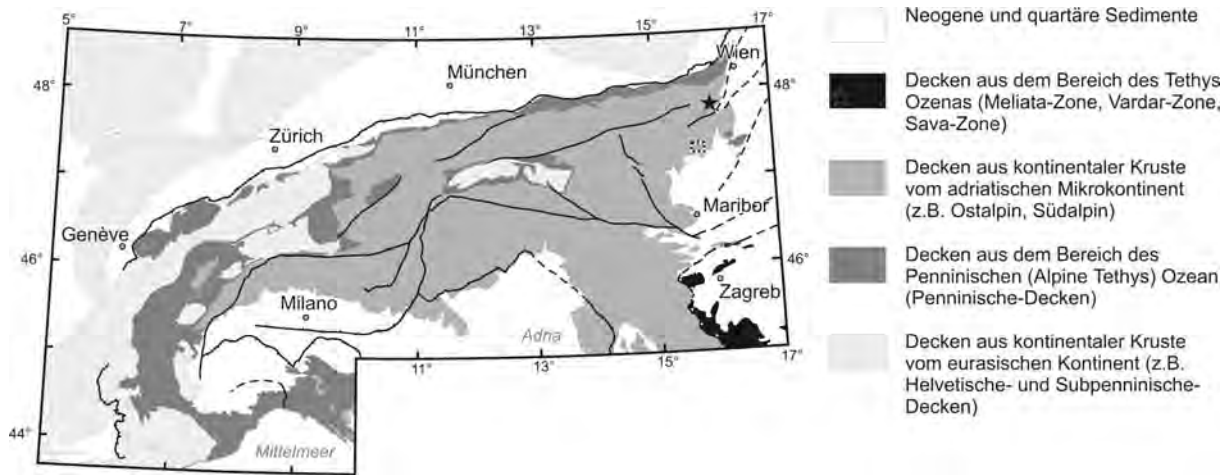


Abbildung 1: Karte der Alpenraumes in welcher die paläogeographische Herkunft der wesentlichen tektonischen Einheiten darstellt ist (basierend auf SCHMID et al., 2004). Der punktierte Rahmen markiert den in Abbildung 2 dargestellten Bereich.

Das Grazer Paläozoikum ist mit drei Einheiten der tieferen Deckengruppe sensu FRITZ et al. (1991) in Form der Gasen-, Schöckel- und Gschnaidt-Decke im Exkursionsgebiet vertreten. Alle zeigen einen ähnlichen lithologischen Aufbau, es sind aber deutliche Unterschiede in der Verteilung ehemaliger Faziesbereiche und im Metamorphosegrad festzustellen. Generell nimmt die eoalpidische Metamorphose gegen die hangenden Decken zu.

Neogene Gesteine finden sich im Feistritztal sowie in den Randbuchten des Steirischen Beckens bei Oberfeistritz und Ponigl. Sie umfassen zum Teil grobklastische Blockschotter und Rotlehme aus dem Karpatium, sowie randnahe Beckensedimente aus dem Sarmatium und Pannonium. Quartäre Ablagerungen beschränken sich auf Wildbachsedimente in Talkerben, fluviatile Sedimente, Auenablagerungen und diverses Hangschuttmaterial.

### 3. Lithostratigraphische (lithodemische) und tektonische Einheiten

In diesem Kapitel werden die im Exkursionsgebiet auftretenden lithostratigraphischen (lithodemischen) und tektonischen Einheiten kurz charakterisiert. Die lithostratigraphischen Einheiten ergeben sich aus der flächigen Kartierung charakteristischer Gesteinsassoziationen. Im Bereich des Grazer Paläozoikums wurden diese vollständig in Gruppen, Formationen und Subformationen untergliedert (FLÜGEL, 2000; HUBMANN et al., 2014). Obwohl die meisten dieser Einheiten mangels brauchbarer Fossilien nur sehr schlecht chronostratigraphisch eingestuft sind und keine Typusprofile beschrieben sind, wurde die bestehende Nomenklatur soweit als möglich übernommen (FLÜGEL, 2000; HUBMANN et al., 2014). Für manche Schichtglieder scheint es aber sinnvoller lithodemische Einheiten zu verwenden. Die kartierbaren Einheiten innerhalb des „Ostalpinen Kristallins“ wurden in lithodemische Einheiten untergliedert. Je nachdem ob es sich dabei um Gesteinsassoziationen aus magmatischen und metasedimentären oder rein um metasedimentäre Gesteine handelt, sowie im Hinblick auf die Ausdehnung der Einheit

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

wurden diese als Komplex, Lithodem oder Suite klassifiziert. Da zwischen vielen lithodemischen Einheiten, insbesondere zwischen den meisten Komplexen Metamorphosesprünge zu verzeichnen sind, sind diese auch durch markante Scherzonen voneinander getrennt. Daher sind diese Gesteinskörper auch als tektonische Einheiten zu definieren und sie wurden als Decken und Schuppen klassifiziert.

### 3.1. Koralpe-Wölz-Deckensystem

#### 3.1.1. Rabenwald-Decke / Strallegg-Komplex

Der Strallegg-Komplex baut sich aus zum Teil migmatischen Paragneisen, Hornblendegneisen und darin eingelagerten Orthogneisen und Graniten auf. Nur vereinzelt finden sich Amphibolite und Olivin führende Marmore. Besonders typisch sind weiße Quarzite mit Hellglimmer und Magnesium-Chlorit ("Kornsteine") sowie Talkschiefer. Diese werden in der Lagerstätte am Rabenwaldkogel abgebaut. Große Teile der Einheit sind von retrograde Metamorphose und Phyllonitisation unter grünschieferfaziellen Bedingungen betroffen.

Bei den Orthogneisen lassen sich verschiedene Typen unterscheiden. Besonders hervorzuheben sind der Buchkogel-Granit(-Suite), bei dem es sich um einen teilweise vergneisten Biotit-Granit handelt und der Feistritzal-Orthogneis(-Suite), welcher aus einem leukokraten, feinkörnigen Granit hervorgegangen ist. Datierungen mit Sm-Nd an magmatischem Granat (SCHUSTER et al., 2001a) und *laser-ablation* Datierungen an Zirkon (SCHUSTER et al., 2010) zeigen, dass es sich um permische Intrusionen handelt. Dementsprechend sollte auch die Migmatisierung der umgebenden Paragesteine im Perm stattgefunden haben (SCHUSTER et al., 2001b). Die eoalpidische Überprägung ist wie auch im übrigen Ostalpin ein druckbetontes Ereignis. Für den Steinbruch Stubenberg berechneten TROPPEL et al. (2001) 530–600°C bei 1,2–1,5 GPa. Für die etwas weiter nördlich gelegene Talklagerstätte Rabenwald geben MOINE et al. (1989) 500-550°C bei 8–9 GPa an. Die Talklagerstätte ist an Scherzonen ausgebildet, welche bei der Exhumation nach dem eoalpidischen Metamorphosehöhepunkt entstanden.

Die Schieferungsflächen Sx in der Rabenwald-Decke fallen im Nahebereich zur Anger-Piregg-Störung zumeist gegen WNW bis WSW. Streckungslineare Lx und einrotierte Achsen verfallener Quarzmobilisatlagen Fx+1 sind bei geringer Streuung N-S orientiert und bisweilen ist eine Bewegung gegen Norden zu erkennen. Vereinzelt finden sich spätere, zumeist offene Verfaltungen Fx+2 um E-W orientierte Achsen (Abb. 4).

#### 3.1.2. Exenberg-Decke / Wölz-Komplex

Der Wölz-Komplex wird zum allergrößten Teil aus hellglimmerreichen, zum Teil quarzitischem Granat-Glimmerschiefern aufgebaut. Darin finden sich Glimmer-Quarzite und Lagen von Amphiboliten sowie Hornblende-Garbenschiefern. In den Granat-Glimmerschiefern sind lokal Albit-Quarz-Mobilisate eingeschaltet. Diese liegen zumeist konkordant und sind in der prägenden Schieferung (Sx) mitdeformiert.

Nach RÖGGLA (2007) zeigen die Glimmerschiefer des Wölz-Komplex eine mineralogische Zusammensetzung aus Granat + Muskovit ± Paragonit + Chlorit + Quarz ± Biotit ± Plagioklas + Ilmenit. Der Granat ist lagen- bzw. bereichsweise einphasig oder zweiphasig ausgebildet. Zweiphasiger Granat ist 5-15 mm im Durchmesser, wobei sowohl der Kern als auch Rand idiomorph ausgebildet ist (Abb. 5A, B). Manchmal sind im inneren Teil des Randes



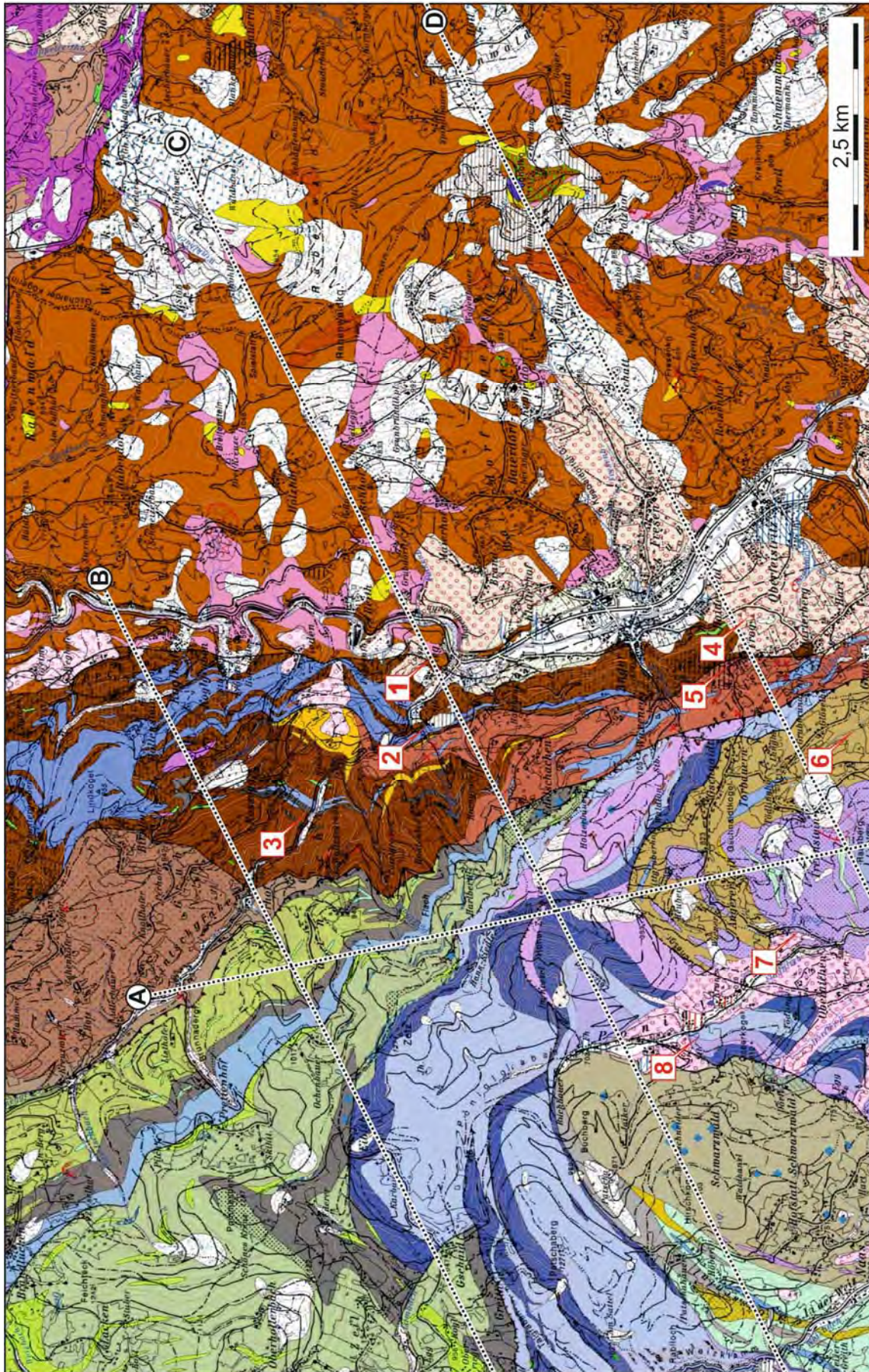


Abbildung 2: Legende siehe unten



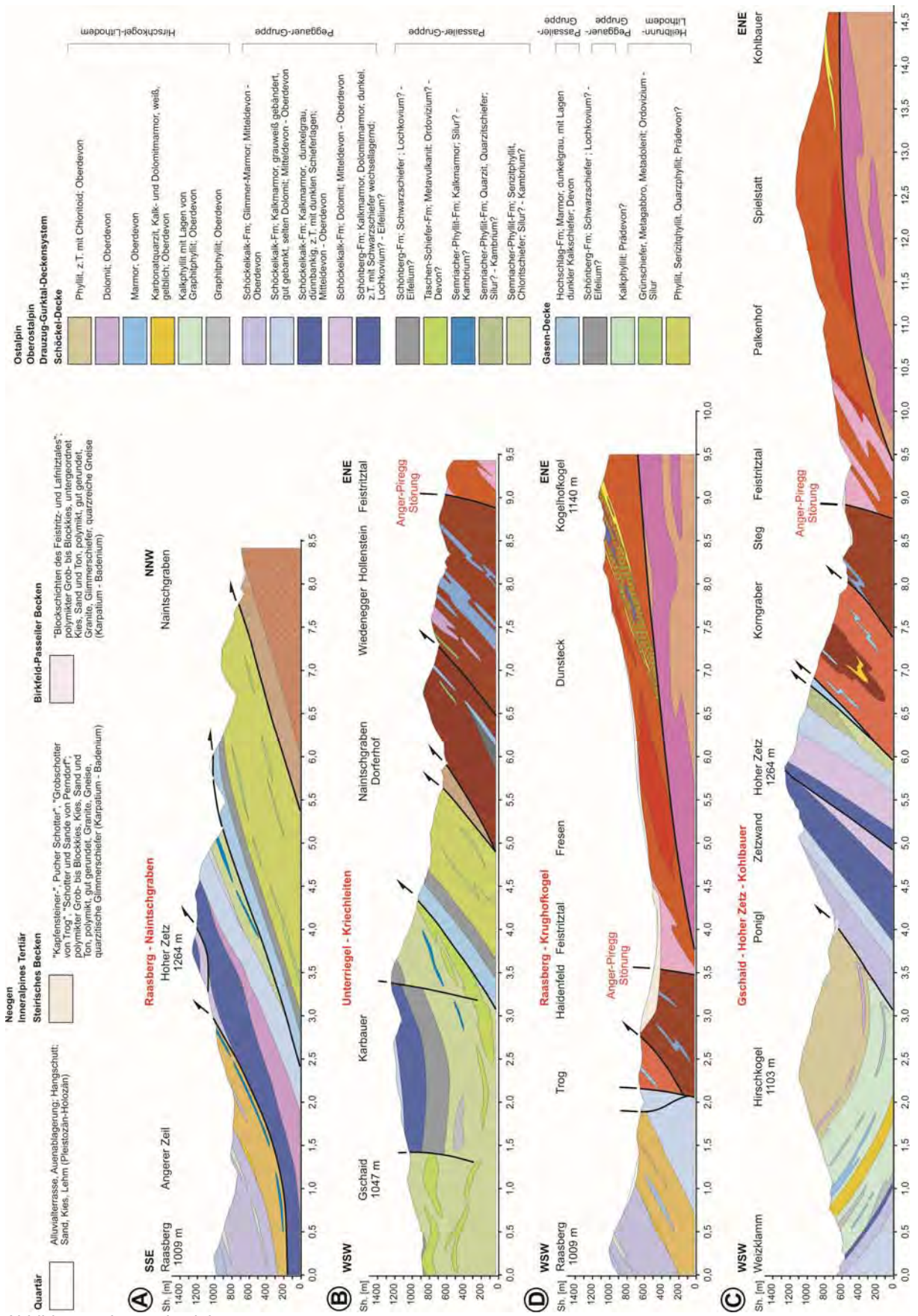


Abbildung 3: Legende siehe unten

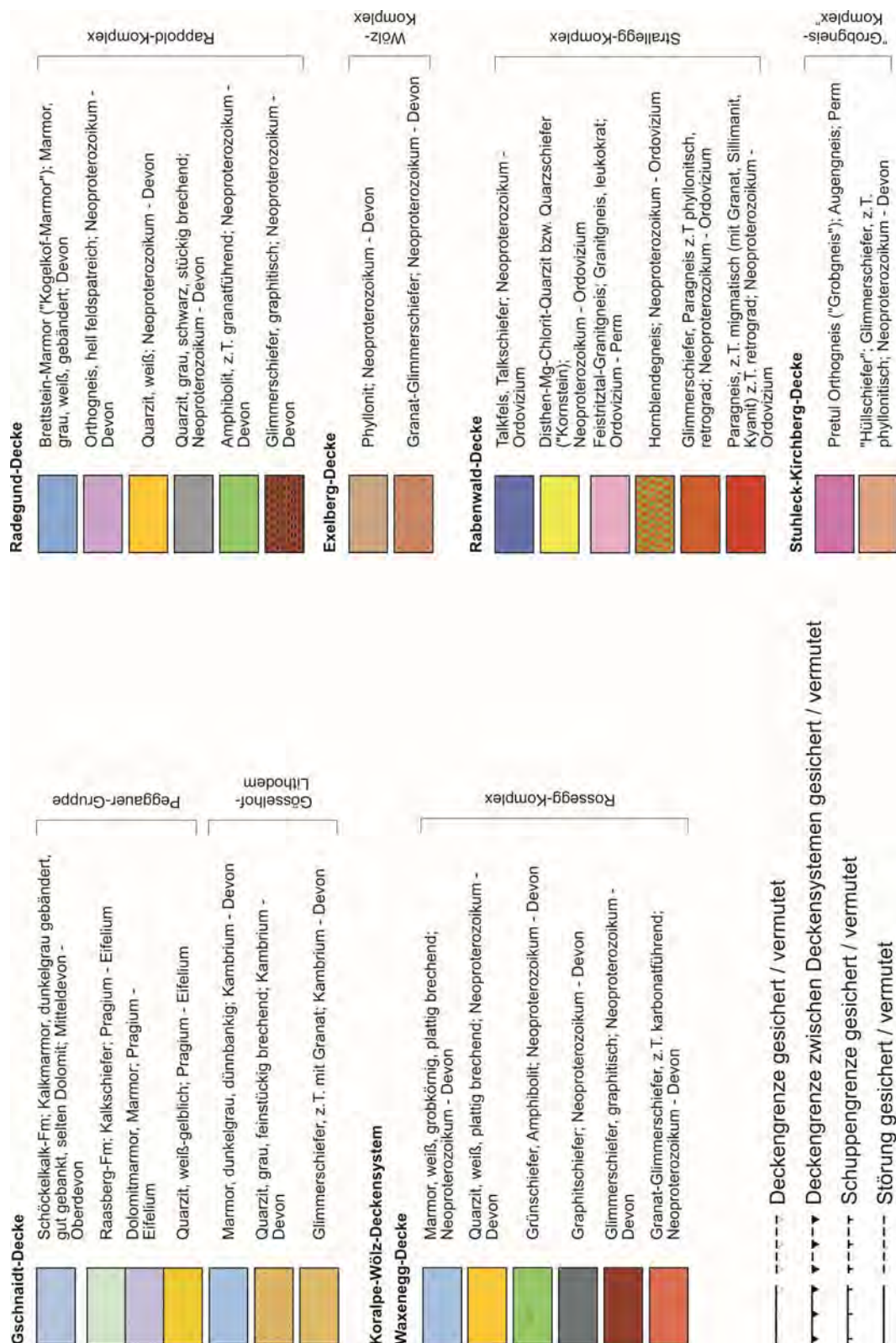


Abbildung 2: Geologische Karte des Exkursionsgebietes rund um den Raasberg und Hohen Zetz bei Anger (Steiermark). Die Darstellung basiert auf der Neuaufnahme des Kartenblattes ÖK 135 Birkfeld von MATURA & SCHUSTER (in Vorbereitung). Eingezeichnet ist die Lage der Exkursionspunkte und der in Abb. 3 dargestellten Profile. Legende siehe Abb. 3.

Abbildung 3: Profile durch das in Abb. 1 dargestellte Gebiet. Legende gilt auch für Abb. 2.



Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

Einschlüsse von Chloritoid und/oder Staurolith vorhanden. Generell zeigen die Ränder höhere Grossulargehalte als die Kerne. Eine Sm-Nd Datierung eines Granatkernes ergab ein Alter von  $273 \pm 3$  Ma, darin eingeschlossene Monazite lieferten EMS (Elektronenstrahl Mikrosonde)-Alter von  $267 \pm 10$  Ma. Der Wölz-Komplex erfuhr demnach eine permische Metamorphoseprägung unter Bedingungen der oberen Grünschieferfazies. Diese Beobachtung deckt sich gut mit Daten aus den Niederen Tauern (SCHUSTER & FRANK, 2000; GAIDIES et al., 2006). EMS-Monazitalter von  $88 \pm 10$  Ma datieren die eoalpidische Überprägung, welche unter amphibolitfazielle Bedingungen von  $550 \pm 30^\circ\text{C}$  und  $0,1$  GPa ablief (RÖGGLA, 2007).

Die prägende Schieferung (Sx) fällt in der Exenberg-Decke etwa nach W bis SW ein. Das Streckungslinear Lx fällt gegen SSW. Faltenachsen Fx+1 sind in die Streckung einrotiert und auch eine Lx parallele Grenulation ist in den Granat-Glimmerschiefern zumeist zu beobachten. Im hangenden Bereich, hin zum Heilbrunn-Lithodem, zeigen die Gesteine eine phylonitische Überprägung, die unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies ablief.

Die Gesteine sind hier feinschuppiger und zeigen ebene Schieferungsflächen (Sx+1). Das dazugehörige Streckungslinear (Lx+1) fällt nach SSW bis S ein und um die Granatporphyroklasten sind langgezogene Auslenkungen der Schieferung zu beobachten. Da Lx und Lx+1 parallel liegen ist anzunehmen, dass die beiden Deformationsphasen während der Exhumation der Gesteine unmittelbar aufeinanderfolgten.

### 3.1.3. Radegund-Decke / Rappold-Komplex

Die dominierende Lithologie im Rappold-Komplex sind dunklgraue, graphitreiche Glimmerschiefer bis Paragneise. Darin eingelagert finden sich bis wenige Zehnermeter mächtige Marmorzüge (Brettstein-Marmor-Lithodem, "Koglhof-Marmor"). Weiters sind weiße und dunkelgraue Quarzite, Amphibolite und helle, feinkörnige Orthogneise vorhanden. Typisch ist das Auftreten von Pegmatitgneisen, welche in einem Fall auch Spodumen führen und die im Perm kristallisierten (ESTERLUS, 1983, 1986).

Die Glimmerschiefer des Rappold-Komplex zeigen eine mineralogische Zusammensetzung aus Granat + Muskovit + Plagioklas + Biotit + Quarz + Ilmenit  $\pm$  Staurolith  $\pm$  Kyanit. Chlorit ist als retrograde Bildung vorhanden (RÖGGLA, 2007). Die Granate sind oft unauffällig, zumeist einige Millimeter im Durchmesser und bis auf die Kernbereiche durch Graphit dunkelgrau gefärbt. Sie sind immer zweiphasig, wobei durch die unregelmäßigen, polykristallinen Anwachssäume eine xenomorphe Kornform entsteht (Abb. 5C, D). Der Grossulargehalt fällt vom Zentrum der Kerne nach Außen hin ab und steigt an der Grenze zum Rand wieder sprunghaft an. Die Datierung eines Granatkernes lieferte ein Sm-Nd Alter von  $275 \pm 4$  Ma, darin eingeschlossene Monazite ergaben EMS-Alter von  $275 \pm 10$  Ma (SCHUSTER et al., 2006). Basierend auf der gleichzeitigen Intrusion der Pegmatite sind für den Rappold-Komplex im Perm amphibolitfazielle Metamorphosebedingungen anzunehmen. Gleichartige Ergebnisse sind auch aus dem Rappold-Komplex in den Niederen Tauern dokumentiert (GAIDIES et al., 2008). Die eoalpidische Metamorphose erreichte nach Untersuchungen von RÖGGLA (2007)  $630 \pm 10^\circ\text{C}$  und  $0,94 \pm 0,01$  GPa.

Die Schieferungsflächen Sx in der Radegund -Decke fallen zumeist gegen WNW bis S, einige wenige auch gegen NE. Streckungslineare Lx und einrotierte Achsen verfalteter Quarzmobilisatlagen Fx+1 fallen flach bis mittelsteil gegen SW bzw. NE (Abb. 4).

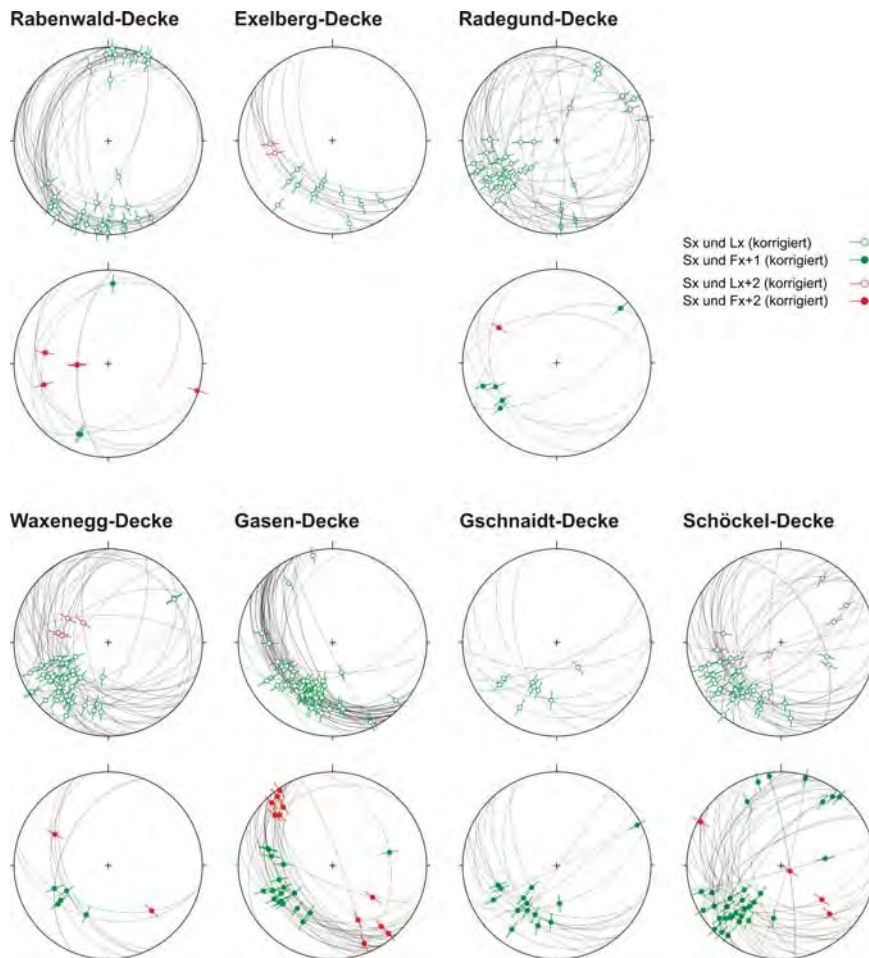


Abbildung 4: Strukturdaten aus den im Exkursionsgebiet auftretenden Decken. Erläuterung siehe Text.

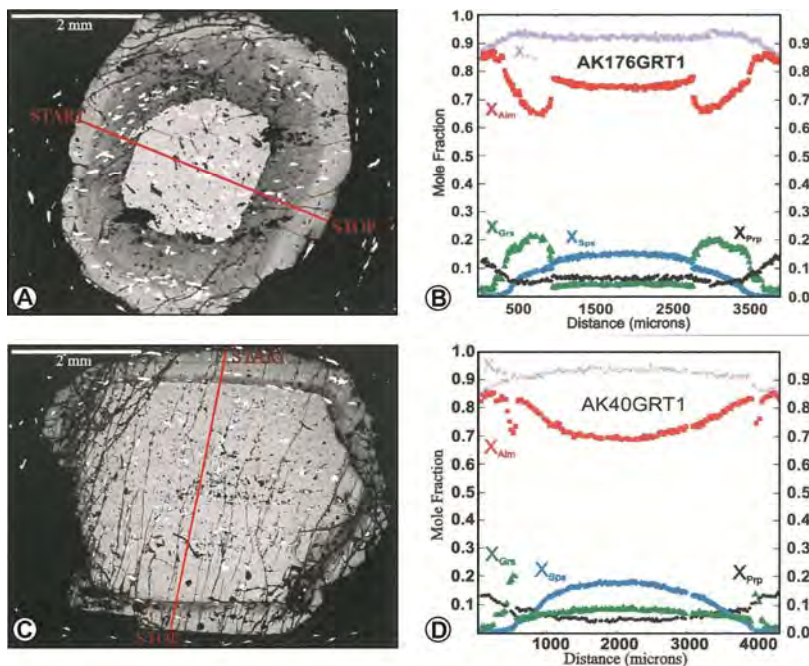


Abbildung 5: BSE-Bild und chemische Zonierung von Granat aus dem Wölz- und Rappold-Komplex (nach RÖGGLA, 2007): A-B) Zweiphasiger Granat mit idiomorphem Kern und Rand aus dem Wölz-Komplex. Die permischen Kerne weisen deutlich niedrigere Grossulargehalte auf als die eoalpidischen Ränder. C-D) Zweiphasiger Granat mit permischem Kern und eoalpidischem Rand aus dem Rappold-Komplex.



### 3.1.4. Waxenegg-Decke / Rossegg-Komplex

Der Rossegg-Komplex zeigt eine sehr bunte lithologische Zusammensetzung. In einer Matrix aus karbonatischen oder graphitischen Glimmerschiefern sind Lagen von weißen und grauen Marmoren, Quarziten, Amphiboliten, Hornblende führenden Gneisen und Glimmerschiefern sowie Graphitschiefern eingelagert.

Die Glimmeschiefer (Abb. 6) bestehen aus Granat + Muskovit + Quarz + Ilmenit + Chlorit ± Biotit ± Amphibol ± Kalzit (SCHANTL & BRANDNER, 2014). Als Akzessorien finden sich Klinozoisit/Epidot, Allanit, Apatit, Rutil, Turmalin Zirkon und Pyrit. Chlorit ist sowohl als prograde Bildung in der Matrix, als auch als retrograde Bildung nach Biotit und Granat vorhanden. Granat erreicht bis einige Millimeter im Durchmesser. Er ist oftmals idiomorph ausgebildet, enthält gegen den Rand hin abnehmend häufige Einschlüssen, welche bisweilen eine Rotation der Kristalle während des Wachstums belegen. Eingeschlossen im Granat findet sich selten Chloritoid, aus dem Steinbruch Naintsch ist auch Staurolith in der Matrix beschrieben (KRENN et al., 2008). An einigen Lokalitäten enthalten die Granate klar abgegrenzte ältere Kerne. Die Bildung der Kerne ist nicht datiert, mit Bezug auf die umgebenden Einheiten erscheint ein permisches Alter und eine dazugehörige grünschieferfazielle Prägung am wahrscheinlichsten. Die Amphibole treten in den hellglimmerreichen Glimmerschiefern als kurze stängelige Kristalle mit einem Pleochroismus von grün nach blaugrün auf. Es handelt sich um Ferro-Tschermakite. Für die eoalpidische Metamorphoseprägung ermittelten KRENN et al. (2008) Bedingungen von  $580 \pm 20^\circ\text{C}$  bei  $0,8 \pm 0,1$  GPa, was Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies entspricht und sich mit den Daten von SCHANTL & BRANDNER (2014) deckt.

Im Rossegg-Komplex fallen die Schieferungsflächen  $S_x$  mittelsteil gegen WNW bis S. Streckungslineare  $L_x$  und einrotierte Achsen verfalteter Quarzmobilisatlagen  $F_{x+1}$  sind SW-NE orientiert. Basierend auf der Rotation der Granatporphyroblasten ist nach KRENN et al. (2008) eine scherende Bewegungskomponente gegen SW anzunehmen, während in SCHANTL & BRANDNER (2014) auch eine Rotation der Granate gegen NE dokumentiert ist. Sehr vereinzelt finden sich spätere offene Verfaltungen  $F_{x+2}$  um NW bis SE orientierte Achsen (Abb. 4).

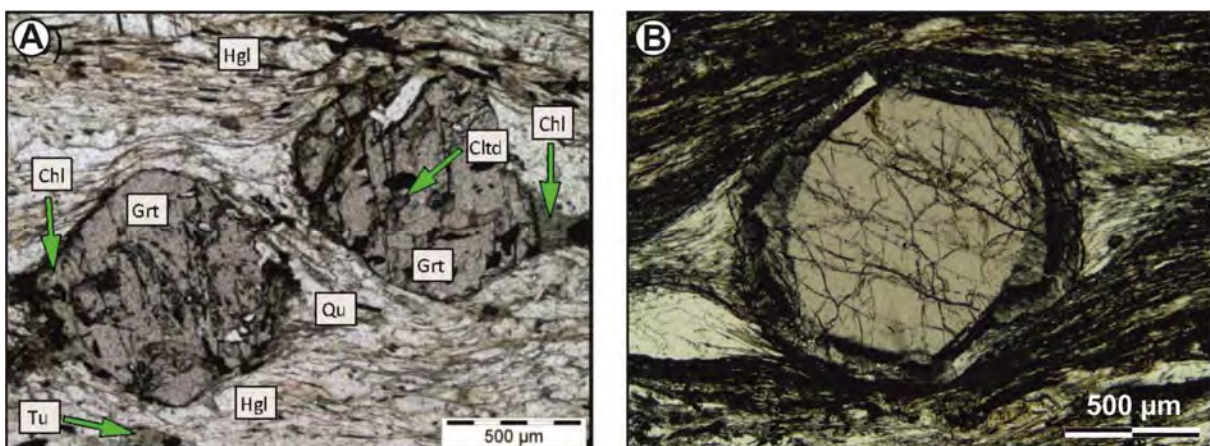


Abb. 6: Granat-Glimmerschiefer des Rossegg-Komplex: A) Einphasige Granatporphyroblasten in Probe KP-19 mit Einschlüssen von Chloritoid im Durchlicht (SCHANTL & BRANDNER, 2014). B) Zweiphasige Granatkristalle in graphitreichem Glimmerschiefer der Probe 08R56 im Durchlicht.

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

### 3.2. Drauzug-Gurktal-Deckensystem, Grazer Paläozoikum

Das Grazer Paläozoikum umfaßt Gesteine mit einer chronostratigraphischen Reichweite vom Silur bis ins Karbon. Es lassen sich fünf Faziesbereiche unterscheiden (Rannach-, Hochlantsch-, Laufnitzdorf-, Kalkschiefer- und Schöckel-Fazies). Diese verteilen sich auf mehrere Decken, die entweder in eine tiefere-, mittlere- und höhere Deckengruppe (FLÜGEL et al. 1990; FRITZ et al, 1992) oder nur in eine tiefere- und höhere Deckengruppe (GASSER et al., 2010) untergliedert werden. Im Exkursionsgebiet tritt die Kalkschiefer- und Schöckelkalk-Fazies verteilt auf Decken der tieferen Deckengruppe auf.

Im Zuge der Kartierung konnten drei Decken unterschieden werden, welche bei ähnlichen lithologischen Abfolgen Unterschiede im lithostatigraphischen Aufbau und im Metamorphosegrad erkennen lassen. Soweit wie möglich gelangte bei der lithostratigraphischen Benennung die Untergliederung nach FLÜGEL (2000) und HUBMANN et al. (2014) zur Anwendung.

#### 3.2.1. Gasen-Decke / Heilbrunn-Lithodem, Schönberg-Formation, Hochschlag-Formation

Die Phyllite des Heilbrunn-Lithodems sind ebenflächig und dünnplattig nach der prägenden Schieferung (Sx) brechend. Sie sind durch feinschuppigen Hellglimmer silberig gefärbt. Daneben ist bereichsweise etwas Pyrit oder Biotit makroskopisch zu erkennen. Durch die Verwitterung des Pyrits können rostige Flecken auf den Schieferungsflächen entstehen. In Sx eingeregelt Quarzmobilisate sind relativ selten. Eingelagert finden sich Grünschiefer, welche eine Zusammensetzung aus Chlorit + Hellglimmer + Quarz ± Albit ± Kalzit aufweisen. Im Allgemeinen bilden sie Härtlinge, die auch morphologisch heraustreten und stückig brechen. Sie bilden mehrere Meter bis wenige Zehnermeter mächtige Lagen, welche im hangenden Teil des Heilbrunn-Lithodems über einige hundert Meter weit verfolgt werden können. Weiters sind Einschaltungen aus Kalkphylliten vorhanden.

Darüber folgt die Schönberg-Formation. Diese ist durch sehr dünnplattig brechende graphitreiche Phyllite vertreten. Eingeschaltet sind im liegenden Teil immer wieder Phyllite, die jenen des Heilbrunn-Lithodems gleichen. Im Hangenden treten vermehrt Lagen dunkelgrauer bis schwarzer Kalkmarmore auf, die zur Hochschlag-Formation überleiten.

Die Hochschlag-Formation besteht aus plattig brechenden, schiefrigen Kalzitmarmoren mit zwischengelagerten, bräunlich gefärbten, kalkigen Phylliten. Selten finden sich Einschaltungen hellgrauer Dolomite und Metavulkanite.

Basierend auf dem makroskopischen Erscheinungsbild der Gesteine und Schliffbeobachtungen ist in der Gasen-Decke eine einphasige Metamorphose in der unteren Grünschieferfazies festzustellen. Da sich der Übergang zu den unterlagernden Phylloniten der Exenberg-Decke ohne Metamorphosesprung und strukturell kontinuierlich vollzieht, muß diese Metamorphose als eoalpidisch eingestuft werden.

In der Gasen-Decke fallen die Schieferungsflächen Sx sehr konstant mittelsteil gegen SW. Streckungslineare Lx und einrotierte, isoklinale Falten Fx+1 im Marmor streuen zwischen S und WSW. Eine wellige Faltung Fx+2 und dazugehörige oft nur schwach ausgebildete Genulation Lx+2 ist NW-SE orientiert (Abb. 4).

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

### 3.2.2. Schöckel-Decke / Passail-Gruppe, Schönberg-Formation, Raasberg-Formation, Schöckel-Formation, Hirschkogel-Lithodem

Die Passail-Gruppe umfasst graue, stückig brechende Phyllite (Semriach-Formation) und darin regellos eingeschaltete Körper von Metabasiten in Form von Grünschiefern (Taschen-Formation) die aus Vulkanoklastika, Laven aber auch Ganggesteinen und seichten Intrusionen hervorgegangen sein könnten. Darin finden sich Lagen von mittel- bis grobkörnigen weißen und rosa gefärbten Marmoren (Rötschgraben-Subformation) sowie hellgraue bis gelblich gefärbte Quarzite und Feinkonglomerate mit Lagen von Serizitquarziten und Quarzschiefern (FLÜGEL, 1975) (Hundsberg-Subformation). Die hierarchische Bezeichnung Gruppe erscheint im Zuge der Kartierung zweifelhaft, da man im Gelände außer an den Grenzflächen zu den Subformationen nie eine sedimentäre Lagerung, sondern immer nur eine Schieferung erkennen kann, in der die Metabasite, wie gesagt, völlig unregelmäßig vorkommen.

Die Schönberg-Formation folgt mit dünnplattig brechenden graphitreichen Schwarzschiefern, die gegen das Hangende mit Wechsellagerungen in dünnlagige dunkelgraue bis schwarze Kalkmarmore übergehen (Abb. 7A).

Darüber lagert im Bereich zwischen Hoher Zetz und Anger die Raasberg-Formation. An der Basis finden sich manchmal einige Meter von plattigen weißen Serizitquarziten und gelblichen, plattigen Marmoren. Die Hauptmasse bilden aber hellgraue Dolomite, die Zwischenlagen von Kalkphylliten und Phylliten aufweisen. In Rollstücken hellglimmerreicher Phyllite aus dem Graben westlich von Waxenegg konnten Chloritoidkristalle mit bis zu 2 cm Durchmesser gefunden werden. Nach dem Dünnschliffbefund enthalten diese Gesteine auch Staurolith (Abb. 7B).

Die Schöckel-Formation setzt am Patschaberg oft tektonisch überprägt aber doch in stratigraphischem Verband direkt über der Schönberg-Formation ein, während sie weiter im SE aus der Raasberg-Formation hervorgeht. Über der Raasberg-Formation finden sich zunächst dunkle, dünnplattige Kalzitmarmore, die im liegenden Teil noch einige hellere Dolomitlagen enthalten. Die Mächtigkeit dieser Lithologien liegt am Hohen Zetz bei über 100 m und nimmt gegen den Raum Weiz weiter zu. Darüber folgen die typischen hellgrau und helgrau-weiß gebänderten, fein- bis mittelkörnige Kalzitmarmore, welche dicker plattig oder massig sind. An der Zetzwand ist ein über 10 m mächtiger, weiß gefärbter und recht massig ausgebildeter Abschnitt bemerkenswert. In den Marmoren sind selten dünne Lagen von Phylliten oder Grünschiefern anzutreffen. Im Bereich zwischen Hoher Zetz und Weiz folgen darüber silikatisch stärker verunreinigte, grau, schmutzig-rosa, gelblich oder grünlich gefärbte Glimmermarmore (Abb. 7C, D, E). Darin sind auch Einschaltungen von Dolomiten, Phylliten und Kalkschiefern, sowie von feinkörnig brechenden grauen Quarziten anzutreffen. Den hangendsten Anteil bilden dunkelgraue dünnplattige Kalzitmarmore, die in dunkelgraue Phyllite übergehen, welche bereits zum überlagernden Hirschkogel-Lithodem zu zählen sind. Die Mächtigkeit der Schöckel-Formation beträgt gut 500 m und soll einen zeitlichen Umfang vom Pragium bis ins Eifelium umfassen.



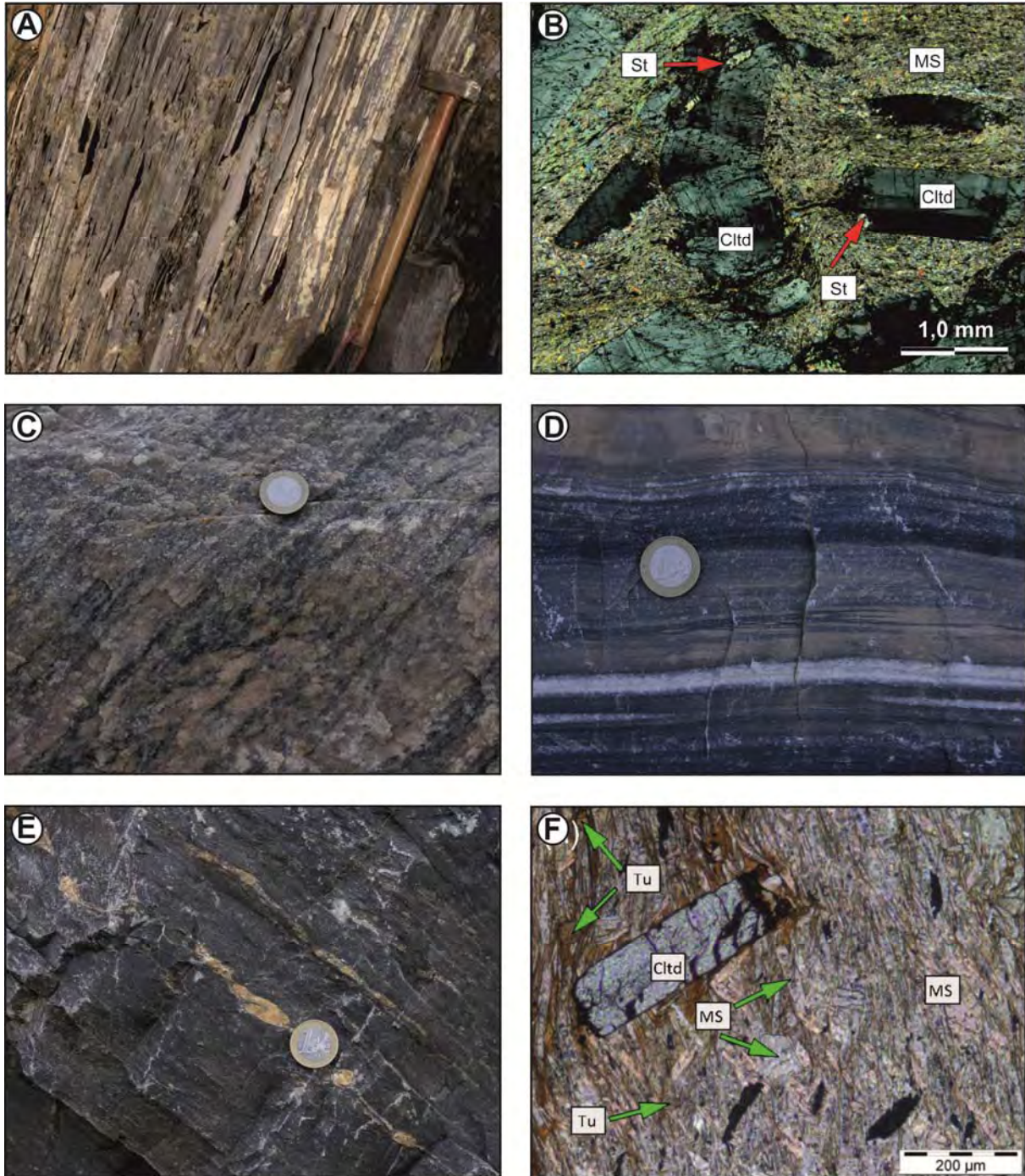


Abbildung 7: Lithologien des Schöckel-Decke: A) Dünnpfältig brechende, kalkige Schiefer der Schönberg-Formation. B) Hellglimmerschiefer mit mehrere Millimeter großen Chloritoid Kristallen und Staurolith bei gekreuzten Polarisatoren (Probe 08R56). C-E) Lithologien im hangenden Teil der Schöckel-Formation: silikatisch verunreinigter grau-schmutzig rosa gefärbter Kalzitmarmor; gebänderter Marmor mit dolomitischen Schlieren, dunkelgrauer Kalzitmarmor. F) Chloritoid-führenden Phyllit des Hirschkogel-Lithodems im Durchlicht (Probe KP-02).

Das Hirschkogel-Lithodem zeigt im liegenden Abschnitt eine bunte Abfolge mit dunkelgrauen Graphitphylliten und Kalkphylliten in die Quarzite, karbonatführende Quarzite, Dolomite und Kalzitmarmore eingelagert sind. Darüber folgen graue bis silbrige Phyllite, die häufig Chloritoid mit bis zu 1 mm Durchmesser führen. Die Phyllite zeigen die



Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

Mineralzusammensetzung Quarz + Serizit + Chlorit ± Chloritoid ± Kalzit + opake Phasen (Abb. 7F). Die Mächtigkeit des Hirschkogel-Lithodems liegt bei wenigen hundert Metern. Basierend auf der Position über der Schöckel-Formation ist eine stratigraphische Reichweite vom Mitteldevon bis möglicherweise ins Karbon anzunehmen.

Die Metamorphosebedingungen in der Schöckel-Decke liegen im Bereich der oberen Grünschieferfazies bei etwa 500 °C. Diese Abschätzung beruht auf dem weit verbreiteten Auftreten von Chloritoid und dem Fehlen von Granat. Weiters sind die Dolomite noch nicht zu Dolomitmarmoren umkristallisiert. Staurolith ist nur in ganz bestimmten Lithologien, vergesellschaftet mit Chloritoid vorhanden. Thermobarometrische Berechnungen ergaben Temperaturen um 490°C. Das Alter dieser Metamorphose liegt nach Ar-Ar und Rb-Sr Datierungen an Muskovit und Biotit in der späten Unterkreide.

Die Gesteine der Schöckel-Decke streichen am Patschaberg WSW-ENE und biegen im Bereich des oberen Poniglgrabens gegen SE um. Auf Grund der großen Kompetenzkontraste kommt es dabei zu einer Schuppung innerhalb der mächtigen Marmorabfolge und zur Anlage von Scherflächen an deren Unter- und Obergrenze hin zu den metapelitisch dominierten Schichtgliedern. Die Schuppung führt auch dazu, dass die Marmore im Bereich Eibisberg sehr steil und teilweise gegen NW überkippt einfallen. Das Umbiegen der Streichrichtung ist durch eine Großfalte Fx+1 bedingt, welche eine SW-NE streichende Achse aufweist und die im Bereich des Hirschkogles liegt. Die Streckungslineare Lx weisen dementsprechend eine weite Streuung von WNW bis SSW auf. Eine zweite wellige Verfaltung Lx+2 führt in Phyllitlagen innerhalb der Schöckel-Formation zur Bildung einer Grenulation mit NW-SE orientieren Achsen (Abb. 4).

### **3.2.3. Gschnaidt-Decke / Gösselhof-Lithodem, Raasberg-Formation, Schöckel-Formation**

Das Gösselhof-Lithodem besteht vorwiegend aus feinkörnigen, muskovitdominierten Glimmerschiefern in die dünnplattige, dunkelgrau gefärbte, feinkörnige Marmore und graue Quarzite eingelagert sind. Die Glimmerschiefer bestehen aus Muskovit + Quarz ± Granat ± Amphibol ± Biotit + Chlorit ± Klinozoisit (Abb. 8A). Als Akzessorien finden sich Apatit, Rutil, Turmalin, Zirkon, Ilmenit und andere opake Phasen. Der Granat ist selten größer als 0,5 mm und enthält manchmal klar abgegrenzte, ältere Kerne (Abb. 8B - D).

An der Basis der überlagernden Raasberg-Formation finden sich manchmal einige Meter von plattigen weißen Serizitquarziten und gelblichen, plattigen Marmoren. Charakteristisch sind jedoch die weißen bis gelben, zuckerkörnigen Dolomitmarmore, welche bei der Verwitterung rauhe, absandende Oberflächen bilden. Neben Dolomit sind im Handstück wenige zehntel Millimeter große, schwarze Erzphasen zu erkennen. Als Zwischenlagen finden sich Kalkphyllite.

Der Gipfel des Raasberges wird von grauen bis dunkelgrauen Kalzitmarmoren („Pseudoschöckelkalk“ in FLÜGEL & MAURIN, 1958) aufgebaut, die der Schöckel-Formation zugeordnet werden müssen.

Auf Grund der Mehrphasigkeit der Granate in der Gschnaidt-Decke ist eine polyphase Metamorphoseprägung zwingend anzunehmen. Möglicherweise sind in den Granatkristallen sowohl das Variszische-, als auch das Permische Ereignis dokumentiert (SCHANTL & BRANDNER, 2013). Die Metamorphosebedingungen während des Eoalpidischen Ereignisses lagen nach thermobarometrischen Berechnungen bei 520-590 °C (berechnet auf 0,4 GPa).

In der Gasen-Decke streut das Einfallen der Schieferungsflächen  $S_x$  zwischen WSW und SE. Faltenachsen  $F_{x+1}$  und einige Streckungslineare  $L_x$  fallen gegen SW (Abb. 4).

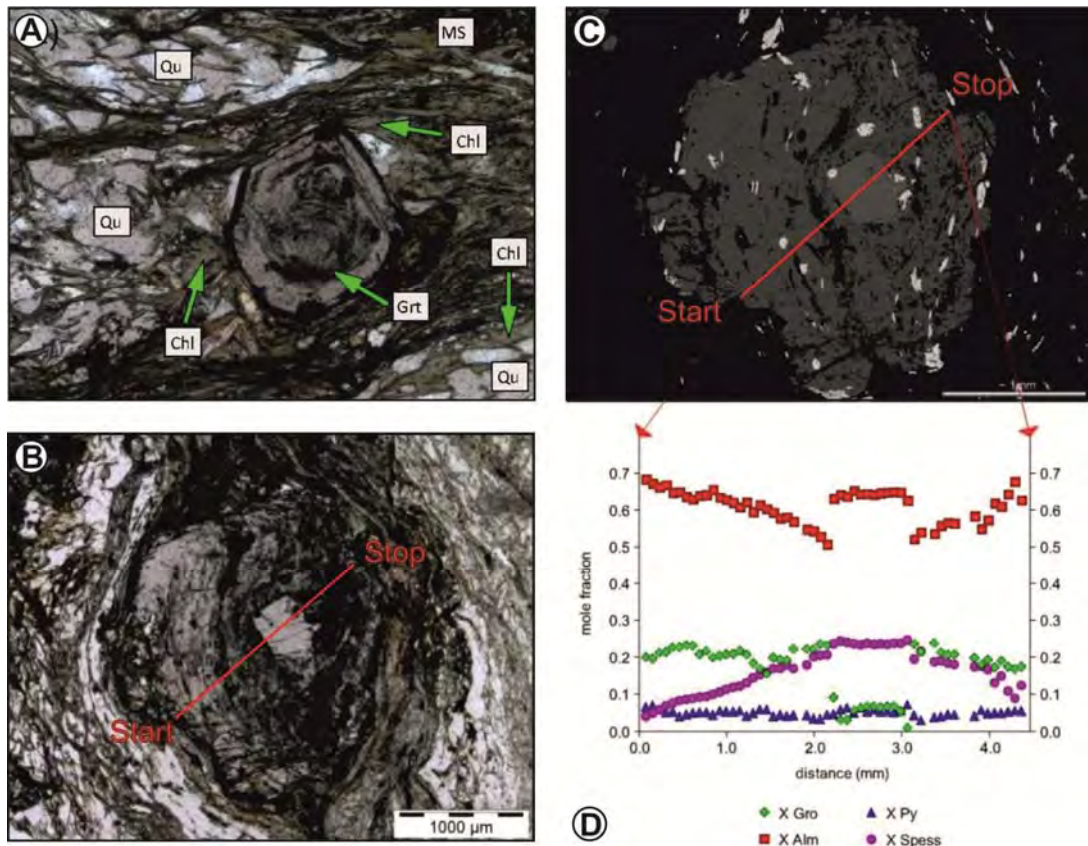


Abb. 8: Granat-Glimmerschiefer des Gösselhof-Komplex nach SCHANTL & BRANDNER (2013): A) Einphasige Granatporphyroblasten in Probe KP-18. B) Zweiphasige Granatkristalle der Probe KP-16 in graphitischen Glimmerschiefer im Durchlicht und C) im BSE-Bild. D) Chemischer Zonarbau in Granat der Probe KP-16. Die eoalpidischen Ränder der Kristalle sind durch eine höhere Grossularkomponente charakterisiert.

#### 4. Neue Erkenntnisse und Probleme

In diesem Kapitel sollen einige Fragen und wesentliche Erkenntnisse, die sich aus der Neubearbeitung ergeben haben diskutiert werden.

##### 4.1. Interne Struktur der Schöckel-Formation

Die lithologischen Abfolgen innerhalb der Schöckel-Formation sind am Patschaberg, und Hohen Zetz unterschiedlich. Am Patschaberg setzen über der Schönberg-Formation die typischen, grau-weiß gebänderten Marmore ein, während am Hohen Zetz über der Raasberg-Formation dunkle Kalzitmarmore auftreten. Das eindrucklichste Profil durch die Karbonatabfolge der Raasberg- und Schöckel-Formation findet sich in der Schuppe, welche die Westseite des Hohen Zetz aufbaut. Es beinhaltet Dolomite der Raasberg-Formation, dunkelgraue-, weiß-grau gebänderte, massige weiße und schließlich bunte, silikatisch verunreinigte Marmore. Offensichtlich sind am Patschaberg und am Hohen Zetz verschiedene Faziesräume vorhanden gewesen. Die hangendsten Teile der Schöckel-Formation zeigen an beiden Lokalitäten eine bunte Entwicklung. Diese ist sowohl im

Steinbruch am Ausgang der Weizklamm, als auch im Steinbruch bei Ponigl gut aufgeschlossen. Diese bunte Abfolge mit diversen Marmorvarietäten und Quarziten ist deutlich anders als jene im Liegenden der Schöckel-Formation. Auch wenn sowohl unter, als auch über der karbonatreichen Abfolge, metapelitische Gesteine auftreten, so sind diese nach dem makroskopischen Befund bei der Kartierung nicht ident. Es spricht alles dafür, dass im untersuchten Gebiet aufrechte Abfolgen innerhalb der Schöckel-Formation vorhanden sind. Die Neukartierung und Strukturaufnahme spricht gegen das Vorhandensein einer isoklinalen Großfalte, wie es von FLÜGEL & MAURIN, (1958) vorgeschlagen wurde. Isotopenuntersuchungen an Marmoren der Schöckel-Formation lieferten Werte von 0,7079 – 0,7084 für  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , 1,6 – 3,1 für  $\delta^{13}\text{C}$  und -3,0 - -5,6 für  $\delta^{18}\text{O}$ . (Abb. 9). Diese Werte sind mit dem für die Marmore vorgeschlagenen Alter von Pragium bis Eifelium kompartibel.

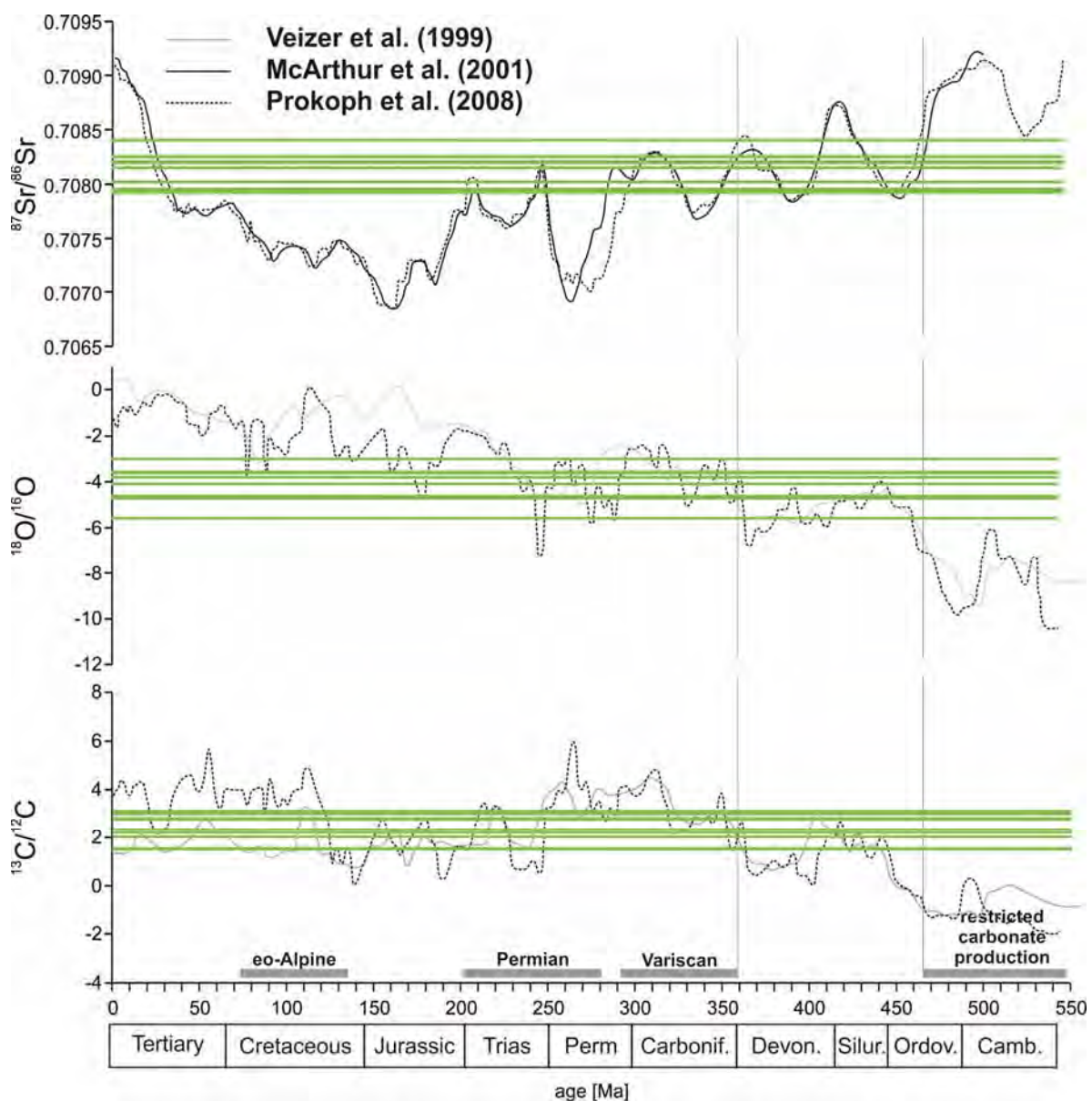


Abbildung 9: Sr-, O-, und C-Isotopien von Kalzitmarmoren aus der Schöckel-Formation am Westhang des Hohen Zetz.

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

## 4.2. Problem der Raasberg-Formation

Die derzeitige Definition der Raasberg-Formation und ihrer Subformationen wirft einige nomenklatorische Probleme auf. Die Typlokalität der Einheit liegt am Raasberg, während die einzelnen Subformationen an anderen Lokalitäten definiert sind. Die Typlokalität der Lammkogel-Quarzit-Subformation liegt beispielsweise bei Frohnleiten nördlich von Graz, während die Stroß-Subformation am Stroß ca. 7 km NNW von Weiz aufgestellt wurde.

Die Karbonate der Stroß-Subformation liegen strukturell im Hangenden der Marmore der Schöckel-Formation. Unter der Annahme einer isoklinalen Großfalte wären sie stratigraphisch jedoch in deren Liegendem anzusiedeln und deshalb ein Teil der Raasberg-Formation. Die Neukartierung spricht jedoch gegen eine Verfaltung und somit befindet sich diese Subformation jetzt im stratigraphisch Hangendem der Schöckel-Formation. Sie kann daher nicht Teil der Raasberg-Formation sein.

Die typischen Lithologien der Raasberg-Formation beinhalten nach FLÜGEL (2000) Dolomite, Kalke, Rauhacken, Kalkschiefer und Quarzite. Am Raasberg finden sich jedoch Dolomitmarmore und Kalzitmarmore. Das Alter der Formation selbst, sowie das von deren liegender und hangender Einheit ist an der Typlokalität sehr schlecht und nur über allgemeine Vergleiche lithologischer Abfolgen bestimmt. Ein Typusprofil ist nicht definiert. Aus heutiger Sicht scheint es überlegenswert ein Raasberg-Lithodem zu definieren und für die schwächer metamorphen, möglichen Äquivalente mit ihren nicht identen Lithologien eine neue lithostratigraphische Einheit festzulegen.

## 4.3. Zusammenfassung der Strukturen

Betrachtet man die Strukturdaten aus den Einheiten des Koralpe-Wölz-Deckensystems so ist ein deutlicher Unterschied zu beiden Seiten der Anger-Piregg Störung zu erkennen (Abb. 4). Östlich der Störung, in der Stuhleck-Kirchberg- (nicht in Abb. 3 dargestellt) und Rabenwald-Decke streichen die Streckungslineare Lx und die darin einrotierten Faltenachsen Fx+1 mit geringer Streuung N-S. Schersinnindikatoren sprechen für eine nordgerichtete scherende Bewegungskomponente. Achsen jüngerer, weit offener Falten Fx+2 sind E-W orientiert. Westlich der Störung, in der Exenberg-, Radegund- und Waxenegg-Decke sind Lx und Fx+1 hingegen SW-NE orientiert und es finden sich widersprüchliche Schersinnindikatoren (KRENN et al., 2008; SCHANTL & BRANDNER, 2014). Die Fx+2 Falten sind NW- SE orientiert.

Es stellt sich die Frage, ob die unterschiedlichen Orientierungen zu beiden Seiten der Störung primär unterschiedlich angelegt sind, oder ob eine spätere Verstellung, möglicherweise im Zuge der Anlage der Anger-Piregg Störung stattgefunden hat. Dazu ist zu sagen, dass die Faltung Fx+2 im gesamten Ostalpin östlich des Tauernfensters vorhanden ist. Sie wurde nach dem Metamorphosehöhepunkt um 95 Ma (THÖNI, 2006) angelegt (SCHUSTER & FRANK, 2000; WILLINGSHOFER, E. & NEUBAUER, 2002) und die Achsen sind generell etwa E-W orientiert. Daher ist von einer Verstellung nach der Kreide auszugehen. Die ursprüngliche Orientierung von Lx war folglich zu beiden Seiten der Störung etwa N-S orientiert und ist westlich der Störung heute um etwa 45° gegen den Uhrzeigersinn verdreht.

Die Streckungslineare Lx und Faltenachsen Fx+1 aus dem Grazer Paläozoikum stimmen mit jenen in den direkt unterliegenden Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems überein. Es ist jedoch Vorsicht bei der Interpretation geboten, da die Strukturen nicht gleich alt sein müssen! Nach den geochronologischen Altern erfolgte die Abkühlung im Grazer Paläozoikum in der Unterkreide und daher müssen auch die duktilen Strukturen vor oder in der Unterkreide entstanden sein. Das deckt sich auch mit den Angaben von FRITZ (1988) der für das Grazer



Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

Paläozoikum eine NW gerichtete Deckenstapelung in der Unterkreide (ca. 120 Ma) postuliert. Der Metamorphosehöhepunkt in den Einheiten des unterlagernden Koralpe-Wölz-Deckensystems erfolgte erst um 95 Ma (THÖNI, 2006) und erst dannach können die, bei der Exhumation der Decken entstandenen Strukturen entstanden sein. Die Abkühlung in der Waxenegg-, Exenberg- und Radegund -Decke erfolgte nach Rb-Sr Biotitaltern erst um 80 Ma.

#### **4.4. Interne Deckengliederung des Grazer Paläozoikums**

Im Exkursionsgebiet gliedert sich das Grazer Paläozoikum in drei Decken. Vom Liegenden gegen das Hangende sind das die Gasen-, Schöckel- und Gschnaidt-Decke. Zumindest von der Schöckel- in die überlagerde Gschnaidt-Decke nimmt die Metamorphose gegen das Hangende hin zu. Demnach handelt es sich um eine tektonisch invertierte Metamorphoseabfolge wie sie für metamorphe Extrusionskeile typisch ist. Nach den geochronologischen Daten (siehe oben) erfolgte die Metamorphose in der Unterkreide und es handelt sich demnach um sehr alte Teile des eoalpidischen Orogenkeiles.

#### **4.5. Stellung des Angerkristallins zum Grazer Paläozoikum**

Die Verteilung der Indexminerale im Grazer Paläozoikum und dem im Osten angrenzenden „Angerkristallin“ ist seit langem bekannt (NEUBAUER, 1981, 1982). Sie wurde dahingehend interpretiert, dass sie ein zusammenhängendes, variszisches Metamorphoseprofil darstellt (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) und deshalb das „Angerkristallin“ die primäre Basis des Grazer Paläozoikums darstellt. Basierend auf dieser Annahme ist in verschiedenen Karten auch eine Fortsetzung der Marmore der Hochschlag-Formation in die Marmore des Brettstein-Lithodems im Bereich des Lindkogels und gegen Koglhof dargestellt.

Die Neukartierung kommt zu einem anderen Ergebniss. Demnach endet die Gasen-Decke mit der Hochschlag-Formation im Bereich von Edelsachen und die Marmore am Lindkogel gehören zum Brettstein-Lithodem und befinden sich in der Radegund-Decke. Weiters besteht das „Angerkristallin“ aus mehreren Komplexen bzw. Decken des Koralpe-Wölz- und Silvretta-Seckau-Deckensystems. Die Verteilung der Indexminerale zeigt fraglos im Groben eine gegen das Hangende abnehmende Metamorphoseprägung, diese ist aber nicht überall zeitgleich und auch nicht so kontinuierlich wie es nach der Indexmineralverteilung annehmen könnte. Wie schon zuvor diskutiert, ist innerhalb des Grazer Paläozoikums lokal eine inverse Metamorphosezonierung feststellbar und gleiches gilt auch für die nördlichen, hier nicht behandelten Anteile des Angerkristallins. Außerdem ist die im Gebiet anzutreffende prägende Metamorphose nicht während des variszischen sondern während des eoalpidischen Ereignisses entstanden (siehe auch FRITZ, 1988).

### **5. Zusammenfassung**

Im Zuge der Neukartierung des Gebietes um den Hohen Zetz und den Raasberg ergaben sich Veränderungen bei der lithostratigraphischen und tektonischen Gliederung der dort auftretenden ostalpinen Einheiten. Nach SCHMID et al. (2004) umfassen diese Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems und das Grazer Paläozoikum, welches dem Drauzug-Gurktal-Deckensystem angehört.

Von Anger gegen Piregg zieht eine bedeutende Störungszone. Die westlich davon gelegenen Einheiten wurden bisher als „Angerkristallin bezeichnet. Der Begriff

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

“Angerkristallin” beschreibt weder eine lithostratigraphische noch eine tektonische Einheit. Es wird von kretazisch entstandenen Decken des Koralmpe-Wölz- und Silvretta-Seckau Deckensystems aufgebaut.

Das Grazer Paläozoikum wird im Exkursionsgebiet vom Liegenden gegen das Hangende von der Gasen-, Schöckel- und Gschnaidt-Decke aufgebaut. Zumindest in den beiden letztgenannten nimmt die eoalpidische Metamorphose gegen das Hangende hin zu. Während des Metamorphosehöhepunktes in der Unterkreide wurden Bedingungen der mittleren bis oberen Grünschieferfazies erreicht.

Die Schöckel-Decke ist intern geschuppt und zeigt eine aufrechte Schichtfolge. Daher sind die phyllitischen Gesteine am Hirschkogel (Hirschkogel-Lithodem) stratigraphisch jünger als die Schöckel-Formation und reichen somit vom Mitteldevon bis möglicherweise ins Karbon.

## Beschreibung der Exkursionspunkte

### Stop 1: Rabenwald-Decke / Strallegg-Komplex, Feistritzal Orthogneis

*Lokalität:* ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Straße von Steg gegen Norden (WGS84 47°17'41"N / 015°41'28" E, Sh. 550 m).  
Haltemöglichkeiten: Bei Abzweigung kurz nach dem Aufschluß, Wendemöglichkeit ca. 400 m weiter im Verlauf der Straße auf der Nordseite der Kote 592 m.

Die Straßenaufschlüsse bestehen aus leukokrater Feistritzal-Orthogneis. Markoskopisch ist Feldspat und Quarz sowie etwas Muskovit erkennbar. Die Gesteine sind sehr straff geschiefert und feinkörnig. Die Schieferung fällt in diesem Aufschluß recht flach gegen SW ein, das Streckungslinear fällt gegen Süden. Der Feistritzal-Orthogneistyp stellt ein Leitgestein für die Kartierung des Strallegg-Komplex zwischen Lebing südwestlich von Anger und Piregg dar.

### Stop 2: Radegund-Decke / Rappold-Komplex und Waxenegg-Decke / Rossegg-Komplex

*Lokalität:* ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Steinbruch Christandl (nur nach Anfrage zugänglich) bei Steg (WGS84 47°17'37"N / 015°40'29" E, Sh. 530 m) oder alternativ Straßenprofil gegenüber Steinbruch nördlich des Pneutner Baches (WGS84 47°17'40"N / 015°40'32" E, Sh. 580 m).  
Haltemöglichkeiten: Parkplatz bei Steinbruch Christandl; im Bereich des Straßenprofils nur für Kleinbusse und PKW an mehreren Stellen am Straßenrand.

Das Gebiet um den Steinbruch war schon mehrmals Ziel von Bearbeitungen (e.g. NEUBAUER, 1982; KRENN et al., 2008), da in diesem Gebiet die Verteilung der Indexminerale gut studiert werden kann und die Grenzen der Biotit-, Granat- und Staurolithzone hier nahe zusammenrücken. Im Steinbruch fallen die Gesteine gegen SW ein. Der liegende, NW Teil wird bis in eine Seehöhe von etwa 580 m vom Rappold-Komplex aufgebaut, darüber folgt der Rossegg-Komplex. Die Grenze zwischen Granat- und Staurolithzone liegt nach den Verteilungskarten im oberen Teil des Steinbruches innerhalb des Rossegg-Komplex (Abb. 10A).

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

Der Rappold-Komplex ist mit dunkelgrauen, graphitreichen Granat-Glimmerschiefern und mittelkörnigen, grau-weiß gebänderten Marmoren vertreten. Je nach Aufschlußsituation können auch Pegmatitgneise zugänglich sein. Im Steinbruch sind zwei etwa 15 m mächtige Marmorlagen aufgeschlossen.

Im Steinbruchbereich besteht der Rossegg-Komplex hauptsächlich aus bräunlichen, karbonatischen Glimmerschiefern. Diese sind im cm- bis dm-Bereich gebändert und zeigen unterschiedlichen Karbonatgehalt. Manche Lagen sind durch Eisenoxide, rötlichbraun, andere durch Chlorit grünlich gefärbt. Auf den Schieferungsflächen ist Hellglimmer mit bis zu 0,5 mm Größe zu erkennen. Bei der Verwitterung entstehen karbonatische Krusten, die vor allem bei alten Aufschlüssen entlang der Straße zu beobachten sind. Eingelagert sind einzelne reinere Marmorlagen von wenigen Metern Mächtigkeit und dunkelgraue zum Teil Hornblende führende Granat-Glimmerschiefer. In diesen ist der Granat manchmal idiomorph ausgebildet und erreicht bis zu 3 mm im Durchmesser. Staurolith wurde von KRENN et al. (2008) beschreiben, er findet sich aber selten.

Die Grenzfläche zwischen der Radegund- und der Waxenegg-Decke wird durch eine grünschieferfazielle bis amphibolitfazielle Scherzone gebildet, die nur im Bereich von einigen Metern bis Zehnermetern festgelegt werden kann. Klar zu erkennen ist ein SW-NE gerichtetes Streckungslinear, die Bewegungsrichtung ist nicht eindeutig, da sowohl SW als auch NE gerichtete Rotation der Granatporphyroblasten festgestellt wurde (KRENN et al., 2008; SCHANTL & BRANDNER, 2013). Nach KRENN et al. (2008) soll die Deformation während SW gerichteter, abschiebender Tektonik erfolgt sein. Die starke Ausdünnung des Metamorphoseprofils weist auf eine starke plättende Komponente bei der Deformation hin. Die widersprüchlichen Schersinnindikatoren können auf eine polyphase Entwicklung und/oder auf die starke Plättung zurückzuführen sein.

An der Straße ist die gleiche Situation wie im Steinbruch zu beobachten, die Aufschlußsituation ist aber lückenhafter. Marmore des Rappold-Komplex sind in der Kurve unterhalb des Gehöftes vorhanden. Die Deckengrenze liegt im Bereich des Gehöftes und ist nicht zugänglich. Dannach folgen Aufschlüsse in den karbonatischen Glimmerschiefer und schließlich in dunkelgrauen, graphitführenden Glimmerschiefern des Rossegg-Komplex.

### **Stop 3: Waxenegg-Decke / Rossegg-Komplex**

*Lokalität:* ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Forststraße am gegen Südwesten hin ausgerichteten Hang des Naintschgrabens (WGS84 47°18'25"N / 015°39'44" E, Sh. 570 m).

Haltemöglichkeit: Hangseitig an der Abzweigung der Forststraße.

Entlang der Forststraße ist ein Profil durch den Rossegg-Komplex aufgeschlossen. Es beginnt mit dunkelgrauen, graphitführenden Glimmerschiefern, in denen Lagen aus stark abfärbenden Graphitschiefern enthalten sind. Weiters finden sich braun verwitternde Glimmerschiefer mit etwa 1mm großen Biotitblasten. In der Fortsetzung dominieren braune Paragneise und Glimmerschiefer, in die nach etwa 200 m zwei Marmorlagen eingeschaltet sind. Die erste Marmorlage ist größtenteils rein weiß gefärbt, mittelkörnig und kaum silikatisch verunreinigt. Die Zweite enthält mehr Glimmer und Quarz und ist grau gefärbt. Weiters finden sich vereinzelt dezimetermächtige Lagen von Amphibol führenden Gneisen bzw. Amphibolite.

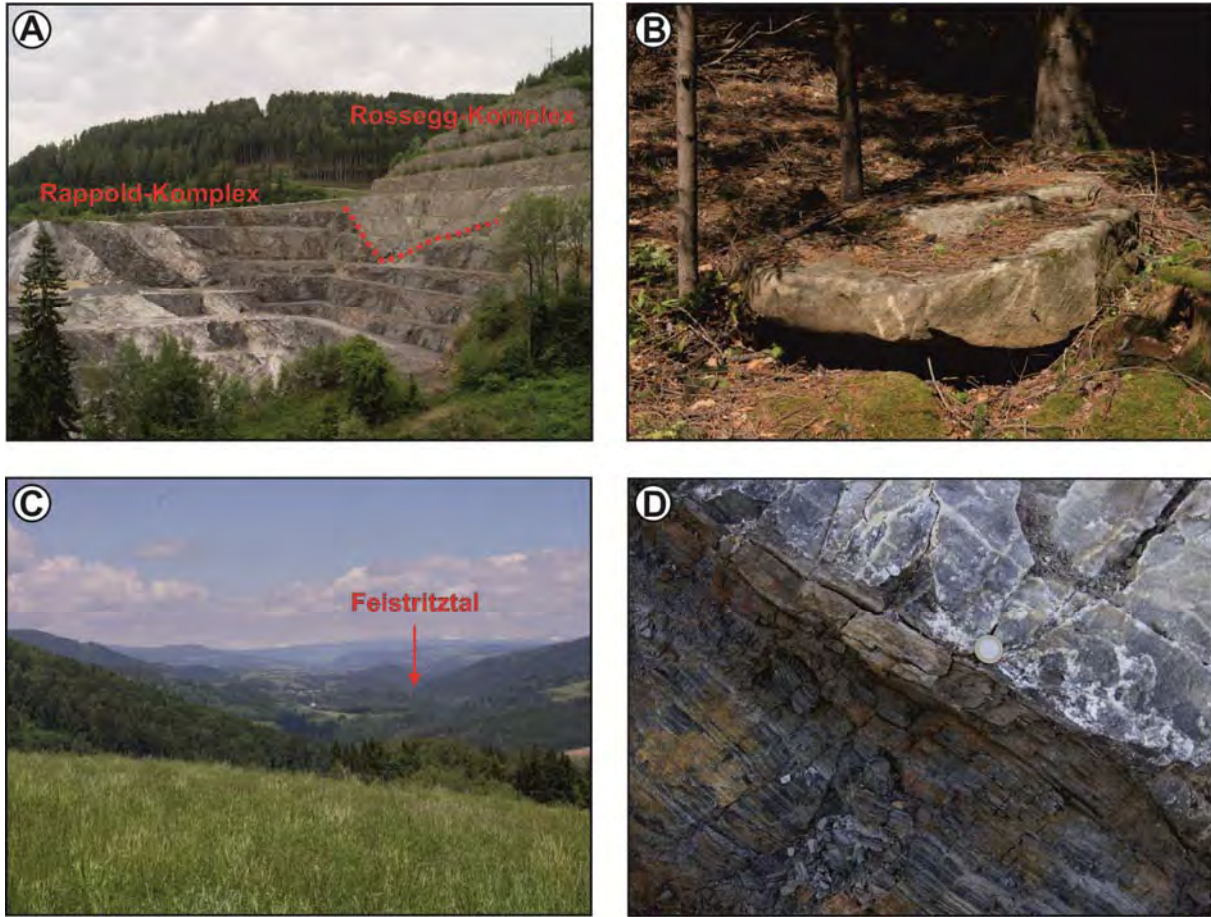


Abb. 10: A) Aufschluß 1, Steinbruch Christandl bei Steg, Blick gegen Süden. Der östliche Teil des Steinbruches besteht aus graphitischen Glimmerschiefern und Marmoren des Rappold-Komplex, der hangende westliche Teil aus karbonatischen Glimmerschiefern des Rossegg-Komplex. B) Aufschluß 4, Straße nach Trog. Im Wald finden sich bis zu mehrere Kubikmeter große Blöcke aus leukokraten Orthogneisen und Paragneisen des Strallegg Komplex. Diese sind Teil von Blockschottern die wahrscheinlich im Pannonium abgelagert wurden. C) Aufschluß 5, Aussichtspunkt mit Blick nach Norden ins Feistritztal. Das heutige Tal ist tief eingegraben, es ist aber noch die alte weite Talform erkennbar, in der noch Reste von neogenen Sedimenten erhalten sind. D) Aufschluß 9, Steinbruch im Poniglaben. Helle Marmore überlagern dunkelgraue Quarzite im hangenden Abschnitt der Schöckel-Formation.

#### Stop 4: Neogene Blockschotter

**Lokalität:** ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Wald oberhalb der Straße östlich Trog (WGS84 47°15'39"N / 015°41'38" E, Sh. 570 m)  
**Haltemöglichkeiten:** Straßenverbreiterung 200 m SSW  
 Straßengabelung Anger-Oberfeistritz-Trog auf der hangzugewandten Seite.

Der Hang zeigt eine unruhige Morphologie mit Vernässungen an mehreren Stellen. Der Bereich ist aus neogenen Sedimenten des Pannoniums aufgebaut, welche hier sicher einige Zehnermeter mächtig sind und den Rappold-Komplex überlagern. Im Wald finden sich Blöcke mit bis zu einigen Kubikmetern Größe (Abb. 10B). Es handelt sich zumeist um leukokrate Orthogneise, mittelkörnige Gneise mit duktil verfalteten Quarzmobilisatlagen und Quarzmobilisate. Diese Gesteine können großteils dem Strallegg-Komplex zugeordnet werden. Seltene und nur temporär vorhandene Aufschlüsse zeigen eine oft wenig



Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

geschichtete Matrix in der die Blöcke eingebettet sind. Es handelt sich wahrscheinlich um Sedimentströme, die in ein tieferes mit Wasser gefülltes Becken abgegangen sind.

### **Stop 5: Blick ins Feistritzal, Aussichtspunkt**

*Lokalität:* ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Kurve unmittelbar nördlich Trog (WGS84 47°15'52"N / 015°41'08" E, Sh. 680 m).  
Haltemöglichkeiten: In der 90° Kurve unmittelbar nördlich der Ortschaft Trog.

Blickt man nach Norden sieht man das Feistritzal flußaufwärts (Abb. 10C). Der Fluß ist tief eingeschnitten und von diesem Punkt aus nicht zu sehen. Die alte weite Talform des Feistritztales ist aber noch gut zu erkennen. Sie bildet Hochflächen, die mit neogenen (?Karthium-Pannonium) Sedimenten bedeckt sind.

### **Stop 6: Gschnaidt-Decke / Gösselhof-Lithodem**

*Lokalität:* ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Brücke am Wanderweg 400 m südlich Gösselhof (WGS84 47°15'04"N / 015°40'38" E, Sh. 495 m).  
Haltemöglichkeiten: bei den beiden Gehöften an der Straße südlich Gösselhof. Zwischen den Gehöften quert der Wanderweg und diesem folgt man in den Graben. Aufschlüsse befinden sich direkt an der Brücke sowie im Graben der von Westen her einmündet.

Der Aufschluß befindet sich am östlichen Fuß des Raasberges und wird als Typlokalität für die Glimmerschiefer des Gösselhof-Lithodems vorgeschlagen. Zu sehen sind graubraune bis dunkelgraue, feinkörnige Glimmerschiefer mit mm- bis wenige cm-dicken, grau gefärbten Quarzmobilisatlagen. Bei kleinen (ca. 0,5 mm) Knötchen handelt es sich um Granat. Die Gesteine fallen nach SSW und zeigen ein WSW fallendes Streckungslinear. Bisweilen ist eine schwache Grenulation entwickelt.

Basierend auf thermobarometrischen Untersuchungen entstanden die Gesteine bei 520-590 °C (berechnet auf 0,4 GPa). Diese Bedingungen wurden während des eoalpidischen Ereignisses in der Kreide erreicht.

### **Stop No. 7: Gschnaidt-Decke / Raasberg-Formation**

*Lokalität:* ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Ponigl, Zeiter Bach Graben, (WGS84 47°15'24"N / 015°38'51" E, Sh. 625 m).  
Haltemöglichkeiten: Bei der Brücke zum Forstweg gegenüber dem Aufschluß, oder bei der Einmündung in den Fladnitzbach.

Die Aufschlüsse an der Straße bestehen aus Dolomitmarmor. Der Marmor ist leuchtend weiß gefärbt, zuckerkörnig und die Verwitterungsflächen sanden ab. Er bricht plattig nach der Schieferung, welche gegen SSW einfällt. Die deutliche Rekristallisation des Dolomits ist ein klarer Hinweis auf Metamorphosetemperaturen von mehr als 500 °C.

### **Stop No. 8: Schöckel-Decke / Schöckel-Formation**

*Lokalität:* ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Ponigl, Steinbruch der Firma Marko (nur nach Anfrage zugänglich) (WGS84 47°16'02"N / 015°37'55" E, Sh. 650 m).  
Haltemöglichkeiten: Am Steinbruchgelände.

Im Bereich des Steinbruches ist der stratigraphisch hangende Teil der Schöckel-Formation aufgeschlossen. Generell fallen die Gesteine gegen SW ein. Die Abfolge beginnt nahe der

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

Werkseinfahrt mit grau-weiß gebänderten mittelkörnigen Kalzitmarmoren, die massig sind und blockig brechen. Darüber folgen silikatisch verunreinigte, bunte Marmorvarietäten. Sie enthalten oft Quarz und Hellglimmer, welche in einzelnen Lagen konzentriert sind. Zum Teil sind die Marmore durch Eisenoxide leicht rosa gefärbt, andere erscheinen durch etwas Chlorit leicht grünlich. Immer wieder finden sich Lagen aus karbonatischen Schiefen und Einschaltungen von grauen, feinstückig brechenden Quarziten (Abb. 10D). Gegen das Hangende nehmen dunkle Schieferlagen zu, welche mit dunkelgrauen zumeist dünnbankigen Kalzitmarmoren wechsellagern. Hier finden sich auch immer wieder Einschaltungen von hellgrauen Dolomiten. Die höchsten aufgeschossenen Bereiche am Rand des Steinbruches bestehen schon weitgehend aus dunkelgrauen Schiefen, die in weiterer Folge in die Phyllite des Hirschkogel-Lithodems übergehen.

Im Steinbruch wurde in einem Rollstück aus dunkelgrauem Marmor eine Koralle gefunden.

## Literatur

- Esterlus, M., 1983. Kurzer Überblick über die Pegmatite im Angerkristallin der Oststeiermark - Arch. F. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 3: 31-34, Wien.
- Esterlus, M., 1986. Kristallisationsgeschichte und Strukturprägung im Kristallin E des Grazer Paläozoikums. - Diss. Formal- Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 187, Wien.
- Flügel, H., 1961. Die Geologie des Grazer Berglandes: Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. - Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum Joanneum Graz, 23: 212 S, Graz.
- Flügel, H.W., 1975. Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100000. - 2. Auflage Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 288, Graz.
- Flügel, H. W., 2000. Die lithostratigraphische Gliederung des Paläozoikums von Graz (Österreich). - Österreichische Akademie der Wissenschaften / Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, 13: 7-59, Wien (Verl.Österr.Akad.Wiss.).
- Flügel, H.W., Hötzel, H., Neubauer, F., 1990. Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, Blatt 134 Passail. - Verlag der Geologischen Bundesanstalt, Wien.
- Flügel, H.W., Maurin, V., 1958. Geologische Karte des Weizer Berglandes 1:25.000. - Verlag der Geologischen Bundesanstalt, Wien.
- Flügel, H. W., Neubauer, F., 1984. Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark. (Geol. B.-A.) Wien, 127pp.
- Fritz, H., 1988. Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the northwestern Paleozoic of Graz (eastern Alps). - Geodin Acta 2(2): 53-62.
- Fritz, H., Ebner, F., Neubauer, F., 1992. The Graz thrust complex (Paleozoic of Graz). - Alpaca field guide, KFU Graz, pp 83-92.
- Fritz, H., Neubauer, F., Ratschbacher, L., 1991. Compression versus extension in the Paleozoic of Graz (eastern Alps, Austria). - Zbl. Geol. Paläont. 1(1): 55-68.
- Gaidies, F., Abart, R., DeCapitani, C., Schuster, R., Connolly, J.A.D., Reusser, E., 2006. Characterisation of polymetamorphism in the Austroalpine basement east of the Tauern Window using garnet isopleth thermobarometry. - J. metamorphic Geology, 24: 451-475.
- Gaidies, F., Krenn, E., de Capitani, D., Abart, R., 2008. Coupling forward modelling of garnet growth with monazite geochronology: an application to the Rappold Complex (Austroalpine crystalline basement). - Journal of metamorphic Geology, 26: 775-793.
- Gasser, D., Stüwe, K., Fritz, H., 2010. Internal structural geometry of the Paleozoic of Graz. - Int. J. Earth Sci., 99/5: 1067-1081.
- Hubmann, B., Ebner, F., Ferretti, A., Kido, E., Krainer, K., Neubauer, F., Schönlaub, H.-P., Suttner, T.J., 2014. The Paleozoic Era(them), 2. Auflage. - In: Piller, W.E. [Ed]: The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions) - Band. 1 - Abh. Geol. B.-A., 66: 9-133, Wien.
- Krenn, K., Fritz, H., Mogessie, A., Schaflechner, J., 2008. Late Cretaceous exhumation history of an extensional extruding wedge (Graz Paleozoic Nappe Complex, Austria). - Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), 97: 1331-1352.
- McArthur, J.M., Howarth, R.J., Bailey, T.R., 2001. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3. Best-fit to the marine Sr-isotope curve for 0 to 509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. - J. Geol. 109: 155-169.
- Moine, B., Fortune, J.P., Moreau, P., Viguier, F., 1989. Comparative mineralogy, geochemistry, and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits: Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria). - Economic Geology, 84: 1398-1416.

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 <sup>th</sup> September 2014	

- Neubauer, F., 1981. Untersuchungen zur Geologie, Tektonik und Metamorphose des "Angerkristallins" und des E-Randes des Grazer Paläozoikums. - Jber. 1980, Hochschulschwerpunkt S15, 2: 114-121, Leoben.
- Neubauer, F., 1982. Untersuchungen zur Tektonik und Metamorphose und Stellung des Grazer Paläozoikum-Ostrand. - Jber. 1981, Hochschulschwerpunkt S15, 3: 93-101, Leoben.
- Prokoph, A., Shields, G.A., Veizer, J., 2008. Compilation and time-series analysis of a marine carbonate  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\delta^{34}\text{S}$  database through Earth history. - *Earth Sci. Rev.*, 87: 113-133.
- Röggla, M., 2007. Petrographie und Petrologie des Anger Kristallins, Steiermark. - Magisterarbeit an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Karl-Franzens-Universität Graz, 168 Seiten, Graz.
- Schantl, P., Brandner, K., 2013. Petrologische und strukturgeologische Untersuchungen am Ostrand des Grazer Paläozoikums und im angrenzenden Ostalpinen Kristallin, Bachelorarbeit, Karl-Franzens-Universität, Graz, 125pp.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. - *Ecol. Geol. Helv.*, 97/1, 93-117.
- Schuster, K., Berka, R., Draganits, E., Frank, W., Schuster, R., 2001a. Lithologien, Metamorphosegeschichte und tektonischer Bau der kristallinen Einheiten am Alpenostrand. - Arbeitstagung Geol. B.-A. 2001 – Neuberg a.d. Mürz, 29-56.
- Schuster, R., Frank, W., 2000. Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. - *Mitt. Geol. Bergbau Stud. Österr.*, 42, 37-58.
- Schuster, R., Rockenschaub, M., Klötzli, U., Nowotny, A., Grösel, K., 2010. In-situ laser ablation zircon U-Pb ages on granitic rocks from the eastern margin of the Eastern Alps: implications for the tectonic and lithostratigraphic subdivision. – *J. Alpine Geology, Abstract PANGEO 2010 Leoben*, 52: 228, Wien.
- Schuster, R., Röggla, M., Hauzenberger, Ch. 2006. The „Angerkristallin“ and its relation to the Graz Paleozoic (Styria, Austria). - *Abstract Vol. PANGEO Austria 2006 Innsbruck*, 320-321.
- Schuster, R., Scharbert, S., Abart, R., Frank, W., 2001b. Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. *Mitt. Geol. Bergbau Stud. Österr.*, 44, 111-141.
- Schwinner, R., 1935. Zur Geologie von Birkfeld. - *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, 72: 67-100.
- Thöni, M. (2006): Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps - approaches, results, interpretations: a review. - *Mineralogy and Petrology*, 88: 123-148.
- Tollmann, A., 1963. Ostalpensynthese. - Deuticke, Wien, S.256.
- Tollmann, A., 1977. Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen. Deuticke, Wien, 766pp.
- Tropper, P., Bernhard, F., Konzett, J., 2001. Trace Element Mobility in Contact Metamorphic Rocks: Baddeleyite-Zirconolite-(Zircon) Veins in Olivine-Bearing Marbles from the Stubenberg Granite Contact Aureole (Styria, Austria). – *EUG11, J. Conf. Abs.* 6/1: 278,
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebeneth, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H., 1999,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of the Phanerozoic seawater. - *Chem. Geol.*, 161: 59-88.
- Wieseneder, H., 1981. 135 Birkfeld - Geologische Karte. 1:50000. – Wien.
- Willingshofer, E., Neubauer, F., 2002. Structural evolution of an antiformal window: the Scheiblingkirchen Window (Eastern Alps, Austria). - *J. Structural Geology*, 24: 1603-1618.

**Publications 2000-2003: Berichte des Institutes für Geologie und Paläontologie**

- BAND 1: HUBMANN, B. (ED.), 2000: GESCHICHTE DER ERDWISSENSCHAFTEN IN ÖSTERREICH. 2. SYMPOSIUM. ABSTRACTS. – 62 SEITEN
- BAND 2: PILLER, W.E. (ED.), 2000: AUSTROSTRAT 2000 VORTRAGSKURZFASSUNGEN UND EXKURSIONSFÜHRER. – 86 SEITEN
- BAND 3: HUBMANN, B. (ED.), 2001: PALÄOZOIKUMSFORSCHUNG IN ÖSTERREICH. WORKSHOP. – 73 SEITEN
- BAND 4: LATAL, C. & PILLER, W.E. (EDS), 2001: EEDEN ENVIRONMENTAL AND ECOSYSTEM DYNAMICS OF THE EURASIAN NEOGENE. – 60 SEITEN
- BAND 5: HUBMANN, B. (ED.), 2002: 9. JAHRESTAGUNG DER ÖSTERREICHISCHEN PALÄONTOLOGISCHEN GESELLSCHAFT. – 44 SEITEN
- BAND 6: BOJAR, A.-V., LEIS, A. & FRITZ, H. (EDS), 2002: 4TH AUSTRIAN WORKSHOP ON STABLE ISOTOPES IN ENVIRONMENTAL AND EARTH SCIENCES. – 38 SEITEN
- BAND 7: HUBMANN, B., PILLER, W.E., RASSER, M. & LATAL, C. (EDS), 2003: 9TH INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON FOSSIL CNIDARIA AND PORIFERA. – 124 SEITEN

**Publications 2004-2010: Berichte des Institutes für Erdwissenschaften**

- BAND 8: BOJAR, A.-V., FRITZ, H. & BOJAR, H.-P. (EDS), 2004: 7TH WORKSHOP OF THE EUROPEAN SOCIETY FOR ISOTOPE RESEARCH. – 172 SEITEN
- BAND 9: HUBMANN, B. & PILLER, W.E. (EDS), 2004: PANGEO AUSTRIA 2004 - BEITRAGSKURZFASSUNGEN. – 436 SEITEN
- BAND 10: HUBMANN, B. & PILLER, W.E. (EDS), 2005: 75. JAHRESTAGUNG DER PALÄONTOLOGISCHEN GESELLSCHAFT – BEITRAGSKURZFASSUNGEN. – 146 SEITEN
- BAND 11: BOJAR, A.-V., DIETZEL, M., FRITZ, H. & LEIS, A. (EDS), 2006: 7TH AUSTRIAN STABLE ISOTOPE USER GROUP MEETING. – 50 SEITEN
- BAND 12: CERNAJSEK, T., HUBMANN, B., SEIDL, J. & VERDERBER, L. (EDS), 2006: 6. WISSENSCHAFTSHISTORISCHES SYMPOSIUM „GESCHICHTE DER ERDWISSENSCHAFTEN IN ÖSTERREICH EDUARD SUEß (1831-1914) UND DIE ENTWICKLUNG DER ERDWISSENSCHAFTEN ZWISCHEN BIEDERSTEIN UND SEZESSION“. – 84 SEITEN
- BAND 13: DANIELOPOL, D.L., GROSS, M. & PILLER, W.E. (EDS), 2008: CONTRIBUTION TO GEOMETRIC MORPHOMETRY. – 88 SEITEN
- BAND 14: SUTTNER, T.J., HUBMANN, B. & PILLER, W.E. (EDS), 2009: PALEOZOIC SEAS SYMPOSIUM. 94 SEITEN
- BAND 15: HARZHAUSER, M. & PILLER, W.E. (EDS), 2010: 4. JAHRESTAGUNG VON NOBIS AUSTRIA. SYSTEMATICS APPLIED. 107 SEITEN
- BAND 16: SUTTNER, T.J., KIDO, E., PILLER, W.E. & KÖNIGSHOF, P. (EDS), 2011: IGCP 596 - OPENING MEETING, GRAZ, 19-24 SEPTEMBER 2011. 101 SEITEN
- BAND 17: KIDO, E., SUTTNER, T.J., PILLER, W.E., DA SILVA, A.C., CORRADINI, C. & SIMONETTO, L. (EDS), 2012: MAGNETIC SUSCEPTIBILITY AND GAMMA-RAY SPECTROMETRY THROUGH TIME. IGCP 596 4<sup>TH</sup> ANNUAL MEETING, GRAZ, 24-30 JUNE 2012. 108 SEITEN
- BAND 18: RICHOSZ, S., DIETZEL, M. & LEIS, A. (EDS), 2013: 12<sup>TH</sup> AUSTRIAN STABLE ISOTOPE NETWORK MEETING, GRAZ, 15<sup>TH</sup>-16<sup>TH</sup> NOVEMBER 2013. 103 SEITEN
- BAND 19: KIDO, E., WATERS, J.A., ARIUNCHIMEG, Y.A., SERSMAA, G., DA SILVA, A.C., WHALEN, M., SUTTNER, T.J., KÖNIGSHOF, P. (EDS), 2014: IGCP 596 & IGCP 580 JOINT MEETING AND FIELD-WORKSHOP. INTERNATIONAL SYMPOSIUM IN MONGOLIA, ULAANBAATAR 5-18<sup>TH</sup> SEPTEMBER 2014. 105 SEITEN