

Es wurde eine Gesteinsprobe SW' des Unteren Schwarzhornsees genommen: Die Haupt- und Nebenelementanalyse zeigt einen basaltischen Chemismus; durch das errechnete $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial und die Nd-Isotopie kommt die Probe in der Verlängerung der Mantellinie zu liegen. Aufgrund der Analyse-Ergebnisse wird der Protolith des Amphibolits als Mantelgesteins-Abkömmling und der Amphibolit somit als Orthoamphibolit klassifiziert.

Die Amphibolite des Kleinellendtales weisen eine große geochemische Ähnlichkeit mit den Basisamphiboliten aus dem zentralen Tauernfenster auf, was eine genetische „Verwandtschaft“ dieser Einheiten nahe legt.

„Zwischenellend-Schiefer“

Biotit-Schiefer sind vor allem rund um den Unteren Schwarzhornsee aufgeschlossen. Charakteristisch für diese Schiefer sind die durch Verwitterung gold gefärbten Biotitblasten. Im Dünnschliff sind neben Biotit, rekristallisiertem Quarz, Hellglimmer und Chlorit auch Kalzit, Granat, Ilmenit, Titanit und Zirkon erkennbar.

Eine Gesteinsprobe wurde am Fallbach-Wasserfall genommen und ausgewertet: Die Verteilung der Haupt- und Nebenelemente zeigt einen für ein Metasediment typischen intermediären Chemismus. Das errechnete $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial und die Nd-Isotopie zeigen, dass dem sedimentären Protolith ein beträchtlicher Teil an juveniler Kruste beigemischt war.

Es wurden detritäre Zirkone aus dem Biotit-Schiefer anhand des U/Pb-Systems datiert, die für diesen das Alter der maximalen Sedimentation im obersten Devon festlegen.

Alle oben genannten Analyseergebnisse lassen auch beim Biotit-Schiefer auf eine Verwandtschaft zu den Gesteinen des zentralen Tauernfensters, genauer zu den Biotitporphyroblastenschiefern, schließen.

Granat-Glimmerschiefer treten neben den Biotit-Schiefern am Unteren Schwarzhornsee und rund um die Gurnböden im Kleinellendtal auf. Sie stehen in direktem Kontakt zu den Zentralgneisen und sind randlich migmatisch überprägt. Die Granate sind sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch ein deutliches Merkmal dieses Gesteins. Haupt- und Nebengemengteile sind Hellglimmer, Quarz, Chlorit und Granat, Akzessorien Magnetit/Ilmenit und Titanit.

Es können zwei Generationen an Granaten unterschieden werden: eine ältere mit großen, teilweise an den Bruchstellen chloritisierten Granaten, die eine ältere Schieferung in ihren Kernen und Anwachssäume zeigen, und eine jüngere mit kleinen, idiomorphen Granaten.

Das Vorkommen von Serizit-Phylliten ist auf den Gipfelgrat der Schwarzhörner beschränkt. Es handelt sich dabei um glänzende, sehr brüchige Gesteine, die vor allem aus feinschuppigem Hellglimmer und rekristallisiertem Quarz, daneben noch Biotit, bestehen.

Alle Lithologien des Prä-Zentralgneis-Komplexes wurden in mehreren Phasen deformiert, als letztes Ereignis ist eine retrograde grünschieferfazielle Metamorphose zu nennen, die anhand der Chlorite, Minerale der Epidot-Zoisit-Gruppe und Albite erkennbar ist.

Aufgrund des oberst-devonen Maximalalters des Biotit-Schiefers kann man im Kleinellendtal nicht mehr von einem prä-variszischen Altkristallin sprechen.

Für die Entstehung der Hüllgesteine der Zentralgneise wird hier somit eine Position innerhalb der variszischen Orogenese angenommen. Dies entspricht auch den Ergebnissen der Datierungen von Basisamphibolit und Biotitporphyroblastenschiefer aus dem zentralen Tauernfenster (KEBEDE et al. 2005, Geol. Rundsch., 94/3, 336–353).

Blatt 164 Graz

Bericht 2007 über geologische Aufnahmen auf Blatt 164 Graz

AXEL NOWOTNY

Die Kartierung des Jahres 2007 betraf den Bereich sowohl des Westrandes des Kristallins von Radegund als auch den östlichen Bereich entlang der Raabklamm sowohl auf Blatt 164 Graz als auch am angrenzenden Kartenblatt 165 Weiz.

Wie schon in den Berichten der Jahre 2006 und 2005 dargelegt, wird der Großteil des Gebietes von meist pegmatitisch injiziertem Glimmerschiefer und Gneis aufgebaut. Die Gneise zeigen höheren Biotit-Gehalt und sind meist durch bis zu 1 cm große Feldspatklasten gekennzeichnet. Der Quarzanteil der Glimmerschiefer wechselt lagenweise bis zu quarzitischem Glimmerschiefer und Quarzit. Einschaltungen von massigem Pegmatit treten vermehrt in den Glimmerschiefer- und Quarzit-Gebieten auf wie Raabklamm und dem Gebiet um Höf – Schwaigen, geringmächtige Einschaltungen konnten vor allem in den von Gneis dominierten Gebieten zwischen Stergraben im E und Mühlgaben im W beobachtet werden. Als weitere Einschaltungen neben Pegmatit finden sich Marmore, Kalksilikatgesteine und Amphibolit, wobei Letztere meist in engem Kontakt zueinander vorkommen. Entgegen den Beobachtungen aus dem Jahre 2006 ist auch der SE-Bereich des Radegunder Kristallins auf Kartenblatt 165 Weiz durchwegs von pegmatitisch injiziertem Glimmerschiefer und Gneis aufgebaut. Auch die Vorkommen von Amphibolit,

Kalksilikatfels und Marmor, aber auch größere Pegmatitvorkommen sind ident der Situation im N- und NE-Bereich auf Blatt 164 Graz.

Als liegendster Anteil treten Bereiche auf, die sich durch eine starke Führung von Disthen auszeichnen und teilweise als Disthenflasergneise ausgebildet sind. Diese lassen sich vom Erzgraben N Kumberg zusammen mit erzreichen Quarziten gegen NE verfolgen und streichen gegen Würzelberg und weiter in NE-Richtung bis Zehentbauerwirt E von Meierhöfen.

Hangend der pegmatitischen Glimmerschiefer und Gneise treten im Gebiet der Ruine Ehrenfels NW von St. Radegund und SW im Bereich zwischen Rinnegg und Rabnitz und Weinitzen gegen Bleihütten bzw. SE von Egg Staurolith führende Granat-Glimmerschiefer auf. Die Gesteine zeigen kaum pegmatitische große Hellglimmer und sind durch ihre grobkörnigere Ausbildung gegenüber den pegmatitischen Glimmerschiefern und Gneisen zu unterscheiden.

Der weit nach Norden reichende Kristallinsporn vom Schöckelkreuz über Plenzengreith zum Wöllingbach wird von Hornblende führenden Glimmerschiefern und Gneisen aufgebaut. Neben Granat führen diese Gesteine selten auch Staurolith. Die Hornblende ist teilweise als große Blasten mit verlegtem Interngefüge von opaker Substanz ausgebildet. Makroskopisch sind Hornblendekristalle bei nicht zu stark mylonitischen und kataklastisch zerlegten Gesteinspartien erkennbar. Ihre Verbreitung ist auf einen Streifen im Liegenden des Grazer Paläozoikums beschränkt, welcher vom Schwarzgraben im E bis Schöckel-

kreuz durchgehend verfolgt werden kann und im Westen bei Klamm im Liegenden von Schöckelkalkblockwerk und Hangschutt wieder auftaucht. Sie werden zum eigentlichen Kristallin von St. Radegund durch eine breite mylonitische Zone getrennt, welche E von Schöckelbartl über Hammersberg, Garrach entlang des Waschbaches und Schwarzgraben bis Grillbichl reicht.

Die als Fenster SE von Arzberg in der Raabklamm und ebenso W des Gollersattels im Garrachwald angetroffenen Grünschiefer und Phyllite gehören zum Taschenschiefer der Peggauer Gruppe beziehungsweise der Semriacher Phyllit-Formation.

Der eigentliche Grenzbereich des Kristallins zum überlagernden Schöckelkalk des Grazer Paläozoikums wird von breiten Kataklastezonen begleitet. Der steile Grenzverlauf lässt sich westlich vom Angerkreuz, aber besonders entlang des Schwarzgrabens zum Wehr Buchenau W von Grillbichl verfolgen.

Zwischen Schöckelkreuz und Klamm im W ist die Grenze zwischen Kristallin und auflagerndem Grazer Paläozoikum teils von Blockschutt teils von Gleitmassen wie dem Tegetthofstein verdeckt. Weitere kleine Kalkschollen im Bereich St. Radegund und S Willerdorf könnten wahrscheinlich dieselben Platznahme wie die Schöckelkalkscholle des Tegetthofsteins haben. Gegen W entlang des Römerweges in Richtung W bis zum Gehöft Tipl ist ein flaches Abtauchen des Kristallins gegen W zu beobachten. Im unmittelbaren Grenzbereich sind sowohl Schöckelkalk als auch Kristallin stark kataklastisch zerlegt. Einschaltungen von Quarziten und Quarzitschiefer finden sich im

Grenzbereich sowohl am Römerweg NE des Novysteins weiters NW Rinneg als auch S Tipl bis in das Gebiet des Gregerbauers W des Oberschöckelbaches der die Grenze bildet. Die Quarzite und Quarzitschiefer (Lammkogel-Quarzit-Member) sind weiß bis gelblichgrau, meist gröberkörnig und mit dem Schöckelkalk verschuppt.

E des Oberschöckelbaches verläuft perlenschnurartig eine Reihe von Schöckelkalkschollen welche vom Tipl nach S bis in das Gebiet zwischen Mülten und Niederschöckl reichen. Es sind vor allem Rauwacken rötliche plattige Kalkschiefer (Strofl-Karbonat-Member), die neben Schöckelkalken (gebänderter Kalkmarmor) meist stark kataklastisch zerlegt die einzelnen Schollen aufbauen. Ihre Position ist möglicherweise als liegende Restschollen bei der Abschiebung der Schöckelkalkplatte zu deuten.

Die Grenze zur neogenen Überlagerung des Grazer Beckens kann von W nach E von S Weinberg über Weinitzen, Niederschöckl, Grafmichl, Eberdorf, Kickenheim und S Kainberg verfolgt werden. Bei Not reicht ein Kristallinsporn weit nach S und trennt das Becken von Gschwend und Kleinsemmering gegen W ab. Die W-Begrenzung des Beckens von Weiz verläuft N–S von Leska über Hafning, Untergreith, den Höhenrücken E der Raabklamm, Steinberg, Höhenkogel, Reitberg und Karberg. Während im W meist blaugraue oft rostbraun verwitternde Tone auf dem Grundgebirge zu beobachten sind, zeigen die Neogen Aufschlüsse im E meist Kiese und Sand, z. B. bei Mortantsch, Hafningberg und der SE-Abdachung des Reitberges.

Blatt 207 Arnfels

Bericht 2007 über geologische Aufnahmen auf Blatt 207 Arnfels

KARL STINGL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurde ein unbearbeitetes Gebiet zwischen zwei bereits in den 90er Jahren aufgenommenen Teilen im südwestlichen Bereich des Kartenblattes. Von Westen treffen die Tonmergel der karpatischen Kreuzkrumpl-Formation („Steirischer Schlier“) auf die badenischen Siliziklastika (Tonmergel, siltige Mergel, Sande) und Karbonate („Leithakalke“) der Weissenegg-Formation. Ein unkartierter Nord–Süd-verlaufender Streifen (von Eckberg nördlich von Gamlitz bis an die slowenische Grenze), der die beiden Formationen derzeit trennt, bildete das Kartiergebiet. Ebenso verläuft auch die Grenze der badenischen, grobklastischen Kreuzberg-Formation mit der Weissenegg-Formation und der Kreuzkrumpl-Formation durch das Kartiergebiet.

Der Verzahnungsbereich der Kreuzberg-Formation mit den Karbonaten der Weissenegg-Formation („Leithakalke“) wird von G. FRIEBE (1990, Jb. Geol. B.-A. Wien, **133/2**, 223–257) als Ottenberg-Subformation ausgeschieden. Die weiteren nicht karbonatischen Sedimente im Umfeld der Ottenberg-Subformation kartiert G. FRIEBE (1989, unveröffentlichte Diss. Univ. Graz) mit einer Übersignatur als Verzahnungsbereich zwischen der feinerklastischen Weissenegg-Formation mit der gröberklastischen Kreuzberg-Formation aus. Dieser Bereich wird keiner der beiden Formationen zugerechnet.

Die Kreuzkrumpl-Formation („Steirischer Schlier“) ist nach der Kartierung F. SCHELL (1994, unveröff. Diss. Univ.

Graz) in der Umgebung des Kartiergebietes neben den typischen mergeligen Tönen und Tonmergeln aus sandigen Mergeln mit Schotter- und Konglomerateinschaltungen aufgebaut. Dieser Teil wurde von ihm mit einer Übersignatur in der Kreuzkrumpl-Formation dargestellt. Er beschreibt, dass die Grenzziehung zwischen diesen grobklastisch beeinflussten Teilen der Kreuzkrumpl-Formation und der hangenden Kreuzberg-Formation (mit der Dominanz von Grobklastika) nicht immer eindeutig durchzuführen ist.

Das Kartiergebiet befindet sich somit im Grenzbereich und Verzahnungsbereich von drei Formationen, zusätzlich befindet sich an der Grenze Karpatium-Badenium die Steirische Diskordanz.

Bei den Begehungen wurde eine typische Profilabfolge festgestellt (am besten aufgeschlossen im Graben westlich des Urkogels). Basis der Profile bilden mergelige Tone und Silte der Kreuzkrumpl-Formation. Eine einheitliche Streichrichtung der Sedimente ist nicht festzustellen. Auch das Einfallen variiert von fast sölzig bis zu 75° steiler Lagerung. Dies steht in Gegensatz zu den Bereichen um das Grundgebirge des Remschnigg und der Heiligengeist-Höhe, wo die Kreuzkrumpl-Formation eher einheitlich vom Grundgebirge wegstreicht. Im Hangenden folgen vereinzelte Einschaltungen von grobklastischen-konglomeratischen Rinnenfüllungen. Darüber beginnen die Sedimente sandiger zu werden. Typisch sind neben Sandlagen auch stärker karbonatisch-zementierte Sandsteinbänke und Konglomeratbänke. Die Schotter und Konglomerate können Komponenten bis zu ca. 45 cm Durchmesser enthalten, ihre Geometrie bleibt großteils rinnenförmig. In den Bächen und im Bereich von Anhöhen finden sich häufig Blöcke mit bis zu 90 cm Durchmesser. In den hangensten