

mation und der als „Übergangsformation“ (Arbeitsbegriff) zwischen Kreuzberg-Formation und Kreuzkrumpl-Formation von STINGL (2007; Jb. Geol. B.-A., 148/2, 2008; Jb. Geol. B.-A., 149/4, 2009) ausgeschiedenen Einheit. Zusätzlich wurden im Kleingraben zur besseren Charakterisierung der Kreuzberg-Formation Übersichtsbegehungen durchgeführt.

Die im Bereich des Montikogels und dessen Nordabhängen auftretenden braunen Sande und Sandsteine entsprechen lithologisch und faziell den Sanden und Sandsteinen der Teichbauer-Formation. Sie können in die Teichbauer-Formation integriert werden. Die Konglomerate des Montikogels entsprechen ebenfalls lithologisch und faziell den Konglomerateinschaltungen in der Teichbauer-Formation. Die Konglomerate der Teichbauer-Formation könnten somit aus ihr herausgelöst werden und mit den Konglomeraten des Montikogels zu einer Subformation (z.B. „Montikogel-Subformation“) der Teichbauer-Formation zusammengefasst werden. Charakteristisch für diese neue Subformation sind die Sandsteinkomponenten in den Konglomeraten und das in verwittertem Zustand löchrige Aussehen durch das schnelle Herauslösen der weichen, braunen Sandsteinkomponenten. Teilweise ist auch die Matrix der Konglomerate, sogar wenn diese unverwittert vorliegen, durch diese zerfallenen Sandsteine braun gefärbt. Die Komponenten bestehen aus mindestens 50 % aber auch bis zu 80 % aus Quarz („Quarkonglomerate des Montikogel“, WINKLER-HERMADEN, Erläuterungen Geol. Spezialkarte 1:75.000 – Blatt Marburg, 1938) und untergeordnet aus

Karbonaten, Sandsteinen und Kristallingeröllen (KRAINER, Jb. Geol. B.-A., 132, 622–623, 1989; 1990; SCHELL, 1994). Durch das Verwittern der limonitreichen braunen Sandsteine, die nicht nur in den Konglomeraten, sondern auch in den Sanden und Sandsteinen als Komponenten auftreten, erhalten fast die lithologischen Ausprägungen der Teichbauer-Formation eine gelbbraune Verwitterungsfarbe. Die Verbreitungsgebiete bzw. die Grenzen der „Montikogel-Subformation“ innerhalb der Teichbauer-Formation wurden in zusätzlichen Begehungen ausgeschieden.

Die Arnfels-Formation (= Arnfelder Konglomerate, SCHELL, 1994) entspricht lithologisch und faziell der „Übergangsformation“ (STINGL, 2007, 2008) und kann in diese integriert werden, ein neuer Formationsname dafür muss noch gefunden werden. Die Teichbauer-Formation ist durch die Vormachstellung von Sanden und Sandsteinen und die gelbbraune Verwitterungsfarbe lithologisch von der „Übergangsformation“ gut abtrennbar. Treten in der Teichbauer-Formation Konglomerate oder Kiese auf, sind diese fast immer klastengestützt und deutlich besser sortiert als die Konglomerate und Kiese der „Übergangsformation“ und zeigen das schon oben erwähnte typische Verwitterungsbild („löchriges“ Aussehen). Faziell dürfte es sich bei der Teichbauer-Formation um die Einschaltung einer subaquatischen Schwellenfazies in der „Übergangsformation“ handeln (Anzeichen von Wellenüberarbeitung (SCHELL, 1994), bessere Sortierung der Konglomerate, rasche Aufarbeitung von Sandsteinen aus dem Grundgebirge).

Blatt 4313 Haslach an der Mühl

Bericht 2011 über geologische Aufnahmen und petrografische Untersuchungen auf Blatt 4313 Haslach an der Mühl

DAVID SCHILLER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiergebiet und Aufschlussituation

Das im Berichtsjahr kartierte Gebiet befindet sich südlich der Linie Eidendorf–Neußerling und schließt westlich an das im Vorjahr kartierte Gebiet an (SCHILLER, Jb. Geol. B.-A., 151/1+2, 2012). Weiter gegen Westen wurde nun bis zur Landesstraße 1510 herankartiert.

Die Aufschlussituation im Arbeitsgebiet ist unterschiedlich. Im Südteil sind verbreitet Felsburgen und Blockhalden anzutreffen, besonders in Wäldern und im Tal der kleinen Rodl. Im Nordteil ist das Kristallin stärker durch Solifluktionssedimente und Grus überlagert. Hier finden sich nur vereinzelt Felsaufschlüsse am Rand von Forstwegen oder in tiefer eingeschnittenen Entwässerungsgerinnen. Letztere sind zur Abschätzung der Überlagerungsmächtigkeiten der Solifluktionssedimente mitunter sehr hilfreich.

Lesesteine sind für die Kartenerstellung nur bedingt brauchbar. Häufig handelt es sich um Härtlinge (Aplite, Pegmatite, Gangquarze, etc), vielfach liegt anthropogen verfrachtetes Material im Bereich von Forstwegen und in Bächen vor.

Kristallineinheiten

Der Großteil des kartierten Areals wird von Schlierengranit aufgebaut bzw. unterlagert. In einem Wäldchen etwa 300 m östlich von Lassersdorf befindet sich ein kleines Vorkommen von Weinsberger Granit (Randfazies). In der südöstlichen Umgebung von Eidendorf treten dunkle biotitreiche Gneise auf, welche eventuell der Herzogsdorfer Zone (FUCHS & THIELE, Erläuterungen Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald – Geol. B.-A., 1968) zuzurechnen sind.

Die Ergebnisse der Neukartierung sind mit den Eintragungen auf den bestehenden geologischen Gebietskarten in groben Zügen konsistent. Bei genauer Betrachtung zeigen sich jedoch einige Unterschiede: In beiden Karten von SCHADLER (Geol. Spezialkarte 1:75.000 – Linz und Eferding, Geol. B.-A., 1952; Geol. Karte 1:50.000 – Linz und Umgebung, 1964) ist der nunmehr als Schlierengranit kartierte Bereich im Wesentlichen als Grobkorn-Gneisgranit (SCHADLER, 1952) bzw. Porphyrgneis (SCHADLER, 1964) ausgehalten. Stellenweise sind darin noch kleine Einlagerungen von Hornblende-Perlgneis und Perlgneis eingezeichnet. Diese letztgenannte Differenzierung habe ich bei meinen Begehungen nicht nachvollziehen können. In der Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald (FRASL et al., Geologische Übersichtskarte des Kristallins im Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich, 1:100.000. – Geol. B.-A., 1965) ist der von mir als Schlierengranit kartierte Bereich ebenfalls undifferenziert als Grobkorngneis eingetragen.

Die biotitreichen Gneise bei Eidendorf sind schon in den Karten von SCHADLER (1952, 1964) erfasst und wurden dort als Perlgneise angesprochen, jedoch reicht dieser Perlgneisbereich bei Schadler weiter nach Osten, und zwar bis südlich des Gehöfts Berger, wo nach meinen Beobachtungen aber Schlierengranit ansteht. Eine bei SCHADLER (1952, 1964) eingetragene Übersignatur für verstärkte Biotit- und teilweise Amphibolführung innerhalb dieser „Perlgneise“ bei Eidendorf konnte ich so nicht nachvollziehen.

In beiden Schadler-Karten sind bei Eidendorf NW–SE-streichende Marmorzüge eingetragen. Nach der derzeitigen Aufschlussituation gibt es dafür keine Belege. Diese Marmorzüge bei Eidendorf fehlen im Übrigen auch in der Karte von FRASL et al. (1965), und in den Kartenerläuterungen (FUCHS & THIELE, 1968) findet sich der Hinweis, dass sie trotz detaillierter Nachsuche schon damals nicht mehr gefunden werden konnten. Nach SCHADLER (zitiert in PESCHEL, Erläuterungen zur geologischen Karte von Linz und Umgebung (nach SCHADLER, 1964). – Naturkundliches Jb. d. Stadt Linz, 28, 181–236, 1983) wurden diese Marmore im Zuge eines Straßenbaus östlich von Eidendorf angefahren, der Aufschluss war aber offenbar nur zeitlich begrenzt vorhanden.

Auch das in den beiden Schadler-Karten westlich von Neußerling bei Stötten eingetragene Vorkommen von Talkschiefer konnten bei den diesjährigen Begehungen nicht mehr dokumentiert werden. An der betreffenden Stelle befinden sich keine Aufschlüsse, und auch Lesesteine von Talk wurden nicht gefunden. Die beiden in der Karte von FRASL et al. (1965) eingetragenen Vorkommen von Grafit S sowie SE von Eidendorf sind zur Zeit ebenfalls nicht auffindbar.

Das kleine Vorkommen von Weinsberger Granit (Randfazies) ESE Lassersdorf fehlt in den Schadler-Karten, ist aber in der Karte von FRASL et al. (1965) und auch bei KRENMAYR & SCHNABEL (Geol Karte 1:200.000 – OÖ, Geol. B.-A., 2006) verzeichnet. Kleine Differenzen zu den beiden letztgenannten Karten ergeben sich in der östlichen Abgrenzung der Zone von Herzogsdorf. Diese ist dort bis in die Gegend südlich von Neußerling eingezeichnet. Bei meinen Begehungen habe ich in den wenigen Aufschlüssen südlich von Neußerling hingegen ausschließlich Schlierengranit angetroffen.

Schlierengranit

Der im Aufnahmegebiet vorgefundene Schlierengranit entspricht makroskopisch weitgehend der von FINGER (1984) vorgelegten Charakterisierung des Gesteins. Das betrifft einerseits die Korngröße der porphyrischen Kalifeldspäte (1–2 cm), andererseits auch ihre teilweise Anreicherung in herzynisch orientierten Schlieren. Ebenso besteht Übereinstimmung beim Modalbestand (drei Proben: 20–30 % Kalifeldspat, 35–45 % Plagioklas, 25–35 % Quarz, 5–10 % Biotit, bis zu 3 % Titanit). Auch die bei FINGER et al. (1986) beschriebenen mafischen Schollen finden sich im Schlierengranit des Arbeitsgebiets. Als Besonderheit konnte in einem Aufschluss 500 m südlich des Gehöfts Asenbaum eine Scholle eines granatführenden migmatischen Paragneises gefunden werden.

Sehr charakteristisch für den Schlierengranit ist das Auftreten von Titanit, der häufig schon im Handstück erkennbar ist und im Dünnschliff nie fehlt. Besonders in hellen feldspatreichen Schlieren beobachtet man immer wieder

einzelne 2–10 mm große, briefkuvertförmige Titanitkristalle, oft in Paragenese mit einzelnen 0,5–1 cm großen Hornblenden. Im Allgemeinen ist der Schlierengranit ziemlich massig und weist nur eine diffuse, mehr oder weniger söhligige Regelung auf, die v.a. durch lagig-schlierige Mineralansammlungen und eine teilweise Orientierung der Kalifeldspäte ausgedrückt ist und wahrscheinlich magmatischen Ursprung hat. Solche relativ massigen Schlierengranite sind zum Beispiel rund um die Leihmühle W von Lassersdorf gut aufgeschlossen. Teilweise ist der Schlierengranit des Arbeitsgebiets jedoch auch postkristallin verschiefert. Solche geschieferten Schlierengranite treten vor allem zwischen Guglbühel und Ranitzmühle im nördlichen Teil des Arbeitsgebiets auf. Von Süden kommend fällt die im Wesentlichen durch Biotiteinregelung erkennbare Schieferung zuerst noch relativ flach (mit ca. 30°) gegen SW ein, weiter nördlich in Annäherung an die Zone von Herzogsdorf wird sie dann zunehmend steiler und steht schließlich weitgehend senkrecht. Auf jeden Fall ist diese postmagmatische Verschieferung der Schlierengranite ein eher lokales Phänomen und keinesfalls eine Rechtfertigung, den Schlierengranit generell als Gneis (Porphyrgneis, Grobkorngneis) zu bezeichnen, wie dies in den früheren Karten erfolgte.

Von vier verschiedenen stark deformierten Schlierengraniten des Arbeitsgebiets wurden Pulvertabletten hergestellt und mittels Röntgenfluoreszenzanalyse geochemisch untersucht (Tab. 1). Die Proben zeigen schwach metalumischen bis ganz leicht peralumischen Charakter (A/CNK 0,98–1,01) bei einem SiO₂-Gehalt von 63,5–68 % und bestätigen somit die von FINGER (Die Anatexis im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). – Dissertation Univ. Salzburg, 1984) getroffene Klassifikation als I-Typ Granit. Es zeigen sich auch die von FINGER (1984) angeführten charakteristisch hohen Barium- (976–1427 ppm) und Strontiumgehalte (384 und 484 ppm).

Als weitere petrografische Besonderheit des Schlierengranits kann gelten, dass der Biotit im Dünnschliff häufig grün-braun ist, vermutlich als Ausdruck einer retrograden, spätmagmatischen Umkristallisation unter absteigender Temperatur. Auch in den wenig geschieferten Typen findet sich dieser grün-braune Biotit und es zeigen sich zudem Anzeichen von hochtemperierter Feldspatkrystallisation mit randlicher Subkornbildung und von plastischer Feldspat-Deformation (undulöse Auslöschung, deformierte Mikroklingitterung bzw. Zwillingslamellierung).

Von drei Schlierengraniten des Arbeitsgebiets wurden Schwermineralauszüge hergestellt. Dabei fiel der sehr geringe Anteil an Opakphase auf, welche vor allem von Pyrit gebildet wird. Weder Ilmenit noch Magnetit waren in nennenswerter Menge vorhanden. Die Zirkone sind bis zu 300 µm lang und zeigen die für den Schlierengranit typische Ausbildung mit einem schon im Lichtmikroskop gut erkennbaren idiomorphen konzentrischen Zonarbau, in dessen Mitte sich häufig ein übernommener, rundlicher Kern befindet. An Flächen herrscht das (100)-Prisma und die (101)-Pyramide vor, an den Prismenkanten sind nur kleine Ansätze eines zweiten (110)-Prismas erkennbar. Zusätzlich kommt eine Gruppe kleinerer Zirkone vor, die eine graduell stärkere Ausbildung des (110)-Prismas und der (211)-Pyramide aufzuweisen scheinen, aber aufgrund abgerundeter Kanten trachtmäßig eher schwierig zu klassifizieren sind. Als dritter Zirkontyp treten einige nicht idiomorphe

rundliche Zirkone auf, die häufig birnenförmig sind, also an einem Ende deutlich dicker als am anderen.

Weinsberger Granit bei Lassersdorf

Der 300 m östlich von Lassersdorf auftretende Weinsberger Granit liegt in Randfazies-Ausbildung vor. Das heißt, die Kalifeldspäte sind zwar deutlich größer und idiomorpher als im Schlierengranit, im Vergleich zum idealen Weinsberger Granit sind sie aber unregelmäßiger verteilt und es wechseln auf engem Raum gröbere Partien (mit Großkalifeldspäten bis zu 3 cm Größe) und weniger grobkörnige Partien intensiv ab. Letztere mittelkörnige Lagen entsprechen von der Korngröße etwa dem Schlierengranit, unterscheiden sich von diesen allerdings dahingehend, dass sie ein idiomorph körniges Feldspatgefüge aufweisen, während die Feldspäte des Schlierengranits durchschnittlich weniger ausgeprägte Idiomorphie besitzen.

Geochemische Untersuchungen zeigen, dass sich die zusammenfassend als Weinsberger Granit (Randfazies) kartierten Gesteine bei Lassersdorf (und zwar sowohl die größeren, wie auch die feinkörnigen Bereiche) deutlich von den Schlierengraniten unterscheiden. Sie weisen nicht nur höhere K_2O -Gehalte auf (4,3–5,6 % vs. 3,6–4,7 Gew. %), sondern auch deutlich geringere Sr-Gehalte von nur 188 bis 258 ppm gegenüber 384–484 ppm in den Schlierengraniten. Ebenfalls geringer sind die CaO-Gehalte mit 1,5–2,4 Gew. % gegenüber 3,1–3,6 Gew. % im Schlierengranit.

Die Zirkontracht im Weinsberger Granit von Lassersdorf ist ähnlich jener des Schlierengranits, aber die Kristalle zeigen weniger deutlichen Zonarbau und runde Kerne kommen viel seltener vor. Im Schwermineralkonzentrat weist der Weinsberger Granit von Lassersdorf große Mengen an Ilmenit auf. Im Unterschied dazu führt der Schlierengranit des Arbeitsgebiets wie schon erwähnt nur sehr wenig Ilmenit, das Titan ist hier im Wesentlichen an den Titanit gebunden.

Die biotitreichen Gneise SE von Eidendorf

Frisches Material findet sich im Waldstück SE der Leder-mühle, ansonsten sind die Gneise sehr stark vergrust. Charakteristisch für diese dunklen, relativ feinkörnigen und schiefrigen Gesteine ist das Auftreten von hellen aplitisch-pegmatitischen Adern und Schlieren, welche wohl den Prozess einer partiellen Aufschmelzung anzeigen. Diese Adern und Schlieren führen neben viel Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas einzelne große Hornblenden und fallweise auch Titanit. Die dunkle, schiefrige Hauptmasse des Ge-

steins wird von etwa gleichen Anteilen Plagioklas, Quarz und Biotit aufgebaut, zusätzlich findet sich auffällig viel Titanit (3–5 %). Kalifeldspat tritt nur untergeordnet auf. Die Gneise sind reich an akzessorischem Apatit und Zirkon, in einem Schriff konnte ein 2 mm großer Allanitkristall gefunden werden.

Im Schwermineralauszug findet sich wie in den Schlierengraniten interessanterweise kaum Opakphase. Die Zirkone sind flächenreich aber oft mit gerundeten Kanten, auffällig ist das Auftreten von vielen langen Zirkonen (l/b über 5).

Geochemisch ähneln die Proben durch die hohen K_2O -Gehalte (etwa 4 Gew. %) zwar einer Grauwacke, jedoch ist der metalumische Charakter des Gesteins (A/CNK etwa 0,95) auffällig, der eher auf ein magmatisches Edukt (z.B. einen Mela-Granodiorit) schließen lässt, ebenso wie die oft langprismatischen Zirkonformen. Zur Aufklärung der Gesteinsgenese sind weiterführende Untersuchungen erforderlich.

Quartäre Bedeckung

Die Kartierung der oberflächennahen Sedimente wurde nach den Richtlinien im Entwurf der Erläuterungen zur „Generallegende der pleistozänen bis holozänen Sedimente und Verwitterungsprodukte des Periglazialraumes auf den geologischen Spezialkarten (1:50.000, 1:25.000) der Geologischen Bundesanstalt“ (KRENMAYR, 2012, dieser Band) vollzogen.

Anthropogen beeinflusste Gebiete finden sich ausschließlich unter bebauten Flächen und Straßen und wurden daher nicht mit eigener Legende dargestellt. Bach- oder Flussablagerungen treten entlang der kleinen Rodl und der Ranitz auf, sie liegen in Wechsellagerung mit Solifluktion- oder Flächenspülungssedimenten vor, die von den angrenzenden Hängen angeliefert wurden.

Die Mächtigkeit dieser Bedeckung wird einem besonders im nördlichen Teil des Kartiergebiets vor Augen geführt, wo sie von den Seitenarmen der kleinen Rodl oft meter-tief durchschnitten ist. Erst darunter findet sich manchmal noch anstehendes Material.

Wo der Wasserabfluss durch geringes Gefälle behindert ist, sind die Solifluktionshorizonte häufig vernässt und hier vergleht. An Kristallinresten finden sich dann fast nur noch verwitterungsbeständige Härtlinge (Aplite, Pegmatite, Quarzknauer) in einer Matrix aus Lehm.