

bacher Sande deutet auf eine Verzahnung dieser beiden Schichtglieder hin. Ob auch Mehrnbacher Sande und Treubacher Sande miteinander verzahnen oder Letztere einfach über den Mehrnbacher Sanden abgelagert wurden, kann auf Grund der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht entschieden werden.

Entlang des Westabfalls zum Kretschbach zwischen Kirchdorf und Untereitzing treten ab und unter 420 m SH auffällig viele Quellen zu Tage (besonders in Probenzing), was auf einen mächtigeren, durchgehenden und wasserstauenden Horizont in dieser Höhe schließen ließe. Tatsächlich stehen in Untereitzing hinter einem Wirtschaftsgebäude (über 430 m SH, BMN, rechts: 457110, hoch: 344670) und einer großteils verfallenen Schliergrube (über 420 m SH, BMN, rechts: 457150, hoch: 344260) Sedimente an, die nicht mehr als typische Mehrnbacher Sande angesprochen werden können: eine Wechsellagerung von glimmerig-glaukonitischen Feinsanden und hell olivgrauen Peliten (im Verhältnis 50 : 50) könnte bereits einen Übergang zu tieferliegenden wasserstauenden Peliten signalisieren. Vergleichbare Sedimente konnten in einer Handbohrung unterhalb des in der Karte eingezeichneten Bildstockes in Probenzing erbohrt werden. Ob diese Wechsellagerung von Sanden und Peliten tatsächlich im Liegenden in Schlier übergeht und ob diese pelitischen Sedimente in einem Zusammenhang mit den N Untereitzing in einer Höhe von rund 440 m (verfallene Schliergrube, BMN, rechts: 457430, hoch: 345490) anstehenden Rieder Schichten stehen, konnte bis zum Zeitpunkt der Berichtlegung noch nicht geklärt werden.

Die Ergebnisse der Kartierung der miozänen (ottnangischen) Sedimente dieses Kartenblattabschnittes können folgendermaßen zusammengefasst werden:

Es musste die von ABERER (1958) ausgewiesene Verbreitung der miozänen Schichtglieder deutlich korrigiert werden. So treten die Oncophora-Schichten nicht nur als kleiner erosiver Rest unter dem Kies des Wagnerberges und des Eichberges bei Gurten zu Tage, sie erstrecken sich als oberstes Schichtglied des Ottnangiums bis östlich Außerguggenberg und nach Norden entlang des Rothen-

berges auf das Kartenblatt ÖK 29 (Schärding). Treubacher Sande werden westlich und auch östlich des Guggenberges, unter den Oncophora Schichten liegend angetroffen und der diese Sande unterlagernde Braunauer Schlier zieht viel weiter nach O als von ABERER angenommen.

Die von ihm aufgestellte und seitdem immer wieder vertretene Auffassung von einer strikten stratigraphischen Abfolge von Rieder Schichten, Mehrnbacher Sand, Braunauer Schlier und Treubacher Sand muss in Frage gestellt werden. Vielmehr scheinen zumindest Mehrnbacher Sand und Braunauer Schlier miteinander zu verzahnen und somit (zumindest teilweise) zeitgleiche Ablagerungen darzustellen.

Die pliozänen und quartären Sedimente

Die bereits oben erwähnten, rund 6–8 m mächtigen Kiese von Außerguggenberg (ihre Unterkante liegt zwischen rd. 510 m und 530 m im äußersten Süden des Kieszuges) ziehen nach Norden auf den Höhenrücken des Rothenbergs. Sie sind dem ältesten Niveau der sogenannten Oberpliozänschotter, der Geiersberg-Aufschüttung (GRAUL, 1937) zuordenbar. Daneben sind aus dem im Jahr 2001 kartierten Gebiet noch kleinere Kieskuppen S Außerguggenberg (Unterkante über 490 m SH, BMN, rechts: 454020, hoch: 343860) und W Ametsberg (Unterkante bei 490 m SH, BMN, rechts: 455480, hoch: 344100), welche jüngeren Aufschüttungsniveaus der Oberpliozänschotter zuzuordnen sind, zu erwähnen.

Ein weiterer Kiesterrassenrest W Ametsberg (Unterkante rd. 460 m SH, BMN, rechts: 456100, hoch: 344050) könnte der Höhe nach den quartären Deckenschottern entsprechen, ist aber zur Zeit nicht genauer zuordenbar.

Bemerkenswert sind noch die Kiese der Hochterrasse des Gurtenbachtals, welche im Jahr 1995 in Mairing in einer Baugrube in einer Mächtigkeit von rd. 1,5 m aufgeschlossen waren.

Weite Bereiche des kartierten Gebietes sind durch mehrere Meter mächtige (zum Teil kiesige) Lehmdecken (Lösslehme, Verwitterungslehme und Hangkriechen etc.) von unbestimmtem Alter versiegelt, besonders augenfällig im Raum Mairing und S Geretsdorf sowie N Untereitzing.

Blatt 53 Amstetten

Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 53 Amstetten

GERHARD FUCHS
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurden im Strudengau die orographisch rechte Donauflanke zwischen Freyenstein und St. Nikola a.d. Donau, weiters die Gebiete Nabegg, Neustadt und Windpassing kartiert. ENE von Amstetten wurden die Kristallinseln im Tertiär des Raumes Seisenegg – Perasdorf – Kienberg aufgenommen.

Das Gebiet wird fast ausschließlich von Gesteinen des Südböhmischen Pluton aufgebaut. Es überwiegt bei weitem der Weinsberger Granit in seiner normalen Ausbildung als riesen- bis großkörniger Porphygranit.

In manchen Zonen finden sich jedoch auch nicht porphyrische, grobkörnige Weinsberger Granite. Das Zurücktreten bzw. Fehlen der großen Mikroklineinsprenglinge, der im Vergleich zum Normaltyp des Weinsberger Granits geringere Biotitgehalt und geringere Korngröße geben dem

Gestein ein sehr kompaktes Aussehen; Blöcke zeigen glatte rundliche Oberflächen. Dieser Typ war für die Steingewinnung sehr gefragt und wurde in einigen Steinbrüchen und kleinen Gruben im Wald abgebaut (z.B. Brücke P440 N Beidenstein).

Die Grenzen zum Weinsberger Normaltyp sind verschwommen und unscharf, weshalb deren Verbreitung mittels Übersignaturen in der Karte dargestellt wurde. Kontaktbeobachtungen zeigen aber eindeutig, dass der nichtporphyrische Granit jünger ist. Es handelt sich um die „jüngeren Nachschübe“, die bereits auf Blatt Ottenschlag (36) gefunden wurden (FUCHS, 1986).

Häufig treten diese jüngeren Nachschübe in Zonen auf, die vermehrt von Feinkorngranit durchschlagen werden (W Sand, Berghof Tanninger, Geilberg, Seisenegg und N und NE Triesenegg). In dem großen Steinbruch N Triesenegg wurde ein massiger grobkörniger Mikroklinggranit abgebaut. Mikroklin ist meist idiomorph und erreicht Längen von 1–1,5 cm. Dieser Granit dürfte zu den Nachschüben des Weinsberger Granits gehören. Er wird von Feinkorngranit, welcher manchmal Feldspat- und Biotiteinsprenglinge sowie ovale biotitreiche Putzen führt, durchschlagen.

Im Gebiet von Seisenegg intrudiert Feinkorngranit den Weinsberger Granit. Im südlichen Ortsende ist die Durchmischung am Kontakt zu beobachten. Dort finden sich auch Schollen von Diorit. Im Mischungsbereich treten auch die nichtporphyrischen Weinsberger Granite auf. Im nördlichen Ortsbereich ist der Feinkorngranit sehr kataklastisch.

Das größte Feinkorngranitvorkommen auf Blatt Amstetten ist das von Gloxwald, welches sich südlich der Donau im Amstettner Bergland fortsetzt. Es entspricht dem Typ Mauthausener Granit, mit feinkörnigen Aplitgraniten in randnahen Bereichen. Im Bericht 1998 habe ich auf das Problem aufmerksam gemacht, dass dieser Intrusivkörper an der bedeutenden Seitenverschiebung Gulling – Neustadt a.d. Donau zwar verschieft wird, aber anscheinend ohne Seitenverschiebung die Störung quert. Die Kartierung des Gebiets südlich der Donau brachte hier Klarheit: Südlich Sand tritt der Feinkorngranit auf die orographisch rechte Donauflanke über und setzt über Rosenau nach Weg (P 479) fort. Die W-Grenze des Granits ist ein schwommener Intrusivkontakt zum Weinsberger Granit. Die SE-Begrenzung erfolgt durch die obengenannte Seitenverschiebung. Der regional SSW-streichende Feinkorngranitkörper spitzt somit an der SW-verlaufenden Störung

im Raume von Weg aus. Weiter gegen SW finden sich in der Störungszone nur Linsen von kataklastischem verschieferem Feinkorngranit inmitten vorwiegend lichter Ultramylonite. Diese wurden heuer bis N Stiefelberg verfolgt. Der Feinkorngranit wurde also als Teil des NW-Blocks an der sinistralen Seitenverschiebung verschleift und sein südlichster Teil schließlich abgeschnitten. Er findet sich in der gegen NE vorgeglittenen SE-Scholle im Raume Freyenstein – Hirschenau – Hochhart. Da die E-Grenze des Granits von Gloxwald bei Kienberg im Bereich der NE-Grenze des Granits der SE-Scholle liegt, war die große Versetzung des Feinkorngranits an der Seitenverschiebung fürs Erste nicht ersichtlich.

Im westlichsten Teil des heuer aufgenommenen Gebiets fanden sich Perlgneise im Bereich Wolfödhöhe (P 506).

Es sind ziemlich massige in runden Blöcken verwitternde Gesteine, die sich auffällig von den Schiefergneisen, z.B. der Monotonen Serie, unterscheiden. Es handelt sich um mittelkörnige Zweiglimmer-Paragneise, deren Parallelgefüge durch Feldspatmetablastese undeutlich geworden ist. Vereinzelt führen die Perlgneise auch kleinere Schollen von Kalksilikatfels. Die Perlgneise sind erste Vorboten des Mühlviertel-Kristallins westlich des Südböhmischen Plutons.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal

DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Nach der Erfassung der Lokalvergletscherung des Kasberges und Schindelbaches und deren Beziehung zum Almgletscher im Würm und Riß (Kartierbericht Jb. Geol. B.-A., 1994) und der Analyse der Bergsturzablagerungen im Almtal (Kartierbericht Jb. Geol. B.-A., 1995) wurde die Lokalvergletscherung des Bereiches zwischen Traun und Almgletscher erfasst.

Während der Würmeiszeit war das Gebiet des Vorderen und Hinteren Springbaches von Eis aus dem Almsee-Gebiet im Westen und dem Tal der Hetzau überflutet. Das kleine Mährenkar (N Fäustling) hat dabei offensichtlich keine wesentliche Rolle gespielt. Die Eisfüllung reichte bis ca. 900 m Höhe, die durch Eisrandterrassen südlich Buchschacher belegt wird. Die Eismassen flossen hauptsächlich aus dem Almsee-Gebiet ein, was einerseits dadurch angezeigt wird, dass hier, oberhalb des Almsees, Moränenreste bis 1000 m Höhe anzutreffen sind, andererseits die Einregelung von Geschieben in der Grundmoräne des Buchschachers eine Eisflussrichtung nach NE dokumentiert. Im Liegenden der weitgehend geschlossenen Grundmoränendecke finden sich am Hinteren Springbach verbreitete Bänderschlufluffe in Wechsellagerung mit lokalem Schutt, die eine von Norden nach Süden fortschreitende Stausituation in dem Quelltrichter belegen. Diese kann nur durch eine zunehmende Erfüllung des Quelltrichters durch die Eisströme von West und Ost verursacht worden sein.

Der Eisabbau aus diesem Raum dokumentiert sich durch mehrere Eisrandterrassen und Moränenwälle NW des Straneggs, die auch darauf hinweisen, dass der Eiszufluss aus der Hetzau früher schwächer geworden sein dürfte und sich somit hier zuerst Schmelzwasserseen ausbildeten. Von diesen gingen temporäre Schmelzwasserinnen aus, die heute noch als Trockentäler in der Moränenbedeckung

zwischen den Springbächen zu erkennen sind. Auffallend ist auch, dass die Oberfläche der Moräne sowie die der Eisrandterrassenbildungen östlich des Hinteren Springbaches mit sehr vielen groben Blöcken bedeckt sind. Ob diese Häufung auf eine besondere Schuttbedeckung des Eisstromes in der Hetzau aus dem Karraum des Hochplattenkogels zurückzuführen ist, kann nur vermutet werden. Das würde auf eine besondere Anlieferung von Grobschutt aus dem späteren Abbruchgebiet des großen Bergsturzes im Almtal hindeuten.

Der Almgletscher erfüllte das Becken um den Almsee bis in ca. 1000 m Höhe und erhielt offenbar auch aus den Karräumen westlich des Großen Woising entlang des Tales des Weißeneggbaches noch nennenswerten Eiszuzug. Dadurch kam es auch zum Übertritt von Eismassen über den Sattel zwischen Kreuzeck und Wolfsberg in den Kalten Graben. Hier finden sich in den Moränen viele Dachsteinkalkgeschiebe. Dieser Eisüberfluss wurde sicher auch durch den engen Auslass zwischen Brand- und Wolfsberg südlich Jagersimmerl begünstigt.

In den Nebentälern der Alm haben sich nur unter den höheren Gipfeln (z.B. Donnerstein, Zwieseleck, Hochkogel) kleine Lokalgletscher ausbilden können. Die Gletscherausbildung hängt hier nicht nur stark von der Höhe des Einzugsgebietes, sondern auch von der Exposition (N–E) und starker Wächtenbildung hinter den Gipfelbereichen, vornehmlich bei den Niederschlag bringenden NW Winden, ab.

Diese Gletscher bildeten Grundmoränen aus, aber zu einer Endmoränenbildung kam es an keiner Stelle. Der Grund dafür dürfte in der Blockierung der Talausgänge durch den Almgletscher liegen. Dadurch bildeten sich wohl Stauseen, in denen die Eiszungen endeten. Als Folge dieser Seebildungen finden sich in den Tälern verbreitet Reste schluffreicher Stauseesedimente in den verschiedensten Höhenlagen, die während des Hochstandes sowie der Abschmelzphasen des Almgletschers gebildet wurden. Sie sind aus dem lokalen Schutt aufgebaut und zeigen keine Erratika aus dem Almtal, was auf ein nur geringes Eindringen der Eismassen des Almgletschers in die Täler hinweist.