

mehreren Metern Durchmesser ein matrixgestützter Diamit mit sandig feinkiesiger Matrix mit darin „schwimmenden“ Klusten von 30 bis max. 50 cm Durchmesser vor. Weiters zeigen die Komponenten neben einer eckigen Kornform auch gelegentlich Kantenrundung von „subangular“ bis „subrounded“ auf, wie sie auch in den sehr lokal geprägten glazialen Sedimenten der Umgebung (s.o.) anzutreffen sind. Weitere, allerdings kleinere Aufschlüsse, die das selbe Bild eines Zweischicht-Aufbaues geben, findet man noch an den Böschungen der Wälle in dem „chaotisch“ anmutendem Gelände nördlich davon.

Die Morphologie dieses lavastrom-förmigen Sedimentkörpers sowie sein Zweischichtaufbau – oben grob, unten fein – sprechen für eine Interpretation als reliktscher Blockgletscher. Dieser hatte sich aus dem Hang- und Felssturzschutt vom Westabhang des Dürriegels entwickelt und im Zuge der Bewegung auch Lokalmoränenmaterial inkorporiert. Es ist durchaus denkbar, dass hier eine klassische Periglazialsituation mit einem Schuttkörper an einem Gletscherrand vorlag. Da dieser aufgrund der Übersättigung mit Interstitialeis prinzipiell fließfähig war, konnte er nach dem Abschmelzen der randlich blockierenden Gletscherzunge als Blockgletscher vorstoßen und so auch Seitenmoränenmaterial mobilisieren. Jedenfalls muss aufgrund der Höhenlage der Blockgletscherablagerung dies im Spätglazial noch vor dem Daun-Stadial während der Älteren Dryas vonstatten gegangen sein.

#### **E Dürriegel – Norbertjagdhütte**

Aufgrund der Aufnahmen von LIEB (2004) waren die Blockgletscherablagerungen im östlichen SW–NE-verlaufenden karförmigen Seitental des Seebachtales bekannt. Dabei handelt es sich um reliktsche Blockgletscher im oberen Karbereich (d.h. über 2200 m ü.NN) südlich des Hochkedl (2558) und der Kleinen Leier. Ergänzend dazu konnte ein derartiger geologischer Körper mit Terminus in 2150 m ü.NN noch bei einem kleinen Karssee ~400 m östlich der Staffenhöhe und damit oberhalb der Steilstufe „Im Goaßele“ identifiziert werden. Aber auch unterhalb von „Im Goaßele“ liegen zwei rampenförmige Blockschuttkörper mit zumindest jeweils einem Randwall vor, die eindeutig als Blockgletscherablagerungen zu charakterisieren sind. Der kleinere Körper nimmt seinen Ausgang von der SE-exponierten Hangschutthalden am Fuße des Kammes Staffenhöhe – Dürriegel. Der Terminus dieses ehemals gegen SW, d.h. in Talrichtung fließenden Körpers liegt in ~1820 m ü.NN.

Durch eine talparallele Rinne davon getrennt (in der der Fußweg von der Norbertjagdhütte zum „Im Goaßele“ verläuft), liegt der größere reliktsche Blockgletscher. Dieser entwickelte sich aus der NW-exponierte Hangschuttfelder unterhalb des Kammes zwischen Hoheck (2432 m) und Sonnblick (2515 m) und floss ebenso in Talrichtung also gegen SW ab. Dessen blockreiche Stirn in ~1680 setzt sich südlich der Norbertjagdhütte prägnant von der durch

Grundmoräne geprägten Morphologie ab. Als Bildungszeitraum dieser beiden in etwa zeitgleichen und vermutlich nur aufgrund der Exposition ihres Nährgebietes unterschiedlich entwickelten Formen unterhalb von „Im Goaßele“ dürfte, ähnlich wie zuvor für den Bereich W Dürriegel, in der Ältesten Dryas vor dem Daun-Stadial zu vermuten sein.

#### **Zusammenfassende Betrachtung zu den Blockgletscherablagerungen**

Es ist festzuhalten, dass an der Flanke des Maltatales mit der tiefgelegenen und NE exponierten Staffel von reliktschen Blockgletschern bei der Tandalalm mit Terminus in 1220 m ü.NN und 1400 m ü.NN die tiefstgelegenen Blockgletscherablagerungen der Süd- wie auch der Ostflanke der Ostalpen (s. dazu im Vergleich LIEB, 1996) gefunden wurden. Die korrespondierenden Werte zur Permafrostdepression (PFD) gegenüber heute liegen in der Größenordnung von 1300 m bzw. 1100 m. Auch die SW exponierte Blockgletscherablagerung auf der Südseite der Reißbeckgruppe im Einzugsgebiet des Mühlbaches W Dürriegel mit Terminus in 1535 m ü.NN (PFD von ~1100 m) steht in Bezug auf denselben Großraum einzigartig dar. Hier wie auch bei den eindrucksvollen Beispielen E Dürriegel (PFD ~800 m bzw. 950 m) liegt es aufgrund der bekannten Daten (vgl. H.W. BUCHENAUER, 1990; G.W. LIEB, 1987) aus dem Bereich südlich des Alpenhauptkammes nahe, dass diese während der Ältesten Dryas bzw. konkreter während des Greenland-Stadial 2a vor dem Daun-Stadial gebildet wurden.

Da der Bezug zu Endmoränen spätglazialer Stadiale nicht ersichtlich ist, fehlt auch dieses Werkzeug für die Altersabschätzung. Solange hier keine Oberflächendatierungen (SED) mit kosmogenen Nukliden (<sup>10</sup>Be etc.) durchgeführt werden, bleibt auch die Frage unbeantwortet, ob hier eventuell Blockgletscherablagerungen aus dem Gschnitz-Stadial vorliegen.

Weiters zeigten die Aufnahmen die schon bekannte Wechselwirkung zwischen Massenbewegungen und Blockgletschern. Dabei ist jener reliktsche Blockgletscher aus dem Bereich SSE Stubeck hervorzuheben, da dieser – ähnlich der Situation in der Schobergruppe (REITNER, 2003) – den Übergang von einer Massenbewegung zum Blockgletscher anzeigt. Der „abgerissene“ Blockgletscherbereich im Reinitzbach S Königsangerspitz, dass die Lage der Blockgletscher-Untergrenze auch das Resultat dynamischer Fließprozesse sein kann, ohne dass damit notwendigerweise ein klimatischer Gleichgewichtszustand gegeben gewesen sein muss. Nach wie vor spannend und nicht immer befriedigend lösbar ist das Problem der Klassifikation geologischer Körper als Massenbewegung oder als Blockgletscher. Unter diesem Aspekt ist insbesondere das Bleispiele einer kleinen kriechender Massenbewegung SE Stoder mit frappierender Ähnlichkeit zu Periglazialformen zu betrachten.

## **Blatt 207 Arnfels**

### **Bericht 2006 über geologische Aufnahmen auf Blatt 207 Arnfels**

KARL STINGL  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurde das Gebiet vom westlichen Kartenrand bei Oberhaag, entlang des Remschnigg- Kammes bis nach

Arnfels. Die nördliche Grenze bildete das Saggautal. In diesem Gebiet wurden die neogenen Einheiten seit den Kartierungen von Winkler-Hermaden in den 20er-Jahren nicht mehr aufgenommen. Der Schwerpunkt der Kartierungen wurde auf die neogenen Sedimente gelegt, die quartären Einheiten und das Grundgebirge (Kristallin und Paläozoikum) wurden im Zuge der Erstellung der Naturraumpotentialkarte und mehrere vorhandener Aufnahmen aus den

80er-Jahren bereits detailliert bearbeitet. Das zweite Kartiergebiet lag im Bereich Eckberg an der Südgrenze des Kartenblattes und sollte die Lücke zwischen vorhandenen Kartierungen aus den 80er- und 90er-Jahren schließen. Hier trifft die karpatische Kreuzkrumpl-Formation auf die badenischen Einheiten der Kreuzberg-Formation (mit der Ottenberg-Subformation) und der Weissenegg-Formation. Die Grenze Karpatium/Badenium bildet die Steirische Diskordanz, diese Grenze ist fast im gesamten Kartenblatt unbearbeitet.

Abschließend wurden im bisher unkartierten Nordteil des Kartenblattes im Bereich Burgstall und Großklein die Gebiete um die beiden Paläozoikumsaufbrüche (Sausalpaläozoikum) kartiert. Hier wurden durch die etwas stärkere Morphologie des beginnenden Grundgebirges bessere Aufschlüsse im Neogen vermutet. Es wurde somit speziell entlang der Grenzen der neogenen Sedimente zum paläozoischen Grundgebirge kartiert.

Am westlichen Kartenrand bei Oberhaag konnten bisher als Schuttfächer ausgeschiedene Gesteine durch neue Bachaufschlüsse der Radl-Formation zugeordnet werden. Die Sedimente sind grobklastische, subaquatische „mass flows“ mit vereinzelt Einschaltungen von Sandlagen. Der Übergang in die Untere Eibiswald-Formation (distale Fortsetzung der Radl-Formation) ist markiert durch das Fehlen der typischen Rotfärbung der Radl-Formation und die Zunahme an sandigen und siltigen Sedimenten.

Nach dem Auskeilen der Radl-Formation gegen Osten lagert die Untere Eibiswald-Formation dem Grundgebirge des Remschnigg direkt auf. Im Westen sind an der Grenze zum Grundgebirge noch basale Breccienlagen anstehend, gegen Osten bei Arnfels überlagern bereits feinklastische Sande und tonige Silte direkt das Grundgebirge. Die Sedimente der Unteren Eibiswald-Formation sind hauptsächlich feinerklastische subaquatische „mass flows“ mit eingeschalteten grobklastischen Rinnenfüllungen (Konglomerate und Breccien). Die Grobklastika bestehen, wie die der Radl-Formation, fast ausschließlich aus kristallinen Komponenten. Vereinzelt zeigen gering bioturbate Abschnitte in den Feinklastika auch wellenüberarbeitetes Sediment mit symmetrischen Rippelschichtungen. Gegen Arnfels ändert sich das am westlichen Blattrand noch recht einheitliche NE–SW-Streichen der Sedimente in ein uneinheitliches Muster. Im Graben westlich des Gehöftes Kefer Richtung Hochried sind die Sedimente stark verfestigt und intern zerschert.

Im nächsten Graben östlich des Gehöftes Krenn stehen bereits die Sedimente der Arnfels-Formation an. Diese ebenfalls hauptsächlich aus subaquatischen „mass flows“ bestehenden Sedimente unterscheiden sich signifikant in ihrem Geröllspektrum. Die Komponenten der grobklastischen Rinnenfüllungen bestehen bis zu ca. 30% aus paläozoischen Kalken die in den Spektren der Radl-Formation und der Unteren Eibiswald-Formation nicht auftreten. Die Komponenten der Arnfelser Konglomerate sind generell etwas besser gerundet und Breccienlagen wie in der Unteren Eibiswald-Formation fehlen völlig. Die Sedimente der Arnfels Formation sind im Bereich zur Grenze zur Unteren Eibiswald-Formation ebenfalls stark verfestigt und zerschert. In diesem Grenzbereich kann eine größere Störung gut festgelegt werden. Ihre Verlängerung liegt gegen Süden in dem dort deutlich zurückspringenden Kristallin des Remschnigg. Die Arnfels-Formation ist an dieser Störung wahrscheinlich gegenüber der Unteren Eibiswald-Formation angehoben.

Diese Vermutung beruht auf Beobachtungen außerhalb des Kartiergebietes: Im Bereich der Ortschaft Arnfels bildet die Arnfels-Formation mit der auflagernden Kreuzberg-Formation eine morphologische Steilstufe zu der im Westen flache Hügel bildenden Unteren Eibiswald-Formation.

Auf der Seite der Arnfels-Formation ist ein dem kristallinen Grundgebirge auflagernder kleiner Rest Kreidesedimente (Zentralalpine Gosau) erhalten. Auch diese Sedimente wurden entlang der Störungzone nicht vollständig erodiert (vermutlich an der Störung eingeklemmte Erosionsreste). Gegen Norden setzt sich die Störung außerhalb des Kartiergebietes als Grenze der Unteren Eibiswald-Formation und der Arnfels-Formation fort und bildet die oben beschriebene markante morphologische Steilstufe. Anzeichen für eine Verzahnung der beiden Formationen gibt es nicht.

Im Zwickel des an der Störung zurückspringenden Kristallins des Remschnigg treten rotbraun gefärbte, stark verfestigte Sandsteine und Konglomerate auf. Die Rotfärbung ist auf teilweise bereits verwitterte Sandsteinkomponenten zurückzuführen. Vereinzelt treten auch Mergelkomponenten auf, die aber bereits fast vollständig verwittert sind und den Konglomeraten eine rauwackenhähnliche Struktur verleihen. Es ist zu vermuten, dass es sich um basale Anteile der Arnfels-Formation handelt, die zusätzlich zum normalen Geröllspektrum auch noch Komponenten der in Erosionsresten vorhandenen zentralalpinen Gosau enthalten (Mergel, Sandsteine). Die rotbraunen Konglomeratlagen verzahnen sich mit den sonst grau gefärbten Sedimenten der Arnfels-Formation. Alle Ablagerungen im Bereich der Störungzone sind stark verfestigt und wurden in mehreren Steinentnahmestellen als Bausteine abgebaut.

Die rotbraun gefärbten Sandsteine und Konglomerate zeigen Ähnlichkeiten zur Teichbauer-Formation (Leutschacher Sande) die sich im Raum Arnfel – Leutschach mit der Arnfels-Formation verzahnt bzw. diese unterlagert.

Im zweiten Kartiergebiet, im Bereich Eckberg, besteht die Weissenegg-Formation aus siltigen Mergeln mit Einschaltungen von Sanden und Sandsteinlagen. In weniger bioturbaten Bereichen treten undeutliche Rippelschichtungen und in den Sanden und Sandsteinen Kreuzschichtungskörper mit hummocky-Strukturen auf. Überlagert werden diese über der Sturmwellenbasis abgelagerten marinen Beckensedimente an drei Stellen von einer Abfolge von Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten (Ottenberg-Subformation). In den Gräben liegen häufig grobe, gut gerundete Gerölle bis 60 cm Durchmesser. Es handelt sich wahrscheinlich um Erosionsreste von einer ehemals vollständigen Überlagerung der Mergel durch grobklastische Konglomeratabfolgen (Ottenberg-Subformation). Die Karbonatsedimente („Leithakalke“) der Weissenegg-Formation treten im Kartiergebiet nicht auf.

Im Übergang zur Kreuzkrumpl-Formation (karpatischer steirischer Schlier) ist im Kartiergebiet keine Änderung der Lithologie zu beobachten. Farbe, Korngrößen und Sedimentstrukturen der Mergel der Weissenegg-Formation und der Kreuzkrumpl-Formation lassen sich im Gelände nicht unterscheiden. In der Weissenegg-Formation treten im Kartiergebiet häufiger Sandsteinlagen auf. Als einziger Unterschied findet sich in einem Aufschluss der Weissenegg-Formation eine etwa 25 cm mächtige, unverfestigte, rotbraune Sandlage, die untypisch für die Faziesausbildung der Kreuzkrumpl-Formation ist. Da auch von den das Kartiergebiet umgebenden Bereichen keine detaillierten biostratigraphischen Untersuchungen vorhanden sind wurden Proben zur Mikro- und Nannofossilienuntersuchung entnommen. Die in den derzeitigen Übersichtskarten vorhandene Grenze der beiden Formationen sollte biostratigraphisch belegt werden.

Im dritten Kartierabschnitt am nördlichen Blattrand waren die Aufschlussverhältnisse entlang der Grenze zum Sausalpaläozoikum schlechter als erwartet. Auffallend war das Fehlen von Basisgrobklastika entlang der Grundgebirgsgrenzen.

Die neogenen Sedimente bestehen hauptsächlich aus leicht mergeligen Sanden und Silten mit Einschaltungen von Konglomeraten. Das Geröllspektrum ist ähnlich dem der Arnfels-Formation, mit paläozoischen Kalksteinkomponenten. Bei der Fazies der Sedimente scheint es sich wieder um einen subaquatischen Ablagerungsraum zu handeln.

Beim Gehöft Forstbauer wurde ein neuer Lagerplatz errichtet, an dessen Böschungen paläozoische Schiefer aufgeschlossen sind. Das Paläozoikum des Sausals endet somit nicht am Grillkogel sondern setzt sich mit einem weiteren kleinen Aufbruch um das Gehöft Forstbauer etwas weiter nach Süden fort.