

Eine spektakuläre Schuppentektonik erschließt sich im tieferen Teil des Hohlriederbachs. Hier sind mehrfach Reichenhaller Rauwacken zwischen Porphyroiden, Phylliten der Grauwackenzone und Permoskyth eingeklemmt.

### **Überlegungen zum tektonischen Bau und zur Gesamtsituation**

Die erhaltene Basisdiskordanz des Permoskyths ist gemeinsam mit den Grauwackenzone-Gesteinen verfaltet und zeigt eine mittelsteile, nach NE abtauchende Raumlage. Die Karbonatklasen in der Basisbrekzie sind duktil gestreckt, wodurch eine alpidische Metamorphose der gesamten Region, mindestens in der tieferen Grünschieferfazies, belegt wird.

Im Aschbachtal verlaufende Sprödbrüche trennen Einheiten verschiedenen Baustils ab. Während die Abfolgen des Schatzberges um NW–SE-gerichtete Achsen verfaltet sind, streichen die Serien südlich des Aschbachs vertikal gestellt NW–SE. Bemerkenswert ist der Beweis für spätalpidische Sprödtektonik: Vertikal gestellte, etwa N–S-verlaufende Schubspäne aus Paläozoikum der Grauwackenzone, tektonisch amputierten Relikten von Gröden-Formation, Buntsandstein und Reichenhaller Rauwacken bilden im Hohlriederbach eine tektonische Melange. Die Südfortsetzung der komplexen Struktur ist wegen mächtiger Quarzüberdeckung nicht erfassbar.

Aus der Raumlage der Schichtung in der Basisbrekzie und der Gröden-Formation kann man ableiten, dass es sich in der Anlage wohl um eine halbgrabenartig nach NE gekippte Struktur handelt, die später durch vertikale Sprödstörungen in N–S-Richtung überformt wurde. Damit ist wieder einmal ein Wechsel zwischen einer Extensionsphase und einer Kompressionsphase belegt. Letztere hatte sehr wahrscheinlich eine transpressive Komponente. Der tektonische Zusammenhang dieser eigenartigen Schuppenzone mit der mehrere km nördlich folgenden Unter- und Mitteltrias von Kundl muss im Zuge der Arbeiten in 2008 weiter untersucht werden.

### **Quartär, Massenbewegungen**

Im Aschbachtal liegen mächtige Eisstau-Terrassen, die bis auf eine Höhe von 1250–1300m hinaufreichen. An der Basis und im hangwärtigen Übergang ist verdichtete Grundmoräne aufgeschlossen. In den höheren Flanken zonen ist das Moränenmaterial weitgehend mit Hangschutt vermischt.

Der Gipfelgrat des Schatzberges zeigt die üblichen Bergzerreibungen, die mit entsprechenden Hangbewegungen in den Flanken korrespondieren. Auch die Basisbrekzie unterhalb der Innerkotkaseralm zeigt Bergzerreibungen. Hangabwärts zerfällt das Brekzienmaterial zunehmend zu Wanderblöcken und in eine Blockschutthalde.

## **Bericht 2006/2007 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger bzw. auf UTM-Blatt 3213 Kufstein**

JÜRGEN M. REITNER

Die hier vorgestellten Kartierungsergebnisse betreffen mit dem Tal der Wildschönauer Ache bei Auffach, der Tal furche von Wildschönau mit den Ortschaften Oberau und Niederau sowie dem Zauberwinkel (Einzugsgebiet Aubach) und dem Bacherwinkel (Einzugsgebiet Wörgler Bach) Abschnitte der ÖK 120 BMN Blatt Wörgl und der ÖK 121 BMN Blatt Neukirchen am Großvenediger.

Zum Verständnis des größeren Rahmens der quartärgeologischen Entwicklung vom Spättrib (Marine Isotopenstufe – MIS 6) bis ins Würm-Spätglazial (MIS 2) sei hier auf die eigene monographische Arbeit (REITNER, 2005; Dissertation an der Univ. Wien) verwiesen, in der die bisherigen Kartierungsergebnisse dieses Raumes (Tal der Kitzbühler Ache, Spertental, Talkessel von Hopfgarten mit Windau- und Kelchsautal sowie Südseite Wilder Kaiser) dokumentiert sowie dessen stratigraphischen Grundzüge definiert wurden. Eine kondensierte Zusammenfassung der Spätglazialentwicklung im Raum Hopfgarten und Südseite Wilder Kaiser liegt mit REITNER (2007; *Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications.* – *Quaternary International* 164–165, 64–84) vor.

Die hier präsentierte Arbeit ist aus Gründen der Übersichtlichkeit in drei Regionen unterteilt. In diesen werden die Sedimente und die daraus abgeleiteten Prozesse vom stratigraphisch Liegenden zum Hangenden abgehandelt. Die Kurzcharakterisierung der Lithofazies erfolgte mittels der Codes von KELLER (1996; *Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen.* – *Mitt. d. Schweizerischen Ges. f. Boden- und Felsmechanik*, 132, 5–10). Das Grundgebirge wurde routinemäßig in Ergänzung zu den Aufnahmen von HEINISCH (2005, 2006; jeweils Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt) und KRAUSE (2005; *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*) mitkartiert. Allerdings wird hier auf dieses nur soweit verwiesen, wie es für das Verständnis der Quartärentwicklung hinsichtlich Provenienz der Klaster, Matrixfarbe von Diamikten etc. nötig erscheint.

### **Niederau – Bacherwinkel**

Dieses Areal befindet sich unmittelbar im Anschluss an den Talkessel von Hopfgarten (s. REITNER, 2005).

Das älteste Pleistozänsediment befindet sich an der orographisch rechten Flanke in 755 m ü. NN (etwa 15 m über dem Niveau des Wörgler Baches) unmittelbar nördlich der Talstation der Materialseilbahn nach Stockeben. Dort waren in einem Windwurf stark konsolidierte Schotter mit Dominanz an Geröllen (Rundungsklasse subrounded bis rounded) der Grauwackenzone und untergeordnet von Permoskyth-Sandsteinen zu sehen. Obwohl die Überlagerung durch schluffige Diamikte (Grundmoräne oder glaziolakustrine Ablagerung) ebenfalls nur ansatzweise ersichtlich war, deutet das rein lokale Spektrum wie auch die hohe Lagerungsdichte auf ein Sediment aus der Zeit vor der Eiserfüllung im Würm-Hochglazial (= Letztes Glaziales Maximum, LGM) hin, wie es insbesondere in den Talschaften weiter im Westen in ähnlicher Position häufig vorkommt (s. u.).

Am Süd- bzw. Südostabhang von Bruggberg und Riederberg setzt sich die ausgedehnte Grundmoränendecke vom Ostrand des Hopfgartner Talkessels fort. Das Sediment besteht aus einem überkonsolidierten Diamikt (Lithofazies Dmm) mit sandbetonter Matrix. Der unmittelbare Untergrund roter Permoskyth – Sandstein (PSK) spiegelt sich in der Matrixfarbe und in der Dominanz lokalen Materials im Geschiebespektrum wider. Daneben sind noch glazial geformte Geschiebe aus der Grauwackenzone (GWZ) und der Quarzphyllitzone (Q-Ph) sowie selten auch aus dem Zentralgneis (ZG) zu finden. Weiters sind auch gekritzte graue und dunkle Karbonate vertreten. Quarzphyllit und Zentralgneis treten daneben noch als erratische Blöcke in Erscheinung. Ähnliche Verhältnisse herrschen auch am Ostabhang des Sonnberger Jöchls bzw. S' Eisstein vor. Aufgrund der Rekonstruktionen im Hopfgartner Becken wird das subglaziale Sediment chronostratigraphisch in das Würm-Hochglazial gestellt (REITNER, 2005).

Staukörper am Eisrand sind typische Bildungen der „Eiszerfallsphase im frühen Spätglazial“ (Definition s. REITNER, 2005, 2007). Einer der höchsten derartigen Sedimentkörper befindet sich hier entlang des Grabens südlich Stockeben zwischen 850 und 940 m ü. NN. An der orographisch linken Flanke folgt über Grundmoräne massiver Schluff mit dropstones (Lithofazies Fmd) sowie ab und zu Einschaltungen von massivem Sand (Sm). Ab 870 m ist hier sandiger Kies mit einem Mischspektrum aus Karbonat, PSK-, Q-Phyllit und GWZ und Kristallin (ZG und Amphibolit) abgeschlossen. Die Rundung ist teilweise sehr gut.

Ein weiteres bemerkenswertes Vorkommen von Staukörpern am Eisrand befindet sich an der orographisch rechten Flanke des Wörgler Baches nördlich des Wirtschaftshauses Maut zwischen etwa 700 und 820 m ü. NN. Massive bis laminierte Schluffe teils mit dropstones (Fl, Fm, Fmd) bauen den basalen Abschnitt der Deltaablagerung auf. Dieses Bottomset welches mehr als 20 m mächtig sein kann, neigt entsprechend der Materialeigenschaften zu Rutschungen. Das Foreset (Lithofazies Gcp, GSp) mit einfallen von 320/18 ist aufgrund des Karbonatgehaltes randlich konglomeriert. So sind in dieser Talrandverklüftung auch kleine Höhlen entwickelt, wie 350 m SE Wh. Schrofen zu sehen.

In derselben Höhenlage, d. h. bis etwa hinauf auf 820 m ü. NN, sind am orographisch linken Talbereich von Burgstallstein flussabwärts ebenfalls Eisstauseeablagerungen mit mächtigen Bottomsets zu sehen. Feinsedimentlagen – meist graue massive bis laminierte Schluffe mit Dropstones (Lithofazies Fm, Fl, Fmd) prägen auch das kleinkuppige Gebiet in 790–830 m ü. NN nördlich der Kirche Niederau und damit nördlich der Schwemmfächer vom Marbachjoch.

Somit lässt sich für die Eiszerfallsphase zumindest eine ausgedehnte Eisstauseephase mit unterschiedlichen Stauseespiegelhöhen am Rand eines nördlich davon, d. h. im Inntal, gelegenen abschmelzenden Eiskörpers rekonstruieren.

### **Oberau – Zauberkwinkel**

Zum Verständnis der im Folgenden geschilderten Situation wird darauf hingewiesen, dass die breite, gegen Norden offene Talschaft des Zauberkwinkels vom Aubach Richtung Inntal entwässert wird. Die Grundgebirgsgeologie ist am Nordwestabhang des Sonnberger Jöchl sowie SW Hausberg durch roten Permoskyth-Sandstein (zumeist Gröden-Formation) gekennzeichnet. Neben dem Dolomit-Vorkommen des Wörgler Berges tritt als südlichstes Triaskarbonat-Vorkommen bei Hausberg noch ein geringmächtiger etwa SW–NE-streichender verfalteter Zug dunklen Dolomits innerhalb der PSK-Domäne auf. GWZ-Lithologien (meist Löhnersbach-Formation) sind südlich der Wasserscheide, d. h. im Einzugsgebiet des Wörglerbaches, zu finden.

Im nördlichen Quellast des Aubaches (ENE Kapelle 928) liegen in 840 m ü. NN an der orogr. linken Flanke massive graue Schluffe (Fmd) mit angularen dropstones aus hellem Dolomit mit dazwischengeschalteten korngestützten Diamiktlagen (Dcm) vor. In der Sequenz vorkommende laminierte Schluffe (Fl) weisen immer wieder schwarze Lagen auf, die vermutlich von einem aufgearbeiteten kakiritisierten dunklen Dolomit herrühren. Darüber folgen geringmächtige rötliche Fl-Lagen mit „Ball-and-pillow“-Strukturen sowie slump folds (mit SW-Vergenz). In 870 m ü. NN liegen komponentenreiche, matrixgestützte Diamikte (Dmm) mit sandiger Matrix und überwiegend hellen, angularen bis subangularen Karbonaten vor. Gerundete Kristallingerölle sind darin selten anzutreffen.

In 880 m ist orogr. rechts ein 10 m hoher Aufschluss ersichtlich. Auf Bachniveau sind planar geschichtete klustergestützte Sets aus angularem bis subangularem Dolo-

mit (SCp) mit einem Einfallen von 020/25 in Wechsellagerung mit geschichteten Diamiktlagen (Dms) zu sehen. Gegen das Hangende nimmt der Gehalt von PSK zu. Erst in Form von Kieslagen (mit nur einem gerundeten GWZ-Geröll), dann in Form von rötlichen Sanden. Gegen das Hangende wird die Abfolge immer schlechter sortiert, sodass ein Übergang zu Diamikt ersichtlich ist. Am Top liegt eine rote Grundmoräne in Form eines matrixgestützten, massiven Diamikts vor.

Im Aubach-Quellast SE Kapelle 928 liegt in 900 m ü. NN eine prinzipiell ähnliche Sequenz mit roten sandigen matrixgestützten massigen Diamikten mit Klusten aus PSK (angular bis subrounded) und eckigem dunklem Dolomit vor. Ab und zu ist ein gerundeter Metatuffit (GWZ) darin zu finden. Gegen das Hangende geht dieses Sediment in einen rötlich-beigen überkonsolidierten Dmm über, welcher als Grundmoräne zu definieren ist. Darüber folgt mit scharfem Kontakt zum Liegenden eine dunkelrote Grundmoräne.

Da die Grundmoräne aufgrund der lithostratigraphischen und morphologischen Situation dem LGM zuzuordnen ist, muss es sich hier im Liegenden, welches im Aubach aufgeschlossen ist, um eine mehr als 40 m mächtige, überwiegend lokal geprägte Sequenz aus der LGM-Vorstoßphase handeln. Zu diesem Zeitpunkt gab es einen durch den im Inntal anwachsenden Inngletscher gedämmten Eisstausee (Schluffe mit dropstones), welcher überwiegend durch lokale Schüttungen verfüllt wurde.

Die im Zauberkwinkel großflächig vorhandene würm-hochglaziale Grundmoräne weist eine charakteristische Variation auf: Eine beige Fazies mit einer Dominanz an angularen bis subangularen Karbonat-Geschieben (Rest: PSK) wird von einem dunkelroten ebenso überkonsolidierten Diamikt (Dmm) mit deutlich höherem PSK-Anteil überlagert. In beiden Grundmoränen-Typen sind, selten aber doch, typische Erratika wie Zentralgneis oder Granat-Amphibolit zu finden. Mit der beige Fazies ist sicherlich der Vorstoß des Inngletschers aus dem Süden dokumentiert. Mit der roten Fazies ist vermutlich eher ein dem Inntal paralleler und damit zur N–S-verlaufenden Tallandschaft des Zauberkwinkels tangentialer Eisfluss verbunden gewesen, wobei größere PSK-Flächen erodiert wurden. Eine endgültige Klärung dieser Verhältnisse bedürfte aber einer zusätzlichen Messung des „clast fabric“, was allerdings aufgrund der kleinen Aufschlüsse nicht unbedingt erfolgreich sein muss. Jedenfalls ist es für ein subglaziales Sediment bemerkenswert, dass in einer kleinen Kiesentnahme 200 m NE Kapelle 928 die sehr komponentenreiche beige Grundmoräne für Wegsplit abgebaut wird.

Die Situation im Zauberkwinkel wird noch im vom Aubach entwässerten Teil durch Staukörper am Eisrand (z. B. Terrassenkörper bei der Kapelle 928) mit einer typischen „Coarsening-upward“-Sequenz verkompliziert. So folgt im Hangenden der LGM-Grundmoräne eine Faziesrekurrenz, welche von basalen Schluffen bis groben Kiesen reicht.

Auch die Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten des Aubaches und Wörgler Baches besteht aus einem randlich von einem Schwemmfächer überlagerten Lockersedimentkörper aus der Eiszerfallsphase. So findet man im obersten Abschnitt des Aubaches in 935 m ü. NN im Bachbett rote massive Schluffe (Fm) überlagert von roten sandigen Kiesen. Auch der Forstweg vom Zauberkwinkel zum Eisstein schließt in der Region des Sattels sandige Kiese und Sandlagen mit PSK-Dominanz (angular-subrounded) aber auch GWZ-Gerölle auf. Südlich der Wasserscheide – in Richtung Oberau – setzt sich der Sedimentkörper fort und lässt eine Terrassenform erkennen. Kleinere Aufschlüsse mit PSK-betonten Kiesen, teils mit Talrandverklüftung entlang des gegen Süden entwässernden Baches, sind, wie auch die vormalige Existenz einer Sand-Kies-Grube, die einzigen Hinweise auf den Inhalt.

Ein weiterer größerer Staukörper am Eisrand befindet sich nördlich Oberau, am Südrand des Paisselbergs SW des Grabens von Endfelden, welcher durch kleinere Gräben zergliedert bis nördlich des Hauptortes Wildschönau verfolgbar ist. Die höchsten Ablagerungen reichen bis auf 1200 m ü. NN hinauf und sind entsprechend der Festgesteinslithologie im Einzugsgebiet – Gröden-Formation und Basisbrekzie – stark PSK-dominiert. Daneben sind aber auch merkbare Gehalte an GWZ und ab und zu ZG-Gerölle in den Komponentenspektren vertreten. Kleine Aufschlüsse lassen Sande, massive Kies-Sand-Gemische, sandige Kiese und Diamikte erkennen. Messbare Delta-Foresets mit Schüttungsrichtung lokaler Süd-orientierter Drainage sind ausgesprochen selten.

### Tal der Wildschönauer Ache

Diese Tallandschaft zwischen dem Weiler Niederachen im Norden und der Mündung des Aschbach im Süden (S Auffach) ist hinsichtlich Morphologie und insbesondere Sedimentologie und Stratigraphie äußerst facettenreich. Zwei Lockersedimentkörper, nämlich der Terrassenkörper von Bernau mit der durch Bäche zerschnittenen Fortsetzung beim Hohlriederwinkel sowie jener von Dürrstätt zwischen Weißenbach und Schwarzenbachl offenbaren die Grundzüge der lokalen Quartärgeologie und werden im Detail besprochen. Die anderen Bereiche kommen nur im Bezug zu der davor abgeleiteten Chronologie der Prozesse bzw. in Querverweisen vor.

### Terrassenkörper von Bernau

Die Terrassenfläche bei Bernau mit ihrem gleichmäßigen Gefälle gegen Süden ist morphologisch betrachtet ein schönes Beispiel für eine typische Eisrandterrasse, ähnlich der Westendorfer Terrasse im Becken von Hopfgarten (vgl. REITNER, 2005, 2007). So wie bei dem erwähnten Exemplar weiter östlich sind auch hier pleistozäne Sedimente am Aufbau beteiligt, die deutlich älter sind als das Würm-Spätglazial. Der nördliche Terrassensockel (etwa 500 m nördlich Bernau) wird von den typischen GWZ-Schiefen (Löhnersbach-Formation) aufgebaut, wie im Graben NNW Bernau zu sehen. Dort überlagern an der orogr. linken Seite in 865 m ü. NN horizontal gelagerte korngestützte steinige Kiese [Lithofazies cGcm(i)] mit Imbrikationen das Festgestein. Das Geröllspektrum dieses etwa 70 m über dem heutigen Talboden gelegenen fluviatilen Sediments spiegelt mit fast ausschließlichen GWZ (Rundungsklasse subrounded bis rounded) die geologischen Verhältnisse im flussaufwärts gelegenen Einzugsgebiet der Wildschönauer Ache wider. Auch das sehr seltene Auftreten von PSK darin verwundert nicht, da diese Lithologie noch im Hohlriederwinkel auftritt. In einer nahezu 10 m mächtigen Sequenz auf derselben Bachseite in 870 m ü. NN (Bachniveau), die in weiterer Folge vom Liegenden zum Hangenden beschrieben wird, werden diese groben Kiese erst von massiven und gradierten Sanden (Sm, Sg) und grauen laminierten Schluffen mit anfänglich kiesigen Einschaltungen (GSm) überlagert. Die grauen Schluffe zeigen gegen das Hangende ab und zu Einschaltungen von roten Sanden. Dünne schwarze Lagen darin weisen nicht auf organische Substanz hin, sondern stammen von aufgearbeiteten GWZ-Kakiriten, wie sie auch grabenaufwärts anstehen. Die laminierten Schluffe weisen in weiterer Entwicklung dropstones (z. B. gekritzte triadische Karbonate, ZG und natürlich GWZ + PSK) auf und bekommen einen zunehmend massigen Habitus. Da auch in weiterer Folge die Dropstone-Gehalte zunehmen, liegen hier gemäß der Definition von BENN & EVANS (1998) Übergänge von „dropstone mud“ (Fmd) zu „dropstone diamicton“ (Dmm) vor. Etwa 5 m über dem Top der Schotter folgt hier eine Wechselfolge von ebensolchen etwa 10 cm dicken Dmm-Lagen mit abwechselnd rotbrauner und grauer Matrixfarbe. Mit die-

sem Farbwechsel sind geringe Variationen in der schluffigen Matrix ersichtlich und so ist die rotbraune Variante entsprechend dem aufgearbeiteten roten PSK-Sandstein etwas feinsandreicher. Die Kontakte zwischen den beiden diamiktischen Variationen sind wellig und scharf ausgebildet. Neben dem zuvor erwähnten Dropstone-Spektrum ist hier auch noch das Auftreten von Eklogit, einem Leitgeschiebe des Inngletscher-Systems, erwähnenswert. Am Top der Sequenz liegt mit scharfem erosivem Kontakt ein überkonsolidierter komponentenreicher Dmm mit rötlichbrauner Matrixfarbe und einem polymiktem Spektrum mit gekritzten Karbonaten etc. vor.

In dieser „Fining-upward“-Sequenz wird der Übergang von einem fluviatilen Environment (vermutlich „braided river“) mit freier Drainage zu einer Seebildung mit zunehmenden glaziolakustrinen Charakteristika (dropstones des Inngletschersystems) dokumentiert. Der überkonsolidierte Diamikt, eine typische Grundmoräne des Inngletschers, zeigt den Endpunkt der Entwicklung mit subglazialen Bedingungen an. Somit resultierte das Vorstoßen des Inngletschers talaufwärts in der Entwicklung eines Eisstaues im Tal der Wildschönauer Ache, dessen Sedimentfüllung letztlich vom Gletscher überfahren wurde.

In dem selben Graben NNW Bernau ist 50–100 m bachaufwärts die besprochene Grundmoräne am Top der Vorstoßsequenz noch mit einer Mächtigkeit von 10 m aufgeschlossen, wobei die rotbraune Dmm von einem grauen Pendant überlagert wird. Mit dem Farbwechsel ist in erster Linie eine Reduktion der PSK-Klasten im Verhältnis zu GWZ-Geschieben ersichtlich. Zentralgneis und gekritzte Karbonate sind in beiden Varianten zu finden.

Am Top der Grundmoräne sind graue Schluff und rote Sandlagen zu finden. Darüber wird das Sediment kiesiger ohne dass gute Aufschlüsse vorliegen. Das Top dieser „Coarsening-upward“-Abfolge bilden korngestützte Kiese (Gcm) mit überwiegend GWZ-Geröllen (subrounded-rounded). Diese sedimentären Gegebenheiten in Kombination mit der Morphologie der Terrasse von Bernau zeigen hier eindeutig einen Staukörper am Eisrand, wobei nur Bottomset und Topset aufgeschlossen sind. Da die rekonstruierte Mächtigkeit des Kieskörpers nur 5–10 m beträgt, kann es sich hierbei um ein Seichtwasser-Delta vom Typ Hjulström gehandelt haben, wo Foresets fehlen (vgl. auch Situation bei der Westendorfer Terrasse im Raum Hopfgarten; REITNER, 2005 & 2007).

Diese lithostratigraphische Gliederung in eine Hangendeinheit mit „Coarsening-upward“-Entwicklung über einer Grundmoräne als Liegendeinheit, die zumindest im obersten Bereich ein „fining-upward“ aufweist, ist in Grundzügen für den ganzen Terrassenkörper ersichtlich. So ist an das Auftreten von Grundmoräne und Bottomset der Hangendeinheit ein leicht verfolgbarer Quellhorizont geknüpft. Damit ist allerdings verbunden, dass im Bereich der Liegendeinheit häufig Rutschungen anzutreffen sind. Letzteres dürfte auch damit zusammenhängen, dass im Liegenden der zuvor beschriebenen GWZ-Kiese wiederum Schluffe vorkommen, wie beispielsweise unterhalb 835 m ü. NN am Fußweg vom Ausgang des Grabens NNW Bernau (Reitstall) entlang des Ostabhanges der Terrasse nach Bernau. Somit weist diese lithostratigraphische Einheit, welche so bis Auffach zu verfolgen ist und in der Folge Liegendeinheit (von Auffach) genannt wird, einen komplexen Aufbau auf.

Basierend auf der lithostratigraphischen Gliederung lässt sich eine tentative chronostratigraphische Gliederung ableiten. Der obere Abschnitt der Terrasse von Bernau mit der „Coarsening-upward“-Sequenz, d. h. mit den Deltablagerungen, wird als Bildung der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial betrachtet, welcher auf der Grundmoräne des Würmhochglazials (LGM) liegt. Im unmittelbaren Liegenden der LGM-Grundmoräne beinhaltet die Liegendeinheit von Auffach in ihrem höchsten Abschnitt jedenfalls

mit der „Finning-upward“-Abfolge im Graben NNW Bernau die Vorstoßphase im Würm-Hochglazial. Betrachtet man die Gesamtmächtigkeit von mindestens 60 m sowie die ansatzweise rekonstruierbare „Coarsening-upward“-Sequenz im tieferen Abschnitt; so ist gegenwärtig der chronostratigraphische Inhalt nur als Prae-LGM bis LGM zu klassifizieren.

Die Bernauer Terrasse besitzt beim Bernauer Hof (in ÖK eingezeichneter Gasthof E Kte 948) morphologisch noch ein höheres Terrassenniveau als bei Bernau. Im markanten Graben SE Kte 948 (und damit S Bernauer Hof) sind zwischen 890 m und 910 m ü. NN Delta-Foresets mit Einfallen von 090–125/15–25 anzutreffen. Das Geröllspektrum beinhaltet PSK, graue Karbonate, GWZ sowie auch Zentralgneis. Darüber ist diese Sequenz nur über kleinere Aufschlüsse bis 940 bzw. 960 m ü. NN zu verfolgen. In diesen sind stark konsolidierte sandige Mittel- bis Grobkiese, Sande bzw. sandige Schluffe zu finden, die von einem überkonsolidierten matrixgestützten und massiven Diamikt mit Zentralgneis überlagert werden. Da Letztere eine typische Grundmoräne des LGM darstellt, entsprechen die Delta-Foresets einer speziellen Ausprägung der Liegendeinheit. Die LGM-Grundmoräne lässt sich von da in Richtung Südwesten und damit bis zum Hohlriederwinkel an der orographisch linken Flanke des Hachel Baches (Name aus der Schraffenkarte 1:75.000 für den Bach E Schatzberalm bzw. N Aschbach) großflächig verfolgen. Entlang des Hachel Baches steigt das Top der Liegendeinheit. Mit dieser Entwicklung ist auch eine „Finning-upward“-Entwicklung zu erkennen. So folgen über Sand-Kies-Gemischen (GSp) Schluffe mit dropstones (Lithofazies Fld), bestehend aus GWZ und gekritzten Karbonaten.

Eine gleichartige Entwicklung ist an der orographisch rechten Seite des Hachel Baches zu sehen, wo am NE-Rand des schmalen Terrassenspornes, zwischen Hachel Bach und Aschbach, am Forstweg SW Auffach in 940 m ü. NN Delta-Foresets (GSp, Gcp) mit variierenden Gehalten an PSK, GWZ, ZG und Karbonaten von Schluffen überlagert werden.

#### Hohlriederwinkel

Diese Entwicklung innerhalb der Liegendeinheit mit Delta-Foresets, die zumeist Ost- bis Südfallen aufweisen und neben lokalen Geröllen auch angulare ZG (bis 70 cm Kantenlänge) führen, die teilweise in korngestützte Diamikte übergehen und letztlich von überkonsolidiertem massivem matrixgestütztem Diamikt, einer typischen Grundmoräne, überlagert werden, ist typisch in dem Bereich SE Kte 1049 beiderseits des Hachel Baches sowie an der orographisch linken Seite des Aschbaches. Der Kontakt zur LGM-Grundmoräne, der dort zwischen 970 und 980 m auftritt, ist tw. scharf. In einigen Fällen ist es ähnlich wie im Bach NNW Bernau, dass erst ein „dropstone mud“ und dann mit Zunahme der Klaster ein „dropstone diamiction“ zu erkennen ist, ehe die klassische Grundmoräne kommt. Über dieser Grundmoräne setzen so wie beim Terrassenkörper von Bernau wiederum Eisrandsedimente mit einer „Coarsening-upward“-Sequenz ein. Diese beginnen an der Basis mit dropstone führenden Schluffen (Fmd, Fld). Bedingt durch diese Fazies-Rekurrenz ist die Zuordnung diamiktischer Sedimente in den Rutschhängen an beiden Seiten des Sporns zwischen Aschbach und Hachel Bach schwierig.

Das höchste Vorkommen der Liegendeinheit mit korngestützten sandigen Diamikt-Lagen mit zum Teil angularen GWZ- aber auch PSK-Klaster in Wechsellagerung mit Schluffen befindet sich 600 m SW Kote 1049 an der orogr. linken Hachel-Bach-Flanke in etwa 1040 m ü. NN. Die überlagernde Grundmoräne (Lithofazies Dmm) mit grauer Matrixfarbe ist mit ihren gekritzten GWZ-Geschieben abweichend von den östlicheren Vorkommen rein lokal geprägt.

Die terrassenförmig gegen Osten abfallende Fläche des Hohlriederwinkels von 1160 m ü. NN abwärts besteht aus überwiegend lokal geprägten Deltasequenzen aus der Eiszerfallsphase, deren kiesige Sedimente gegen Osten in Spuren SE Kote 1049 (s. o.) zu finden sind. Morphologisch betrachtet könnten hier möglicherweise zwei Terrassen Niveaus mit Gradienten gegen Osten vorliegen: ein höheres mit vielen Trockentälern beim Hohlriederwinkel (s. o.) und ein tieferes am Ausgang vom Aschbach mit u. a. der schönen Terrasse beim Salcher an der orographisch rechten Aschbach-Flanke in 960 m ü. NN. Höher gelegene Staukörper am Eisrand, allerdings ohne erkennbare Terrassenform, sind östlich des Hohlriederwinkels bis über 1200 m südlich des Hohlriederkogels (dort bis 1260 m ü. NN) sowie NE Steineralm (dort bis über 100 m ü. NN) zu finden. Selbiges gilt für den Lockersedimentkörper NE Talsalm im Einzugsgebiet des Aschbaches (zw. Quellast E Gernalm und jenem E Sternboden).

An dessen Basis, d. h. im NE-Abschnitt in 1100–1120 m ü. NN liegt ein steinharder grauer Diamikt mit einer Geschiebeverteilung von etwa 90 % GWZ und dem Rest PSK, eine typische Grundmoräne, vor. Darüber folgen anfänglich schluffige Sande und Kies-Sand-Gemische (GWZ + PSK führend). Gegen das Hangende sind in kleinen Aufschlüssen immer wieder kiesige Sequenzen ersichtlich, wie beispielsweise Delta-Foresets mit einem (überkippten) Einfallen von 190/35. Die Gerölle (Rundung zumeist subangularen bis subrounded) weisen neben einer GWZ-Dominanz einen Anteil von etwa 25 % PSK auf. Diese Lithologie hat ihr südlichstes Vorkommen im Aschbach-Einzugsgebiet am Rücken zwischen Hachel Bach und dem Quellast E Gernalm. Im Hangenden dieser Sedimente, welche an der orographisch rechten Seite des Gernalm-Quellastes bis 1240 m ü. NN zu verfolgen sind, liegt unterhalb 1180 m ü. NN eine Bedeckung durch Grundmoräne mit ausschließlich GWZ-Geschieben vor.

Nach den beschriebenen räumlichen Gegebenheiten handelt es sich zumindest um eine in der Sedimentfolge dokumentierte Gletscherszillation, wobei die tiefere Grundmoräne aufgrund ihrer Position im Talgrund höchstwahrscheinlich jene des Würm-Hochglazials (LGM) ist. Die übersteilten Deltasedimente dokumentieren Staukörper am Eisrand, welche während eines Vorstoßes vermutlich des Aschbachgletschers im tieferen Teil überfahren wurden. Folgt man dieser Interpretation, so liegt hier wie in anderen Tälern der Kitzbüheler Alpen (Windautal, Kelchsautal, Spertental, Tal der Kitzbüheler Ache) eine Gletscherszillation in der Eiszerfallsphase im frühen Spätglazial (REITNER, 2005 & 2007) vor. Derartige Vorstöße kleiner aktiver Lokalgletscher traten immer wieder am Rand des kollabierenden Eisstromnetzes in verschiedenen Höhenlagen auf. So bleibt die Frage offen, ob das isolierte Vorkommen von GWZ-Grundmoränen am Top desselben Eisrandkörpers in der Kehre 1300 m ü. NN am Weg zur Talsalm mit dem tiefer gelegenen subglazialen Sediment zu verbinden ist oder ob es sich hierbei um den Ausdruck einer separaten Reaktion des Aschbach-Gletschers in der Eiszerfallsphase handelt.

#### Mündung Hackeltal bis Mühlal

Die orographisch rechte Talflanke der Wildschönauer Ache (E Auffach) zwischen Pechkaser im Süden und Mühlal im Norden wurde in Ergänzung zu den Aufnahmen von HEINISCH (2006) quartärgeologisch kartiert. Im auffallenden Kontrast zu den Verhältnissen auf der gegenüberliegenden Talflanke (Terrassenkörper von Bernau und Hohlriederwinkel) liegen hier in den talnahen Bereichen (bis max. 1100 m ü. NN) an pleistozänen Ablagerungen bis auf kleine Ausnahmen fast nur Staukörper am Eisrand aus der spätglazialen Eiszerfallsphase vor. Klassischerweise ist die Verbreitung dieses deltaisichen Sedimenttypes an die Ausgänge

der Seitentäler gebunden, wie z. B. beim Weiler Schratental (E Auffach) oder beim Pechkaser (orographisch rechte Seite des Hackeltales). Damit sind auch Delta-Foresets, die Schüttungen aus den Seitentälern der Wildschönauer Ache am Rand eines im Haupttal liegenden stagnierenden Gletschers oder Toteiskörpers anzeigen, dokumentiert. Demgegenüber ist mit dem Terrassenniveau bei Ferting (SE Mühlthal) in 900 m ü. NN, einem rechtsseitigen Pendant zum Terrassenniveau von Bernau, eine nordgerichtete Drainage entsprechend der Ausrichtung des Tales der Wildschönauer Ache gegeben. Bei diesem Lockersedimentkörper ist der Kontakt zur LGM Grundmoräne (polymikt mit ZG und Karbonaten) im Liegenden sowie die Coarsening-upward-Entwicklung sehr schön ersichtlich (z.B. im Graben E Mühlthal, Einstieg bei Wh. Thalbach).

Die Liegendeinheit ist an dieser Talflanke nur an zwei Stellen aufgeschlossen: so wenige Meter über dem Niveau der Wildschönauer Ache im Graben 150 m S Tegelanger (ENE der in der ÖK eingezeichneten aufgelassenen Kapelle). Dort sind zwischen 825 m und 840 m ü. NN stark konsolidierte, horizontal geschichtete korngestützte sandige Kiese (Lithofazies Gcm; max. KG 10 cm) aufgeschlossen. Bei den Geröllen (Rundungsklasse subrounded bis rounded) handelt es sich ausschließlich um lokale Lithologien, d. h. um dominant GWZ und ganz selten PSK. In Abständen von 30–40 cm sind in diese Grobklastika feinsandige Schlufflagen mit einer maximalen Mächtigkeit von 5–10 cm zwischengeschalte.

Verrutschte graue Schluffe (vermutlich des Bottomset der spätglazialen Eisrandsedimente) überlagern diese fluviatile Sequenz.

Ein weiteres Vorkommen der Liegendeinheit mit gleichartiger Fazies liegt noch am orographisch rechten Talaustrang des Hackeltales bis in eine Höhe von 970 m ü. NN vor. Die Rekonstruktion der räumlichen Ausdehnung ist dort durch Rutschungen in den überlagernden Schluffen (Quellhorizont) erschwert.

#### Dürrstätt – Stalln

An der westlichen Talflanke des Wildschönauer Tales liegt zwischen Schwarzbachl im Norden und Weißenbach im Süden, von etwa 1300 m ü. NN abwärts, ein ausgehnter Lockersedimentkörper vor. Dessen tieferen Abschnitt schließt der Dürrstättgraben (östlich des Namen gebenden Weilers) auf.

An der orographisch linken Flanke befinden sich in 935 m ü. NN in einem 10 m hohen Ausschluss Delta-Foresets (GSp, Gcp), die im tieferen nördlichen Abschnitt ein Einfallen von 020/25 und darüber 120/10-15 aufweisen. Im Geröllspektrum sind GWZ und PSK (inkl. Basisbrekzie) vertreten. Im Hangend folgt klassischerweise ein Topset aus Kiesen mit Imbrikation [Gcm(i)], welches von roten und grauen laminierten Schluffen überlagert wird. Gegen das Hangende schließt entsprechend der feinkörnigen Lithologie ein Rutschgelände an.

Erst ab 965 m ü. NN sind an der orographisch linken Grabenseite graue Delta-Foresets (ss 190/15) aufgeschlossen, die mit Ausnahme seltener PSK-Gerölle ausschließlich Grobkomponenten aus GWZ-Schiefer aufweisen (max. Korngröße 40 cm). Deren überwiegend angulare bis subangulare Kornform weist auf geringe Transportweiten hin. In 985 m ü. NN erfolgt innerhalb von 1,5 Metern der Wechsel von den grauen Delta-Foresets über beige Schluffe-Sande zu roten Sanden und ebensolchen kiesigen Lagen mit PSK-Dominanz. Darüber folgen rötliche Foresets mit einem PSK-dominierten Spektrum, die auch neben GWZ-Schiefern Augengneis (Schwazer Augengneis oder ZG) führen. In 990 m ist eine 8 m mächtige Rinnenstruktur aus gerundeten Grobklasten (u. a. mit einer ZG-Geschiebeleiche) zu erkennen. In 1060 m ü. NN wird die Deltasequenz von einem grauen überkonsolidierten massi-

ven und matrixgestützten Diamikt (Dmm) mit GWZ, wenig PSK, gekritzten Karbonaten und, selten aber doch, Zentromoränenbedeckung variiert in ihrer Fazies. So tritt an der orographisch rechten Talflanke in 1080 m ü. NN ein Diamikt mit roter Matrixfarbe auf. Das Hangende dieser Grundmoräne bildet eine Wechsellagerung aus locker gelagerten roten Sanden, Schluffen und Feinkiesen. Diese Fazies weist in Kombination mit der Terrassen-Form bei Dürrstätt auf einen Staukörper am Eisrand hin. Dementsprechend wird analog zur Situation bei der Bernauer Terrasse die Grundmoräne, welche unterhalb etwa 1000 m ü. NN flächenhaft in Erscheinung tritt, als Ablagerung aus dem Würm-Hochglazial (LGM) betrachtet. Die stratigraphisch tiefste Einheit mit ihrem „ertrunkenen Delta“ in 965–975 m ü. NN dokumentiert mustergültig transgressive Bedingungen mit einem ansteigenden Wasserspiegel eines Eisstausees, wie man es in der Vorstoßphase im Würm-Hochglazial erwarten kann. Im Übrigen erscheint es aus geometrischen Gründen durchaus möglich, das Topset und Foreset des „drowned delta“ mit den Feinsedimenten (im Hangenden der horizontal geschichteten Kiese vom Graben) im Graben NNW Bernau als dem dazugehörigen Bottomset zu verbinden.

Östlich des Schwarzenbachl dominiert eine Decke aus LGM-Grundmoräne, welche vom Stalln-Graben (östlich des Namen gebenden Weilers) bis aufs Grundgebirge (GWZ, Löhnernbach-Formation) durchschnitten wird. An der orographischen linken Flanke liegen in einer 20-m-Sequenz, die über GWZ-Schiefer in 810 m ü. NN beginnt, zuerst angulare-subangulare korngestützte monomikte GWZ-Kiese (Lithofazies SC), die dann gegen das Hangende einen zunehmenden Gehalt an sandiger Matrix bekommen. Ab etwa 818 m ü. NN treten zuerst Sandlagen und schließlich graue laminierte Schluffe (FI) mit roten Sandlagen (Sm) auf. Schließlich tauchen dropstones (PSK, GWZ und Karbonat) sowie Einschaltungen von Diamikten in den Schluffen auf. Ab etwa 821 m ü. NN dominieren Wechsellagerungen aus grauen und roten massiven matrixgestützten Diamiktlagen mit zum Teil viel Karbonat sowie GWZ, PSK und auch ZG. Ab hier ist eine Überkonsolidierung bemerkbar. Mit einem markanten scharfen Kontakt setzt eine überkonsolidierte Dmm-Lage mit sandig-schluffiger Matrix und dem zuvor erwähnten polymiktem Geschiebespektrum ein. Die Matrixfarbe dieser 8 m mächtigen Einheit verändert sich gegen das Hangende von intensiv rot zu beige.

Aus dieser Abfolge ist, so wie im Graben NNW Bernau, ein Übergang von einer lokal geprägten Sequenz, die hier als Hang- bis Murenschutt anzusprechen ist, zu erst lakustrinen, dann glaziolakustrinen und schließlich zu subglazialen Sedimentationsbedingungen nachzuvollziehen. Damit existiert auch hier die schon von Auffach und Dürrstätt bekannte Liegendeinheit im Liegenden der würmhochglazialen Grundmoräne.

Bachaufwärts ist die Liegendeinheit in einem kleinen Seitengraben an der orographisch linken Seite des Stallgrabens zwischen 845 und 855 m ü. NN noch mit einem isolierten Vorkommen von monomikten korngestützten Diamikten mit angularen GWZ-Klasten erfassbar. Dieses wird von grauen massiven Schluffen überlagert. Darüber folgt von 860 bis 920 m ü. NN eine Sequenz aus überkonsolidiertem polymiktem Diamikt mit PSK, Karbonat, GWZ und ZG die in einem beeindruckenden Großaufschluss vorliegt. Bis 900 m hat dieser eine rote Matrixfarbe, wobei in 880 m ein 30 cm dickes Sedimentpaket aus roten Sand-Kies-Lagen vorliegt. Ab 900 m tritt mit scharfem hangparallel verlaufendem Kontakt (10–15° gegen E verlaufend) eine graue Diamikt-Lage auf. Diese ist wenige Meter mächtig und besteht aus dropstonereichen Lagen („dropstone diamicton“; Lithofazies Fm-Dmm) mit überwiegend GWZ- und selten PSK-Geschieben. Darin sind im Dezimeterab-

stand Einschaltungen von grauen laminierten Schluffen zu finden. Darüber folgen wieder rote polymikte Diamikte, überwiegend überkonsolidiert und zumeist mit Scherflächen [Lithofazies Dmm(s)]. Auch hier gibt es Einschaltungen, in dem Fall von korngestützten Diamikt- und Kieslagen.

Derartige Einschaltungen in der Grundmoränen-Abfolge über der Liegendeinheit deuten darauf hin, dass die Inn-gletscherfront beim Vorstoß oszilliert bzw. der Inn-gletscher durch den verstärkten Auftrieb infolge des steigenden Wasserstandes in seinen pro- bis randglazialen Eisstau-sees zumindest kurzfristig aufgeschwommen ist.

#### **Straß – Niederachen – Schönberg**

An der orographisch rechten Talflanke der Wildschönauer Ache sind flussabwärts von Mühltal Vorkommen der Liegendeinheit nur sehr kleinräumig zu finden. Ein Beispiel für die dort vertretene fluviatile Fazies ist im Mündungsbereich des Steinrinngrabens zu finden. So liegen an der orographisch linken Talseite in 725 m ü. NN (10 m über dem Bachniveau) auf dem GWZ-Untergrund graue steinige Kiese mit gerundeten GWZ-Geröllen, typische fluviatile Kiese der Wildschönauer Ache vor. Gegen das Hangende nimmt einerseits das Größtkorn auf 0,75 m zu wie auch der Anteil von PSK. Das Top bilden in 740 m ü. NN rote Kiese mit dem Spektrum des Steinrinngrabens (PSK und Karbonat).

Eine gleichartige Fazies mit GWZ-dominierten, rein lokal geprägten Kiesen ist in noch einem isolierten Aufschluss 100 m WSW Kapelle Niederachen zu finden.

In beiden Fällen ist die Überlagerung durch hochglaziale Grundmoräne nicht ersichtlich, wohl aber durch spätglaziale Staukörper am Eisrand mit „Coarsening-upward“-Sequenzen.

Die beste aufgeschlossene Abfolge dieser Eisrandsedimente ist jene an der Basis der Terrasse von Ebersau etwa 300 m SW Ebersau zwischen etwa 780 m und 830 m ü. NN. In dem weithin sichtbaren Großaufschluss weist der basale Teil bis 790 m ü. NN eine Wechselfolge matrix- und korngestützter, massiver tw. grob geschichteter Diamikte (Dmm, Dcm, Dms) mit massiven meist Dropstones führenden Schluffen (Fm, Fmd) auf. Die Matrix-Farbe der verschiedenen Sedimenttypen variiert zwischen grau und rot. Die Komponenten beinhalten GWZ, PSK, polierte und gekritzte Karbonate und auch ZG. Ab 900 m ü. NN nehmen sandig-kiesige Einschaltungen (Gcp, GSp) und auch Sandlagen zu. Des Weiteren sind korn- und matrixgestützte Diamikte (Dcm, Dmm, Dms) und auch Feinsedimentlagen zu finden. Die Lithologie der Komponenten, insbesondere in den kiesigen Einschaltungen erscheint deutlich lokaler beeinflusst. So passen Foreset-Schüttungen mit einem Einfallen gegen SW und einem hohen Karbonatanteil auf eine Herkunft aus dem unmittelbar nordöstlichen Hinterland, wo neben GWZ und PSK in den höheren Arealen NKA-Karbonat hervortritt. Mit Sand-Schluff-Wechselagerungen sind sowohl „slump folds“ als auch „Water-escape“-Strukturen verbunden. Zwischen 800 und 820 m dominieren graue laminierte massive Schluffe, deren Dropstone-Gehalt gegen das Hangende abnimmt. Der massive Habitus der Feinsedimente verschwindet und Einschaltungen von roten Sanden dominieren. Von 820 m bis zur Terrassenkante in 835 m sind erst kiesige Foresets mit Karbonat und PSK in Wechselagerung mit roten Sanden und das dann horizontal geschichtete Topset mit demselben Komponentenspektrum und wenig GWZ zu erkennen.

In Summe beginnt die Entwicklung im glazio-lakustrinen Milieu mit Dominanz an „dropstone mud“ bzw. „dropstone diamiction“ als Resultat des Ausschmelzens aus Eisbergen sowie von subaquatischen „mud flows“ und „debris flows“, in denen glaziales Material resedimentiert wurde. Im höheren Abschnitt, mit einzelnen Foreset-Schüttungen gegen W

bis SW, ist der Einfluss der progradierenden Delta-Front deutlich ersichtlich. Diese klassische Delta-Sequenz, deren Entwicklung auch im Einklang mit der morphologischen Ausprägung der gegen SW abfallenden Terrassenfläche von Ebersau steht, stellt eine Bildung der Eiszerfallsphase im frühen Spätglazial dar. Die morphologische Ausprägung des Lockersedimentkörpers zeigt allerdings, dass das Niveau von Ebersau in 950 m ü. NN nur eine Etappe in der Entwicklung der randglazialen Sedimentation war. So ist nördlich Ebersau ein höherer Abschnitt des Staukörpers am Eisrand mit Trockental entwickelt, der z. T fast monomikte karbonatische Deltaforesets aufweist. Dort ist an einem frischen Wegaufschluss NW Ebersau in 870 m ü. NN auch eine mustergültige Entwicklung von subglazialen zu glaziolakustrinen Verhältnissen ersichtlich. Diese verläuft vom Liegenden zum Hangenden von einer grauen klassischerweise überkonsolidierten Grundmoräne mit Scherflächen [Dmm (s)] über Debris-flow-Ablagerungen mit resedimentiertem Glazialmaterial zu „dropstone mud“ (Fld, Fmd) und letztlich zu Delta-Foresets (Gcp).

#### **Schlussfolgerungen und Zusammenfassung**

Die fazielle Entwicklung der Liegendeinheit von Auffach im Tal der Wildschönauer Ache zeichnet mustergültig erst eine fluviatile Sedimentation, dann lakustrine und schließlich glaziolakustrine Ablagerungsbedingungen nach. Die markante Änderung des Sedimentationsmilieus lässt sich mit der Abdämmung der Drainage infolge des talaufwärts gerichteten Vordringens des Inn-gletschers während der Vorstoßphase im Würm-Hochglazial (LGM; chronostratigraphische Definition nach CHALINE & JERZ, 1984) erklären. Die Rekonstruktion dieser sukzessiven Entwicklung basiert – talaufwärts gehend – auf den Aufschlüssen im Graben von Stalln (in 810–820 m und 845–855 m ü. NN), NNW Bernau (in 865–880 m ü. NN), im Dürrstättgraben (920–1060 m ü. NN) sowie im Hohlriederwinkel in 1020 m ü. NN (zwischen Aschbach und Hachel Bach). Fast alle diese Lokalitäten beinhalten „Finning-upward“-Sequenzen, charakteristisch für ansteigende Stauseespiegel. Das augenscheinlichste Beispiel dafür liegt im Dürrstättgraben mit einem ertrunkenen Delta in 965 m ü. NN vor. Auch die Lithologie der Komponenten wechselt von rein lokal und häufig monomikt auf polymikt mit Erratikern aus dem Inn-gletschergebiet. So findet man erstaunlicherweise durch Eisberge transportierte Inn-Erratiker talaufwärts bis Auffach. Somit hat der Lokal-gletscher im Tal der Wildschönauer Ache mit Einzugsgebiet rein in den Kitzbühler Alpen diese Position zu diesem Zeitpunkt auch noch nicht erreicht gehabt. Auch der Aschbachgletscher lag zu diesem Zeitpunkt maximal im oberen Abschnitt des Hohlriederwinkels.

Mit diesen paläogeographischen Eckpunkten ergibt sich für die Vorstoßphase im LGM ein ähnliches Bild wie aus dem Talkessel von Hopfgarten. Dort konnte allerdings nur über die Geschiebeverteilung und zum Teil Einregelung in der LGM-Grundmoräne gezeigt werden, dass der Inn-gletscher den Bereich Hopfgarten noch vor den Gletschern aus dem Windau- und Kelchsautal erreicht hatte, beide an ihrem vorgezeichneten Abfluss blockierte und sie Richtung Osten abdrängte (REITNER, 2005 & 2007). Gleiches dürfte sich auch im Wildschönauer Tal abgespielt haben. So sind zumindest bis Auffach, Ausgang Hachel Bach (Bach E Schatzbergalm) Inn-Erratika in der LGM-Grundmoräne vorhanden. Dieses rote subglaziale Sediment wird in diesem Abschnitt von einer lokal geprägten Grundmoräne überlagert, die das zunehmende Anwachsen der Lokal-gletscherung anzeigt. Letztlich musste das Lokaleis ostwärts inntalparallel über die Furche von Wildschönau – Oberau – Niederau – Grafenweg in Richtung Hopfgarten abfließen.

Die Liegendeinheit von Auffach ist mit ihrer Vorstoß-Sequenz daher mit anderen, deutlich kleinräumigeren Abfolgen auf UTM-Blatt Kufstein wie der vom Zauberwinkel (dieser Bericht), Stampfangerbach (S Söll) und Weißbachgraben (S Ellmau; beide in REITNER, 2005, beschrieben) vergleichbar. Allerdings kann der tiefste Anteil der Liegendeinheit von Auffach, beispielweise beim Terrassenkörper von Bernau, auch Prae-LGM-Anteile wie Mittelwürm und älter beinhalten. An dieser Stelle sei nur darauf verwiesen, dass beispielsweise die Terrassenkörper von Hopfgarten wie auch die sogenannte Kitzbüheler Terrasse (im Tal der Kitzbüheler Ache) zu einem Gutteil aus Sedimenten des Frühwürm bestehen, was auch hier für die tieferen Abschnitte möglich erscheint.

Ähnlich wie im Bereich von Hopfgarten, bezeugt auch die Erhaltung von mächtigen Lockersedimentpaketen im Liegenden der LGM-Moräne von einer vergleichsweise geringen glazialen Ausräumung des Wildschönauer Tales. Ähnlich wie weiter im Osten (s. REITNER, 2005) dürfte die Blockadesituation mit einem dominanten Inngletscher aus dem Norden ein maßgeblicher Grund hierfür sein.

Die Eiszerfallsphase hat sowohl im Tal der Wildschönauer Ache als auch bei Wildschönau eine Reihe von Staukörpern am Eisrand hinterlassen. Typisch für die Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial (Beginn der Termination I) kann man in der Höhenverteilung der verschiedenen Sedimentkörper das Einsinken der stauenden, stagnierenden Gletscher oder Toteiskörper während des Kollapses des Eisstromnetzes rekonstruieren. Wie im Talkessel von Hopfgarten (REITNER, 2005 & 2007) sind auch hier anfänglich (besonders an Süd-exponierten Hängen) nur Schüttungen kleiner lokaler Gerinne ersichtlich. Mit dem Terrassenniveau von Bernau ist hier erstmals ansatzweise eine Drainage in Richtung des heutigen Tales ersichtlich.

Die Grundmoräne des Aschbach-Gletschers am Top von Eisrandsedimenten (S' Hohlriederwinkel) belegt auch hier eine Lokalgletscheroszillation in der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial (REITNER, 2005 & 2007). Diese Erkenntnis fügt sich in das Bild der Gletscherdynamik in den Ostalpen, wie sie in den Kitzbühler Alpen schon im Windau-, Kelchsau-, Spertental und Tal der Kitzbüheler Ache erfasst wurde.

## Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

### **Bericht 2007 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Nördliche Grauwackenzone/Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger**

HELMUT HEINISCH & CLAUDIA PANWITZ  
(Auswärtige Mitarbeiter)

#### **Stand der Arbeiten**

Die Arbeiten wurden in zwei Teilbereichen fortgesetzt, die im Wesentlichen die Aufnahmen des Jahres 2006 nach Süden erweitern:

- a) Kelchsautal mit Langem und Kurzem Grund
- b) Windautal.

Die jeweiligen Anteile der Kartierer sind auf den eingezeichneten 10.000er-Blättern vermerkt. Übergeordnetes Ziel ist nach wie vor, die Grenze zwischen Nördlicher Grauwackenzone und Innsbrucker Quarzphyllit neu zu fassen. Hierbei ergeben sich auch wichtige Aspekte zur tektonischen Position der Kellerjochgneise / Schwazer Augengneise.

#### **Bereich Kelchsautal**

Neben Neuaufnahmen von 12 km<sup>2</sup> Fläche wurden auch umfangreiche Revisionen von Diplomkartiergebieten durchgeführt (15 km<sup>2</sup>). In diesem Zusammenhang konnten die Augengneiszüge im mittleren Kelchsautal berichtigt dargestellt werden und liefern nun gute Leithorizonte. Außerdem wurden Abdeckungsgrad, Darstellung von Quartär und Massenbewegungen vereinheitlicht und abgestimmt.

#### **Bereich Windautal**

Im Windautal wurden 11 km<sup>2</sup> neu kartiert. Wegen besonderer lithologischer Schwierigkeiten kann nur eine vorläufige Feldversion eingereicht werden. Es sind umfangreiche Dünnschliff-Untersuchungen nötig, um die endgültige Zuordnung der Gesteine zuverlässig durchführen zu können. Im Jahr 2008 werden auch weitere Geländekontrollen notwendig sein.

Zusammenfassend konnten 2007 somit rund 38 km<sup>2</sup> im Maßstab 1:10.000 zur Abgabe kommen. Diplomanden wurden keine eingesetzt.

#### **Umgrenzung des Bereichs in der Kelchsau**

Entlang des westlichen Randes von Blatt 121 liegt die Endversion mit 20 km<sup>2</sup> Fläche zwischen Neuhüttenalm – Feldalphorn – Schwaigberghorn und Gasthof Moderstock vor. Der Ostrand der kartierten Fläche folgt in etwa dem Kelchsauer Achentäl. Damit wird die Lücke zu den östlich folgenden Kartierungen von PANWITZ und BERBERICH 2006 (Hartkaseralm – Hochsteig – Lodron) geschlossen. Weiterhin wurde die Zone südöstlich des Gasthofs Moderstock (Weithaag – Kreuzjoch) einbezogen sowie im Kurzen Grund der Bereich um die Glasherrenalm und den Ramkarkopf.

#### **Umgrenzung des Bereichs in der Windau**

Das kartierte Gebiet beginnt südlich des Punkts 834 im Windautal und erstreckt sich über das Steinberghaus bis Punkt 1018 im Windautal. Im Gipfelbereich umfasst es den Grat vom Lodron bis zum Steinbergstein. Gebiete a) und b) grenzen am Ramkarkopf aneinander. Die Kartierungen von 2006 werden somit umrahmt und nach Süden erweitert.

#### **Lithologie und Verbreitung der Gesteine**

##### **Kelchsau**

Der neu dargestellte Bereich stellt ein Kernstück für das Verständnis des Deckenstapels im Ostalpin nördlich der Hohen Tauern dar. Die Kartiererergebnisse weichen grundlegend von den bisher üblichen Darstellungen in der Literatur und in den Übersichtskarten der Ostalpen ab. Vereinfacht dargestellt ergibt sich ein tektonischer Stapel von Einheiten, der sich vom Liegenden zum Hangenden bzw. von Norden nach Süden wie folgt gliedern lässt:

- Liegend-Einheit aus höher metamorpher Grauwackenzone, dominiert von Löhnersbach-Formation und Phylliten
- Zone der Augengneise
- Metabasit-Phyllit-Einheit vom Feldalphorn
- Zone der Schattberg-Formation mit einzelnen Ganggesteinen
- Innsbrucker Quarzphyllit.

Der Widerspruch zur konventionellen Denkweise wird unten weiterdiskutiert.