

cm- bis dm-großen Amplituden und Wellenlängen sowie einer oder mehrerer Runzelschieferungen. Achsen und Achsenflächen sind oft gekrümmt und die Raumlage der Achsen ist sehr variabel. Das Gestein ist ganz klar mehrfach deformiert. Trotzdem markieren mm- bis cm-dünne, rötlich-braune, feinsandige Lagen noch die sedimentäre Schichtung.

Das Tarntaler Permomesozoikum mit seinen steilen und schroffen Kalkwänden ist gegen die Randphyllite durch einen Kalkmylonit abgegrenzt. Die damit verbundenen Sigma-Klasten, Scherbänder und Kleinfaltenasymmetrien lassen eine südvergente Bewegung erkennen (Rücküberschiebung?). Die Mylonite erfassen auch noch die basalen Brekzien, die aber bereits nach wenigen Metern in kaum deformierte, vorwiegend Kalk- und Dolomitschutt führende Brekzien übergehen.

Hauptmasse ist ein grauer, massiger bis dickbankiger Kalk bzw. Dolomit. Sedimentäre Feinstrukturen (Stromatolithen, Algenlamine etc.) deuten auf Flachwasser-Schelffazies hin. Ein dunkelgrünes bis schwarzes Band von 2–0 m Mächtigkeit mit glatter Schieferung ist im unteren Teil der Kalke eingeschaltet. Im Massiv der Kalkwand lässt dieser Leithorizont eine Muldenstruktur erkennen. In der

Senke zwischen Kalkwand und Torwand ist stark verfälschter schneeweißer Gips anstehend, der an Rauhdecken, unreine Kalke und grünliche oder bunte Kieselschiefer grenzt. Insgesamt macht das Tarntaler Mesozoikum eher den Eindruck einer Coloured Mélange Zone als den einer durchgehenden Schichtfolge.

Die wenigen in dem Kartiergebiet vorkommenden Moränen der Würmeiszeit führen reichlich Feinmaterial (Grundmoräne) und vorwiegend Lokalgesteine. Mit den großen Ferneisströmen hingen sie offenbar nicht zusammen. Morphologisch markant sind mehrere im Känozoikum glazial überprägte Verebnungsflächen:

Junssee-Niveau (2600–2700 m)

Tote-Böden-/Kalkgruben-Niveau (2400–2500 m)

Hochwartböden-Niveau (2200–2300 m)

Junsalm-Talboden-/Weitental-Niveau (2000–2100 m)

Auf diesen Verebnungsflächen hat sich zum Teil anmooriges Gelände gebildet. Infolge starker Durchnässung und tiefen Bodenfrostes haben sich sowohl an den Nordhängen der Gamskar Spitze und des Madseitbergs als auch an den Nordosthängen des Pluderlings, Fließerden gebildet, deren girlandenartige Formen bei streifendem Licht eindrucksvoll zu erkennen sind.

## Blatt 154 Rauris

Siehe Bericht zu Blatt 122 Kitzbühel von B. MOSHAMMER & G. BELANE LELKES.

## Blatt 155 Bad Hofgastein

Siehe Bericht zu Blatt 122 Kitzbühel von B. MOSHAMMER & G. BELANE LELKES.

## Blatt 182 Spittal an der Drau

### **Bericht 2003–2004 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 182 Spittal a. d. Drau**

JÜRGEN M. REITNER

Ziel der Arbeit war es, die quartären Sedimente nördlich der Drau bzw. der Möll, basierend auf den schon vorhandenen Kartierungen, einer Revision zu unterziehen. Dies einerseits, um offensichtliche Diskrepanzen und Unstimmigkeiten einer Lösung zuzuführen und andererseits eine konsistente Darstellung der quartären Sedimente und Formen auf der geplanten GK 1 : 50.000 Blatt Spittal a. d. Drau zu gewährleisten. Als Grundlage diente die von Wilfried RATAJ mustergültig kompilierte Manuskriptkarte 1 : 25.000. Diese stützt sich hinsichtlich des Quartärs auf die detaillierten Aufnahmen von ERTL (1980–1985) aus dem Bereich Rothenthurn (im Drautal) – Treffling (N' Seeboden) – Mühlendorf (im Mölltal). Für das Liesertal nördlich davon wurden die Kartierungen von EXNER (1980 zusammengefasst) und MEYER (1977) herangezogen. Die Darstellung des Bereiches Gmünd und Maltatal basiert auf der Diplomarbeit von SCHIERL (1993, Univ. Salzburg).

Prinzipiell erfolgte eine Revisionskartierung von neuralgischen Gebieten, wobei der Fokus überwiegend auf den Gebieten außerhalb der Aufnahmen von ERTL lag. Die folgende Darlegung der Ergebnisse orientiert sich grundsätzlich an der Stratigraphie.

### **Prä-Würm-Hochglazial**

#### **Die Schotter von St. Peter in Holz**

Dabei handelt es sich um fluviatile Sedimente im Liegenden der Grundmoräne des Würm-Hochglazials. Diese stehen einerseits entlang der Draufrur am Abhang des Rückens von St. Peter in Holz oberhalb der Bahn ab ~550 m ü. NN (~5 m über der Drau) an und reichen bis ~600 m ü. NN. Andererseits lässt sich diese lithologische Einheit von N' Freßnitz über W' Windschnurn bis Oberdorf bei Spittal verfolgen. Den besten Einblick in den Aufbau des Sedimentkörpers gewährt der neu angelegte Forstweg bei Windschnurn, der die Ablagerungen bis etwa 650 m ü. NN (~110 m über der heutigen Draufrur) aufschließt.

Die Schotter von St. Peter in Holz liegen als horizontal gelagerte, korngestützte und massive, teils steinige Kiese vor. Üblicherweise liegt der Durchmesser des Größtkorns bei 15 bis 20 cm, kann aber in Extremfällen 0,5 m betra-

gen. Die Gerölle sind generell als gerundet (Bandbreite: angerundet bis gut gerundet) zu klassifizieren. Partiiell erkennbare Imbrikationen weisen auf fluviatile Schüttungen in der Fließrichtung des heutigen Drautaales hin. Rinnenstrukturen mit trogförmig geschichteter Sandfüllung treten nur selten auf.

Das Geröllspektrum spiegelt das Einzugsgebiet der Drau wider: Kristalline Gesteine wie Orthogneise, Paragneise und Phyllite (bis phyllitische Glimmerschiefer) und auch deutlich seltener Tonalite des Iseltales, Prasinite und Serpentinite dominieren. Der untergeordnete Anteil an Permo-triadiischen Sedimenten (dunkle Kalke und Dolomite, rote Sandsteine und Basisbrekzie) unterliegt größeren Schwankungen. So ist entlang des Forstwegs bei Windschnurn erst ab 580 m ü.NN Permotrias im Geröllspektrum zu finden. Dementsprechend variiert auch die karbonatische Verkittung des Porenraumes, die im Grunde nur die Charakteristika einer Talrandverkittung aufweist. Damit entspricht die von ERTL (1983) gegebene Bezeichnung „Nagelfluh“ nicht den Gegebenheiten im Aufschluss.

Prinzipiell ist festzuhalten, dass mit diesen Grobsedimenten eine fluviatile Akkumulation (Aggradation) der Drau vom Niveau der heutigen Drau bis etwa 110 m darüber dokumentiert ist. Der Sedimenttyp spricht für „braided-river“-Ablagerungen unter kühlen bis kalten Klimabedingungen. Für eine chronostratigraphische Einstufung fehlen konkrete Hinweise. Die Höhe der erfassten Basis im Bereich des heutigen Talniveaus wie auch die kaum vorhandene Verkittung und die nicht ersichtliche Verwitterung sprechen für Ablagerungen des letzten Interglazial-Glazialzyklus (Marine Isotopenstufe [MIS] 5-2). Ein vager Anhaltspunkt für den Sedimentationszeitraum ist mit dem von FRITZ & UCIK (1996) beschriebenen und in das 2. Frühwürm-Interstadial (Odderade; MIS 5a) eingestuften Lignit vom Koflachgraben (Kreuzenbach; 20 km drauabwärts, ÖK 200 Bl. Arnoldstein), der etwa 30–40 m über dem heutigen Talboden liegt, gegeben. Demnach erscheint eine Beteiligung frühwürmzeitlicher Ablagerungen am Aufbau der Sedimente durchaus wahrscheinlich. Diesbezüglich ist auch auf die deutliche Talbodenaufhöhung während der beiden kalten Frühwürm-Stadiale im Raum Hopfgarten im Brixental (Nordtirol; ÖK 121) von bis zu 100 m zu verweisen (s. J.M. REITNER, 2005). Angesichts derartiger Überlegungen hinsichtlich der kimagesteyerten Sedimentation erscheint es nicht sehr wahrscheinlich, dass in der Schottersequenz auch „Vorstoßschotter“ (im Sinne vom Beginn des Oberen Würm bzw. MIS 2) enthalten sind.

### **Würm-Hochglazial (LGM; MIS 2)**

Da die Untersuchungen auf die tieferen Talhänge konzentriert war konnten nur wenig neue Fakten hinsichtlich des Letzten Glazialen Maximums (LGM = Würm-Hochglazial) erfasst werden.

Erwähnenswert ist die Situation am Ausgang des Radlgrabens, die den Eisfluss während des Hochglazials illustriert. An der orographisch linken Flanke des unteren NW–SE-verlaufenden Radlgrabens ist mit dem Serpentin von Ebenwald ein exzellenter lokaler Tracer gegeben. So indizieren die Grundmoränen auf der gegenüberliegenden d.h. südlichen Grabenflanke, die eine grüngraue Matrixfarbe aufweisen und fast ausschließlich Serpentinitschiebe führen, deutlich den gegenüber dem Radlgletscher dominanten, d.h. gegen Süden (bis SSE) quer über den Radlgraben abfließenden Eisstrom aus dem Maltatal. Die schon von EXNER (1980; S. 399) erwähnten ausgedehnten Vorkommen von Zentralgneisblöcken in diesem Bereich, welche auf den Grundmoränen liegen dokumentieren dem gegenüber nur den en- bis supraglazialen Transport des aktiven hochglazialen Eisstromnetzes bzw. Umlagerungen

an der Oberfläche des stagnierenden, d.h. einsinkenden Eiskörpers am Beginn des Würm-Spätglazials.

Intensivere Begehungen waren auf der Nordflanke der Möll–Drau-Furche zwischen Göriach im Westen und Rojach im Osten nötig, da die Differenzierung zwischen Schwemmfächern und Moränenflächen auf der bisherigen Manuskriptkarte schon aufgrund der Topographie nicht nachvollziehbar war.

Obwohl längst nicht so eindrucksvoll wie beim östlich gelegenen Millstätter Seenrücken, lässt sich hier deutlich die glaziale Überformung erkennen. Beispielhaft ist das Gebiet W' Pusarnitz. Die dort von den Schwemmfächern und (ehemaligen) Bachläufen nachgezeichneten Depressionen zwischen den glazial überformten Rücken dürften nach ihrem regelmäßigen Verlauf (~NW–SE und ~NE–SW) tektonisch vorgezeichnete Strukturen im Sinne von Störungszonen (im Millstattkomplex) sein.

Hinsichtlich der für Formung relevanten Prozesse ist nicht nur die erosive Wirkung des basalen Eises, sondern auch jene von subglazialen Schmelzwässern zu berücksichtigen. Mit letzterem könnte man die tief in den phyllitischen Glimmerschiefer eingeschnittene, mäanderförmig verlaufende und nur von einem kleinen Bach durchflossene Talung „Im Reifling“ (E' Pusarnitz), deren westlicher Ansatzpunkt in der Verlängerung einer E–W-streichenden Längsmulde der Grundmoränenlandschaft liegt, plausibel erklären.

Weiters sei noch auf die Drumlins verwiesen, welche die Fließrichtung des Eisstromes in dem breiten Drautal mustergültig nachzeichnen. Zu den schon durch ERTL bekannten Beispielen wie Maria Bichl und Olschitzen sind noch jene zum Drautal parallelen Grundmoränenrücken südlich bis südöstlich von Rojach hinzuzuzählen. Entsprechend dieser morphologischen Ausrichtung reflektiert das Geschiebespektrum der Grundmoränen, wie Aufschlüsse bei Olschitzen und NW' Pusarnitz (300 m ESE' Kt. 702) zeigen, mit verschiedenen Gneisen, wunderbar gekritztem Serpentin, Kalkglimmerschiefer und anderen Tauerngeschieben die Domäne des Eisstromes aus dem Mölltal während des Würm-Hochglazials.

Demgegenüber erscheint die Lithologie der erratischen Blöcke mit Zentralgneis vergleichsweise monoton. Allerdings dokumentiert deren Verbreitung hier wie auch im Liesertal sowie südlich und nördlich des Millstättersees am augenscheinlichsten den Einflussbereich des Eises aus den Hohen Tauern. In diesem Zusammenhang ist auch der größte bekannte erratische Block von Kärnten und sicherlich einer der größten der Ostalpen erwähnenswert, auf den ich durch Kollegen R. SCHUSTER aufmerksam gemacht wurde. Dieser liegt 800 m ENE' der Kirche von Treffling am Weg von Tangern zur Pichlhütte in 1050 m ü.NN und hat ein Volumen von etwa 300 m<sup>3</sup>. Aufgrund seiner Lithologie – Zentralgneis – stammt er wahrscheinlich aus dem Maltatal und wurde vor der Ablagerung zumindest 20 km vom Gletscher transportiert.

### **Würm-Spätglazial (Termination I; MIS 2)**

In den folgenden Ausführungen werden die Evidenzen im Bereich der Talflanken von Norden gegen Süden, d.h. vom Raum Gmünd bis zum Drautal besprochen. Hinsichtlich der Glazialstratigraphie ist darauf zu verweisen, dass basierend auf der Neuuntersuchung der „Bühl“-Typlokalität im Raum Hopfgarten (Nordtirol), der Zeitraum unmittelbar nach dem Würm-Hochglazial (LGM) und vor dem Eisfreiwerden der großen alpinen Täler d.h. deutlich vor dem Gschnitz als „Eiszerfallsphase“ bezeichnet wird (s. J.M. REITNER, 2005).

## Lieser- und Maltatal im Raum Gmünd

In diesem Gebiet wurde die Kartierung von SCHIERL (1993) ergänzt und basierend auf zusätzlichen Fakten neu interpretiert.

### Eiszerfallsphase

Weithin sichtbar stellen die hohen Eisrandterrassen beiderseits der Lieser, deren Oberkante sich in Talrichtung der Lieser absenken, den morphologischen und im weiteren Sinne morphostratigraphischen Bezugspunkt des hier besprochenen Raumes dar. Dazu gehört einerseits der höchste und östlich der Lieser gelegene Terrassenkörper von Oberbuch, dessen Oberkante auf der Höhe von Gmünd in 890 m ü.NN liegt, d.h. ~140 m über dem heutigen Lieserniveau und ein Gefälle von 3° m aufweist. Dem gegenüber befindet sich das Niveau der Terrasse von Trefflingboden auf der gegenüberliegenden Liesertalseite um ~20 m tiefer. Deren fächerförmige Oberfläche dokumentiert ebenso klar eine Schüttung aus dem Liesertal. In diesen Terrassenkörper ist als tiefstes Niveau die Terrasse mit dem Gmündner Schloss (in ~780 m ü.NN), eingeschnitten.

In der Schottergrube bei Unterbuch werden die obersten 25 m des zumindest 140 m mächtigen Oberbucher Terrassenkörpers (= 855–880 m ü.NN) angeschnitten. Die dominante Fazies sind horizontal gelagerte, 10–50 cm mächtige Sets von massiven und korngestützten sandigen Kiesen (Lithofazies Gcm), typisch für „braided-river“-Ablagerungen. Die maximale Korngröße liegt üblicherweise bei 10–20 cm, kann bereichsweise aber 40 cm erreichen. Trogförmige Rinnenfüllungen mit teils matrixfreien Kiesen treten wie auch matrixgestützte Kiese selten auf. Das Geöllspektrum spiegelt das Einzugsgebiet der Lieser mit Granat führenden Glimmerschiefeln, verschiedenen Gneisen und deutlichen Anteilen an Karbonaten wider, wobei die Komponenten überwiegend gerundet sind. Beachtenswert sind Einzelfunde von angerundeten Klasten mit Durchmesser bis 0,5 m, bestehend aus Grundmoräne (mit polierten und gekritzten Geschieben) und auch aus Schluff. Die obersten 4 m der Sequenz bestehen aus Kies-Sand-Gemischen und Sandrippeln.

Das sedimentäre Inventar des oberen Abschnittes der Trefflingboden-Terrasse, welches in der mittlerweile stillgelegten Grube E' Unter Kreuzschlach aufgeschlossen ist, gleicht (abgesehen von der fehlenden Sandlage am Top) dem der zuvor beschriebenen Terrasse von Oberbuch. Weiters sind hier gelegentliche <1 m<sup>3</sup> große Zentralgneisblöcke in den Kiesen festzuhalten.

In Summe haben beide Schottergruben damit das Topset der jeweiligen Terrassenkörper, d.h. Deltaablagerung, angeschnitten. Die Deltaschüttung erfolgte in einen Eisstausee, der sich in diesem eisfrei gewordenen Abschnitt des Liesertales gebildet hatte. Der den Abfluss der Schmelzwässer in Talrichtung stauende Eiskörper erfüllte das Tal bis in etwa 900 m ü.NN. Somit war zu diesem Zeitpunkt bei Gmünd die Eismächtigkeit schon um 900 m gegenüber den LGM-Bedingungen (Eisoberfläche in 1800 m ü. NN, VAN HUSEN [1987] reduziert).

Dem gegenüber zeigen die höher gelegenen, d.h. bis auf 1000 m ü.NN und mehr hinaufreichenden Sedimentkörper wie zum Beispiel jener bei Oberkreuzschlach mit dem markanten Trockental am orographisch rechten Ausgang des Drehtalbaches, Schüttungen von den Seitenbächen gegen einen auch noch diesen Talabschnitt erfüllenden Eiskörper.

Ähnliche Verhältnisse liegen auch an der orographisch linken Lieserseite SE' Gmünd entlang des Landfraßbaches vor. Hier zeigen die in 1000 m ü.NN gelegenen Ansätze von Eisstaukörpern ebenso wie auch jener markante Terrassenkörper E' Moos mit Oberkante in 840 m ü.NN Schüttung dieses Lieser-Seitenbaches gegen einen abschmel-

zenden Eiskörper im Raum Gmünd. Im Gegensatz zu diesen Akkumulationsform ist die zertalte Morphologie in den tieferen Regionen entlang des Landfraßbaches, so wie die Terrasse mit dem Schloss Gmünd, überwiegend als Produkt der Erosion im Zuge des finalen Niederbrechens und Schwindens des Eises in dem Talabschnitt bei Gmünd zu betrachten.

Im Unterschied zum Liesertal bzw. dem Mündungsbereich der Malta bei Gmünd sind die Malta flussaufwärts bis zur Ortschaft Malta keine morphologisch prägnanten Eisstaukörper am Rand des fast 1 km breiten Talbodens zu finden. Ausgehend von Treffenboden sind zwar Schotterkörper zwischen 980 bis 800 m ü.NN als Kontinuum bis Hilpersdorf zu kartieren; sie repräsentieren allerdings nur Schüttungen von kleinen Seitengraben an abschmelzendes Eis, ohne dass ein streckenweise verfolgbares Drainagesystem in Richtung des heutigen Maltatales rekonstruierbar wäre.

Auf der gegenüberliegenden Talseite sind die Evidenzen noch spärlicher. Entlang der Bäche S' Dornbach sowie N' Brochendorf ist ein ehemaliger bis über 1000 m ü.NN hinaufreichender Staukörper am Eisrand ersichtlich. In den tieferen Lagen dominieren ausgedehnte Schwemmfächer und so ist nur beim Weiler Saps aufgrund der morphologischen Ausprägung ein tiefer, d.h. ~40 m über der Malta gelegener, Terrassenkörper der Abschmelzphase zu vermuten.

Bei Schloss Dornbach (831 m) tritt morphologisch eine Wallform hervor, die u.a. schon bei LUCERNA (1933, S. 278f.) eingehend beschrieben wurde. Diese beginnt etwa 300 m NW' des Schlosses und zieht anfangs gegen ENE, um in weiterer Folge gegen ESE einzuschwenken. Ihr Kamm ragt zwar ~50 m über das rezente Talniveau der Malta (780 m ü.NN) empor, hebt sich aber nur wenige Meter von der nahezu ebenen Terrassenfläche NW' des Schlosses ab. Entlang des von der Maltaniederung gegen Süden zum Schloss hinaufziehenden Weges ist der dazugehörige Sedimentkörper bereichsweise angeschnitten. Generell fällt dabei die Häufung von m<sup>3</sup>-großen, gelegentlich kantengerundeten Zentralgneisblöcken auf. Weiters lässt sich vom Liegenden gegen das Hangende eine Entwicklung von sandig-schluffigen, matrixgestützten Diamikten zu sandigen Varitäten erkennen, die jeweils die Charakteristika von eisproximalen „mass flows“ aufweisen. In Summe sprechen Form und Inhalt für die von den vorhergegangenen Bearbeitern (LUCERNA, 1933; EXNER, 1980; SCHIERL, 1993) getroffene Interpretation der Situation als Rest einer Endmoräne des Maltagletschers. Demzufolge ist die zuvor erwähnte Terrassenfläche morphologischer Ausdruck eines Staukörpers am Eisrand der von den westlichen Seitenbächen gegen den Maltagletscherrand geschüttet wurde. Diese Eisrandterrasse lässt sich südöstlich des Schlosses weiterverfolgen, ohne dass an deren Rand ein Moränenwall ersichtlich wäre, bis sie im Bereich des Dornbacher Schwemmfächers verschwindet. Ihre Höhenlage mit mehr als 30 m über der Malta spricht dafür, dass die Akkumulation unter Bedingungen einer behinderten Drainage im südöstlich anschließenden Maltatalabschnitt erfolgte. Das heißt, dass während der Ablagerung der Endmoräne von Schloss Dornbach noch Toteis und damit die letzten Reste des zerfallenden Eisstromnetzes im Vorfeld des spätglazialen Maltagletscher existierten.

Auf der gegenüberliegenden Talseite liegt mit dem nahezu N-S-streichenden Endmoränendoppelwall von Hilpersdorf das zeitgleiche Pendant zu jenem des Schloss Dornbach vor. Dieser ist relativ breit entwickelt und weist an seiner Oberfläche überwiegend Zentralgneisblöcke auf. An seiner Außenseite (= Ostseite) zieht ein inaktiver Schwemmkegel, der in ~810 m ü.NN eine markante Terrassenstufe mit 10 m Sprunghöhe zum nächst tieferen Terrassenkörper (Schlatzinger Terrasse; s.u.) aufweist. Des-

sen Aktivitätsphase erfolgte, als der Maltagletscher den unteren Abschnitt des heutigen Schwemmkegels von Malta blockierte und es so zu einer Akkumulation an seinem Eisrand kam. Eine „glaziale Serie“ (Abfolge Endmoräne – Sander – Terrassenschüttung), wie von SCHIERL (1993) für diesen Bereich behauptet, ist damit allerdings nicht gegeben.

Als Zwischenresumé ist festzuhalten, dass mit den Endmoränen Hilpersdorf – Dornbach eine kurzzeitige Stabilisierung des Maltagletschers in der Eiszerfallsphase, als noch Toteisreste im proglazialen Bereich vorlagen und damit eine gehinderte Drainage existierte, dokumentiert ist.

## Gschnitz

Obwohl die nächstjüngeren Zeugen der Gletscheraktivität von SCHIERL (1993) letztmals eingehend besprochen wurden, war es notwendig, Revisionskartierungen durchzuführen um zu einem konsistentem Bild der letzten Vergletscherung bei Malta zu gelangen.

Das wohl markanteste Dokument ist der von Schlatzing bis Feistritz ziehende Endmoränenzug, der das nordwestlich gelegene ehemalige Zungenbecken des Maltagletschers umgrenzt. Selbst dort, wo die Wallform nicht mehr erkennbar ist, so an der orographisch rechten Maltaseite von Schlatzing bis Molzinger, lässt sich die mit diesem Gletscherhalt korrespondierende Gletscherausbildung rekonstruieren. In diesem Bereich, der Schlatzinger Au genannt wird, findet man unterhalb von ~840 m ü.NN im SE (S' Brücke 829 m) bzw. ~900 m ü.NN im NW (S' Molzinger) einen sandigen matrixgestützten Diamikt mit auffallend vielen angerundeten Zentralgneisblöcken, im Speziellen Hochalporphygranit (mündl. Mitt. G. PESTAL). Diese Lithologie belegt, dass hier „ferntransportiertes“ Material aus dem Einzugsgebiet der Malta vorliegt und nicht etwa aus oberhalb, d.h. südwestlich, gelegenen Gebiet der Tandleralm. Als morphologische Besonderheiten, die einen Zusammenhang zu dieser Eisrandlage erkennen lassen, sind nur die Verebnungen im Schwemmfächer westlich Schlatzing und jene 500 m S' Brücke 929 zu erwähnen.

Beim Durchbruch der Malta durch den Wall von Schlatzing – Feistritz setzt ein Terrassenkörper (hier Schlatzinger Terrasse genannt) ein, dessen Oberfläche etwa 15 m über dem heutigen Flussniveau liegt.

Ein rudimentärer Rest eines weiteren, d.h. äußeren, Moränenwalles befindet sich etwa 200 m ENE' Kt. 840 direkt am orographisch rechten Maltaufer. Dieser ragt wenige Meter über einen südlich angrenzenden Terrassenkörper, dessen Oberfläche etwa in 840 m ü.NN liegt. Der obere Abschnitt des Rückens besteht aus Lagen von massiven und matrixgestützten Diamikten, wobei die teils gerundeten Komponenten (überwiegend Gneise) in einer Feinsandmatrix „schwimmen“. Zwischen diesen gegen SE geschütteten „mass-flow“-Sedimenten sind zum Teil rippelgeschichtete Sandlagen eingeschaltet.

Auch auf der gegenüberliegenden Maltaseite lässt sich 500 m SE' Probstratte ein äußerer, d.h. flussabwärts gelegener, Endmoränenwall, bestehend aus sandigen matrixgestützten Diamikten, finden. Dieser erstreckt sich in NW–SE-Richtung über etwa 200 m, wobei dessen höchster Punkt in ~840 m ü.NN liegt. Einen möglichen weiteren Anhaltspunkt für die damit assoziierte Gletscherausbildung ist NW' Probstratte am Ostrand des Schwemmfächers von Feistritz ersichtlich. Dort setzt sich der Rest eines fächerförmigen Sedimentkörpers mit einer 10–15 m hohen Geländekante vom rezenten Schwemmfächer ab. Hier dürfte der Feistritzbach während der zuvor beschriebenen vorgerückten Maltagletscherposition gegen den Eisrand geschüttet haben.

Das Verhältnis zwischen dem Gletscherhalt bei Schlatzing – Feistritz (s.o) und jenem um wenige 100 m flussab-

wärts gelegen Halt SE' Probstratte lässt sich auch an den jeweils korrespondierenden Terrassenschüttungen ablesen. So schließt an den äußeren Rand, d.h. an die NE-Flanke des Endmoränenwalls SE' Probstratte, eine Terrasse mit Oberkante in 830 m ü.NN an. Diese hebt sich mit einer anfänglich fast 10 m hohen Stufe von der Schlatzinger Terrasse ab, wobei diese Sprunghöhe flussabwärts sukzessive geringer wird. Beide Terrassenniveaus sind flussabwärts auf der orogr. linken Seite mit dem Auftreten des Schwemmfächers bei der Ortschaft Malta morphologisch nicht mehr fassbar. Ansatzweise ist mit dem flachen Auslaufen des distalen Schwemmfächers von Malta insbesondere S' Hilpersdorf allerdings nur mehr ein Terrassenniveau angezeigt. Ähnlich verhält es sich in diesem Talbschnitt auf der orographisch rechten Talseite mit der Terrassenfläche SW' Gries in Fortsetzung des Schwemmfächers, der beim Katuschgraben ansetzt. Flussabwärts des Schwemmfächers von Malta ist nur mehr auf der orogr. linken Seite ein Terrassenkörper vorhanden, der sich SSE' Hilpersdorf mit einer markanten, etwa 8 m hohen Terrassenstufe von der tieferen Austufe (Bereich der Mäander) der Fischertratten absetzt. Dieser lässt sich auf etwa 2 km Länge bis nach Gmünd verfolgen, wobei die Höhendifferenz in Flussrichtung sukzessive auf etwa 3 m abnimmt.

In Summe belegen die glazialen wie auch glaziofluviatilen Sedimente und Formen, dass die beiden rekonstruierten Moränenzüge Oszillationen einer Glazialphase sind. Lage und Verbreitung der mit den Moränen assoziierten Terrassenschüttung, die sich bis nahe Gmünd verfolgen lassen, belegen eine freie Drainage im Gletschervorfeld. Dies in Verbindung mit der stattlichen Gletscherausbildung spricht prinzipiell für die schon von EXNER (1980) und SCHIERL (1993) getroffene Einstufung in das „Gschnitz“, so wie dieses Stadial an der Typlokalität (vgl. MAYR & HEUBERGER, 1968; KERSCHNER, 1999) definiert ist. Allerdings ist der von SCHIERL gewählte Weg zur Altersabschätzung, nämlich der über die Höfer'sche Methode der Schneegrenzbestimmung (Kammumrahmung vs. tiefster Punkt des Gletschers) deutlich zu vereinfacht. Sein Ergebnis mit 650 m Schneegrenzdepression passt zwar in das übliche ostalpine Bild der Verhältnisse während des Gschnitz-Stadials. Allerdings werden dabei Grundbedingungen für derartige Überlegungen, nämlich die genaue Kenntnis der Gletscherausbildung, ignoriert. Gerade diesbezüglich gibt es taleinwärts von den zuvor beschriebenen Glazialzeugen aufgrund der Erhaltung von Formen und Sedimenten große Unsicherheiten. Dabei steht besonders die Frage im Vordergrund, ob der Gletscher aus dem Gößtal zu diesem Zeitpunkt im Kontakt mit dem Maltagletscher sogar sein tributärer Zubringer war.

Am Ausgang des Gößtales, oberhalb der Gößfälle, befindet sich an der orographisch linken Talflanke, etwa 800 m WNW' der Brücke 853, in 1040–1060 m ü.NN ein breiter, N–S-streichender und damit quer zum Gößgraben verlaufender Rücken. Dessen Oberfläche ist von angerundeten bis gerundeten Zentralgneisblöcken mit Durchmessern von 1–3 m übersät. Form und Sedimentbeschaffenheit sprechen hier für den Rest eines Seitenmoränenkörpers. Gegen Westen, d.h. den Gößgraben aufwärts, schließt an die Seitenmoräne eine über ~200 m verfolgbare Verebnung mit Niveau in ~1030 m ü.NN an, die, obwohl Aufschlüsse fehlen, als Eisstauterrasse gedeutet wurde. Terrassenkörper in vergleichbaren Höhen an der orographisch rechten Seite (600 m E' Gößbauer) bestehen aus locker gelagerten, sandig-kiesigen Diamikten mit überwiegend angerundeten Komponenten lokaler Herkunft (meist Zentralgneis, aber auch Amphibolit). Gößgrabenaufwärts fehlen derartige Ablagerungen. In Summe spricht die gesamte Situation dafür, dass der Maltagletscher den Talzugang blockierte und es zu einem Stau im Gößgraben kam. Die Höhe der glazialen wie auch glaziofluviatilen Sedimente spricht für

eine Gletschermächtigkeit, die mit den Endmoränen bei Schlatzing – Feistritz und SE Probsttratte in Verbindung zu bringen ist. Damit erreichte der Gößgletscher während des Gschnitz nicht mehr den Talausgang und lag somit zu diesem Zeitpunkt schon getrennt vom Maltagletscher vor. Dieses Größenverhältnis zwischen Göß- und Maltagletscher, das im letzten Glazialzyklus und sicherlich davor immer wieder gegeben war, spiegelt sich auch in der Morphologie wieder, so im Hängetal des Gößtales mit daraus resultierendem Wasserfall (Gößfälle). Die Talauferweiterung im Maltatal ab Pflügelhof (bis Gmünd) und die damit einhergehende Übertiefung durch glaziale Erosion ist aber vermutlich ein Produkt hochglazialer Bedingungen und damit nicht zuletzt ein Resultat der Konfluenz der Eisströme aus dem Göß- und dem Maltatal.

Die Rundhöcker bei Koschach samt mustergültigem und leicht zugänglichem Gletscherschliff wurden somit ein letztes Mal während des Gschnitz überformt. Isolierte Schottervorkommen zu beiden Seiten des Gößbaches oberhalb der Gößfälle in Seehöhen unterhalb von 1000 m ü.NN sind der Abschmelzphase des gschnitzzeitlichen Maltagletschers zuzurechnen.

Betrachtet man die Karte „Stadiaie Moränen im Hochalm-Ankogel-Gebiet“ von SENARCLENS-GRANCY (1939) samt ihren Erläuterungen, so deckt sich seine daunstadiale Ausdehnung des Maltagletschers, abgesehen von gewissen Unschärfen bei Malta, mehr oder minder mit der hier vorgestellten Gletschergeometrie. Mit einer Gesamtlänge von etwa 27 km und einer Ausdehnung von ~90 km<sup>2</sup> war der Maltagletscher deutlich größer als der Gschnitzgletscher während des Gschnitz-Stadials. Hinsichtlich der Größe des Maltagletschers dürfte der Höhe (höchster Gipfel: Hochalmspitze 3360 m ü.NN) des Nährgebietes nicht die einzig entscheidende Rolle zukommen. Aufgrund der topographischen Gegebenheiten im oberen Einzugsgebiet der Malta ist diese Ausdehnung sicherlich auch auf den „Zusammenstau der Eismassen zahlreicher Kare auf engem Raum“ (SENARCLENS-GRANCY, 1939; S. 214) und damit auf eisdynamische Prozesse zurückzuführen.

#### **Liesertal zwischen Trebesing und Kolmberg sowie Radlgraben, Rachengraben und Steinbrückbach**

In diesem „mittleren“ Bereich wurden überwiegend nur die tiefer gelegenen Abschnitte unterhalb von ~1300 m ü.NN kartiert.

Meist ausgedehnte Staukörper am Eisrand der Eiszerfallsphase sind typisch für die Talausgänge der Lieser-Seitentäler. Im Radlgraben liegt diese lithologische Einheit vom Mündungsbereich taleinwärts überwiegend an beiden Grabenflanken bis etwa Brücke 1003 vor. Wie schon im Abschnitt Würm-Hochglazial skizziert, überlagern an den höheren Hängen Zentralgneis-(ZG-)Blöcke eine serpentinitbetonte Grundmoräne. An der orogr. rechten Flanke treten unterhalb 980 m Seehöhe derartige angerundete ZG-Blöcke (1 m<sup>3</sup> und mehr) in korn- bis matrixgestützten, stein- und blockreichen polymikten Kiesen neben Komponenten aus Serpentin (gekrizt) und Amphibolit. Diese Sedimentpakete sind geschichtet, wie beispielsweise etwa 600 NW' Gehöft Rubenthaler) am Forstweg in 940 m ü.NN, wo ein Einfallen von 075/30 erfasst wurde. Vergleichbare Verhältnisse sind auch auf der orogr. linken Flanke, beispielsweise 200 m SE Brücke 909 m, gegeben. Dort findet man in 925 m ü.NN (45 m über dem Talgrund) lockere, matrixgestützte Diamikte („Block-Stein-Kies“ in mittelsandig-feinkiesiger Matrix) mit fast ausschließlich ZG-Geröllen (subrounded- bis rounded), die häufig Korngrößen von 50–60 cm aufweisen. Amphibolit, Serpentin und Glimmerschiefer kommen nur untergeordnet vor. Darin eingeschaltete massive Sandlagen weisen Einfallwerte von 200/20 auf. Weiters liegt auf der Höhe der Brücke 815 von ~840 m bis

880 m eine „coarsening-upward“-Sequenz von Sand zu sandigen, matrixgestützten steinigen Kiesen (ab 870 m ü.NN) vor. Quellen in 830 m ü.NN indizieren einen (nicht aufgeschlossenen) feinkörnigen Stauhohizont. In Summe zeigen die drei Beispiele, dass von den höheren Talflanken jeweils Deltaschüttungen, im Speziellen „mass flows“, in vermutlich mehrere kleinere Stausseen am Rand eines im unteren Radlgraben abschmelzenden Eiskörpers erfolgten. Das im Hochglazial bzw. unmittelbar danach überwiegend supra- bis englazial transportierten Zentralgneismaterial (s. Diskussion im Abschnitt „Würm-Hochglazial“) aus dem hinteren Radltal wurde wahrscheinlich nur über kurze Strecken mittels Schmelzwässern verfrachtet (s. u.a. Erhaltung von Kritzern bei den wenigen subglazial geformten Geschieben) und letztlich bald (re-)sedimentiert. Hinsichtlich der Karte ist zu betonen, dass hier aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse in Kombination mit der Sedimentcharakteristik und fehlenden morphologischen Kriterien Schwierigkeiten bei der Abgrenzung von glazial zu fluvioglazial geprägten Arealen auftraten. Große erratische Blöcke als Indiz für Moränenflächen zu nehmen, wie von EXNER (1980; S. 399) skizziert, lässt hier die randglazialen Umlagerungsprozesse während der Abschmelzphase unberücksichtigt.

Mit der morphologisch hervortretenden Terrassenfläche beim Gehöft Rubenthaler in ~900 m ü.NN ist aufgrund der Oberflächenneigung eindeutig eine Schüttung aus dem Radltal in das Liesertal dokumentiert. Da die ehemalige Kiesgrube SE' Rubenthaler rekultiviert ist, fehlen hier größere Aufschlüsse in dem mehr als 80 m mächtigen Sedimentkörper. Dessen Lage zeigt jedenfalls eine Sedimentation in einer eisfreien Nische am Rande eines stagnierenden Liesergletschers bzw. am Rande eines größeren Tot-eiskörpers an. Dieser hatte zu diesem Zeitpunkt gegenüber den Bedingungen im Würm-Hochglazial (LGM; Höhe der Eisoberfläche in 1700 m ü.NN nach der Karte von VAN HUSEN, 1987) schon etwa 800–900 m an Eismächtigkeit verloren. Die letzten Zeugen der finalen Abschmelzphase im Bereich von Trebesing heben sich kaum mehr von den Schwemmfächern ab, deren Lage und Verlauf auf eisfreie Bedingungen schließen lässt.

Von den jüngeren Zeugen der spätglazialen bis holozänen Entwicklung im Bereich Radlgraben sind zwei Phänomene besonders erwähnenswert:

Die mustergültig entwickelte Massenbewegung in den Lockersedimenten (Grundmoräne und Eisrandsedimente) an der orographisch rechten Talseite SE' Brücke 815. Diese weist eine halbkreisförmige Abbruchnische (in 940–1000 m ü.NN) sowie einen bewegten, vorgewölbten Bereich auf.

Weiters wurde der poröse Sinterkalk von Trebesing, der im Ortsgebiet großflächig verbreitet ist und eine Mächtigkeit von 4–5 m aufweisen kann (mündl. Mitt. eines Einheimischen), kartiert. Ein kleines isoliertes Vorkommen eines derartigen Sediments liegt ca. 500 m flussabwärts von der Radlgrabenbrücke 815 an der orogr. rechten Seite. Dort ist das Liegende des 1–2 m mächtigen Sinterkalkes, ein (?durch eine Massenbewegung) aufgelockerter Phyllit, ersichtlich. Bei beiden Vorkommen lässt sich die Herkunft des Karbonates von den Kalkglimmerschiefern herleiten.

Auch am Ausgang des Rachenbaches sind mächtige Eisstaukörper vorhanden, die besonders auf der orographisch rechten Seite weit, d.h. bis auf 1100 m ü.NN, hinauf reichen. Den besten Aufschluss bietet die Grube „Rachbauer“ oberhalb vom Weiler Rachenbach an der orogr. rechten Talflanke. Auf der oberen Etage in ~810 m ü.NN war an der etwa 15 m hohen Aufschlusswand folgende Situation über eine in Richtung WSW–ENE-verlaufende Strecke über ~60 m ersichtlich: In der unteren Hälfte dominieren horizontal gelagerte massive und matrixgestützte Kiese. Gelegentlich sind Grobkornlagen an der Basis die-

ser ansonst strukturlosen Ablagerungen ersichtlich. In Summe dürfte es sich hier um die Füllung einer großen, mehr oder minder normal bzw. schräg zur Aufschlusswand verlaufenden Rinne handeln, wie die am Westrand erkennbare trogförmige Struktur anzeigt. Darüber folgt eine sehr grob horizontal geschichtete Lage aus stein- bis blockgroßen Komponenten (bis 1,5 m Durchmesser!!) in einer sandig-kiesigen Matrix. Die vom Grubenbetreiber aufgesammelten Blöcke weisen sogar Volumina von bis zu 3 m<sup>3</sup> auf. Die Geröll- bzw. Blocklithologien umfassen in erster Linie Tauerngesteine wie Zentralgneis (große Blöcke), Prasinit, Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer und Marmor. In Summe handelt es sich hier um den Beleg für einen hochenergetischen fluvioglazialen Transport, wobei der hangende Bereich möglicherweise mit einem Ausbruch eines eisgedämmten Sees („glacier outburst flood“) assoziiert sein könnte.

Im Tal des Steinbrückenbaches (= Unterlauf des Reinhitzbaches) liegt ebenfalls der Rest eines mächtigen Eisstaukörpers vor. Dieser erstreckt sich von S' Altenberg bis Hintereggen und reicht vom heutigen Flussniveau (tiefster Punkt 780 m) bis auf über 1000 m Seehöhe bei Zelsach. SSE' Zelsach ist das Bottomset dieser Deltaablagerung mit einem mindestens 20 m mächtigen Bänderschluflager dokumentiert. Aufschlüsse der Rhythmite (z.T. mit Dropstones) sind an der orogr. rechten Seite in 850 m ü.NN zu finden, wogegen auf der gegenüberliegende Talseite das Vorhandensein der feinkörnigen Sedimente nur mittels der markanten Rutschungsmorphologie angezeigt wird. Aufschlüsse der grobkörnigen Deltasedimente, wie jener oberhalb Zelsach 200 m E' der Brücke in 1050 m ü.NN in einer gelegentlich genutzten Kiesentnahme, sind selten zu finden. Dort weisen die Foresets bestehend aus planar geschichteten korngestützten Kiesen (z.T. mit „open framework“) sowie Kies-Sand-Gemischen und massiven Sanden ein Einfallen von 165/30 auf. Die Rundung der bis zu 20 cm und im Extremfall bis 0,5 m großen Tauern-Gerölle (Zentralgneis, Glimmerschiefer, Amphibolit, Dolomit) ist als „subangular“ bis „subrounded“ zu klassifizieren, und entspricht der der Grundmoränengeschiebe aus der unmittelbaren Umgebung. Diese Evidenzen in Kombination mit der Morphologie, d.h. dem gegen Süden geneigten Fächer bei Zelsach zeigen hier Schüttungen von den kleinen Gräben aus dem Norden an.

Demgegenüber zeigt der mit 5° in Talrichtung geneigte Terrassenkörper bei Hintereggen in 1020–980 m ü.NN eindeutig eine Sedimentation vom Steinbrückenbach in den vormaligen Eisstausee bei Zelsach (s. oben) an. Am Ostrand des Weilers am Top der Deltasedimente (planar geschichtete Sande und Kiese mit überwiegend eckigen bis abgerundeten ZG-Komponenten) liegt ein lehmiger Boden vor, wobei Aufschlüsse fehlen. Höchstwahrscheinlich dürfte es sich hier um eine verschwemmte Grundmoräne und nicht um die Grundmoräne eines in der Abschmelzphase oszillierenden Reinhitzbachgletschers handeln. Dessen Position während der Abschmelzphase d.h. während der Existenz des in seiner Geometrie variierenden Eisstausees bei Zelsach lässt sich aufgrund der Sedimente nicht definitiv klären. Den Steinbrückenbach aufwärts werden die Talflanken von Grundmoräne mit schluffiger Matrix, die überwiegend dem Hochglazial zuzuordnen ist, ausgekleidet. Etwa 600 m bachaufwärts von der Brücke 1126 setzt sich davon an der orographisch rechten Seite ein Diamiktkörper mit sandiger Matrix ab. Dieser lässt in 1300 m Seehöhe (neben dem Weg von Kote 1127 zu Kote 1354) eine Wallstruktur mit zahlreichen Zentralgneisblöcken an der Oberfläche erkennen. Ein dort befindliches Toteisloch von 20 m Durchmesser passt zur Interpretation, dieses Körpers als Seiten- bis Endmoränenrest des Reinhitzbachgletschers. Betrachtet man die topographische Charakteristik des potentiellen Einzugsgebietes (s.u.), so ist der Glet-

scherhalt und die damit verbundene Ausdehnung als prae-Gschnitzzeitlich einzustufen, womit eine Einordnung in die Abschmelzphase – analog zu den Vorkommen bei Hilpersdorf–Dornbach im Maltatal – als plausibelste Lösung anzusehen ist.

Hinweise auf einen möglichen jüngeren Gletscherhalt im Reinhitzbachtal bis hinauf zur Ruppalm liegen nur bei der Kohlmaierhütte vor. So befindet sich etwa ein distinkter, etwa 6 m hoher, ±talparallel verlaufender Rücken 400 m SE' dieser Wanderhütte, unmittelbar auf der orogr. rechten Reinhitzbachseite in 1420–1440 m ü.NN. Dessen Oberfläche besteht aus Blöcken von kantigem bis abgerundeten Gneis sowie Amphibolit. Im weiteren räumlichen Konnex findet man am Weg, etwa 150 m von der Kohlmaierhütte entfernt, einen massiven, matrixgestützten Diamikt mit eckigen bis schwach gerundeten Geschieben (meist Gneisen). Betrachtet man das potentielle Akkumulationsgebiet eines spätglazialen Reinhitzbachgletschers, insbesondere das gegen Süden und Westen durch den den Kamm Gurglitzen (2352 m) – Hocheck (2432 m) und Sonnblick (2515 m) umrahmte Areal der Roßalm mit ausgedehnten Flächen in über 2000 m Seehöhe, so könnte es sich hier in Summe so wie bei Malta durchaus um Reste einer Endmoräne aus dem Gschnitz-Stadial handeln.

An der orographisch linken Lieserflanke fehlen ausgehende Staukörper am Eisrand. So findet man im Platzgraben, unmittelbar südlich der Brücke 966 bis in 1040 m ü.NN, nur sehr kleinräumige Vorkommen von deltageschichteten Kiesen (ss 330/20 bzw. 350/20). Die Lithologie der eckigen bis schwach gerundeten Gerölle (ostalpinen Phyllite bis Glimmerschiefer) spiegelt nur die Geologie des lokalen Hinterlandes wider.

Weiters befindet sich an der orographisch linken Flanke in 820 m ü. NN noch der schmale Rest einer parallel zum Liesertal verlaufenden Eisrandterrassenfläche, die eine Neigung von ~2° in Talrichtung aufweist. Der mit dieser Morphologie verknüpfte Sedimentkörper reicht bis hinab zur Lieser und besteht nicht nur aus sandigen Kiesen sondern weist auch Schlufflagen (in 740 m ü.NN) auf.

#### **Bemerkungen zum Bereich Treffling Seeboden und Abschnitten an der N-Seite des Möll und Drautals**

In diesen überwiegend von V. ERTL sehr detailliert kartierten Gebieten sind nur einige Überblicksbegehungen (zum Teil mit V. ERTL) durchgeführt worden. Daraus ergaben sich die folgenden ergänzenden Beobachtungen.

#### **Bereich Treffling – Seeboden – Lendorf**

Zwei Schwemmfächer, insbesondere der vom Trefflinger Bach, erfüllen das breite „Hochtal“ von Treffling in ~800 m ü.NN, welches sich in ±N–S-Richtung etwa 200 Höhenmeter über dem Liesertal erstreckt. Trotz dieser „jungen“ Landschaftselemente ist die glaziale Überformung anhand der Morphologie der Flanken, im Speziellen des Kolmberges (965 m), deutlich zu erkennen. Die Gegebenheiten sprechen für eine ältere fluviatile Anlage dieser Furche, d.h., dass hier der Rest eines Paläo-Liesertales vorliegt. Auch bei der Furche zwischen Kraserberg und Kolmberg NW' Weiler Kolm in 780 m ü.NN, ist eine „ältere“ fluviatile Genese wahrscheinlich. Beachtenswert sind hier der ebennmäßig leicht mäandrierende Verlauf mit randlich steilen Festgesteinsrändern wie auch die kontinuierlich talwärts (d.h. gegen NW) ansteigende Talsohle. Diese Elemente eines typischen „jugendlich“ erscheinenden Flusstales können nicht unter den heutigen Bedingungen gebildet worden sein, da dieser Einschnitt gegen Westen zur Lieser steil abbricht und somit kein hydrographisches Einzugsgebiet vorhanden ist. Es erscheint einerseits durchaus möglich, dass diese „frische“ Formung infolge eines subglazialen Schmelzwasserflusses, analog zu „nye channels“ er-

folgte. Andererseits ist ein kurzfristiger Abfluss von randglazialen Schmelzwässern aus dem Liesertal während der Abschmelzphase, als in diesem Segment schon ~800 m Eismächtigkeit seit dem LGM abgeschmolzen war, durchaus vorstellbar. In beiden Denkmodellen, die übrigens auch in zeitlicher Abfolge möglich erscheinen, konnte eine wirksame lineare Erosion infolge eines hohen Durchflusses in Kombination mit einer hohen Geröllfracht erfolgen.

Im Hinblick auf die Karte 1 : 25.000 wurden in Absprache mit V. ERTL die von ihm mit Lokalnamen belegten Kameterrassen unter den Begriff „Staukörper am Eisrand“ subsumiert. Problematisch ist und bleibt die Zuordnung der tieferen Terrassenkörper, deren Niveaus zum Teil nur wenige Meter über dem heutigen Flussbett liegen. Handelt es sich dabei um Erosionsterrassen bzw. noch eigenständige Schüttungen, die im Zuge der Abschmelzphase gebildet wurden, oder liegen hier eigenständige Sedimentkörper des jüngeren Spätglazials oder gar des Holozäns vor?

So wurde das Mitterfeld östlich Lendorf, eine weit gespannte, ungefähr in Drautalrichtung gering geneigten Terrassenfläche in 560 m ü.NN (~10 m über der Austufe der Drau), als allerdings tiefstgelegene Kameterrasse (= Staukörper am Eisrand) eingestuft. Sie dokumentiert wie auch die in vergleichbarer Höhe gelegenen Bänderschluße bei Freßnitz, die finale Phase des Eiszerfalls in der Drau-Möllfurche, als nur mehr Toteisreste vorlagen.

Eine ähnlich problematische Situation liegt bei Spittal (560 m ü.NN) vor. Der historische Kern der Stadt liegt auf der orographisch rechten Lieserseite auf einem inaktiven Schwemmfächer der Lieser, 10–15 m über dem heutigen Fluss. An der gegenüberliegenden Lieserseite ist ebenso eine allerdings merkbar tiefere Schwemmfächerform ersichtlich, die östlich des Friedhofs in eine breite Terrasse (in 540 m ü.NN) ausstreicht. Letztere ist überdies etwa 3,5 km mit drautalparallelem Gefälle bis Molzbühl verfolgt. Die Geländestufen zur Drau weisen meist Sprunghöhen von 5 und 8 m auf. In einer Baugrube bei Tangern war der Terrassenkörper aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um massige, korngestützte steinige Kiese bis Steine mit bis zu 0,5 m großen gut gerundeten Geröllen und gelegentlich erkennbarer Imbrikation. Die Lithologie der Klaster – (Ortho-)gneise, Serpentin, Amphibolit und Granat-Glimmerschiefer – verweist eindeutig auf eine Schüttung durch die Lieser.

Im Bereich des Schwemmfächers, etwa 200 m NNE des ehemaligen Bürgerspittals (heute Technikum), wurde bei einem Hausbau ab 2,75–3 m unter der Geländeoberkante eine Blocklage von Geröllen mit Durchmesser um 1 m gefunden. (mündl. Mitt. Dr. H. MÜLLER). Derartige Blocklagen mit Geröllgrößen bis zu 2 m (wie beim Bau des Altersheimes angetroffen) bezeugen die Schleppkraft der damaligen Isel.

Die Vorstellungen zum Ablagerungszeitpunkt dieses alten Schwemmfächers der Lieser sind im Konnex mit der Genese der Lieserschlucht (zwischen Ortschaft Seebach und Spittal a.d. Drau) zu sehen. In diesem bis zu 100 m in das Grundgebirge eingeschnittene Talabschnitt fehlen jegliche älteren Sedimente. Somit liegen auch keine Belege für eine Reaktivierung eines alten, d.h. schon vor dem Würm-Glazial angelegten und im Zuge dessen verschütteten Tales unmittelbar mit dem letzten eisfrei Werden vor. Betrachtet man die räumlichen Gegebenheiten (insbesondere auch die Verbreitung der Schotter von St. Peter in Holz) erscheint es durchaus möglich, dass der ehemalige Unterlauf der Lieser bis zur letzten Großvergletscherung

(Würm-Hochglazial) von Lieserhofen Richtung Rojach, d.h. gegen W bis WSW, verlief. Es ist dagegen durchaus vorstellbar, dass die Durchbruchstrecke der Lieserschlucht schon als subglaziale (Schmelzwasser-)Rinne angelegt wurde. Mit dem sukzessiven Einsinken des Eiskörpers im Raum Seeboden wurde diese dann erstmals von der Lieser benützt. Der Abfluss großer, schnell abfließender Schmelzwassermassen mit reichlicher Bodenfracht sorgte dann in der Eiszerfallsphase bis zum endgültigen eisfrei Werden des Unterdrautales für die restliche erosive Umgestaltung.

#### Göriach – Stöcklern

Kleinräumige Reste von Staukörpern am Eisrand aus der Eiszerfallsphase treten noch nächst Göriach an den Ausgängen des Metnitz-, Gronitzer- und Ödengrabens auf. Entsprechend der Lithologie des Einzugsgebietes mit Vorkommen von Kalkglimmerschiefern, weisen diese Ablagerungen häufig eine Talrandverklittung auf.

Bei der grobporigen, sehr locker gelagerten Sinterkalkablagerung E' Stöcklern (S' Hohenburg, bei der Gemeindequelle von Pusarnitz) wie auch beim kleineren gleichnamigen Vorkommen „Im Reifling“ erfolgt noch eine aktuelle Kalkausfällung. Wie bei Trebesing und im Radlgraben (s. oben) belegen diese Sedimente das Vorkommen von Kalkglimmerschiefern im oberen Einzugsgebiet der Quellen und Bäche.

#### Zusammenfassende Bemerkungen

Im Liegenden der Grundmoräne des Würm-Hochglazials befinden sich mit den Schottern von St. Peter in Holz die ältesten quartären Sedimente (Frühwürm?) auf Blatt Spittal, die eine Talaufhöhung um zumindest 110 m gegenüber dem heutigen Drau-Niveau rekonstruieren lassen. Angesichts des Fehlens einer kartierbaren Felsbarriere und im Zusammenhang mit der diskutierten Genese der Lieserschlucht ist es denkbar, dass der Lieserunterlauf zu diesem Zeitpunkt von Lieserhofen in Richtung Freßnitz verlief.

Die eindrucksvollen, abgetreppten Eisstauterrassen bei Gmünd und bei Seeboden wie auch an den Talausgängen nahezu aller Lieserseitenbächen zeichnen die Auflösung des Eisstromnetzes während der Eiszerfallsphase im frühen Spätglazial nach. Zu diesem Zeitpunkt prägten stagnierende, d.h. nicht mehr genährte, Gletscher bzw. Toteiskörper das Bild in den Tälern. Nur für den Maltagletscher konnte mit den Endmoränen von Dornbach – Hilpersdorf eine kurzfristige Stabilisierung während dieser Abschmelzphase belegt werden. Selbiges ist auch für den Reinitzbachgletscher angezeigt.

Davon getrennt lässt sich mit den Endmoränen bei Malta (Schlatzing) und den korrespondierenden Terrassenkörpern die Ausdehnung des Maltagletschers während des Gschnitz-Stadials rekonstruieren. Somit liegt im Maltatal – in dieser Ausprägung bis jetzt einmalig für die Südseite des Alpenhauptkammes – eine Situation wie im Nordtiroler Wipp- und Gschnitztal vor, wo auf relativ kleinem Raum die Entwicklung vom Beginn des Spätglazials bis zum Gschnitz studiert werden kann.

\*

Siehe auch Bericht zu Blatt 122 Kitzbühel von B.MOSHAMMER & G. BELANE LELKES.