

Eine paleozäne Abfolge konnte auch südlich von Firling im Grabenbach bei Altentann belegt werden, wo das große Hochwasser im Jahr 1990 neue Aufschlüsse geschaffen hat. Auch hier konnte nun die *Heliolithus riedelii*-Zone nachgewiesen werden, mehrmals wurden auch wieder Paläoströmungsrichtungen von Westen nach Osten beobachtet.

Im Vetterbach nordöstlich von Thalgau stehen Altlenzbacher Schichten des höheren Maastricht an, im westlichen Parallelgraben des Vetterbaches (=Stollberggraben) auch solche des frühen Paleozän. In diesen Profilabschnitten dominieren Paläoströmungsrichtungen von Osten nach Westen. Diese im Vergleich zum späten Paleozän um 180° gedrehten Richtungen schlugen sich auch deutlich in der Zusammensetzung der Schwermineralspektren nieder (vier Proben, det. W. SCHNABEL): 58 % Granat, 19 % Turmalin, 8 % Zirkon, 8 % Apatit, 5 % Rutil, 2 % Staurolith.

Granatvornacht ist in den Schwermineralspektren aus den Sandsteinen der Altlenzbacher Schichten während des ganzen Maastricht und des frühen Paleozän nachweisbar. Vor allem in den grobkörnigen Basissandsteinen dieser Formation ist diese Dominanz – vermutlich als Folge der Korngrößenabhängigkeit – besonders ausgeprägt, wie die Durchschnittswerte von fünf Proben aus dem Altenbachgraben südöstlich von Henndorf zeigen sollen (det. W. SCHNABEL): 78 % Granat, 8 % Staurolith, 6 % Turmalin, 5 % Apatit, 2 % Rutil, 1 % Zirkon. Akzessorisch treten hier Epidot, Anatas und Chloritoid auf.

Abschließend kann festgestellt werden, daß die von EGGER (1990, Jb. Geol. B.A., 133/2, 147–155) beschriebenen Änderungen der Paläoströmungsrichtungen und der Zusammensetzung der Schwermineralspektren im Paleozän auch auf Blatt Straßwalchen beobachtet werden konnten.

Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 64 Straßwalchen

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1992 wurde der Bereich um Plainfeld kartiert. Er kann dadurch charakterisiert werden, daß er von dem Lobus des Salzachgletschers erfüllt wurde, der durch das Tal zwischen Gaisberg und Heuberg floß. Dieser durch den engen Zufluß relativ kleine Lobus, grenzte im Süden an den Ebenauer- und im Norden an den Wallerseeobus an. Im Osten stieß er mit dem Traungletscherast im Thalgau zusammen. Ausdehnung und Oberflächenniveau lassen sich sehr genau an Hand der Endmoränen bestimmen.

An der Nordseite des Nocksteins setzt oberhalb der Steinbrüche in 800 m Höhe eine Kante an, die aus Moränenmaterialien besteht. Sie ist bis Eggerl zu verfolgen, wo sie in einen deutlichen Moränenwall übergeht, der erst mit leichtem Gefälle bis südlich Koppel und dann mehr oder weniger in gleicher Höhe bis zum Trockental südlich des Gitzenberges zu verfolgen ist. In diesem Abschnitt weist der Wall mit seinen tiefen Toteislöchern, der teilweise ebenen Oberfläche und der scharfen Grenze zur liegenden Grundmoräne eher den Charakter eines Kamesrückens auf, der die Nahtstelle zwischen den beiden Eisloben markiert. Unter den groben Sedimenten liegt – in der groß-

flächigen Rutschung nördlich Schlag aufgeschlossen – auch eine Sedimentabfolge von Bändertonen mit drop stones und sehr feinstoffreichen Moränen, die auf eine Stausituation hinweist, bevor die beiden Eisströme zusammenstießen.

Weiter im Nordosten setzen sich die Endmoränen bei Reit fort, wo sie dann nach Norden umbiegen und gegen Elsenwang ziehen. Dieser Moränenzug ist mit teilweise sehr großen Blöcken bedeckt, die von den Nordabstürzen des Gaisberges und Nocksteins stammen. Es finden sich aber auch immer wieder Blöcke des auffälligen Gosaukonglomerates von Glasenbach, wie sie für die gesamten Moränenablagerungen des Gebietes bis zur Südseite des Wallersees charakteristisch sind.

Der Nordrand des Eisstromes wird von dem reich gegliederten Wall markiert, der oberhalb Sommeregg ansetzt. Hier sind ein schwach ausgebildeter äußerster und ein deutlicherer innerer Wall ausgebildet, der der Gliederung in Maximal- und Hochstand entsprechen kann, wie sie an allen Eiszungen des Salzkammergutes zu rekonstruieren ist. Die deutlichen Wälle ziehen nach NE bis nördlich Reitbach, wo sie sich mit denen des Wallerseeobus vereinigen, die bei Gottsreit ansetzen. Wie weit der Flyschrücken, der die Basis der Moränen bildet, nach Osten zieht, kann nicht gesagt werden, da keinerlei Aufschlüsse unter der mächtigen Moränendecke zu sehen waren.

Das Material beider bilden die häufig gut glazial bearbeiteten (facettiert, gekritzelt, poliert) Karbonate, zu denen aber ein hoher Prozentsatz von eckigen Flyschsandsteinen und Mergeln kommt, die vom Heuberg stammen. Eingebettet sind diese in einer sehr tonigen Matrix, die in den Gräben östlich Gottsreit zu ausgedehnten Rotationsgleitungen führt. Der Graben entwässert die Mulde zwischen den Moränenwällen südlich Gottsreit, die während der Eiszeit mit überwiegend tonigen Ablagerungen und etwas eckigem Flyschschutt aufgefüllt wurde.

Die würmzeitlichen Endmoränen setzen an einer welligen Hochfläche östlich des Heuberges an, die ebenso aus Moränenmaterial besteht, das aber viel intensiver und tiefer verwittert ist. Es sind breite, durch Solifluktion weich geformte Wälle der Rißeiszeit, die eine ca. 40–50 m höhere Eisoberfläche während der vorletzten Eiszeit anzeigen. Äquivalente Formen finden sich auf dem Rücken westlich Eggerl, der von gleichen Sedimenten gebildet wird, die dem Felsrücken östlich Nockstein aufliegen.

Der Bereich innerhalb des würmzeitlichen Moränenkranzes ist eine weit gespannte Schüssel mit einem Boden in knapp 700 m Höhe, die von vielgestaltigen glazialen und glazigenen Sedimenten aufgebaut wird. Diese sind in ihrem Aufbau in den tiefen Einschnitten des Plainfelder Baches und der Fuschler Ache aufgeschlossen. So sind z. B. unterhalb Habach und Moser in den Gräben Wechsellagerungen von Schluffen, sehr schluffreichen Kiesen und Kiesen zu beobachten, die auf eine Sedimentation in einem geschlossenen Becken mit zumindest zeitweise behindertem Abfluß hinweisen. Die Kieskomponenten, besonders in den schluffreichen Lagen, zeigen öfter deutliche Kritzung, die darauf hinweist, daß diese Sedimente ohne große Transportweite in Nachbarschaft mit der Gletscherzunge, oder auch von dieser, abgelagert wurden. Derartige Wechsellagerungen bilden die Hänge entlang des tief eingeschnittenen Tales des Plainfelder Baches. Sie verursachen immer wieder kleine Wasseraustritte und auch Rutschungen in den tonigen Sedimenten. Eine ebensolche Sedimentfolge findet sich im Graben nördlich Elsenwang, die hier dem praequartären Untergrund (Flysch) aufliegt.

Im Bereich des Plainfelder Baches (Einschnitt E Oberplainfeld) sind hingegen die tiefsten Ablagerungen Bänderschluflfe, die auch Sand- und Kieslagen und drop stones führen. Sie waren im Bereich der Böschung am orographisch linken Ufer des Plainfelder Baches bei Pabenschwand in kleinen Aufschlüssen zu sehen und bilden hier eine sockelartige Vorterrasse am Hangfuß, wo viele kleine Quellen austreten. Die sehr harten Wässer führen zu starker Quelltuffbildung in diesem Bereich. Weiter nördlich sind diese Ablagerungen noch durch Quellaustritte und feuchte Stellen bis nach Enzenbergdörfel zu verfolgen. In diesem Abschnitt des Tales dürften diese auch im Talboden in geringerer Tiefe vorhanden sein, was zu den großen flächigen Wasseraustritten östlich Seitenfeld führt und ebenso die Brunnbachquellen bedingt. Hier treten offensichtlich auch wieder die Wässer des Plainfelder Baches aus, der auf der Strecke Pabenschwand – Kote 600 m völlig versiegt (nur bei Hochwässern ist das Bachbett bis Seitenfeld wassererfüllt).

In den Bändertonen waren immer nur kleine Bereiche aufgeschlossen, so daß kein zusammenhängendes Profil rekonstruiert werden konnte. Deswegen ist es nicht möglich zu sagen, ob diese eine Ablagerung das Produkt einer Sedimentation in einen länger vorhandenen See – mit größeren Einschaltungen knapp vor der Verfüllung – sind, oder einer immer wiederkehrenden Stausituation entstammen. Am wahrscheinlichsten scheint aber, daß gegen Ende der Aufbauphase der Gletscher ein Rückstau im Thalgau entstand, der zur Ablagerung dieser feinkörnigen Abfolgen führte. Gegen Ende dieser Entwicklung sind dann die oben erwähnten, eisrandnahen, größeren Sedimente über den Bändertonen abgelagert worden, die aber eine wesentlich weitere Verbreitung im Becken haben. Sie wurden auch im Liegenden der mächtigen Kiesablagerung zwischen Plainfelder Bach und Fuschler Ache durch eine geoelektrische Untersuchung wahrscheinlich gemacht.

Abgeschlossen wird die Schichtfolge durch eine zusammenhängende Grundmoränendecke, die den gesamten Talkessel auskleidet. Es findet sich – in vielen ausgedehnten Aufschlüssen entlang von Bächen und in Baugruben und Anrissen – immer ein gut konsolidiertes, feinstoffreiches Grundmoränenmaterial. Die Geschiebe sind durchwegs gut bearbeitet, gekritz und auch poliert, soweit es sich um die vorherrschenden kalkalpinen Komponenten handelt. Der Gehalt an Flyschgeschieben ist auf die nördlicheren Teile des Gebietes beschränkt und ist auch in den liegenden Anteilen der Ablagerungen höher, da diese hier direkt aus dem Untergrund aufgenommen wurden und auf den kurzen Transportwegen noch keine Homogenisierung eingetreten war. In den Ablagerungen finden sich immer wieder Kristallineschiebe der Zentralalpen, wie Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite und Serpentine. Ihre Verteilung in der Grundmoräne ist nicht gleichmäßig, sondern sie treten stellenweise recht häufig, an anderen Stellen überhaupt nicht auf. Über dieser Moränenauskleidung folgen nur noch Sedimente des Eiszerfalls (s. unten).

Eine unklare stratigraphische Stellung weisen die mächtigen Kiesablagerungen des Sporns zwischen Plainfelder Bach und Fuschler Ache auf. Es sind dies in den liegenden Anteilen gewaschene, grobe Kiese, die fore set-Schüttungen zeigen, die nach Norden (oberhalb Pabenschwand) oder Osten (Nordteil, Wasenegg) gerichtet sind. In den hangendsten Anteilen nimmt der Feinkornanteil wieder zu. Ebenso finden sich zunehmend Geschiebe, die auch Kritzer zeigen. Diese Moränenablagerungen weisen aber keine gute Konsolidierung auf. In diesem Bereich finden

sich auch wieder große Blöcke (Karbonate), die besonders am westlichen Rand (z.B. Kote 728 m) auftreten.

Diese Ablagerungen deuten auf einen Eisrand hin, von dessen Front Moränenmaterial als Suspension auf den Kiesen abgelagert wurde. Das Liefergebiet dieser Moränenmaterialien muß wohl im Südwesten gelegen haben, da die Mächtigkeit dieser Ablagerungen nach Norden zu abnimmt. Außerdem ist sie hier nur an der westlichen Kante der Terrasse zu finden.

Die in den riesigen Kiesgruben aufgeschlossenen, über die gesamte Höhe reichenden fore set-Schüttungen weisen die Terrasse als Bildung in einem tiefen See aus, der offensichtlich zwischen den Eiszungen bei Plainfeld und Thalgau gestaut wurde. Die Ausbildung eines derartigen Sees ist am ehesten, knapp bevor sich die Eiszungen berührten, zu erwarten. Er wurde dann sehr rasch von Schmelzwässern, die aus dem Bereich Thalgau, Fuschl See, Faistenau – Ebenau und Koppel abflossen, mit groben Sedimenten (fore set) verfüllt, bevor sich noch eine mächtige Beckenfüllung (bottom set) einstellen konnte.

Eine zweite Möglichkeit könnte noch die Bildung während einer Oszillation sein, die zu einem Zurückweichen der Gletscherstirnen nach dem Maximal- oder Hochstand und zur Seebildung führte. In diesem Fall ist es aber schwerer vorstellbar, daß ein offenes, tiefes Seebecken entstanden sein und in derartiger Form verfüllt werden konnte. Eine Klärung dieser Frage nach der stratigraphischen Stellung der Ablagerung könnte nur erfolgen, wenn die Beziehung der Kiesablagerungen zur Grundmoränendecke feststellbar ist. Es waren aber weder natürliche noch künstliche Aufschlüsse vorhanden, die eine Aussage zu dieser Frage zuließen.

Zu welchem Zeitpunkt auch immer diese mächtige Seeverfüllung entstanden ist, so wurde sie nicht mehr von den Eismassen überfahren. Die Oberfläche der fluviatil eingebrachten Kiese befindet sich in dem Niveau des Trockentales am Fuß des Ziefanken bei Aigenstuhl, über das der hochglaziale Schmelzwasserabfluß nach Norden erfolgte (Bericht 1991, Jb. Geol.B.-A., 135). Auf dieses Niveau hat sich der Spiegel des Sees eingestellt. Nach seiner Verfüllung erfolgte der Abfluß in diesem Niveau, wobei randlich noch die Moränensedimente zur Ablagerung kamen.

Der endgültige Eisrückzug aus dem Gebiet um Plainfeld erfolgte offensichtlich sehr rasch, indem der Gletscherlobus zerfiel und in viele inaktive Eismassen aufgelöst wurde. Zwischen diesen wurden dann ausgedehnte Kamesablagerungen mit vielen Toteislöchern und -wannen gebildet. Sie treten als große Einzelformen (z.B. östlich Schwollern) oder in größeren Gruppen (z.B. Schnurrn – Unterkoppel, Willischwandt, E Habach, SE Weilmannschwandt, Oberplainfeld–Gastag, Bärental, Kraimoser Bach – Pichl – Holzmeister) auf. Es sind oft steile, bis zu 40–50 m hohe Hügel (z.B. Kote 702 m nördlich Oberplainfeld), die der Moräne aufgesetzt sind.

Im Bereich Holzmeister – Pichl ist eine Treppe in 660–670 m, 650–655 m und 620–630 m dieser Formen zu erkennen, die ein etappenweises Absinken des Stauwasserspiegels in den kleinen Wasserflächen zwischen den Toteiskörpern anzeigt. Daran ist auch die Umstellung der Abflußverhältnisse zu erkennen, als die Schmelzwässer nicht mehr ihren Weg über die hochgelegene Rinne bei Aigenstuhl nehmen konnten, sondern tiefer gelegene Abflußmöglichkeiten nutzten. Das letzte Abflußniveau nach NW war dann in 620 m gegeben, als das Trockental bei Bärental gebildet wurde. Später war der Abfluß nach E zum Mondsee wieder frei, und es stellte sich das heutige Drainagesystem zur Fuschler Ache ein.