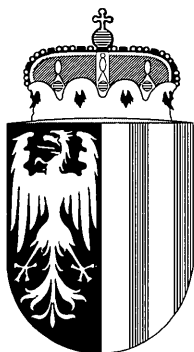


JAHRBUCH
DES
OÖ. MUSEALVEREINES
GESELLSCHAFT
FÜR
LANDESKUNDE

143. Band

1. Abhandlungen



Linz 1998

Inhaltsverzeichnis

Michael Hintermayer: Freier Adel im nördlichen und mittleren Innviertel im 12. Jahrhundert	7
Elisabeth Gruber: Das Urbar der Herrschaft Gallspach aus dem Jahr 1526	27
Alice Kaltenberger: Die Grabungen des Österreichischen Archäologischen Instituts im ehemaligen Benediktinerkloster („Schloß“) Mondsee. IV. Speisezettel	53
Hannes Ettlstorfer: Die Zisterzienserwallfahrt zur Madonna von Wenig bei Aldersbach	155
Georg Wachha: Von Heiden im Land ob der Enns	165
Hermann Kohl: Das Eiszeitalter in Oberösterreich Teil II: Die eiszeitliche Vergletscherung in OÖ.	175
Erich Eder & Werner Weißmair: Vom Himmel gefallen – Funde von Groß-Branchiopoden in Oberösterreich	391
Besprechungen	403

Den **würmhochglazialen Teilfeldern** (Abb. 33 und Kap. 5.2) aus dem Maximalstand östlich Pinsdorf (w0), dem Hochstand der Moräne von Eck (w1) und dem inneren Stand vom Hochkogel-Kalvarienberg (w2) westlich der Traun entsprechen östlich davon die zwei Teilfelder w1 und w2, die im Norden an die Moräne von Cumberland, im Osten an den Taatlberg anschließen. Die Umfließungsrinne von Engelhof, die zum „Wasserlosen Bach“ führt, muß demnach w3 entsprechen.

Die Teilfelder w0 bis w2 führen trichterförmig zu den durch die Rißmoränen bzw. die Flyschaufragung südlich Ohlsdorf verursachte Einengung, von wo an sie nur mehr ein gemeinsames oberstes Niveau bilden, das sich über Oberweis nach Laakirchen fortsetzt.

Alle tieferen Niveaus können nicht mehr unmittelbar mit Gletscherständen in Verbindung gebracht werden; sie sind als Erosions- und Umlagerungsformen zu deuten, die von den rasch tiefer verlegten Seeständen abhängen. Zuerst waren es ab 470 m im Tal von Engelhof und nördlich Schloß Traunsee, dann westlich des Kogls in 460 m und östlich davon in 455 m die Abflüsse von Eisseen und ab 450 m längs der heutigen Traun die einst höheren Seespiegel eines bereits zusammenhängenden Traunsees, die die weitere Terrassengliederung bestimmten (Abb. 35). Diese Formen gehen vielfach ineinander über und lassen sich zunächst als eher verschwommene getreppte Anlagen nur annähernd miteinander korrelieren. Sie sind gegenüber Theresenthal, an der Mündung des Wasserlosen Baches, bei Unterthalham und weiter im Traunfeld südwestlich Laakirchen und gegenüber in der Hildprechtinger Au entwickelt und werden von v. HUSEN als „Terrasse des zentralen Abflusses“ bezeichnet (Bl. 66 Gmunden I/1996).

Bei Ehrenfeld westlich Steyrermühl ist dann anscheinend noch ein Rest des fluvioglazialen Aufschüttungsniveaus erhalten, nördlich der Autobahn im Bereich der großen Grube des Kieswerkes „Viecht“ (Asamer & Hufnagel) liegt in 417 m bereits ein Erosions-Umlagerungsniveau vor, wie eine 2,5 bis 3,5 m mächtige, diskordant über mittel- bis grobkörnigen gut geschichteten, sandreichen Schottern liegende Auflage sehr grober Schotter mit Blöcken von 0,30–1,0 m Durchmesser beweist. Der normale Aufbau glazifluvialer Schüttungen zeigt dagegen einen kontinuierlichen Übergang weniger grober Schotter in blockführende Grobschotter an der Oberfläche. Dieses oberste Umlagerungsniveau beherrscht auch die ausgedehnten NT-Flächen östlich des Traunfalls und westlich des Flusses im Mitterholz, die sich bei Kemating auch wieder östlich der Traun in einer Gesamtbreite von zuerst $2\frac{3}{4}$ und südlich Stadl-Paura, durch eine HT-Insel unterbrochen, von > 3 km fortsetzen. Im Canontal der Traun zwischen Steyrermühl und Stadl-Paura sind an den Innenseiten der zahlreichen Flußkrümmungen in verschiedenen Höhen immer wieder Erosionsterrassen ausgebildet, die kaum in ein System eingeordnet werden können. Es dürften hier lokale Verhältnisse, weiter nördlich

wahrscheinlich auch schon die Vereinigung mit der Ager und der Alm eine Rolle gespielt haben.

Beim Vergleich mit dem Agertal fällt auf, daß die Hauptflächen der NT im Trauntal, obwohl hydrographisch weiter flußabwärts gelegen und bei einem eher höheren Ansatz der Agerterrassen am Nordende des Attersees längs der Traun um 10 bis 15 m höher liegen. Dieser Unterschied zeigt sich auch beim Zusammentreffen der beiden NT westlich Stadl-Paura. Dort springt an der Straße Stadl-Paura – Schwanenstadt anschließend an das Ende der schmalen HT-Zunge des Mitterberges ein höchster NT-Sporn in > 380 m 600 m weit nach Norden zur Ager hin vor, der zur Trauntalschüttung hin in einer 2 m hohen Stufe, zur obersten Agerschüttung aber > 10 m auf etwa 370 m abfällt. Es gibt im unteren Agertal keine Reste eines höheren NT-Niveaus. Nachdem beide Schüttungen ins Hochglazial einzustufen sind, müßte man erwarten, daß sie sich im gleichen Niveau vereinen. Neben einer schwächeren Schüttung im Agertal könnte man auch an eine zeitliche Verzögerung denken, die das Trauntal erst auf einem tieferen Niveau erreicht hat. Problematisch bleibt aber dennoch, daß eine frühere und höhere Trauntalschüttung im Agertal einen See oder zumindest eine sedimentäre Auffüllung zur Folge gehabt haben müßte, wofür es aber keine Anhaltspunkte gibt.

Unterbrochen durch das bei Stadl-Paura in Terrassen eingeschnittene Trauntal, setzt nach dem halbinselartigen NT-Fortsatz mit dem Stift Lambach (367 m) beim Bahnhof Lambach wieder eine geschlossene NT-Fläche ein, die offenbar ab dem leichten Talknick bei Wels von einer weiteren Schüttung abgelöst wird, der „Welser Heide“, die bei Linz in 260 m an die Donau heranhöhrt (Abb. 43 und KOHL I/1955 41ff). Auf der rechten Talseite setzt erst unterhalb Wels ein sich allmählich verbreitender NT-Streifen ein, der sich bis Ebelsberg fortsetzt.

Die gesamte Abfolge der NT erweckt somit den Eindruck, daß eine durch den Talverlauf beeinträchtigte und daher nur angedeutete trompetentalartige Ausbildung mit sich ablösenden Schwemmkegeln im Sinne C. TROLL'S (I/1926) vorliegt. Die Vereinigung von Ager, Traun und Alm hat bei Lambach zur Ausbildung von 5 bis 10 Stufen geführt (Abb. Profile nach KOHL I/1955b Tafel III und IV Profil 1), der Talknick bei Wels bis zu drei Stufen, talabwärts fehlt dann eine weitere Gliederung durch Stufen (Profil 2). Diese Stufen können somit als lokale Bildungen, Erosionsformen mit geringfügigen Umlagerungen an der Oberfläche, betrachtet werden, wie Aufschlüsse immer wieder erkennen lassen. Keinesfalls aber handelt es sich um etwa klimabedingte, durchlaufende größere Aufschüttungen.

Beim Versuch, die Mächtigkeiten der NT-Schotter festzustellen, muß berücksichtigt werden, daß sie mit Ausnahme des untersten Talabschnittes in ein Relief eingeschüttet sind, dessen Oberfläche nicht nur in den marinen Tertiärsedimenten, sondern im Abschnitt Steyrmühl – Lambach auch noch über Resten begrabener Reißschotter angelegt ist. Unterhalb Lambach hat ebenfalls die präißzeitliche Erosion schon annähernd das Niveau der prähümzeitlichen erreicht.

Im etwa 35 m tief eingeschnittenen Canontal der Traun oberhalb Stadl-Paura wechseln Abschnitte mit angeschnittenem Schliersockel, über dem

häufig ein festes Quarz und Kristallin führendes wohl rißzeitliches Konglomerat ansteht, mit Abschnitten von nur durch oberflächennahe Talrandverfestigung gekennzeichneten Schottern der NT. Vom älteren Konglomerat, das fallweise auch unter das Flußbett abtaucht, finden sich streckenweise Anhäufungen größerer abgestürzter Blöcke (Kohl Ber. Bl. 48 Vöcklabruck und Erl. Bl. 49 Wels I/1997).

Es sei hier auf einen Vermerk A. Pencks verwiesen, wo er 3 km oberhalb der Agermündung am rechten Traunufer unter 15 m grobem, nur stellenweise verfestigtem Schotter auf ein gelbes Lehmband mit *Succinea oblonga* über 15–20 m fester, an der Obergrenze etwas verwitterter Nagelfluh hinweist und hier HT-Schotter unter NT-Schottern annimmt (P. & B. I/1909 84).

Daneben muß es hier auch Mächtigkeiten von wesentlich > 35 m geben; im Raum oberhalb Laakirchen könnten es bis > 60 m sein, bei Stadl-Paura kann mit 40–50 m, oberhalb Wels 30–35 m, ab Wels mit 20–15 m gerechnet werden, wobei auch hier noch ein Relief ausgebildet ist, was bei Kleinmünchen bei 15 m Mächtigkeit nicht mehr festgestellt werden kann. Der leichte Talknick bei Wels dürfte hier neben einer stärkeren Eintiefung auch Unregelmäßigkeiten im Schlieruntergrund zur Folge haben (INGERLE I/1979b). Die Traun ist bei Lambach etwa 25 m, bei Wels 18 m und bei Ebelsberg 8 m in die NT-Schotter eingeschnitten.

Für ein frühes Einsetzen der NT-Zerschneidung sprechen verhältnismäßig reife Bodenbildungen und auch der lithologische Aufbau der Terrassen. In der vertikalen Aufschüttung zeigt sich durchgehend eine Zunahme der Flyschkomponenten gegen die Oberfläche hin, was meist schon zu verbraunten Bodenbildungen geführt hat (Kalkbraunerden – Parabraunerden). Bei Lambach/Graben weist erst das Niveau 14 m über dem Fluß Rendsina über Kalkschotter auf. Bei Wels ist das unterste Niveau mit der Altstadt von Holozänsedimenten bedeckt (siehe Teil III und Kohl I/1997 Erl. Bl. 49 Wels). Demnach muß wohl der Großteil der NT-Zerschneidung und auch die Ausbildung der höheren Stufen ins Spätglazial fallen. Aus dem Spätglazial stammen aber auch die die NT-Schotter bedeckenden Feinsedimente (periglaziales und fluviatil verschwemmtes Kolluvialmaterial). Sie finden sich am Rande zu den höheren Terrassen, aber auch in Mulden von den auf der NT versickernden, aus dem höheren Gelände kommenden Bächen wie Zeilinger Bach, Grünbach, Perwendter und Hörschinger Bach. Auf ihnen sind Pseudogleye und pseudovergleyte Braunerden entwickelt, die sich von holozänen Muldenablagerungen mit Gley- und Anmoorböden abheben (Erl. Bl. 49 I/1997). In bei Linz in den NT nachgewiesenen Mulden ist unter deren Füllung ein wahrscheinlich auch schon spätglazial entstandener Rendsinaboden erhalten (Kohl I/1955 43 und Profil Tafel IV).

Das lithologische Spektrum der Traunschüttung weist die übliche Trauntalfazies (vielfältiges kalkalpines und Flyschmaterial mit nur vereinzelt Kristallin und Quarz) auf, das sich von jenem des unteren Agertales insofern wesentlich

unterscheidet, als dort neben einem höheren Flyschanteil zum Liegenden hin sich reichlich Kristallin und Quarze bzw. Quarzite dazugesellen, die zweifellos über das Vöcklatal aus dem Einzugsgebiet des Kobernaußerwaldes und Hausrucks zugeführt wurden; nach oben hin nimmt der kalkalpine Anteil zu. Somit herrscht an der Ager ein lithologisches Spektrum, wie man es, sieht man von den Verwitterungsunterschieden ab, sonst von den ÄDS kennt. Dieses Agermaterial wird auch dem unteren Trauntal, natürlich entsprechend verdünnt, zugeführt.

Die **rißzeitlichen HT-Schüttungen** (RHt 2) schließen westlich der Traun längs des Aurachtales an den Endmoränengürtel von Hafendorf (RM 2), östlich des Flusses an die Wälle von Baumgarten und Gschwandt an (Abb. 27). Ihre Richtungen dürften durch die im Untergrundrelief erhaltenen Rinnen parallel zur Aurach und anscheinend auch schon längs des heutigen Trauntales vorgezeichnet sein (Abb. 34). Der etwas tiefere Terrassenansatz im Aurachtal nordwestlich von Pinsdorf ist zwar zeitgleich mit der dort erhaltenen jungrißzeitlichen Moränenkuppe (RM 3), die heutige Oberfläche geht aber auf eine Periglazialschüttung aus dem Aurachtal zurück (vgl. Kap. 5.2 Abb. 32). Diese Terrasse steht auch in zeitlichem Zusammenhang mit der kompliziert gebauten Terrasse von Pinsdorf-Buchen, die zur Zeit ihrer Ausbildung bereits ein Umlenken der Entwässerung zum heutigen Trauntal hin anzeigt. Die in beiden Fällen im Liegenden auftretenden, an der Oberfläche erodierten festen Konglomerate im Trauntalfazies müssen älter sein als diese spätglazialen Bildungen. Sie treten längs der Bahn auch im Liegenden der Endmoränen von Ehrendorf und Hafendorf auf; ihre genauere Einstufung ist noch nicht geklärt. Wie schon im Kapitel 5.2 angeführt, ist auch eine ähnliche jungrißzeitliche Form an der Innenseite der Moräne von Baumgarten angelagert. Möglicherweise gehört auch die Terrasse südwestlich Unterthalham in 465 m unweit Ohlsdorf zu diesem Niveau; auch sie weist eine Schüttung über einem erodierten festen älteren Konglomerat auf wie bei Buchen und auch im Aurachtal (KOHL in Druckvorbereitung).

Die Kartierungen im östlichen Bereich des Traungletschers (KOHL Ber. Bl. 67 Grünau I/1997) haben dann auch noch zur Ausscheidung eines etwa 5 m höheren HT-Niveaus geführt, das an einige dem Gschwandter Rißmoränenwall vorgelagerte flache Moränenreste anschließt und sich als eigene Schüttung bis zum Gehöft Hungerbauer fortsetzt (RHt 1, vgl. 5.2). Diese ältere Rißserie hebt sich bezüglich Verwitterung und Formen deutlich von dem bei Oberndorf östlich anschließenden Mindelkomplex ab. Eine die Haupt-HT (RHt 2) an der Straße Gschwandt-Laakirchen um etwa 5 m überragende Kuppe aus sehr grobem bis blockigem Material muß wohl ein Rest dieses höheren Niveaus sein. Auch in der HT (RHt 2) längs des Aurachtales gibt es zwischen Sicking und Deutenham eine inselartige lößbedeckte Aufragung, die zwar nicht einzusehen ist, aber wohl auch als Rest einer einst höheren

Terrasse zu deuten ist. Möglicherweise sind auch die in der HT beiderseits der Traun bei Steyermühl erkennbaren Höhendifferenzen auf verschiedenen alte Schüttungen aus der Rißeiszeit zurückzuführen: Terrasse von Hildprechting (445 m), Terrasse westlich davon (450–455 m) – nach v. HUSEN eine Erosionsform über älteren Schottern (Bl. 66 Gmunden I/1996) und Terrasse im Bahnniveau Steyermühl (etwa 458 m).

Der prärißzeitliche Terrassensporn von Viecht teilt bis zu seinem Nordende die beiden HT-Schüttungen aus dem westlichen und östlichen Traungletscherlobus. Weiter nördlich schließt, weiterhin den Steilrand zum Agertal bildend, die sich rasch zungenartig verschmälernde Terrasse des Mitterberges an, dessen Zertalung nördlich Desselbrunn die Schüttung vom Trauntal her erkennen läßt, während oberhalb davon und westlich des Viechter Spornes lange parallel verlaufende Trockentäler (Dellen) die Schüttungsrichtung aus dem Bereich östlich des Aurachtales anzeigen.

Östlich der Traun ist erst ab Roitham wieder ein geschlossenes HT-Feld erhalten, das am untersten Almtal kurz vor dessen Ausmündung ins Trauntal abbricht. Die HT-Zunge zwischen Schwanenstadt und Lambach entspricht einer Schüttung aus dem Agertal, die oberhalb Schwanenstadt bis auf die schmale Terrasseninsel östlich des Bahnhofes Attnang-Puchheim ausgeräumt ist.

Nach einer Unterbrechung durch die sich im Raum Lambach vereinigenden Flüsse Ager, Traun und Alm setzt die HT nördlich des Bahnhofes Lambach wieder ein und bildet ein bis 1,5 km breites linsenförmiges Feld, das immer wieder durch die aus dem Schlierhinterland kommenden und auf der NT ausmündenden Tälern des Zeilinger, Irnharter, Grün- und Fallsbaches unterbrochen wird. Auf dem äußersten Sporn des längsten dieser Teilstücke liegt die Kirche von Gunkirchen. Der schon bei der NT erwähnte Talknick bei Wels hatte eine entsprechende Prallhangerosion zur Folge und dabei die HT-Schüttung in einem weiten Bogen unterbrochen. Diese setzt bei Schloß Puchberg wieder ein und führt dann parallel zur NT über Hörsching bis 3 km breit an das Donautal bei Linz heran, wo sie bei Niedernhart zur NT abbricht. Dieser Abschnitt wird nur durch die aus dem benachbarten Schlierhügelland kommenden Bäche, den Perwendter und den Hörschinger Bach, zerschnitten.

Auf der rechten Traunseite ist nur noch im Mündungsbereich bei Ebelsberg ein HT-Rest (Terrasse mit Schloß und Kaserne) erhalten, dazwischen ist das Niveau nur an der Ausmündung der HT-Schotter der Pettenbachrinne gekennzeichnet.

Typisch für die HT ist die Löß-Lehmdecke, die im Ursprungsgebiet nur sehr bescheiden ausgebildet ist, die aber allmählich zunimmt und schließlich bei Linz eine Gesamtmächtigkeit von 8–10 m erreicht. Diese Zunahme der Deckschicht gegen die Mündung hin erklärt auch die Zunahme der Stufenhöhe zur

NT, die bei Lambach 7 m, bei Linz aber etwa 18 m beträgt, wogegen das HT-Schotterniveau nur 7–8 m über dem der NT liegt. Zwischen den HT-Schottern und der Deckschicht sind durchgehend die Reste der letztinterglazialen Bodenbildung erhalten, die die Lößdecke zusammen mit einer für sie typischen Abfolge als würmeiszeitlich ausweist (siehe Teil III).

Ein wesentliches Merkmal der HT ist auch die Gliederung ihrer Oberfläche durch autochthone, anfangs nur wenig eingesenkte, je nach Lage oft sehr lange Trockenmulden (Dellen).

Die Schottermächtigkeit der HT schwankt südlich Lambach besonders stark, weil die Schüttungen zum Teil eigene Rinnen auffüllen, wie etwa die aus dem Traunseebecken herausführende, parallel zum Aurachtal verlaufende Rinne, in der > 70 m bis 50 m Schotter liegen, sich aber auch über Kuppen und Rücken des Untergrundes hinweg ausbreiten. Westlich und nördlich Desselbrunn verläuft eine Rinne des Agertales so, daß sie immer wieder weit über den Steilrand der HT hinweg auch unter dieser Terrasse verläuft und somit älter als Riß sein muß. Auch im canonartigen Trauntal oberhalb Stadl-Paura ist schon auf das Relief unter den NT-Schottern hingewiesen worden, wo stark konglomerierte Reste rißzeitlicher Schotter liegen.

Südlich Laakirchen spricht die Zunahme der HT-Schottermächtigkeit gegen den Steilrand hin im Süden auf > 60 m und im Norden auf ca. 50 m dafür, daß diese Sedimente in eine etwa dem heutigen Trauntal folgende Rinne eingelagert sind. Bei der östlich erhaltenen höheren und älteren HT läßt sich jedoch kein Zusammenhang mit dem Untergrundrelief herstellen. Sie zieht vielmehr quer über die bis 425 m NN eingetiefte, von prärißzeitlichen Sedimenten erfüllte, nach NO zum Laudach- und Almtal gerichtete Rinne hinweg (Abb. 34).

Auch die HT von Roitham bis Bad Wimsbach liegt über einem zur NT hin einfallenden Schlierrelief, wo Mächtigkeiten von 40 bis 45 m erreicht werden. Etwa 40 m mächtig ist auch die HT-Schüttung der Ager westlich Lambach. Im unteren Trauntal nimmt die Schottermächtigkeit zuerst wegen der Randlage und schließlich bis Linz wegen der schon großen Entfernung von den Endmoränen auf 14 bis 15 m ab.

Die lithologische Zusammensetzung ist der der NT ähnlich, nur daß im allgemeinen Quarz- und Kristallinkomponenten häufiger anzutreffen sind. Wenn auch nicht immer als Unterscheidungskriterium brauchbar, so tritt doch ganz allgemein im Vergleich zur kaum tiefer eindringenden Talrandverklittung der NT-Schotter eine deutlich stärkere Verfestigung auf, was am Traunfall, schon oberhalb davon und besonders unterhalb sehr überzeugend zutrifft.

Die **glazifluvialen Schotterfluren aus der Mindeleiszeit**, die JDS, können am überzeugendsten in Verbindung mit einem Übergangskegel von dem hohen geschlossenen Moränenwall Eisengattern – Laakirchen abgeleitet werden (Kohl Ber. I/1996 und Abb. 27). Die Hauptschüttung in Trauntalfazies

folgt hier einer älteren schon mit prämindezeitlichen Schottern erfüllten Rinne, die nördlich Kirchham zum Almtal führt, wo sie über ÄDS noch bis 1 km nördlich der Autobahn den Steilabfall zur Alm bildet.

Die Verfüllung dieser Rinne mit ÄDS und deren Überlagerung mit JDS bezeugen die Bohrungen Kirchham 1 und 2, die im Liegenden 7 bis 8 m groben quarzreichen Günz-Vorstoßschotter und darüber etwa 40 m JDS mit 2 bis 3 m Lehmdecke erschlossen haben.

Diese Schüttung kann im Almtal nicht mehr weiter nach Norden verfolgt werden, sie muß sich wohl mit heute ausgeräumten JDS des Alm- und Lau-dachtales vermengt haben. An der Abzweigung des Tales von Kößlwang und an den Terrassenspornen bei Wim und Bad Neydharting finden sich Reste von JDS, die im Kößlwanger Tal durch eine Erosionsleiste über ÄDS verbunden sind.

Westlich des Stranges JDS zum Almtal war die Schüttung zunächst durch den erhaltenen Günz-Moränenkomplex von Matzing – Berg behindert; sie konnte sich erst wieder westlich Lindach zum Wimbachtal hin entfalten, wo sie dann auskeilt und in eine Erosionsterrasse über ÄDS übergeht (Kohl GBA I/1996). Diese Lindacher Schotter gehen hier anscheinend aus mehreren Übergangskegeln des inneren Mindel-Moränenkranzes hervor. An die ab Innerroh auf der Westseite des Wimbachtales ausgebildete Erosionsterrasse schließt dann bei Bad Neydharting der erwähnte Terrassensporn des JDS aus dem Kößlwanger Tal an. Einen guten Einblick in diese Lindacher Schotter hat ein großflächiger Aufschluß auf dem Riedel westlich Lindach gegeben.

Unter der unterschiedlich tief eingreifenden lehmigen Verwitterung mit lehmgefüllten geologischen Orgeln und noch erhaltenen stark angegriffenen Flyschresten und selten auch Quarzen, eher noch Radiolariten, folgen ungleich verfestigte, von Tiefenverwitterung geprägte, für das Einzugsgebiet des Salzkammergutes typische Kalk-Flyschschotter (Trauntalfazies), die an stark verfestigten Pfeilern bis nahe an die Oberfläche aufragen.

Für die moränennahe glazifluviale Schüttung sprechen die nach oben hin gröber werdenden, blockführenden, immer schlechter gerundeten und kaum sortierten Schotter. Erst im Grenzbereich zum ÄDS treten Quarze und Kristallinstücke häufiger auf.

Wesentlich komplizierter sind die Verhältnisse westlich der Traun. Hier erhebt sich über dem HT-Niveau der Terrassensporn von Viecht, der im nördlichen Bereich geomorphologisch, pedologisch wie auch lithologisch zur HT von Desselbrunn hin, im Trauntal auch zur NT gut abgrenzbar ist. Nach Süden zu aber erreichen etwa südlich des Haselholzes die HT-Schüttungen annähernd das Niveau der Viechter Terrasse, wo dann in Ermangelung entsprechender Aufschlüsse die Abgrenzung schwer fällt. So hat die hier offenkundig vorliegende Terrassenkreuzung mit den an sich schon komplizierten genetischen Verhältnissen zu sehr verschiedenen Alterseinstufungen dieser Viechter Terrasse geführt. PENCK (P. & B. I/1909 206) hat hier zwischen Ager und Traun eine einheitliche HT gesehen. Die tiefgründige Verwitterung und

vor allem der relativ hohe Anteil an Quarzen, Quarziten und kristallinen Bestandteilen hat v. HUSEN veranlaßt, diese Schüttung auf Bl. 66 Gmunden dem ÄDS zuzuordnen (GBA I/1996). Geht man jedoch vom Niveau 333 bis 335 m bei Viecht aus und vergleicht es mit dem des ÄDS östlich der Traun zwischen Roitham und Steyrermühl, das über 450 m ansteigt, so kann zumindest die Form nicht dem ÄDS, sondern nur dem JDS entsprechen (KOHLEBERGER, Bl. 48 I/1994). Da die Terrassenfläche ohne erkennbare Stufe allmählich nach Süden ansteigt, muß versucht werden, einen Zusammenhang mit dem Moränensystem der Traungletscher westlich des Flusses herzustellen. Wie schon bei der Gliederung der Moränen angedeutet (5.2) wurde, könnte der hier nirgends aufgeschlossene Rücken von Traich – Obernathal seiner Streichrichtung nach zum Günzmoränensystem gehören, von dem auch eine Schüttung ÄDS ausgegangen sein dürfte, so daß der Terrassenspron von Viecht wohl im Kern aus Resten ÄDS bestehen kann, die dann aber in der Mindeleiszeit auf das Niveau der JDS abgetragen wurden (Abb. 27). Dabei hat auch zweifellos eine entsprechende Umlagerung und Vermengung mit JDS stattgefunden. Dieser vorläufige Erklärungsversuch wäre noch durch entsprechende Aufschlüsse zu untermauern. D. v. HUSEN hat auch noch rißzeitliche Erosionsflächen südwestlich Steyrermühl über diesem Schotterkörper ausgeschieden (GBA I/1996).

Die Zerschneidung der Schüttung nördlich der Autobahnausfahrt Regau zum HT-Strang von Rutzenmoos läßt auf eine Schüttung vom Traungletscher her schließen, wobei ungewiß ist, ob es sich um JDS oder ÄDS handelt. Beachtet man die Entwicklung des günzzeitlichen Traungletschers an Hand der erhaltenen Endmoränen, so fällt die Annahme schwer, daß auch hier noch ein entsprechender Moränenrest aus dieser Eiszeit vorliegen könnte; es dürfte sich eher um einen Mindelmoränenansatz an den Flyschalpenrand handeln mit einer entsprechenden anschließenden Schüttung, die wie die Darstellung v. HUSENS (GBA Bl. 66 I/1996) zeigt, von periglazialen Solifluktionsschutt überlagert wird. Nur darf man die unter der Autobahn und südlich davon im Aurachtal aufgeschlossenen konglomerierten Schotter nicht außer Acht lassen, die hier zweifellos zu den ÄDS gehören und unter JDS ausbeissen.

Die JDS haben, ursprünglich mit Agerschottern vereint, sicher über das Agertal hinweg bis an den Rand des Tertiärhügellandes gereicht, wo sie nachträglich bis auf wenige Reste und Erosionsformen ausgeräumt worden sind (vgl. Abb 4 in KOHL 1994).

Während JDS auf der rechten Seite des unteren Trauntales, abgesehen von den ausmündenden, aus dem Almtal stammenden Aiterbachschottern und von einem kleinen Sporn bei Ebelsberg, fehlen, sind sie auf der linken Talseite zuerst in bescheidenen Ansätzen zwischen Irnharteringer und Grünbachtal und dann ab dem Fallsbachtal mit einer nur kurzen Unterbrechung bei

Puchberg weiter talabwärts unter einer zunehmenden Lößdecke erhalten (Abb. 43). Die Schotter treten jeweils nur an den Steilhängen der tieferen Taleinschnitte zutage. Einen guten Einblick bot eine etwa 10 m hohe Schottergrube etwa 1 km im WSW von Fallsbach in einer Höhe von 360–370 m NN.

Das Ausgangsmaterial, ein horizontal bis schrägschichteter Vollsotter, der zu 80–90 % aus Flysch und Karbonaten und der Rest aus Kristallin (Gneisen, seltener Grünschiefern und Amphiboliten) sowie Quarzen und Quarziten besteht, ist tiefgründig verwittert. Eine intensiv rotbraune, oben z. T. ausgebleichte Lehmdecke greift taschenartig bis 2,5 m und in geologischen Orgeln bis ca. 4 m tief ein, darüber liegen zur Hangneigung parallele Schotter schnüre aus Restschottern und eckigen Flyschteilchen, die auf eine Überprägung durch Solifluktion hindeuten. In die darunter folgenden stark zersetzten und angeätzten Schotter ist bis tief hinab Lehm eingefiltert. Angeätzte Karbonate konnten bis 8 m Tiefe festgestellt werden.

Höhenlage und Gesteinspektrum kennzeichnen diesen Schotter als JDS, zu dem auch kleinere Ausbisse östlich von Puchberg, etwa bei Niederlaab (330–335 m) und Oberpriesching (ca. 330 m) gehören (GBA Bl. 49 I/1996). Die Terrassenleiste wird immer schmaler und schließlich ganz von Löß-Lehm überdeckt. Erst bei Linz ist an die Freinbergvorhöhen in knapp 300 m wieder eine schmale Leiste JDS angelagert (Kohl I/1955 46f).

Die Zertalung der JDS ist ihrem höheren Alter entsprechend weiter fortgeschritten. Die Mächtigkeiten dieser Schotter sind vor allem in Moränennähe schwer festzustellen, weil sie im Bereich von Schlier- und Flyschrinnen auch von den Vorstoßschottern der ÄDS unterlagert werden. In den Bohrungen westlich Kirchham beträgt sie etwa 40 m und trägt hier eine Lehmdecke von 2–3 m. Westlich Lindach ist, falls keine Unterlagerung durch ältere Sedimente vorliegt, mit etwa 50 m zu rechnen.

Im unteren Trauntal unterhalb Lambach liegt die Sohle der JDS bereits tiefer als jene der ÄDS. An den Talausmündungen und vorwiegend längs des Steilabfalls zur NT-Fläche des Trauntales tritt auch unter JDS bereits der Sockel des tertiären Schliers zutage (vgl. Profile Abb. 45). Es dürfte hier unter der Lößdecke mit Schottermächtigkeiten von 15–20 m zu rechnen sein. An der Innkreis-Autobahn sind es nur noch 5 m, wenig östlich keilen sie ganz aus und setzen erst bei Oberlaab unter einer bis 9 m mächtigen Lehmdecke wieder ein.

Die lithologische Zusammensetzung, die lokal ebenfalls wechseln kann, ist im allgemeinen durch einen eher geringen Anteil an Quarz und Kristallin und einen eher etwas erhöhten Flyschanteil gekennzeichnet, soweit nicht engere Kontakte zu ÄDS bestehen oder größere Umlagerungen daraus stattgefunden haben, wie etwa in der Terrasse von Viecht.

Die vom Traunseegletscher ausgehenden **günzzeitlichen Schüttungen der ÄDS** beginnen an der östlich des Laudachtales nach Norden ziehenden Moräne (Abb. 27). Ihre NO orientierte Schüttung zum Tal der Dürren Laudach wird auch hier durch die parallele Zertalung dorthin verdeutlicht, wo die Schotter an die gleichaltrige Moräne des Almtales stoßen.

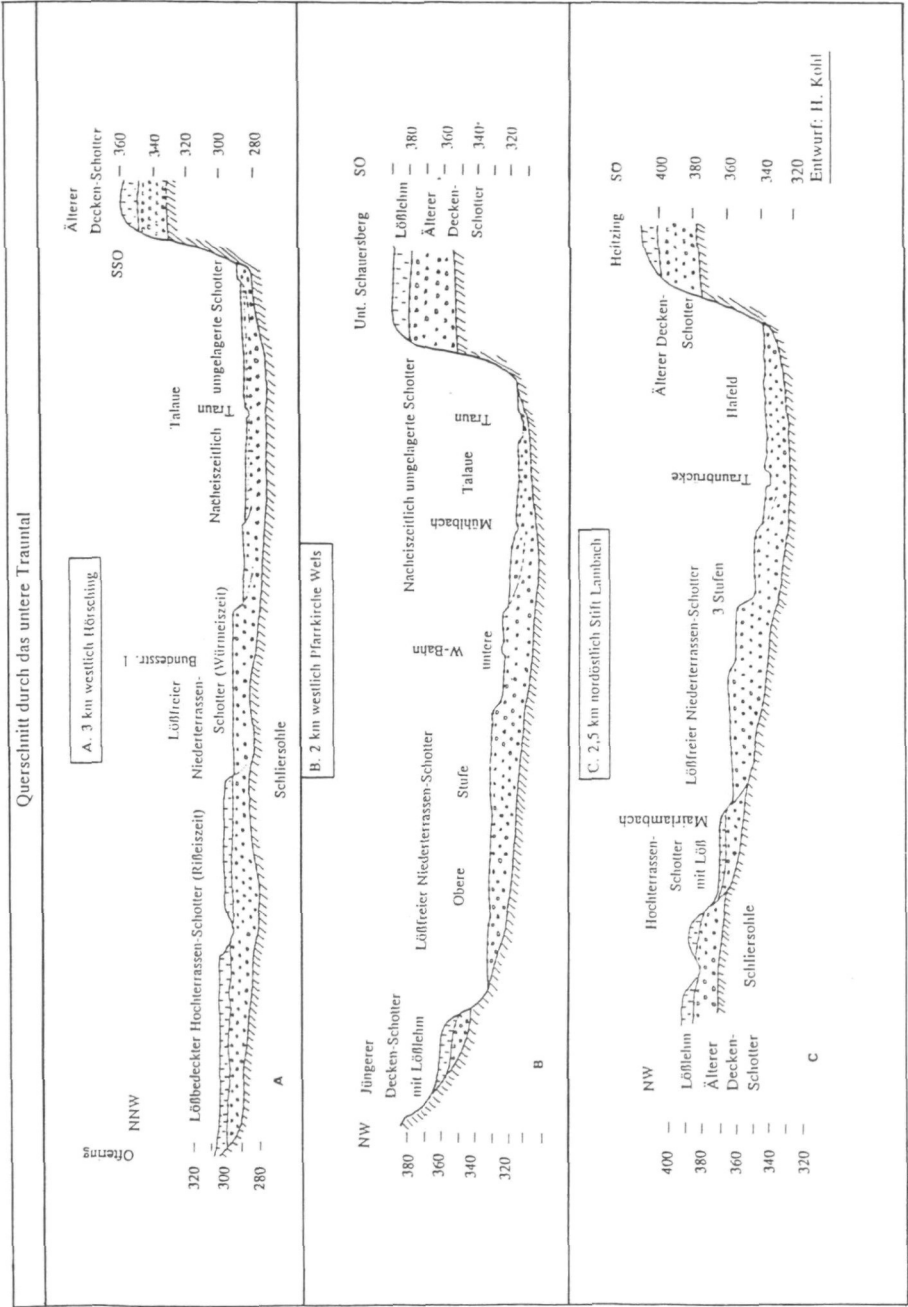


Abb. 45: Querschnitte durch das untere Trauntal. H. Kohl 1992

An den Günzmoränenkomplex von Berg – Matzing schließt nördlich der Autobahn ein bis zum Steilabfall zum Almtal reichender Komplex ÄDS an, der einerseits von der noch älteren Schotterinsel von Unter-Hörbach und weiter nördlich vom Kößlwanger Tal unterbrochen ist. Liegt der Moränenrest östlich Lindach auf einer flachen Kuppe des tertiären Untergrundes, so schließt nördlich davon eine breite Mulde an, die in etwa 30 m Tiefe das Kößlwanger Tal nach NO zum untersten Wimbachtal hin quert.

Ein bis zur Talsohle herabreichender Aufschluß 1,5 km südöstlich des Moorbades Neydharting hat in den unteren Partien ein buntes Gemenge von sehr gut gerundeten, relativ groben Kristallin- Quarzschottern (Zentralgneise, Amphibolite, Grüngesteine, Serpentine und andere Metamorphite, Quarzite, auch rote Sandsteine) mit auffallend zurücktretendem Anteil von Karbonaten (in Trauntalfazies) und Flysch gezeigt. Weiter nach oben zu sind die Schotter bei zunehmendem Karbonatanteil bankweise stark verfestigt und z. T. senkrecht geklüftet, wobei auch einzelne Kalkblöcke bis 40 cm Durchmesser enthalten sind. Unterhalb der verfestigten Bank fällt starke Gesteinszersetzung auf ohne irgend eine erkennbare Verlehmung.

Es dürfte kein Zweifel bestehen, daß es sich trotz der tief in das Liegendrelief hinabreichenden Schüttung um ÄDS mit hohem Anteil an zum Teil aus Umlagerungsmaterial bestehenden kristallinen- und quarzreichen Basislagen handelt, wobei aber schon damit zu rechnen ist, daß zur Günzzeit auch kristallinreiches Material und Quarze durch Schmelzwasserschüttungen in die ÄDS gekommen ist.

Eine weitere Schüttung von ÄDS schließt nördlich der Autobahn an die stark verwaschenen Formen günzzeitlicher Moränenreste nördlich Steyrmühl an und bildet den dominierenden Höhenzug, der von > 450 m mit einer Lehmdecke von mehreren Metern östlich Roitham über Deising verläuft und noch vor Bad Neydharting auskeilt. Seine parallele Zertalung zum Wimbachtal hin deutet die Schüttungsrichtung an, wobei das Wimbachtal sich an der Verschneidung mit der vorgenannten Schüttung östlich des Tales eingetieft hat.

Wie schon beim JDS erwähnt, dürfte die Terrasse von Viecht in ihrem Kern ebenfalls eine günzzeitliche, aber später überformte und z. T. umgelagerte Schüttung aus der Günzzeit darstellen. Wie die ÄDS östlich Roitham folgt auch sie einem Höhenbereich des Untergrundes.

Viele Beobachtungen zeigen, daß zumindest die kristallinen- und quarzreichen Basislagen der ÄDS unter den Endmoränen bis in den ehemaligen Zungenbereich vertreten sind. Beispiele dafür gibt es im Trauntal östlich Ohlsdorf (PREY I/1949a), unterhalb der Bahntrasse Steyrmühl-Laakirchen, bei Matzing südlich Lindach (KOHLEBERG Bl. 67 I/1996) und in den oben erwähnten Bohrungen westlich Kirchham.

Auch die ÄDS des Traunseegletschers haben einst über das untere Agertal hinweg bis an den Rand des Tertiärhügellandes im Raum Attnang-Puchheim – Schwanenstadt gereicht. Nördlich Lambach erreichen die ÄDS abzüglich einer bis > 10 m mächtigen Löß-Lehmdecke in > 400 m eine Schottermäch-

tigkeit bis > 35 m. Die hier anfangs > 2 km breite Terrasse der ÄDS wird im Trauntal nördlich des Grünbaches von der Terrasse der JDS abgelöst. Erst bei Linz liegen über den Freinbergvorhöhen wieder durchgehend Reste von ÄDS, 6–8 m mächtig, in knapp 60 m über der Donau (KOHL I/1955, SCHADLER I/1964).

Südlich der Traun setzt sich anschließend an die Almmündung die Schüttung der ÄDS aus dem Traungletscher im Norden des älteren Schotterrückens von Reuharting–Schnelling auch über die Unterbrechungen durch die HT-Schüttung der Pettenbachrinne und der des JDS im Aiterbachtal hinweg fort, wobei sie eine anfangs gegenüber dem Untergrund in der südlich anschließenden Traun-Enns-Platte etwas tiefer liegende, erst 3 km, dann 5 km breite Vorstufe zum Trauntal hin erfüllt. Sie verliert sich etwa bei Schleißheim an der Ausmündung des vom Steyr-Kremsgletscher her geschützten Sanders der ÄDS (FLÖGL I/1983). Dabei vermengt sich die Trauntalschüttung immer mehr mit den glazifluvialen Schottern der östlich benachbarten Gletscher, so daß in der Fortsetzung eine Trennung nicht mehr möglich ist (Abb. 43).

Auch die Mächtigkeit der ÄDS wechselt entsprechend dem Untergrundrelief, nimmt aber ebenfalls mit zunehmender Entfernung von den Moränen ab. Abzüglich der jeweiligen Löß-Lehmschicht beträgt sie gegen die Dürre Laudach hin 25–30 m, anschließend an die Moränen von Berg 25 m, in der Rinne südlich Bad Wimsbach-Neydharting aber etwa 50 m, im Höhenzug westlich des Wimbaches etwa 45 m und etwas darunter. Östlich der Alm nimmt die Schüttung von etwa 30 m auf 25 m und weiter bis etwa 20 m, von Lambach bis zum Ende östlich des Grünbaches von > 35 m auf 20 m ab.

Die Gesteinszusammensetzung der ÄDS ist durch die basal gut gerundeten, eher groben, bis 25 cm Durchmesser erreichenden Quarz-Kristallinschotter gekennzeichnet. Ihre Mächtigkeit ist in den Mulden und Rinnen des Untergrundes größer als über den Hochlagen, wo diese Basischotter auch fehlen können. Nach oben hin gehen sie in karbonat- und flyschreiche Schotter über, die aber immer noch häufiger als jüngere Schotter Quarz- und Kristallingerölle enthalten. Unter der Deckschicht folgt eine mächtige, in Geologischen Orgeln oft tief eingreifende lehmige Verwitterung, unter der noch > 6 –7 m tief Merkmale der Tiefenverwitterung mit zersetzten bzw. angeätzten Geröllen festzustellen sind. An der Oberfläche sind oft noch kilometerweit von den Endmoränen entfernt Blöcke von 0,5 m bis > 1 m Durchmesser anzutreffen.

Im glazifluvialen Schüttungsbereich der ehemaligen Traungletscher liegt beiderseits des Almtales noch ein älterer Rest eines Schotters, der, obwohl Endmoränen nach derzeitiger Kenntnis nicht erhalten sind, auf glaziale Schmelzwässer zurückzuführen sein dürfte. Es sind dies die **Schotter von Reuharting-Schnelling** ($< 440 - < 430$ m) östlich und von Unter-Hörsbach

(450 m) westlich der Alm (Abb. 43). Sie liegen auf einer höheren, vom Almtal unterbrochenen Schlierschwelle, die nach Norden 25–30 m, nach Süden bis etwa 10 m abfällt (Flögl I/1983) und deren Schotteroberfläche um etwa die gleichen Beträge über dem ÄDS liegt. Die Schottermächtigkeit beträgt abzüglich der Lehmdecke 25–30 m, ihre Zusammensetzung ist ähnlich dem ÄDS. Für ein höheres Alter spricht neben der höheren Lage auch ein noch größerer Gehalt an Quarz- und Kristallinbestandteilen, wobei besonders rote Sandsteine auffallen. Außerdem scheint der gesamte Schotterkörper von der Verwitterung erfaßt zu sein, wie angeätzte Kalke in den basalen Schotterlagen bei Schnelling und eine Anhäufung der Restschotter am Nord-Abfall der Kuppe von Unter-Hörbach erkennen lassen.

Etwa mit gleichem Niveauunterschied zum ÄDS liegt auch etwa 2,5 km nordwestlich vom Stift Lambach östlich Mernbach in 430 m ein Schotterkörper, der mit der Schüttung von Reuharting – Schnelling vergleichbar ist. Diese wenigen Reste einer höheren und älteren und damit präglünzeitlichen, vermutlich glazifluvialen Schüttung dürften für eine in ihrer Ausdehnung unbekannte Donau eiszeit sprechen und wären somit ins Altpleistozän einzustufen.

6 DER BEREICH DER EISZEITLICHEN GLETSCHER DES OÖ. ALMTALES

6.1 Die eiszeitlichen Gletscher des oö. Almtales

Die im Osten des weit verzweigten Traungletschersystems folgende Almtalvergletscherung ist auf ein wesentlich kleineres Einzugsgebiet beschränkt, das die Kare und Trogschlüsse am steilen Nordabfall des Toten Gebirges umfaßt. Es sind das Quellbereiche des Weißenegg-, Nesseltal-, Kolmkar- (Kohlenkar-) baches und der Hetzau, wobei von der Hetzau aus die Vergletscherung auch über die Wasserscheide zum Steyrtal ausgreift und so auch die Kargletscher am Nordabfall des vom Gr. zum Kl. Priel ziehenden Grates einbezieht. Dazu kommt die während der letzten Eiszeit vielleicht mit einer Ausnahme im Süden bereits isolierte Lokalvergletscherung des Kasberges (1767 m) und der Traunstein-Zwillingskogelgruppe. Während der Würmeiszeit war der Hauptgletscher des Tales nur mehr unmittelbar am Nordrand des Toten Gebirges mit dem übrigen Eisstromnetz in Verbindung, wobei das Eis der Plateauvergletscherung bereits vorwiegend nach Süden zum Ausseerland hin abfloß. Während der älteren Eiszeiten war allerdings auch die Vergletscherung des Almtales durch weitere Verbindungen zu den benachbarten Gletschern voll in das alpine Eisstromnetz integriert, wobei aber, soweit bisher nachgewiesen, nur der günzeiszeitliche Gletscher noch relativ weit ins Vorland vorgestoßen war. Insgesamt ergibt sich für den kürzesten, den würmeiszeitlichen Glet-

scher, eine Nord-Süd-Erstreckung von etwa 20 km, für den längsten, der Günzzeit, von etwa 36 km.

Die folgende Darstellung stützt sich im Alpenen Bereich auf eigene ältere unveröffentlichte Untersuchungen (Kohl 1955–1958, 1961, 1963/64, 1972), im alpinen Randgebiet ergänzt durch S. PREY (1950, I/1956, I/1983b) und seit der Intensivierung der geologischen Aufnahmen auf Bl. 67 Grünau auf v. HUSEN (Ber. Bl. 67 I/1992, I/1994/95); G. FRICK (Ber. Bl. 67 I/1989/90 und I/1991) und CH. ROGL (Ber. Bl. 67 I/1990/91), im Vorlandbereich auf H. KOHL (Ber. Bl. 67 I/1995–1997 und Bl. 49 Wels GBA I/1996 mit Erl. I/1997), wozu dort noch eine Reihe älterer Veröffentlichungen kommt (I/1955a, I/1958b, I/1972, I/1974, I/1976b).

Die älteste im Almtal nachweisbare Vergletscherung ist die der **Günz-eiszeit**. Sie war lange unbekannt, wie überhaupt Endmoränen aus dieser Eiszeit östlich der Traungletscher erst anlässlich des Baues der Westautobahn entdeckt werden konnten (KOHL I/1955, I/1958b). Zu den ersten Nachweisen gehört der tiefe Einschnitt östlich der Almbrücke, wo völlig ungeschichtetes, wirres Blockwerk aus Flysch- und Karbonatgesteinen zutage trat (Abb. 46). Zudem gestattete hier an der Prallstelle des Almflusses der Brückenbau einen guten Einblick in die unterlagernden Sedimente.



Abb. 46: Verwitterte Günzmoräne im Autobahneinschnitt östlich Vorchdorf.
Foto: H. Kohl 1954

Über dem in 405 m, d. i. ca. 18 m über dem Fluß liegenden Schliersockel, folgt eine feste Konglomeratbank gut geschichteter und sortierter bis faustgroßer Schotter, die nach oben hin, immer noch bankartig verfestigt, allmählich in gröbere, weniger bis kaum mehr sortierte und nur mehr teilweise geschichtete Schotter übergehen. Auch die lithologische Zusammensetzung zeigt von unten nach oben eine laufende Abnahme des unten noch bedeutenden Quarz- und Kristallinanteils (Hornblendegneise, granatführende Gneise und Schiefer, Marmore, Quarzite usw.) zugunsten der Karbonat- und Flyschgesteine. Zwischen 415 und 420 m NN hört jede Schichtung auf und das wirre Durcheinander von Grob- und Feinmaterial mit massenhaft gerundeten und eckigen Kalk- und Flyschblöcken in allen Größen bis 2 m Ø setzt ein, wobei Quarze und Kristallinstücke selten werden. Die 6 bis 8 m tief eingreifende Verwitterung besteht an der Oberfläche aus graubraunem Lehm mit einzelnen Restgeröllen und splitterigen Flyschstücken, der mit taschenartigen Vertiefungen in mächtigen gelbbraunen bis rotbraunen Lehm übergeht und auch in den von der Tiefenverwitterung erfaßten (Zersatz und chemische Gesteinsauflösung), teilweise pfeilerartig verfestigten Schotterbereich noch infiltriert ist. Eine ausgeprägte Diskontinuität gibt es aber nicht.

Betrachtet man die Verbreitung dieses Sedimentaufbaues und auch die Verbreitung der übrigen Quartärsedimente, kann kein Zweifel bestehen, daß hier günzeiszeitliche Vorstoßschotter in eine Endmoränenschüttung übergehen und das Nordende eines entsprechenden Gletscherzungenbeckens kennzeichnen. Die dieses Becken umschließende End- und Seitenmoräne setzt im Westen, auch geomorphologisch deutlich erkennbar, bei Aggsbach am Flyschalpenrand ein und verläuft über Radhaming – Seyerkam unmittelbar über dem Tal der Dürren Laudach (ortsüblich auch als Innere Laudach bezeichnet), wo sie einst bei der Brauerei Eggenberg auf ca. 100 m Länge gut aufgeschlossen (KOHL I/1976 30,31) und wo auch der Übergang in die ADS einzusehen war. Derzeit zeigt ein neuerer kleinerer Aufschluß unmittelbar am Ende dieses Moränenspornes noch einen Teil der hier auskeilenden Blockmoräne.

Östlich der Alm verläuft die entsprechende Moräne, geomorphologisch kaum mehr hervortretend, jedoch als Wasserscheide zwischen Pettenbachrinne und Almtal noch immer erhalten, in SO-Richtung weiter, keilt aber dann bei Lungendorf knapp vor Erreichen der Straße Vorchdorf – Pettenbach aus, so daß hier der Ansatz an den Alpenrand nicht erhalten ist. Der Verlauf langer Trockentäler erlaubt eine sehr gute Rekonstruktion dieses Moränenastes. Bezüglich einer durch die Weiße Nagelfluh (WNF) vertretenen Kaltphase sei auf die später folgenden Ausführungen verwiesen (Kap 6.2 und 7).

Über eine **mindelzeitliche** Vergletscherung des Almtales bestehen keine Zweifel, auch wenn anscheinend keine entsprechenden Endmoränen erhalten sind. Aber das Einsetzen ausgedehnter Felder JDS gleich nördlich des Flyschalpenrandes und der Nachweis von Moränenmaterial sowie erratischen Gesteinsstücken nördlich der Talung von St. Konrad bis in 665 m Höhe hinauf, läßt auf eine etwa bis St. Konrad reichende seitliche Zunge des Almgletschers schließen (PREY I/1949, I/1956) und ebenso auf ein Ende des Mindelgletschers im Almtal an der Enge des nördlichsten Flyschalpenzuges im Bereich der Steinbachbrücke (PREY I/1983).

Der Unterschied zwischen den Enden des Günzzeitlichen und des mindelzeitlichen Gletschers erreicht im Almtal den überraschend großen Betrag von 12 km, ein Ausmaß, das bei keinem der anderen Gletschersysteme erreicht wird. Wenn weiter westlich Günzmoränen mitunter gut erhalten sind, so ist das größtenteils einer anderen Vorstoßrichtung der Gletscher dieser Eiszeit zu verdanken. Somit wächst die Wahrscheinlichkeit, daß während der Günzzeit auch Eis vom Steyr-Krems-Gletscher über den 680 m hohen Ziehb ergsattel zugeführt worden ist, worauf verschwemmtes Moränenmaterial (PREY I/1950 132 u. Tafel IX) und auch einzelne Erratika aus der Endmoräne bei Eggenberg sprechen, die sehr wahrscheinlich aus dem Windischgarstener Becken stammen.

Auf das Ende eines **rißzeitlichen** Almgletschers weisen im Raum westlich Scharnstein Altmoränen am Rande der Flyschberge hin, die vom Herndlberg bis nördlich „In der Thann“ reichen und schon von A. PENCK (P. & B. I/1909 237) und auch von S. PREY (I/1956 Beil. 2) in die Rißeiszeit gestellt wurden, was auch die Neuaufnahme von CH. ROGL (I/1990) bestätigt. Dagegen kann man Preys Einstufung der ausgedehnten Schotterterrasse von Scharnstein – Mühldorf in diese Eiszeit nicht teilen, wie noch später zu zeigen sein wird. Der diese Terrasse überragende Schlehbichl bei Dorf, der zwar an eine Flyschaufragung gebunden ist, wird im höchsten südlichen Teil aber noch von einem Moränenrest bedeckt, an dem ein die Terrasse von Scharnstein überragender, langsam abfallender Übergangskegel anschließt. Er dürfte seinem Verwitterungsgrad nach dem Riß entsprechen (Kohl 1975 unveröffentlicht). Zu diesem Ergebnis kam auch G. FRICK (I/1989).

PREY (I/1956) weist auch noch auf präwürmzeitliche Vergletscherungsspuren am Nordsaum des Traunstein-Zwillingskogel-Zuges hin, so im Sattel beim „Franzl im Holz“ südlich des Flachberges, wo er Moränenmaterial sogar für mindeleiszeitlich hält. Andere von Prey als ältere Moränenreste bezeichnete Ablagerungen wurden von v. HUSEN (Ber. Bl. 67 I/1992), wie auch aus der Würmeiszeit nachgewiesen, als altes Blockschuttwerk gedeutet, das z. T. in Form von Blockgletschern weiter transportiert worden ist. PREY (I/1956, I/1973) verweist auch auf stark verfestigte interglaziale Breccien, die er z. T. auch bereits ins Mindel-Riß-Interglazial einstuft.

Zweifelloos gibt es auch im inneralpinen Bereich weitere Spuren einer älteren Vergletscherung, wie sie v. HUSEN (Ber. Bl. 67 I/1994) z. B. in Form von Staukörpern und Moränenresten südöstlich Grünau bis 740 m hinauf festgestellt hat. Eine gewisse Vorsicht ist im Almtal bei der Alterseinstufung von Bodenbildungen geboten, weil die dort häufig anstehenden Gutensteiner und Reiflinger Kalke, aber auch andere stark mergelige Gesteine eine lehmige Verwitterung aufweisen. Dennoch dürfte z. B. im Vorderen Rinnbachtal eine über tiefer liegender frischer Grundmoräne am Petersschlag bis weit über 700 m reichende mächtige Moränenschüttung mit Blöcken aus Dachsteinkalk und

taschenartig eingreifender lehmiger Verwitterung aus der Rißeiszeit stammen.

Ferner ist anzunehmen, daß an Stellen, wo es während der Würmeiszeit keine Gletscherverbindungen gab, solche während der Riß und auch älterer Eiszeiten existiert haben, wie z. B. zwischen dem Almgletscher bei Grünau und dem Kasberggletscher aus dem Schindlbachtal und der Dürren Grünau, deren gewaltige Trogschlüsse wie auch das Trogtal am unteren Grünaubach für die Würmvergletscherung überdimensioniert erscheinen. Auch zwischen der Hetzau und dem Steyrtal hat es solche Verbindungen gegeben, wie auch zwischen Alm- und Offenseegletscher, wo zumindest eine Berührung sogar für die Würmeiszeit nicht völlig auszuschließen ist.

Das **würmzeitliche Gletscherende** darf im Almtal wohl wie schon von PENCK vermutet (P. & B. I/1909 237) mit dem Einsetzen der sehr mächtigen Niederterrassenschüttungen südlich Scharnstein – Mühlendorf oberhalb der Kothmühle in > 530 m angenommen werden, wo mit einem scharfen Knick das Zungenbecken von Grünau einsetzt und gegen den westlichen Bergrand zu noch undeutliche Endmoränenansätze erhalten sind. Verschieden hohe Terrassenansätze lassen (siehe später) auf Oszillationen schließen, die möglicherweise auch im Almtal auf einen „Maximal“- und einen „Hochstand“ im Sinne v. HUSENS (I/1977) zurückgeführt werden können.

S. PREY (I/1956 Beil. 2) hat entlang des ganzen Nordabfalls des die Kalkalpenstirn bildenden Traunstein-Steineck-Zwillingskogel-Zuges weit herabreichende moränenähnliche Blockschuttanreicherungen der würmeiszeitlichen Vergletscherung zugeschrieben, wobei ihn die bereits ins Grünauer Zungenbecken reichenden Massen aus dem Hauergraben veranlaßt haben, sogar noch an spätwürmzeitliche Gletscher zu denken. Eine dafür notwendige tiefe Schneegrenzdepression bis etwa 700 m NN herab kann jedoch für diese Zeit nicht angenommen werden, was v. HUSEN bewogen hat, diese Formen als Blockgletscher zu deuten, die auch noch im Würmspätglazial über gefrorenem Boden aktiv sein konnten (v. HUSEN et al. I/1996 28). Somit blieben an dieser Kalkalpenstirn fünf hochwürmzeitliche Gletscher auf die obersten und höchsten Kare und Talbereiche dieses Höhenzuges beschränkt (ROGL I/1990), wobei die Zunge des Laudachgletschers nach v. HUSEN (Ber. Bl. 67 I/1992) etwa bis zur Mündung des Schrattenbaches in die Laudach gereicht haben dürfte.

Während am Nordende des Almgletschers mit einer Eishöhe von > 540 m zu rechnen ist, steigt sie bei Grünau auf 680 bis 700 m an (v. HUSEN Ber. Bl. 67 I/1994). Wenig südlich davon deutet im Vorderen Rinnbachtal eine Terrassenkante in 680 bis 690 m auf einen Rückstau durch den in das untere Rinnbachtal eindringenden Gletscher hin, der im Haupttal jedenfalls bis über 700 m gereicht haben muß (Kohl 1965 unveröff.). Eine Tiefbohrung der ÖMV in der Kiesgrube Vielhaber in der Heckenau (HAMILTON I/1989) hat 112 m Quartärsedimente über Hauptdolomit nachgewiesen, was eine beachtliche

Talübertiefung bedeutet und für die Würmeiszeit hier eine Gesamtmächtigkeit des Gletschers von > 350 m ergibt. Im obersten Talabschnitt des Vorderen Rinnbachtals hat A. PENCK (P. & B. I/1909 238) noch eine kleine Eigenvergletscherung angenommen, die aber, wenn überhaupt vorhanden, nur auf eine karartige Nische am Ostabfall des Hochkogels (1486 m) beschränkt sein konnte.

Auch das Auerbachtal westlich der Habernau läßt auf Grund entsprechender Sedimente trotz der Enge des Tales auf ein Eindringen eines seitlichen Gletscherzweiges bis etwa 2 km schließen. An die im unteren Talabschnitt streckenweise erhaltenen Moränenreste schließen talaufwärts in kurzen rechten Seitentälern zuerst bis knapp 800 m, weiter oben bis fast 900 m erhaltene Stausedimente an, womit im Haupttal mit einer Eishöhe von > 950 m gerechnet werden muß (Kohl 1964 unveröff.). Auch im hintersten Auerbachtal wird man die karähnlichen Formen vom Steinberg (1458 m) herab und vom etwa 1410 m hohen Kamm westlich des Zwiesecks auf eine kleine Lokalvergletscherung zurückführen können.

Bei dieser Eishöhe von > 950 m im Almtal, die schon nahe der eiszeitlichen Schneegrenze (Gleichgewichtslinie) liegt, dürfte auch ein Zusammenhang mit der Kasbergvergletscherung zwischen Spitzplaneck (1617 m) und dem Kasberggipfel (1747 m) über den Röllgraben zum Wallischbachtal bestanden haben, was noch einer näheren Untersuchung bedarf.

Brauchbare Rückschlüsse auf die Höhe der Eisoberfläche läßt zwischen den Trogschlüssen der Hetzau und der Röll mit dem anschließenden Almseebecken der Kammverlauf vom Rotgschirr (2261 m) nach Norden zu. Dieser bildet bis zu den > 1900 m hohen Hetzaukegeln herab einen scharfen Felsgrat und bricht dann steil ab. Von etwa 1300 m abwärts folgen dann deutlich eisüberformte Kuppen und Rücken, die eine typische Rundhöckerlandschaft bilden. Natürlich ist diese Eisüberformung nicht nur auf die würmeiszeitlichen Gletscher zurückzuführen. Bei der ausgeprägten Stufe von den zweifellos alle eiszeitlichen Gletscher überragenden Hetzaukegeln bis > 1300 m herab dürfte aber die Annahme einer würmeiszeitlichen Gletscheroberfläche etwas über 1300 m realistisch sein, wobei sich die beiden vom Hochplateau her gespeisten Gletscher der Röll und der Hetzau über dieser Rundhöckerlandschaft vereinigt hatten. Bei der Ausbildung dieser ausgeprägten Stufe dürfte auch die Gesteinsgrenze zwischen dem massigen Dachsteinkalk des Toten Gebirges und dem liegenden, spröden, stark zerklüfteten und daher weniger widerstandsfähigen Ramsaudolomit eine Rolle gespielt haben.

Auf die gleiche Höhe der würmeiszeitlichen Gletscheroberfläche lassen auch das vom Gr. Woising (2064 m) zum Lassel- und Möserberg abfallende und das vom Feigenthalhimmel (1984 m) herabziehende, das Nesseltal begrenzende Profil schließen (Kohl 1958 unveröff.).

Im Dürrenbachtal westlich des Almsees hat v. HUSEN (Ber. Bl. 67 I/1995)

aus Grundmoränenresten eine Eiserfüllung des Talkessels bis 900 bzw. 950 m angenommen. Im Vergleich zu den erwähnten Höhen am Fuße des Toten Gebirges dürfte das nicht den hochglazialen Eisständen entsprechen. Aus dem oberen Weißeneggtal fehlen zwar noch ausreichende Beobachtungen, aber auf dem Wege zum Offensee sind jedenfalls im Hochtal zwischen Gschirreck und Himmelstein Moränenreste erhalten, wobei westlich davon im Sattelpbereich Lokalschutt liegt (Kohl 1963 unveröff.).

Es ist anzunehmen, daß Eis auch über den etwa 810 m hohen Sattel westlich des Wolfsberges (1099 m) zum unteren Auerbachtal geflossen ist, obwohl hier in etwa 770–780 m das Ende einer Eiszunge angedeutet ist, die jedenfalls bereits einer Abschmelzphase entsprechen muß.

Auch Eisübertritte aus der Hetzau in das Einzugsgebiet der oberen Steyrling über den Ring und nördlich davon in ca. 900 m in das Trogtal der Bernerau verlangen hier eine Eishöhe, die beachtlich über 900 m liegen muß, worauf auch die glaziale Überformung des Ringsattels schließen läßt. Das gilt auch noch für den nördlich davon liegenden, in etwa 880 m ins Zösenbachtal hinüberleitenden Sattel, wo die Eisausdehnung noch unbekannt ist. Immerhin muß ein von der Hetzau her gespeister und von den Hängekaren am Nordabfall des Gr. Priel, 2515 m, (Hungerau u.a.) verstärkter Gletscher noch, wie erratische Blöcke aus Dachsteinkalk mit Megalodonten beweisen, bis zum Brunnwinkel und nach Osten über den Haselsattel auch noch zum Eis des oberen Weißenbachtals Verbindung gehabt haben.

Es muß ein prächtiger Anblick gewesen sein, als die sich im Almtal vereinigenden z. T. noch vom Plateau des Toten Gebirges gespeisten Gletscherzungen in etwa 500 m hohen Eiskaskaden zwischen den sie überragenden Felspeilern vom Roßkogel (1928 m), Feigenthalhimmel (1984 m), Gr. Woising (2064 m), Zwölferkogel (2099 m), Elferkogel (2038 m), Rotgschirr (2270 m), Schermberg (2396 m), Gr. Priel (2515 m) und dessen östlichen Ausläufern, oft über mehrere Hochkare zu den von ihnen übertieften Trogschlüssen abbrechen und dabei am Steilabfall die von Rundhöckern überformten Gletschergassen hinterlassen haben.

Auch die Lokalvergletscherung des Kasberges war sicher nicht auf die beiden Trogtäler des Schindlbaches und der Dürren Grünau beschränkt, wie Kare östlich und westlich des Gipfels bis zum Spitzplaneck und in tieferer Lage anscheinend auch im Norden andeuten.

Auch im Almtal muß mit einem raschen Zurückschmelzen der Gletscher mit Beginn des **Spätglazials** gerechnet werden. Das wichtigste Ereignis aus dieser Zeit, dem ein Großteil des inneralpinen Almtales seine heutige Erscheinung verdankt, war der große Bergsturz, der vom Hochplattenkogel (2154 m) auf die hintere Hetzau niederging (ABELE 1/1970), dessen Sturzmassen das untere Tal des Straneggbaches erfüllten und auch noch weit das Almtal abwärts zu finden sind. Vor G. Abele wurden diese 70 bis 80 m hohen

dicht gepackten Blockschuttmassen der Hetzau und unterhalb der Habernau die bis zur Auerbachmündung die dortige Schotterterrasse überragenden Kuppen als spätglaziale Moränen gedeutet. PENCK und andere sahen darin einen bühlzeitlichen Gletscherstand (P. & B. I/1909 369, GEYER-ABEL GRA I/1918, HOLZINGER I/1946 25ff). Die außerordentlich unruhige Oberfläche dieser Bergsturmassen mit 10–20 m großen Blöcken und Hohlformen wie die beiden Ödseebecken deuten auf eine ausgedehnte Tomalandschaft hin, deren Sturmassen noch auf den abschmelzenden Gletscher gefallen sein müssen.

D. v. HUSEN (v. H. et al. Ber. Bl. 67 I/1995, I/1996 28–31) konnte in Ergänzung zu Abele auch eine plausible Erklärung für die nördlich der Habernau bis 2,5 km südlich Grünau in Gruppen oder vereinzelt auf der ca. 10 m hohen Terrasse liegenden Hügel geben.

Den besten Einblick in diese von den üblichen Sedimenten abweichenden Verhältnisse bietet derzeit die Kiesgrube Vielhaber in Heckenau. Die Terrassenschüttung besteht überwiegend aus locker gelagerten, ungeschichteten „kantengestoßenen“ Dolomiten und Kalken mit nur sehr wenig gerundeten Bestandteilen, die weiße Überzüge von feinst zerriebenem Kalk aufweisen. In dieser Grundmasse schwimmen unterschiedlich große Blöcke sehr dichten Bergsturmmaterials, das auch in aufragende Hügel übergeht. Außerdem kommen linsenartige Einschlüsse von Bänderschluften, geschichteten Kiesen und eckigen Einzelblöcken bis 50 cm Ø vor.

D. v. Husen schließt daraus auf einen Suspensionsstrom, eine breitartig fortbewegte Masse. Die geschichteten Kieslinsen können nur in gefrorenem Zustand transportiert worden sein, was neben vereinzelt Pollen auf kaltzeitliche Verhältnisse hinweist. Die Bänderschluftenlagen stammen aus einem damals das Tal erfüllenden See, worauf auch die bei der Tiefbohrung der ÖMV (HAMILTON I/1989) bis 112 m reichenden Quartärsedimente mit Seetonen in der Tiefe schließen lassen.

Aus dem Relief in der Hinteren Hetzau ergibt sich, daß die Bergsturmassen noch von einem spätglazialen Gletscher zu einem kleinen Zungenbecken umgestaltet worden sind (ABELE I/1974 123).

Im Almseebecken ist aber unabhängig von den Bergsturmassen der Hetzau ein spätglazialer Gletscherstand (Almsee-Stand) anhand gut erhaltener Moränenwälle auf dem Plateau vom Möserberg zum eisüberformten Ameisstein (776 m) westlich des Almsees nachzuweisen (Kohl unveröff. 1957/58, Abb. 47 und 48). Ein äußerster Wall (Almsee I) setzt an der Möserbergkante in etwa 800 m ein, zieht quer hinüber bis an den Weißeneggbach und setzt sich talabwärts jenseits des Baches fort. Demnach muß um diese Zeit Eis auch noch westlich des Ameissteins, dem Weißeneggbachtal entlang in die Weitung von Schwarzenbrunn vorgedrungen sein. Ob dabei die dort am Westrand auch den jungen Schwemmfächer überragenden Hügel Moränen, kamesartige Bildungen am Rande des Gletschers oder noch Ausläufer des Bergsturzes darstellen, wie v. HUSEN meint (Ber. Bl. 67 I/1995), mag vorläufig offen bleiben. Jedenfalls lassen sich östlich des Ameisbrunnbaches auf dem



Abb. 47: Almsee mit Woising, 2064 m, an dem im Norden das bewaldete Möserbergplateau anschließt, auf dem die spätglazialen Moränenwälle der Almseestände I und II liegen.
Nach einer alten Ansichtskarte.

erwähnten, hier noch 60 m über dem Almsee gelegenen Plateau mindestens zwei weitere 8–10 m und 4–6 m hohe mit Blöcken überstreute Wälle nachweisen (Almsee II), die nur mehr einen Eisabfluß östlich des Ameissteins anzeigen. Es gibt zwar bisher kaum noch nähere Anhaltspunkte für eine Alterseinstufung dieser Moränen, aber nach der bekannten Gliederung spätglazialer Gletscherstände in Tirol (HEUBERGER I/1968) könnten sie am ehesten dem Steinach- und möglicherweise auch noch dem Gschnitzstadium gleichgesetzt werden. Legt man den von F. DOLLINGER (I/1986 178) für das Höllengebirge ermittelten Betrag der gschnitzzeitlichen Schneegrenze von etwa 1500 m zugrunde, so wäre bei aller Unsicherheit diese Einstufung durchaus realistisch. Zumindest der größere Gletscher müßte noch bis an die Bergsturm Massen südlich des Jagersimmerl herangereicht haben. Im gesamten Almseebecken ist sowohl im Spät- wie auch im Postglazial mit einer andauernden starken Schuttfuhr zu rechnen, auf die die Einschränkung der einst sicher viel größeren Seefläche und die geringe Seetiefe von maximal 9 m zurückzuführen sind, die sicher nicht der zu erwartenden viel stärkeren Über-tiefung dieser Seewanne entspricht.

Ein Aufschluß am Westufer des Almsees zeigte über horizontal geschichtetem Grus mit auch gerundeten Komponenten aus verschiedenen Kalken z. T. nach Süden einfallende Lagen von größerem Schutt, die oben schließlich in Geschiebemergel mit reichlich gekritzten Blöcken über-

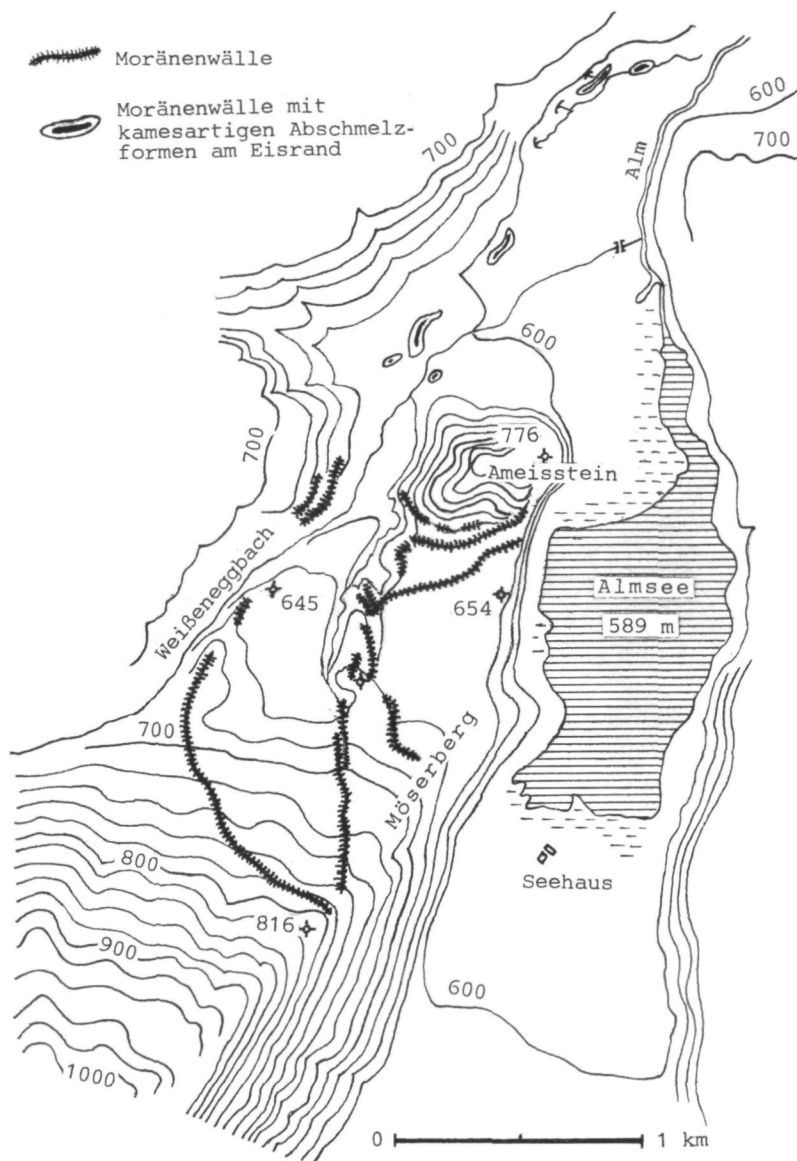


Abb. 48: Spätglaziale End- und Seitenmoränen auf dem Möserbergplateau westlich des Almsees. Nach Geländeaufnahmen 1957 von H. Kohl

gehen. Es könnte dies ein Hinweis auf einen vor der Würmeiszeit südlich des Ameissteins zum Almsee fließenden Weißeneggbach sein.

Hochkare am steilen Nordabfall des Toten Gebirges könnten auch noch während des Daunstadiums von kleinen Gletschern erfüllt gewesen sein.

Aus dem Spätglazial stammt auch die Terrasse, die etwa 20 m tiefer als die NT von Mühldorf südwestlich der Kothmühle auf der linken Talseite einsetzt und ca. 18–20 m über der Talaue der Alm geschlossen bis nordwestlich Grünaue reicht. Nach einer größeren Unterbrechung könnte man in der Terrasse von Grünaue eine Fortsetzung in das Trogtal des unteren Grünauer Baches hinein sehen, ohne eine Verbindung mit spätglazialen Moränen herstellen zu können, was nicht ausschließt, daß sie aus periglazialen Schüttungen spätglazialer Klimaschwankungen hervorgegangen sein kann. Eine Fortsetzung ins Almtal hinein ist ungewiß, weil nach der Enge und Felschwelle bei Reichenau zwei angeschnittene Schwemmkegelschüttungen aus den beiden Rinnbachtälern und weiter der Schwemmkegel aus dem Brennbachtal folgt, der in die etwa 6 km lange, dem Niveau zwar annähernd entsprechende, aber ihrer Entstehung nach ganz anders geartete Terrasse übergeht.

Bei der von S. PREY (I/1956) als Endmoräne angesprochenen Formengruppe am Ausgang des Hauergrabens, die v. HUSEN (v. Husen et al. I/1996 28) einem spätglazialen Blockgletscher zuschreibt, fällt auf, daß bei den wenigen schlechten Aufschlüssen in nicht als Moränenmaterial anzusprechenden Lockermassen vor allem im nördlichen Teil und am Talausgang auch der Eindruck entstehen kann, daß hier wenigstens zum Teil auch verkarsteter anstehender Gutensteiner Kalk vorliegen könnte (Kohl 1975 unveröff.).

6.2 Die glazifluvialen Schüttungen der eiszeitlichen Gletscher des öö. Almtales (Abb. 43 und 49)

Wie schon oben erwähnt, setzen die **würmeiszeitlichen** Schmelzwasserschüttungen unmittelbar am Nordende des zweifellos auch übertieften Grünauer Zungenbeckens, etwa 40 m über dem Almfluß ein. Diese hohe Lage hat lange Verwirrung bei der Alterseinstufung dieser Terrasse hervorgerufen. So wird sie in der alten geologischen Karte 1:75.000 (ABEL Bl. Kirchdorf, GRA I/1913) als HT eingezeichnet, was später auch S. PREY vertreten hat (I/1956), obwohl er die weit nach Norden reichenden Endmoränen am Westrand der Terrasse als Altmoränen der Rißeiszeit zugeordnet hat, was bedeutet, daß Rißterrassen weit ins gleichalte Zungenbecken hineingereicht hätten. Trat bereits A. PENCK (P. & B. I/1909 237) für würmeiszeitliche NT-Schotter ein, so hat sich schließlich bei Beachtung der jungen Bodenbildungen (vorwiegend Pararendsinen bis Kalkbraunerden mit 15–20 cm

Humus über 30–50 cm noch kalkhaltigem verlehmtten Unterboden) und der Fortsetzung dieser Terrasse ins Vorland hinaus deren Einstufung in die Würmeiszeit durchgesetzt (Kohl 1955, 1975 unveröff. und zuletzt G. FRIK I/1990).

Nach jüngsten Aufnahmsberichten auf Bl. 67 Grünau von G. FRIK (I/1989) und CH. ROGL (I/1991) soll die etwa 10 m höher als die NT-Fläche von Mühldorf – Scharnstein liegende Terrasse südwestlich Mühldorf rißzeitlich sein. Dem widerspricht jedoch ein heute verfallener Aufschluß 500 m westlich Mühldorf, der völlig lockere Almschotter mit zahlreichen großen Blöcken, darunter auch auffallend häufig aus wenig abgerollten Konglomeraten, mit einer den würmzeitlichen Schüttungen entsprechenden Bodenbildung zeigte (Kohl 1975 unveröff.). Es handelt sich um eine sehr moränennahe Schüttung, bei der in unmittelbarer Nachbarschaft ältere Konglomerate aufgearbeitet worden sind. Diese Terrassenstufe setzt sich östlich des mit Rißsedimenten überdeckten Schlehbichels bei Dorf gegen Viechtwang hin fort, wobei bei Haid, wie dies FRIK beschreibt (I/1990), in Fortsetzung des Dorfer Hügelzuges noch ein Kern der rißzeitlichen Schüttung vorliegen dürfte.

Die NT besteht also aus zwei Niveaus, die wie schon oben angedeutet, jedenfalls mit einem höheren Teilfeld eines „Maximalstandes“ und dem eines „Hochstandes“ zusammenhängen. Diese Unterscheidung ist schon ab der NT von Steinfeld (Niveau a um 500 m) talabwärts nicht mehr möglich. Dafür aber schalten sich bei den talabwärts nicht zusammenhängenden NT-Feldern ein etwa 10 m tiefer liegendes Niveau b und ab dem Sausbach ein um weitere 10 m tieferes Niveau c ein. Westlich der Lederau sind nur die Stufen b und c, östlich der Alm abschnittsweise alle drei vertreten. Nach der längeren Unterbrechung an der Einengung bei Egenstein folgt das NT-Feld des Theuerwanger Forstes, in dem die Stufen weniger deutlich und weniger hoch sind.

Nördlich Vorchdorf bildet dann die NT von Feldham ab > 410 m ein bis 1,5 km breites und 2–3,5 km langes Feld zwischen Laudach und Alm, wobei einige NT-Sporne auch östlich der Alm dem Steilabfall vom Plateau herab vorgelagert sind. Auch längs der unteren Laudach sind im Bereich Kirchham immer wieder NT-Reste erhalten, die bei Vorchdorf an das Niveau des Almtales anschließen. Erst gegen die Mündung der Laudach in die Alm treten wieder tiefere Stufen auf, deren Anzahl sich auf der linken Talseite nördlich der Laudach auf vier bis fünf erhöht, bis dann bei Bad Wimbach wieder ein geschlossenes Niveau in etwa 370 m sich mit der NT-Schüttung aus dem Trauntal trifft.

Die Maximalmächtigkeiten zwischen größter Rinnentiefe und dem jeweils obersten NT-Niveau betragen zwischen Rankleiten und Pfaffing 55 m, beim Theuerwanger Forst, wo die Rinne unter der NT durchstreicht, und auch nördlich Vorchdorf 45 m, am Nordende des Vorchdorfer NT-Spornes und bei Bad Wimbach 40 m. Es darf hier mit großer Wahrscheinlichkeit diese gesamte mächtige Schüttung der Würmeiszeit zugeschrieben werden und die

vorausgehende Erosion dem Riß/Würm-Interglazial, weil das prärißzeitliche Almtal und deren rißeiszeitliche Füllung westlich Pettenbach in annähernd gleicher Tiefe zur Pettenbachrinne abzweigt. Für den inneralpinen Teil oberhalb der Steinbachbrücke dürfen noch größere Tiefen angenommen werden, wobei hier nicht auszuschließen ist, daß die Füllung auch noch Reste aus der Rißeiszeit enthält.

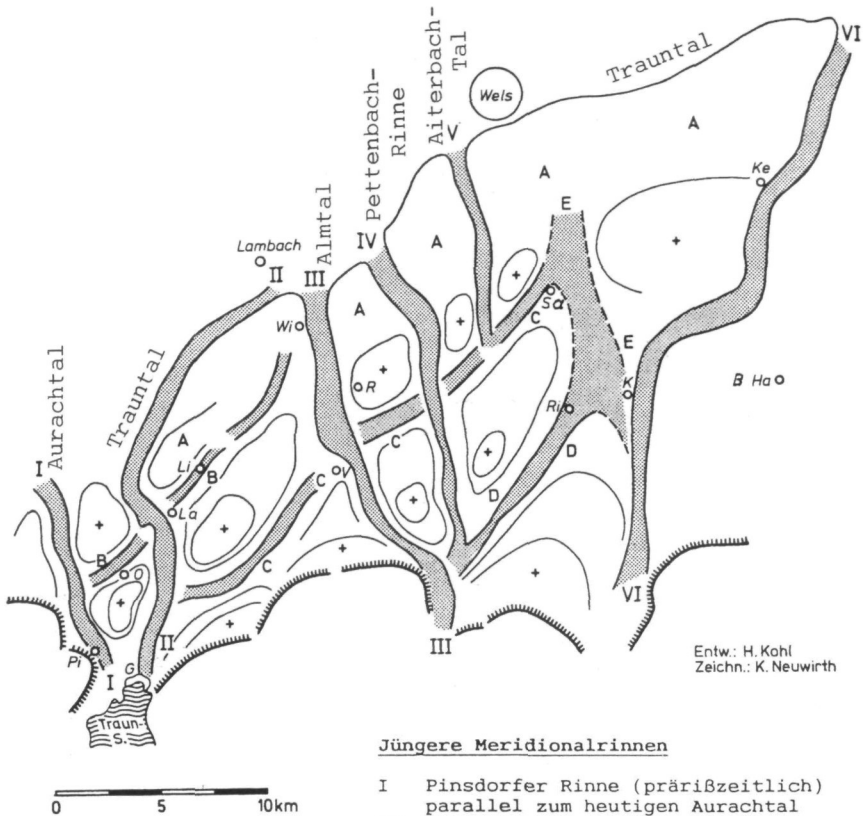
Die Geröllzusammensetzung mit einem hohen Dolomitanteil und einem deutlich auffallenden Anteil an dunklen Kalken (Gutensteiner Kalk und Reiflinger Kalk mit Hornsteinknollen) und relativ wenig Flysch unterscheidet die Almtalfazies deutlich von den benachbarten Schüttungen. Junge, relativ wenig ausgeprägte Bodenbildungen erlauben auch grundsätzlich eine eindeutige Unterscheidung von Sedimenten älterer Eiszeiten.

Die Schmelzwasserschüttungen der **Rißeiszeit** sind erstmals anschließend an den Moränenrest über der inselartig aufragenden Flyschkuppe von Dorf in einem etwa 10 m das obere NT-Niveau überragenden Terrassenrest (544 m) mit gut verfestigten, wesentlich stärker verwitterten moränennahen Schottern erhalten. Dann setzt die HT, sieht man von unsicheren Konglomeratresten westlich der Almaumühle ab, erst mit dem bei Heiligenleithen zwischen Sausbach und Almtal in > 500 m NN am Flyschalpenrand ansetzenden Sporn ein. Der Flyschberghang gleitet mit einem flachen Hangfuß über der HT aus, was auf eine entsprechende wohl würmzeitliche Solifluktsdecke zurückzuführen ist.

Den Beweis dafür lieferten frisch angelegte Wassergräben im Wald des oberhalb anschließenden Flyschhanges, die dicht gepackten, geschichteten, stark vergleyten lehmigen Flyschschutt aufgeschlossen hatten.

Erst in einem Abstand vom Hangknick zur Terrasse treten dann die nicht überdeckten Schotter an die Oberfläche (Kohl, Ber. I/1995). Die äußerste Spitze dieses Spornes ist durch ein im Niveau a der NT verlaufendes Trockental, das von der Bahnlinie Wels-Grünau benützt wird, inselartig abgetrennt. Jenseits des in diesem Bereich zeitweise völlig versickernden Sausbaches setzt dann mit einem dem Almtal zugewandten Steilrand das etwa 17,5 km lange, von 490 auf < 380 m abfallende, nach Norden führende Feld der mit HT-Schottern in Almtalfazies erfüllten Pettenbachrinne ein. Das heutige Almtal biegt mit den NT-Resten nach Nordwesten gegen Vorchdorf ab, wo es sich mit einem schon früher bestehenden Laudachtal vereinigt (Abb. 49; Kohl I/1974).

Die Pettenbachrinne ist ein noch 20–40 m in das Schlierrelief eingetieftes prärißzeitliches Almtal und zieht auch quer durch alle älteren Quartärsedimente hinweg über Spielfeld-Wipfing zum Trauntal bei Fischlham. Die Talrinne folgt zunächst der Berührungslinie der beiden benachbarten Günzgletscher aus dem Alm- und dem Steyr-Kremstal, weiter nördlich ist sie zwischen den Endmoränen beider Gletscher und schließlich in die ÄDS eingetieft

Abkürzungen der Ortsnamen:

B Ha	Bad Hall
G	Gmunden
K	Kremsmünster
Ke	Kematen/Krems
La	Laakirchen
Li	Lindach
O	Ohlsdorf
Pi	Pinsdorf
R	Reuharting
Ri	Ried i. Traunkreis
Sa	Sattledt
V	Vorchdorf
Wi	Wimsbach

Jüngere Meridionalrinnen

- I Pinsdorfer Rinne (prärißzeitlich) parallel zum heutigen Aurachtal
- II Gmundner Trauntalrinne (präwürmzeitlich)
- III Almtalrinne (präwürmzeitlich)
- IV Pettenbachrinne (prärißzeitlich) aus dem Almtal über Pettenbach-Eberstallzell nach Fischlham
- V Aiterbachrinne (prämindezeitlich) von Oberaustall nordwärts (schwach)
- VI Kremstalarinne (präriß- präwürmzeitlich)

Alte Hochmulden: Prägünzzeitl. Entwässerungssystem

- A Breite Randmulde des heutigen Trauntales
- B Ohlsdorf-Lindacher Mulde aus dem Aurachtal nach NE
- C Oberweis-Vorchdorf-Sattledter Mulde aus dem Trauntal
- D Voitsdorfer Mulde, aus dem Almtal über Pettenbach nach Voitsdorf
- E Schleißheimer Mulde aus dem Kremstal

Abb. 49: Westliche Traun-Enns-Platte. Alte Abflußrinnen in der tertiären Molasse.

(Abb. 43). Die Mächtigkeit der sie erfüllenden Schotter erreicht westlich Pettenbach > 60 m und nimmt bis zum Nordende auf 40 m ab. Im Süden greifen die Schotter über die Rinne hinaus und erreichen dort 2,5 km Breite, an der Einengung im Mittelabschnitt 750 m und nördlich der Autobahn werden am Außensaum der Günzmoräne des Steyr-Krems-Gletschers wieder 1,5–2 km erreicht. Die Schotter weisen durchgehend eine bereits südlich Pettenbach einsetzende nach Norden hin zunehmende Löß-Lehmdecke von 1,5–3 m auf. Darunter liegt der typische Riß/Würm-Interglazialboden; er greift mit seinem verlehnten B-Horizont taschenartig in die von der beginnenden Tiefenverwitterung erfaßten Schotter ein. Der bei der Verwitterung frei gewordene Kalk hat besonders in den oberen Lagen eine stärkere Verfestigung bewirkt. Im Süden liegt die Schotteroberfläche kaum tiefer als die älteren Sedimente. Im Norden dagegen hebt sich der Schotterkörper, z. T. infolge der randlichen Zerschneidung durch den Eberstallzeller- und den Heischbach betont, bereits deutlich von der höheren und älteren Umgebung ab.

Die für die Oberflächengestaltung der HT typische Zerdellung führt im Süden zu kilometerlangen Trockentälern, im Norden eher zu kurzen, zum Heischbach führenden Mulden. Es gibt zwar ein vom Pettenbach zum Eberstallzeller Bach durchlaufendes Tal, das aber nur in Ausnahmefällen, meist auf wenige Tage beschränkt, auch durchlaufend Wasser führt, sonst versiegen die im Süden von den Flyschbergen kommenden Bäche (Pettenbach, Dürnbach) sehr bald nach Eintritt in diese Schotter. Vom Grundwasser gespeiste Quellen treten erst wieder dort aus, wo der höher liegende Rinnenrand des tertiären Schliersockels angeschnitten wird, was von Eberstallzell an und weiter nördlich auch im Heischbachtal der Fall ist (Kohl 1/1970).

Im heutigen Almtal gibt es keine entsprechende HT-Schüttung. Die HT-Schotter des Kösselwanger Tales können auf ein älteres Laudachtal zurückgeführt werden. Sehr wohl gibt es aber ein den HT entsprechendes Terrassenniveau, das über verschieden alte Sedimente, bei Egenstein und Einsiedeln über Weißer Nagelfluh, bei und südlich Vorchdorf über ADS und z. T. günzeitlichen Moränenschutt hinweg zieht. Es handelt sich also um eine Erosionsform, die nur wenige Meter mächtige, stark lehmige Umlagerungen aus dem älteren Material aufweist. Die Schmelzwässer aus dem Almtal sind also nach Auffüllung der Pettenbachrinne ins heutige Almtal abgelenkt worden.

Geht man von der Untergliederung der Rißsedimente im Traungletscherbereich aus, erhebt sich die Frage, ob vielleicht ein jüngerer Riß vorliegen könnte, was hier aber nicht beweisbar ist. Das Auftreten blockführenden, wesentlich dichter gepackten Materials an der Sohle der ehemaligen Gemeindegrotte von Pettenbach am Steilabfall westlich des Ortes könnte ein Hinweis auf die Existenz einer älteren Rinnenfüllung, etwa aus dem älteren Riß, sein, die hier mehr als die Hälfte der Rinnenfüllung einnehmen dürfte, sofern nicht auch noch ältere Quartärsedimente enthalten sind, was zwei

Bohrungen bei Pettenbach (Baumgartner & Friedl 1990 unveröff.) nicht ausschließen.

Für **mindelzeitliche** JDS sprechen erste Reste unmittelbar am Flyschalpenrand südlich Pettenbach, was ohne erhaltene Moränen auf ein wahrscheinliches Gletscherende an der Einengung bei der Steinbachmündung schließen läßt. Weiter nördlich gibt es dann zwei Stränge von JDS, von denen der östliche nördlich Pettenbach einsetzt, sich auf etwa 3 km verbreitert und somit noch unter die mindelzeitliche Endmoräne des Steyr-Krems-Gletschers ausgreift, wobei die Schotterfazies eine deutliche Abgrenzung zur gleich alten Schüttung aus dem Kremstal ermöglicht. Die Schotterflur folgt dann weiter dem Aiterbachtal, wo sie mit Annäherung an die Autobahn eingeengt wird und talabwärts bis zur Ausmündung ins Trauntal auf einen schmalen Streifen auf der Westseite des Tales beschränkt ist. Während die Schüttung im Süden völlig unabhängig vom Untergrundrelief verläuft, liegt im Nordteil die Sohle dieser Schotter etwas tiefer als jene der ÄDS.

Die im wesentlichen stärker verfestigten und tiefer verwitterten Schotter sind noch z. T. in alten Brüchen an den Steilhängen längs der asymmetrischen Täler nordwestlich Rührendorf aufgeschlossen, wie auch in Gruben des unteren Aiterbachtales. Eine mindestens durch einen Paläoboden gegliederte fünf Meter mächtige Staublehmauflage über lehmig verwittertem, z. T. zeretztem Schotter war lange in einer Grube 1 km südwestlich des Bahnhofes Voitsdorf aufgeschlossen.

Ein größerer Rest eines zweiten Schotterfeldes von JDS ist bis 2 km breit von Pfaffing bis östlich Vorchdorf längs des heutigen Almtales erhalten, wo er z. T. die WNF überlagernd den Ostteil des günzzeitlichen Gletscherzungenbeckens auffüllt. Auf der linken Talseite sind JDS nur in der heterogen aufgebauten Terrasse von Pamet enthalten.

In den am Steilrand gelegenen Schottergruben nordwestlich Pfaffing, bei Felling und östlich der Fischböckau fehlt die im Inneren bei Bauaufschlüssen immer wieder nachzuweisende Deckschicht, und auch die Verwitterungszone muß dort an der Talrandkante stark gekappt sein. Die Zertalung durch lange wasserlose Mulden ist entsprechend intensiver als bei den HT-Feldern.

Die Mächtigkeiten der Aiterbachflur reichen je nach Schlierrelief von knapp 50 m im Süden bis um 20 m am nördlichen Talausgang, wobei zu beachten ist, daß in Rinnen des Untergrundreliefs noch mit älteren Füllungen zu rechnen ist. Ähnliches gilt auch für die Almflur, wo Mächtigkeiten von > 40 m bis unter 30 m auftreten. Die mehr als 18 km lange Aiterbachflur fällt von 480 m auf 370 m, die 5 km lange Almflur von 480 m auf 440 m ab.

Es ist schwer zu beurteilen, ob diese beiden Schüttungen in die beiden benachbarten günzzeitlichen Zungenbecken gleichzeitig erfolgt sind oder nacheinander. Jedenfalls muß aber die Aiterbachflur bereits bestanden haben, als sie zumindest randlich von der ebenfalls mindelzeitlichen Moränen-

schüttung aus dem Kremstal überlagert wurde, was auch durch eine Phasenverzögerung infolge eines längeren Weges durch das Steyrtal bis ins Kremstal verursacht sein könnte.

Das älteste in das günzzeitliche Gletscherzungenbecken eingelagerte Sediment ist die **Weißer Nagelfluh** (WNF). Sie kann in der Region Alm-Kremstal auf Grund ihrer auffallenden lithologischen Zusammensetzung und ihrer außergewöhnlich starken Verfestigung sowie den damit zusammenhängenden diagenetischen Veränderungen als bedeutender Leithorizont betrachtet werden. Ihre stratigraphische Position zwischen den Günz- und Mindelsedimenten und ihre Bedeutung für die Quartärstratigraphie soll beim Kremstal erörtert werden (Kap. 7.2), wo sie am überzeugendsten nachgewiesen werden kann.

Im Almtal tritt die WNF als älteste, stark erodierte Füllung des günzzeitlichen Zungenbeckens am Talrand entlang auf und erreicht hier bei Egenstein und Einsiedling eine Mächtigkeit bis 30 m. Sie keilt dann linksseitig an der Pappelleiten 4,5 km südlich der Autobahnbrücke über Vorstoßschottern der ÄDS aus (Kohl Ber. Bl. 67 I/1996). Ihr südlichstes Vorkommen liegt hier in einer abgetrennten Kuppe innerhalb der Terrasse von Pamet. Auf der rechten Talseite bildet sie den Steilrand bei Egenstein bis Theuerwang. Am Innenrand des östlichen Günzmoränenzuges tritt sie in einer Mischfazies mit umgelagerten Blöcken aus der Moräne auf. Die WNF hat sich, wie im Kap. 7.2 ausgeführt, als kaltzeitliche Schüttung erwiesen. Ob sie eine glazifluviale Schüttung darstellt, ist noch nicht gesichert, denn zugehörige Moränen sind bisher nicht oder noch nicht gefunden worden.

Glazifluviale Schüttungen aus der **Günzzeit**, die ÄDS, lassen sich in Form eines flachen Übergangskegels aus dem östlichen Moränenast ableiten. Ihre Ausrichtung nach Norden ist, abgesehen vom Gefälle, auch an der Zertalung erkennbar und reicht bis zur älteren Schwelle mit den Schottern von Reuharting – Schnelling, die die Schmelzwässer längs des heutigen Katzenbaches nach NO hin abgelenkt hat, wo dann die ÄDS des Almtales sich mit denen des Steyr-Krems-Gletschers und weiter nördlich auch des Traungletschers vereinen (Kohl Bl. Wels GBA I/1996 und Abb. 34). Ähnlich wie bei anderen an Günzmoränen anschließenden ÄDS sind auch hier immer wieder weit nach Norden verschleppte Blöcke zu finden. Die Schotter gleichen auch bezüglich Verwitterung, Diagenese, Lehmbedeckung und Gehalt an Nichtkarbonat- und -flyschschottern den übrigen Vorkommen von ÄDS in Oberösterreich.

Die **prägünzzeitlichen Schotter** von Unterhörbach-Reuharting-Schnelling (vgl. Kap. 5.3.2) bedürfen noch einer genaueren lithologischen Untersuchung, um feststellen zu können, ob sie aus dem Almtal oder aus dem Trauneinzugsgebiet stammen. Der Verlauf der Schwelle spricht eher für das Traungebiet.