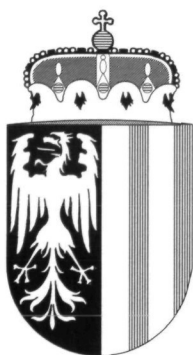


JAHRBUCH
DES
OÖ. MUSEALVEREINES
GESELLSCHAFT
FÜR
LANDESKUNDE

144. Band

1. Abhandlungen



Linz 1999

Inhaltsverzeichnis

Werner Pichler: Die Felsbilder des nördlichen Dachsteingebirges	7
Werner Pichler: Die Felsbildstationen Kollergraben und Hochkogel am Südhang des Schafberges	91
Gerhard Forstenpointner, Andrea Hassl, Alice Kaltenberger, Friedrich Kaltenberger, Stefan Karwiese, Iris Müller: Die Grabungen des Österreichischen Archäologischen Instituts im ehemaligen Benediktinerkloster („Schloß“) Mondsee. V. Interdisziplinäre Auswertung des Inhaltes einer neuzeitlichen Jauchenkiste	99
Willibald Katzinger: Wie man „Heiden“ produziert – Eine Entgegnung	153
Johann Offenberger: Bemerkungen zur Auffindung von Holzfässern im ehemaligen Kloster Mondsee	171
Margareta Vyoral-Tschapka: „Villa Nostra Pfaffenhoven Dicta“ – Der „alte Pfarrhof“ der Pfarre Gilgenberg am Weilhart (Mairhof Nr. 4)	179
Susanne Hehenberger: „...Ich bin mit diesem Knecht geschwistrigt Kinder...“ .Der Prozeß gegen Maria Stumvollin und Johann Scherb (Freistadt/Weinberg 1783) als Beispiel der Strafpraxis beim Delikt „Inzest“ im 18. Jahrhundert.....	199
Harry Slapnicka: Kunstgattung, Tatsachenbericht., Täuschung? Selbstbiographien aus Oberösterreich im 20. Jahrhundert	231
Hermann Kohl: Das Eiszeitalter in Oberösterreich Teil III: Das eiszeitliche Geschehen in den nicht vergletscherten Gebieten Oberösterreichs und die Entwicklung im Holozän	249
Manfred Schmitzberger: Jungsteinzeitliche Wildvogelfunde aus Ölkam/OÖ.	431
Nachrufe	439
Besprechungen	455

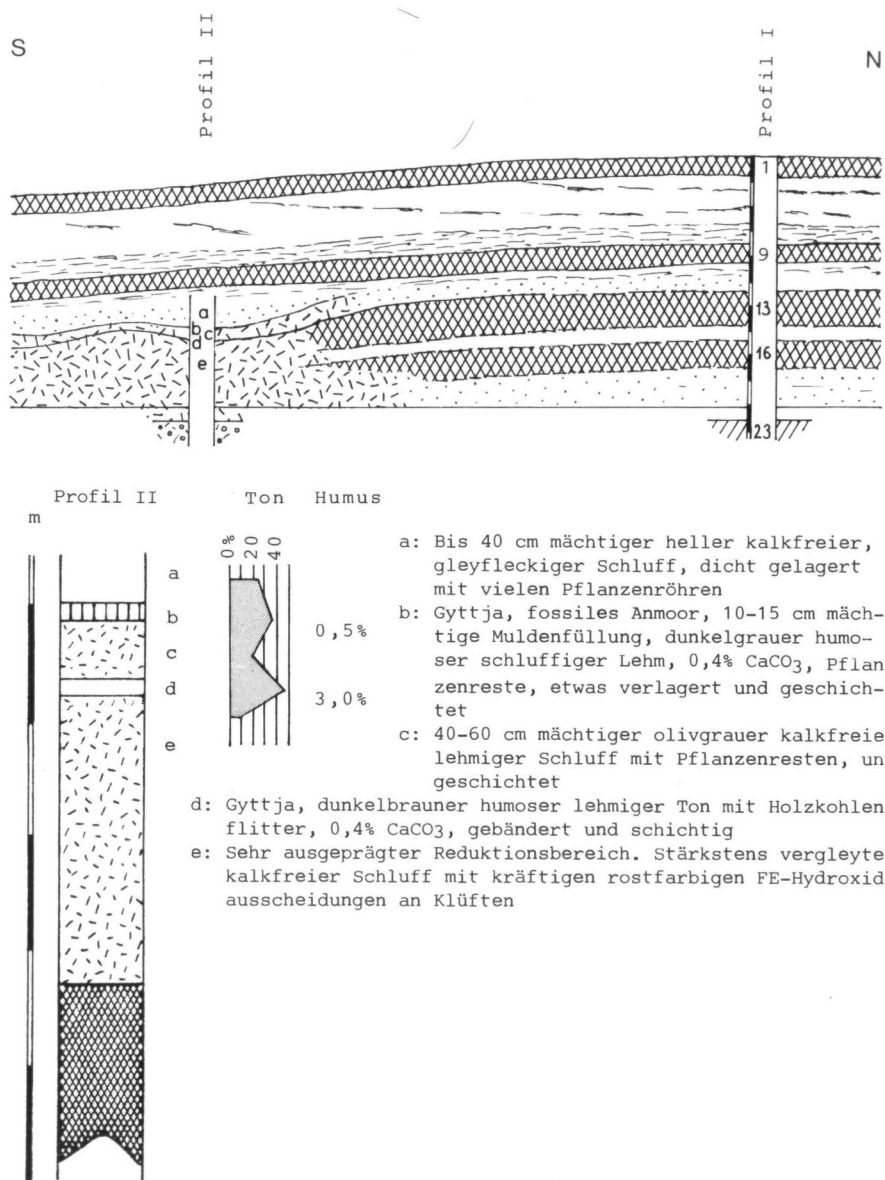


Abb. 96b: Profil II an der westlichen Aufschlußwand der Löß- und Lehmgrube der ehemaligen Ziegelei Würzburger. Erläuterungen im Text. Zeichnung: KOHL.

Obwohl schon im typischen Staublehmbereich der mittleren Traun-Enns-Platte gelegen, sei auch noch auf die für die Stratigraphie der äolischen Deckschichten wichtige 1993 neu angelegte Grube der *Ziegelei Obermaier in Neuhofen/Krems* verwiesen, die ebenfalls über tiefgründig verwittertem ÄDS liegt. Sie weist unter dem Oberflächenboden, einem extremen Pseudogley mit ausgeprägten vertikalen prismatischen Körpern, deren Begrenzungsflächen mit hellgrauen Tonbelägen bedeckt sind, drei weitere fossile Pseudogleyböden auf. Auch die völlig kalkfreien etwas helleren mehr feinsandig-schluffigen Zwischenlagen zeigen jeweils zum liegenden Boden hin bei zunehmendem Tongehalt auch eine zunehmende Vergleyung an, so daß ihre Abgrenzung zum darunter folgenden Boden oft schwer fällt. Ebenso nimmt die Vergleyung der unteren fossilen Böden auffallend zu.

Infolge der Lage des 8–10 m mächtigen Deckschichtpaketes am Übergang vom Plateau zu einer Mulde, die bereits in den ÄDS angelegt ist, fallen auch alle Böden gegen die Mulde hin ein, wobei auch der Tongehalt oft in Verbindung mit einsetzender Schichtung stark zunimmt. Zuunterst liegt in der Mulde dichter blaugrauer Ton, wohl ein Stillwassersediment, das nach oben hin und hangaufwärts allmählich in das feinsandig-schluffige Substrat der Staublehme übergeht. Das durch den Ton gestaute Wasser bedingt dabei im Muldenbereich durch Oxidations- und Reduktionsvorgänge eine bunte, scheckige Verfärbung in Form von intensiv rostbraunen, schwarzen bis hellgrauen Flecken.

Insgesamt tritt in den Deckschichten über ÄDS ein Interglazialboden mehr auf, als nach den glazifluvialen Terrassenschüttungen zu erwarten wäre. Dabei vereinigen sich der 2. und 3. fossile Bt stellenweise zu einem mächtigen Doppelbodenkomplex, der kaum durch eine den großen alpinen Eiszeiten entsprechende Kaltzeit zu trennen sein dürfte, so daß das hangende Lößpaket über diesem Doppelboden der Rißeiszeit entsprechen müßte. Dieser Rißkomplex ist im oberen Bereich durch einen nicht immer erhaltenen Interstadialboden gegliedert, im unteren durch mehrere Lagen kräftiger Solifluktionshorizonte mit z. T. naßbodenartiger Ausbildung, wobei in einem Fall (Stadion Linz) auch Reste eines Bodensedimentes auf einen abgetragenen Boden verweisen. Dabei ist nicht völlig auszuschließen, daß dieses Sediment auch vom liegenden fossilen Interglazialboden (3. f. Bt) stammen könnte. Die Profile über dem JDS lassen aber in dieser Position auch einen Riß-Interstadialboden erwarten (vgl. Steyr).

Diese Beobachtungen stützen auch die aus den Moränenbereichen gewonnene Gliederungsmöglichkeit der Rißeiszeit in drei Abschnitte (Teil II/Kap. 5.2 u. 7.1), wie sie heute vielfach auch in anderen Gebieten angenommen wird (SCHREINER II/1989, BIBUS 1974, 1989 u.a.).

Die immer wieder zu beobachtende verstärkte Erosion (Muldenbildung) vor Sedimentation des Rißlößpaketes in den äolischen Deckschichten dürfte

auch eine Folge der zwischen den Schüttungen der JDS und der HT-Schotter nachgewiesenen größeren Erosionsphase sein. Die fossilen Bodenkomplexe Bt 2 und Bt 3 im Profil Stadion Linz entsprechen jedenfalls dem Doppelboden Bt 2 in Linz-Grabnerstraße und Aschet-Wels, während im Komplex Bt 3 die im oberösterreichischen Kremstal durch die Weiße Nagelfluh gegebene Aufgliederung der Günz-Mindel-Warmzeit in zwei kräftige und intensive Bodenbildungen enthalten sein müßte. Somit ergibt sich ein guter Vergleich mit den beiden im Tagebau Frimmersdorf am Niederrhein bei Köln festgestellten Doppelböden, die vor dem letztinterglazialen Boden der Riß-Würm- bzw. der Saale-Weichsel-Warmzeit eingestuft werden (W. SCHIRMER 1992).

Auch die Mindeleiszeit ist durch mindestens zwei humose Interstadialböden gegliedert, was ebenfalls gut mit den aus der Anordnung der Mindelmoränen im Traun- und im Kremsgletschergebiet gewonnenen Erkenntnissen übereinstimmt (Teil II, Kap. 5.2 u. 7.1).

Sowohl im Löß wie auch außerhalb davon auftretende charakteristische Periglazialerscheinungen werden, um Wiederholungen zu vermeiden, im folgenden Kapitel 11.2.2 für beide Gebiete gemeinsam besprochen.

11.2.2 Der Tundrenbereich außerhalb der von glazifluvialen Schüttungen abhängigen Löß-Lehmgebiete

Ein wesentlicher Unterschied zwischen den von glazifluvialen Schüttungen abhängigen Lößgebieten und den außerhalb davon liegenden Bereichen des Vorlandes besteht schon darin, daß während der Kaltzeiten die Lößgebiete vorherrschend von äolischer Akkumulation, die außerhalb davon gelegenen Bereiche jedoch überwiegend von Abtragungsvorgängen geprägt wurden. Dabei haben sich die Grenzen zwischen diesen beiden Räumen nicht nur fallweise verschoben, sie überschneiden sich auch, wie die gerade in Grenzbereichen auftretenden mehrgliedrigen Staublehmdecken beweisen. Das gilt nicht nur für den inneren Bereich der Traun-Enns-Platte. Die Kartierungen auf Blatt 49 Wels haben auch mehrgliedrige Staublehme auf glazifluvialen Terrassen ergeben (Kap. 11.2.1.2); sie ermöglichten auch die Ausscheidung von meist isolierten geringer mächtigen Staublehmdecken im Tertiärhügelland, die von den Lehmdecken der alten Reliktböden zu unterscheiden waren (KOHL in GBA I/1996 u. Erl. I/1997). Darüber hinaus ist auch mit zeitweiser Einwehung von Staublehm in die zahlreichen Solifluktsdecken zu rechnen, worauf ein entsprechender Schluffanteil hinweist.

Trotzdem verhalten sich hydrodynamisch die durchlässigeren Löße anders als die tonreichen eher wasserstauenden Staublehme, die mit den tonreichen marinen Tertiärsedimenten trotz einer gewissen Beeinträchtigung durch die Pflanzendecke (gehemmte Solifluktion) einer verstärkten periglazialen Abtragung ausgesetzt waren. Die dadurch beschleunigte Abfuhr der Soliflukts-

ströme hat, oft durch Schneeschmelzwässer verstärkt, im Auftaubereich nur auf sehr flachen Böschungen entsprechende, eher unauffällige Decken hinterlassen. Eine besondere Stellung nimmt der Hausruck-Kobernaußerald auf Grund seiner absoluten Höhe, des verstärkten Reliefs und der gewaltigen Schottermassen ein (dazu weiter unten).

Wie auf steileren Hängen können auch auf ebenen Flächen ohne höherem Hinterland Solifluktsdecken nicht erwartet werden. Hier sind die Spuren des ehemaligen Frostklimas wie Kammeisauflockerung und Kryoplanation (Einebnung durch geringfügige Verlagerungen infolge Frostes) weitgehend von der postglazialen Bodenbildung überprägt worden.

Die längere Dauer der sommerlichen Tauperiode hat im Alpenvorland auch abseits der glazifluvialen Schüttungen zu größeren fluviatilen Transporten des angelieferten Solifluktionsschuttes und deren Ablagerung in den verbreiterten Bach- bzw. Flußbetten geführt. Diese weitgehend vegetationsfreien Ablagerungen bildeten ebenso wie auch die alten durch Frost aufgebrochenen Verwitterungsböden die Auswehungsbereiche für kalkfreie Staublehme.

Unter den auch im Alpenvorland bekannt gewordenen Zeugen eines periglazialen Klimas während der Kaltzeiten seien zuerst die auf Dauerfrostboden hinweisenden **Frostspalten** sowie **Löß-** und **Lehmkeil**vorkommen erwähnt. Wie schon oben angedeutet, sind sie in Oberösterreich nicht so zahlreich wie etwa in kontinentaleren Klimabereichen. Ihre unterschiedliche stratigraphische Position bezeugt jedoch auch hier die klimatischen Voraussetzungen für verschiedene Abschnitte des Eiszeitalters.

So beschreibt L. WEINBERGER (I/1953 248ff u. I/1954 53f) solche auf ehemalige Eiskeile zurückzuführende Bildungen aus dem Jungmoränengebiet des Salzachvorlandgletschers, deren Entstehung er in der Jüngeren oder Älteren Dryaszeit (Tundrenzeit) annimmt. Ferner erwähnt er Vorkommen im unteren Würmlöß auf der Terrasse des JDS, also aus dem Frühwürm, und weiters aus dem Löß über ÄDS der Ziegelei Sonnleithen bei Mauerkirchen, die er der Riß- oder Mindeleiszeit zuordnet. WEINBERGER erwähnt abschließend (1955 18f), auch solche Beobachtungen von J. Fink bei Ibm und von E. Ebers aus dem älteren Würmschotter am Süden des Waginger Sees. Eine gute stratigraphische Einordnung von Frostspalten ermöglicht die Beschreibung des würmeiszeitlichen Lößprofils über HT-Schotter bei Suben am Inn durch G. Borz (1963). Sie treten dort in zwei Niveaus auf, einem unteren knapp über den basalen Solifluktslagen (2,2 m tief, 1–2 cm breit), über dem diskordant ein auch kryoturbat (frostbedingte Verwürgung) gestörter kalkführender Löß liegt, und in einem etwa 3 m höheren Niveau, wo er zwei Spalten (3,3 m tief, bis 20 cm breit und 1,4 m tief, bis 5 cm breit) angetroffen hat. Dieses obere Niveau dürfte unmittelbar über dem oberen Interstadialboden (Altheim-2, Kap. 11.2.1.1) liegen, über dem dann erst der hochglaziale typische sehr kalkreiche Löß folgt.

Ebenso kommen auf der bayerischen Seite der ehemaligen Salzachgletscher Eiskeilpseudomorphosen auch in älteren Pleistozänsedimenten vor. Als Beispiel sei ein Aufschluß westlich Mankham a.d.Alz erwähnt (Blatt Trostberg), den Prof. Grimm, München 1976 anlässlich einer Exkursion (unveröff. Exkursionsführer Seite 7 u. dort Abb. 4) zeigte, in dem ehemalige Eiskeile an der Oberfläche der JDS auftreten, die von rißzeitlichen Hochterrassenschottern überlagert sind.

Es fällt auf, daß im gesamten Traungletscher-Vorland und in der Traun-Enns-Platte einschließlich der sie begleitenden Terrassentäler bisher keine derartigen Bildungen beobachtet werden konnten. Dagegen erwähnt H. FISCHER (1979 150) mehrere bis 2 m tiefe Lößkeile im Leimbachtal am günzzeitlichen Haager Enns-Schotterfächer.

Eine Ausnahme bildet die NT des unteren Traunales, wo in flachen 1,5–1,7 m tiefen Mulden, in denen auf frischem unverwittertem Schotter ein fossiler Humusboden erhalten ist, in den 10–20 cm tiefe mit diesem Humus gefüllte Keile eingreifen (KOHL I/1955 43 u. Taf. IV). Diese Mulde ist dann nach Ausbildung dieses Bodens jedenfalls fluviatil verfüllt worden, wobei zahlreiche eckige, deutlich gesplitterte Schotterfragmente auf Frosteinwirkung schließen lassen. Erst über dieser Füllung zieht die postglaziale Bodenbildung, eine schwach entwickelte Parabraunerde über die gesamte Terrasse hinweg. Bei diesen jedenfalls als Frostkeile zu deutenden Formen kann es sich demnach nur um recht frühe spätglaziale Bildungen handeln. Ob zu dieser Zeit noch mit einem bis an die Oberfläche reichenden Dauerfrostboden gerechnet werden kann, ist im Vergleich mit dem Aufschluß in den Pitzbergsschottern (Kap. 11.1) eher unwahrscheinlich. Es könnte sich hier vielmehr um einen nur in geringe Tiefe reichenden Frostboden eines späteiszeitlichen Stadials handeln.

Auch **Kryoturbationen** (Verwürgungen durch Frosteinwirkung) sind im Alpenvorland nachgewiesen, wenn auch seltener und in bescheidenerer Ausbildung als etwa im kontinentaleren östlichen Niederösterreich. Sie setzen einen gewissen Wechsel mit wasserstauenden tonreicheren Lagen voraus und sind daher in homogenem Material wie unverwitterten Schottern kaum zu finden. In Lößprofilen sind sie stratigraphisch an Naßböden und dichte Solifluktionsschichten überlagernde Horizonte gebunden. Sie können in sehr unterschiedlichen Formen von geringfügigen welligen Verbiegungen bis zu Faltenbildungen oder Schichtaufbiegungen mit nach oben zeigenden Spitzen auftreten. Seltener finden sich tiefer greifende taschenartige Verwürgungen.

Stratigraphisch sind am besten die eher bescheidenen Vorkommen in wärmzeitlichen Lößprofilen über HT-Schottern einzuordnen. Gute Beispiele bieten die Profile von Weingartshof bei Linz (KOHL I/1955 44 u. Taf. IV), von Suben am Inn (Bortz I/1963) und von Altheim am Inn (Kohl 1980, Profilentnahme für das Oberösterreichische Landesmuseum, unveröff.), wo sie jeweils in einer auf Vernässung hindeutenden oberen und einer unteren vielfach als Naßboden bezeichneten Gleyfleckenzone vorkommen. Dabei kann sowohl

der obere wie auch der untere Horizont mehrgliedrig sein, sei es durch Diskordanzen (Unterbrechungen des Schichtverbandes, z. B. Weingartshof) wie auch durch Wiederholung verwürgter hellgrauer Bänder (z. B. dreifach im besonders mächtigen oberen Horizont von Ebelsberg – Kohl 1955, unveröff.). Der obere Horizont liegt zwischen den meist schwach ausgebildeten Resten eines oberen Interstadialbodens und dem hochglazialen Löß, der untere über dem basalen Fließerdehorizont, in dem Reste frühwürmzeitlicher Interstadialböden stecken (vgl. Kap. 11.2.1.1). Häufig sind in diesen Horizonten Reste der Böden in die Verwürgung einbezogen. In beiden Fällen weisen sie auf einen verstärkten Kälteeinbruch hin.

Im präwürmzeitlichen, vermutlich rißzeitlichen Löß beschreibt L. WEINBERGER (I/1953 248) einen „Taschenboden“ aus der Grube der Ziegelei Raschhofer über JDS und sehr auffällige, auf größere Verlagerungen hindeutende „Würge- und Wickelböden“ (S. 250) aus der Grube Sonnleithen bei Mauerkirchen (Kap. 11.2.1.2 und 11.2.1.3).

In der Traun-Enns-Platte waren in der sehr mächtigen lehmigen Verwitterungsdecke der ÄDS 1961 westlich Sattledt an der Straße nach Wollsborg pfropfenartige Aufpressungen von kaum verlehmtten, aber durch Tiefenverwitterung stark angegriffenen helleren Schottern bis 0,7 m über die Aufschlußsohle reichend einzusehen (Kohl 1961, unveröff.), ein Hinweis darauf, daß mit ähnlichen Bildungen immer wieder zu rechnen ist.

Den Frostschuttdecken des Kristallinmassivs entsprechende flächenhaft auftretende **Solifluktsdecken** gibt es auch überall im Alpenvorland. Sie sind nur gesteinsbedingt oft schwer erkennbar und auch vielfach weniger mächtig erhalten und deshalb oft von der postglazialen Bodenbildung überprägt. Als Beispiel sei hier eine auf einem nur wenige Grad geneigten Hang, etwa 50–70 cm mächtige Decke aus Schlierlehm über unverwittertem anstehendem Schlier in Pram erwähnt, wo an einer Baustelle beim Aushub der Fundamente flächenhaft weit verschleppte Fragmente eines Mammutschädels (Kap. 13.3) gefunden wurden. Weit verbreitet kommen in diesen Decken auch immer wieder nicht anthropogen bedingte Streuschotter vor, wie bei Drainagearbeiten ebenfalls in der Umgebung von Pram beobachtet werden konnte (Kohl unveröff.). Der kaltzeitliche Nachweis solcher Solifluktsdecken, auch -zungen, kann vor allem in Lössen auch für ältere Kaltzeiten erbracht werden. Wieder sei auf L. WEINBERGER (I/1953 246f) verwiesen, der aus der Grube der Ziegelei Raschhofer in den Deckschichten über JDS in den Rißlöß hineinziehende Schotterzungen aus dem ÄDS beschreibt.

Auch innerhalb des Lösses können in aufgefüllte Erosionsmulden hineinziehende und allmählich auskeilende Solifluktsfahnen beobachtet werden, wie z. B. im ehemaligen Aufschluß beim heutigen Stadion von Linz (Kohl I/1955 Tafel IV), (Abb. 95). Grundsätzlich treten zu Beginn der Kaltzeiten jeweils größere Solifluktslagen auf, die meist auch Bodenmaterial und

selbst Gerölle aus dem unterlagernden Boden bzw. Schotterkörper enthalten. Ähnliche Erscheinungen finden sich in abgeschwächter Form auch über Interstadialböden.

Im Innbachtal zwischen Kematen und Pichl bei Wels konnten unter steileren im anstehenden Schlier liegenden Hängen Anreicherungen von Lehm- und lößähnlichem Material festgestellt werden, die am Übergang zur rezenten Talsohle einen flachen Hangfuß bilden. Zum Teil handelt es sich um dicht gelagerte kalkfreie Lehmlagen, die als Solifluktionsablagerungen zu deuten sind, z. T. aber auch um weniger dichte schluffige sehr lößähnliche kalkhältige Lagen, die nicht selten auch reichlich Lössschnecken führen. Zertrümmerte Schneckenschalen lassen auch in diesen Fällen auf Solifluktionsmaterial schließen, an dem möglicherweise auch äolischer Schluff beteiligt ist. Es stellt sich in diesen Fällen die Frage, woher der Kalkgehalt kommt, da die Verwitterungslehme des Schliers grundsätzlich kalkfrei sind. Stammt der Kalkgehalt von dem an steileren Hängen unverwitterten deutlich kalkhaltigen Schlier oder von zersetzten Schneckenschalen? Eine Einwehung aus dem Trauntal ist unwahrscheinlich, weil selbst die bei Gunskirchen das Trauntal begleitenden Terrassen fast ausschließlich kalkfreie Deckschichten tragen (KOHL in GBA I/1996 Bl. 49 Wels).

Neben den genannten Erscheinungen treten auch immer wieder breite, wenig eingetiefte mit Solifluktionsmaterial aufgefüllte **Hangdellen** auf, die an ähnliche Formen der Frostschuttzone des Mühlviertels erinnern (Kap. 11.1.1). Eine derartige Delle wurde im Zuge des Ausbaues der Innkreis-Autobahn 600–700 m östlich der Ausmündung des Weilbachtals in einer Breite von 100 m angeschnitten. Über dem muldenförmig unter die Autobahntrasse einfallenden Schlier war eine etwa 5 m mächtige deutlich mehrschichtige Füllung einzusehen.

Auf einem basalen Schluffpaket lag stark vergleyter grau fleckiger dicht gepackter Solifluktionslehm, über dem offenbar z. T. fluviatil transportiertes eher sandiges Material mit einzelnen Kies- und Sandsteinstücken aus der in größerer Höhe anstehenden Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation folgte. Schließlich schloß eine weitere Schlufflage die Dellenfüllung oben ab.

Auch das überaus stark verzweigte und dichte Talnetz trägt in diesem Tertiärhügelland fast überall deutliche Züge einer periglazialen Überprägung, wenn auch an den Steilstufen junge tobelartige Kerbtäler regressiv oft tief in die Ursprungsmulden zurückgreifen.

Eine über alle diese oberflächennahen Bewegungen hinausgehende Erscheinung stellt im Tertiärhügelland die große Schollenbewegung bei Bad 'Schallerbach (ÖK Bl. 49 Wels) dar, wo sich offenbar längs einer NW-SO verlaufenden Steilstufe ein großer Block der marinen Ottangium-Schichten gelöst und sich über aufgeweichten Tonmergeln des Egeriums vorgeschoben hat (KOHL Aufnahmeber. 1991 466). Wahrscheinlich handelt es sich um einen in Etappen erfolgten Vorgang, der aber insgesamt in die Zeit des Pleistozäns ein-

zuordnen ist, wobei Bewegungen am ehesten jeweils nach Auflösung des Dauerfrostbodens erfolgt sein dürften.

Ein für Massenbewegungen jeder Art sehr anfälliges Gebiet stellt der **Hausruck** dar. Die besonderen geologischen Verhältnisse, sehr mächtige Lockermassen in Form der Hausruckschotter, verursachen über der wasserstauenden Kohlentonserie in Verbindung mit einer ausgeprägten Geländestufe selbst in der Gegenwart immer wieder größere Massenbewegungen. Um so mehr muß in den Kaltzeiten bei einer Höhenlage bis 800 m mit solchen Vorgängen gerechnet werden, an die dann auch noch im weniger geneigten Gelände flächenhaft Solifluktionsbewegungen über Atzbacher Sanden, Vöcklaschichten, Ottnanger Schlier und Rieder Schichten stattgefunden haben, worauf jüngere Kartierungsberichte hinweisen; im Bereich der Blätter 47 Ried i. I. von R. ROETZEL (1986 394, 1987 259, 1988 404), Ch. RUPP (1989 539) und 48 Vöcklabruck von H. G. KRENMAYR (I/1988 406, I/1989 542), G. v. ARETIN (I/1988 405), S. DECKERS (I/1989 540) und A. SCHLÄGER (1989 542).

Eine weitere Erscheinung der periglazialen Klimaverhältnisse im Alpenvorland sind die **asymmetrischen Täler**. Gelten die im Vorland oft kilometerlangen wasserlosen Dellen mit ihrem muldenförmigen Querschnitt und ihrer Auskleidung mit Solifluktionsschutt als typische periglaziale Bildungen, so gehen diese Talformen mit zunehmender Eintiefung bei annäherndem Süd-Nord bzw. SW-NO Verlauf fast regelmäßig in asymmetrische Täler, die auch als „Schleppentäler“ bezeichnet (POSER & MÜLLER 1951) werden, über, zuerst noch ohne und später mit Talsohle, bis die reiferen Formen den Querschnitt typischer Kastentäler annehmen. Dabei ist zu bedenken, daß natürlich nicht alle asymmetrischen Talabschnitte periglazialer Entstehung sein müssen.

Die Entwicklung dieser Talformen kann am besten im Würmlöß über den HT-Schüttungen studiert werden. Das eindrucksvollste Beispiel bietet das ausgedehnte HT-Feld zwischen Inn und Alz, das J. BÜDEL (1944 496ff) beschrieben und zu erklären versucht hat. Die im Bereich der HT einsetzenden solifluvial geprägten wasserlosen Dellen gehen schon früh mit dem beginnenden Einfluß der Schneeschmelzwässer in sehr ausgeprägte den Hauptabschnitt einnehmende asymmetrische Täler über. Nur die längeren unter ihnen erreichen mit zunehmendem fluvialem Einfluß meist erst kurz vor ihrer gleichsohligen Ausmündung auf die NT des Inn den Typ eines Kastentales. Bei den nord- bzw. NO-gerichteten Tälern ist der Steilhang nach Westen bzw. NW exponiert, der flache Hang entsprechend nach Osten bzw. SO. BÜDEL weist zwar auf die Bedeutung der Expositionsunterschiede hin, führt aber die Asymmetrie nicht auf Sonneneinstrahlung wie POSER (POSER & MÜLLER 1951), sondern auf die vorherrschenden West- bis NW-Winde zurück, die auf den flachen ostschauenden Hängen Löß- und Schneeablagerung gefördert und somit auch eine stärkere Durchnässung im Auftaubereich bewirkt hatten. Damit war zusammen mit der schluffig-tonigen äolischen

Materialzufuhr auch die Solifluktion entsprechend begünstigt, die zusammen mit Abspülung die periodisch fließenden Gewässer an den stärker der Austrocknung ausgesetzten Gegenhang herangedrängt hatte. Gestützt auf spezielle Untersuchungen kam K. HELBIG (1965) zu ähnlichen Auffassungen.

Im Vorland des Salzachgletschers hat L. WEINBERGER (1954 mit Karte) auf der HT und auch über dem ÄDS des Siedelberges neben anderen Periglazialerscheinungen solche Täler kartiert. Sie sind auch typisch für alle breiteren HT-Felder längs der Traun und der Enns. Am ausgeprägtesten treten sie aber in den Deckenschottern der Traun-Enns-Platte auf (KOHL I/1967–69, I/1970 u. I/1996 in GBA I/1996 u. Erl. I/1997 5), wo die überwiegend annähernd nordgerichteten oft kilometerlangen Tälchen grundsätzlich längere sehr ausgeprägte asymmetrische Abschnitte aufweisen. In ihrem Längsverlauf beginnen sie als wasserlose Dellen (flache Mulden) in den äolischen Deckschichten, tiefen sich im weiteren Verlauf bereits als asymmetrische Täler in die liegenden, tiefgründig verlehmtten Schotter (Pechschotter) ein, wo sie nur nach größeren Niederschlägen vorübergehend Wasser führen, das bald versickert. Erst mit Erreichen des wasserstauenden tertiären Schliers führen zahlreiche Quellaustritte zu einem dauernd fließenden Gerinne, wobei eine allmählich breiter werdende Talsohle schließlich zum Kastentaltyp mit anfangs noch asymmetrischen Talflanken überleitet.

Über JDS und zT auch Weißer Nagelfluh findet sich eine geradezu klassische Ausbildung dieser Talformen bei Rührendorf – Hallwang westlich des Aiterbaches, ebenso im JDS innerhalb des günzzeitlichen Zungenbeckens von Vorchdorf östlich der Alm und auch im Bereich der Flur des JDS von Wolfern westlich Steyr.

Noch viel ausgeprägter treten diese Talformen über dem ÄDS der flachen Schwemmkegelschüttungen nördlich Sattledt und nördlich des Steyrtalaustrittes aus den Alpen in der östlichen Traun-Enns-Platte auf. In allen diesen Fällen muß mit einer mehrmaligen periglazialen Überprägung gerechnet werden, was zur Annahme führt, daß sie von Eiszeit zu Eiszeit im Zuge der weiteren Eintiefung rückschreitend verlängert wurden, sonst wären die mehr als 2 km langen wasserlosen Dellen am Beginn dieser Täler nicht vorstellbar.

Überall dort, wo der Schliersockel angeschnitten wird, gehen die Hänge längs eines deutlichen Knickes in einen flachen auch solifluidal überprägten Hangfuß über, der meist nur eine dünne Schuttauflage trägt. In der westlichen Traun-Enns-Platte finden sich dafür gute Beispiele südlich Wels im Thalheimer und Schleißheimer Tal, weiter östlich im Weyerbach-, im Sipbachtal nördlich Allhaming und im Dambachtal westlich Neuhofen/Krems.

Beiderseits des Ennstales beschreibt H. FISCHER (I/1977 148, 151f, I/1979 und I/1994 Kartenbeil.) die pleistozäne Talentwicklung auf den eiszeitlichen Schmelzwasserschüttungen.

Ähnlich wie bereits in Tälern des Mühlviertels (Treffling, Kefermarkter

Becken; Kap. 11.1.1) und in den östlichen Voralpen (Ennstal, Ybbstal usw.; Kap. 11.1.2) auf **periglaziale Terrassenschüttungen** hingewiesen wurde, sind auch in den autochthonen Tälern des Alpenvorlandes solche Schüttungen erhalten. Sie sind aus älteren Kaltzeiten als Aufschüttungsterrassen ausgebildet, aus der Würmeiszeit liegen sie jedoch in den Talsohlen, wo sie grundsätzlich von holozänen Sedimenten überlagert werden. Dabei tritt vielfach kurz vor der Ausmündung in Täler mit glazifluvialen Schüttungen eine Niveaureuung in der Form auf, daß die würmzeitliche Schüttung an die Oberfläche der Talsohle tritt und das Nebengerinne von da an diese Schüttung zerschneidet und sie grundsätzlich auch nicht mehr überflutet

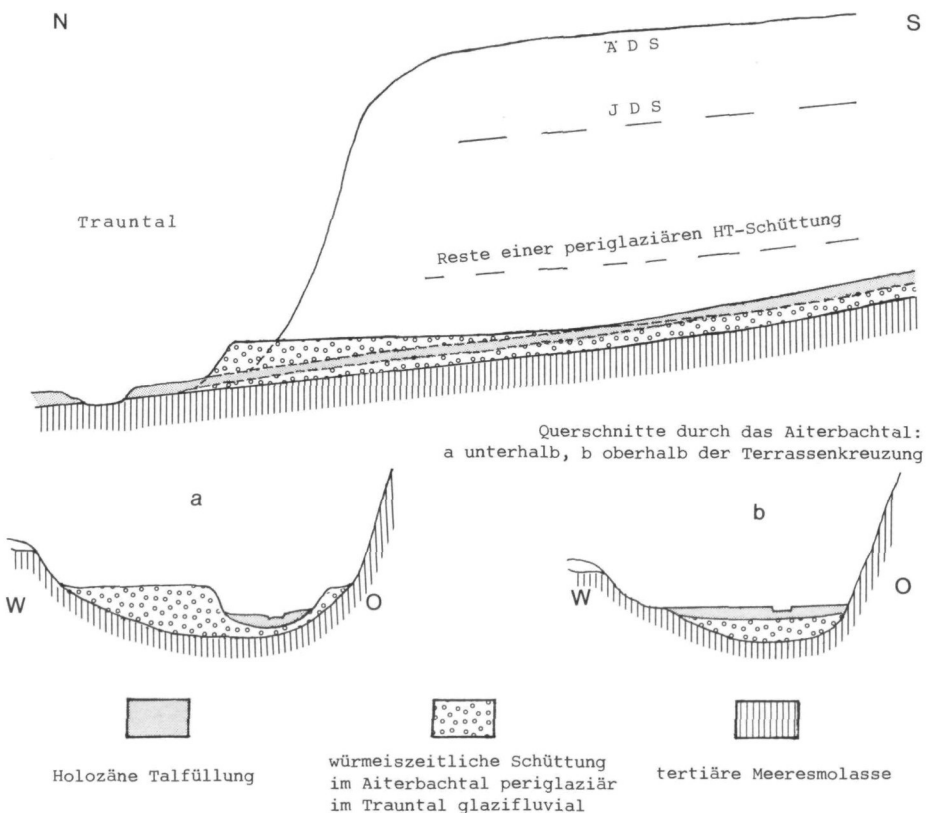


Abb. 97: Terrassenkreuzung an der Mündung des Aiterbachtals in das Trauntal. Oberhalb der Kreuzung liegt die holozäne Talsohlenfüllung über den periglaziär geschütteten Würmsedimenten, unterhalb davon ist sie in die dort als NT entwickelte würmzeitliche Schüttung eingelagert. Weitere Erklärungen im Text. Zeichnung: KOHL.

(Abb. 97). Gute Beispiele dafür finden sich an der Ausmündung der Inn-Seitentäler aus dem Innviertel (H. GRAUL I/1937, ABERER I/1958), vor allem im Einzugsbereich des Altbaches, der Antiesen und der Pram, ferner im nicht weiter untersuchten Einzugsbereich der oberen Aschach vor dem Durchbruch durch den Kristallinsporn des im Osten auslaufenden Sauwaldes, wo in meist asymmetrischen Tälern breite periglaziale mit Staublehm bedeckte Schotterterrassen entwickelt sind, die entgegen der Darstellung von ABERER I/1958 nicht nur als HT eingestuft werden können.

In der Traun-Enns-Platte konnte H. KOHL (GBA I/1996 u. Erl. I/1997 26) vor allem am Aiterbach, bescheidener längs des Riedbaches und innerhalb des Tertiärhügellandes auch im unteren Innbachtal rißeiszeitliche periglaziale Terrassenschüttungen nachweisen.

11.3 Das Donautal

Bei näherer Betrachtung ergeben sich im Donautal gewisse Unterschiede im Vergleich zur eiszeitlichen Gestaltung der an Gletscher anschließenden vorwiegend glazifluvial geprägten Vorlandtäler. Bleibt zwar die Gestaltung des zwischen Engen und beckenförmigen Weitungen wechselnden Donautales nicht unbeeinflusst von den sehr verschieden weit entfernten Gletscherenden und deren glazifluvialen Schüttungen über die größeren Vorlandtäler (KOHL, FINK et al. I/1979), so überwiegt doch bereits der periglaziale und hydrodynamische Einfluß des eigenen engeren Einzugsgebietes. Das äußert sich in der Schwierigkeit einer überzeugenden Korrelation der Terrassen, ihrer unterschiedlichen geomorphologischen Gestaltung, ihrem Aufbau und z. T. auch wechselnden Gefällsverhältnissen, so daß dem Strom unbestritten eine gewisse Eigendynamik zugesprochen werden muß. Auf eine Eigengesetzlichkeit der Donau bei der jungpleistozänen und postglazialen Terrassenbildung unterhalb Regensburg verwiesen M. BUCH (1987) und an der Mur auch S. MORAWETZ (1967) am Beispiel des Grazer Feldes.

Bevor auf diese Probleme näher eingegangen wird, soll zuerst auf die Möglichkeit einer **Abgrenzung der pleistozänen Terrassen** des Donautales von den tertiären Einebnungen bzw. Aufschotterungen hingewiesen werden. Die besten Voraussetzungen dafür bieten sich östlich der Enns. Dort hat H. FISCHER (I/1979 und I/1994) die zwischen dem ÄDS der Enns-Ybbs-Platte und dem Machlandbecken an der Donau gelegene, z. T. mit Schottern bedeckte Einebnung der „Oeder Hochflur“ um 400 m NN mit den untersten Fußflächen (Pedimenten) am Flyschalpenrand und auch einer entsprechenden Ver-ebnung am Kristallinrand verbunden und diese Form als Ausgangsfläche für die pleistozäne Stromeintiefung betrachtet. In diesem etwa 160–170 m über der heutigen Donau liegenden Höhenbereich finden sich auch donauauf-

wärts immer wieder Verebnungsreste. Längs der Oeder Hochflur konnte FISCHER donauseitig, aber auch zum Url- und Ybbstal hin bis zum Niveau der ÄDS herab mit den „Höhenterrassen I–III“ noch drei ältest- bis altpleistozäne Terrassen unterscheiden.

Bei den Kartierungen auf Blatt Wels (KOHL in GBA I/1996 u. Erl. I/1997 5ff) sind im Bereich des Tertiärhügellandes schotterfreie von Westen nach Osten von >440–420 m abfallende Verebnungsreste mit tiefgründigen Reliktböden aufgefallen, unter deren Niveau besonders an der Trattnach bereits talgebundene mit Staublehm bedeckte Schotter auftreten und über denen westlich anschließend vom Hausruck her abzuleitende umgelagerte Schotter auslaufen. Diese schotterfreien Verebnungen dürften auch in den Übergangsbereich von der pliozänen zur pleistozänen Landformung einzustufen sein. Der geringe Höhenunterschied zwischen dieser Verebnung und der Oeder Hochflur sollte kein Problem sein, weil geringfügige Verbiegungen längst auch im Quartär nachgewiesen sind (Kap. 16).

Im Bereich des Eferdinger Beckens und der Linzer Donauweitung wie auch über dem Machlandbecken ist bei der großen Zahl von Terrassen- und Schotterresten in verschiedenen Niveaus und sehr unterschiedlichem Erhaltungszustand eine solche Grenzziehung kaum möglich. Es gibt hier bisher auch keine palynologisch oder durch absolute Datierungen abgesicherten Altersnachweise. Jedenfalls wird ein Teil der über dem Niveau der günzzeitlichen ÄDS liegenden Ablagerungen ins Alt- bis Ältestpleistozän zu stellen sein. Das gilt z. B. für den Großteil der auf der Westseite des Kürnberges angestauten Schotter, die noch einen Donaulauf südlich des Kürnberges bezeugen. Die endgültige Verlegung in den heutigen Durchbruch muß erst, wie die höchsten dort erhaltenen Schotter ab etwa 370 m (= +117 m) vermuten lassen, während des älteren Pleistozäns erfolgt sein. Dabei mag der Strom, bedingt durch die kaltzeitlichen Klimaverhältnisse, von den Schmelzwasser führenden Alpenflüssen immer mehr an den Kristallinrand herangedrängt worden sein. Die Verlegung in den Durchbruch war zweifellos durch das tertiäre Altrelief begünstigt, dessen tertiäre Überdeckung vor allem im Bereich der kleinen Puchener Weitung leicht ausräumbar war (KOHL 1993).

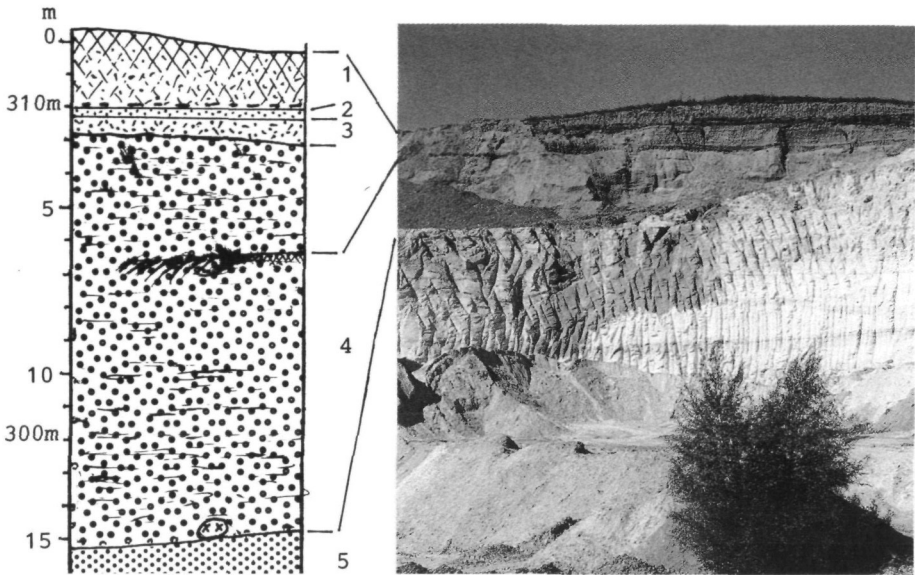
Im folgenden soll auf die wichtigsten Erscheinungen eingegangen werden, die auf eine **Eigendynamik der Donau** schließen lassen. Da sei zunächst auf die Schwierigkeiten einer Korrelation der Terrassen zwischen den glazifluvialen Bildungen des Vorlandes und den Donauterrassen verwiesen. Gerade am Nordrand der Traun-Enns-Platte, wo das Ende der günzzeitlichen Gletscher kaum 40 km vom Donautal entfernt war, müßte eine solche Verbindungsmöglichkeit erwartet werden. Immerhin erlauben hier die Verhältnisse, das Zusammenspiel der beiden Vorgänge näher zu untersuchen. In den Freinbergvorhöhen von Linz treten die ÄDS in knapp 310 m (d.i. etwa knapp 60 m über der Donau) unmittelbar an das Donautal heran und sind lößstrati-

graphisch und durch die Verbindung mit Moränen sowie Paläomagnetuntersuchungen wenigstens relativ zeitlich abgesichert (Kap. 11.2.1.3). Beim Versuch, das Niveau der ÄDS im Donautal zu verfolgen, bieten sich aber mehrere Möglichkeiten an. Allein die Unterschiede im Aufbau von reinen Erosionsformen im kristallinen Fels über Terrassenresten mit bescheidener Schotterstreu bis zu solchen mit mächtigen Schotterdecken und Löß-Lehmauflagen ergeben eine größere Bandbreite in den Niveaus, wobei schwer zu beurteilen ist, ob hier eine unterschiedlich nachfolgende periglaziale Überformung vorliegt, die auch zu einer oft beobachtbaren gewissen Verwischung der Niveaus geführt haben könnte, oder weitere durch die Donau verursachte Terrassenniveaus anzunehmen sind. So könnten Terrassenansätze zwischen 52 m (Schotteroberfläche bei der Ziegelei Ottensheim, wo die 13 m mächtige Löß-Lehmauflage mit mehreren fossilen Böden eher für ÄDS als eine jüngere Bildung spricht) und etwa 70 m (z. B. in Oberpuchenu) in diesen Bereich gehören. Auch das ehemalige Donautal zwischen der Ortschaft Luftenberg und St. Georgen/Gusen fällt mit ca. 55 m über der heutigen Donau liegender Schotteroberfläche in diesen Niveaubereich. Gleichzeitig gibt ein Aufschluß nördlich Statzing etwa 2 km im NW von St. Georgen einen guten Einblick in einen etwa 10 m höher liegenden Schotterkörper (66 m über der Donau), der anscheinend parallel zum Luftenberger Taltorso verläuft (Abb. 98).

Er zeigt lößlehmbedeckte, 12–15 m mächtige, ihrer Zusammensetzung nach eindeutige Donauschotter, die stark durchverwittert sind und erst ab 5–6 m Tiefe erste stark angewitterte noch erhaltene Karbonatgerölle enthält. Verlehmungsreste innerhalb der Schotter könnten auf eine Zweigliederung hinweisen.

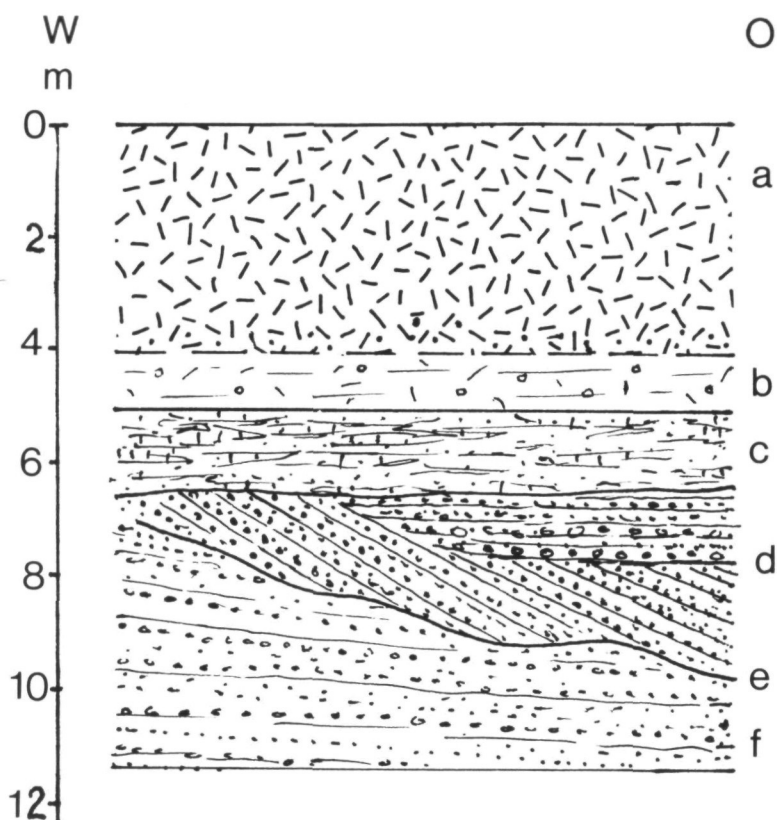
Der etwa 5 km weiter südwestlich gelegene, den Nordrand der Traun-Enns-Platte bildende ÄDS des Schiltenberges bei Ebelsberg paßt mit 66 m über dem Strom bei Berücksichtigung eines entsprechenden Gefälles weder zu dem oben erwähnten Schotter noch zu jenem des Luftenberger Taltorsos. Er liegt auch höher als die ÄDS der weiter stromaufwärts gelegenen Freinbergvorhöhen von Linz (kaum 60 m), was aber einem Niveauanstieg stromabwärts gleichkommt. Ein Aufschluß am Schiltensberg mit einer ausgeprägten Diskordanz läßt auch den Schluß zu, daß die ÄDS hier auf zwei getrennte Schüttungen zurückgeführt werden könnten (Abb. 99), was eine entsprechende Korrelation noch weiter erschwert. Die hochglaziale glazifluviale Schüttung der Schiltensbergschotter dürfte hier vorübergehend eine Störung des Donaugefälles hervorgerufen haben, die aber nach deren Abschluß von der im damaligen Spätglazial mit Schmelzwässern angereicherten Donau wieder ausgeglichen werden konnte. Das bedeutet aber, daß man mit verschiedenen Niveaus aus der gleichen Kaltzeit wird rechnen müssen. Die Verfestigung des liegenden Schotterpaketes läßt aber auch auf eine größere Klimaschwankung zwischen den beiden Schüttungen schließen.

Diese Annahme findet eine Bestätigung durch die zwischen Linz (Traun-



- 1 > 2 m Lößlehm vollkommen entkalkt mit wiederholt überprägtem Reliktboden (Pseudogley mit harten Mn-Hydroxid-Platten an der Basis).
- 2 0,2-0,3 m lockerer Sand.
- 3 0,6-0,8 m verlehmtter Feldspatgrus - lokale Bachschüttung.
- 4 > 12 m Schotter mit Sandeinlagen, oben teilweise verlehmt darunter Tiefenersatz. Auf der N-Seite in 4-5 m Tiefe eine verlehnte Schotterlage, daneben teilweise Kreuzschichtung, fein- bis grobkörnig, Schotterzusammensetzung: Quarze, Quarzite, alpine Kristallingesteine (Zentralgneise, Amphibolite, Grüngesteine, Granatgneise, z.T. bereits in Zersetzung), auch Flysch. Erst ab 5-6 m zuerst einzelne stark angewitterte (korrodierte) Karbonate. Auch moldanubisches Kristallin ist vorhanden. An der Basis ein größerer Granitblock.- Es handelt sich um einen stark verwitterten Vollschocher der Donau, der mit 310 m NN etwa 10 m (+66 m) höher liegt als der Luftenberg-Schocher. Das höhere Stockwerk tritt auch geomorphologisch hervor.
- 5 Tertiärer mariner Linzer Sand (Egerium).

Abb. 98: Vermutlich präglänzeitlicher oder altglänzeitlicher Donaushotter über Linzer Sand (Egerium) 2 km nordwestlich St. Georgen a. d. Gusen.



- a: Gleichmäßig rötlicher bis gelbbrauner Lehm (alter Löß- oder Staublehm) an der Oberfläche mit Reliktboden. Nach unten zunehmend gleyfleckig, an der Basis größere Mn-Konkretionen
- b: Intensiv dunkelrotbrauner Lehm mit vereinzelten Schotterstücken. Wahrscheinlich Soliflukti-onsslage
- c: Horizontale Sandsteinbänke mit zwischengelagertem Wellsand, keine Verwitterungsspuren erkennbar
- d: Daltaschüttung, schwach verfestigt, weniger gut gerundete Schotter als f (50 % Flysch, 38 % Karbonate, 8 % Quarze, 4 % Zentralgneise). Kalkschlammfällung in den Poren und Flyschreichtum lassen auf Gletschernähe schließen. Schotteroberfläche in etwa 315 m.
Topset: Horizontal geschichteter Grob- und Feinschotter in Wechsellagerung Foreset: Etwa 20° gegen Osten einfallender Grob- und Feinschotter in Wechsellagerung
- e: Ausgeprägte Diskordanz
- f: Sehr stark verfestigtes Konglomerat aus vorwiegend mittelkörnigen leicht nach Osten einfallenden Schotterlagen (47 % Karbonate, 17 % Flysch, 24 % Quarze und Quarzite, 12 % alpines Kristallin)

Abb. 99: Aufschluß in den ÄDS des Schiltensberges in Linz-Ebelsberg. Aufnahme 1949 und 1963.
Zeichnung: KOHL.

mündung) und Enns (Ennsmündung) geschlossen erhaltene NT, die sich unterhalb der Traunmündung allmählich gegen die Enns hin in zwei Niveaus mit einem Höhenunterschied bis 5 m aufspaltet. Das obere Niveau, das über die NT des Trauntales und auch des Ennstaales auf die hochwürmglazialen Schüttungen zurückzuführen ist, weist bis zur Ennsmündung kein Gefälle auf und erweckt erst unterhalb davon im Machland den Eindruck eines flach stromabwärts abfallenden Schwemmkegels. Dagegen entspricht das tiefere Niveau vollkommen dem heutigen Gefälle der Donau in diesem Abschnitt. Es handelt sich demnach beim unteren NT-Niveau um eine spätglaziale, nicht mehr von Gletscherschmelzwässern abhängige Erosionsform mit geringfügigen Umlagerungen. Auf das spätglaziale Alter verweisen die Kryoturba­tionen bei Asten, auf der oberen NT (Kohl I/1968 30ff, siehe später), auf die Zugehörigkeit zur würmeiszeitlichen Schüttung Zahn- und Knochenfragmente von Mammut.

Sind den HT des Trauntales entsprechende Terrassen im Donautal in 15–20 m über dem Strom nur gelegentlich angedeutet, so sind Niveaus in 35 m als Schotter- (etwa auf dem Auberg in Urfahr) oder als Felsterrassen und -sporne (u. a. in Urfahr, entlang des Kürnberges und in Puchenu) deutlicher ausgebildet. Niveaus in 40–45 m lassen sich in Linz mit vom Trauntal heranhührenden, auf Spornen der Freinbergvorhöhen sowie in Ufer-Ebelsberg erhaltenen JDS verbinden.

Unterschiede zwischen Schüttungen der Donau und jenen der Vorlandflüsse zeigen sich auch im Aufbau, was ebenfalls gut an der NT zwischen Linz und Enns nachgewiesen werden kann (Kohl I/1968 27). Die fast ausschließlich aus Quarz, Kristallin und anderen widerstandsfähigen Silikaten bestehenden Basislagen beweisen, daß mit beginnender Akkumulation vor allem bereits vorhandene Schotter umgelagert und mit Lokalmaterial angereichert wurden, das mit dem Einsetzen kaltzeitlicher Verwitterung und Abtragung vermehrt angefallen ist. Das beweist auch die Einlagerung einer großen Zahl von Blöcken aus dem Donautal, darunter verschiedene Granite und Gneise, Mylonite, Pegmatite, Aplite und andere Ganggesteine aus der Donau­störung oberhalb Aschach, ja selbst fossilbelegte Jurakalke aus der Gegend um Regensburg sind nicht selten. Erst allmählich nehmen Gesteine aus den Kalk- und Flyschalpen nach oben hin zu, wo ihr Anteil in 2 m Tiefe etwa 60 % gegenüber 30 % an Quarzen und Quarziten erreicht. Auch fällt an der Oberfläche der hohe Flyschanteil von 42 % gegenüber den Karbonaten von 20 % auf, was mit der maximalen Gletscherausdehnung bis in die Flyschalpen zusammenhängt (Kohl I/1968 27) und für das Hochglazial den starken Einfluß der glazifluvialen Schüttung beweist. Dieser Aufbau unterscheidet sich deutlich von jenem der holozänen Donauterrassen (Kap. 15).

Im Unterschied zu den glazifluvialen NT, etwa der Welser Heide, die nur eine sehr dürrtge Bodenbildung trägt (meist eine Pararendsina) sind die NT

an der Donau grundsätzlich mit Aulehm bedeckt, auf denen meist Braunerden entwickelt sind. Das gilt für alle drei Donauebene Oberösterreichs, auch für das Linzer Stadtgebiet. Dabei handelt es sich sowohl um Aulehmdecken der Donau, die ohne Bodenbildung unvermittelt über den NT-Schottern folgen, aber auch um Aufschwemmungen der kleineren Nebengerinne, die anschließend an das Kristallinhochland als flache grusige Schwemmfächer ausgebildet sind wie etwa bei Feldkirchen im nördlichen Eferdinger Becken oder am Ausgang des Naarntales bei Perg im Machland. Nähere Untersuchungen haben gezeigt, daß diese Überlagerungen z. T. aus dem Spätglazial (Einwürgungen von Lehm in Frosttaschen bei Asten) stammen oder auf periglazial beeinflusste Schwemmfächer wie bei Schönering im Eferdinger Becken zurückgehen, z. T. sind sie aber auch postglaziale, somit holozäne Bildungen (dazu Kap. 15).

Von besonderem Interesse sind in diesem Zusammenhang die ausgeprägten Froststrukturen in zwei längst aufgelassenen und verbauten Schottergruben im Donautal bei Asten etwa 14 km südöstlich von Linz (Kohl I/1968 30–35). Beide Vorkommen liegen auf der oberen NT (ONT). In der östlichen ehemaligen Grube Peraus (Abb. 100) war ein etwa 20 m langer Abschnitt mit 1–1,3 m mächtigen Froststörungen einzusehen, die oben diskordant von einer >1 m mächtigen ungestörten Deckschicht überlagert werden.

Gegen die ungestörten liegenden Schotter (7) hin wird die Stauchungszone (5) durch ein mehrfach verknüpfetes, z. T. Schotter führendes, sehr dichtes 10–30 cm mächtiges olivfarbenes Mergelband (6) abgeschlossen, das wohl wegen seiner weitgehenden Wasserundurchlässigkeit die Ursache für diese Bildungen sein dürfte. Die Einregelung der Geschiebe parallel zu den von oben her eingreifenden meist keilförmig zugespitzten Taschen und zu den vom Mergelband ausgehenden, ebenfalls meist spitz auslaufenden Aufbiegungen sowie auch zu den kesselförmigen Gebilden beweist, daß es sich um echte Froststauchungen handelt.

Das von oben her eingewürgte dicht gepackte Lehm-Schottergemisch wird diskordant von einer lehmigen Deckschicht (1–4) überlagert. Die braune lehmige Füllmasse der Keile und Frosttaschen enthält bereits vollkommen zersetzte oder angeätzte Kalk- und Flyschgerölle und könnte auf eine spätglaziale Bodenbildung hinweisen. Die gesamte Deckschicht ist frei von Karbonatgeröllen und besteht aus mehrteiligem postglazialen Umlagerungsmaterial aus verschiedenen Zeitabschnitten.

Westlich des Ortes Asten konnten ebenfalls auf der ONT die in Abb. 101 wiedergegebenen hier mehr taschenförmig ausgebildeten Froststörungen beobachtet werden. Auch hier gibt es lehmige Einlagerungen, die für einen eingewürgten spätglazialen Boden sprechen; sie sind unabhängig von gewissen Eisenhydroxidabscheidungen. Wenn auch eine genauere Einstufung eines möglicherweise spätglazialen Bodens und der nachfolgenden Froststörungen bisher nicht möglich war, so dürfte doch der Boden eine Folge der beachtlichen spätglazialen Erwärmung bis in die Allerödzeit (vgl. Kap. 12) sein. So könnten die jüngsten Frostbildungen aus der Jüngeren Tundrenzeit (Jüngere Dryas) stammen.