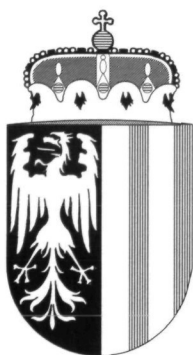


JAHRBUCH
DES
OÖ. MUSEALVEREINES
GESELLSCHAFT
FÜR
LANDESKUNDE

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

Eine auf kaltzeitliche Einwirkungen zurückzuführende Erscheinung besonderer Art stellen die tiefreichenden **Froststauchungen** (Kryoturbationen) in den kaolinisierten tertiären Schottern des Pitzenberges dar (KOHL & SCHILLER I/1963). Etwa 2 km westlich Münzkirchen erhebt sich die flache, 559 m hohe Schotterkuppe des Pitzenberges unwesentlich über das Plateau des westlichen Sauwaldes. Diese kaolinisierten und stellenweise zu festen Konglomeraten verkieselten Schotter weisen bis etwa 7 m Tiefe mehrfache Überprägungen auf, die am besten in der Engelhaminger Schottergrube, etwa 10 m tief aufgeschlossen waren (Abb. 88).

Die mit der Geländeoberfläche ca. 8° gegen Westen bis NW abfallende, nach unten scharf abschneidende Deckschicht (I) aus einem braunen Lehm-Schottergemisch, das möglicherweise auch Staublehm enthält, wird größtenteils von der rezenten Bodenbildung überprägt, einem auf Grund des sehr sauren Ausgangsmaterials für diese Höhenlage ungewöhnlich stark entwickelten Podsol. Das darunter folgende den Hauptteil des Aufschlusses einnehmende Schotterpaket (II) besteht vorwiegend aus schwach koalinhaltigen, sandreichen Schottern (vorwiegend Quarzen und meist schon zerfallenden Quarziten), die von einer großen Zahl von oben nach unten schmaler werdenden gewellten bis gezackten, oft unterbrochenen, manchmal zu einem Netzwerk verstrickten gelbbraunen bis rötlichbraunen Bändern (II b) durchzogen werden und die etwa gleichsinnig mit der Geländeoberfläche abfallen. Die Bänder enthalten auch eingebrachten Lehm, der nach unten hin abnimmt. Fallweise treten auch linsenförmige auf Rotlehm hindeutende auffallend fleischrote Einlagerungen auf (III). Von oben her stören gelegentlich hangwärts gekippte Frostkessel (II c) und ein in dieser Schotterzone wurzelnder 2,5 m hoher Frostaufruch (II d) diesen Schotterverband. In den oberen Lagen finden sich vereinzelt kaum abgenutzte verkieselte Blöcke (II e), die aber, wie anderen Aufschlüssen entnommen werden kann, nicht mehr autochthon sind. Ab etwa 7 m Tiefe folgen als weitere Einheit (IV) stärker kaolinisierte Schotter, die auch noch gelegentlich nicht völlig zersetzte kristalline Gesteine alpiner Herkunft enthalten (Hornblendegneise, Amphibolite, Grünschiefer, Serizitgneise u.a.). An ihrer Oberfläche hat offenbar Wasserstau zum Absatz von Mangan-Hydroxid geführt. Von diesen Liegendschottern ragen bis mehr als 3 m hohe Pfropfen (IV a) diapirartig empor, die die gebänderten Schotter diskordant durchbrechen. An ihrer Oberfläche hat sich stellenweise ebenfalls Mangan-Hydroxid abgesetzt.

Der gesamte Schotterverband II ist also kaltzeitlich gestört. Aus den sehr unterschiedlichen Farben (weiß, fleischrot und braun) kann auf zeitlich verschiedene Verwitterungsvorgänge geschlossen werden, was auch die Laborbefunde (H. SCHILLER in KOHL & SCHILLER I/1963) bestätigt haben. Die die Schotter weiß tönende mit Verkieselung verbundene Kaolinisierung verweist auf eine lange anhaltende subtropische Verwitterung mit Bildung von Lateriten, die hier jünger sein muß als die ins Karpat/Sarmat eingestuftten Schotter. Die auffallend grellrote Farbe stammt von abgetragenen Rotlehm, deren Bildung vielleicht bis in diese Zeit zurückreicht oder auch später, aber noch im Tertiär, erfolgt sein kann. Dieser Rotlehm ist bis auf die wenigen Einschwemmungsreste während der Glazialzeiten abgetragen worden. Damit ist hier der Nachweis einer tiefgreifenden Gesteinszersetzung in Verbindung mit Kaolinisierung und Verkieselung sowie die Bildung von Rotlehm bis ins Jungtertiär hinein möglich gewesen, was sehr gut mit den Ausführungen von

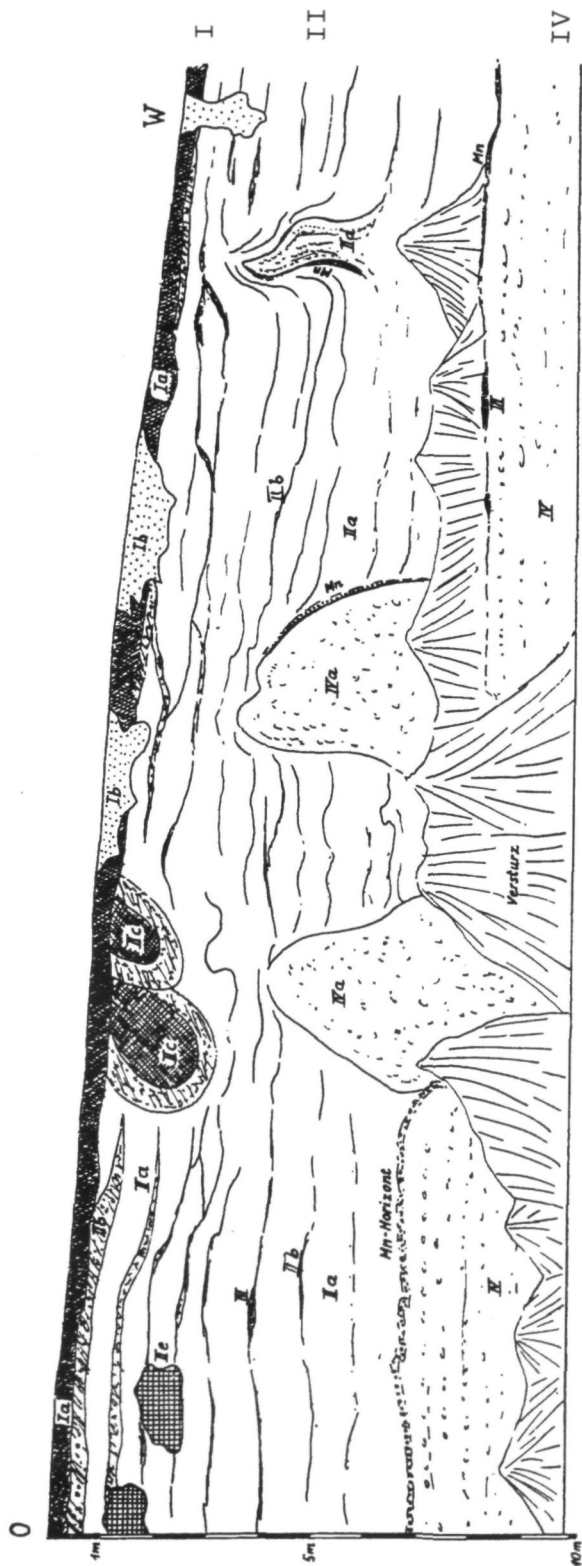


Abb. 88: Engelhaminger Schottergrube am Pitzenberg bei Münzkirchen im Sauwald, südliche Abbauwand mit eiszeitlichen Frosterscheinungen. Zustand 1961. Erläuterungen im Text. Zeichnung: KOHL.

G. BIBUS (1975) übereinstimmt, der am Westrand des Vogelsberges über datierten Basalten ebenfalls ein jungtertiäres Alter solcher Bildungen nachweisen konnte. Schließlich gehen die braunen Lehmreste auf die interglaziale bzw. auch auf postglaziale Bodenbildung zurück.

Nachdem die geringe Hangneigung von nur wenigen Graden (5° – 8°) eine gegenwärtige Hangbewegung noch dazu bis in so große Tiefen ausschließt, ist hier auf tiefgreifende kaltzeitliche, wahrscheinlich episodische Solifluktion im Sinne BÜDEL's (1959 309ff) zu schließen, wie sie nur während des fortschreitenden Auftauprozesses des Dauerfrostbodens im Spätglazial vorstellbar ist. Der gefrorene Schotter ist dabei schollenartig zerlegt worden, das eindringende Schmelzwasser hat durch Einbringen verschiedener Verwitterungslehme und Ausscheidung von Hydroxiden diese band- und netzartigen, Wasserwege sichtbar gemacht. Auch die pfropfenartigen Aufpressungen konnten, begünstigt durch die kaolinreichen Schotter, erst im Spätglazial entstanden sein. Die oberen Partien des Schotters II dürften, wie die gekippten Frostkessel zeigen, stärker bewegt worden sein als die liegenden. Über die Frostkessel scheint noch eine jüngere von der postglazialen Bodenbildung überprägte Deckschicht hinwegzuziehen.

Wesentlich kräftigere Solifluktionerscheinungen finden sich auf der SO-Seite am Abfall zur Taufkirchner Bucht längs der Schärdinger Straße, wo nicht abgenützte kieselige Konglomeratblöcke im Anschluß an eine größere Bank bei 4° bis 8° Hangneigung massenhaft zunächst noch über den losen Schotter und weiter abwärts auch über Ottnanger Schlier und auch Kristallin hinwegziehen. Dieses Blockfeld kann bis in etwa 480 m Seehöhe hinab verfolgt werden, was einen Maximalweg von etwa 600 m ergibt.

Störungen durch Froststauchungen und die Existenz von Dauerfrostboden können, wenn auch nur in viel bescheidenerer Form, auch in den Frostschutdecken über kristallinem Gestein nachgewiesen werden. So konnte der Verfasser (Kohl 1959 unveröff.) bei Roßberg, etwa 4,5 km NNO Leonfelden knapp vor der tschechischen Grenze, die in Abb. 89 wiedergegebene Beobachtung machen. In einer mehrere Meter mächtigen mehrgliedrigen Frostschutdecke befindet

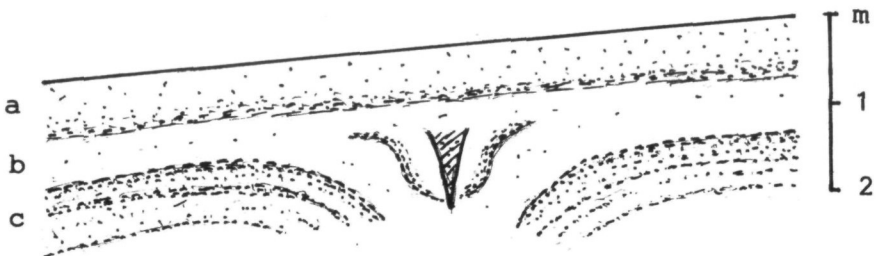


Abb. 89: Frostschutdecken mit Frostkesseln und ehemaligem Eiskeil bei Roßberg, 4,5 km NNO Bad Leonfelden (ÖK Bl. 15). Zeichnung: KOHL.

sich über einer unteren, bereits gestörten, geschichteten Lage ein durch Frostschiebung entstandener Kessel, in dem ein mit Ton gefüllter ehemaliger Eiskeil eingelagert ist; in einem geringen Abstand darüber liegt eine weitere Soliflukationsdecke. Der Aufschluß läßt auf einen Wechsel mehrerer Phasen intensiver Frostschiebung mit solchen verstärkter Froststörungen mit Bildung von Frostkesseln und Eiskeilen schließen, wobei letztere eher trockenkalte schneeärmere Verhältnisse voraussetzen.

Die vielen gerundeten und eckigen Blöcke im Bachbett der im Unterlauf tief eingeschnittenen Kerbtäler (z.B. Rannaschlucht, Gr. und Kl. Mühl, Pesenbach usw.), wie auch im Bereich des Aschachdurchbruches vor dessen Austritt ins Eferdinger Becken werden grundsätzlich als junge postglaziale Bildungen gesehen (u.a. PIPPAN 1955). Sie können im Flußbett durch Auswaschung und Freilegung anstehenden Gesteins entstehen, wie auch durch Absturz aus Felsdurchtragungen an den steileren Gehängen, wobei auch in der Gegenwart Frostsprengung beteiligt ist, und auch durch langsames Bodenkriechen (Solifluktion) in einem größeren Abtragungsverband in ihre gegenwärtige Lage gelangt sein. Es muß aber damit gerechnet werden, daß in den Kaltzeiten diese Vorgänge viel intensiver waren und daher viele der heute so zahlreichen Blöcke auch schon damals an den Hangfuß und auch ins Flußbett gelangt sind. Diese Annahme lassen vor allem flacher ausmündende Tälichen von oft nur periodisch wasserführenden Nebengerinnen zu,



Abb. 90: Periglaziale Blockanhäufung am unteren Pesenbach bei Mühlacken (ÖK Bl. 31). Foto: H. KOHL.

wo meist gerundete, in Schutt eingebettete Blöcke in großer Zahl angehäuft sind, wie u.a. z.B. am Pesenbach gleich oberhalb Bad Mühlacken (Abb. 90). Diese Vorstellung einer gerade an den Steilhängen verstärkten Abtragung und eines ebenso erleichterten Transportes wird auch durch die in den jeweils kaltzeitlichen Donauschottern vorwiegend in den Basislagen enthaltenen, oft mehrere Meter großen Blöcke gestützt.

Eine weitere Beobachtung soll den Übergang von flächenhaft wirksamer Abtragung durch kaltzeitliche Solifluktion in allmählich von fluviatiler Umlagerung betroffene Schuttmassen aufzeigen, die schließlich zur **periglazialen Terrassenbildung** geführt hat. In einer kleinen Weitung am Trefflinger Bach (ÖK Bl. 33 Steyregg) war bei Kote 310 etwa 1,5 km nordöstlich der Ortschaft Katzbach bei Linz in einer kleinen Sandgrube (heute nicht mehr einzusehen) die in Abb. 91 dargestellte Schichtabfolge aufgeschlossen (Kohl 1973 b 68ff).

Das diskordant über tertiärem Linzer Sand liegende etwa 4 m mächtige Sedimentpaket umfaßt zwei blockreiche Lagen in mehr oder weniger lehmiger Grus-Sand-Packung und mehrere Lagen von Grus, Sand und Ton, die bereits einen gewissen fluviatilen Einfluß erkennen lassen. Die wirre Lagerung der zum Großteil eckigen Blöcke in einem Blockschutt, aus dem gleich hinter dem Sand anstehenden Altenberger Granit und in diesem enthaltenen Pegmatiten und oberhalb der Weitung am Trefflinger Bach anstehenden Hornblende führenden Gneisen in einer z.T. aus Kristallingrus, z.T. aus eingelagertem marinen Sand bestehenden lehmigen Packung läßt aber auf einen noch sehr starken periglazialen Einfluß aus Frostschuttdecken schließen. Der Aufschluß lag an einem fast 10 m über den heutigen Bach aufragenden Terrassensporn und muß somit bereits

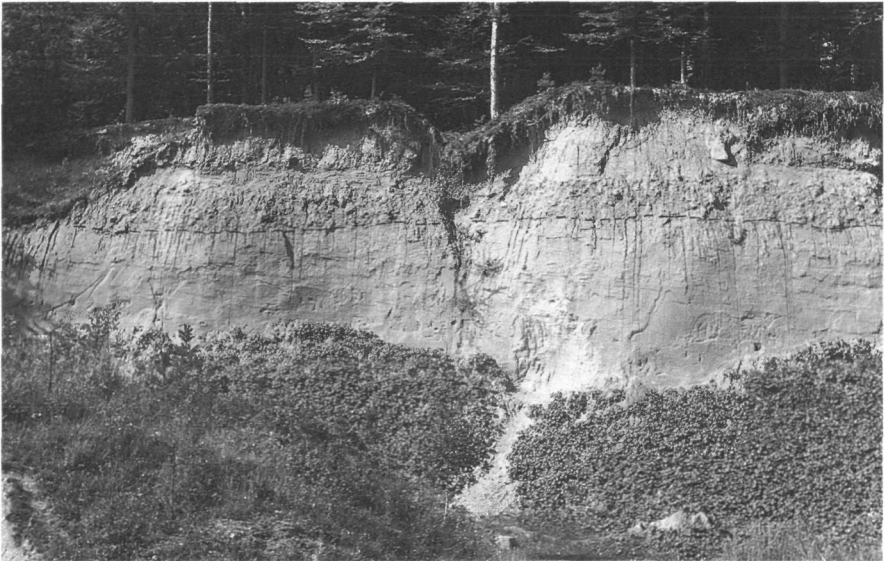


Abb. 91: Zum Teil fluviatil umgelagerte Frostschuttdecken über tertiärem Linzer Sand in Treffling bei Linz (ÖK Bl. 33). Foto: H. Kohl 1953.

aus einer älteren etwa den Deckenschottern entsprechenden Kaltzeit stammen. Periglaziale Aufschüttungsterrassen aus mehreren Kaltzeiten konnten auch im Kefermarkter Becken nachgewiesen werden (Kohl I/1957) und wird es auch noch an anderen Stellen geben.

Im Kefermarkter Becken bezeugt auch eine mehrere Meter mächtige **Staublehmdecke** größere äolische Verlagerungen. Eine ähnliche Ablagerung bei Neußerling enthielt sogar eine fossile Bodenbildung. Ein stellenweise hoher Schluffanteil an den Solifluktsdecken dürfte ebenfalls auf Staublehmleinwehungen zurückzuführen sein.

In der Geologischen Bundesanstalt (Wien) liegen eine Anzahl typischer **Windkanter**, die bei Kartierungen im Waldviertel gefunden wurden (persönl. Mitteilung Dr. Roetzel). Diese sind in den während der Kaltzeiten weitgehend vegetationslosen Hochlagen mittels Sand vom Wind zugeschliffen worden. Derartige Funde liegen zwar bisher aus dem Mühlviertel nicht vor, wären aber auch hier zu erwarten.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß Nachweise periglazialer Landschaftsgestaltung im Bereich der Böhmisches Masse zahlreich und vielfältig sind und einen wesentlichen Anteil am heutigen Landschaftsbild haben. Sie sind eng mit den vorausgegangenen, unter ganz anderen Klimabedingungen entstandenen tertiären Verwitterungsverhältnissen verbunden, wie auch das gegenwärtige Klima an einer lokal unterschiedlichen Weitergestaltung beteiligt ist. Der Anteil der gegenwärtigen Vorgänge hängt im hohen Maße vom Relief (größere Hangneigungen) und der Höhenlage (Exponiertheit) ab, zwei Faktoren, die sicher auch einst für die kaltzeitliche Verwitterung und Abtragung maßgebend waren. Abspülvorgänge waren zwar in den Kaltzeiten auf Schneeschmelzwässer im Sommer beschränkt, hatten aber sicher einen beachtlichen Anteil an der Abtragung vor allem von Feinmaterial. Für die periglaziale Gestaltung war ferner die Auftautiefe im Dauerfrostboden von großer Bedeutung, wobei S- und SW-Lagen schon bei geringer Hangneigung besonders betroffen waren. Für das heutige Erscheinungsbild sind auch die unterschiedlichen Gesteinsverhältnisse, anstehende Festgesteine im Bereich der konvexen Vollformen, losgelöstes und verlagertes Blockwerk und schließlich weithin mehrere Meter mächtige lehmig-grusige, vielfach blockfreie mit Staublehm vermengte Solifluktsdecken kennzeichnend. Diese sind die Grundlage für die landwirtschaftliche Nutzung in diesem sonst wirtschaftlich eher abweisenden Gebiet und zusammen mit der Zersatzzone auch für lokale Wasserversorgungen.

11.1.2 Die Frostschuttzone am nicht vergletscherten Alpenrand

Die periglazialen Vorgänge im Bereich der auch jeweils im Hochglazial unvergletschert gebliebenen Alpenrandzone und der über die Vergletscherung aufragenden Gebirgsteile haben bisher wenig Beachtung gefunden. Gehen wir

jedoch von den ungeheuren Schuttmassen aus, die in jeder Kaltzeit von den Gletschern und ihren Schmelzwässern abtransportiert wurden, so wird klar, daß nur der geringere Teil unmittelbar auf die Glazialerosion entfällt, der Rest auf die periglaziale Verwitterung und Abtragung der über die Gletscher aufragenden und auch auf die randlich nicht vergletscherten Gebirgsteile entfallen. Die Gletscher und ihre Schmelzwässer sind vielmehr die Transportmedien für diese Schuttmassen gewesen. Das kann schon der Tatsache entnommen werden, daß die glazifluvialen Schüttungen nach Osten zunehmend von geomorphologisch sich kaum unterscheidenden periglazialen Schüttungen abgelöst werden. Das gilt für die Würmeiszeit schon im hohen Maße für das Steyr-, das Enns- und das Ybbstal und im besonderen während aller Kaltzeiten für die östlich davon in Niederösterreich anschließenden Täler wie Erlauf-, Pielach- und Traisental, bei denen der Einfluß der Vergletscherung kaum mehr eine Rolle spielte. Darauf hat u.a. schon J. BÜDEL (1944 509ff) besonders hingewiesen.

Diese nicht vergletscherten Alpentile befanden sich damals im Höhenbereich der Frostschuttzone. Boten zwar die Karbonat- und Flyschgesteine als Festgesteine ähnliche Voraussetzungen wie die Kristallingesteine der Böhmisches Masse, so waren doch vom Gestein, vom Relief und auch von der Erhaltung tiefgründig verwitterter Altflächen her wesentliche Unterschiede gegeben. Die viel längeren größtenteils vegetationslosen Steilhänge haben die Abtragung durch Solifluktion und Abschwemmung bei Schneeschmelze wesentlich erhöht und somit die Schuttmassen im Talbereich entsprechend angereichert.

Besonders im Ennstal kann infolge des weit im Gebirgsinneren endenden Würmgletschers aus der wechselnden lithologischen Zusammensetzung der NT-Schotter der Einfluß der durch die lokalen Nebengerinne zugeführten periglazialen Schuttmassen erkannt werden (Kap. 8.2). Die jeweils durch Solifluktion von den Hängen in die autochthonen Täler gelangenden, oft sehr groben Schuttmassen wurden durch Schmelzwässer weiter transportiert – man kann von periglazifluvialen Schüttungen sprechen – und vermengten sich mit den mehr oder weniger glazifluvialen Schüttungen des Haupttales. Dabei wurden die Nebentalschüttungen jeweils an den Mündungen zurückgestaut.

Abgesehen von nicht veröffentlichten Studien im Zusammenhang mit der Erfassung von Gefahrenzonen etwa durch Heinrich HÄUSLER (I/1980) oder die Geol. B.-A. (G. SCHÄFFER I/1983a) gibt es wenige einschlägige Hinweise. Aus den zahlreichen dort angeführten gegenwärtigen Risikofaktoren kann erst recht auf entsprechende Vorgänge unter periglazialen Klimabedingungen geschlossen werden.

Wie bedeutend periglaziale Vorgänge gerade in den Flyschalpen waren, geht schon aus der großen Zahl von Flyschblöcken in den Endmoränen

hervor, aber auch aus der Tatsache, daß der Flyschanteil im Aufbau der Terrassen gegen die hochglaziale Oberfläche hin deutlich zunimmt. Jedenfalls haben erst die bis in diesen Bereich vorrückenden Gletscher zusammen mit ihren Schmelzwässern für die verstärkte Ausräumung der in der Flyschzone angereicherten Block- und Schuttmassen gesorgt. Den besten Nachweis dafür liefert die Trauntal-NT, wo noch nach deren Übergang in die Donau-NT bei Pichling und Asten östlich von Linz im obersten Bereich der höchste Flyschanteil festzustellen ist (KOHL 1968 27f; vgl. auch Kap. 11.3). Auch die große Zahl von oft sogar eckigen Flyschblöcken in der eher feinkörnigen Weißen Nagelfluh ist als Hinweis auf eine kaltzeitliche Schüttung dieses Sedimentes zu deuten (Teil II Kap. 7.2).

Abgesehen von der gesteinsbedingten besonders starken periglazialen Überformung der Flyschalpen sind auch alle über die Gletscheroberfläche aufragenden Teile der Kalkalpen von diesen Vorgängen schon wegen der Steilheit und auch der glazialen Unterschneidung ihrer Hänge stark betroffen. Im Unterschied zu den eisüberformten Bereichen überragen sie die ehemalige Eisoberfläche mit scharfkantig ausgebildeten Gipfeln und Graten und erlauben so unter günstigen lithologischen Voraussetzungen die Feststellung der höchsten ehemaligen Gletscheroberfläche, wie das am Beispiel des hinteren Almtales (Teil II Kap. 6.1) erörtert wurde.

11.2 Der Tundrenbereich des Alpenvorlandes (Molassezone)

Nach den bereits einleitenden Ausführungen (Kap. 11) stand während der hochglazialen Abschnitte der Kaltzeiten auch das gesamte Alpenvorland unter dem Einfluß eines subnivalen Klimas mit Dauerfrostboden; nur treten die Erscheinungen gesteinsbedingt und infolge der geschlosseneren Vegetationsdecke weniger auffallend hervor als in den Hochlagen mit ausgeprägter Frostschuttundra. Ebenso wurde bereits auf die Zweckmäßigkeit hingewiesen, im Bereich Oberösterreichs die eigentlichen von den glazifluvialen Schüttungen abhängigen Lößgebiete von dem nicht davon beeinflussten Tertiärhügelland zu unterscheiden.

11.2.1 Die von den glazifluvialen Schüttungen abhängigen Löß- und Lößlehmgebiete

Der Löß ist in unseren Breiten primär ein kaltzeitliches, vom Wind verfrachtetes Staubsediment, das vorwiegend aus den periodisch trocken gefallenen Schmelzwasserschüttungen stammt. Seine Verbreitung in Oberösterreich schließt somit an die großen in Terrassen erhaltenen glazifluvialen Ablagerungen des Salzach-Inn-, Traun-Alm-, Krems- und Ennstales sowie an deren Entsprechungen im Donautal an und verliert sich allmählich im benachbarten

höher aufragenden Gelände, wo Löß nur ausnahmsweise über 400 m hinaufreicht (440 m am Kürnberg bei Linz). Die Gesamtmächtigkeit überschreitet nur ausnahmsweise 10 m. Da nach Schüttung der NT-Schotter bisher keine weitere Kaltzeit mehr gefolgt ist, fehlt Löß grundsätzlich auf diesen Terrassen, kann aber dort fallweise in umgelagerter Form vorkommen oder in Moränennähe sogar, wie der Ausnahmefall bei Duttendorf an der Salzach zeigt, auch zwischen zwei Teilfeldschüttungen eingelagert sein (TRAUB, F. & H. JERZ I/1976).

Als Staubsediment setzt sich Löß überwiegend aus den Korngrößen 0,02–0,06 mm der gröberen Schluff-(Silt-)Fraktion zusammen, weist einen stark schwankenden, in der letzten Eiszeit (Würm) in Oberösterreich bis maximal >45 % erreichenden Kalkgehalt (CaCO_3) auf. Der Rest besteht mineralogisch überwiegend aus Quarzkörnern und verschiedenen Silikaten. Vielfach liegt bei Zunahme der Sandfraktion auch sandiger Schluff vor. Nur ausnahmsweise tritt in Oberösterreich auch Flugsand auf. Er wurde bisher nur im Donautal bei Gusen und Mauthausen festgestellt.

Der äolisch abgelagerte Löß ist ungeschichtet, porös, sehr hell (fahl- bis olivgelb) und durch vertikale von Gräsern und deren Wurzeln stammenden Kapillarröhren durchzogen, was auf ausgedehnte Lößsteppen bzw. auf Lößtundra schließen läßt und in Niederösterreich auch durch Pollenanalysen nachgewiesen werden konnte (B. FRENZEL 1964).

Diese charakteristischen Eigenschaften des typischen Lösses unterliegen oft schon während der Sedimentation von den jeweiligen Feuchtigkeits- und Temperaturverhältnissen abhängigen Veränderungen, die sich in der Profilabfolge wie auch in der horizontalen Verteilung des Sediments abzeichnen. Bei größerer Feuchtigkeit tritt raschere Entkalkung, über Frostboden meist im Zusammenhang mit Wasserstau, Vergleyung und eine entsprechende Verlagerung ein. Der auf diese Weise veränderte Löß zeigt eine leichte Verfärbung – J. FINK spricht von „Braunlöß“ (1976 62) –, meist auch eine durch Bodenfließen (Solifluktion, über Frostboden auch Gelifluktion) bedingte lamellige Schichtung und Verdichtung, die vielfach auch auf ausgeschmolzene Eislamellen zurückgeführt werden kann. Häufiger Frostwechsel kann in diesen Bereichen auch zu Schichtaufbiegungen bis zu Verknetungen (Kryoturbationen) führen. Bei größeren Verlagerungen wird von Solifluktionslöß, auch Fließlöß, bei Umlagerungen durch fließendes Wasser von Schwemmlöß gesprochen. An Hängen, wo diese Verlagerungen auch mit Geländeabtragung verbunden sind, werden diese Vorgänge als deluviale Prozesse zusammengefaßt.

Ferner wird Löß auch durch zunehmendes Alter infolge fortschreitender Entkalkung und damit Zunahme des wasserstauenden Tongehaltes, weiters durch Oxidation, die verstärkte Braunfärbung bedingt, bis zu völlig kalkfreiem, tonreichem Lehm verändert.

Ist das vom Wind verwehte Ausgangsprodukt bereits kalkfrei, wie die Lehme alter Reliktböden abseits der großen karbonatreichen glazifluvialen Schüttungen, wird von „Staublehm“ gesprochen, der u.a. den Großteil der Deckschichten im Inneren der Traun-Enns-Platte einnimmt.

Bei größeren Sedimentationsunterbrechungen durch Interstadiale oder Interglaziale setzt verstärkte Verwitterung ein, die abhängig vom Ausgangssubstrat je nach Klimaverhältnissen und deren Dauer zu verschiedenen Bodenbildungen führt. Kurze trockene mäßige Wärmeschwankungen bedingen eine Humusanreicherung, eine beginnende Tschernosjembildung, die in Form von fossilen dunklen Humuszonen erhalten sein kann wie z.B. in Stillfried, NÖ. Stärkere Durchfeuchtung bedingt Oxidation mit beginnender Entkalkung, die dann zunächst einen schwachen braunen Initialboden zur Folge hat. Tritt bei längerer Dauer und stärkerer Erwärmung eine vollkommene Entkalkung ein, so kommt es zur Ausbildung eines kalkfreien verlehnten Unterbodens (eines B-Horizontes), wie wir ihn aus den meisten gegenwärtigen Oberflächenböden kennen. Dabei wird häufig der oben gelöste Kalk unterhalb des B-Horizontes als Ca-Horizont unter Bildung von sog. „Lößkindeln“ (knollen- bis puppenähnlichen Konkretionen) wieder ausgeschieden.

Soweit solche Böden oder deren Erosionsreste innerhalb der Lößdecke als braune, verlehnte Zonen auftreten, haben wir es mit überdeckten oder fossilen Böden (Paläoböden) zu tun, die als Dokumente früherer Warmzeiten gelten. In diesen Bodenresten können auch Spuren der vorzeitlichen Tierwelt enthalten sein, wie Röhren und Exkreme von Regenwürmern oder mit Humus ausgefüllte Gänge (Krotowinen) grabender Bodentiere. Oft setzen sich unter den fossilen Böden auch mit Ton erfüllte Trockenrisse (Coatings) noch weit in den liegenden Löß hinein fort. Als Hinweis auf große Kälte mit Dauerfrostboden können auch Bildungen nach Eiskeilen (Eiskeilpseudomorphosen) gelten, die heute mit Material aus dem Hangendbereich ausgefüllt sind.

Die kaltzeitliche Lößfauna ist vor allem durch die oft zahlreichen kleinen typischen Lößschnecken vertreten, unter denen artenarme Faunen und das häufige Auftreten von feuchtigkeitsliebenden Arten wie *Stagnicola palustris* und *Succinella oblonga* (siehe Kap. 11.2.1.1 u. 11.2.1.3) in unserem Bereich auf eher feuchtkalte Verhältnisse hinweisen. Diese Tatsache wird auch durch die Böden bestätigt, was J. FINK (I/1956 und I/1969b) veranlaßt hat, in Ober- und auch im westlichen Niederösterreich von einer „feuchten Lößfazies“ (oder Lößlandschaft) zu sprechen, die er der „trockenen Lößlandschaft“ im niederschlagsärmeren östlichen Niederösterreich gegenüberstellt. Eine ähnliche Differenzierung der Böden konnte K. BRUNACKER (1956) auch im benachbarten Bayern feststellen.

Bei den Böden bedingt größere Feuchtigkeit im kalkhaltigen Löß eine ent-

sprechende Tondurchschlämmung (Lessivierung) und damit die Ausbildung von Parabraunerden (Sols lessivés), in den Staublehmgebieten durch den Stau von Oberflächenwasser pseudovergleyte Parabraunerden bis Pseudogleye.

Der Übergang von kalkhaltigem Löß (> 17 %) mit einer entsprechenden Schneckenfauna: *Columella columella*, häufig *Succinella oblonga*, *Pupilla muscorum*, *Trichia hispida* u.a., in kalkfreien tonigen Staublehm kann sehr gut im Aufschluß der Wienerberger Ziegelei Haiding bei Wels beobachtet werden, wo auch der Oberflächenboden innerhalb weniger 10er von Metern von Parabraunerde in typischen marmorierten Pseudogley mit säulenförmiger Absonderung übergeht (KOHL I/1997 Erl. Bl. Wels Abb. 6 34f).

In den Trockengebieten hingegen entwickeln sich infolge fortgesetzter Humusanreicherung in waldfreien bis waldarmen Gebieten Schwarzerden (Tschernosjeme). Eine ähnliche Differenzierung gilt auch für die fossilen Böden sowohl der Interglaziale wie auch der Interstadiale.

In den Lößprofilen spiegelt sich somit zumindest lückenhaft der Klimablauf wenigstens des jüngeren Abschnittes des Eiszeitalters wider. Am besten läßt sich an Hand der Lößprofile der Ablauf der Würmeiszeit rekonstruieren. In Oberösterreich bietet sich infolge der Verknüpfung der glazifluvialen Terrassen mit Endmoränen im Idealfall die Möglichkeit, die Paläoböden und Lößdecken bestimmten Warm- bzw. Kaltzeiten zuzuordnen und darauf eine entsprechende Lößstratigraphie aufzubauen, was FINK (Teil I Kap. 2.4.2.1) veranlaßt hat, die oberösterreichischen Lößgebiete schon früh in die internationale Lößforschung der INQUA-Lößsubkommission einzubeziehen.

Leider sind die einst klassischen Löß/Lehmaufschlüsse nicht mehr zugänglich oder vollkommen verfallen; nur wenige neue, so im Raume nördlich von Wels und im oberösterreichischen Kremstal sind hinzugekommen. Da auch eine Unterschutzstellung den Verfall von Löß-Lehmgruben nicht aufhalten kann, wurden Originalprofile für die würmzeitliche Abfolge der Grube Gerzer in Altheim/Inn 1976 und die Abfolge über ÄDS in Form eines Kastenprofiles aus der Grube Linz-Grabnerstraße 1969 (KOHL I/1969a) entnommen (vgl. Teil I S. 375).

11.2.1.1 Die würmzeitliche Deckschicht auf den Hochterrassen-Feldern

Im **Salzach-Inntal** setzt der würmzeitliche Löß bereits auf dem HT-Feld von Schwand ein und bedeckt diese Terrasse auf der österreichischen Seite weiter bis zur Ausmündung des Pramtales bei Schärding. Die einst sehr guten Aufschlüsse von Altheim (Abb. 92) ergaben für die feuchte Lößlandschaft Oberösterreichs im Sinne J. FINK's (I/1976 8) die geschlossenste Sedimentabfolge, wobei Bodenbildungen interglazialen Charakters nur in der gegenwärtigen Parabraunerde an der Oberfläche und fossil auf den darunter liegenden HT-Schottern der Rißeiszeit vorliegen.