

|                   |           |           |
|-------------------|-----------|-----------|
| Jb. Öö. Mus.-Ver. | Bd. 144/I | Linz 1999 |
|-------------------|-----------|-----------|

## **DAS EISZEITALTER IN OBERÖSTERREICH**

### Teil III

#### **DAS EISZEITLICHE GESCHEHEN IN DEN NICHT VERGLETSCHERTEN GEBIETEN OBERÖSTERREICHS UND DIE ENTWICKLUNG IM HOLOZÄN**

Von Hermann Kohl  
mit 67 Abbildungen

#### **Vorwort**

In diesem dritten und letzten Teil werden die außerhalb der eiszeitlichen Vergletscherung gelegenen Gebiete und ihre Veränderungen unter dem Einfluß der kaltzeitlichen Klimabedingungen behandelt. Dabei soll neben den Auswirkungen auf die leblose Natur soweit möglich auch ein Überblick über die eiszeitliche Pflanzen- und Tierwelt sowie die ersten Hinweise auf die Anwesenheit des Menschen gegeben werden.

Auch ein kurzer Hinweis auf die Entwicklung im zum Quartär zählenden Holozän darf nicht fehlen, weil doch gerade der Klimawechsel und dessen Auswirkungen aus dem Spätglazial der letzten Eiszeit zur gegenwärtigen Warmzeit gut bekannt ist und Rückschlüsse auf frühere Warmzeiten zuläßt.

Abschließend sei auch noch kurz auf die aus der Gesamtheit der Betrachtungen ableitbaren tektonischen Verhältnisse sowie auf die praktische Bedeutung des eiszeitlichen Erbes für unsere Gegenwart hingewiesen.

Im Literaturverzeichnis sind nur noch die im Teil III erstmals zitierten Arbeiten aufgelistet, während die schon im Teil I oder Teil II verzeichneten mit I oder II vor der Jahreszahl gekennzeichnet sind (z.B. I/1967 oder II/1988). Ebenso werden die Abbildungen anschließend an Teil II ab Abb. Nr. 79 fortlaufend nummeriert.

Linz 1999, Hermann Kohl

## Inhaltsübersicht

|          |  |     |
|----------|--|-----|
| 11       | Der nicht vergletscherte Raum unter dem Einfluß des eiszeitlichen Klimas . . . . .                   | 251 |
| 11.1     | Die Frostschuttzone der Hochlagen . . . . .  | 253 |
| 11.1.1   | Die Frostschuttzone im Kristallingebiet des Mühlviertels und des Sauwaldes . . . . .                 | 253 |
| 11.1.2   | Die Frostschuttzone am nicht vergletscherten Alpenrand . . . . .                                     | 272 |
| 11.2     | Der Tundrenbereich des Alpenvorlandes (Molassezone) . . . . .  | 274 |
| 11.2.1   | Die von den glazifluvialen Schüttungen abhängigen Löß- und Lößlehmgebiete . . . . .                  | 274 |
| 11.2.1.1 | Die würmzeitliche Deckschicht auf den Hochterrassen-Feldern . . . . .                                | 277 |
| 11.2.1.2 | Die äolischen Deckschichten auf den Jüngeren Deckenschottern . . . . .                               | 282 |
| 11.2.1.3 | Die äolischen Deckschichten auf den Älteren Deckenschottern . . . . .                                | 284 |
| 11.2.2   | Der Tundrenbereich außerhalb der von glazifluvialen Schüttungen abhängigen Löß-Lehmgebiete . . . . . | 294 |
| 11.3.    | Das Donautal . . . . .   | 302 |
| 12       | Die eiszeitliche Pflanzenwelt . . . . .  | 311 |
| 12.1     | Pflanzenreste aus der Zeit vor dem letzten Interglazial . . . . .                                    | 312 |
| 12.2     | Das Riss-Würm-Interglazial von Mondsee . . . . .   | 316 |
| 12.3     | Der Ablauf der Würmeiszeit bis zum Hochglazial aus palynologischer Sicht . . . . .                   | 321 |
| 12.4     | Das Würm-Spätglazial aus palynologischer Sicht . . . . .   | 324 |
| 13       | Die eiszeitliche Tierwelt . . . . .  | 334 |
| 13.1     | Die frühesten Funde bis zur Jahrhundertwende . . . . .   | 336 |
| 13.2     | Wichtige Fundplätze bis zum 2. Weltkrieg . . . . .   | 337 |
| 13.3     | Weitere Funde bzw. Fundstellen eiszeitlicher Großtiere . . . . .                                     | 342 |
| 13.4     | Höhlenuntersuchungen nach modernen wissenschaftlichen Erkenntnissen . . . . .                        | 346 |
| 14       | Der eiszeitliche Mensch in Oberösterreich . . . . .  | 353 |
| 14.1     | Die menschlichen Kochenfunde von Pichling-Linz . . . . .   | 354 |
| 14.2     | Paläolithische Artefakte in Oberösterreich . . . . .   | 355 |
| 15       | Das Holozän, die geologische Gegenwart . . . . .   | 374 |
| 15.1     | Die frostexponierte Stufe der Hochalpen . . . . .  | 375 |
| 15.1.1   | Die Dachsteinvergletscherung . . . . .   | 375 |
| 15.1.2   | Periglazialerscheinungen in den oberösterreichischen Kalkalpen . . . . .                             | 380 |
| 15.2     | Die geodynamischen Vorgänge unter den warmzeitlichen Bedingungen des Holozäns . . . . .              | 386 |
| 15.3     | Die Vegetationsentwicklung im Holozän . . . . .  | 400 |
| 16       | Tektonik im Quartär Oberösterreichs . . . . .  | 407 |
| 17       | Angewandte Quartärgeologie in Oberösterreich . . . . .   | 410 |
| 17.1     | Die Böden und ihre Bildung im Quartär . . . . .  | 410 |
| 17.2     | Quartärsedimente als Rohstoffe . . . . .   | 413 |

|      |   |     |
|------|---|-----|
| 17.3 | Quartärgeologie und Wasserversorgung .....          | 418 |
| 17.4 | Quartär und Baugeologie .....                       | 420 |
|      | Dank .....  | 424 |
|      | Ergänzendes Schriftenverzeichnis zum Teil III ..... | 424 |

## 11 DER NICHT VERGLETSCHERTE RAUM UNTER DEM EINFLUSS DES EISZEITLICHEN KLIMAS

Die Auswirkungen der kaltzeitlichen Klimaabschnitte des Eiszeitalters auf die Umgestaltung der Landschaft und das Leben in ihr waren auch außerhalb der Vergletscherungsbereiche bedeutend. Nur war es dort ein völlig anderer Mechanismus, der zwar auch stark vom jahreszeitlichen Rhythmus geprägt, aber unabhängig von der Erosionswirkung der Gletscher und auch der Gestaltungskraft der Gletscherschmelzwässer vor sich gegangen ist. Die unmittelbaren Einwirkungen des Frostes, vor allem des Frostwechsels, die Abspülung der damals pflanzenarmen Hänge und zeitweise auch Trockenheit haben das Geschehen bestimmt. Die stark vom Frost geprägten kaltzeitlichen Vorgänge außerhalb des Vergletscherungsbereiches werden als Periglazialerscheinungen, der betroffene Raum als Periglazialbereich bezeichnet.

Der wiederholte Klimawechsel hat dazu geführt, daß im zeitlichen Ablauf des Eiszeitalters nicht nur die Vergletscherung, sondern auch der von den periglazialen Verhältnissen betroffene Raum in seiner jeweiligen Ausdehnung großen Schwankungen unterworfen war. Unter den warmzeitlichen Bedingungen des Holozäns und damit mit gewissen Abweichungen auch der Interglazialzeiten sind bzw. waren die Vergletscherung und die periglazialen Vorgänge auf die höchsten Gebirgsteile der oberösterreichischen Kalkalpen beschränkt, wenn diese nicht, wie bei älteren Warmzeiten anzunehmen ist, hier zeitweise auch völlig ausgesetzt hatten.

Während der Kaltzeiten, für die in Mitteleuropa eine maximale Erniedrigung der Jahresmitteltemperatur je nach Abstand vom Boden von 7°–14°C (J. BÜDEL 1953) bzw. sogar von 15°–16°C (K. KAISER 1960 135) angenommen wird, muß jedoch über größere Zeiträume hinweg selbst im Alpenvorland wiederholt mit **Dauerfrostboden** (Permafrost) gerechnet werden. Geht man von den heutigen Verhältnissen aus, unter denen Dauerfrostboden bei Jahresmitteltemperaturen von –2°C abwärts (KAISER 1960 137 u.a.), kontinuierlicher (geschlossener) Permafrost nach A. SEMMEL (1985 18) erst ab –6°C auftritt, so müssen in den Hochglazialzeiten selbst die tiefsten Lagen des Alpenvorlandes, wo heute Jahresmitteltemperaturen von 8°–9°C erreicht werden, davon betroffen gewesen sein.

Als Zeugen für Dauerfrostboden gelten vor allem Hinweise auf ehemalige Eiskeile, die, wenn auch relativ seltener als in benachbarten Gebieten, auch in Oberösterreich nachgewiesen sind.

Die **Periglazialerscheinungen** zeigen in Oberösterreich eine ausgeprägte Differenzierung, die im wesentlichen der klimamorphologischen Zonierung J. BÜDEL's (1951 20ff) entspricht, der im zentralen Bereich Mitteleuropas im Anschluß an die Vergletscherungen und in den höheren Mittelgebirgen „Frostschuttundra“ von der „Lößtundra“ in tieferen Lagen und in größerer Entfernung vom Eisrand unterscheidet.

Während in der vegetationsarmen Frostschuttzone die Auswirkungen des Frostklimas zu verstärkter Gesteinszerstörung und Abtragung durch Bodenfließen (ungehemmte oder freie Solifluktion nach BÜDEL 1948) und Abspülung führten, ist dieser Bodenabtrag in der bereits stärker mit Vegetation bedeckten Lößtundra gehemmt (gehemmte oder gebundene Solifluktion). Im Grenzbereich, den BÜDEL (1951 22) am Alpenrand in 600 m bzw. sogar in 650 m annimmt, spricht er von einer „Kampfzone“, wo Löß, Fließerde und Abpülschutt in Wechsellagerung auftreten.

In Oberösterreich dürfte diese Grenze etwas niedriger liegen und fällt weitgehend mit dem Steilabfall des Kristallinmassivs der Böhmisches Masse und südlich des Alpenvorlandes (Molassezone) mit dem ebenfalls eine ausgeprägte Stufe bildenden Alpenrand zusammen. Somit sind die Hochlagen des Mühlviertels und der Sauwald, aber auch der nicht vergletscherte Alpenbereich der „Frostschuttzone“, das Alpenvorland der „Lößtundra“ im Sinne BÜDEL's zuzurechnen.

Unterschiede in den Auswirkungen des Frostklimas ergeben sich außer der jeweiligen Hangneigung und der Höhenlage auch durch die Gesteinsverhältnisse. Im Alpenvorland erscheint die Unterteilung in die an die glazifluvialen Schüttungen der größeren Vorlandflüsse gebundenen Lößgebiete und in die abseits davon gelegenen tertiären Hügelländer zweckmäßig, in denen sporadisch auch größere Staublehmdecken vorkommen, wobei nicht immer eine scharfe Abgrenzung möglich ist. Eine gewisse Sonderstellung nimmt das Donautal im Grenzbereich zwischen Frostschuttzone und Lößtundra des Alpenvorlandes ein, wo auch rein periglaziale Vorgänge wiederholt von den glazifluvialen Schüttungen beeinflusst und gestört wurden.

Insgesamt haben in den Kaltzeiten die Verwitterungs- und Abtragungsprozesse auch in den Periglazialgebieten unseres Bereiches zu bedeutenden, vielfach unterschätzten Umgestaltungen des Landschaftsbildes geführt. Den Beweis dafür liefern, wie schon BÜDEL (1944 490) erwähnt, die zahlreichen auf „sanften und mittleren Böschungen“ erhaltenen Abtragungsdecken.

Abgesehen von den Lößgebieten (siehe Kap. 11.2.1), die größtenteils noch vor Verschwinden der einst zahlreichen Aufschlüsse eine zeitgemäße Bearbeitung erfahren haben, besteht besonders im ehemaligen übrigen Perigla-

zialbereich der Molassezone ein starker Nachholbedarf. Die zunehmende Kartiertätigkeit führt auch zu einer Verdichtung einschlägiger Beobachtungen. Mehr Beachtung fanden gelegentlich die auffälligeren Periglazialerscheinungen des Kristallinhochlandes (Teil I 373f), vor allem in geographischen Dissertationen zur Geomorphologie. Trotzdem gilt es auch hier im Vergleich zum Forschungsstand in den deutschen Mittelgebirgen, wie auch im bayerischen Böhmerwald (u.a. U. HAUNER 1980 und J. VÖLKELE 1995) sowie in den benachbarten tschechischen Gebieten (u.a. J. DEMEK 1964 und 1978) seitens der Quartärgeologie noch eine Lücke zu schließen.

### **11.1 Die Frostschuttzone der Hochlagen**

Die beiden durch das Alpenvorland getrennten der Frostschuttzone zuzurechnenden Hochlagen des Kristallingebietes und des nicht vergletscherten Alpenbereiches haben gemeinsam, daß sie auf Grund ihrer größeren absoluten Höhe viel länger, schon vor und nach den jeweiligen Höhepunkten des kaltzeitlichen Klimas und auch intensiver den periglazialen Verwitterungs- und Abtragungsprozessen ausgesetzt waren, was sich in einer verstärkten Schuttanlieferung und auch Umgestaltung der Geländeformen äußert. In den höchsten Lagen sind diese Verhältnisse in den Alpen heute noch wirksam oder wie im Böhmerwald in sehr abgeschwächter Form noch zu erkennen. Im einzelnen bestehen jedoch neben der unterschiedlichen Gesamtexposition auch noch weitere Unterschiede, auf die im Folgenden einzugehen ist.

#### **11.1.1 Die Frostschuttzone im Kristallingebiet des Mühlviertels und des Sauwaldes**

Der Anteil Oberösterreichs an der Böhmischen Masse umfaßt die ausgedehnten Plateaubereiche des oberen und unteren Mühlviertels sowie im Sauwald, die von Mittelgebirgszügen überragt werden. Im oberen Mühlviertel sind das Böhmerwald, Linzer Wald und Pfarrwald-Ameisberggrücken, der sich südlich der Donau in den Kuppen des Hohen Sauwaldes fortsetzt; im unteren Mühlviertel das breite Gewölbe des Frei- und Weinsberger Waldes, dessen Kuppen bis >1000 m aufragen und dessen Rand zum Untermühlviertler Plateau hin in ein stark reliefiertes Kuppenland aufgelöst ist (KOHL I/1960 Bl 22 u. Erl.). Höhenmäßig reicht somit dieser Raum von den auch in der letzten Kaltzeit gerade noch vergletscherten Böhmerwald-Ausläufern (Plöckenstein 1378 m) bis zum meist als deutliche Geländestufe ausgebildeten Massivrand. Diese Randstufe setzt meist in Höhen um 500 m ein und verzahnt sich vor allem im Untermühlviertler Schollenland stärker mit dem tiefer liegenden Molassebereich des Alpenvorlandes. Damit dürfte auch die

Untergrenze der Frostschuttzone hier etwas tiefer liegen als 600 m, wie sie BÜDEL für den Alpenrand annimmt. J. SCHADLER hatte bereits 1938 (I/1937–39 Ber. Bl. Linz-Eferding) in Höhen über 600 m wiederholt arktische „Wanderschuttdecken“ über tiefgründig verwittertem Kristallin feststellen können. Tatsächlich reichen aber solche Erscheinungen auch noch weiter herab, wie eigene Beobachtungen ergeben haben (u.a. KOHL I/1973b 46–51).

Die besonderen Gesteinsverhältnisse führen die fossilen Relikte der ehemaligen kaltzeitlichen Prozesse meist sehr deutlich vor Augen. Infolge der generellen Südexposition ist im allgemeinen mit größeren sommerlichen Auftautiefen des Dauerfrostbodens zu rechnen, deren Auswirkungen in extremen Südlagen noch verstärkt hervortreten.

Zu den auffallendsten Erscheinungen gehören die zahlreichen und vielfältigen **Blockbildungen**, die auf die kristallinen Gesteine, vor allem die Granite und abgeschwächt auch die Gneise sowie deren Kluftnetz zurückzuführen sind. Mit den Blockbildungen im westlichen oberösterreichischen Grundgebirge hat sich anlässlich geomorphologischer Untersuchungen Th. PIPPAN (I/1955 339–347) auseinandergesetzt. Da sie vor allem von den Blockansammlungen an den steilen Talgehängen der großen Täler ausging, weist sie mit Recht auf den wesentlichen Anteil der gegenwärtigen Vorgänge an diesen Bildungen hin. Nur wären diese Blockanhäufungen vorwiegend am Fuße der Steilhänge, die sehr zahlreich an den südschauenden Hängen des Donautales zwischen Passau und Aschach und auch in den engen Kerbtälern am Unterlauf der Mühlviertler Nebenflüsse vorkommen, eher als **Blockhalden** zu bezeichnen und sollten von den auf Flachhängen des Hochlandes auftretenden Bildungen unterschieden werden. PIPPAN glaubt auch nach der Form, ob eckig oder gerundet, ferner der Packung und der Vegetationsbedeckung auf vier Generationen von Blockpackungen schließen zu können, wobei sie aber eine Bindung der Entstehung an die vier Kaltzeiten ablehnt, wenn sie auch eine gewisse Beteiligung periglazialer Vorgänge nicht leugnet. Nach heutigen Kenntnissen dürfte PIPPAN im allgemeinen aber den Anteil periglazialer Vorgänge an der Landformung dieses Hochlandes unterschätzt haben.

Sehr zutreffend beschreibt hingegen W. DUNZENDORFER (I/1974 18–26), dessen Untersuchungen zwar auf die höchsten Teile des im Hochglazial teilweise vergletscherten Böhmerwaldes beschränkt sind, die weite Verbreitung der durch kaltzeitliche Solifluktion bewegten blockführenden Frostschuttmassen über der anstehenden tertiären Zersatzzone der Kristallingesteine. Ähnlich wie BÜDEL (1944 488) aus dem Riesengebirge kann er die heutige Ruhestellung dieser Sedimentdecke durch die Überdeckung mit völlig ungestörten Mooren nachweisen, wobei er eine feine ökologische Differenzierung zwischen festem Gestein, anstehendem Gesteinszersatz und den geomorphologisch nicht immer einheitlichen Solifluktionsdecken vornehmen kann. Bei

zunehmender Hangneigung fallen allerdings auch diese Frostschuttdecken immer mehr der gegenwärtigen Abtragung zum Opfer. Die von J. BÜDEL angegebene Grenze von  $17^{\circ}$ – $27^{\circ}$  Hangneigung dürfte auch hier im allgemeinen zutreffen.

Unter den Blockbildungen können sehr verschiedene Formen unterschieden werden. In den Gipfel- und Kuppenbereichen wie auch an den Steilhängen bildet häufig der anstehende Fels je nach Gestein recht ein-

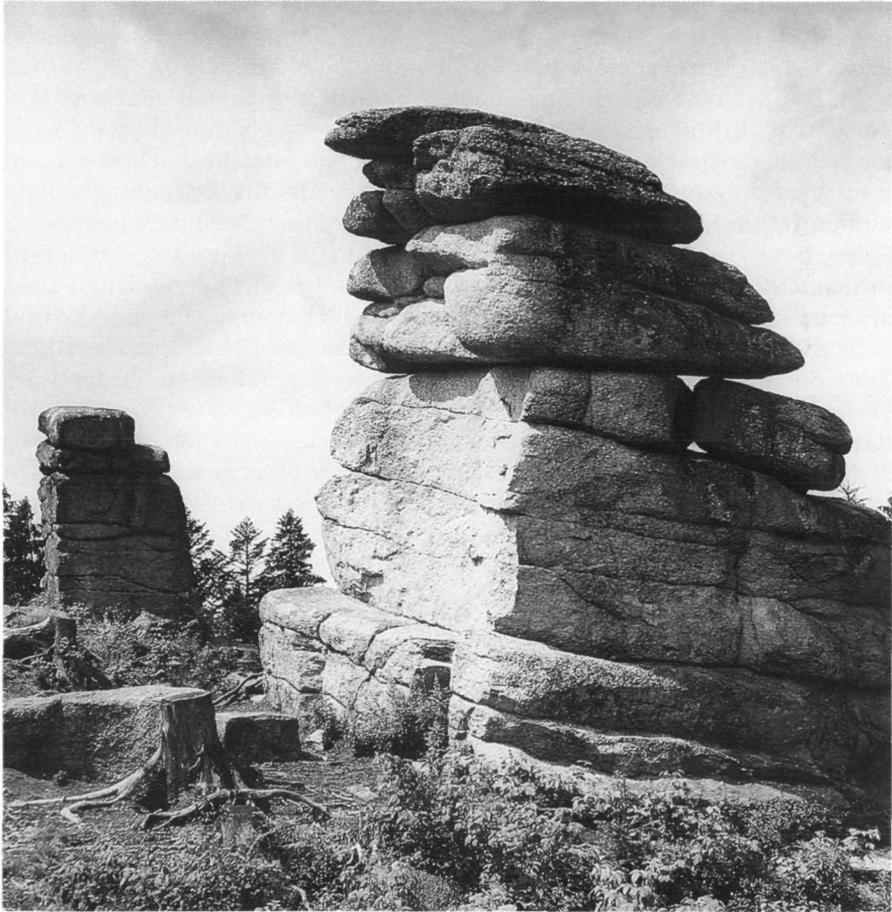


Abb. 79: Bärnstein, 1077 m, Böhmerwald. Durch kaltzeitliche Solifluktion freigelegte Gipfelfelsen im Eisgarner Granit. Deutlich zeigt sich an den Felsformen der Einfluß des Kluftnetzes. Im oberen Bereich ist durch Abgrusung bereits eine Zurundung zu „Wollsackformen“ festzustellen, deren Ansätze auf die Zeit einer heute völlig ausgeräumten tertiären Vergrusungsdecke zurückgehen dürften. Foto: M. EIERSEBNER.

drucksvolle und charakteristische Erscheinungen, die als Felsburgen, Felskanzeln, Felsklippen, Blocktürme oder bei länglichen Formen auch als Felsrippen bezeichnet werden, und bis zu unscheinbaren ruinenartig verfallenden Felsbuckeln (Felskuppen) mit Blockanhäufung führen können. Im einzelnen sind die Ausbildungen stark gesteinsabhängig, im Granit, vor allem im grobkörnigen, entstehen die typischen längs der Klüfte abgerundeten Wollsackformen (z.B. Thierberg bei Schenkenfelden, St. Thomas am Blasenstein und viele andere). Im Eisgarner Granit treten eher mehr plattige Gebilde auf wie auf dem Bärnstein im Böhmerwald (Abb. 79).

Im wesentlichen ist die Entstehung dieser Formen heute weitgehend geklärt. Ihre primäre Anlage geht bereits auf die tiefgründige tertiäre Verwitterung zurück, der die mächtige heute nur in Restbeständen erhaltene Vergrusung der Kristallingesteine zu verdanken ist, wobei härtere Gesteinskerne im Gesamtverband unzersetzt erhalten geblieben sind und schon z.T. im Jungtertiär im Zuge fortschreitender Hebung die Oberfläche überragt haben dürften (DEMEK 1964). Darauf läßt die oft schon in der Nachbarschaft dieser Formen auf Flachhängen auftretende Vergrusung schließen. Unbestritten ist jedoch, daß diese Bildungen im Pleistozän infolge ihrer exponierten Lage immer mehr von allen sie einst umschließenden Lockermassen entblößt und vom anstehenden Felsgestein auch ganze Blöcke vor allem längs der Klüfte durch Frost abgesprengt wurden. Auch die freiliegenden, im Verband gebliebenen Felsformen waren von den kaltzeitlichen Verwitterungs- und Abtragungsverhältnissen (Frostsprengung, Abschälung, Abwehung und Abspülung) nicht verschont, die in den Gipfelbereichen in abgeschwächter Form heute noch wirksam sind. So sind immer mehr die den heutigen Anblick bestimmenden Gesteinsstrukturen und das Kluftnetz herauspräpariert worden, wobei eine scharfe Abgrenzung der unter drei sehr verschiedenen Klimaverhältnissen entstandenen Formen kaum möglich ist. Zu diesem Ergebnis kam u.a. auch U. HAUNER (1980) im benachbarten Bayerischen Böhmerwald.

Eine gewisse Rolle spielt in diesem Zusammenhang, ob bzw. wie weit auch im Quartär eine Vergrusung bzw. Weiterentwicklung der vorhandenen Vergrusung möglich war. Eine Kaolinisierung der Feldspate weist eindeutig auf eine tertiäre Entstehung hin. Es finden sich jedoch auch viele Stellen, wo solche Hinweise fehlen. Sehr oft gewinnt man vor allem in den feuchten Bereichen der Plateaus den Eindruck, daß eine Weiterbildung durch Hydratation und Hydrolyse wahrscheinlich sei. Auch das Vorkommen einer gewissen Vergrusung in tieferer Lage als die alten Landoberflächen läßt diese Möglichkeit zu, ja macht sie wahrscheinlich.

Am Beispiel des Bärnsteins hat W. KERN (1979) diese Formen, ihre Entstehung und rezente Weiterbildung untersucht, wobei er auch auf die Ausbildung von Felsklippen mit vorgelagerten Kryoplanationsterrassen verweist. Mit Hilfe von Temperaturmessungen im Winter 1974/75 kann er in Felsnähe eine wesentlich höhere Zahl von Frosttagen (106 Tage) und eine größere Temperaturschwankung (5,9°C) nachweisen als in freier Luft (76 Tage und

3,8°C), was die Annahme einer gewissen Weiterbildung auch in der Gegenwart rechtfertigt.

Je nach umgebender Geländeform schließen ganze Blockströme an die Gipfelpartien an oder findet sich eine mehr oder weniger weit verbreitete Blockstreu. Bei einer Hangneigung von  $< 30^\circ$  (BÜDEL 1948, DEMEK 1964) finden sich keinerlei Anzeichen einer noch fortdauernden Bewegung. Häufig sind sie in Feinmaterial eingepackt, vielfach aber an der Oberfläche später freigespült worden und entsprechend mit Vegetation bedeckt. Sie ziehen häufig über anstehende völlig blockfreie Grusdecken oder fallweise auch über anderes anstehendes Gestein hinweg. Es handelt sich in diesen Fällen eindeutig um fossile Bildungen, die dem Periglazialklima der Kaltzeiten zuzuschreiben sind und besonders häufig in den Hochlagen des Mühlviertels auftreten.

Wie weit die von HAUNER (1980) im Rachel-Lusengebiet ermittelten Werte bezüglich der Zusammenhänge zwischen Mächtigkeiten der Schuttdecken, Hangneigung, Höhenlage, Exposition und Insolation auf unser Gebiet mit durchschnittlich geringeren Höhenlagen und gegen Osten abnehmenden Niederschlägen übertragbar sind, bedürfte einer entsprechenden Untersuchung.

Im Einzugsgebiet der Waldaist unterscheidet bereits J. ZÖTL (I/1951 216f) Blockströme und Blockstreu als häufige Erscheinung im fast ebenen Gelände des ausgedehnten Hochlandes und deutet sie als heute nicht mehr bewegte periglaziale Bildungen, die kaum unter 700 m zu finden wären. Dagegen führt er die Blockbildungen auf den steilen Hängen ( $> 20^\circ$ ) im Tal der Waldaist in erster Linie auf rezente Vorgänge zurück.

Eingehender setzt sich H. FISCHER (I/1963/64 112–127) im Einzugsgebiet der Naarnflüsse mit den periglazialen Landformen auseinander. Ausgehend von den vergrosten tertiären Landoberflächen, die weiter aufragende härtere Felskerne enthalten und wo auch innerhalb des Grusverbandes sich der anstehende Granit der Klüftung folgend in Blöcke auflöst, führt er die verschiedenen Felsauftragungen der Gipfel und Kuppen auf periglaziale Freilegung zurück. Davon leitet er auch die Blockströme ab und infolge Abtragung der Grusverwitterungsdecken auch die Streublöcke, die bereits vom festen Gesteinsverband losgelöst an die Oberfläche gelangt sind. Sie bilden oft ausgedehnte Blockstrefelder, die durch Solifluktion auch weiter bewegt sein können, aber kaum unter 700 m zu finden wären. Die Blockstreu tritt im Bereich des grobkörnigen Weinsberger Granites besonders häufig auf, wobei zu bedenken ist, daß die hindernden Blöcke auf Feldern oft anthropogen entfernt wurden.

Blockmeere, wie sie W. DUNZENDORFER (I/1974 24f) beschreibt, bei denen eine Feinerdepackung fehlt, dürften auf die höchsten Teile des Böhmerwaldes beschränkt sein. Das große „Steinerne Meer“ in der Nähe der Dreiländergrenze Dreimark führt er auf eine bereits aufgekehrte Felsburg des



Abb. 80: Eiszeitliches Blockmeer am Böhmerwald-Hauptkamm unweit Dreimark, 1321 m (Dreiländergrenze). FOTO: W. DUNZENDORFER.

Hauptkammes zurück. Die plattigen, überwiegend eckigen Blöcke entsprechen dem Zerfallstyp des Eisgarner Granites (Abb. 80). Das abgesehen von Kryptogamen und den von Latschen bedeckten Rändern völlig vegetationsfreie Blockfeld ist insgesamt 420 m lang und wird bis 250 m breit. Die durchschnittliche Hangneigung beträgt  $27^\circ$ . Im wesentlichen sieht DUNZENDORFER darin eine morphologische Ruheform, die aber lokal eine rezente Bewegung nicht ausschließt.

Zeigen schon die verschiedenen Blockbildungen die große Bedeutung periglazialer Fließbewegungen (Solifluktion) auf, so gilt dies in noch viel größerer Verbreitung für die bis mehrere Meter mächtigen Fließerde- bzw. Fließgrus- und **Frostschutdecken**, auch als Wanderschutdecken bezeichnet, die zwar verstärkt in den höheren Lagen, aber durchaus nicht selten auch im Plateaubereich auftreten. Da sie fallweise auch Blöcke enthalten, ist eine scharfe Trennung von den eigentlichen Blockbildungen kaum möglich.

Überzeugende Beweise liegen aus den Hochlagen des Böhmerwaldes (DUNZENDORFER I/1974) und vor allem aus dem Freiwald – Weinsberger Wald vor, wo H. FISCHER (I/1963/64) sehr eindrucksvoll den Aufbau der Bodenverhältnisse und deren Entstehung beschreibt (Abb. 81a). FISCHER unterscheidet hier eine obere grundsätzlich geschichtete, ursprünglich bewegte Fließgrus-

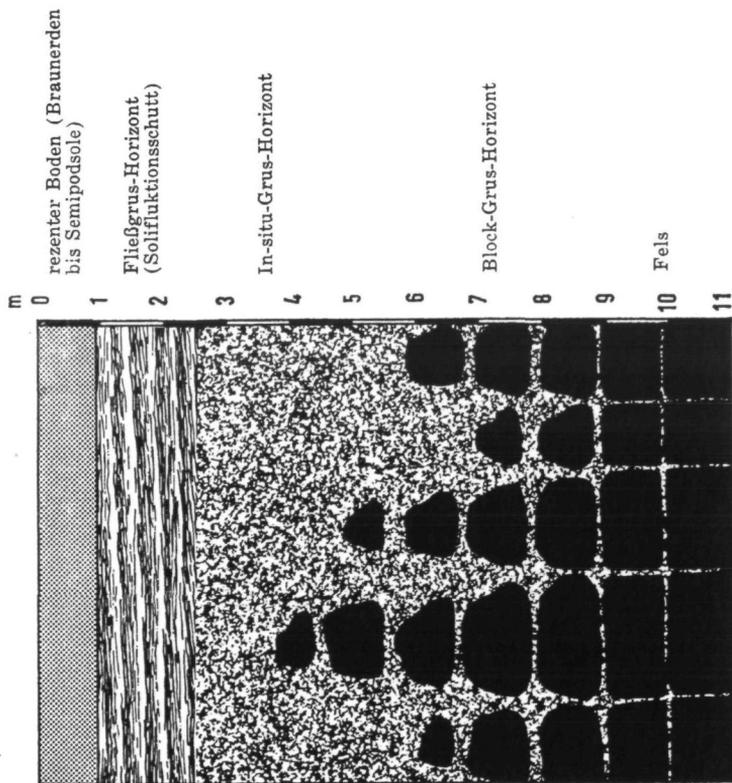
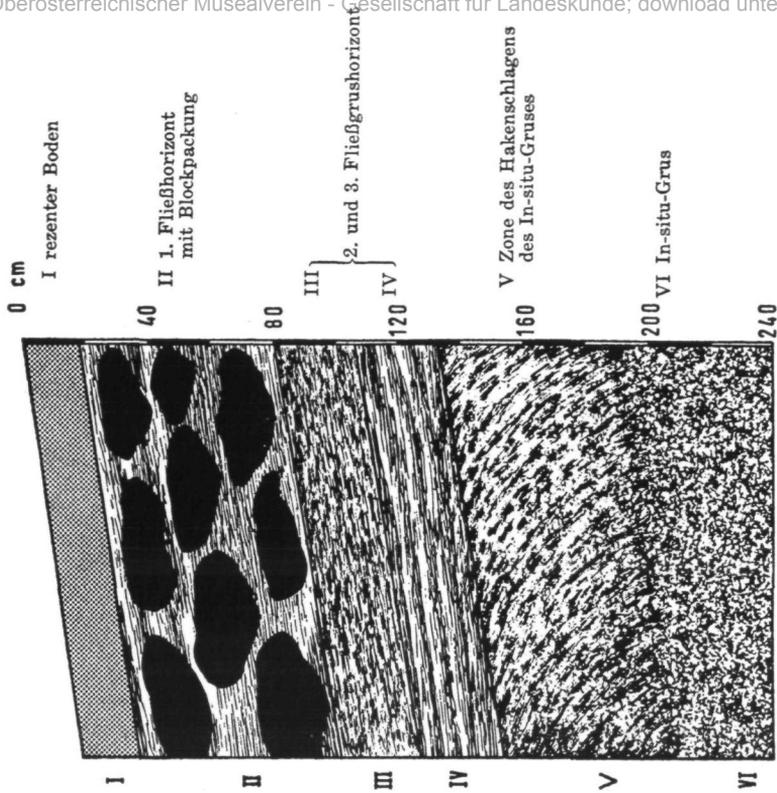
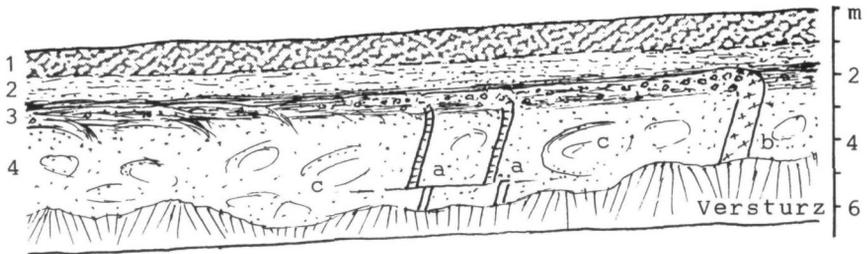


Abb. 81b: Solifluktionsdecken über vergrustem Granit bei Purrauth-Arbesbach, H., FISCHER 1965

Abb. 81a: Schematisches Profil der Verwitterungsdecke im Granitgebiet. H. FISCHER 1965

Zone von einer unteren in-situ liegenden Grus-Zone, die nach unten allmählich in einen Block-Grushorizont und schließlich in den geschlossenen Granitfels übergeht. Die hangende Solifluktuionszone kann er an günstigen Stellen in mehrere Horizonte unterteilen, wobei der oberste eine Blockpackung enthalten kann, die unteren bestehen aus hangparallel geschichteten Gruslagen und sind von der liegenden in situ Gruszone durch eine scharfe Diskordanz getrennt. Letztere zeigt gelegentlich an der Oberfläche eine gekappte Umbiegung und Einregelung in die Fließrichtung (Abb. 81b). HAUNER (1980) nennt diese Erscheinung im Bayerischen Wald, die er nur bei geringen Hangneigungen antraf ( $2^{\circ}$ – $14^{\circ}$ ), „Zersatzverzug“ und führt sie nicht auf die schleifende Wirkung der hangenden Solifluktuionsdecke zurück, sondern auf einen nur selten von dieser erfaßten Übergangsbereich, etwa durch episodische Solifluktuion im Sinne J. BÜDEL's (1959 309ff). In vielen Fällen fehlt aber diese Erscheinung. Die Unterteilung der hangenden Fließhorizonte ist ebenfalls durch Diskordanzen oder einen plötzlichen Wechsel in den Korngrößen angezeigt. Der oberste Horizont kann auch völlig blockfrei sein. Unklar ist noch, wie die einzelnen Horizonte zeitlich bzw. genetisch zu erklären sind. Von den vielen einschlägigen Beobachtungen, die der Verfasser (H. KOHL) im Laufe von Jahrzehnten im Mühlviertel machen konnte, sei ein 1965 nahe dem Blochwaldgipfel östlich Windhaag bei Freistadt in ca. 870 m einzusehender Aufschluß erwähnt (Abb. 82).



- 1: ca. 1 m Abraummaterial (lehmgiger Grus und Gesteinsschutt)
- 2: 0,6–1 m Solifluktuionsdecke. Undeutlich geschichteter Grus mit größeren eingeregelteten Feldspäten. An der Basis teilweise rostbraun verfärbt
- 3: 0,7–1 m dichter deutlich hangparallel geschichteter Grus, abwechselnd biotit- (dunkel) oder feldspat- (hell) reich, mit oben in die Fließrichtung einbiegenden Pegmatitgängen (a) und einem größeren Feinkorngranitgang (b), die sich rasch auflösen und deren Gesteinstrümmer sich mit den übrigen Bestandteilen vermengen
- 4: Anstehender, teilweise zersetzter Blochwaldgranit mit härteren schalig abwitternden Gesteinskernen (c) und größeren Biotitanreicherungen

Abb. 82: Vergruster Granit mit doppelter Solifluktuionsdecke am Fuße des Blochwaldes (1042 m) in ca. 870 m Höhe östlich Windhaag bei Freistadt (ÖK Bl. 17). Zeichnung: H. KOHL.

Bei geringer Hangneigung von  $6^{\circ}$ – $8^{\circ}$  liegt eine bis 2 m mächtige zweiteilige Solifluktiionsdecke vor, die nicht unmittelbar an eine Felsauftragung anschließt. Sie besteht aus einem oberen verlehnten, nach unten zunehmend eckige Feldspatstücke enthaltenden Grushorizont und einem unteren dichteren, deutlich geschichteten Horizont aus abwechselnd schwarzbraunen glimmerreichen und gröberen weißgrauen feldspatreichen Lagen. Die geschichtete Lage geht unmittelbar aus dem anstehenden tiefgründig zersetzten mittel- bis grobkörnigen Blochwaldgranit hervor, wie das Einlenken der geschichteten Lage (Zersatzverzug) in den anstehenden Gesteinsverband anzeigt. Besonders schön ist dieses Umbiegen an zwei ca. 15 cm mächtigen Pegmatitgängen und weiter rechts noch an einigen feinkörnigen eng geklüfteten Gesteinsgängen und auch an einer rötlichen Verfärbung einzelner Feldspatpartien (wohl ein Merkmal aus einer präglazialen Verwitterungsperiode) zu sehen, wie sie auch an anderen Orten zu finden sind (siehe Pitzenberg weiter unten und G. FRASL 1957, 1958).

In der Nähe von Haibach/Donau konnte der Verfasser (Kohl 1959 unveröff.) den Übergang der Auflockerungszone des anstehenden Granites in die Frostschuttdecke durch Hakenschlagen beobachten. Die hier kaum mehr als 1 m mächtige grusig-lehmige reichlich eckige Scherben festen Gesteins enthaltende Decke ist größtenteils von der Bodenbildung (einer silikatischen Braunerde) erfaßt (Abb. 83). Höhenlage und die geringe Hangneigung (kaum  $10^{\circ}$ ) sowie das Fehlen von Anzeichen einer jungen Bewegung sprechen auch hier im Randbereich des Massivs für eine periglaziale Bildung.

Eine ähnliche Mehrschichtigkeit dieser Fließerdedecken konnte bei zunehmender Höhe auch J. VÖLKE (1995) im Bayerischen Wald nachweisen. Er



Abb. 83: Hakenschlagen im Granit bei Haibach durch Solifluktion (ÖK Bl. 31). Foto: H. KOHL 1959.

spricht von einer den obersten Horizont bildenden Hauptlage, einer Mittellage und einer manchmal auch noch mehrgliedrigen Basislage, wobei er die Hauptlage auf den Kälterückfall der Jüngerer Dryaszeit zurückführt und selbst den Basiskomplex kaum älter als würmzeitlich annimmt. VÖLKELEL verweist auch auf die Bedeutung, die den Frostschuttzonen für die Bodenbildung zukommt (vorwiegend podsolige Braunerden und nur in den höchsten Lagen auch Podsole, sowie in den Randgebieten, wo äolischer Einfluß stärker zur Geltung kommt, auch Parabraunerden) und somit auch für die landwirtschaftliche Nutzung.

Eine besondere Form der Felsfreilegung durch kaltzeitliche Solifluktion stellt die an Felsrippen auftretende **Kliffbildung** dar, wie sie auch DEMEK (1978 94ff) ausgehend von Nivationswannen (Schneeanreicherungen auf den Leeseiten) beschreibt. Sie kann an Gipfeln, aber auch an Hangabsätzen auftreten. Ein eindrucksvolles Beispiel bietet der Gipfel der Koglerau (680 m), 6 km nordwestlich Linz (KOHL I/1973b 46–51). Die hier durchragende Felsrippe aus Perlgneis streicht etwa NW – SO und ist auffallend asymmetrisch mit steilem Felskliff gegen SW und einem relativ flachen Abfall gegen NO ausgebildet. Während der flache NO-Abfall anschließend an den felsigen Gipfelbereich schon bald eine allmählich zunehmende grusig-lehmige Solifluk-



Abb. 84: Felskliff im Perlgneis am Gipfel der Koglerau, 685 m, bei Linz. Einsetzen kaltzeitlicher Blockströme an der SW exponierten Felswand (ÖK Bl. 32). Foto: H. KOHL 1979.

tionsdecke mit vereinzelt kleinen Blöcken trägt, fällt auf der SW-Seite das etwa 10 m hohe Kliff (Abb. 84) bei zur Felswand hin einfallender Schieferung fast senkrecht ab. Den anstehenden Fels bedeckt am Fuße des Kliffs eine relativ bescheidene Halde aus vielfach eckigen Blöcken, aus der dann eine hangabwärts an Mächtigkeit zunehmende grusig-lehmige Soliflukationsdecke mit schwimmenden, größtenteils abgerundeten Streublöcken hervorgeht.

Bei einem Brunnenaustritt am unteren Waldrand in etwa 600 m konnte diese von Blöcken durchsetzte Decke, etwa 2 m mächtig über bereits vollkommen zersetztem anstehendem Perlgneis nachgewiesen werden. Auf dem darunter sich fortsetzenden bis unter 550 m herabreichenden Hang sind die Blöcke im Zuge der landwirtschaftlichen Nutzung entfernt worden; regelmäßig werden aber immer wieder neue, oft auch eckige Gesteinstrümmer ausgeackert.

Die Hangneigung wechselt längs eines NO-SW-Profiles immer wieder. Beträgt sie unmittelbar unter dem Kliff im allgemeinen  $< 10^\circ$ , so nimmt sie anschließend auf  $15\text{--}20^\circ$  zu, wobei sich ein Stück weiter gegen SO nochmals eine Steilstufe bis  $40^\circ$  Neigung einschaltet, an der ebenfalls fester Fels mit Blockabbrüchen zutage tritt. Auch hier folgt anschließend wieder eine Verflachung bis etwa  $5^\circ$ , die weiter talabwärts, dann anhaltend auf  $7\text{--}15^\circ$  zunimmt.

Dieses Profil zeigt, daß offenbar unter dem Kliff wie auch unter der zweiten Versteilung jeweils eine terrassenartige Verflachung auftritt, auf der die vom Steilhang gelösten Blöcke haldenartig angehäuft sind, von wo diese dann bei entsprechender Zunahme des Gefälles durch Soliflukation über vergroßtem Fels weiter transportiert wurden. Die Verflachungen jeweils unter den Steilstufen dürften, wie dies W. KERN (1979) beim Bärnstein angenommen hat, auf Kryoplanation (Einebnung durch Frostvorgänge) zurückzuführen sein. Nur wird in dieser Höhenlage kaum mehr mit einer stärkeren rezenten Weiterbildung zu rechnen sein, wie dies KERN für den Böhmerwald zurecht annimmt.

Die relativ geringe Hangneigung, die dichte Packung und die Ruhelage sprechen auch hier eindeutig für kaltzeitliche Soliflukation. Die SW-Exposition dürfte hier durch höhere Auftautiefen auch die kaltzeitlichen Soliflukationsvorgänge entsprechend begünstigt und die asymmetrische Ausbildung dieses Gipfels laufend verstärkt haben. In geringer Entfernung davon findet sich in 730 m ca. 1 km nordöstlich der Ortschaft Neulichtenberg eine ähnliche Bildung an einem Hangabsatz des Lichtenberges, ebenso am Süd- bzw. SW-Hang des Sternsteins, und es wird auch in ähnlichen Positionen des die Plateaus überragenden Berglandes damit zu rechnen sein.

Eine besonders große flächenhaft durch periglaziale Soliflukation gestaltete Hangfläche findet sich am WSW-Hang des Hohen Steins (903 m), einem nördlichen Ausläufer des 924 m hohen Helmetzeder Berges 0,5 km südöstlich Ottenschlag (Abb. 85). Der sehr einheitlich etwa  $10^\circ$  geneigte Hang trägt eine massenhaft eckige Gesteinstrümmer enthaltende Frostschuttdecke, aus der noch einige kompakte Felspartien herausragen, die infolge der stark schieferigen Gneise im Zusammenhang mit der Klüftung oft sehr eigenartige Formen bilden.

Eine weitere kaltzeitliche Erscheinung der Frostschuttzone ist die besondere Ausbildung von **Dellen**. Diese sohlenlosen breiten Mulden treten zahlreich in den Plateaubereichen auf, wo sie gelegentlich bis zu flachen Wannen ausgeweitet sind, stets zur Versumpfung neigen und so die Quellzonen der



Abb. 85: Periglaziale Hangabtragung (Frostschutten) in stark verknietem Mischgestein am etwa  $10^\circ$  WSW geneigten Abhang des Hohen Steins (903 m), dem nördlichsten Ausläufer des Helmetzederberges (924 m), mit Resten größerer Felsdurchragungen (ÖK Bl. 33). Foto: H. KOHL 1950.

aus ihnen hervorgehenden Bäche darstellen. Immer wieder kann dabei festgestellt werden, daß unter ihnen eine meist mehr als 1 m mächtige allochthone Gruszone über dem anstehenden Gesteinsgrus liegt. Fallweise deuten flache Hangstufen auf mehrere solche Auffüllungen hin. Von den darunter anschließenden Steilhängen her schneiden die Bäche rückschreitend in die manchmal auch eckigen Schutt enthaltende Grusfüllung ein. Häufig sind solche Dellen auch gegen das höhere Gelände hin auffallend erweitert und werden dann von steileren Hangstufen umgeben. Musterbeispiele finden sich dafür in Oberbairing (Abb. 86a) nördlich St. Magdalena bei Linz, wo gegen den Haselgraben gerichtete Verebnungen solche Breiddellen in knapp unter 500 m (1,5 km) und in 630–640 m (3,5 km und 4 km nördlich St. Magdalena) aufweisen. Die starke Versumpfung und auch das deutliche Einschneiden der hier entspringenden Bäche lassen auf eine größere Mächtigkeit der Beckenfüllung schließen (Kohl 1987 unveröff.). Eine ähnliche Erscheinung liegt östlich des Katzgrabens (3,5 km NO St. Magdalena) vor, wo an einem kleinen Nebengerinne des Katzbaches unterhalb der erweiterten Quelledelle in 570–580 m nach einer Geländestufe abermals eine ähnlich beckenförmig erweiterte Delle in 480–500 m folgt (Abb. 86b).

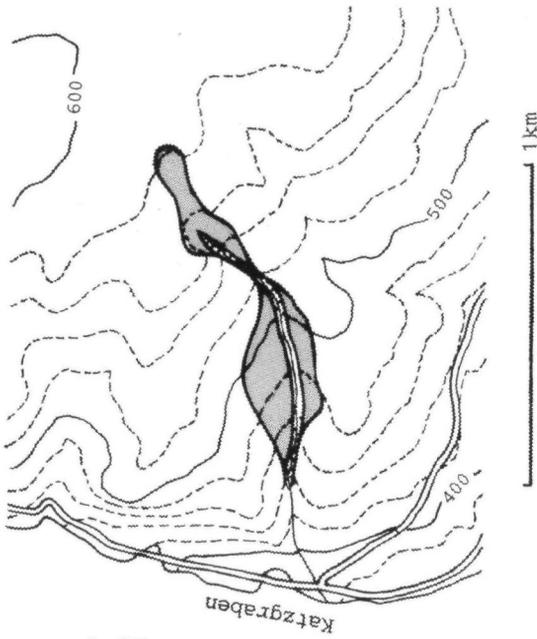


Abb. 86b: Breitdellen in zwei Etagen östlich des oberen Katzgrabens 3,5 km nordöstlich St. Magdalena bei Linz (OK Bl. 33). Zeichnung: KOHL.

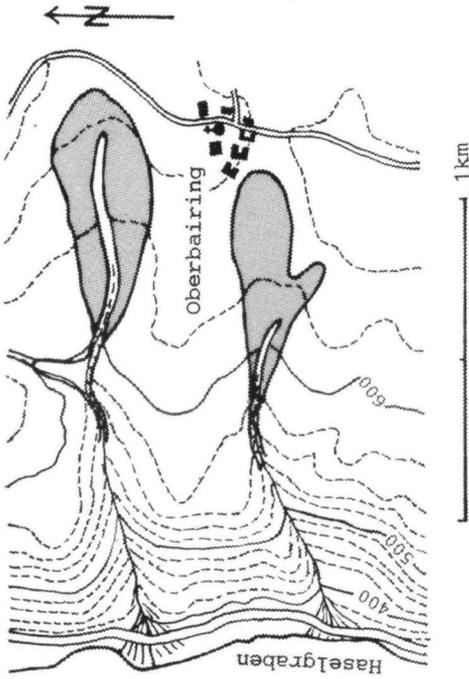


Abb. 86a: Breitdellen über dem Haselgraben bei Oberbairing 4 km nördlich St. Magdalena bei Linz (OK Bl. 32). Zeichnung: KOHL.

Diese besondere Art von Dellen ist bisher kaum beachtet worden, ist aber in den flacheren Bereichen des Kristallinhochlandes weit verbreitet. Gute Beispiele für solche wannenartige versumpfte Ursprungsmulden finden sich auch im Hochplateau der weiteren Umgebung des Bärnstens im Böhmerwald. In sie schneiden vom Steilabfall zur Mühlfurche zwischen Ulrichsberg und Aigen her rückschreitende Erosionsgräben ein, die im Verflachungsbereich unterhalb der Steilstufe abermals in wannenartig erweiterte Mulden übergehen. Ähnliche Formen sind auch im Bergland südwestlich der Mühlfurche verbreitet. Ihre Ausbildung im jeweils flacheren Gelände hat jedenfalls auch mit Kryoplanation (Einebnung und Ausweitung durch Frost) zu tun, wobei die zunehmende Ansammlung von Schneemassen an der Weitergestaltung beteiligt sein dürfte (Nivationswannen).

Oberhalb von steileren Hängen sind vorwiegend ehemalige Quelltrichter zu nur kurzen Ursprungsnischen bzw. -dellen durch periglaziale Vorgänge unter Bildung von Frostschutt umgestaltet worden, die dann vom anschließenden Steilhang her durch eine junge Talkerbe angezapft wurden.

Neben diesen auf Verebnungen und in Talursprungsbereichen auftretenden Formen finden sich vor allem im stärker zur Vergrusung neigenden Weinsberger Granit des östlichen Mühlviertels an relativ steil abfallenden Geländestufen oft schon stärker eingetiefte Hohlformen mit dellenartigem Querschnitt meist ohne rezente Gerinne, deren Bildung unter gegenwärtigen Klimaverhältnissen nicht vorstellbar ist (Abb. 87). Man könnte sie *H a n g -* oder *G e h ä n g e d e l l e n* nennen und wird sie ebenfalls dem periglazialen Formenschatz zurechnen müssen.



Abb. 87: Hang- oder Gehängedelle im Weinsberger Granit am Käfermühlbach 2 km südwestlich St. Thomas am Blasenstein (ÖK Bl. 34). Foto: KOHL.

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 Frostaufbruch (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 (Hornblendgneise, 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 eingestuftes 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

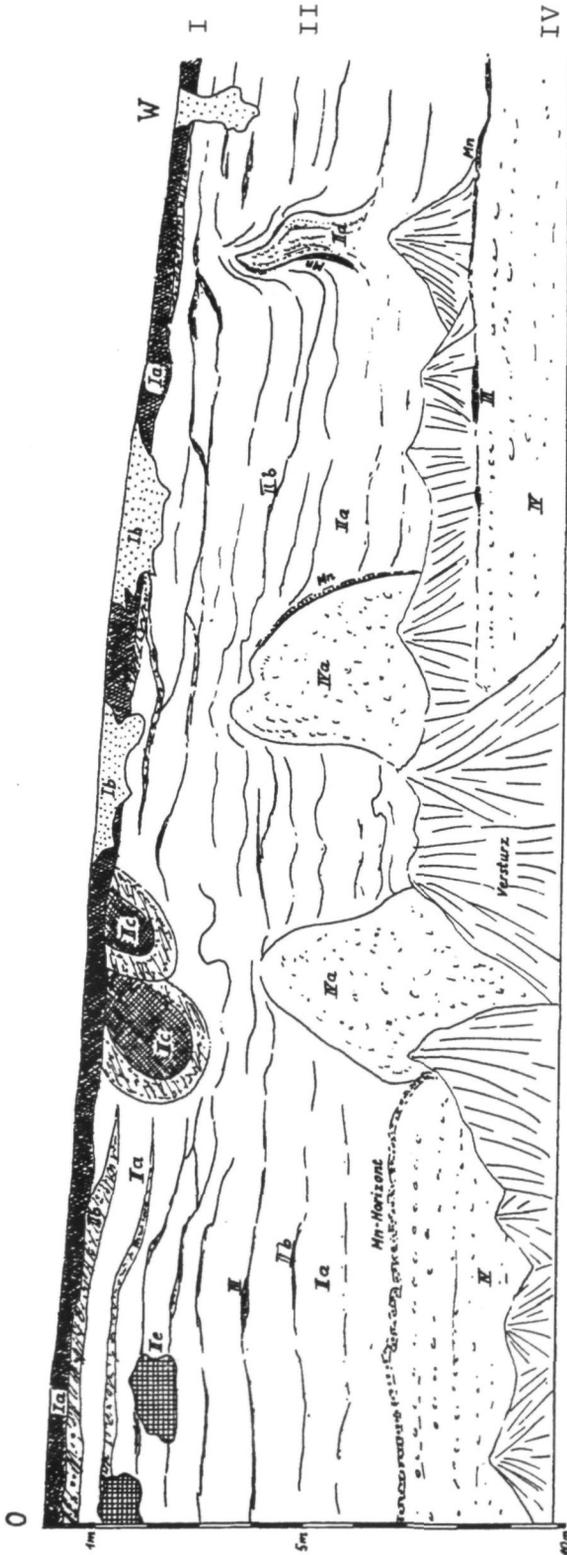


Abb. 88: Engelhaminger Schottergrube am Pitzzenberg bei Münzkirchen im Sauwald, südliche Abbauwand mit eiszeitlichen Frosterscheinungen. Zustand 1961. Erläuterungen im Text. Zeichnung: Kohl.

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 ( $5^{\circ}$ – $8^{\circ}$ ) 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 Solifluktionserscheinungen 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  $4^{\circ}$  bis  $8^{\circ}$  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 Frostschuttedecken 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 Frostschuttedecke befindet

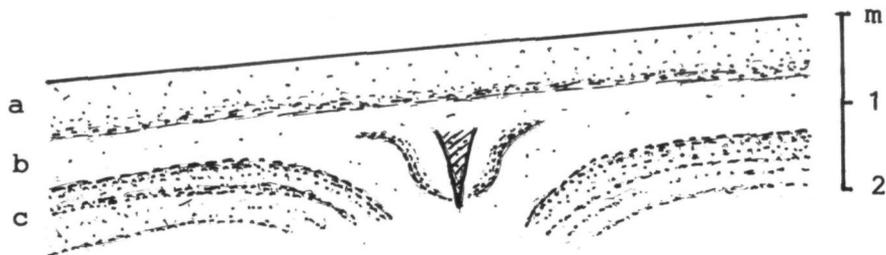


Abb. 89: Frostschuttedecken mit Frostkesseln und ehemaligem Eiskeil bei Roßberg, 4,5 km NNO Bad Leonfelden (ÖK Bl. 15). Zeichnung: KOHL.

sich über einer unteren, bereits gestörten, geschichteten Lage ein durch Frostschub entstandener Kessel, in dem ein mit Ton gefüllter ehemaliger Eiskeil eingelagert ist; in einem geringen Abstand darüber liegt eine weitere Solifluktionsdecke. Der Aufschluß läßt auf einen Wechsel mehrerer Phasen intensiver Frostschuttbildung 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 Felsdurchragungen 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 Tälchen 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 (KOHLE 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

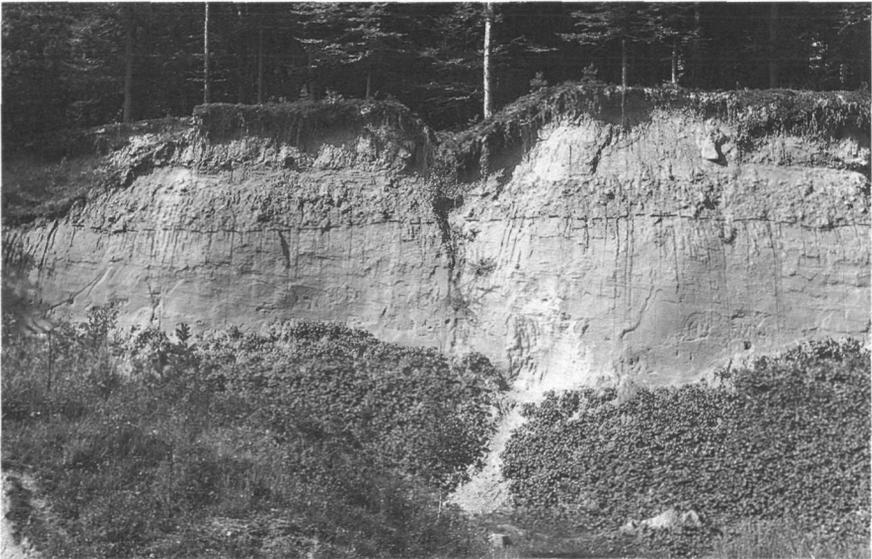


Abb. 91: Zum Teil fluviatil umgelagerte Frostschuttdecken über tertiärem Linzer Sand in Treffling bei Linz (ÖK Bl. 33). Foto: H. KOHLE 1953.

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 **Stablehmdecke** größere äolische Verlagerungen. Eine ähnliche Ablagerung bei Neußerling enthielt sogar eine fossile Bodenbildung. Ein stellenweise hoher Schluffanteil an den Solifluktsdecken dürfte ebenfalls auf Stablehmeinwehungen 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 Stablehm 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 Alpentteile 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 Froschuttundra. 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 ( $\text{CaCO}_3$ ) 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 (Kryoturba-tionen) 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 „Stablehm“ 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 Ausgangs-substrat 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 Exkremente 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 Tondurchschlammung (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 (KOHLE I/1997 Erl. Bl. Wels Abb. 6 34f).

In den Trockengebieten hingegen entwickeln sich infolge fortgesetzter Humusanreicherung in waldfreien bis walddarmen 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 Kastenprofils aus der Grube Linz-Grabnerstraße 1969 (KOHLE 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 Alheim (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.

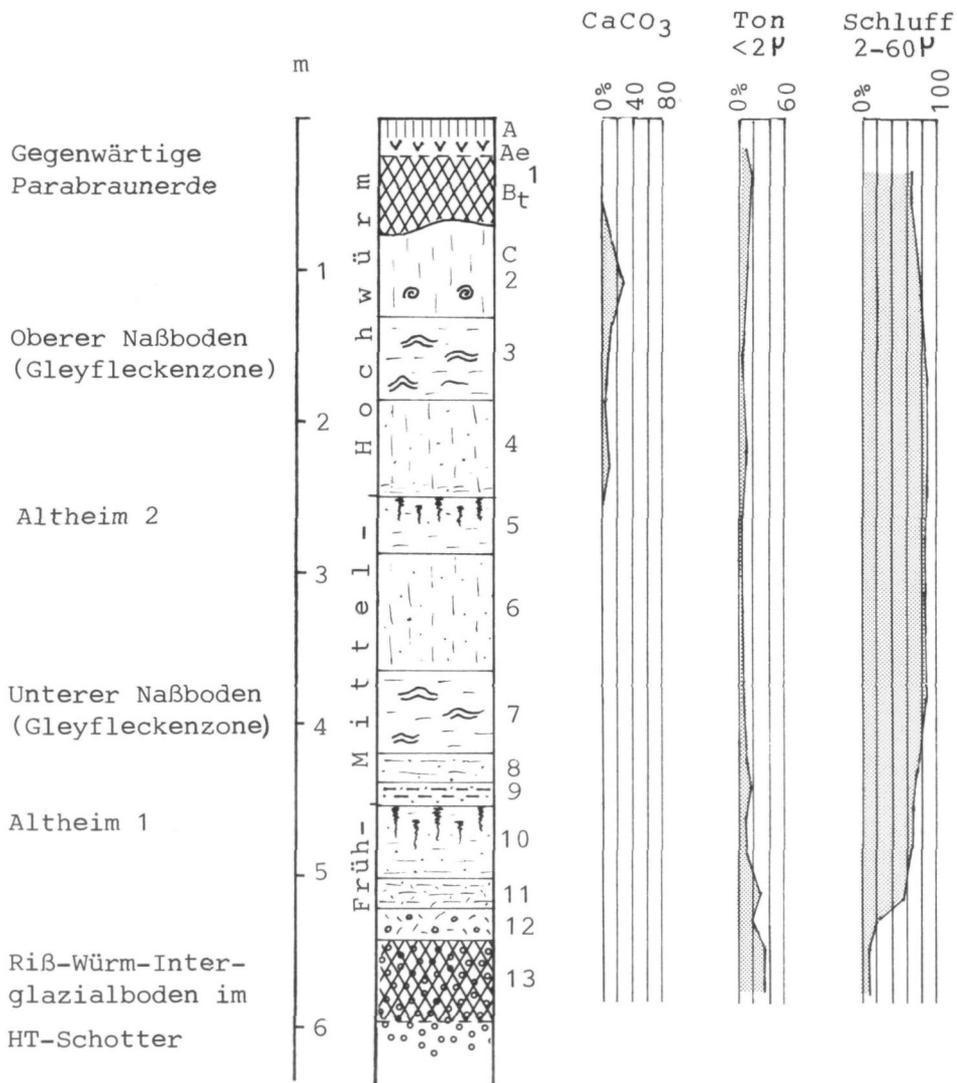


Abb. 92: Lößprofil über Inn-HT-Schotter bei Altheim. Abbau Gerzer (1976) unter Einbeziehung der Grube Putzinger (1980) (ÖK Bl. 28). Zeichnung: KOHL.

Die beiden relativ schwachen Ansätze zu Bodenbildungen innerhalb des Würmlösses „Altheim 1“ und „Altheim 2“ lassen in Verbindung mit Sedimentationsunterbrechungen den Schluß zu, daß es innerhalb der Würmeiszeit nur interstadiale Wärmeschwankungen gegeben hat, die gleichzeitig eine Gliederung dieser Sedimente in früh-, mittelwürmzeitliche und solche der Hochwürmeiszeit ermöglichen.

Aus der Sedimentfolge geht hervor, daß mit dem ersten Kälteeinbruch am Ende der Riß/Würm-Warmzeit rasch die geschlossene Vegetationsdecke zerstört wurde (vgl. Kap. 12) und unter Frosteinwirkung und gleichzeitiger Staubablagerung sich der dicht gelagerte, z.T. plattige, lehmige Basisgley mit Fe-Hydroxid-Ausscheidungen an den Schichtflächen gebildet hatte. Die eigenartige wellige, oft linsenartige Textur dieser Basislagen dürfte auf lamellare Eiseinlagerungen zurückzuführen sein. Es müssen in dieser Zeit auch erste Bodenansätze aus den frühwürmzeitlichen interstadialen Wärmeschwankungen zerstört worden sein, die in den Trockengebieten durch zwei bis drei Humuszonen ausgebildet sind (FINK I/1976 64). In Altheim ist nur ein Bodenansatz „Altheim 1“, offenbar der letzte, deutlich ausgebildet mit Regenwurmspuren (Abb. 92 Horizont 10) und Holzkohleflittern (Horizont 9).

Der Mittelwürmzyklus setzt wieder mit einem infolge Solifluktion mit Umlagerungsvorgängen verbundenen geschichteten Paket ein, über dem die untere Gleyfleckenzone (Naßboden 1) eine entsprechende Vernässung mit Froststauchungen (Kryoturbationen) anzeigt. Der folgende Löß weist auf eine eher trocken-kalte Zeit hin. Der obere Bodenansatz Altheim-2 in einem wieder infolge Umlagerung schichtigen Sediment schließt die Mittelwürmfolge ab. Demnach dürfte der Altheim-2 Boden dem von J. FINK (I/1954) als Stillfried-B und von RODENBURG, H. & A. SEMMEL (1971) in Hessen als Lohnerboden bezeichneten Interstadialböden entsprechen, die beide mit etwa 27.000–30.000 v. h. eingestuft werden. Altheim-2 könnte aber auch wegen seiner deutlichen Ausbildung mit einem angedeuteten Hiatus mehrere Interstadiale zusammenfassen und dann noch weiter ins Mittelwürm zurückreichen (vgl. Kap. 12 und 13).

Der darüber folgende Löß wird abermals durch die obere Gleyfleckenzone (Naßboden 2) unterbrochen, über dem dann der sehr helle, durch den höheren Kalkgehalt gekennzeichnete jüngste Löß des Würmhochglazials folgt, in dem die gegenwärtige Parabraunerde (Horizont 1) ausgebildet ist.

Insgesamt zeigt die mehr oder weniger ausgeprägte Gleyfleckigkeit des gesamten Profils sowie die schichtig-plattige Ausbildung der Übergangshorizonte und auch die artenarme Schneckenfauna mit *Succinella oblonga*, daß die Lößsedimentation unter feuchteren Bedingungen stattgefunden hat als in den niederschlagsärmeren Gebieten Niederösterreichs oder Hessens, wo sich in vielen Fällen die einzelnen Horizonte noch weiter auflgliedern lassen.

Entgegen der Auffassung von FINK (I/1969b), daß die Würmlößfolgen in

der feuchten Lößlandschaft sich in zwei Abschnitte gliedern lassen, in einen unteren kalkfreien lamellierten Braunlöß und einen oberen typischen kalkreichen Löß, können deutlich drei, dem unteren, mittleren und oberen Würm entsprechende Abschnitte unterschieden werden. Auch sind die beiden kryo-turbat gestörten Gleyfleckenzonen nicht als Äquivalente der frühwürmzeitlichen Humuszonen und des schwachen Bodens Stillfried-B zu betrachten. Sie liegen vielmehr als davon getrennte Horizonte jeweils über diesen Bildungen.

Weitere Würmlößprofile im Raume Salzach – Inntal werden bei St. Georgen an der Mattig von L. WEINBERGER (I/1953 und I/1955a) und von V. JANIK (I/1974b) beschrieben, ferner aus Suben von G. BOTZ (I/1963) und anlässlich des Autobahnbaues von H. Kohl (1980 unveröff.). Die Mächtigkeiten der Würmlöße erreichen bei St. Georgen a.d.M. und auch bei Altheim bis >6 m, bei Suben >7 m bis fast 10 m, wobei auffällt, daß ab nördlich Alheim bis knapp vor Suben die Deckschicht über den HT-Schottern bei stark reduzierten Straten nur in geringer Mächtigkeit entwickelt ist.

Eine völlig abweichende Ausbildung zeigt sich westlich St. Marienkirchen, wo über unverwittertem HT-Schotter frischer, geschichteter Feinsand folgt, dann toniger, stark fleckiger Gley mit starken Eisenausscheidungen, der mit einer oben scharf abgeschnittenen kräftigen Anmoorschicht abschließt. Erst darüber liegt, nur 1,7 m mächtig, die würmzeitliche Abfolge mit Schnecken (*Succinella oblonga*) führendem Löß.

Auch beim Kalkgehalt fallen starke Schwankungen auf; die jeweils im jüngsten Löß erreichten Maxima betragen bei St. Georgen a.d.M. bis 34 % (JANIK I/1974b), bei Alheim von nur wenigen Prozenten bis kaum >20 % und bei Suben bis >30 % (Kohl 1980 unveröff.), wobei der Kalkgehalt, mit Ausnahme zweier schwacher Bodenreste, bis in die untersten Horizonte reicht, wo immer noch Schnecken auftreten. Die beiden entkalkten Bodenreste im Profil bei Suben (BOTZ 1963) dürften jenen in Alheim entsprechen. Die mehrfach in zwei Horizonten auftretenden, bis >3 m tief hinabreichenden, schmalen spitzen Keile nach Frostspalten (Eiskeilpseudomorphosen) beweisen, daß jeweils nach der Sedimentunterbrechung mit Bodenbildung extrem kalte Verhältnisse eingetreten sind, die zur Ausbildung von Dauerfrostboden (Löß-Tundra) geführt hatten. Aus der Lage dieser ehemaligen Eiskeile glaubt G. Botz (I/1963) jeweils im Sommer auf eine Auftautiefe von 1–1,5 m schließen zu können.

Im **Trauntal** galt das schon 1955 beschriebene Profil Weingartshof auf dem Harter Plateau bei Linz (H. KOHL I/1955b) lange als Standardprofil für die Deckschicht der HT, bis sich später herausstellte, daß Alheim vollständiger ist und sich daher besser als Typusprofil für die feuchte Lößlandschaft eignet. Dennoch lassen sich beide Profile gut vergleichen.

Deutlich treten auch in Weingartshof die beiden durch Staunässe und Kryoturbationen gekennzeichneten Gleyfleckenzonen auf. Der Basisgley ist mit etwa 3 m besonders mächtig und mit Ausnahme des obersten Bereiches, wo auch noch zahlreiche Schneckenbruchstücke enthalten sind, völlig kalkfrei; ferner fällt die dunklere braune Farbe auf (nach MUNSSELL Colour Chart bereits im Bereich 10 YR, während die reinen Lößlagen unter 2,5 Y fallen) und die sehr dichte plattige Lagerung. Auf dem HT-Schotter ist auch hier der rötlich-braune Reiß-Würm-Interglazialboden ausgebildet. Dagegen fehlen die würmzeitlichen Interstadialböden. Sie sind wohl abgetragen worden. Auf ihre vermutliche Lage im Profil läßt aber im oberen Teil eine scharfe Diskordanz schließen, über der eine Lage von Lößkindeln auf einen Entkalkungsprozeß im Rahmen einer Bodenbildung hinweist. Eine weitere Diskordanz zwischen der unteren Gleyfleckenzone und dem Basisgley weist auch in dieser Position auf eine Sedimentlücke im Profil hin.

Erst nachträglich konnte H. BINDER (1977 22–24) eine dem noch zugänglichen Teil des Aufschlusses entnommene Schneckenfauna untersuchen, die von C. FRANK (in DÖPPES & RABEDER 1997 140–142) revidiert und ergänzt wurde. Es dürfte dabei größtenteils nur das Mittelwürm erfaßt worden sein, bei dem jedoch auffällt, daß auf Interstadiale hinweisende Arten fehlen, was möglicherweise mit den hier vermutlich abgetragenen Interstadialböden zusammenhängen könnte. Dagegen läßt die untersuchte Fauna vor allem in den Bereichen der unteren und der oberen jeweils kryoturibat gestörten Naßbodenzone mit Arten wie *Stagnicola palustris* (oder *St. turricola*), *Anisus leucostoma*, reichlich *Succinella oblonga* u.a. auf ausgeprägte Feuchtbiootope schließen, die wohl auf Wasserstau über Frostboden während der Schmelzperioden zurückzuführen sind. Die den herkömmlichen Lößschnecken entsprechenden klimatisch anspruchslosen Arten wie *Trichia hispida*, *Pupilla muscorum*, auch *Pupilla loessica*, *Columella columella* u.a. sind vor allem in den Zwischenlagen vertreten und reichen für eine Feinstratigraphie nicht aus. Immerhin verweist aber diese Schneckenfauna auf insgesamt kalte eher feuchte Klimaverhältnisse, was für die „feuchte Lößlandschaft“ im Sinne J. FINK's (I/1956 und I/1969b) im Gegensatz zur „trockenen Lößlandschaft“ des Weinviertels (NÖ) spricht.

Die Mächtigkeiten des Würmlösses sind im Trauntal zunächst unterhalb Lambach noch sehr bescheiden, erreichen unterhalb Wels mehrere Meter und nehmen dann rasch gegen Linz hin zu (Flugplatz Hörsching 4,30 m, Harter Plateau 7–8 m und noch etwas mehr an der Mündung des Trauntales bei Ebelsberg). In Ebelsberg fällt die große Mächtigkeit von 2,5 m des oberen Naßbodenhorizontes auf, der neben seiner starken Gleyfleckigkeit und deutlichen Schichtung durch drei hellgraue, z.T. stark kryoturibat gestörte Horizonte gegliedert wird.

Der Kalkgehalt übersteigt im Trauntal mit Werten bis > 48 % (JANIK I/1967b, 12 und Taf. 1) deutlich jene der Inntalprofile, was bei dem vor allem kalkalpinen Einzugsgebiet der Traungletscher nicht verwundert. Für die Frage der Herkunft des Lösses ist die Feststellung JANIK's (I/1967 15) nicht unwesentlich, daß das Schwermineralspektrum mit hohen Granatwerten bis > 70 % und sekundär auch von Epidot und Zoisit bis 23 % auf eine entsprechende

Komponente aus dem tertiären Schlier hinweist. Schneidet doch die oberösterreichische Traun zwischen Lambach und unterhalb Wels teilweise in den Schlier ein, so daß die NT-Schotter neben ihrem eigenen Schluffanteil auch reichlich Material aus dem Schlier aufnehmen konnten. Allerdings kann daraus nicht, wie das Janik versucht hat, auf eine rein fluviatile Herkunft des Lösses auf der HT und darüber hinaus geschlossen werden. Auch der Versuch über die Schwermineralanalyse die Herkunft der äolischen quartären Sedimente auf den Terrassen und auch im Schlierhügelland nördlich Wels ermitteln zu können, scheiterte insofern, als sich zwischen der kalkreichen Deckschicht unmittelbar auf den Traunterrassen zu den weit davon entfernten Staublehmdecken kaum ein Unterschied feststellen ließ (R. ROETZEL unveröff. 1986 in KOHL I/1997 Erl. 36). Eher ist bei dem höheren Sandanteil und Glimmergehalt der Staublehme des Tertiärhügellandes eine Herkunft aus dem tertiären Schlier anzunehmen. Die kalkreichen Lösses des Trauntales enthalten auch eine artenreichere Schneckenfauna als jene des Inntales.

Auch an der **unteren Enns** wurde beim Autobahnbau 1955 über der HT eine etwa 8 m mächtige würmzeitliche Deckschicht mit einem ähnlichen Profilaufbau wie beim Weingartshof aufgeschlossen.

#### 11.2.1.2 Die äolischen Deckschichten auf den Jüngeren Deckenschottern

Im Idealfall müßten die äolischen Deckschichten über dem JDS die Abfolge der Riß- und der Würmeiszeit enthalten. Die Anzahl der einst beschriebenen, heute meist nicht mehr zugänglichen Aufschlüsse ist allerdings gering und die jeweils dargebotenen Verhältnisse sind nicht immer leicht vergleichbar.

L. WEINBERGER (I/1953) beschreibt bereits den 8–12 m mächtigen über JDS liegenden Löß-Lehm der Ziegelei Bösch unweit Mauerkirchen im Mattigtal und deutet von drei erkennbaren Bodenbildungen die beiden oberen, der damals üblichen Auffassung über die Gliederung der Würmeiszeit folgend, als würmzeitliche Bildungen und den untersten stark vergleyten Boden als Bildung des letzten Interglazials. Aus der beigegebenen Abbildung (WEINBERGER I/1953 242) geht aber hervor, daß Böden dieser Intensität und auch Mächtigkeit heute wohl als Interglazialbildungen gedeutet werden müssen. Beim obersten Boden dürfte es sich um eine stark lessivierte (tondurchschlammte) postglaziale Parabraunerde handeln. Damit müßte die erste fossile schwach vergleyte Parabraunerde dem Riß/Würmboden entsprechen. Nachdem aber auch der JDS an seiner Oberfläche deutlich die Verwitterung eines Interglazials anzeigt, ist hier ein weiterer stark vergleyter, dem Riß/Würm-Interglazial ähnlicher Boden eingeschaltet, dem keine der üblichen glazifluvialen Terrassen entspricht. Die große Mächtigkeit der Deckschicht ist hier wohl auf die breiten Auswehungsbereiche des Inn- und des untersten Mattigtalles zurückzuführen.

Ähnlich konnte J. FINK (I/1976 49ff) an der Mündung des Steyrtales in das Ennstal in den Profilen II des Ziegelwerkes Ratzinger und III des Ziegelwerkes Weindl über dem JDS bei Steyr unter dem Riß/Würm-Interglazialboden und über der interglazialen Verwitterung im liegenden JDS eine weitere Bodenbildung feststellen, die hier allerdings eindeutig schwächer ist als die des Riß/Würm-Interglazials. Die geringen Mächtigkeiten, vor allem des Würmlösses, können hier mit den schmalen Auswehungsflächen der NT im untersten Steyrtal erklärt werden.

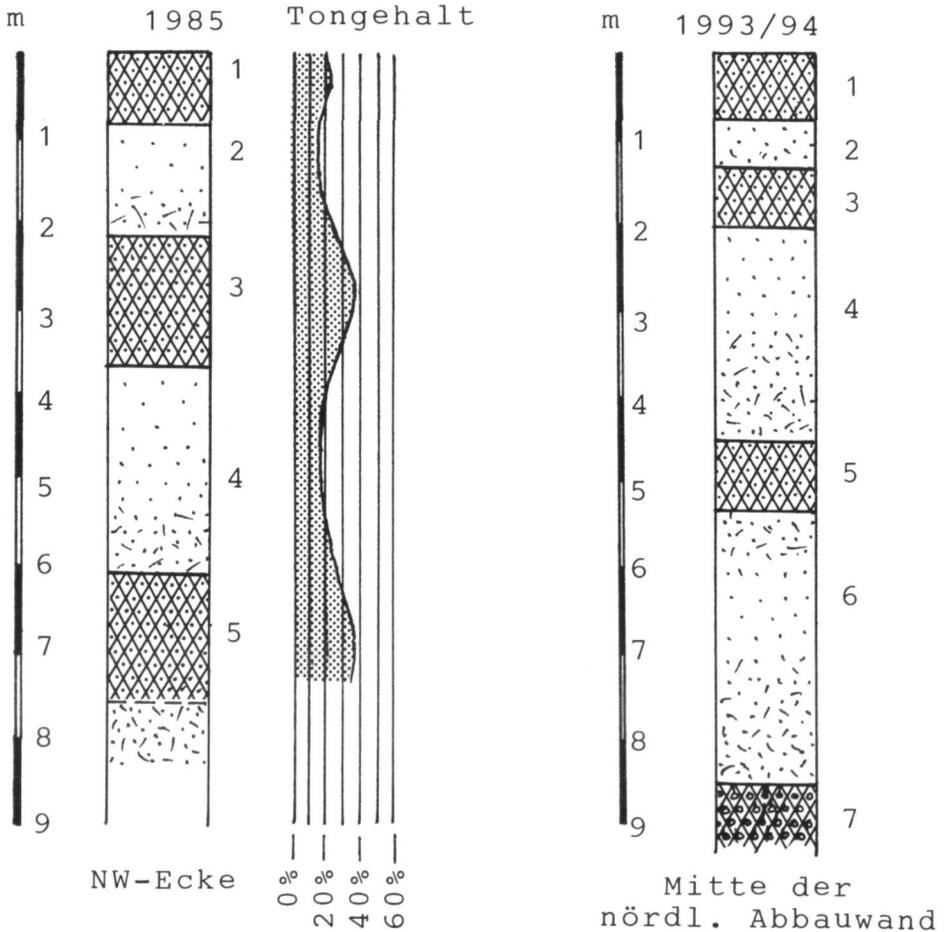


Abb. 93: Staublehmprofil über JDS der Ziegelei Pichler bei Wels. Zeichnung: KOHL.

Ein weiteres Profil über JDS war in der Deckschicht der Schottergrube 1 km südwestlich des **Bahnhofes Voitsdorf** der Bahnlinie Wels-Grünau im Tal des Aiterbaches aufgeschlossen (Kohl I/1997 31). Die Deckschicht nahm hier von < 3 m an der Talkante gegen die Hochfläche des JDS auf > 5 m zu und war durch nur einen fossilen Boden gegliedert, wobei das obere Paket nur eine sehr geringe Mächtigkeit aufwies. Die insgesamt geringe Mächtigkeit ist hier darauf zurückzuführen, daß am Aiterbach weder eine riß- noch eine wärmzeitliche glazifluviale Schüttung vorliegt, weshalb hier auch nur kalkfreies, aus periglazialen Umlagerungen stammendes Material für die Auswehung zur Verfügung stand.

Den besten Einblick bietet derzeit noch die Lehmgrube der **Ziegelei Pichler** im Trauntal nördlich Wels (Abb. 93). Dort konnten im Laufe der Kartierungen auf Blatt 49 Wels innerhalb von 9 Jahren neben dem sehr intensiven Boden auf dem JDS innerhalb der hier > 8 m mächtigen Deckschicht durchgehend zwei fossile Interglazialböden beobachtet werden (Kohl I/1997 Erl. 30f). Da es sich hier um völlig kalkfreie Schluffe (Staublehme) handelt, ist bereits der postglaziale Boden an der Oberfläche als Pseudogley entwickelt, etwas stärker vergleyt ist schon der obere fossile Boden und noch mehr der untere, der auch bereits große Fe- und Mn-Hydroxid-Konkretionen enthält. Auch die zwischen den Böden liegenden Lehmpakete weisen von oben nach unten zunehmende Vergleyung auf, die infolge des Wasserstaus über den tonreicheren Böden besonders hervortritt.

Aus diesen Beobachtungen geht hervor, daß die rißzeitlichen Deckschichten durch mindestens eine Bodenbildung mehr gegliedert werden als zu erwarten wäre. Dabei fällt es schwer, die sehr ungleichen Bildungen, einmal relativ schwach entwickelte Parabraunerden (Steyr), in anderen Fällen, besonders in Staublehm, stark vergleyte Pseudogleye, als gleichzeitige Entwicklungen zu betrachten, wenn sie auch aus verschiedenen Substraten, aus entkalktem relativ tonarmen Löß oder aus primär kalkfreien Staublehm hervorgegangen sind. Zusätzliche Informationen über die rißzeitlichen Deckschichtenpakete können aus der Deckschichtenfolge über dem ÄDS gewonnen werden (Kap. 11.2.1.3).

### 11.2.1.3 Die äolischen Deckschichten auf den Älteren Deckenschottern

Die älteste Beschreibung aus dem Bereich **Inn-/unteres Mattigtal** geht ebenfalls auf L. WEINBERGER (I/1953) zurück und betrifft die Grube des **Ziegelwerkes Sonnleithen**, wo die Deckschichten bis ca 10 m erreichen. Sowohl aus der Beschreibung wie auch aus den beiden Abbildungen (WEINBERGER I/1953 249 u. 250) geht hervor, daß mehrere sehr unregelmäßig entwickelte und oft auskeilende Verlehmungszonen die Abbauwand durchziehen, aber infolge starker Störungen kaum eine brauchbare stratigraphische

Gliederung davon abzuleiten ist. Erst G. DOPPLER ist es 1978 (DOPPLER & GRIMM I/1983 205) nach einer weiteren Untersuchung dieser Lößfolgen gelungen, insgesamt vier durch fossile Böden und Erosionsdiskordanzen getrennte Schichtpakete zu unterscheiden. Dieses Ergebnis deckt sich sehr gut mit den Erkenntnissen aus den übrigen Profilen über ÄDS in Oberösterreich. (siehe weiter unten).

Die aussagekräftigsten und am längsten durchgehend beobachteten Profile liegen auf dem ÄDS des **Trauntales** bei Linz (ehem. Ziegelei Reisetbauer bzw. Fabigan & Feichtinger, Grabnerstraße) und in Aschet bei Wels (ehem. Ziegelei Würzburger). Diese beiden Aufschlüsse sind immer wieder bei großen Fachexkursionen besucht und am eingehendsten untersucht worden (H. KOHL in J. FINK I/1978 13ff u. Taf. I u. 17). In beiden Fällen sind über das ganze Profil hinweg paläomagnetische Untersuchungen mit dem Ergebnis vorgenommen worden, daß der gesamte Deckschichtenbereich innerhalb der positiv magnetisierten Brunhes-Periode liegt. In den liegenden Schottern fand sich leider kein für solche Datierungen geeignetes Feinmaterial.

Im Profil **Linz-Grabnerstraße** (Abb. 94) können etwa die obersten 3 m des hier 13–14 m mächtigen Deckschichtenprofils der Würmeiszeit zugeordnet werden. Dafür spricht die typische Abfolge von hellem kalkreichem Löß mit Ansätzen zu einer schwachen, leicht verbraunten Bodenbildung im oberen Bereich zu kalkfreiem schichtigem Braunlöß, der gegen den 1. fossilen Bt-Horizont, einer leicht vergleyten Parabraunerde, immer dichter und plattiger wird. Von diesem fossilen Boden gehen bis 0,9 m tief in den liegenden Löß eingreifende mit glyefleckigem Ton erfüllte Trockenrisse (Coatings) aus. Das wohl der Rißeiszeit zuzuschreibende Paket darunter wechselt stark in seiner Mächtigkeit von etwa > 4 m im Westen gegen 0 m im Osten. Es handelt sich durchwegs um fast kalkfreien, lagenweise mehr oder weniger glyefleckigen Braunlöß mit Ansätzen zu Erosionsdiskordanzen und größere Verlagerungen anzeigenden Solifluktionsschichten, was auf insgesamt feuchtere Verhältnisse schließen läßt als beim Würmlöß. Eine Gliederung dieses rißeiszeitlichen Paketes durch Böden ist hier kaum erkennbar.

Der im Liegenden folgende 2. fossile Bt-Horizont ist nicht nur deutlich mächtiger, er wirkt intensiver und ist auch wesentlich stärker vergleyt. Im Laufe des Abbaues hat sich herausgestellt, daß dieser Horizont sich in zwei selbständige Böden aufspaltet, die durch kaum einen Meter Mächtigkeit überschreitenden plattigen Braunlöß getrennt werden. Dabei wird hier der Eindruck erweckt, daß dieser eher eine Kälteschwankung innerhalb einer durch den Doppelboden gekennzeichneten größeren Wärmeperiode anzeigt als eine zum Rißpaket gehörige Sedimentation. Unterhalb dieses Doppelbodens folgt dann das mächtigste (bis max. 6 m) Löß-Lehm-Paket dieses Profils, das unmittelbar über dem tiefgründig lehmig verwitterten und entkalkten ÄDS („Pechschotter“) liegt. Vom hangenden Doppelboden gehen wieder bis > 1 m tiefe

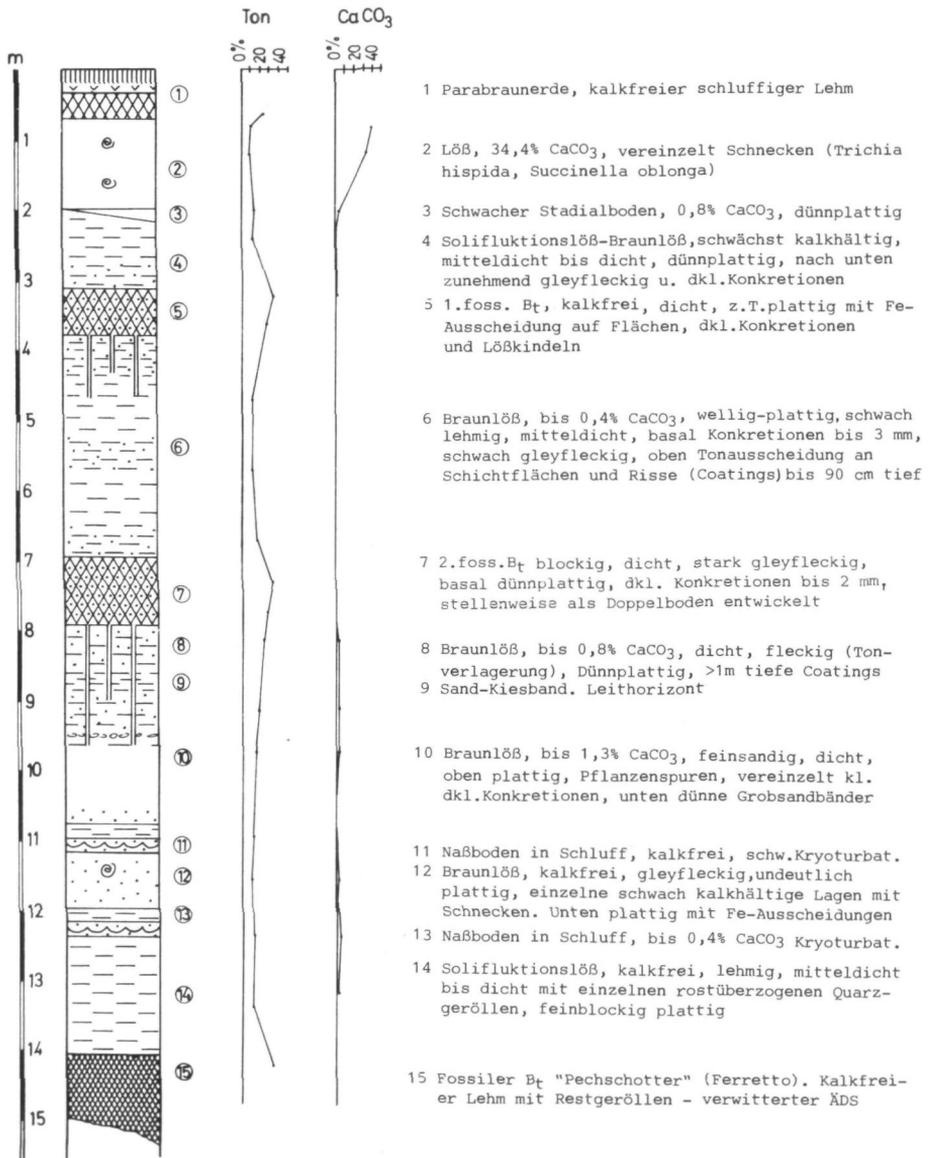


Abb. 94: Lößprofil über ADS der ehemaligen Ziegelei Fabigan & Feichinger Linz-Froschberg, Grabnerstraße. Zeichnung: KOHL.

Coatings aus. Das vorwiegend als Braunlöß zu bezeichnende Sedimentpaket ist oben und im Liegendbereich zwar völlig kalkfrei, im übrigen aber als strukturloser Löß anzusprechen, der sogar stellenweise noch einen bescheidenen Kalkgehalt (bis 1,3 %) aufweist, wo dann auch fallweise Schneckenschalen enthalten sind. Dieser unterste Löß wird durch zwei schwache humose, leicht kryoturbat gestörte Bodenansätze gegliedert. Position und Abfolge dieses untersten Abschnittes sprechen dafür, daß wir es mit dem mindelzeitlichen Sedimentkomplex zu tun haben. Zur Fauna siehe Kap. 13.

Auch zu diesem Profil gibt es eine nur sehr lückenhafte Erfassung der Moluskenfauna durch BINDER (1977 24) und C. FRANK (in DÖPPES & RABEDER 1997 100–102), die aber kaum eine stratigraphische Gliederung und damit Zuordnung zu den einzelnen Lößpaketen zuläßt. FRANK nennt folgende zwölf Arten, von denen die Mehrzahl auf kalteiszeitliche, z.T. feuchte Verhältnisse hinweist: *Catinella arenaria*, *Columella columella*, *Monachoides incarnatus*, *Pupilla muscorum*, *Pupilla muscorum densegyrata*, *Pupilla bigranata*, *Pupilla sterii*, *Pupilla loessica*, *Stagnicola glaber*, *Succinella oblonga* + f. *elongata* (hochdominant), *Trichia hispida*, *Trichia rufescens suberecta*.

Die Autorin verweist dabei auf den bemerkenswerten Nachweis von *Stagnicola glaber*, eine heute rückläufige und seltene, eher atlantische Art.

Leider konnten die in den untersten Lagen des teilweise kalkhaltigen, vermutlich mindelzeitlichen Lösses in den 60er Jahren von KOHL aufgesammelten Schnecken damals keiner Bestimmung zugeführt werden; sie sind inzwischen verschollen, und der Aufschluß ist nicht mehr zugänglich.

Als Ergänzung zu diesem Profil sei noch auf den in den 50er Jahren gut aufgeschlossenen Lehmbau beim Parkplatz zur Sporthalle und zum Linzer Stadion verwiesen, dessen Sohle mit etwa 320 m bereits höher als das Niveau der ÄDS liegt (KOHL I/1952 u. I/1955b). Dieser Aufschluß gab einen guten Einblick in die Erosions- und Solifluktionsvorgänge, wie sie selbst schon bei einem nur schwach ausgebildeten Relief auftreten (Abb. 95). Die hier besonders mächtige Abfolge der Rißeiszeit enthält im oberen Bereich eine deutlich hervortretende, leicht verlehnte und verbrauchte, nur mehr wenig Kalk enthaltende Bodenbildung mit vereinzelt kleinen Lößkindeln. Im unteren Teil zeichnen sich bedeutende Materialverlagerungen durch Solifluktionsvorgänge ab, denen eine größere Erosionsphase mit Muldenbildung vorausgegangen ist. Die über dieser Mulde auskeilenden Solifluktionsfahnen lassen zu dieser Zeit auf feuchtere Verhältnisse als im oberen Bereich schließen. Zeitweise war an der Oberfläche der untersten, besonders dicht und schichtig entwickelten Solifluktionslage auch eingelagertes Bodensediment erkennbar, woraus auf einen abgetragenen Boden unsicherer Intensität geschlossen werden kann.

Beim zweiten ausgeprägten fossilen Boden (2. f. Bt) dürfte es sich um einen mehrgliedrigen Bodenkomplex handeln, der bei der Anlage der Mulde

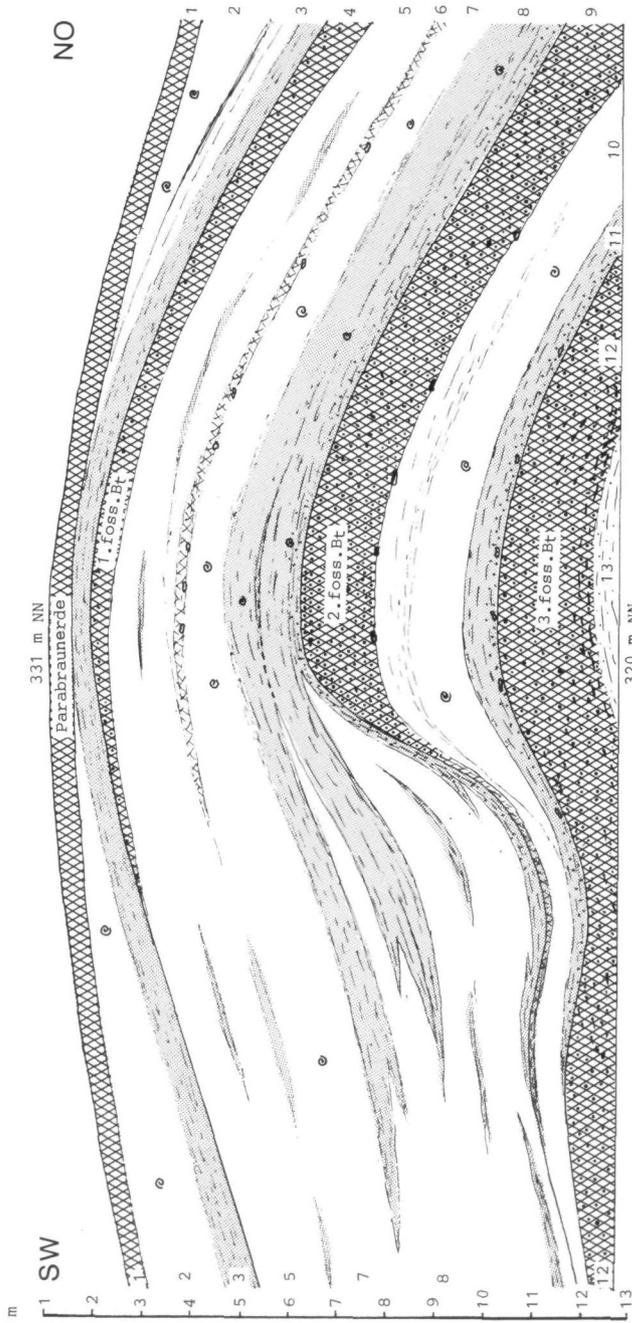


Abb. 95: Ehemaliger Lößaufschluß beim heutigen Parkplatz vor der Sporthalle und dem Stadion der Stadt Linz. Nach Aufnahmen 1953 bis 1958. Erläuterungen im Text. Zeichnung: Kohl.

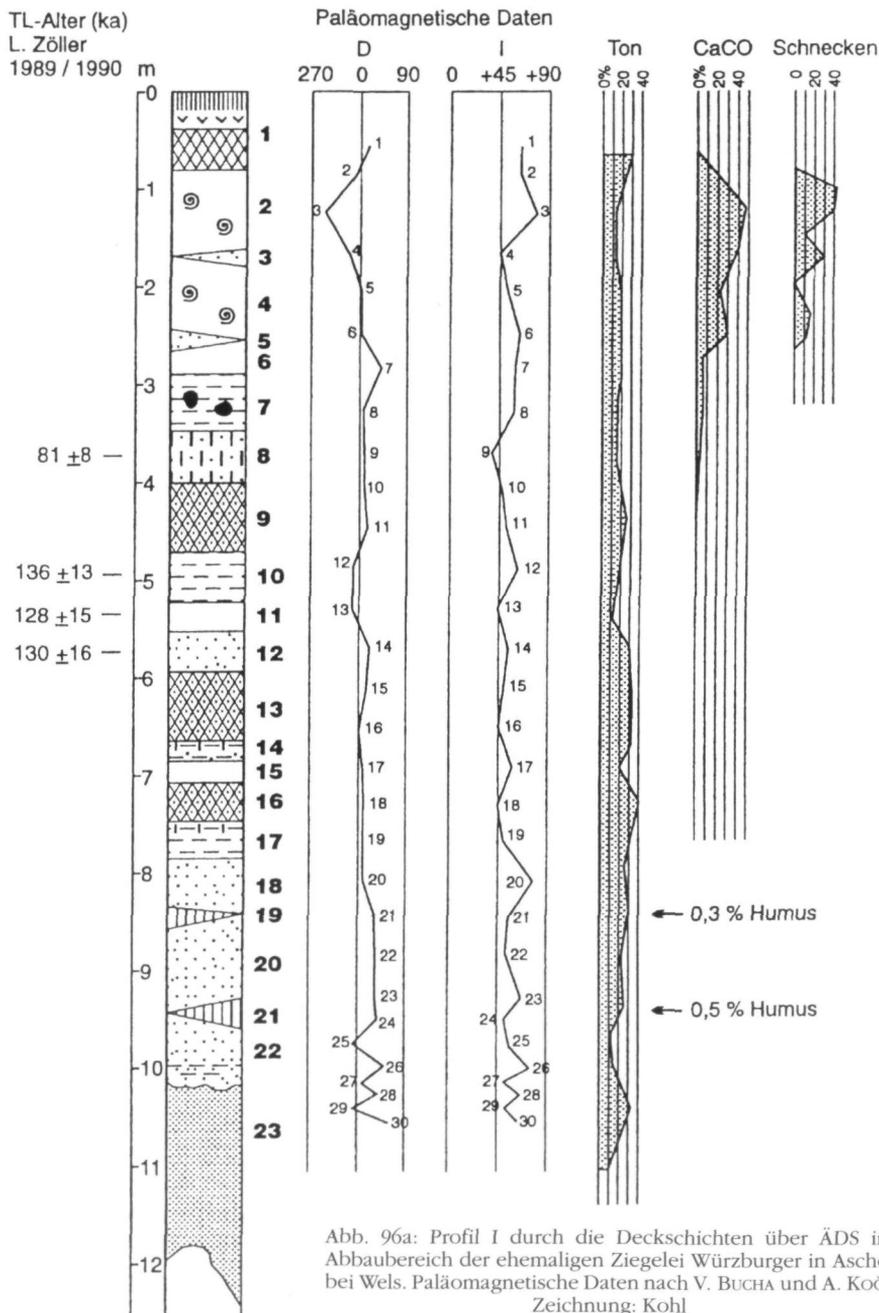
im SW-Teil erodiert wurde. Auch beim liegenden 3. fossilen Boden (3. f. Bt) ist mit einem ganzen Komplex zu rechnen. Da die Aufschlußsohle höher als der ÄDS liegt, müßte dieser stark verlehnte unterste Löß bereits aus der Günzezeit stammen.

Im wesentlichen handelt es sich bei allen fossilen Böden um die Bt-Horizonte aus Parabraunerden, die aber nach unten zunehmend pseudovergleyt sind, was wenigstens z.T. auch als Alterungsprozeß erklärbar ist.

Das Profil Aschet bei Wels (Abb. 96 a u. b) zeigt eine ähnliche Abfolge, wobei für das oberste Paket das würmeiszeitliche Alter durch TL- (Thermolumineszenz-) Datierungen weitgehend gesichert werden konnte (Briefliche Mitteilung Dr. L. Zöllner v. 18. 7. 1990 u. Prof. Dr. H. Stremme v. 10. 8. 1990). Hier sind zwei Naßböden innerhalb des kalkreichen, Schnecken (*Succinella oblonga*) enthaltenden Würm-Lösses erkennbar, sowie auch auf Sedimentationsunterbrechungen (Bodenbildungen) im Braunlöß hindeutende Crotowinen.

Der Rißlöß ist hier auf ca 1,5 m Mächtigkeit beschränkt und wird erst gegen Süden etwas mächtiger, wo er eine auf Erosionsvorgänge hindeutende flache Mulde erfüllt, von der eine das gesamte Liegendpaket verändernde stärkste

- 
- 1: Postglaziale Parabraunerde, schwächst kalkhältig
  - 2: Stark kalkhältiger (> 30 %) locker gelagerter, lichtolivbrauner Löß mit reichlich Schnecken
  - 3: Solifluktionslöß, kalkhältig (8 %), stark lehmig-schluffig, dicht gelagert, feinblättrig geschichtet, wasserstauend, auf NO-Seite nach oben hin Auflösung in mehrere Horizonte mit Ansätzen einer Bodenbildung
  - 4: 1. fossiler B<sub>t</sub>-Horizont, dunkelbraun, schwächst kalkhältig, beginnende Pseudovergleyung, kleine punktförmige Fe- und Mn-Konkretionen
  - 5: Gelblicher Löß („Braunlöß“), schwach kalkhältig (= 0,7 %), etwas sandig, mitteldicht gelagert, teilweise mit schwachen Solifluktionsfahnen, z.T. schichtig
  - 6: Schwach entwickelter hellbrauner Boden, schwächst kalkhältig (0,2 %), keilt nach SW hin aus und geht in Solifluktionsfahne über. An der Basis stellenweise CaCo<sub>3</sub>-Konkretionen (Lößkindeln)
  - 7: Gelblichbrauner Löß („Braunlöß“), kalkhältig (4,6 %), z.T. feinsandig, locker gelagert, blättrig geschichtet, zahlreiche Lößschnecken (überwiegend *Trichia hispida*)
  - 8: Solifluktionslöß, schwach kalkhältig (0,5 %), lichtolivbraun, zum Liegenden dichter werdend und Abnahme der Lößschnecken, Einsetzen von Mn- und Fe-Konkretionen, wasserstauend, in der Mitte stellenweise ein Streifen mit Lehmeinlagen
  - 9: Mächtiger 2. fossiler B<sub>t</sub>-Horizont, dunkelbrauner fast kalkfreier stark feinsandiger Lehm, dicht gelagert, im liegenden Teil stark pseudovergleyt (punktförmige dunkle Konkretionen), an der Basis zahlreiche Lößkindeln und Coatings mit Toneinlagerungen. Eine Aufhellung in der Mitte läßt auf einen Bodenkomplex schließen
  - 10: Gelbbrauner Löß („Braunlöß“), kalkfrei, mitteldicht gelagert, blättrig-schichtig, vereinzelt Lößschnecken. Nicht zusammenhängende Solifluktionseinlage
  - 11: Solifluktionslöß, lichtolivbraun, kalkfrei, wasserstauend, im oberen Grenzbereich dunkler und dünn-schichtig, an der Grenze zu 12 größere Lößkindeln
  - 12: Mächtiger 3. fossiler B<sub>t</sub>-Horizont, dunkelbrauner, kalkfreier feinsandiger Lehm, dicht gelagert, stärker pseudovergleyt (dunkle Konkretionen), Coatings mit Tonabscheidungen, gegen das Liegende zu schwach geschichtet. Wahrscheinlich ein Bodenkomplex
  - 13: Gelbbrauner Lößlehm, geschichtet, mitteldicht bis dicht gelagert, Abnahme der punktförmigen Konkretionen



Vergleyung ausgeht mit kräftigen rostbraunen Eisenhydroxid-Ausscheidungen an den Kluff- und Aggregatflächen. Hier ist auch eine Aufgliederung dieses Lößpaketes durch zwei schwächst kalkhaltige, humose Gytjtjahorizonte mit Pflanzen- und Holzkohleresten erhalten, in denen W. KLAUS (in FINK 1976 37) wenige Pollen von *Carya* und *Perocarya* aus b und *Pinus*, *Picea*, *Abies* sowie *Engelhardtia* und Myriacaceen aus d feststellen konnte (vgl. Kap. 12). Das könnte ein Hinweis sein, daß der liegende Doppelboden dem vorsaalezeitlichen (vorrißzeitlichen) Hohlstein-Interglazial entsprechen könnte, in dem letztmals Reste spätertärer bis ältestpleistozäner Pollen vorkommen.

Das unterste, vermutlich mindelzeitliche Sedimentpaket gleicht sehr stark jenem aus dem Linzer Profil in der Grabnerstraße. Auch hier sind zwei interstadiale Bodenansätze mit Pflanzenresten durch humose, schwächst kalkhaltige, auch leicht verbrauchte und offenbar nachträglich durch Vernässung auch z. T. vergleyte und stellenweise kryoturibat gestörte Horizonte angedeutet.

- 
- 1: Parabraunerde, kalkfreier schluffiger Lehm
  - 2: Löß, kalkreicher Schluff mit *Succinella oblonga*
  - 3: Oberer Naßboden, kalkreicher Schluff leicht vergleyt und kryoturibat gestört mit *Succinella oblonga*
  - 4: Löß, kalkreicher Schluff mit vereinzelt *Succinella oblonga*
  - 5: Unterer Naßboden, kalkreicher Schluff, leicht vergleyt und kryoturibat gestört, vereinzelt *Succinella oblonga*
  - 6: „Braunlöß“, schwächst kalkhaltiger Schluff, kl. Mn-Konkretionen
  - 7: „Braunlöß“, schwächst kalkhaltiger, plattiger Schluff, Fe-Hydroxidfilme auf Schicht- und Kluffflächen, einzelne Krotowinen
  - 8: „Wurmrohrenlöß“, schwächst kalkhaltiger, lehmiger Schluff, zahlreiche Regenwurmröhren, einzelne Holzkohlenflitter, größere Mn-Konkretionen
  - 9: 1. fossiler B<sub>T</sub>-Horizont, kalkfreier, vergleyter schluffiger Lehm, kleinblockig
  - 10: „Braunlöß“, kalkfreier lehmiger Schluff, plattig, vergleyt, Mn-Konkretionen, Fe-Hydroxidausscheidungen an Platten- und Kluffflächen
  - 11: Löß, dünnschichtiger kalkfreier Schluff
  - 12: „Braunlöß“, kalkfreier lehmiger Schluff, gleyfleckig, zahlreiche Mn-Konkretionen bis 2 cm
  - 13: 2. fossiler B<sub>T</sub>-Horizont, kalkfreier schluffiger Lehm, stark vergleyt, an der Oberfläche vereinzelt Wurmrohren
  - 14: „Braunlöß“, schwächst kalkhaltiger schluffiger Lehm, plattig, Mn- und Fe-Konkretionen bis 1 cm. Risse (Coatings) mit Toneinlagerung
  - 15: „Braunlöß“, schwach kalkhaltiger lehmiger Schluff
  - 16: 3. fossiler B<sub>T</sub>-Horizont, kalkfreier Lehm, vergleyt, weniger Konkretionen als in 13
  - 17: „Braunlöß“, kalkhaltiger schluffiger Lehm, plattig, Fe-Hydroxidausscheidungen an Schichtflächen und Kluffen, Coatings
  - 18: „Braunlöß“, kalkfreier lehmiger Schluff, schwach vergleyt
  - 19: Oberer humoser Naßboden, schwächst kalkhaltiger schluffiger Lehm mit Pflanzenresten, etwas gleyfleckig
  - 20: „Braunlöß“, schwächst kalkhaltig lehmiger Schluff, schwach vergleyt, oben rostfleckig
  - 21: Unterer humoser Naßboden, schwächst kalkhaltiger lehmiger Schluff, vergleyt, mit Pflanzenresten
  - 22: „Braunlöß“, schwach kalkhaltiger Schluff, kl. Mn-Konkretionen, unten lamellig mit Fe-Hydroxidabscheidungen an Schicht- und Kluffflächen
  - 23: Fossiler Boden in tiefgründig verwittertem Älterem Deckenschotter („Pechschotter“), oben brauner in größerer Tiefe rötlichbrauner, kalkfreier Lehm mit Restkiesen, nach unten in stark angeätzte bzw. zersetzte Kristallin- und Quarz-führende Kalk-Flyschschotter übergehend

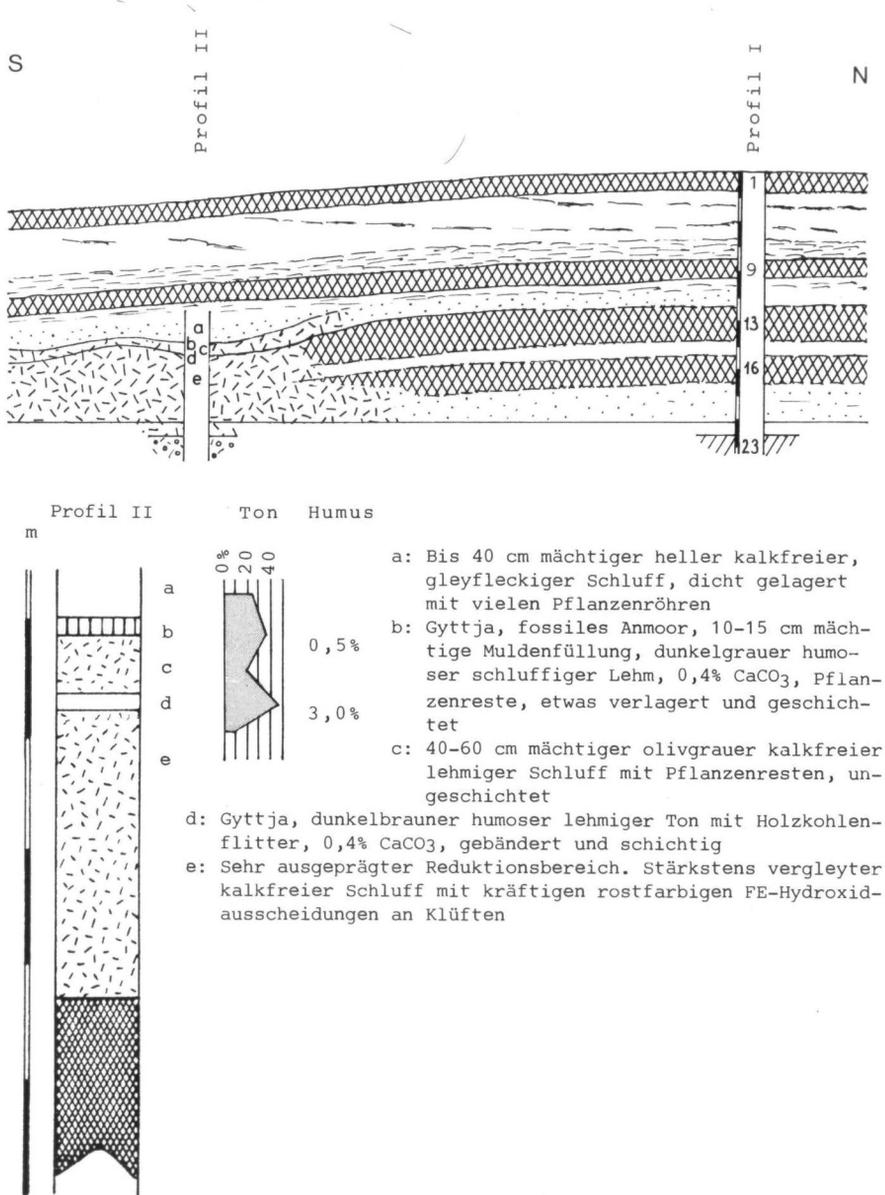


Abb. 96b: Profil II an der westlichen Aufschlußwand der Löß- und Lehmgrube der ehemaligen Ziegelei Würzburger. Erläuterungen im Text. Zeichnung: KOHL.

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 Staublehne 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-Kobernauserwald 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 kontinentalen 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 Reiß- 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 Südennde des Waginger Sees. Eine gute stratigraphische Einordnung von Frostspalten ermöglicht die Beschreibung des würmeiszeitlichen Lößprofiles 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 kryoturbar (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 Lehbachtal am günzeitlichen Haager Enns-Schotterfächer.

Eine Ausnahme bildet die NT des unteren Trauntales, 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 verlehnten, 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 Weillbachtals 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 graufleckiger 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-Glaukonitandsand-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 **H a u s r u c k** 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 fluviatilem 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 Niveaureuzung in der Form auf, daß die würmeiszeitliche Schüttung an die Oberfläche der Talsohle tritt und das Nebengerinne von da an diese Schüttung zerschneidet und sie grundsätzlich auch nicht mehr überflutet

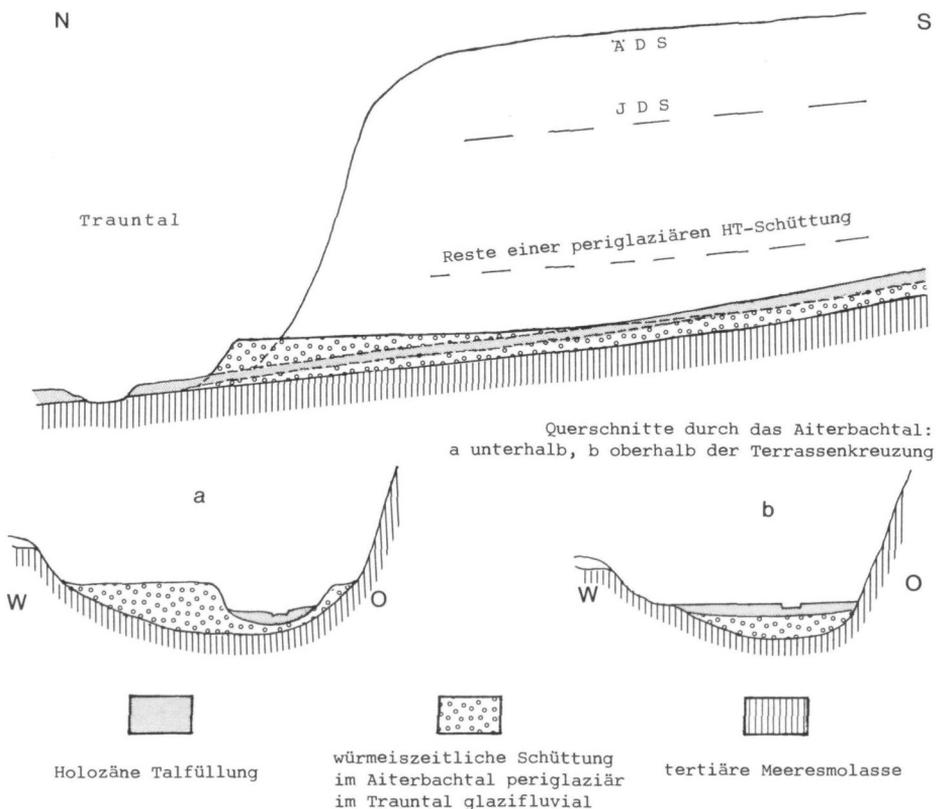


Abb. 97: Terrassenkreuzung an der Mündung des Aiterbachtals in das Trauntal. Oberhalb der Kreuzung liegt die holozäne Talsohlenfüllung über den periglaziär geschütteten Würmsedimenten, unterhalb davon ist sie in die dort als NT entwickelte würmeiszeitliche Schüttung eingelagert. Weitere Erklärungen im 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 günzeitlichen 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 Puchenauser Weitung leicht ausräumbar war (KOHL 1993).

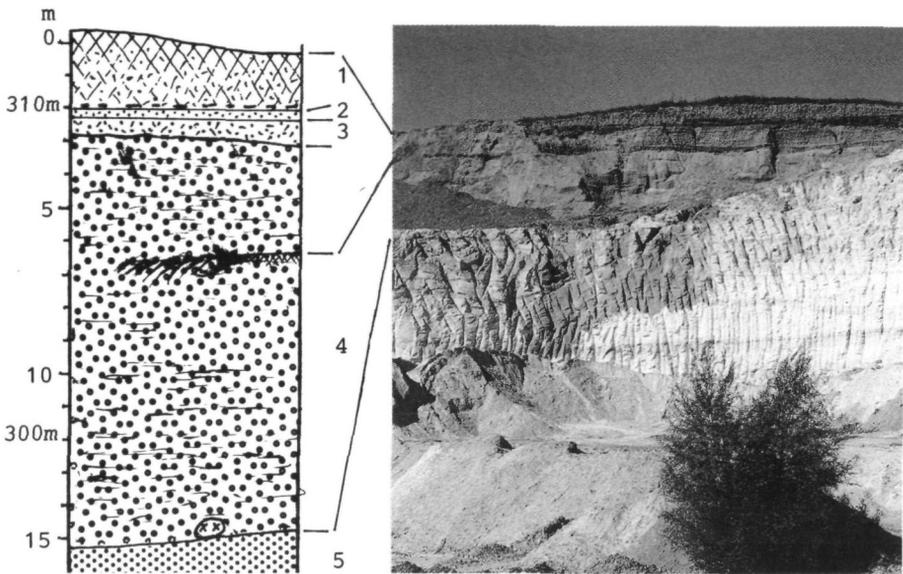
Im folgenden soll auf die wichtigsten Erscheinungen eingegangen werden, die auf eine **Eigendynamik der Donau** schließen lassen. Da sei zunächst auf die Schwierigkeiten einer Korrelation der Terrassen zwischen den glazifluvialen Bildungen des Vorlandes und den Donauterrassen verwiesen. Gerade am Nordrand der Traun-Enns-Platte, wo das Ende der günzeitlichen 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 Oberpuchenuau) 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.

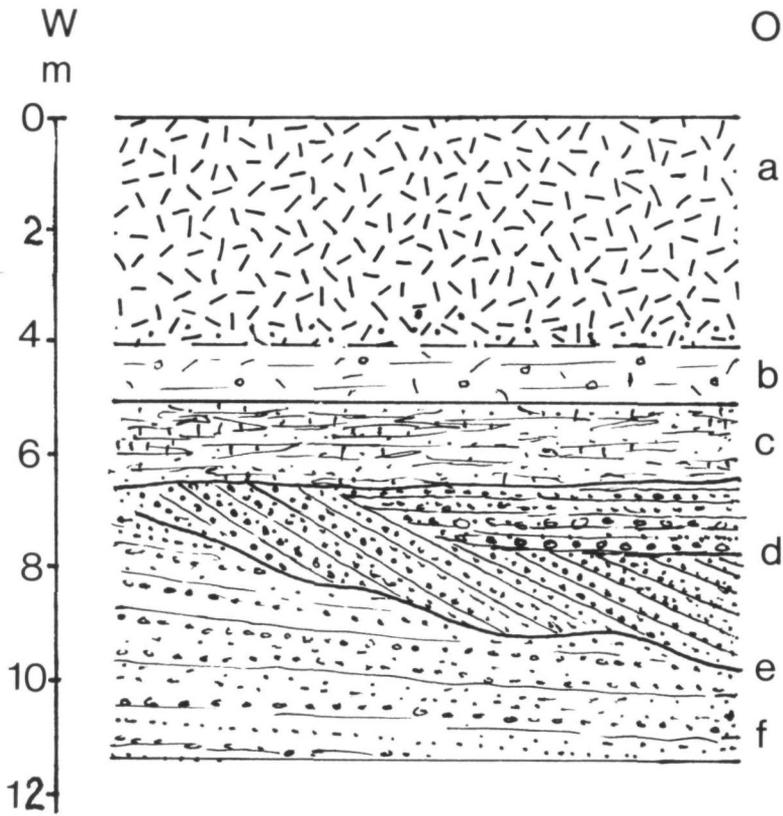
Der etwa 5 km weiter südwestlich gelegene, den Nordrand der Traun-Enns-Platte bildende ÄDS des Schiltenberges bei Ebelsberg paßt mit 66 m über dem Strom bei Berücksichtigung eines entsprechenden Gefälles weder zu dem oben erwähnten Schotter noch zu jenem des Luftenberger Taltorsos. Er liegt auch höher als die ÄDS der weiter stromaufwärts gelegenen Freinbergvorhöhen von Linz (kaum 60 m), was aber einem Niveaustieg stromabwärts gleichkommt. Ein Aufschluß am Schiltenberg 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 Schiltenbergschotter 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, Grüngestseine, 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 Vollschotter der Donau, der mit 310 m NN etwa 10 m (+66 m) höher liegt als der Luftenberg-Schotter. Das höhere Stockwerk tritt auch geomorphologisch hervor.
- 5 Tertiärer mariner Linzer Sand (Egerium).

Abb. 98: Vermutlich präglänzeitlicher oder altglänzeitlicher Donauschotter 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 vereinzelt Schotterstücken. Wahrscheinlich Solifluktuonslage
- c: Horizontale Sandsteinbänke mit zwischengelagertem Wellaand, 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 Gletschnähe 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 Schiltnerberges 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 Ennstales 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 dürrtige Bodenbildung trägt (meist eine Pararendsina) sind die NT

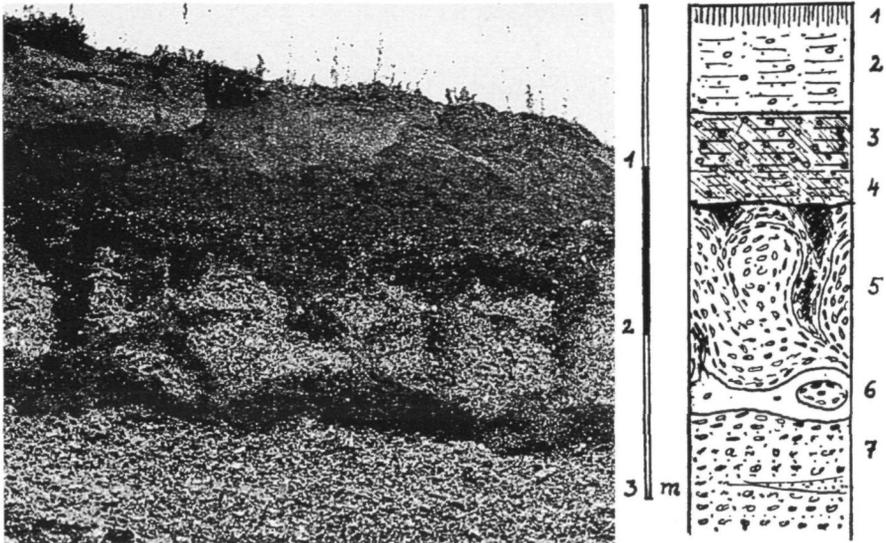
an der Donau grundsätzlich mit Aulehm bedeckt, auf denen meist Braunerden entwickelt sind. Das gilt für alle drei Donauebene Oberösterreichs, auch für das Linzer Stadtgebiet. Dabei handelt es sich sowohl um Aulehmdecken der Donau, die ohne Bodenbildung unvermittelt über den NT-Schottern folgen, aber 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 Tun-drenzeit (Jüngere Dryas) stammen.



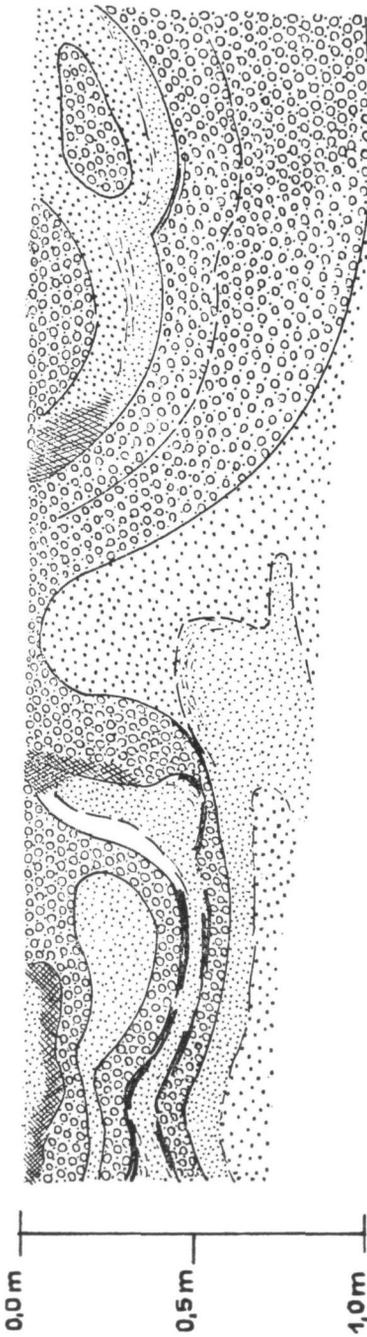
- 1 u. 2: Braunerdeähnlicher Boden in postwürmzeitlichem, lokalem Umlagerungsmaterial  
 3 u. 4: Illuvialhorizont eines parabraunerdeähnlichen Bodens in vor- und frühwärmezeitlichem, lokalem Umlagerungsmaterial  
 5: Spätglaziale Kryoturbationen mit eingewürgten Resten eines spätglazialen schwach lehmigen Bodens in Schottern der ONT  
 6: z.T. in die Kryoturbation einbezogenes Mergelband  
 7: Unverwitterte und ungestörte sandige Schotter des Würmhochglazials

Abb. 100: Spätglaziale Kryoturbationen auf der ONT mit postglazialen Deckschichten. Ehemalige Schottergrube Peraus in Asten an der B.-Str. 1 etwa 13 km südöstlich Linz. FOTO: R. JAROSCH.

Auf spätglaziale Froststörungen verweist auch H. FISCHER (I/1965 59) im oberösterreichischen Machland.

Erst jüngst (Kohl 1999 unveröff.) gelang anlässlich einer Kanalgrabung der Nachweis sehr intensiver periglazialer Massenverlagerungen im Bereich des älteren (Egerien-) Schliers in der südlichen Umrahmung des Eferdinger Beckens, wo schon SCHADLER (I/1965 u. GBA I/1952) große Rutschungen und Hangbewegungen verzeichnet. Wie sehr die Bewegungen dort auch in den Kaltzeiten wirksam gewesen sein mußten, geht z. B. aus dem sehr mächtigen trichterförmig ins Hinterland einschneidenden Schutfächer hervor, der aus dem Bereich Reith-Thalheim südöstlich Schönering auf der NT des Eferdinger Donaufeldes ausstreicht. Er ist von den rezenten Gerinnen vor dem Austritt auf das NT-Feld > 10 m tief zerschnitten, wobei anzunehmen ist, daß diese Zerschneidung bis in den anstehenden Schlier hineingeht. Der Schutfächer läßt keine fluviatile Schichtung erkennen und enthält bis an die Oberfläche die üblichen kleinen kaltzeitlichen Lössschnecken.

60 bis 70 cm Deckschichten entfernt



-  Gelblichbrauner bis lichtolivbrauner (10 YR 5/4 - 2,5 Y 5/4), schwach bis schwächst lehmiger feiner Sand
-  Graubrauner (10 YR 5/2 - 2,5 Y 5/2) lockerer Mittel- bis Grobsand
-  Brauner bis dunkelbrauner (10 YR 4/3 - 5/3) lehmiger Sand und Schotter – eingewürgter Rest eines schwachen spätglazialen Bodens
-  Kies bis 2,5 cm Durchmesser in grober grauer bis brauner Sandpackung
-  Schokoladebraune, blätterige 2 bis 3 cm mächtige Lehmblätter

Abb. 101: Kryoturbaration auf der ONT 1,7 km nordwestlich Asten bei Linz mit Resten eines eingewürgten Bodens. Derzeit nicht mehr einzusehen. Aufnahme 1954. Zeichnung: Kohl.

Eine eingehende Untersuchung der Mollusken wäre allerdings angezeigt, weil C. FRANK (1988b) im Bereich des Eferdinger Beckens unter den wärmezeitlichen Holozänschnecken auch Schalen von *Trichia hispida* und vereinzelt auch von *Pupilla muscorum* registrieren konnte. Eine etwa oberflächenparallele, 15–20 cm mächtige dunkle Humuszone verrät in etwa 50–60 cm Tiefe eine jedenfalls spätglaziale Sedimentationsunterbrechung, darunter waren noch zwei weitere, viel schwächere offenbar humose Zonen erkennbar.

Dieser Schuttkegel erweckt deutlich den Eindruck eines stark durchfeuchteten breiig fortbewegten Erdstromes und nicht den eines fluviatilen Schwemmkegels. Darauf deuten auch die konkav auslaufenden begleitenden Steilhänge hin wie auch die relativ mächtige Überdeckung des NT-Feldes, deren hier deutlich überhöhte Oberfläche auffällt. Die beiden bei Schönering die NT einige Meter zerschneidenden Gerinne laufen auf das Niveau des Oberen Hochflutfeldes der Donau aus.

Bei den größeren Seitengerinnen überwiegt nicht nur im Eferdinger Becken bereits der fluviale Sedimentationsprozeß, wobei wie am Innbach und an der Naarn im Machland die Gerinne von der Donau her an den Beckenrand gedrängt und ihre Mündungen entsprechend verschleppt wurden. Am Innbach läßt die dem Bergfuß folgende, ursprünglich stark versumpfte Mulde zwischen Fraham und Straßham bei Alkoven noch seinen damaligen Lauf erkennen. Während der spätglazialen Schwankungen und mit der beginnenden Eintiefung der Donau konnte der Innbach seinen Lauf strecken, damit verkürzen und in die NT einschneiden.

Untersuchungen der Deckschichten über der Donau-NT haben an vielen Stellen eine Zweiteilung durch Anmoorböden ergeben, so daß damit zu rechnen ist, daß sowohl spätglaziale, damals auch noch von der Donau erfolgte und postglaziale Aufschwemmungen lokaler Seitengerinne stattgefunden haben (KOHLE I/1963, I/1968 40ff u. Kap. 15).

Einen ähnlichen Aufbau wie die NT lassen auch Aufschlüsse in älteren Terrassenschottern erkennen. Dazu gehört vor allem die Anreicherung von Blöcken jeweils an der Basis der Schüttungen und z.T. eine Aulehmauflage über den Schottern, die zusammen mit diesen in die Verwitterung bzw. Bodenbildung vor Ablagerung der Löß-Lehmdecke einbezogen ist (z.B. Ziegelei Ottensheim).

## 12 DIE EISZEITLICHE PFLANZENWELT

Die eiszeitliche Pflanzenwelt mußte sich in erster Linie dem wiederholten Klimawechsel zwischen arktischen und gemäßigten Verhältnissen anpassen. Außerdem ist eine gewisse Weiterentwicklung seit der Tertiärzeit bis zur Gegenwart erfolgt, die aber in dem hier behandelten Raum wegen des Fehlens ausreichender älterer Vegetationsspuren kaum nachgewiesen werden kann. Wenn auch im Hausruck neben der Fauna (Kap. 13) auch die tertiäre

Flora bis ins oberste Miozän (Pannon) mit Arten wie *Sequoia* (Mammutbaum), *Tsuga* (Hemlocktanne), *Carya* (Hickory), *Pterocarya* (Flügelnuß), *Liquidambar* (Amberbaum), Taxodiaceen (Sumpfpfypressen), Myriaceen (Myrthengewächse) und vielen anderen relativ gut erfaßt ist (KLAUS 1952, 1977), so bleibt doch eine beachtliche Lücke für die Zeit des Pliozäns. Abgesehen davon, daß in unserem Raum die Pflanzenwelt sich nur in den warmen Abschnitten des Eiszeitalters (Interglazialen und Interstadialen) entsprechend entfalten konnte und in den Kältezeiten sich in den Periglazialgebieten auf eine den erschwerten Bedingungen angepaßte, oft sehr schütterte Ausbildung beschränken mußte, sind nur unter günstigen Erhaltungsbedingungen entsprechende Nachweise möglich. Das gelingt am ehesten über die mikroskopisch kleinen Pollen (Blütenstaub) in fossilen Mooren und Anmooren, seltener in aquatischen Feinsedimenten. Sie lassen am ehesten bei richtiger Interpretation einen Überblick über die gesamte Zusammensetzung der Vegetation und auch je nach der Länge der Profile über einen größeren Zeitraum zu. Nur ausnahmsweise haben sich in gröberen Sedimenten eher vereinzelt Pollen erhalten können. Seltener sind auch Makropflanzenreste wie Holz, Blatt- und Fruchtabdrücke bzw. Einschlüsse erhalten (vgl. Teil I Kap. 2.4.2.3). Hier sollen nur die im oberösterreichischen Raum bekannten Nachweise zusammengefaßt werden. Sie sind für die Zeit vor dem letzten Interglazial, dem Riß-Würm-Interglazial, nur spärlich vorhanden, aber bereits dieses Interglazial ist als „Mondsee-Interglazial“ mit einem Großteil des nachfolgenden Würmglazials gut dokumentiert, was auch weitgehend für die spätglaziale Entwicklung zutrifft.

Für die Vegetation in den Kaltzeiten bieten sich gute Vergleichsmöglichkeiten in den Hochalpen, wo über der Baumgrenze, höhenmäßig entsprechend abgestuft, heute noch ähnliche Klimaverhältnisse herrschen.

### 12.1 Pflanzenreste aus der Zeit vor dem letzten Interglazial

Als älteste Nachweise gelten Pollenfunde aus der **Weißer Nagelfluh** (WNF) im ehemaligen Steinbruch Lärchenwald bei Kremsmünster, die stratigraphisch zwischen den günz- und den mindelzeitlichen Sedimenten einzuordnen ist (II/ Kap. 7.2). Die anlässlich einer Exkursion von Prof. B. Frenzel entnommenen Proben haben ca. 59 % Baumpollen von *Pinus* (Kiefer), *Betula* (Birke), *Salix* (Weide) und 41 % Nichtbaumpollen (NBP) vorwiegend Kräuter ergeben und weisen für die Entnahmestelle im Sediment auf eine offene Waldsteppe hin (persönliche Mitteilung Prof. Frenzel 1978). Wenn dieses Ergebnis auch nur den Zustand eines kurzen Zeitabschnittes während der Sedimentation der WNF wiedergibt, so steht es nicht im Widerspruch zu dem aus stratigraphischen (zwischen zwei warmzeitlichen Bodenbildungen) und

sedimentologischen Befunden gewonnenen Nachweis einer kaltzeitlichen Schüttung.

In der Löß-Lehmabfolge der ehemaligen Ziegelei Würzburger in A s c h e t bei W e l s über ÄDS war in der westlichen Abbauwand in dem zweiten fossilen Boden von oben, einer vergleyten Parabraunerde, eine flache Delle eingetieft, deren Füllung zwei fossile humose Anmoorböden (Abb. 96b/ Horizont b u. d) mit reichlich Pflanzenspuren enthielt. Im unteren fanden sich auch Spuren von Holzkohle. Unterhalb der Delle war der gesamte Liegendkomplex von einer kräftigen rostscheckigen Vergleyung überprägt. In den beiden fossilen Anmoorböden konnte W. KLAUS unter einer relativ geringen Anzahl von Pollen *Carya* (Hickory) und *Pterocarya* (Flügelnuß) aus b) und *Pinus* (Kiefer), *Picea* (Fichte), *Abies* (Tanne) sowie *Engelhardtia* und Myricaceen (Myrtengewächse) aus d) feststellen (KLAUS in FINK et al. 1976 37). Wie die Position erkennen läßt, handelt es sich um umgelagertes Material, das aber wegen der Lage des Aufschlusses auf dem Plateau der ÄDS nicht von einer höheren und damit älteren Ablagerung zugeführt sein kann. Da es sich bei *Carya*, *Pterocarya*, *Engelhardtia* und Myricaceen um aus dem Jungtertiär bis ins Holstein-Interglazial auftretende Pflanzenreste handelt, könnte die fossile Doppelbodenzone der vergleyten Parabraunerde zeitlich dem Holstein-Interglazial entsprechen, wofür auch die lößstratigraphische Position spricht.

Besser interpretierbar ist ein geschlossenes Pollenprofil (Abb. 102) zwischen zwei Reiß-Grundmoränen im Bereich der Wasserscheide bei S c h ö n zwischen dem Steyr- und dem oberösterreichischen Kremstal (KOHLE & SCHMIDT I/1985). Aus der geologischen Gesamtsituation heraus kann es sich hier keinesfalls um Würmmoränen handeln, weil kein würmzeitlicher Gletscher dieses Gebiet erreicht hatte. Dagegen sind neben älteren Reißgletschern auch zwei jungrißzeitliche Gletschervorstöße nachgewiesen (II/Kap. 7.1). Ob dieses Pollenprofil zwischen den beiden jungrißzeitlichen oder dem Haupt- und dem Jungriß einzuordnen ist, muß vorläufig offen bleiben. Auf alle Fälle liegt hier ein innerrißzeitliches Interstadial vor.

Ein <sup>14</sup>C-Datum (VRI 827) mit  $29\ 800 \pm 1100$  v. h. aus Torflage 5 paßt nicht zur geologischen Situation und dürfte durch Sickerwässer von der versumpften Oberfläche her kontaminiert sein.

Dem Pollengehalt nach handelt es sich um einen Interstadialkomplex, der unten (Abschnitt A) mit Stillwassersedimenten einsetzt, diese enthalten weiter oben nicht mehr feststellbare Pollen von *Abies*, wobei offen bleibt, ob diese umgelagert sind oder aus einer wärmeren Phase stammen. Abschnitt B zeigt dann die Bildung eines Nieder- und Übergangsmoores im Bereich eines strauchreichen Fichtenwaldes an, der auch *Larix* (Lärche) und *Pinus* (Kiefer) enthält, wobei vereinzelt *Fagus* (Buche) auffällt. In ihm sind Holzreste und Schieferkohle enthalten. Abschnitt C deutet mit seinem minerogenen Still-



## Sedimentologische Beschreibung des Bohrkernes 259

- |           |  |            |  |
|-----------|--|------------|--|
| 1) -0,2 m | stark anmooriger Schluff, kalkfrei   | 6) -7,7 m  | oben stark humoser, schwach glimmeriger, sehr dunkelgrauer Schluff (Gyttja), kalkfrei, mit zahlreichen verwesenen Pflanzenresten, nach unten mehr hellgrau. – Stillwasserablagerung!             |
| 2) -3,0 m | gelblichbrauner* (10 YR 5/4), stark schluffriger, sandiger, vielfach zersetzter oder angeätzter Grus (vorwiegend Dolomit), mit verdünnter HCl kaum brausend.   | 7) -10,2 m | anmooriger, stark mineralischer Schluff in Wechsellagerung mit Holzresten enthaltendem, schieferkohlenartigem Torf, kalkfrei.  |
| 3) -4,9 m | grauer (5 Y 5/1) lehmiger bis sandiger Schluff mit zahlreichen eckigen bis kantengerundeten z.T. geschrämmten Dolomitstücken, mit verdünnter HCl kaum oder nur schwach brausend; in der oberen Hälfte Beimengung von aufgearbeitetem humosem Material. An der Oberfläche wasserstauend. – Grundmoräne! | 8) -11,4 m | schwarzer, stark humoser sandiger Schluff (Anmoor bis Gytja) mit hellen Schlufflagen wechselnd, deutlich geschichtet, nach unten Einsetzen von eckigen Gesteinsstücken. – Stillwasserablagerung! |
| 4) -5,0 m | grauer (5 Y 5/1) sand- und geschiebefreier Schluff, mit verdünnter HCl nicht brausend. – Stillwasserablagerung!  | 9) -14,0 m | = Endteufe, vorwiegend grauer, stark toniger, sandiger, sehr fest gelagerter Schluff mit stark zersetzten Geschiebeinschlüssen, mit verdünnter HCl deutlich brausend. – Grundmoräne!             |
| 5) -7,0 m | schwarzer bis sehr dunkelbrauner (10 YR 2/1-2/2) teilweise zu Schieferkohle gepreßter Torf, kalkfrei, unten schwach glimmerig.   |            |  |

\*) Farbangaben in feuchtem Zustand nach Munsell Soil Charts, Baltimore/USA

wassersediment auf Erosion und Umlagerung hin, wobei auch das Pollenspektrum mit hohen NBP-Werten von 80–90 %, darunter auch *Selaginella* (Moosfarn) und *Artemisia* (Beifuß), ferner *Juniperus* (Wacholder) auf eine Klimaverschlechterung hinweisen. Im Abschnitt D folgt dann nochmals eine günstigere Klimaphase mit Bildung eines Niedermooses in einem schon aufgelockerten, von *Pinus* (Kiefer) darunter auch *Pinus mugo* (Legföhre), dominierten Wald mit nur wenig *Picea* (Fichte) und Spuren wärmerer Elemente wie *Larix* (Lärche); auch *Artemisia* (Beifuß) und Chenopodiaceen (Gänsefußgewächse) sind vorhanden.

## 12.2 Das Riß-Würm-Interglazial von Mondsee

Angeregt durch die geologischen Untersuchungen zum Autobahnbau von J. SCHADLER (I/1958) und S. PREY (KLAUS I/1975), gelang W. KLAUS der pollenanalytische Nachweis und damit die Entdeckung des Mondsee-Interglazials am Steinerbach bei Mondsee, nachdem kurz vorher das Interglazial von Zeifen auf der bayerischen Seite des Salzach-Vorlandgletschers bekannt geworden ist (JUNG, BEUG & DEHM I/1972). Mondsee hat den Vorteil, daß es über den Gesamtbereich des Interglazials hinaus auch das Spättriß vom Schwinden des letzten Rißgletschers und anschließend an die Warmzeit auch noch einen großen Teil des Würmglazials mit erfaßt, so daß es von der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) mit in die Typusregion für die Würmeiszeit bzw. den letztglazialen Zyklus einbezogen wurde (CHALINE & JERZ I/1984).

Die beiden bisher vorliegenden Ergebnisse stützen sich auf den Aufschluß am Steinerbach, eine Baggergrabung am Pichlerhang durch das Oberösterreichische Landesmuseum (Abb. 103) mit anschließender Bohrung durch W. KLAUS und drei weitere Bohrungen 1992 am Pichlerhang durch D. v. HUSEN und deren vorläufige palynologische Auswertung durch R. DRESCHER-SCHNEIDER (in v. HUSEN I/1996). KLAUS hatte seine Ergebnisse 1987 abschließend zusammengefaßt (in v. HUSEN I/1987a). Von den späteren Bohrungen v. Husens gibt es bisher erst Vorberichte in den Unterlagen zur DEUQUA-Tagung in Gmunden 1996 (v. HUSEN et al. I/1996 6ff und von DRESCHER-SCHNEIDER in den Kurzfassungen der Vorträge zur DEUQUA-Tagung S. 8). Eine abschließende Publikation ist in Vorbereitung.

Wenn auch die Probenentnahme an nicht weit voneinander entfernten Stellen erfolgt ist, so sind doch geringfügige Unterschiede zu erwarten, im übrigen ergänzen sich die Profile und stimmen in allen wesentlichen Erscheinungen gut überein. Sie lassen vor allem die für das Eem-Interglazial typische Abfolge sehr gut erkennen, die somit auch dem alpinen Riß-Würm-Interglazial entspricht.

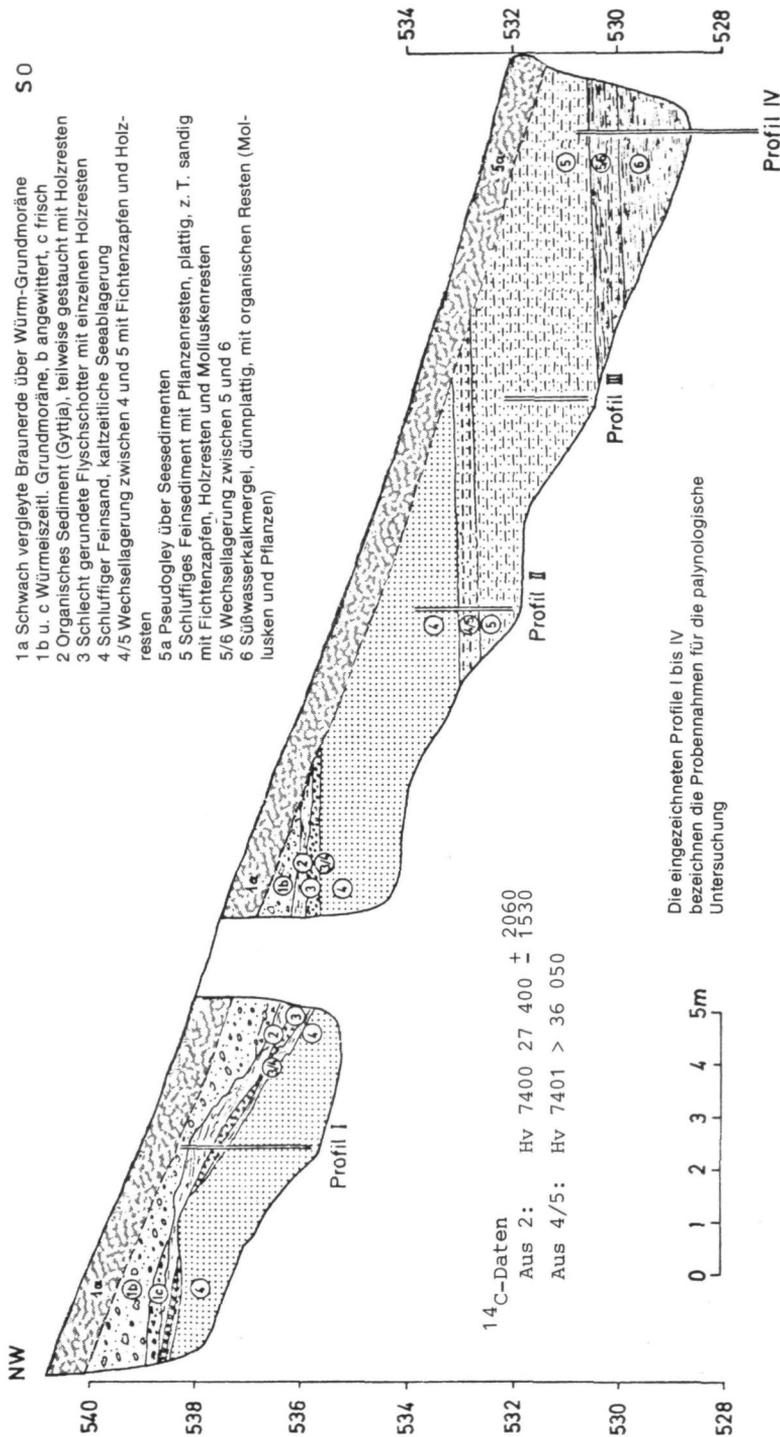


Abb. 103: Grabungen des OÖ. Landesmuseums 1975 in Mondsee unterhalb des Pichlerhofes. Zeichnung: KOHL.

Von dem insgesamt 17 m umfassenden Sedimentprofil von Klaus entfallen etwa 3 m auf das Interglazial (Abb. 104). Über der rißzeitlichen Grundmoräne zeichnet sich in überwiegend sandigen Ablagerungen die Vegetationsentwicklung im Spättriß ab von der anfangs noch schütterten Pioniervegetation: *Selaginella* (Moosfarn), *Helianthemum* (Sonnenröschen), *Artemisia* (Beifuß) zur allmählichen Wiederbewaldung, die über eine Strauchphase: *Juniperus* (Wacholder), *Betula* (Birke), *Salix* (Weide), *Pinus mugo* (Legföhre), *Hippophae* (Sanddorn) zur weiteren Pinusausbreitung führt: *Pinus cembra* (Zirbe), wobei KLAUS eine kurze Unterbrechung durch eine Kaltphase feststellen konnte.

Das Interglazial, das sedimentologisch lakustrine Feinsedimente (Seemergel und -tone in Verbindung mit Gytjen) hinterlassen hat, beginnt palynologisch neben einem starken Absinken der NBP mit einer Kiefern-Birkenzeit. Ab dem Erscheinen von *Picea* (Fichte) und den ersten Vorboten des Eichenmischwaldes (EMW) mit *Ulmus* (Ulme) und *Quercus* (Eiche) setzt die für dieses Interglazial typische Abfolge ein. Bei weiterer Ausbreitung der Fichte folgt ein Ulmengipfel, das Einsetzen von *Fraxinus* (Esche), ferner ein Eichengipfel, gefolgt von einem sehr ausgeprägten *Corylus*- (Hasel-)gipfel. Von diesem Zeitpunkt an wurden bis zum Ende der *Capinus*- (Hainbuchen-)phase die mittels Sauerstoff-Isotopen festgestellten maximalen Temperaturen erreicht (DRESCHER-SCHNEIDER 1996). Nach einem *Taxus*- (Eiben-)gipfel folgt dann ein ausgeprägter Fichten-Tannenwald mit Hainbuche. In der Zeit der größten Erwärmung sind auch *Hedera* (Efeu), *Viscum* (Mistel), *Ilex* (Stechpalme) u.a. vertreten.

Das Profil konnte am Pichlerhang noch über ein Hainbuchen-Maximum während des vorherrschenden Fichten-Tannenwaldes bis zum Schwinden der Laubhölzer, einem beachtlichen Rückgang der Tanne und einem entsprechenden Anstieg der Kiefer weiter verfolgt werden. Damit setzt auch jene deutliche Klimaverschlechterung ein, mit der die Kaltphase des Frühwürm beginnt.

Abgesehen von gewissen zu erwartenden Unterschieden in den Prozentsätzen wird diese Abfolge auch durch die Untersuchungen von R. DRESCHER-SCHNEIDER bestätigt (Abb. 105).

Diese für das Riß-Würm-Interglazial typische Abfolge der Vegetationsentwicklung weicht in wesentlichen Punkten von jener der Postglazialzeit (Kap. 15), aber auch von älteren Interglazialen ab. Sie stimmt aber gut überein mit anderen am nördlichen Alpenrand das Riß-Würm vertretenden Profilen, wie von Samerberg (E. GRÜGER 1979), Krumbach (B. FRENZEL 1976) oder Eurach (H.-J. BEUG 1979) u.a.

Neben den gut und reichlich erhaltenen Pollen sind vor allem am Steinerbach auch pflanzliche Großreste reichlich und bestens erhalten, sowohl Hölzer wie auch Nadeln, Zapfen, Blätter und Früchte (Abb. 106).

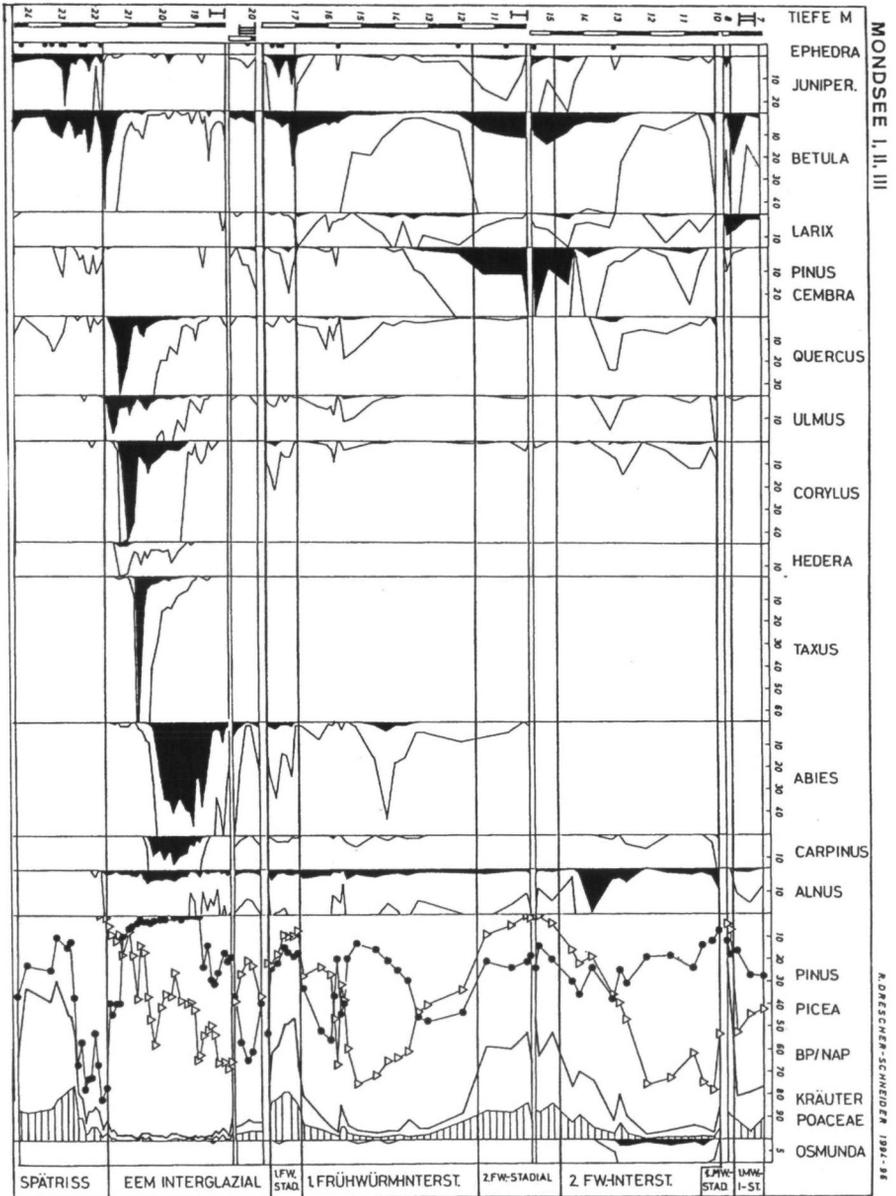


Abb. 105: Mondsee, Pollendiagramm R. DRESCHER-SCHNEIDER 1996 nach 1992 über Veranlassung von D. v. Husen durchgeführten Bohrungen.

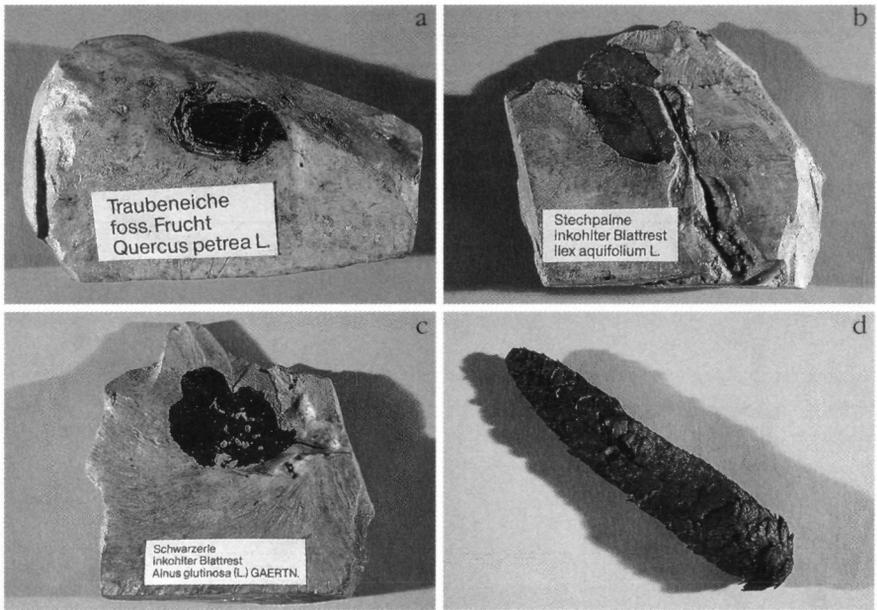


Abb. 106: Großpflanzenreste aus dem Interglazial und dem Frühwürm von Mondsee. a: Frucht der Traubeneiche (*Quercus petraea*) vom Steinerbach. b: Blatt der Stechpalme (*Ilex aquifolium*) vom Steinerbach. c: Blatt der Schwarzerle (*Alnus glutinosa*) vom Steinerbach. d: Fichtenzapfen (*Picea excelsa*) aus dem Würm-Frühglazial beim Pichlerbauern.

Einen Hinweis auf das Riß-Würm-Interglazial geben auch die palynologischen Untersuchungen von I. DRAXLER (in Th. HOFMANN & M. HOMAYOUN I/1996 12ff) im Becken von Schlierbach – Wartberg. Dort wurden anlässlich der Bohrungen zum weiteren Ausbau der Pyhrnbahnstrecke Sedimente angetroffen, die in ihren oberen Lagen Horizonte mit Torf und Schieferkohle enthielten. Die daraus gewonnene, leider nicht komplette Pollenabfolge mit reichlich Fichte enthielt auch ausreichend wärmeliebende Elemente wie Hasel, EMW mit *Tilia* (Linde) und auch auf warmfeuchtes Klima verweisende Pollen wie Stechpalme und Efeu, die mit großer Wahrscheinlichkeit aus dem Riß-Würm-Interglazial stammen. Das wird durch die darüber folgenden, von Fichte beherrschten Interstadialabschnitte, ferner die geologische Position am Rande eines nach Abschmelzen des letzten rißzeitlichen Gletschers von einem See eingenommenen Beckens und ein  $^{14}\text{C}$ -Datum aus der obersten Torffolge (VRI 1580) von > 45 000 v. h. bestätigt.

### 12.3 Der Ablauf der Würmeiszeit bis zum Hochglazial aus palynologischer Sicht

Der Pollenreichtum in den Seeablagerungen bei Mondsee erlaubt eine Weiterverfolgung der Vegetationsentwicklung auch über das Riß-Würm-Interglazial hinaus in das frühe und mittlere Würmglazial. Es handelt sich im Vergleich zum heutigen Mondsee um einen viel größeren See, der vom Zeitpunkt des letzten abschmelzenden Rißgletschers bis ins Mittelwürm erhalten blieb und dessen Spiegel bis 60 m über dem des heutigen Sees lag. Der Grund für den hohen Aufstau dürfte weniger in einst höheren Rißmoränen etwa am Nordende des Attersees als in den inzwischen nachgewiesenen instabilen Verhältnissen an der Südgrenze der Flyschalpen längs der Seeache und dem südlichen Attersee zu suchen sein, wo große Absetz- und Rutschbewegungen festgestellt werden konnten (GBA I/1989), die jedenfalls auch schon im letzten Interglazial wirksam waren.

Die in den Profilen von tonigen bis kalkreichen Mergeln mit Gytjtalagen wechselnden, nach oben hin während der Stadiale immer mehr in schluffig sandige Abschnitte übergehenden Seesedimente werden von v. HUSEN (I/1996 6ff) auf ein Delta des Steinerbaches zurückgeführt. Obwohl in der Stoßrichtung des vorrückenden Würmgletschers gelegen, dürfte die mehrfache Verzweigung des Gletschers seine Schürfkraft entsprechend vermindert und so die Erhaltung dieser Sedimente ermöglicht haben.

Das bisher vorliegende Pollendiagramm von DRESCHER-SCHNEIDER (in v. HUSEN I/1996) zeigt in der Abfolge weitgehende Übereinstimmung mit dem von W. KLAUS (u.a. in v. HUSEN I/1987a). Unterschiede zeigen sich jedoch in der Bezeichnung und Zuordnung der einzelnen Stadiale und Interstadiale (siehe Abb. 104 und Abb. 105).

Das Würmglazial beginnt mit einem deutlichen Kälteeinbruch (1. Frühwürm- [FW-] Stadial nach DRESCHER-SCHNEIDER [D.-Sch.] = Stadial „A“ nach KLAUS), der sich in einem kräftigen Anstieg der Nichtbaumpollen-(NBP)Werte, einer entsprechenden Abnahme der Fichten und dem Schwinden der Tanne und aller Laubholzwerte äußert, wobei auch Umlagerungserscheinungen nachzuweisen sind. Nach diesem jedenfalls nur kurzen Stadial folgt ein ausgeprägtes Interstadial (1. FW-Interstad. nach D.-SCH. = 1. und 2. Interstad. nach KLAUS) mit Fichtendominanz, wobei die Kiefer stark zurücktritt und die Birke verschwindet, aber noch Reste des EMW (Ulme, Eiche, vereinzelt Linde) ferner auch Eibe, aber kaum mehr Hainbuche und Tanne auftreten. Dieses Interstadial ist durch eine schwache wohl kurze Kälteschwankung (Stadial „B“ nach KLAUS) in zwei Abschnitte gliedert.

Neuerdings zeigt ein kräftiger Anstieg der NBP, der Verfall der Fichtenbestände und das Einsetzen der Zirbe einen weiteren Kälteabschnitt an (2. FW- Stad. nach D.-Sch. = Stadial „C“ nach KLAUS), der wegen der hohen Werte von

*Artemisia* (Beifuß) und dem Hervortreten der Zirben (*Pinus cembra*) von KLAUS als „Cembra-Artemisia“-Stadial bezeichnet wird. Das Pollenspektrum läßt auf eine Waldgrenzsituation schließen. Vereinzelte Tannen- und Haselpollen werden auf Umlagerung zurückgeführt.

Das folgende mit Waldkiefer beginnende, von Fichtenwald beherrschte Interstadial (2. FW-Interstad. nach D.-Sch. = Interstadial 3 nach KLAUS) läßt noch eine geringe Ausbreitung von EMW-Elementen erkennen (neben Ulme und Eiche auch Ahorn und Linde) sowie sporadisch auch Hainbuche und Eibe, was KLAUS veranlaßt hat, vom „wärmsten“ Interstadial zu sprechen. DRESCHER-SCHNEIDER bezweifelt dies, da Tanne fehlt, aber Birke und Zirbe entsprechend vertreten sind. Bemerkenswert ist das Vorkommen von Buchenpollen und von Königsfarn (*Osmunda*).

Während KLAUS bereits das Stadial C und das Interstadial 3 zum Mittelwürm rechnet, was nicht zu rechtfertigen ist, läßt DRESCHER-SCHNEIDER das Mittelwürm mit dem, offenbar in dem ihr zur Verfügung stehenden Bohrkern nur schlecht erhaltenen, folgenden Stadial beginnen (1 MW-Stad. = Stadial „D“ nach KLAUS). In diesem Stadial wurden die höchsten NBP-Werte erreicht. Anfangs tritt noch verstärkt Zirbe auf, die dann völlig verschwindet, Wacholder ist vertreten, die Fichte setzt teilweise völlig aus, es fehlt auch *Artemisia*. Vorübergehend ist die Pollenführung völlig unterbrochen, woraus Klaus auf eine große Waldgrenzdepression und Gletschernähe schließt. Auch das Überwiegen fein- bis grobkörniger Sande stärkt die Annahme einer entsprechend kaltzeitlichen Sedimentation. Es handelt sich zweifellos um den bis dahin kältesten Abschnitt dieses Profils.

Diese sandige Sedimentserie wird oben von einer in Stufen abfallenden sehr ausgeprägten Erosionsdiskordanz abgeschlossen, die zweifellos auch eine Lücke im Pollenprofil bedeutet (Abb. 103). Auf dieser Erosionsoberfläche liegt ein bis 20 cm mächtiger humoser sandiger Übergangshorizont, der vereinzelt Wurzelreste und Holzstücke enthält. Er wird von einem teilweise stark zersetzten kantengerundeten Flyschschotter überdeckt, in dem ebenfalls vereinzelt Holzstücke vorkommen. Der darüber folgende Gytjahorizont mit 3,4 % organischer Substanz und Holzresten wird durch die hangende stellenweise eingepreßte Grundmoräne gestört. Ein  $^{14}\text{C}$ -Datum (Hv 7400) hat  $27\,000 \pm 2060$  v. h. ergeben. Anlässlich der Grabung in Mondsee 1975 wurden in den frühglazialen Interstadialabschnitten lagenweise auch massenhaft Fichtenzapfen, Holzreste und Pflanzenhäcksel angetroffen (KOHL in FINK I/1978).

Beim Vergleich der Profilabfolge von Mondsee mit anderen ähnlichen Profilen zeigen sich zwar Unterschiede in dem der Höhenlage und der geographischen Situation angepaßten Florenbestand, sie stimmt aber gut überein mit dem jeweils davon abzuleitenden Klimaablauf (E. GRÜGER 1979b). Außerdem läßt der Vergleich mit zeitgleichen Lößprofilen den Schluß zu, daß in den Interstadialen gegenüber den Interglazialen regional kleinräumigere Unter-

schiede als in den Interglazialzeiten auftreten, die nicht nur von der Entfernung der Refugialgebiete, sondern auch den zweifellos geringeren Niederschlägen abhängen, die unter Umständen in Staulage am Alpenrand noch Nadelwald ermöglichten, im trockeneren Vorland aber bereits Lösssedimentation zur Folge hatten (KOHLE I/1989a).

So wird man mit Recht – wie auch von GRÜGER vertreten – das erste zweigeteilte Interstadial mit dem Amersfoort-Interstadial in Holland und dem Brörup-Interstadial in Jütland gleichsetzen können und das zweite mit dem Odderade-Interstadial von Schleswig-Holstein. Schwieriger ist derzeit noch die Einstufung des 3. Interstadials bzw. des 4. nach KLAUS.

Mit dem Datum um 27 000 v. h. ist es zeitlich gut mit Baumkirchen östlich Innsbruck vergleichbar (u.a. FLIRI 1973), nicht aber nach der Vegetationszusammensetzung, die dort auf eine Strauchtundra (eine offene kräuterreiche Kaltsteppe) und nicht auf Fichtenwald schließen läßt. Sollte in Tirol die Gletschernähe schon solche Unterschiede begründen? Hinweise dazu können u.a. v. HUSEN (I/1981 219ff) entnommen werden. Dagegen kann I. DRAXLER (DRAXLER & v. HUSEN I/1978) in der Schieferkohle der Ramsau bei Schladming einen Fichtenwald mit Tanne um  $30\,700 \pm 1200$  (VRI 542) bzw. in Hohen-tauern bei Trieben infolge der größeren Höhe (1200 m) eine der Waldgrenze entsprechende Vegetation mit Kiefer und auch NBP um 30 100 v. h. (VRI 490) nachweisen.

Dem Datum entsprechend entfallen auf das Mittelwurm auch noch ältere Interstadialnachweise wie die Schieferkohle von Mülln in Salzburg, wo um  $35\,400 \pm 4100$  v. h. eine Waldgrenzlage mit Fichtenwald und Zirbe festgestellt wurde (TICHY 1980).

Ebenfalls mit einem  $^{14}\text{C}$ -Datum von  $35\,470 \pm 2500$  bzw. 1950 v. h. (VRI 452) fand sich Fichten- und Kiefernholz sowie ein Torfknochen eingelagert in Terrassenschotter mit  $\pm 39\,000$  J. v. h. am Salzachknie im Pongau (SLUPETZKY II/1975).

Es ist somit nicht auszuschließen, daß die Schichtlücke mit dem darüber folgenden Interstadial 4 (nach KLAUS) von Mondsee ebenfalls in den in der Ramesch-Höhle/Warscheneck nachgewiesenen wärmeren Abschnitt im Mittelwurm hineinfällt (Abb. 116 – Kap. 13.4 – HILLE, RABEDER et al. I/1986 und EHRENBURG I/1968 u.a.). Wenn damals Höhlen bis 2000 m für Höhlenbären und Menschen zugänglich waren, muß nicht nur bis hoch hinauf Eisfreiheit geherrscht haben, es muß auch in deren Umgebung entsprechende Ernährungsmöglichkeiten für die pflanzenfressenden Höhlenbären gegeben haben.

Daten aus einer größeren Zahl von mehr oder weniger entwickelten Schieferkohlenvorkommen in Oberbayern, z.B. Breinetsried zwischen 39 000 und um 65 000 v.h., Höfen um 63 000–65 000 v.h. (PESCHKE 1976), Schwaiganger um 42 000 (PESCHKE 1982) u.a., bei denen Fichte eine entsprechende Rolle spielt, dürften eher älter sein oder nur z.T. aus dem Mittelwurm stammen (zusammengefaßt in INQUA I/1983).

Auch in der Schweiz fehlt es nicht an Nachweisen für Mittelwürm-Interstadiale wie u.a. in Gossau nordöstlich Zürich, wo Schieferkohle unter Würmgrundmoräne aus einem Föhren-Interstadial um 28 250 bis 29 450 und ein Fichten-Interstadial um 33 000 und um 47 500 erwähnt werden (u.a. SCHLÜCHTER & RÖTHLISBERGER 1995), wobei letzteres mit dem sonst dem Frühwürm zugeordneten Odderade-Interstadial gleichgestellt wird, was dem Datum nach unverständlich ist. Im Liegenden folgen hier Sedimente eines ausgeprägten Kälteabschnittes, die aus der in der Schweiz wiederholt nachgewiesenen Kaltphase am Beginn der mittleren Würmeiszeit stammen dürften.

S. WEGMÜLLER (1985) und schon vor ihm M. WELTEN unterschieden im Frühwürm über dem mit dem Odderade verglichenen 3. Interstadial noch ein 4. Dürnten-Interstadial, dessen genauere Einstufung noch nicht völlig geklärt sein dürfte.

Somit ist erwiesen, daß bezüglich der Mittelwürm-Interstadiale noch kaum eine zufriedenstellende Übereinstimmung möglich ist.

Aus den bisherigen, manchmal widersprüchlichen Teilergebnissen geht jedoch hervor, daß bis zur Maximalvergletscherung im Hochwürm das am Beginn des Mittelwürm einzustufende Stadal (in Mondsee „D“ nach KLAUS) alle anderen Stadiale bezüglich der kaltzeitlichen Auswirkungen deutlich übertrifft und sehr wahrscheinlich mit Stufe 4 nach der Sauerstoff-Isotopenkurve der Tiefsee gleichzusetzen sein wird. Für eine in dieser Zeit in der Schweiz nachgewiesene Vergletscherung gibt es in unserem Raum nach bisherigen Kenntnissen noch keine unmittelbaren Belege; auf Gletschnähe könnte aber das Stadal „D“ (nach KLAUS) in Mondsee hinweisen, womit die Gletscher dieser Stufe 4 doch beachtlich hinter dem Ausmaß der Maximalvergletscherung um 20 000–18 000 v. h. zurückgeblieben wären. Ein weiterer Hinweis auf eine Kaltphase am Beginn des mittleren Würm ist auch dem Grabungsprofil aus der Rameschhöhle (Horizont F) zu entnehmen (Abb. 116).

## 12.4 Das Würm-Spätglazial aus palynologischer Sicht

Beginnt das Würm-Spätglazial chronostratigraphisch mit dem klimabedingten Abschmelzprozeß von den hochglazialen Gletscherständen und dem damit verbundenen Zusammenbruch der großen Eisströme um 17 000 v. h., so setzen die paläobotanischen Nachweise für eine höhere Vegetationsentwicklung erst um 13 000 v. h. ein. Diese Verzögerung mag in einem anfangs für die Vegetationsentfaltung doch noch ungünstigen Klimaabschnitt begründet sein; sie ist zweifellos auch entwicklungsbedingt und nicht zuletzt auch auf die schwach ausgebildeten Initialböden zurückzuführen, wobei auch die Entfernung vor allem der Holzgewächse von ihren Refugialstandorten eine Rolle spielt. Zweifellos erstreckt sich der sehr langsam fortschreitende früheste Abschnitt über mehrere tausend Jahre. Damit setzt die in Tabelle 4 wiedergegebene Gliederung ein.

Tabelle 4: Gliederung des Spätglazials nach Pollenzonen

|             | Pollenzonen<br>nach<br>FIRBAS | Perioden<br>nach<br>BLYTT/SERNANDER                       | tsd.<br>Jahre<br>v.h. | Gletscherstände             |                          |
|-------------|-------------------------------|---|-----------------------|-----------------------------|--------------------------|
|             |                               |   |                       | v. HUSEN 1977<br>(Trauntal) | HEUBERGER<br>(Tirol)     |
| Spätglazial | III                           | Jüngere Dryas <sup>1)</sup><br>(Tundrenzeit)              | 10                    | Taubenkar-St.               | Egesen-St.               |
|             | II                            | Alleröd   | 11                    |                             |                          |
|             | Ic                            | Ältere Dryas<br>Bölling<br>Älteste Dryas<br>(Tundrenzeit) | 12                    | Echern-St.                  | Daun-St.                 |
|             | Ib                            |   | 13                    |                             |                          |
|             | Ia                            |   | 14                    | Goisern-St.                 | Gschnitz-St.             |
|             |                               |   | 16                    | Jochwand-St.<br>Ischl-St.   | Steinach-St.<br>Bühl-St. |
|             |                               | 17  |                       |                             |                          |

<sup>1)</sup> nach *Dryas octopetala* (Silberwurz)

Gestützt auf zahlreiche palynologische Teilarbeiten (siehe I/Kap 2.4.2.3) gibt F. KRAL (I/1979 83f) in seiner Waldgeschichte der Alpen auch einen gestrafften Überblick über die Spätglaziale Vegetationsentwicklung in den Nordostalpen.

Ausführliche Bearbeitungen im Bereich des ehemaligen **Traungletschergebietes** bieten I. DRAXLER (in v. HUSEN I/1987a 37–48) und auch R. SCHMIDT (I/1981) bzw. M. BOBEK & R. SCHMIDT (I/1975 u. I/1976). DRAXLER kann vor allem mit den Pollendiagrammen vom Rödschitz-Moor bei Bad Mitterndorf und vom Moosalm-Moor in der Schwarzenseefurche nordöstlich St. Wolfgang einen Einblick in die früheste Vegetationsgeschichte nach dem Würmhochglazial geben (Abb. 107 u. 108). Gleiches gilt für R. SCHMIDT's Diagramm vom Halleswiesee (Abb. 109).

Während des an das Hochglazial anschließenden längsten Abschnittes des Spätglazials, der Ältesten Tundren- bzw. Dryaszeit (I a), waren Böden noch kaum entwickelt und auch das Klima war zumindest im alpinen Bereich noch stark von den nahen Eismassen beeinflusst. So konnte die Vegetation zunächst nur zögernd mit der Ausbildung einer ersten Pioniersteppe mit lichtbedürftigen und anspruchslosen Kräutern wie Beifuß (*Artemisia*), Sonnenröschen (*Helianthemum*) und Gänsefußgewächsen (Chenopodiaceen) einsetzen. Das erst allmählich abnehmende minerogene Sediment ist als Umlagerungsmaterial zu deuten, denn es enthält noch viele präglaziale Pollen und Sporen. Ebenfalls können vereinzelt auftretende Pollen von Holz-

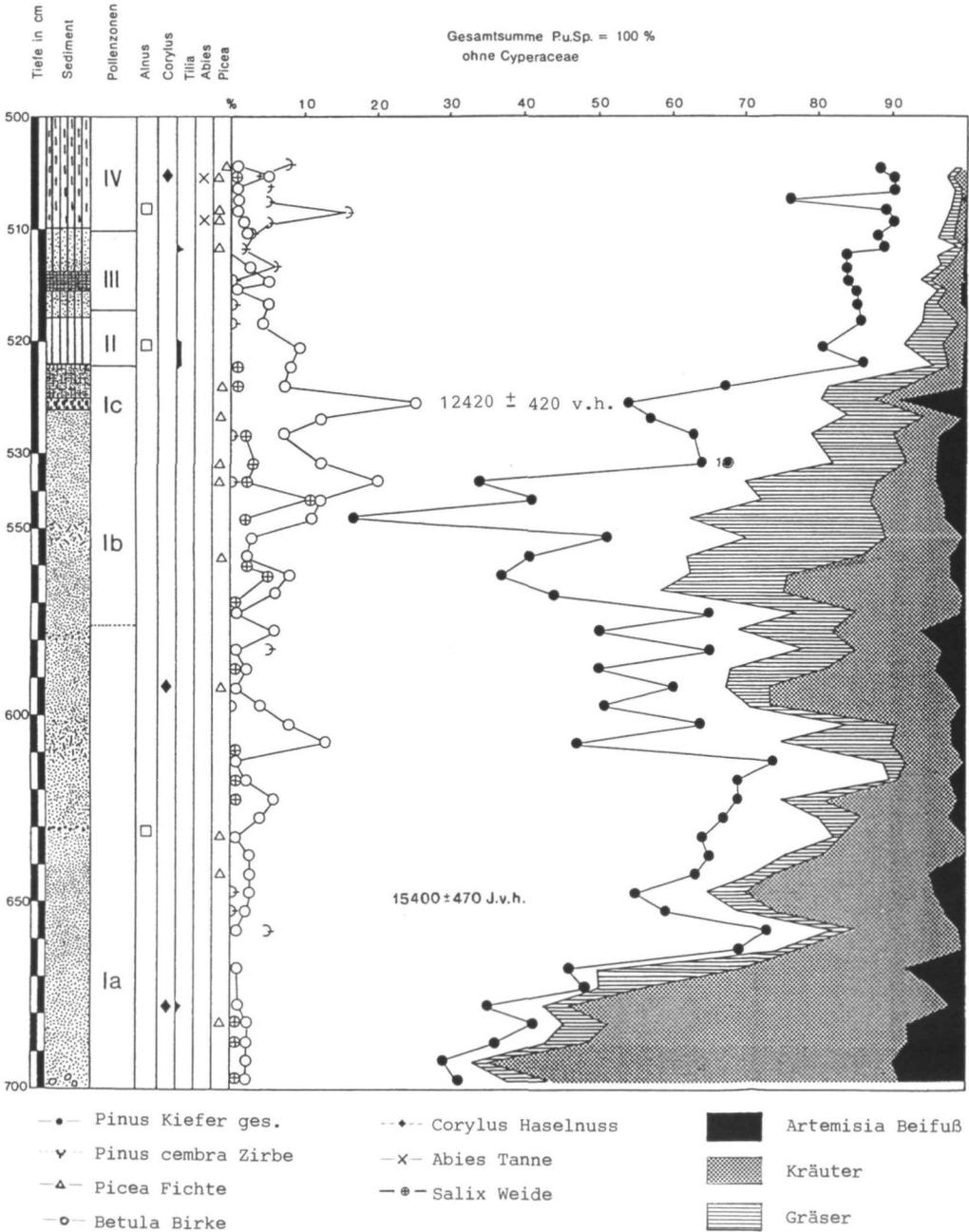


Abb. 107: Pollendiagramm Rödtschitzmoor, 790 m NN, (ÖK Bl. 97) nach I. DRAXLER 1977 und 1982.





gewachsen, solange keine Großreste vorliegen, auf Umlagerung oder auch auf Fernflug zurückgeführt werden. Bald tauchen weitere NBP von Gräsern (Gamineen) auf, die die Kräutervegetation zurückdrängen, aber immer noch eine zwar dichter werdende und trotz des Auftretens einzelner Holzgewächspollen noch baumfreie Vegetationsentwicklung bezeugen, während der auch gewisse Schwankungen auftreten, die jedenfalls mit den spätglazialen Gletscherschwankungen zusammenhängen dürften. Am Profil Rödtschitz-Moor beweist das Datum  $15\ 400 \pm 470$  (VRI 484), daß das Mitterndorfer Becken zu dieser Zeit – wohl nach dem Jochwand-Stand – bereits eisfrei war (DRAXLER in v. HUSEN I/1987 bzw. v. HUSEN I/1977). Am Ende dieses Abschnittes (I a) ist an der Zunahme von Umlagerungen und der Steppenelemente (NBP) und auch dem fast völligen Schwinden der Strauchpollen deutlich eine Klimaverschlechterung zu erkennen, die mit den Gletscherständen von Goisern zusammenhängen dürfte.

Die folgende Bölling-Wärmepériode (I b) ist durch den Übergang von der Steppen- in die Strauchphase mit Sanddorn (*Hippophae*), Wacholder (*Juniperus*), Weide (*Salix*), Zwergbirke (*Betula nana*) und Legföhre (*Pinus mugo*), einem Anstieg der Gräser (Gamineen) in Verbindung mit einer kräftigen Zunahme der Pollenkonzentration gekennzeichnet. Die NBP-Werte gehen entsprechend zurück. Dabei sind regionale Unterschiede innerhalb des Salzkammergutes erkennbar. Je nach Lage beginnt auch bereits die Ausbreitung der ersten Baumbirken (*Betula*) und vor allem der Zirbe (*Pinus cembra*).

Die folgende Kältephase der Älteren Dryas (I c) ist nicht immer gut erkennbar. Gelegentlich kommt es zu einer Unterbrechung der Kiefern Ausbreitung, zu einem kurzen Anstieg von Birke, Wacholder und vor allem der NBP, die z.B. im Pollendiagramm vom Halleswiessee (SCHMIDT I/1981) wieder deutlich hervortreten (Abb. 109).

In der Wärmephase des Alleröd (II) folgt dann die Massenausbreitung der Kiefer, vor allem der Zirbe (*Pinus cembra*), aber auch bereits der Waldkiefer (*Pinus sylvestris*) und auch der Lärche (*Larix*). In tieferen Lagen sind bereits erste Elemente des EMW (Ulme, Eiche u.a.), ferner Hasel (*Corylus*) und Erle (*Alnus*) vertreten.

Der letzte Kälterückfall der Jüngeren Dryas bringt nochmals eine Auflichtung der Kiefernwälder mit Zunahme der NBP-Vertreter und der Strauchvegetation (Wacholder, Birke). Mit der raschen Wiederverbreitung des Waldes zuerst von Kiefern und Birken und der nun auch raschen Ausbreitung des EMW, der Hasel und der Fichte (*Picea excelsa*) schließt ab etwa 10 000 v. h. die Postglazialzeit (Holozän) an (Abb. 110).

Gewisse Unterschiede in der zeitlichen Abfolge, aber auch im Pollenspektrum erklärt SCHMIDT (I/1981) mit der geographischen Differenzierung zwischen Vorland, Flysch-, Kalkvor- und Kalkhochalpen sowie der damit ver-



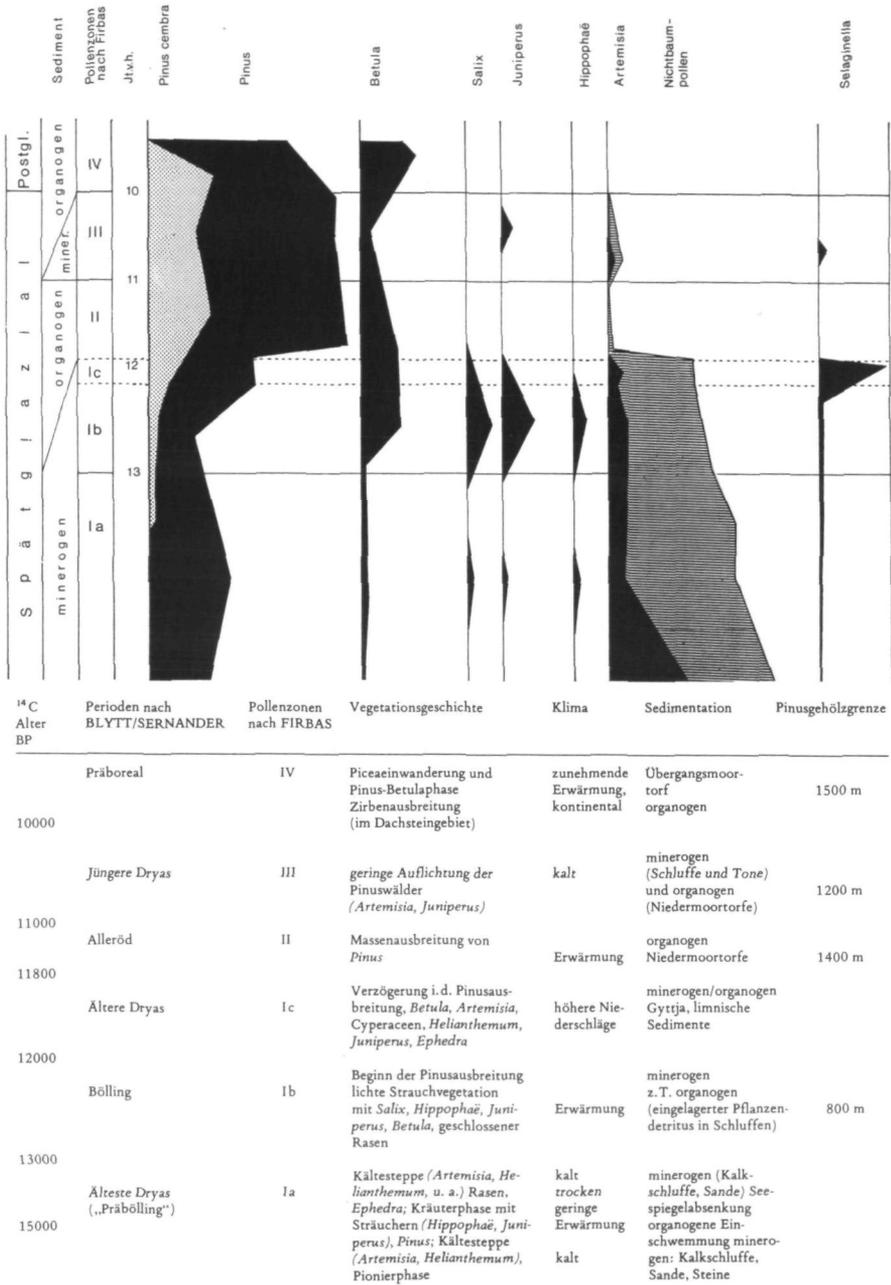


Abb. 110: Überblick über die spätglaziale Vegetationsfolge in den Tallagen des Salzkammergutes nach I. DRAXLER in D. v. HUSEN 1987.

bundenen Höhenstufung. Sie könne aber auch einwanderungsbedingt sein, und außerdem spielen fazielle Aspekte wie lokale unterschiedliche ökologische Verhältnisse etwa im Bereich größerer Moore eine Rolle. Er weist auch auf erste Ansätze der Niedermoorbildung im Bölling und weiter in der Alleröd-Wärmeschwankung hin.

Ein zunehmender biogener Einfluß macht sich in den Sedimenten der Salzkammergutseen ab 13 000 v. h. neben einem Sedimentwechsel auch in einem entsprechenden Anstieg der Karbonatwerte um 20–30 % bemerkbar (J. SCHNEIDER, J. MÜLLER & M. STURM in v. HUSEN I/1987a 51–78).

Auch für das ehemalige **Salzachgletschergebiet** und den westlich anschließenden Alpenrandbereich in Oberbayern zeichnet sich eine ähnliche Vegetationsentwicklung ab. Eine gute Zusammenfassung bieten P. PESCHKE et al. (INQUA-Führer 1983 116–143), wo auch versucht wird, trotz aller auftretenden Schwierigkeiten, wie Störungen in einzelnen Profilen, Unterschiede vor und zwischen den einzelnen Endmoränenzügen festzustellen. Da dies jedoch nicht möglich ist und auch vor der Ausbreitung der Steppenphase in Ia keine wesentlichen Klimaschwankungen nachzuweisen sind, ist anzunehmen, daß die würmzeitlichen Endmoränen nicht durch größere Klimaschwankungen getrennt sind. B. FRENZEL (in INQUA 1983 144) weist auch auf die Unmöglichkeit hin, auf vegetationsgeschichtlichem Wege nachzuweisen, ob die Aufeinanderfolge der Endmoränensysteme verschiedener Gletscherbereiche gleichzeitigen Gletscherständen entspricht oder nicht. Außerdem folgert er, daß mindestens zu Beginn der Steppenphase bereits der gesamte bayerische Alpenrand eisfrei gewesen sein muß, woraus er auf einen sehr raschen Eiszerfall schließt, wie er auch im Traungletschergebiet anzunehmen ist. Das hat zur Folge, daß auch die Versuche von J. ZIEGLER (I/1983), die Eisrandlagen des abschmelzenden Salzachgletschers palynologisch zu erfassen, keinen Erfolg brachte.

Östlich der Salzach sei auf die Arbeiten von E. LÜRZER (I/1954b und I/1956) und vor allem von W. KLAUS (I/1967) verwiesen, der am Walserberg das Spätglazial vom Ende der Böllingzeit erfassen konnte, wobei auch die Ältere Dryaszeit (Ic) gut zum Ausdruck kommt, während hier die Jüngere Dryaszeit (III) eher schwach entwickelt ist (Abb. 111). Der Makrofund von Juniperus-Holz im Pongau (H. SLUPETZKY II/1975) wird wohl am ehesten aus der Böllingzeit (Strauchentwicklung) stammen, worauf die <sup>14</sup>C-Daten (VRI 391 und 407) 13 900 ± 200 und 12 700 ± 310 hinweisen. R. KRISAI (1975) hat die Vegetationsentwicklung an den Trumer Seen untersucht und dabei die Älteste Dryaszeit in drei Abschnitte gegliedert: a<sub>1</sub> die Zeit der Pionierpflanzen – damals lag in den Becken der Trumer Seen noch Toteis, a<sub>2</sub> die Zeit der Wermutsteppe (*Artemisia*) und a<sub>3</sub> die der Zwergstrauchtundra, die vielfach bereits mit der Böllingzeit (Ib) vermischt wird.

**Östlich des Traungletschergebietes** liegen, obwohl die Voraussetzungen

Das Eiszeitalter in Oberösterreich

TORFMOOR WALSERBERG bei Salzburg

W. KLAUS 1967

POLLENDIAGRAMM zur SPÄT- und FRÜHPSTGLAZIALEN VEGETATIONSGESCHICHTE

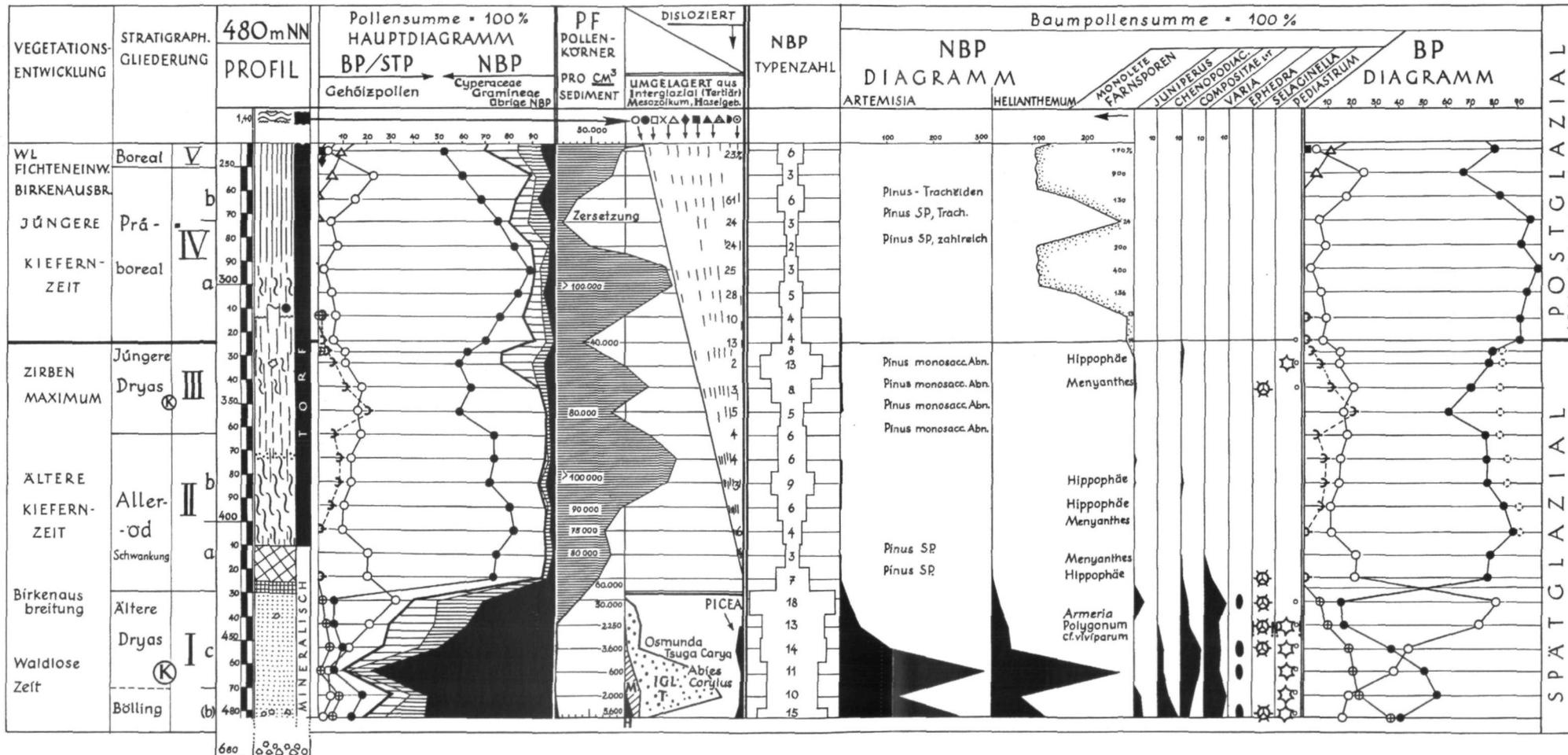


Abb. 111: Torfmoor Walserberg bei Salzburg. Pollendiagramm zur spät- und frühpostglazialen Vegetationsgeschichte. W. KLAUS 1967.



vielfach gegeben wären, nur spärliche Untersuchungsergebnisse vor. Da gibt es z.B. im obersten oberösterreichischen Kremstal im Becken Wartberg – Schlierbach neben den oben erwähnten Hinweisen auf interglaziale Florenelemente am Rande des mit Seetonen erfüllten Beckens auch ein Ergebnis aus dem Beckenboden (DRAXLER in HOFMANN & HOMAYOUN I/1996). Dort folgt über quartärpollenfreiem Seeton Torf, dessen Pollenerhaltung eine fortschreitende Klimaverbesserung von NBP beherrschter Vegetation über Birken und Kiefern bis in das Holozän hinein anzeigt. Ein  $^{14}\text{C}$ -Datum aus dem Torf (VRI 1601) von  $11\,350 \pm 100$  verweist auf die Allerödzeit.

Im Almtal, wo zweifellos im Umkreis des Almsees Möglichkeiten für eine Untersuchung zur Einstufung der Almsee-Gletscherstände I und II bestünden, fehlen derzeit noch entsprechende Arbeiten.

Ebenso sind die Möglichkeiten der Würmvergletscherung des Windischgarstener Beckens noch nicht ausreichend genutzt. Hier könnten sowohl in den Sumpfgebieten an der Teichl und im Paralleltal dazu mit dem Edlmoor sowie im Filzmoos auf der Wurzer Alm noch weiter zurückreichende Ergebnisse erwartet werden, als die bisher bekannten (B. WEINMEISTER I/1965 und F. R. VEEN I/1961, F. KRAL 1985), die erst im Postglazial einsetzen (Kap. 15.3).

Die Pollenuntersuchungen anlässlich der Grabungen im Nixloch (DRAXLER in NAGL & RABEDER I/1992 21ff) und in der Gamssulzenhöhle bei Windischgarsten (DRAXLER in WITHALM & RABEDER I/1995 37ff) ließen kaum eine stratigraphische Einordnung zu. Neben auf Rasengesellschaften und auf Tundren verweisenden Gehölzen kommen auch bereits thermophile Holzarten vor.

Im oberösterreichischen **Alpenvorland** fehlen weitgehend Möglichkeiten für eine Untersuchung der spätglazialen Vegetationsentwicklung. Es ist aber anzunehmen, daß außerhalb des ehemals vergletscherten Gebietes auch im Hochglazial die Vegetation nie völlig ausgesetzt hat, was in verstärktem Maße für das Donautal gilt. Dafür sprechen auch Lößlagen aus dem relativ kontinentalen Hochglazial, deren feine Röhren auf Gräser schließen lassen. Jedenfalls konnte B. FRENZEL im niederösterreichischen Weinviertel selbst in den kontinentalsten Abschnitten der Lößsedimentation eine entsprechende, teils mit Elementen der Tundra vermengte NBP-Vegetation nachweisen (1964). Schließlich lassen auch bis an die Oberfläche der glazifluvialen Schüttungen vorkommende Fossilfunde eiszeitlicher Steppentiere auf eine ausreichende Ernährungsgrundlage schließen.

Im **Kristallinhochland** des Mühlviertels und des Sauwaldes ist hingegen wieder ähnlich wie in den Alpen mit einem den Höhenstufen entsprechenden etappenweisen Vordringen der Vegetation zu rechnen. Leider ist es bisher nicht gelungen, die Entwicklung palynologisch weiter zurück als bis in die Jüngere Dryaszeit zu verfolgen. In dem von S. BORTENSCHLAGER (I/1969) untersuchten Profil aus dem Tannermoor in 938 m des östlichen Mühlviertels (Abb. 112) ist die Kaltphase der Jüngeren Dryaszeit durch einen Anstieg der

# Tannermoos

## Signaturen für Sedimente und Pollen

- Sphagnum-Torf schwach zersetzt
- Sphagnum-Torf mittel zersetzt
- Sphagnum-Torf stark zersetzt
- Cyperaceen-Torf
- Eriophorum-Torf
- Ton Sand und Kies
- Moräne und Fließerde
- Holzreste

- Pinus
- △ Picea
- × Abies
- ENW
- ▲ Fagus
- Betula

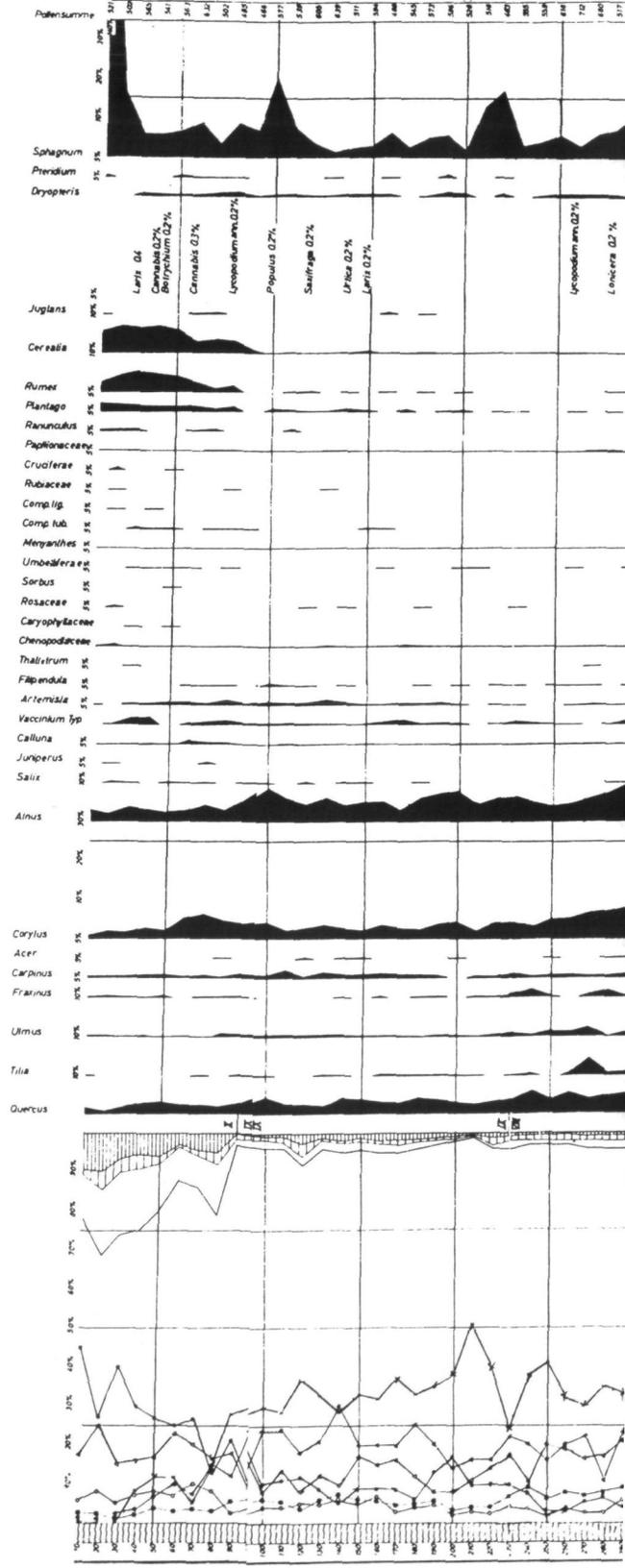
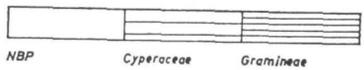
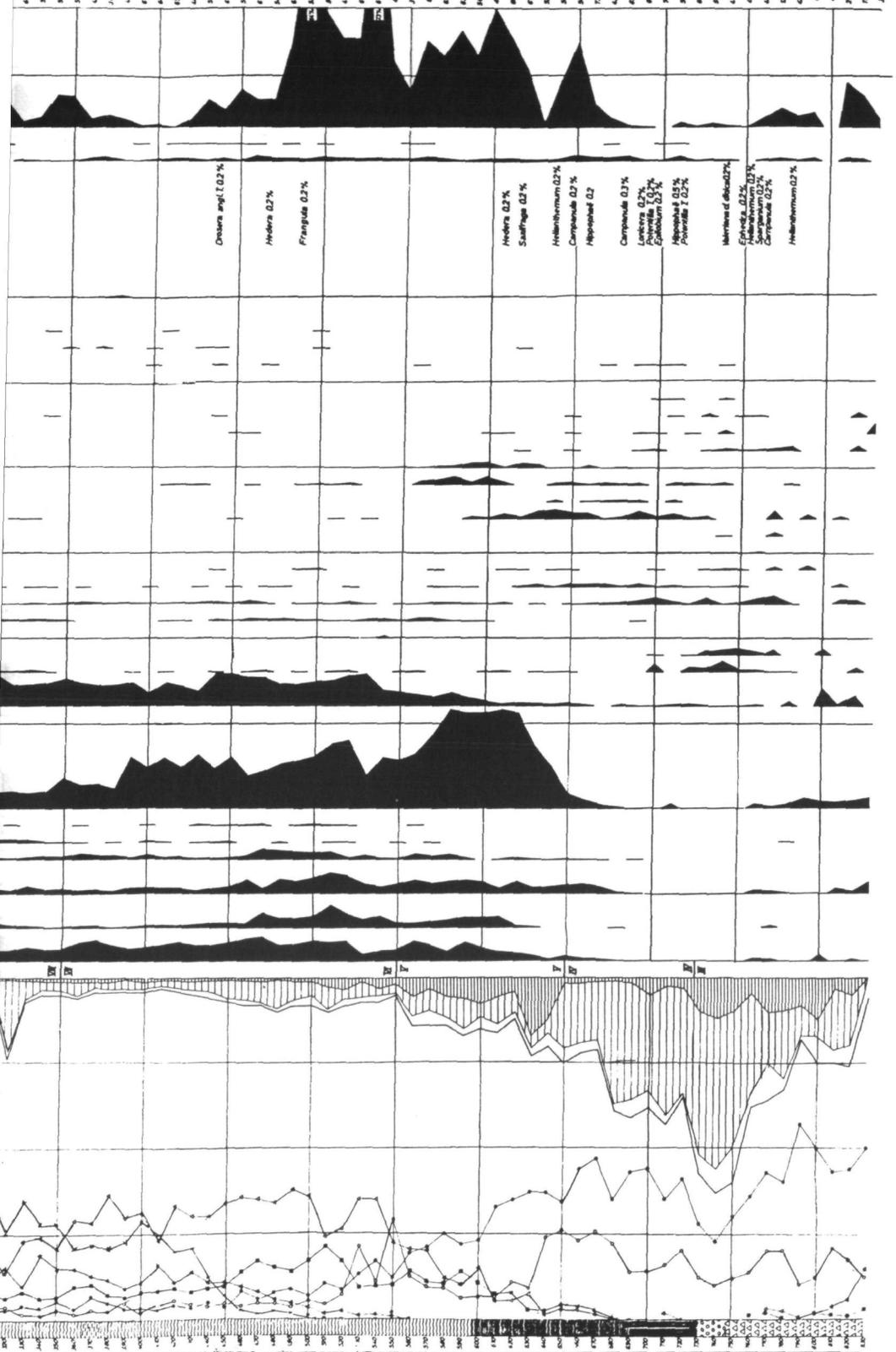


Abb. 112: Pollendiagramm Tannermoor, Unteres Mühlviertel (ÖK Bl. 18) nach S. BORTENSCHLAGER 1969.



NBP – vorwiegend Gräser (Gramineen) und Sauergräser (Cyperaceen) sowie wenig Beifuß (*Artemisia*) – auf > 50 % deutlich gekennzeichnet. Die Pollenanzahl der dominierenden Kiefer und der schwächer vertretenen Birke nimmt vorübergehend entsprechend ab. Das gröbere Sediment im Liegenden gestattet jedoch keine Weiterverfolgung in die Alleröd-Wärmephase hinein. Ein ähnliches Ergebnis konnte R. SCHMIDT (in KRISAI & SCHMIDT I/1983 63) aus der Bayerischen Au im östlichen Böhmerwald mitteilen, nur daß dort in dem schwächer hervortretenden NBP-Gipfel der Jüngeren Dryaszeit auch Kräuter stärker vertreten sind. Da in den Hochlagen des Mühlviertels weitere kleine Moore verbreitet sind, könnten neue palynologische Untersuchungen womöglich mit Datierungen bessere Ergebnisse erwarten lassen. In einem Profil aus dem Arbersee, 932 m, im höchsten Teil des Bayerischen Böhmerwaldes hat R. SCHMIDT (I/1977) die Entwicklung bis in die Pollenzone Ia zurück verfolgen können. Während dort die Böllingschwankung (Ib) kaum hervortritt, ist das Alleröd (II) sehr ausgeprägt. Im benachbarten niederösterreichischen Waldviertel gelang es P. PESCHKE (1977) ebenfalls noch Nachweise bis in die Pollenzone Ia zu erbringen, wobei er das Bölling nirgends nachweisen konnte, während das Alleröd meist entsprechend vertreten ist.

Insgesamt dürften das weitgehende Fehlen der Bölling-Wärmephase in den Pollenprofilen des Kristallinhochlandes, aber die doch deutlich nachgewiesene Wiederbewaldung in der Allerödzeit auf eine gewisse Verzögerung der im exponierten Hochland stark von lokalen Verhältnissen abhängigen spätglazialen Vegetationsentwicklung zurückzuführen sein. Das auffallende Vorherrschen der Kiefer gegenüber der Birke wird auf die nach oben hin zunehmende Kontinentalität zurückgeführt (PESCHKE 1977).

### 13 DIE EISZEITLICHE TIERWELT

Wie die Vegetation mußte sich auch die Tierwelt neben einer entsprechenden Weiterentwicklung (Evolution) dem wiederholten Klimawechsel des Eiszeitalters anpassen. Tiere sind beweglicher als Pflanzen und können schneller den veränderten Lebensräumen ausweichen. Die kaltzeitlichen Tiergesellschaften in Mitteleuropa setzen sich aus südwärts drängenden arktischen bis subarktischen, ferner aus vom Hochgebirge in die Niederungen absteigenden Vertretern und zunehmend von Nordostasien eindringenden kontinentalen Steppelementen zusammen (H. D. KAHLKE 1994 92 ff). In den Interglazialzeiten finden sich Waldgesellschaften mit dem Waldelefanten (*Palaeoloxodon antiquus*), dem Waldnashorn (*Dicerorhinus kirchbergensis*) u.a., die sich zunehmend den Verhältnissen der Gegenwart annähern. In den Übergangszeiten kommen die Elemente der kalten wie auch der warmen Steppe nach Mitteleuropa (Nashorn, Bison, Pferd, Antilopen, Ziesel usw.). Erst allmählich

hatte sich aus den letzttertiären Elementen eine typische Eiszeitfauna entwickelt, die den Höhepunkt erst in der letzten Eiszeit erreicht hatte. Zu ihren typischen Vertretern zählen das Mammut (*Mammuthus primigenius*), das Fell- oder Wollhaarnashorn (*Coelodonta antiquitatis*), das Ren (*Rangifer tarandus*), der Moschusochse (*Ovibos moschatus*), der Höhlenbär (*Ursus spelaeus*), der Höhlenlöwe (*Panthera spelaea*), die Höhlenhyäne (*Crocota spelaea*), der Riesenhirsch (*Megaloceros giganteus*) u.a. sowie Kleinsäuger, wie etwa Lemminge und auch entsprechende Mollusken- (Weichtier-) gesellschaften.

Die raschen Klimaveränderungen haben immer wieder auch zum Aussterben nicht mehr genügend wandlungsfähiger Arten geführt. Am Ende der letzten Kaltzeit betraf das vor allem das Mammut, das in Sibirien noch bis in die Postglazialzeit hinein nachgewiesen werden konnte, in der Schweiz bis  $\pm 10\,320$  v. h. (HÜNERMANN 1987 166), ferner das Wollhaarnashorn, den Höhlenbären, den Riesenhirsch, den Höhlenlöwen, die Höhlenhyäne, den Steppenbison (*Bison priscus*) usw. Andere konnten sich in die heutige Polarregion zurückziehen wie z.B. Moschusochse, Ren, Lemming, oder auch im Hochgebirge ähnliche Lebensräume einnehmen wie z.B. der Schneehase, das Murmeltier, der Steinbock und die Gemse.

Wegen ihrer raschen stammesgeschichtlichen Entwicklung kommt heute der Kleinsäugerfauna, vor allem den verschiedenen Mäusen eine entsprechende stratigraphische Bedeutung zu wie auch den Mollusken (Weichtieren), vor allem den Schnecken (Gastropoden), die gute Rückschlüsse auf klimatische und ökologische Verhältnisse zulassen, wobei gewisse Leitformen für die einzelnen Gesellschaften maßgebend sind (V. LOZEK 1964). In Oberösterreich fanden Kleinsäuger und Mollusken erst sehr spät die ihnen heute allgemein gebührende Beachtung (siehe Kap. 13.3).

Eine zusammenfassende Darstellung der eiszeitlichen Tierwelt in Oberösterreich gibt es bisher nicht. Auch der erst jüngst erschienene Katalog der pliozänen und pleistozänen Faunen Österreichs (DÖPPES & RABEDER 1997) kann diesbezüglich für Oberösterreich nur einen ersten groben Überblick bieten, wobei Kleinsäuger und Weichtiere erstmals eine stärkere Beachtung finden. Man wird bezüglich der Säugetiere in vieler Hinsicht an die knappe und übersichtliche Darstellung von E. THENIUS (1983) zur eiszeitlichen Tierwelt in Niederösterreich anschließen können. In Niederösterreich sind die vorliegenden Verhältnisse – weite Verbreitung auch sehr alter Lösses und auch das Vorkommen einer entsprechenden altpleistozänen Fauna – wesentlich günstiger als in Oberösterreich, wo vor allem der Nachweis einer älteren Pleistozänfauna entweder ganz fehlt oder nur in wenigen Fällen für das mittlere Pleistozän möglich ist (Kap. 13.2).

Bei der an sich großen Zahl von Fundstücken (dazu die Fundberichte im Jb. OÖ. Mus. Ver.) handelt es sich größtenteils um Zufallsfunde, auch Aufsammlungen von Höhlenforschern, wobei Einzelknochen, auch Bruchstücke über-

wiegen und nur in wenigen günstigen Fällen Skeletteile und nur ausnahmsweise ganze Skelette von Wirbeltieren vorliegen, die aus Lössen, glazifluvialen Schottern, auch periglazialen Soliflukationsdecken, Mooren und Höhlen stammen, wo entsprechende Erhaltungsbedingungen gegeben waren.

Da mit wenigen Ausnahmen die Einzelfunde nicht näher bestimmbar waren, wurden sie meist Arten aus der letzten Eiszeit zugeordnet, obwohl aus der erst später möglich gewordenen Lößstratigraphie wenigstens teilweise auch auf ein höheres Alter geschlossen werden kann, wie z.B. bei Funden aus der ehemaligen Löß-Lehmgrube der Ziegelei Reisetbauer in Linz (Froschberg (Kap. 13.3).

Ein Teil der in Oberösterreich gefundenen Tierüberreste stammt zweifellos auch aus dem Spätglazial (Kap. 13.3).

Systematische Forschungen mit umfangreichen Grabungen nach modernen stratigraphischen Gesichtspunkten setzten im hier zu behandelnden Raum erst spät ein (Kap. 3.4). Angeregt durch die anlässlich der Phosphatgewinnung in den Jahren 1920–1923 gewonnenen Erkenntnisse in der Drachenhöhle von Mixnitz/Steiermark (G. KYRLE & K. EHRENBURG 1936), hatten die zahlreichen Funde von Höhlenbärenknochen in der Salzofenhöhle des Toten Gebirges K. EHRENBURG (Ber. I/1942–1965) zu seinen über viele Jahre hinweg andauernden Untersuchungen veranlaßt. In Oberösterreich konnte G. RABEDER zuerst in Zusammenarbeit mit dem Oberösterreichischen Landesmuseum mit den 1979 einsetzenden Höhlengrabungen eine Serie sehr erfolgreicher Forschungen beginnen, deren Ergebnisse weit über neue Erkenntnisse zur eiszeitlichen Tierwelt hinausreichen (HILLE, RABEDER et al. I/1986, RABEDER I/1986; NAGEL & RABEDER I/1992; RABEDER & WITTHALM I/1995). In den benachbarten Salzburger Kalkalpen waren entsprechende Untersuchungen seit 1965 in der 1560 m hoch gelegenen Schlenkendurchgangshöhle bei Hallein durch K. EHRENBURG (1973, 1974) und K. MAIS ebenfalls erfolgreich (EHRENBURG & MAIS I/1974–1976 und 1977/78).

Die Funde zur eiszeitlichen Tierwelt sind innerhalb des Alpenvorlandes weit gestreut und reichen auch in die letzteiszeitlich nicht vergletscherten Voralpen des Steyr- und Ennsgebietes hinein. Im Vorland zeigt sich eine gewisse Konzentration auf die größeren, glaziale Schmelzwässer führenden Täler und die ihnen benachbarten Lößgebiete einschließlich Donautal. In den Hochlagen des Mühlviertels waren neben ungünstigen Lebensbedingungen auch kaum die Voraussetzungen zur Erhaltung gegeben.

### **13.1 Die frühesten Funde bis zur Jahrhundertwende**

Hinweise auf früheste eiszeitliche Fossilfunde betreffen den Höhlenbären, der 1722 in der Hauschronik des Stiftes Kremsmünster erwähnt wird (A. PFEIFFER

I/1882). Auch C. EHRlich (I/1852 bzw. 1854) berichtet über frühe eiszeitliche Säugetierreste, wobei er einen Fund des Urrindes aus 1779 von Neukirchen bei Lambach und weitere bereits zu seiner Zeit bekannte Funde von Mammut aus der Umgebung von St. Florian und St. Willibald, von Rhinoceroszähnen aus Waizenkirchen, von Höhlenbären aus der Umgebung von Kremsmünster, ferner Bärenknochen und -zähne aus der Hartelsgrabenhöhle bei Hiefiau/Stmk. aufzählt.

Auch in den Inventaraufzeichnungen des OÖ. Landesmuseums finden sich ab der Mitte des 19. Jahrhunderts immer wieder Hinweise auf eiszeitliche Fossilfunde.

Die wiederholten Funde von Höhlenbärenknochen aus der Umgebung von Kremsmünster gaben 1881 Anlaß zu einer Grabung in der **Lettenmayer Höhle**, bei der neben zahlreichen Skeletteilen des Höhlenbären auch eine größere Zahl von Kleinsäugerresten geborgen wurden, unter denen auch eine bei uns heute nicht mehr vorkommende nordische Schermaus (*Arvicola rathiceps*) erwähnt wird (PFEIFFER I/1882 und HOCHSTETTER I/1882). Seither hat diese Höhle immer wieder (wie schon 1863, 1874) Anlaß zu Aufsammlungen gegeben, die – soweit erhalten – zum kleineren Teil im Oberösterreichischen Landesmuseum, überwiegend aber in den Sammlungen des Stiftes Kremsmünster verwahrt werden, wo um die Jahrhundertwende O. ABEL aus den von verschiedenen Individuen stammenden Höhlenbärenknochen ein Skelett zusammengestellt hatte (L. ANGERER 1910b). Nach Abel (erwähnt bei J. SCHADLER I/1920 30) lassen die vorhandenen Knochen auf etwa 75 Individuen schließen; die tatsächliche Anzahl muß aber unter Berücksichtigung der mächtigen Phosphatlage in der Höhle viel höher gewesen sein.

Ergänzend erwähnt K. EHRENBURG (I/1962a) unter den anlässlich des Phosphatabbaues unmittelbar nach dem 2. Weltkrieg an das Oberösterreichische Landesmuseum gelangten Funden den Höhlenlöwen (*Panthera spelaea*). Bei den Höhlenbärenfunden hält er auch hier neben der Normalform das Vorkommen der hochalpinen Kleinform für möglich (vgl. Kap. 13.3).

### 13.2 Wichtige Fundplätze bis zum 2. Weltkrieg

Eine bereits früh bekannt gewordene Fundstelle eiszeitlicher Tierreste sind die Lößdeckschichten über dem Granitsteinbruch der Fa. Poschacher, dem Heinrichsbruch, in **Mauthausen**. Dort sind von 1900 bis 1940 beim Abbau des Abraumes immer wieder bedeutende Funde zutage getreten, unter ihnen vor allem die gewaltigen schon 1900 geborgenen Stoßzähne und Extremitätenknochen von Mammut und Skelettreste anderer eiszeitlicher Tiere wie Ren (1940, 1930), Bison (1936, 1927), Riesenhirsch (1936), Höhlenbär (1935, 1940), Pferd (1928, 1930) und Braunbär (1940), Urrind (1940) und Hirsch

(1940), die im Oberösterreichischen Landesmuseum verwahrt werden. Ein paläolithisches Artefakt wurde zusammen mit den Mammutknochen aus 8 m Tiefe erwähnt (Kap. 14).

Die Fundstelle über dem Heinrichsbruch ist nicht mehr zugänglich. Der Versuch einer Lößgliederung konnte aber über dem ähnlich gelagerten Steinbruch der „Wienerberger“ 1,4 km westlich des Heinrichsbruches 1956 zusammen mit V. Janik vom Verfasser vorgenommen werden (Abb. 113).

Dort waren zwei Felsniveaus in 290 und 280 m NN (= 50 und 40 m über der Donau) aufgeschlossen, die in Linz der Basis der ÄDS und der JDS entsprechen. Darüber liegen 10 m Deckschichten. Diese bestehen von unten nach oben zunächst aus einem > 1 m mächtigen Paket, das zwischen zwei teilweise verfestigten Schotterlagen eine Zone mit braunen Bodenresten (möglicherweise eines Bodensedimentes) enthält, die durch eine dünne Kieslage mit reichlich Kalkausscheidungen zweigeteilt ist (Abschnitt I). Darüber folgt ein > 5 m mächtiges blaßhellgelbes Paket aus mehr oder weniger geschichtetem, teilweise auch schluffigem Feinsand, der nach unten hin zunehmend gleyfleckig wird und durch drei Bänder von Kalkausscheidungen (Lößkindeln) gegliedert wird (Abschnitt II). Über einer sehr ausgeprägten Diskordanz mit einer Lage kleinerer Lößkindeln folgt mit Abschnitt III ein stärker schluffiges sandiges hellgelbes Lößpaket, das ebenfalls an der Basis durch zunehmende Gleyfleckigkeit und zahlreiche Lößschnecken gekennzeichnet ist. Oben bildet eine bis 1,5 m mächtige Parabraunerde den Abschluß.

Die Deckschichten ziehen bei gleichbleibender Mächtigkeit vom höheren zum tieferen Niveau herab. Dabei schaltet sich, ausgehend von der Diskordanz zwischen II und III, ein zum unteren Niveau hin immer mächtiger werdender B-Horizont einer Bodenbildung ein, von der mehrere auslaufende Fahnen in die deutlich durch Solifluktion geprägten Basislagen von III hinein führen. Anstelle der basalen Lage I findet sich über dem Granit des tieferen Niveaus nur noch eine dünne Schotterlage mit mehreren Kalkkonkretionen. Dagegen enthält das stark sandige Paket II über dem tieferen Niveau einen vielseitig gegliederten, wohl vom Frost verformten Einschluß eines dunkelbraunen lehmigen Bodensedimentes, das nur mit den basalen Bodenresten in I über dem höheren Niveau in Beziehung gebracht werden kann. Mit den gleichen Niveaus ist zweifellos beim Heinrichsbruch zu rechnen, nur daß dort infolge des fortgeschrittenen Abbaues das tiefere Niveau nicht mehr erhalten ist.

Die lößstratigraphischen Verhältnisse sprechen dafür, daß III als Würm- und II als Rißlöß einzustufen sind. Die vorliegenden Fossilfunde aus diesem Bereich sind daher ins jüngere Jungpleistozän einzustufen, womit mit dem jüngeren Mammut (*Mammuthus primigenius*), dem Ren (*Rangifer tarandus*), Bison (*Bison priscus*), Riesenhirsch (*Megaloceros giganteus*), Höhlenbären (*Ursus spelaeus*), aber auch mit dem Braunbären (*Ursus arctos*), dem Urrind (*Bos primigenius*) und dem Edelhirsch (*Cervus elaphus*) gerechnet werden kann.

Eine interessante Fundstelle wurde anlässlich der Erweiterung der Gleisanlagen des **Linzer Hauptbahnhofes** 1922 und 1923 am Fuße des über die Waldeggstraße zum NT-Niveau des Bahnhofes abfallenden Froschberghanges aufgeschlossen. Der mehr oder weniger sandige Löß war durch drei Schotter und Sand führende Horizonte gegliedert, in oder knapp über denen eine größere Anzahl von fossilen Tierresten geborgen wurde (siehe Abb. 114). Th. Kerschner verzeichnet im Inventar des OÖ. Landesmuseums (1923 Nr. 68): Knochen- und Stoßzahnfragmente von *Elephas primigenius* (wohl Mam-

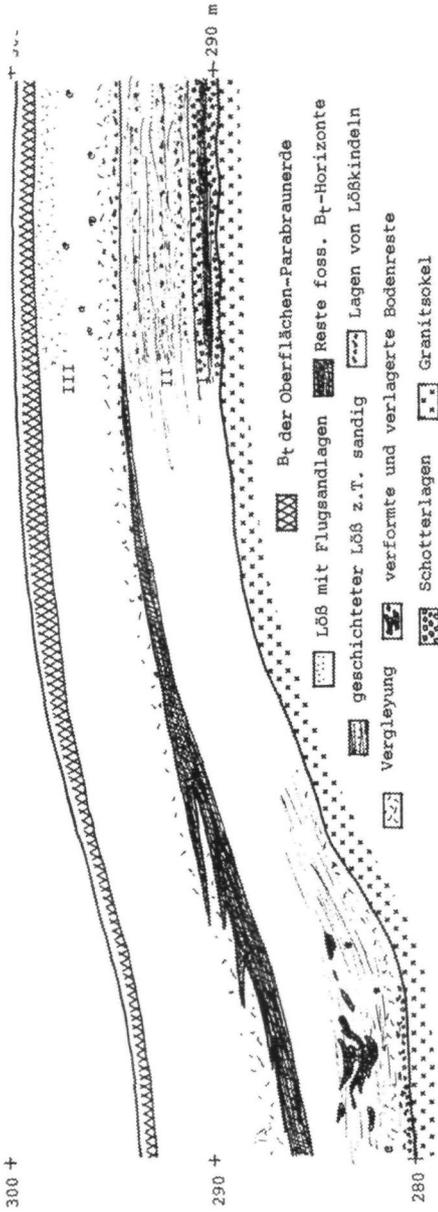


Abb. 113: Löss-Deckschichten über dem „Wienerberger“ Steinbruch in Mauthausen. Erläuterungen im Text. Nach Aufnahmen von V. Janik und H. Kohl.

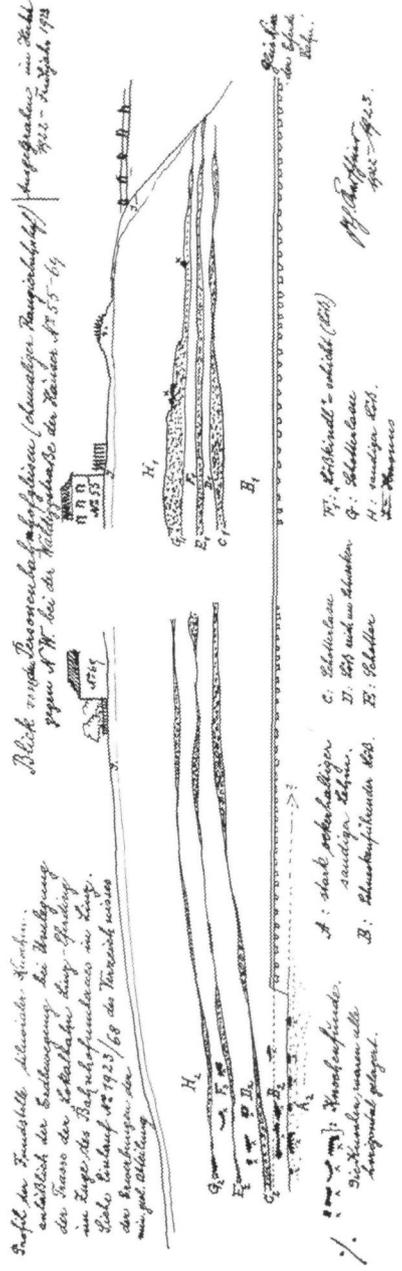


Abb. 114: Originalskizze von Th. Kerschner anlässlich der Bergung eiszeitlicher Tierknochen bei der Erweiterung des Linzer Hauptbahnhofes 1922/23.

*muthus primigenius*), ferner Knochen (darunter ein Unterkieferfragment mit drei Zähnen) von *Rhinoceros sp.* (wohl *Coelodonta antiquitatis*) und von *Cervus sp.* sowie Gastropoden (Schnecken). Aus dem geschichteten Sediment mit teilweiser Ausscheidung von Lößkindeln und den meist als Bruchstücke geborgenen Fossilien schließt KERSCHNER auf eine sekundäre Lagerstätte. Man wird hier wohl mit kaltzeitlichen Solifluktionslagen im Wurmlöß rechnen müssen. Wie aus dem Bericht 1923 des OÖ. Musealvereins (KERSCHNER 1924 40) hervorgeht, sind schon anlässlich des Baues der Elisabethbahn in den 50er und 60er Jahren des 19. Jh. in diesem Bereich fossilreiche Lößschichten angetroffen worden.

Unter den älteren Fundstellen ist die Löß-Lehmgrube der ehemaligen Ziegelei Reisetbauer auf dem **Froschberg** in **Linz** insofern von Bedeutung, als hier Wirbeltierknochen auch aus älteren Eiszeiten nachgewiesen werden können. Die Funde gehen auf die Jahre 1924–1931, 1937 und 1943 zurück und werden im Oberösterreichischen Landesmuseum verwahrt. Sie sind damals noch nicht unter Berücksichtigung der dort heute gut erforschten Lößstratigraphie (Kap. 11.2.1.3) geborgen worden, aber teilweise erlauben die Tiefenangaben Rückschlüsse auf die Einordnung in eines der durch Paläoböden getrennten Lößpakete über ÄDS.

Während der bei fortschreitendem Abbau nach dem 2. Weltkrieg über etwa 25 Jahre möglichen Beobachtung des Aufschlusses haben sich nur geringfügige Schwankungen in der Mächtigkeit der einzelnen Lößpakete ergeben.

Die Fundliste enthält eine übersichtliche Zusammenstellung der Funde nach den im Inv.-Verzeichnis des Oberösterreichischen Landesmuseums angegebenen Bezeichnungen und Hinweisen auf die Fundtiefe:

*Equus (abeli)*

- 1924: Zähne und Knochenfragmente
- 1926: Unterkiefer mit Zähnen und anderen Knochen aus 10 m Tiefe
- 1928: Knochenfragmente aus 12 m Tiefe
- 1929: Unterkiefer und basaler Teil des Oberschädels mit Zähnen und Mittelfußknochen aus 11 m Tiefe
- 1930: Zähne und Knochenfragmente
- 1931: Halswirbel aus 10 bis 11 m Tiefe
- 1931: Oberkiefer mit Zähnen und Phalange

*Equus sp.*

- 1930: Huf und Rippenfragmente
- 1931: Halswirbel, Mittelfußknochen
- 1931: Oberkieferzähne und mehrere Knochen
- 1931: Mehrere Knochen einer kleineren Pferdeart
- 1931: Zähne und Bruchstück eines Unterschenkelknochens mit Schlagmarken aus 5 m Tiefe

*Asinus sp.*

- 1924: Zähne
- 1926: Knochen

*Cervus (Megaloceros)*

- 1929: Knochenreste gleichzeitig mit „*Equus abeli*“ aus 11 m Tiefe  
 1929: 2 Schädelfragmente mit Geweihzapfen aus 11 m Tiefe  
 1930: Mittelfußknochen  
 1937: Oberarmfragment

*Cervus* sp.

- 1929: Geweihende aus 3 m Tiefe

*Cervus* cf. *elaphus*

- 1931: Ober- und Unterkieferzähne

## „Mammut“

- 1929: 3 Extremitätenknochen aus 8 m Tiefe  
 1929: Gelenkskopf von „*Elephas prim.*“, wahrscheinlich *Mammuthus primigenius*

„*Bison priscus*“

- 1931: Gelenkspfanne aus 6,5 m Tiefe

*Rangifer* sp.

- 1931: Geweih aus 2,5 m Tiefe, wahrscheinlich *R. tarandus*

Auffallend ist das Überwiegen der Pferdefunde, was für die Lößsteppe spricht. Z.T. weist schon die Bezeichnung *Equus abeli* auf ein älteres Pferd hin, was durch die Tiefenangabe zwischen 10–12 m bestätigt wird. Demnach können die Funde nur aus dem unmittelbar über dem ÄDS liegenden Lößpaket stammen, das nach der Lage der Paläoböden in die Mindeleiszeit einzustufen ist (Kap. 11.2.1.3). Eine Neubearbeitung dieser Objekte fehlt bisher. Ob es sich bei *Equus abeli* um ein Äquivalent zu *Equus mosbachensis* handelt, ist unsicher, obwohl scheinbar eine gewisse zeitliche Übereinstimmung gegeben ist. Bei den übrigen Equus-Funden ohne nähere Angaben scheinen aber jüngere Fragmente vorzuliegen. Die Funde aus 5 m Tiefe könnten möglicherweise aus der Rißeiszeit stammen. Altersgleich mit den älteren Pferderesten (Mindel) müssten die als *Cervus (Megaceros)* bezeichneten Funde sein. Auch die dem „Mammut“ zugeordneten Knochen aus 11 und 8 m Tiefe müssten auf einen Vorläufer von *Mammuthus primigenius* zurückgeführt werden. Auch der Bisonfund aus 6 1/2 m, der einer Zeit um das Mindel/Riß-Interglazial entsprechen müsste, dürfte kaum mit *Bison priscus* zu tun haben. Alle Funde aus weniger als 3 m Tiefe können mit großer Wahrscheinlichkeit der Würmeiszeit zugeordnet werden. – Bezüglich der Schneckenvorkommen siehe Kap. 11.2.1.3: Löß- und Lößlehmgebiete.

Aus der Kaolingrube **Kriechbaum** in der tertiären Kettenbachsenke etwa 4,5 km nordöstlich Schwertberg beschreibt F. KIRNBAUER (1935 und HOFMANN & KIRNBAUER 1935) neben den von E. HOFMANN untersuchten Pflanzenresten insgesamt 35 Knochenfunde eiszeitlicher Tiere, die zwischen 1930 und 1934 gefunden wurden. Die folgende Wiedergabe kann sich nur auf die vorgelegten Berichte stützen, die heute nicht mehr überprüfbar sind.

Die Liste enthält neben ausgesprochenen Vertretern der Kaltzeiten wie Molare (Mahlzähne) und Knochen von Mammut (*Mammuthus primigenius*), Rentier-Geweihstangen (*Rangifer tarandus* und *Rangifer* sp.), ferner Kno-

chen von Nashorn (wohl *Coelodonta antiquitatis*), vom Höhlenbären (*Ursus spelaeus*), von Steppentieren wie Wisent (*Bison priscus*), einem Pferd (*Equus* sp.), ferner auch von weniger signifikanten Vertretern wie Wolf (*Canis lupus*), Edelhirsch (*Cervus elaphus*), Elch (*Alces alces*) und Steinbock (*Capra ibex*). Das 5 bis 8 m mächtige „diluviale“ Sedimentpaket mit den Fundobjekten überlagert vom Hang her unter die Talsohle einfallenden, teils autochthonen, teils umgelagerten, von einer 2 bis 3 m mächtigen Lößdecke bedeckten Kaolin.

Das Sedimentpaket besteht von oben nach unten aus einer etwa 1 m mächtigen geschichteten Decklage aus Sand, Lehm und Kleinschotter über einem bis 40 cm mächtigen Torf, unter dem 2–3 m dichter zäher dunkler z.T. mit Sand versetzter „Lehm“ (wohl Ton) folgt, der von 3–3,5 m sandigem Grobschotter und lagenweise eingelagerten kristallinen Geröllblöcken bis 80 cm Ø unterlagert wird. Teilweise sind noch Reste von kaolinführendem Sand im Grenzbereich zum liegenden Kaolin vorhanden. Die starke Verzahnung mit auslaufenden Spitzen erweckt eher den Eindruck einer solifluidalen Überlagerung als einer erosiven, wie sie Kirnbauer vermutet; auch Funde von Rentier und Mammut aus diesem Bereich lassen auf kaltzeitliche Verhältnisse schließen.

Aus der Tatsache, daß es sich durchwegs um Einzelfunde handelt und nach oben hin zunehmend auch eine Vermengung von Elementen mit verschiedenen ökologischen und klimatischen Ansprüchen vorliegt, schließt KIRNBAUER mit Recht auf eine sekundäre Lagerung der Fossilfunde. Besonders im tonreichen oberen Teil sind neben kaltzeitlichen fossilen Knochen auch warmzeitliche Holzfunde, ja ganze Baumstämme vertreten. Aber auch dabei fällt auf, daß es neben den ausgesprochen interglazialen Vertretern mit dem Vorkommen von Zirbe (*Pinus cembra*) auch Hinweise auf ein kühleres Klima gibt. Die Vermutung, es könnte sich bei den Tierknochen um Reste einer Kaltzeit vor dem letzten Interglazial handeln, wobei er annimmt, daß die Einschwemmung nacheiszeitlich erfolgt sein könnte, ist keinesfalls zwingend. Das Vorkommen der Buche (*Fagus sylvatica*) spricht eher für eine holozäne Einschwemmung als für das letzte Interglazial, in dem diese Baumart bei uns kaum vertreten ist. So gesehen, kann die Grobschotterlage durchaus als wärmzeitliche Ablagerung gedeutet werden.

### 13.3 Weitere Funde bzw. Fundstellen eiszeitlicher Großtiere

Zu den häufigsten Funden eiszeitlicher Großtiere in Oberösterreich gehören zweifellos die des **Mammuts**, vorwiegend von *Mammuthus primigenius*. Sie dürften auch wegen ihrer Größe und der auffallenden Stoßzähne eher Beachtung gefunden haben als die Skelettreste weniger hervortretender Tierarten. Mammutfunde liegen aus dem Alpenvorland von den Moränen des Salzachgletschers und den sie unterlagernden Lauffenschottern bis ins Donautal in großer Zahl vor, wobei in den meisten Fällen mit umgelagerten

Fundstücken zu rechnen ist, denn bisher ist in Oberösterreich kein einziges ganzes oder auch nur teilweise erhaltenes Skelett bekannt geworden. Die größten bereits erwähnten Stoßzahnfragmente stammen aus Mauthausen (um 1900); sie erreichen bei Fehlen der spitz auslaufenden Enden eine Länge von 2,36 m und einen Umfang von 57,5 cm. Die eindrucksvollsten Extremitätenknochen wurden ebenfalls in Mauthausen geborgen. Reste eines durch Solifluktion zerlegten Schädels fanden sich in Pram/Innviertel über Schlier (Kap. 11.2.2).

Laut mündlicher Mitteilung von Dr. Gruber, OÖ. Landesmuseum, gibt es bisher in Oberösterreich 42 Fundstellen mit Überresten des Mammuts. Erst 1997 sollen Fragmente eines Mahl- und eines Stoßzahns westlich Bad Ischl, also weit innerhalb des ehemals vergletscherten Gebietes gefunden worden sein. Leider fehlen dazu entsprechende Angaben über die Lagerung, die eine Aussage zuließen, ob diese Fossilreste aus der Zeit vor oder nach der letzten Vergletscherung stammen.

Ein weiterer ausgestorbener typischer Tundren- und Lößsteppenvertreter der jüngeren Kaltzeiten ist das **Wollhaarnashorn** (*Coelodonta antiquitatis*), von dem Funde zwar überwiegend aus dem Donautal vorliegen; die Fundnachweise reichen jedoch auch in die Alpen hinein (KOHLE I/1977c).

Nachweise dazu in den Sammlungen des Oberösterreichischen Landesmuseums:

Sehr gut erhaltener Oberschädel mit Zähnen und den anschließenden Wirbeln einschließlich Atlas aus dem Löß über dem Granitsteinbruch Gusen, 13,5 km östlich Linz, 1928 (Abb. 115)

Schulterblatt aus der Löß-Lehmgrube der ehem. Ziegelei Baugesellschaft Linz Bauernberg, 1921

Oberarmknochen, Halswirbel und Unterkieferfragment aus dem Löß, Bahnhofserweiterung Linz, 1922/23

Oberarm- und Oberschenkelknochen aus Felsspalte in Obermichldorf, 1931

Unterkieferfragment mit Mahlzähnen aus der Lößdecke über dem Granitsteinbruch Dornach bei Grein a.d. Donau, 1934

Oberarmfragment mit Fraßspuren der Höhlenhyäne von einem unbekanntem Fundort.

Außerdem Oberarmknochen aus Würmmoräne in Rosenau bei Windischgarsten, 1982, verwahrt in der Hauptschule Windischgarsten.

Zu den ausgestorbenen Tieren zählt auch der **Höhlenbär** (*Ursus spelaeus*), der nicht nur in großer Zahl aus vielen alpinen Höhlen unserer Kalkalpen nachgewiesen ist. Er konnte auch im Vorland in der Lettenmayerhöhle bei Kremsmünster und an anderen Fundplätzen (z.B. in Kriechbaum/Schwertberg, Dornach bei Grein a.d. Donau, Linz-Froschberg und Mauthausen) festgestellt werden. Daraus ist zu schließen, daß er nicht nur ein Höhlenbewohner war. Er bevorzugte jedoch für seinen Aufenthalt die Höhlen, wohin er sich zweifellos im Winter, bei Erkrankung und Altersschwäche sowie zur Geburt und Aufzucht seiner Jungen auch im Sommer zurückzog. Das geht aus den Funden zahlreicher juveniler Tiere hervor und auch aus den häufigen Erkrankungsspuren an den Knochen erwachsener Tiere. In enger Verbindung



Abb. 115: Wollhaar-Nashorn (*Coelodonta antiquitatis*, Bl.), Oberschädel mit Halswirbeln. Schädel­länge 80 cm, gefunden 1928 in der Lößdecke über dem Granitbruch in Gusen, etwa 14 km östl. Linz. Aufbewahrt im OÖ. Landesmuseum. Foto: F. GANGL

mit dem Höhlenbären tritt, wenn auch immer nur vereinzelt, der ebenfalls ausgestorbene **Höhlenlöwe** (*Panthera spelaea*) auf.

Als weiteres Beispiel eines typisch kaltzeitlichen Vertreters seien noch Fundorte des **Rentieres** (*Rangifer tarandus*) genannt:

- Vier Knochen Ziegelei Wankham bei Regau/Vöcklabruck, 1912
- Geweihsfragment von Kriechbaum, 1930 und 1933
- Geweihsstange Ziegelei Linz-Froschberg, 1931
- Geweihsfragment von Kimpling bei Neumarkt am Hausruck, 1934
- Knochenreste aus Löß-Deckschicht, Steinbruch Dornach bei Grein a.d.D., 1934
- zwei Geweihsstangen Katzbach bei Linz, 1936
- Geweihsrest Bahnhof Asten bei Linz, 1940
- "    Mauthausen, 1940
- "    Hörsching bei Linz, 1940.

In diesem Zusammenhang sei auch das **Murmeltier** (*Marmota marmota*) erwähnt, dessen Fossilfunde in Tallagen ebenfalls auf entsprechende kaltzeitliche Verhältnisse hinweisen:

- Bahnhof Linz aus Löß, Erweiterung der Anlagen, 1922
- HT Sierning-Sierninghofen an der unteren Steyr, 1926, 1927 und 1928
- Oberweng bei Spital a. Pyhrn, 1931
- Schädelteile und weitere Knochen von zwei Individuen Mühle in bei Weyer, 1939, 1941

Eine besondere Aufmerksamkeit verdienen Funde von Elch (*Alces alces*), Braunbären (*Ursus arctos*), Steinbock (*Capra ibex*), Gemse (*Rubicapra rubicapra*), Edelhirsch (*Cervus elaphus*) u.a., weil es sich um Tiere handelt, die noch nacheiszeitlich in unserem Raum gelebt haben oder auch heute noch ihren Lebensraum im Hochgebirge haben. Ohne genaue Kenntnis der jeweiligen stratigraphischen Position und ohne absolute Daten ist eine sichere stratigraphische Einstufung vor allem bei den vielen Höhlenfunden kaum möglich. Darauf weist auch K. EHRENBERG (1962a) bei der Sichtung des reichen Fundmaterials aus Höhlen in den Sammlungen des Oberösterreichischen Landesmuseums hin.

**Elchfunde** sind sowohl aus dem Alpenvorland wie auch aus Gebirgshöhlen bekannt.

Aus dem Alpenvorland:

- Moor bei Geretsberg, Oberes Innviertel, 1933 und am unteren Moosbach, 1953 (GAMS I/1947)
- Kimpling bei Neumarkt am Hausruck, 1934 (Archiv Kerschner):
  - a) Abwurfschaufel über Torf auf „fettem Tegel“ zusammen mit rezenten Schnecken
  - b) Schädelrest mit beiden Geweihschaufeln und zahlreichen weiteren Skeletteilen, Lagerung wie oben, jedoch mit Bißspuren eines Bären
- Kriechbaum bei Schwertberg, 1934
- Dornach bei Grein a.d.D., 1934
- Linz - Stadtbereich
- Steyermühl aus NT-Schotter in 5–6 m Tiefe, 1971

Aus alpinen Höhlen:

- Elchhöhle im Grassecker Kar /Warscheneck ca. 1450 m 1923, 1925
- Gamssulzenhöhle über Gleinkersee bei Windischgarsten, 1923, 1995

Skeletteile aus Megalodontenhöhle in 1500 m, Totes Gebirge (EHRENBERG 1962a)  
Gaßlhöhle bei Rindbach/Ebensee (EHRENBERG 1962a)  
Salzofenhöhle in 2000 m, Totes Gebirge (EHRENBERG 1962a)  
Rabenmauerhöhle im Reichraminger Hintergebirge, 700 m, (RABEDER Vortrag 1993 in Linz)

Nachweise des **Braunbären** aus Höhlen, wo er zusammen mit dem Höhlenbären vorkommt, wobei EHRENBERG annimmt, daß er dem Höhlenbären zeitlich nachfolgt (I/1962a):

Höhle am Präwald bei Roßleithen in 1100 m,  
Krahstein-„Bärenhöhle“ nahe Mitterndorf/Stmk. (Schädel) in 1490 m,  
Salzofenhöhle (Schädel) in 2000 m  
Gamszulzenhöhle in 1315 m, 1923  
Rabenmauer-Höhle im Reichraminger Hintergebirge, <700 m.

Während Elchfunde, etwa aus Mooren des oberen Innviertels, auch aus Kimpling/Neumarkt am Hausruck zusammen mit rezenten Schnecken sehr wahrscheinlich aus dem Postglazial stammen, verweisen Funde aus dem Löß zusammen mit eindeutig eiszeitlichen Tierresten oder wie bei Steyrmühl aus 5–6 m Tiefe aus den glazifluvialen NT-Schottern sehr deutlich auf ein eiszeitliches Vorkommen. Das Auftreten des Elchs in über 1000 m hoch gelegenen Gebirgshöhlen läßt sich schwer mit seinem heutigen Lebensraum in Einklang bringen. In vielen Fällen handelt es sich bei Höhlenfunden, und das nicht nur beim Elch, um Tierfallen, was aber trotzdem die Anwesenheit der Tiere in diesem Bereich voraussetzt. In der „Elchhöhle“ des Grassegger Kares, wo z.B. der Höhlenbär und andere sichere Hinweise auf glazifluviale Fundverhältnisse fehlen, ist ebenfalls ein früh-nacheiszeitliches Vorkommen anzunehmen. In anderen Höhlen gibt es aber auch Argumente, die zumindest die spätglaziale Anwesenheit des Elchs annahmen lassen, wie etwa das Vorkommen in dem <sup>14</sup>C-datierten Fundkomplex im Eingangsbereich der Gamszulzenhöhle (Kap. 13.3), wo auch die Verknüpfung mit dem jüngstpaläolithischen Fundmaterial gegeben ist. Ähnliche Hinweise gibt es aus der Rabensteinhöhle im Reichraminger Hintergebirge (RABEDER, Vortrag in Linz 1993), wo der Elch zusammen mit Braunbär, Wolf und Steinbock sowie Kleinsäugetern in den <sup>14</sup>C-Datierungsbereich zwischen 14 000 und 10 000 v. h. fällt.

#### **13.4 Höhlenuntersuchungen nach modernen wissenschaftlichen Erkenntnissen**

Abgesehen von den weit zurückreichenden Grabungen in der Lettenmayerhöhle bei Kremsmünster sind auch schon sehr früh immer wieder vor allem Skelettreste des Höhlenbären von Höhlenforschern aufgesammelt worden, die 1916/17 vom Verein für Höhlenforscher an das Oberöster-

reichische Landesmuseum übergeben wurden, wohin auch der Großteil der bei späteren Höhlenbefahrungen gemachten Funde gelangt ist. K. EHRENBERG hatte dieses Material 1962 (I/1962a) einer wissenschaftlichen Sichtung unterzogen. Mit den systematischen Untersuchungen in den Höhlen des Toten Gebirges und des Warschenecks werden auch in unserem Raum wesentlich neue Erkenntnisse erzielt.

Haben 1927 Funde von Höhlenbären aus der Schreiberwandhöhle über dem Bett des ehemaligen Gosaugletschers in 2200 m wegen der großen Höhe das Interesse erweckt (K. EHRENBERG 1929), so sind solche aus der seit 1924 vom Lokalforscher O. Körber aus Bad Aussee befahrenen, 2000 m hoch gelegenen **Salzofenhöhle** im Toten Gebirge bekannt, die K. EHRENBERG seit 1939 mit kurzen Unterbrechungen durch den 2. Weltkrieg zu eingehenden Untersuchungen veranlaßt hatten (Teil I 382f). Neben den zahlenmäßig weit überwiegenden Höhlenbärenknochen fanden sich auch solche des Höhlenlöwen (*Panthera spelaea*), von Vielfraß (*Gulo gulo*), Wolf (*Canis lupus*) und andere wie von Steinbock (*Capra ibex*), Gemse (*Rubicapra rubicapra*), Murmeltier (*Marmota marmota*), die, weil auch nacheiszeitlich in diesen Höhen vorkommend, auch als spät- und postglazial eingestuft werden können.

Zu den wichtigsten Erkenntnissen gehört neben den Nachweisen für die fallweise Anwesenheit des eiszeitlichen Menschen (Kap. 14) vor allem die Feststellung einer kleinen Hochgebirgsform des Höhlenbären, dem K. EHRENBERG eine entsprechende stammesgeschichtliche Bedeutung beimißt. <sup>14</sup>C-Daten von 34 000 ± 3000, 31 200 ± 1100 und bis >54 000 Jahren v. h. (HILLE & RABEDER I/1986 58 und DÖPPES & RABEDER 1997 217) geben bei der großen Höhenlage auch deutliche Hinweise auf die relativ günstigen klimatischen Verhältnisse, die ein weitgehendes Aussetzen der Vergletscherung, selbst in den Hochlagen des Toten Gebirges, während der mittleren Würmeiszeit zur Folge haben mußten. Der Zugang zu dieser Höhle war jedenfalls damals für Tier und Mensch möglich, was während des Würmhochglazials sicher nicht der Fall war.

Fossilfunde vom Höhlenbären und vor allem der auf 1923 zurückgehende Hinweis J. BAYER'S (1927) auf die wahrscheinliche Anwesenheit des paläolithischen Menschen haben die Aufmerksamkeit auf die **Ramesch-Knochenhöhle** in 1960 m Seehöhe im Warscheneck gelenkt. Die Grabungen 1979 bis 1984 (HILLE & RABEDER I/1986) sollten zunächst die Frage klären, zu welchen Zeiten eigentlich der Höhlenbär Zugang in diese unmittelbar unter dem Gipfel des 2388 m hohen Warschenecks gelegenen Höhle haben konnte. Die Ergebnisse dieser Grabungskampagne führten aber weit über die Beantwortung dieser Frage hinaus. Paläontologisch konnte G. RABEDER an Hand der Molaren (Mahlzähne) im „Rameschbären“ gegenüber anderen Fundorten des Höhlenbären eine frühere Entwicklungsform erkennen, die als Vorfahren auf *Ursus deningeri* hinweist; zu den sensationellen Artefaktfunden siehe Kap.

14. Die von P. HILLE entwickelte, sehr aufwendige, auf den Zerfallsreihen des Urans beruhende Datierungsmöglichkeit, der Uran-Serienmethode, erlaubt eine über die Grenzen der  $^{14}\text{C}$ -Methode hinausgehende zeitliche Einstufung des Fundmaterials.

Das Grabungsprofil (Abb. 116) zeigt, daß die ältesten Bärenfunde aus dem Riß/Würm-Interglazial (Schicht G) stammen, über dem eine fundleere Schicht (F) folgt, die möglicherweise der Tiefsee-Isotopenstufe 4 entspricht. Darüber liegt mit den Schichten E bis B, d.i. von. >64 000 bis ca. 30 000 Jahren v. h., ein mittelwürmzeitlicher Schutt-Lehm-Komplex, der ohne erkennbare Unterbrechung reichlich Bärenknochen und auch fünf Artefakte enthält, deren Lage, wie aus der Abfolge der Daten hervorgeht, jedenfalls teilweise gestört ist. In dieser Zeit muß aber die Höhle zugänglich gewesen sein, was weitgehende Eisfreiheit des Brunensteiner Kares und damit auch relativ günstige Klimaverhältnisse im mittleren Abschnitt der Würmeiszeit voraussetzt. Erst die geringmächtige fossilleere Abdeckung A-2 läßt auf hochglaziale Verhältnisse schließen.

Die Tatsache, daß in dieser Höhenlage von fast 2000 m zwischen etwa 64 000 und 31 000 J. v. h. Eisfreiheit geherrscht hatte und Lebensbedingungen für den Höhlenbären, der Pflanzenfresser war, gegeben waren, hat Rabeder veranlaßt, für diese Zeit des mittleren Würm von einem „Ramesch-Interglazial“ zu sprechen. Die Grabungsergebnisse (1988–90) in der sogar 2800 m NN gelegenen Conturines-Höhle in den Dolomiten haben ihn in dieser Annahme bestärkt, zu der auch die Befunde aus der 2000 m hoch gelegenen Salzofenhöhle nicht im Widerspruch stehen. Schließlich sah er in den neuerlichen Untersuchungen „Willendorf 2“ in der Wachau/NÖ nicht nur eine Bestätigung für diese Mittelwürm-Warmzeit (Ch. FRANK & G. RABEDER 1994); mit Hilfe der exakten ökologischen Erfassung der hier reichlich vorhandenen Schneckenfauna und weiteren  $^{14}\text{C}$ -Daten ist es gelungen, den Mittelwürmabschnitt noch weiter zu gliedern. Dabei stellte sich heraus, daß der liegende Teil bis etwa 33 000 (35 000) J. v. h. auch in dieser tiefen Lage unter sehr warmen und feuchten Bedingungen mit Ahorn-Eschen-Mischwald an den Hängen der Wachau entstanden ist, der höhere etwa zwischen 35 000 und ca. 28 000 J. v. h., jedoch unter wesentlich schlechteren mit reichlich Lösssedimentation (als „ältere Mammut-Steppenzeit“ bezeichnet) und weitgehender Waldfreiheit. Erst auf eine nochmalige kurze Erwärmung, der „Stillfried-B-Warmphase“ (nach der schwachen Bodenbildung im oberen Bereich des Lössprofils von Stillfried/March-FINK 1954) um 28 000–27 000 J. v. h. folgt dann mit der „Jüngeren Mammut-Steppenzeit“ das eigentliche Würm-Hochglazial (FRANK & RABEDER in F. STEININGER 1999).

Wie Rabeder selbst darauf hinweist, steht seine Vorstellung einer Mittelwürm-Warmzeit im Widerspruch zur derzeitigen Auffassung über die Gliederung der Würmeiszeit. Sie zeichnet sich weder in den Lössprofilen entspre-

chend als interglazialer Waldboden ab, noch in den Standard-Pollenprofilen. Dabei müsste man bei der langen Dauer doch mit einem sehr ausgeprägten Boden im Löss rechnen und auch mit einer entsprechenden Vegetationsabfolge in den Pollenprofilen. Auch wird man schwer davon ausgehen können, daß überall gerade an dieser Stelle Sedimentationslücken vorliegen, aber es

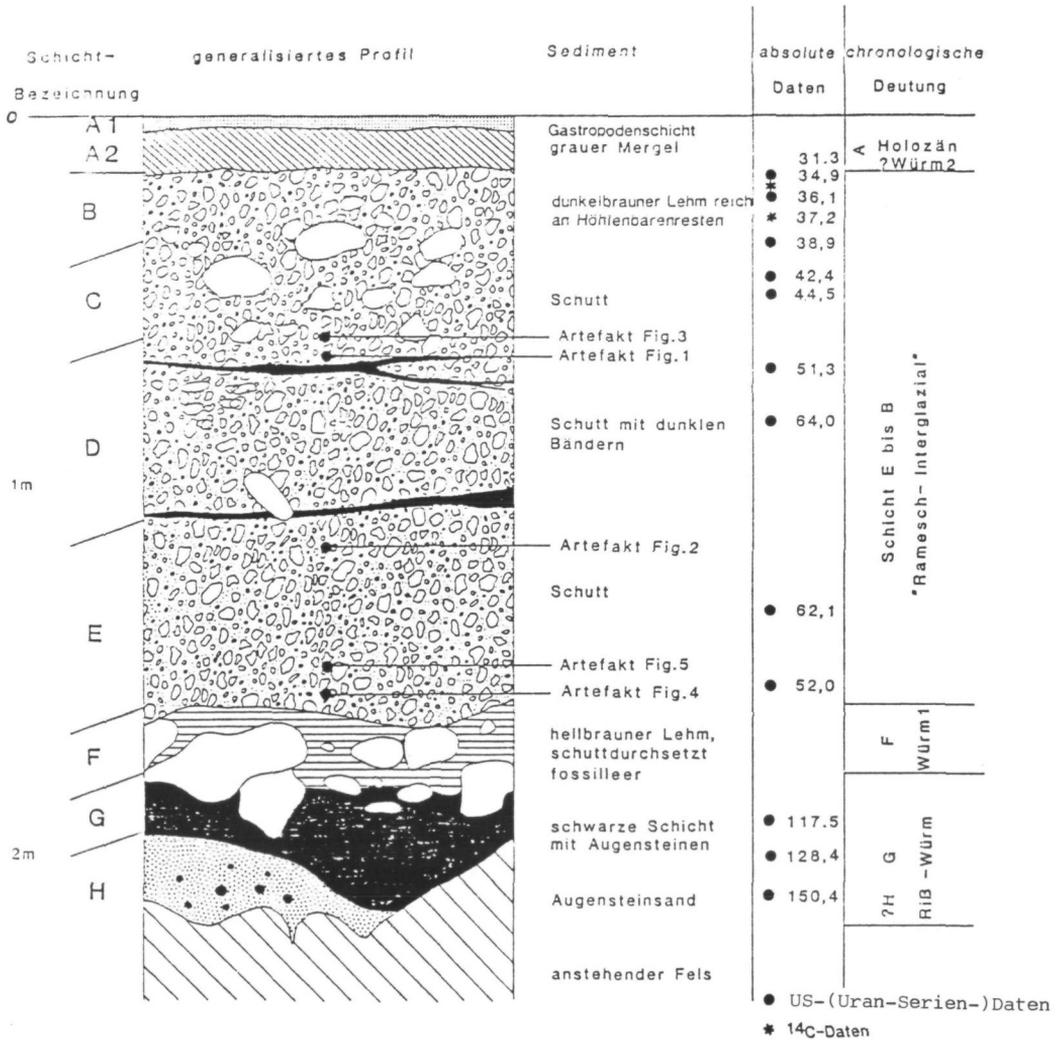


Abb. 116: Ramesch-Knochenhöhle, 1960 m, im Warscheneck – östliches Totes Gebirge. Grabungsergebnisse 1979 bis 1984 nach HILLE, RABEDER et al. 1986. Dazu Text Kap. 13.4.

gibt auch in der Lößstratigraphie wie auch bei den Pollenprofilen offene Probleme. Sieht man davon ab, daß zwar in einer Karsthöhle wie im Ramesch Pollen sehr verschiedener Zeiten eingeschwemmt sein können, so gibt es genügend datierte Hinweise darauf, daß es im Mittelwurm Nadelwald innerhalb der Alpen gegeben hat (Ramsau bei Schladming, Hohentauern bei Trieben, wohl auch Mondsee?), während wohl gleichzeitig im Vorland mit weitgehend offener Vegetation gerechnet werden muß. Der Mittelwürmabschnitt, für den die Eisfreiheit bis hoch hinauf bezeugt ist, muß klimatisch aber doch etwas anders verlaufen sein als die echten Interglaziale. Möglicherweise spielt dabei das uns noch nicht ausreichend bekannte Zusammenwirken der einzelnen Klimafaktoren (Temperatur, Niederschlag, Luftdruckverteilung usw.) eine gewisse Rolle.

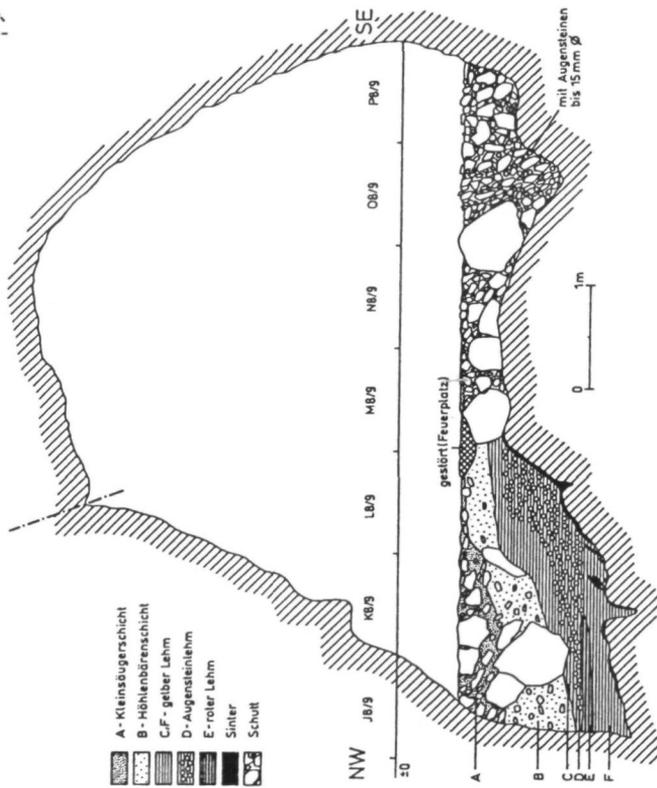
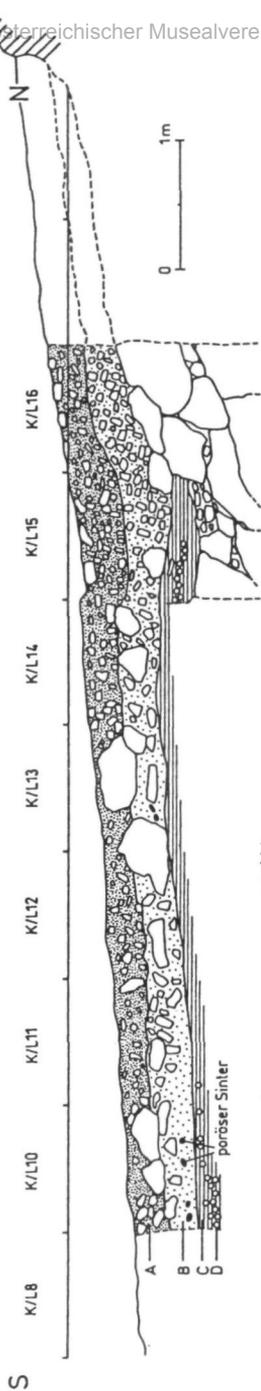
Angespornt durch die erfolgreichen Grabungen in der Rameschhöhle folgten weitere Untersuchungen zunächst in der Höhle des **Kl. Brieglersberges** (RABEDER I/1986, vgl. Teil I 383), wo ebenfalls die kleinwüchsige Hochgebirgsvariante des Höhlenbären nachgewiesen werden konnte.

Die Grabungen in dem 770 m hoch in den Voralpen gelegenen **Nixloch** im Ennstal bei Losenstein 1986/87 (D. NAGEL & G. RABEDER I/1992) war insofern von Bedeutung, als diese Funde das Hoch- und das Spätglazial erfaßt hatten. Über einer fossilere Schicht aus gelbem Lehm folgte ein brauner Lehm, der reichlich Knochen des Höhlenbären, seltener auch anderer Tiere wie Ren, Steinbock enthielt (Abschnitt A Abb. 117). Die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen von Höhlenbärenknochen umfassen einen Zeitraum von 38 000 bis  $18\,310 \pm 380$  J. v. h. (letzteres ist das jüngste Datum für den Höhlenbären in unserem Raum).

Aus den Zähnen des Höhlenbären konnte RABEDER (I/1992 133ff) auf dessen höchstes Entwicklungsstadium schließen. Trotzdem kann hier auf Grund der vielseitigen Begleitfauna vor allem im Hangendbereich nicht von einer typischen Bärenhöhle gesprochen werden.

Im überlagernden sand- und kiesreichen Lehm (Schicht A) fand sich eine sehr vielseitige Fauna, die sowohl Elemente eines kälteren wie auch solche eines bereits günstigeren Klimas enthält. Ein  $^{14}\text{C}$ -Datum mit  $10\,550 \pm 150$  Jahren v. h., das auf das Ende des Spätglazials verweist, kann nur als Orientierungshilfe dienen. In der Dokumentation werden neben Wolf, Füchsen, darunter auch der Eisfuchs, Marder, Höhlenlöwe, Wildkatze auch Paarhufer wie Ren, Steinbock, Gemse u.a. auch eine große Zahl von Kleinsäugetern (Soricidae, Arvicolidae) und Halsbandlemminge (*Dicrostonyx*) sowie Amphibien, Reptilien und Vögel erwähnt. Erstmals erfolgt auch eine eingehende Untersuchung der Schnecken (Gastropoden) durch Ch. Frank (in NIGEL & RABEDER I/1992), die neben spätglazialen Vertretern wie *Clausilia dubia*, *Succinella oblonga*, *Trichia hispida*, *Arianta arbustorum alpicola*, *Cylindris obtusus* u.a. auch Arten enthalten, die bereits deutlich den Übergang zu einem wärmeren Klima mit zunehmender Bewaldung annehmen lassen.

a : Längsprofil im Quadrantenstreifen K/L im Nixloch.



b : Querprofil im Eingangsbereich des Nixlochs

Abb. 117: Nixloch bei Losenstein im Ennstal, 770 m NN, (ÖK Bl. 69). a: Längs- b: Querschnitt nach NAGEL & RABEDER 1992. Dazu Text Kap. 13.4.

Von Tieren und auch von den die Höhle betretenden Menschen verursachte Störungen waren vor allem im Oberflächenbereich deutlich erkennbar.

Auch aus der in etwa 1315 m NN über dem Gleinkersee bei Windischgarsten gelegenen **Gamssulzenhöhle** liegt in den Sammlungen des Oberösterreichischen Landesmuseums reichlich paläontologisches Fundmaterial auf, das seit den frühen 20er Jahren von Höhlenforschern gesammelt wurde. Anlässlich der Sichtung dieses Materials unterzog K. EHRENBURG (I/1962a) die Höhlenbärenreste einer eingehenden paläontologischen Bearbeitung. Die schwierigen speläologischen Verhältnisse dieser Höhle hatten jedoch zu widersprüchlichen Deutungen geführt, die durch Grabungen 1988 bis 1991 (RABEDER & G. WITHALM I/1995) weitgehend geklärt werden konnten. In den durch einen > 20 m tiefen Schacht verbundenen zwei Etagen konnten ältere Fossilreste aus einem Zeitraum zwischen 40 000 und 25 000 Jahren v. h. der mittleren Würmeiszeit von jüngeren zwischen 14 000 und 10 000 Jahren v. h. der Späteiszeit unterschieden werden. Aus dem dazwischen liegenden Hochglazial fehlt im Gegensatz zum Nixloch jeder Hinweis auf Fossilmaterial, weil zu dieser Zeit die Höhle von Gletschern der Warscheneckgruppe bedeckt war.

Die ältere Gruppe wird von Funden des Höhlenbären beherrscht, deren Entwicklungsstufe wie auch im Nixloch progressiver ist als in anderen Höhlen, wobei die Funde aus der oberen Etage jünger sind als die der unteren. Als Begleitfauna fanden sich u.a. der Höhlenlöwe (*Panthera spelaea*), der Wolf (*Canis lupus*) und der Luchs (*Lynx lynx*). Bei weiteren Funden wie von Fuchs (*Vulpes vulpes*), Marder (*Martes martes*), Murmeltier (*Marmota marmota*) u.a. ist nicht immer klar, welchem Zeitabschnitt sie entstammen. In der jüngeren Gruppe treten dagegen Paarhufer hervor wie Steinbock (*Capra ibex*), Gemse (*Rubicapra rubicapra*), auch Elch (*Alces alces*).

Die Verteilung der ebenfalls eingehend untersuchten Kleinsäugerfunde durch RABEDER und der Schnecken durch Ch. FRANK läßt für das Spätglazial zwischen zwei Kaltphasen eine Wärmeschwankung erkennen, die dem Bölling-Alleröd entsprechen dürfte.

Die Ergebnisse der Grabungen von EHRENBURG und später MAIS in der **Schlenken-Durchgangshöhle** im Tauglgebiet bei Hallein/Salzburg mit Daten von 33 300 ± 1150 und >42 600 v.h. deuten ebenfalls auf eine gute Zugänglichkeit der Höhle während des mittleren Abschnittes der Würmeiszeit hin.

Wie bereits aus den vorhergehenden Ausführungen hervorgeht, muß auch der große Wandel von der eiszeitlichen zur nacheiszeitlichen Tierwelt im Zusammenhang mit dem palynologisch gut dokumentierten Klimawechsel bereits im Würmspätglazial erfolgt sein. Das Aussterben der letzten typischen eiszeitlichen Großtierarten, der Rückzug überlebender Tierarten in die Polar- und Hochgebirgsregionen und das gleichzeitige Vordringen der pflanzenfres-

senden Paarhufer und mit ihnen vieler klimatisch anspruchsvoller anderer Tierarten – unter ihnen Vögel, Kleinsäuger und Weichtiere – bis relativ hoch ins Gebirge hinein vollzog sich bei gleichzeitiger Zunahme der Artenvielfalt bereits im Spätglazial. Über die Veränderungen in der Zusammensetzung mancher anderer, selbst großer Tiergruppen wie etwa der Insekten ist noch relativ wenig bekannt.

Die im Laufe des Holozäns eingetretenen Veränderungen wie das Schwinden des Braunbären, Luchs, Elchs, Wolfs, Ur und Wisents, z.T. auch des Steinbocks, Bibers, der Wildkatze, des Wildschweins u.a. aus weiten Teilen Mitteleuropas haben nichts mit Klimaschwankungen zu tun, sondern sind fast ausschließlich auf Eingriffe des Menschen zurückzuführen. Inzwischen nehmen die Bemühungen zu, diese Tiere auch in unserem Raum, soweit sie nicht wie der Ur ausgestorben sind, wieder anzusiedeln.

#### 14 DER EISZEITLICHE MENSCH IN OBERÖSTERREICH

Erst spät konnte auch in Oberösterreich die Anwesenheit des eiszeitlichen Menschen mit Sicherheit nachgewiesen werden. Obwohl längst aus Niederösterreich (z. B. Willendorf, Gudenushöhle, Hundsteig bei Krems, Galgenberg/Stratzing bei Krems) und aus der Steiermark (Drachenhöhle bei Mixnitz, Repolusthöhle bei Peggau) solche Funde vorlagen, konnte man sich schwer vorstellen, daß auch in dem den eiszeitlichen Gletschern viel näher gelegenen Oberösterreich der Mensch ausreichende Lebensbedingungen gefunden hätte. So kam es, daß schon relativ frühe Funde wie z. B. aus Mauthausen (MAG 1900 u. 1901) oder aus der Ziegelei Linz-Froschberg 1931 (KERSCHNER I/1933) in Arbeiten zur Urgeschichte des Landes (E. THEURER 1925, K. WILLVONSEDER 1933) zwar erwähnt, aber als vereinzelt und unsicher noch 1968 angezweifelt (J. REITINGER) wurden, obwohl J. KNEIDINGER sie 1948 bereits zum festen Bestand jungpaläolithischer Funde zählt. Noch weniger wurde ein Hinweis aus den Kalkhochalpen (J. BAYER 1924) damals ernst genommen.

Erst zögernd konnten sich auf die Anwesenheit von Menschen hinweisende Spuren in der 2000 m hoch im Toten Gebirge gelegenen Salzofenhöhle durchsetzen (K. EHRENBERG, Ber. 1948–1964 u. a.). Schließlich folgten weitere Nachweise von M. MOTTL (I/1950) aus dem Liglloch, Tauplitzgebiet/Stmk. und aus der Schlenkendurchgangshöhle im Tauglgebiet/Salzburg seit 1965 (EHRENBERG & MAIS, Ber. I/1974–1976). Inzwischen brachten Grabungen auf der Berglitzl in Gusen (Ä. KLOIBER & M. PERTLWIESER 1969, M. PERTLWIESER I/1973, H. KOHL I/1978 und Aufsammlungen von D. MITTERKALKGRUBER 1957 und K. MEICHE in KLIMA 1990) weitere paläolithische Funde zutage. Völlig überraschend waren die Paläolithfunde anlässlich der von G. RABEDER geleiteten, auf den Höhlenbären ausgerichteten Grabungen in der Ramesch-Kno-

chenhöhle im Warscheneck (HILLE & RABEDER I/1986), die auch die weiteren schon in Kap. 13 behandelten mit Paläolithfunden verbundenen Höhlengrabungen im Nixloch (NAGEL & RABEDER I/1992) und in der Gamssulzenhöhle (RABEDER & WITHALM I/1995) zur Folge hatten. Mit diesen Artefaktfunden und deren Datierungen, die vom mittleren (Rameschhöhle) über das Jungpaläolithikum (Nixloch) bis zum jüngsten Paläolithikum (Gamssulzenhöhle) reichen, ist das Paläolithikum auch in Oberösterreich und damit auch die Anwesenheit des Menschen im jüngeren Eiszeitalter überzeugend nachgewiesen. Als Artefakte werden alle vom Menschen hergestellten oder bearbeiteten Gegenstände bezeichnet. Völlig unbemerkt blieb dabei der bedeutende Fund menschlicher Knochen aus 1952 bzw. 1953, dessen nähere Untersuchungen erst viel später nach Klärung einiger Unsicherheiten erfolgt sind (KOHL I/1993a).

Aus dem zusammenfassenden Überblick über Funde und Hinweise auf den eiszeitlichen Menschen in Oberösterreich von H. KOHL (I/1996) geht deutlich die Verteilung der bisher bekannten Relikte auf drei voneinander getrennte Bereiche hervor (Abb. 118). Die besten Voraussetzungen für einen Aufenthalt und eventuell für Siedlungen bot zweifellos der zentrale Donaauraum zwischen Linz und Mauthausen einschließlich Gallneukirchner Becken. Dabei besteht durchaus die Möglichkeit, ja sogar die Wahrscheinlichkeit, daß noch weitere Nachweise auch aus den beiden benachbarten Weitungen des Donautales, dem Eferdinger und dem Machlandbecken kommen, wo die lößbedeckten und sonnenbegünstigten Nordränder dem Linzer Talraum kaum nachstehen.

Einen weiteren Bereich bilden die Höhlen der Kalkalpen, die dem Menschen wohl kaum als Aufenthaltsorte gedient haben konnten, sondern anlässlich der Jagd auf den Höhlenbären, im Spätglazial auch auf Paarhufer aufgesucht worden sind. Ein dritter kleinerer Bereich läßt sich im mittleren Ennstal im Raum Ternberg-Großraming nachweisen, für den das Nixloch bei Losenstein bisher die besten Unterlagen geliefert hat.

### **14.1 Die menschlichen Knochenfunde von Pichling-Linz**

Aus paläontologischer Sicht verdienen wohl die ersten Funde menschlicher Skelettreste aus der Eiszeit in Oberösterreich eine entsprechende Beachtung, auch wenn der gesicherte Nachweis erst spät erbracht werden konnte. 1952 wurden aus den Schottern am Pichlinger Baggersee bei Linz eine menschliche Schädelkalotte (Calva), ein Oberarm- (Humerus) und ein Oberschenkelknochen (Femur) zusammen mit einem Bruchstück eines Mammutstoßzahnes geborgen (Abb. 119). Dieser Hinweis auf eiszeitliche Funde wurde jedoch länger durch ein Loch in der Schädelkalotte beeinträchtigt, so daß außer



- ⌒ Höhlen mit Funden von Steinartefakten u. wahrscheinlichen Knochenartefakten
- 1 Ramesch-Knochenhöhle, Warscheneck, 1960 m
- 2 Gamsulzenhöhle, Warscheneck, ca. 1300 m
- 3 Nixluckn, 770 m bei Schaflucke bei Losenstein
- 4 Salzofen, Totes Gebirge, 2000 m
- 5 Ligloch, Tauplitz, Totes Gebirge, 1280 m
- 6 Schlenkendurchgangshöhle, östl. Hallein, 1550–1560 m

- △ Artefaktfunde in Löß u. anderen eiszeitl. Sedimenten
- 1 Mauthausen
- 2 Linz-Froschberg
- 3 Berglitzl-Gusen
- 4 Streulunde, Gallneukirchener Becken
- 5 Großbraming
- 6 Rebenstein-Laussa

- Felsgravierungen
- 1 Höll-Stubwieswipfel, Warscheneck
- 2 Kienbachklamm, St. Wolfgang
- +
- Funde menschlicher Knochen aus dem Jungpaläolithikum
- 1 Pichling-Linz

Abb. 118: Nachweise für die Anwesenheit des paläolithischen Menschen in Oberösterreich und dessen Gebirgsumgebung. H. KOHL 1996



Abb. 119: Menschliche Skelettreste aus Linz-Pichling. H. KOHL & E.-M. WINKLER 1993.

zweier kurzer Fundberichte (OÖ. Mus. Ver. Jb. 98/1953 u. 1954) keine weitere Bekanntgabe an die Öffentlichkeit erfolgt ist. Anlässlich einer Ausstellung zur Eiszeit im Oberösterreichischen Landesmuseum ist Verfasser (H. Kohl) auf diese Objekte aufmerksam geworden, fand aber erst später die Möglichkeit, weitere Nachforschungen anzustellen, wobei auch noch auf den Hauptzeugen, Dr. Ä. Kloiber, zurückgegriffen werden konnte.

Die geologische Begutachtung des Fundgebietes ergab eindeutig, daß der Fund aus dem oberen Drittel der letzteiszeitlichen Niederterrassenschotter kam, aus denen fast jährlich Skeletteile eiszeitlicher Tiere geborgen werden. Die Funde konnten auch nicht auf ein Grab zurückgeführt werden; sie waren zweifellos mit den Schottern eingeschwennt worden, wobei die geringen Abnutzungsspuren und das Auftreten mehrerer Skeletteile nahe beisammen auf einen nur kurzen Transportweg schließen lassen. Aus der Lage im Profil kann eine Zeit knapp vor Erreichen der um 20 000 v. h. anzusetzenden Maximalvergletscherung angenommen werden (Kohl I/1993a 329f). Eine Röntgenuntersuchung der Schädelkalotte am AKH Linz zeigte eine deutliche Ausdünnung des Schädelknochens in der Umgebung des Loches und Hinweise auf weitere solche Knochenverdünnungen, was auf eine natürliche Entstehung des Loches hinweist. Der anthropologische Befund von E. M. Winkler (in Kohl I/1993a u. Winkler I/1993) ergab Frauenknochen zweier verschiedener Individuen und unterschiedlichen Lebensalters des *Homo sapiens sapiens* (Cromagnon-Menschen), ferner eine große Ähnlichkeit mit Skeletteilen aus Südmähren, z. T. auch aus Frankreich, was eine Einstufung in den Kulturzeitraum Aurignacien bis Gravettien bedeutet und damit voll dem Alter aus dem geologischen Befund entspricht.

## 14.2 Paläolithische Artefakte in Oberösterreich

Unter den Funden aus dem **Donautal**, zu denen auch der menschlicher Knochen aus Linz-Pichling zählt, geben Artefakte die frühesten Hinweise auf die Anwesenheit des Menschen in Oberösterreich während der Eiszeit. Beim Abräumen der Lössschichten über dem Granit des Heinrichsbruches der Firma Poschacher in **Mauthausen** stieß man bereits 1900 auf zahlreiche Skelettreste eiszeitlicher Tiere (Kap. 13.2), wobei auch Artefakte sehr unterschiedlicher Kulturstufen angetroffen wurden (MAG 1900 u. 1901). Da sich darunter auch Scherben von Tongefäßen und menschlichen Knochen aus der frühen Bronzezeit befanden, muß angenommen werden, daß diese aus Gräbern an der Oberfläche abgerutscht waren und auf diese Weise mit Material aus tieferen Lagen des Lösses vermengt worden waren. So fanden sich in 8 m Tiefe Artefakte, die ihrem Aussehen nach aus dem Paläolithikum stammen müßten. In den Berichten wird als „einziges höchstwahrscheinlich

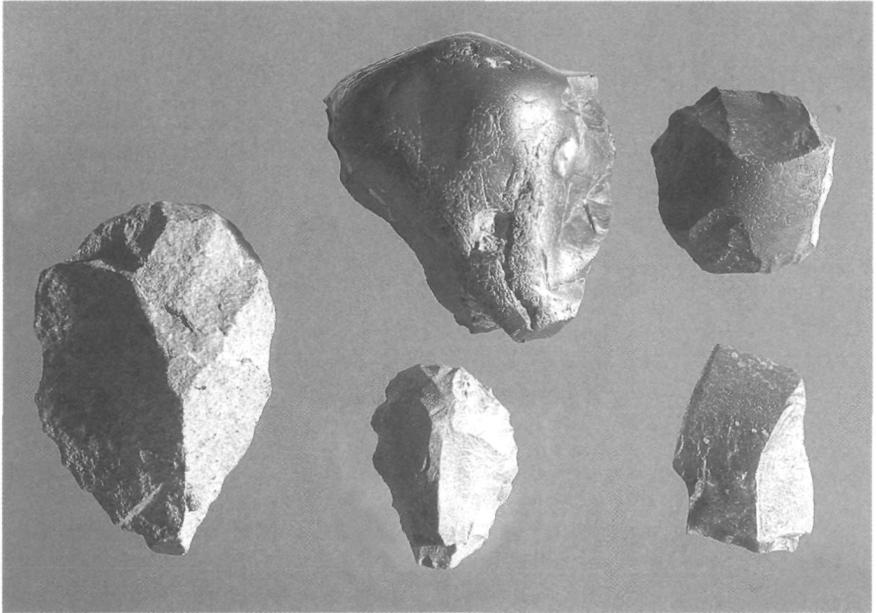
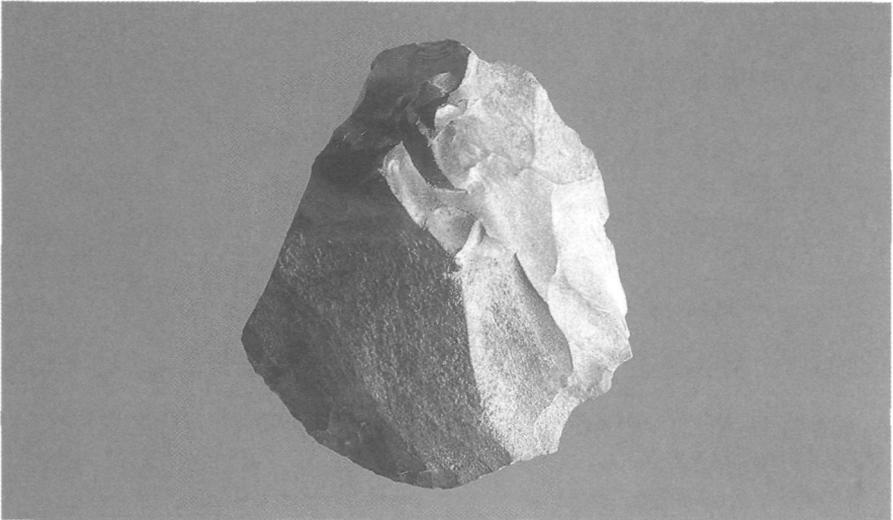


Abb. 120: Auswahl aus den um die Jahrhundertwende im Löß über dem Heinrichsbruch in Mauthausen gefundenen paläolithischen Artefakten. OÖ. Landesmuseum. Foto: F. GANGL

paläolithisches Artefakt“ ein Schlagstein genannt, der unter einem Mammutknochen gefunden wurde; auch werden Schlagmarken von J. BAYER (MAG 1900 u. 1901) bestätigt. In den Sammlungen des Oberösterreichischen Landesmuseums liegt aber aus dieser Lokalität eine Anzahl von vermutlich paläolithischen Fundstücken vor (Abb. 120), die große Ähnlichkeit mit solchen der Berglitzl in Gusen haben. Zweifellos hat das Abrutschen von Oberflächenmaterial damals eine stratigraphische Einstufung erschwert. Rückschlüsse aus heutiger Sicht sind wegen der mit fortschreitendem Granitabbau immer wieder erfolgten Abraumarbeiten kaum möglich. Dennoch müssen Funde aus einer Tiefe von 8 m im Löß als eiszeitlich angenommen werden. Sie weisen eher auf die frühe Würmeiszeit als auf die späte. Dabei ist nicht erwiesen, ob alle vorliegenden Fundstücke aus dieser Tiefe stammen (vgl. Kap. 13.2).

Eine entsprechende Beachtung verdient der Artefaktfund von Linz-Froschberg der ehemaligen Ziegelei Reisetbauer, weil er noch im nachhinein eine gewisse stratigraphische Einstufung zulässt (Abb. 121). Aus der Beschreibung zu diesem 1931 gefundenen Einzelstück, das von Th. KERSCHNER (I/1933 478) als Hornsteinschaber der Aurignacienkultur zugeordnet wurde, geht hervor, daß er aus einer Tiefe von 6,5 m im Löß zusammen mit



– Abb. 121: Hornsteinschaber, gefunden 1931 im Löß der damaligen Ziegelei Reisetbauer Linz-Froschberg, OÖ. Landesmuseum. Foto F. GANGL

einer linken Gelenkspfanne eines eiszeitlichen Wisents geborgen wurde. In der Nähe davon wurden auch ein bearbeiteter Mammutknochen und „kleine Knochenfragmente in Schaberform“ gefunden. Aus den erst nach dem 2. Weltkrieg erfolgten lößstratigraphischen Untersuchungen (Kap. 11 u. Abb. 94) und den noch vor dem Krieg gemachten fossilen Tierfunden (Kap. 13.2) kann das Fundstück nicht aus dem mittleren Würm stammen und damit nicht zur Aurignacien-Kultur gehören; es muß wesentlich älter sein, weil die angeführte Tiefe auch unter Berücksichtigung des inzwischen weiter fortgeschrittenen Abbaues sicher unter dem Paläoboden des letzten Interglazials liegt.

Die weitaus größte Bedeutung kommt jedoch dem Fundmaterial anlässlich der systematischen Grabungen auf der Berglitzl/Gusen durch das Oberösterreichische Landesmuseum in den Jahren 1965–1974 zu, die nicht nur unter modernen archäologischen Aspekten erfolgt sind (Ä. KLOIBER & M. PERTLWIESER 1969, M. PERTLWIESER I/1973), sondern auch erstmals unter Berücksichtigung der quartärgeologischen Gesichtspunkte, was hier für die Beurteilung des Paläolithikums unerlässlich ist (KOHL I/1968 u. I/1978).

Eine >10 m aus den Donauauen aufragende oben abgeflachte Granitkuppe, die bis zur Regulierung des Stromes immer wieder von Donauarmen umgeben war, bot einen idealen Aufenthaltsplatz für den prähistorischen Menschen, der hier vom Paläolithikum über das Mesolithikum, Neolithikum bis über die Bronzezeit hinaus mit Unterbrechungen durch große Donauüberflutungen immer wieder nachgewiesen werden konnte. Hier soll nur auf

die Fundsituation zur Zeit des Paläolithikums eingegangen werden, für deren Verständnis die Kenntnis der geologischen Vorgänge in enger Verbindung mit dem Klimaablauf und der stark wechselnden Stromdynamik seit Ende der Rißeiszeit erforderlich ist.

Die Granitkuppe ist auf der Ostseite z. T. mit Schottern und darüber bis auf die Oberfläche hinauf mit sandig-schluffigen Feinsedimenten bedeckt. Anlässlich der Grabungen ist im flachen Gipfelbereich ein Steinpflaster angetroffen worden, das Vertiefungen zwischen dem anstehenden grobkörnigen Granit ausfüllt. Dabei fällt auf, daß im Pflasterbereich viele Platten aus Feinkorngranit vorkommen, der im Kuppenbereich nur untergeordnet in einzelnen Gängen auftritt und dort sich plattig absondert. Es kann daher kein Zweifel darüber bestehen, daß das Pflaster nicht natürlich entstanden ist (Abb. 122). Dazu kommt eine größere Zahl paläolithischer Artefakte, die im Unterschied zu den jüngeren Kulturschichten am Fuße des Hügels nicht in ursprünglicher, sondern in Streulage sowohl auf dem Plateau wie auch am Abhang der Kuppe zu finden waren. PERTLWIESER (I/1973) konnte zudem ältere „stark verschliffene“ Geräte, die eine gewisse Beziehung zum Pflaster erkennen ließen (Abb. 123), von jüngeren in relativ frischem Zustand mit scharfen Kanten unterscheiden, die sich verstreut meist in den Feinsedimenten am Kuppenabhang fanden (Abb. 124); und erst am Fuße der Kuppe



Abb. 122: Paläolithisches Pflaster auf der Kuppe der Berglitzl in Gusen. Freigelegt anlässlich der Grabungen des OÖ. Landesmuseums 1965–1974. Foto: M. PERTLWIESER

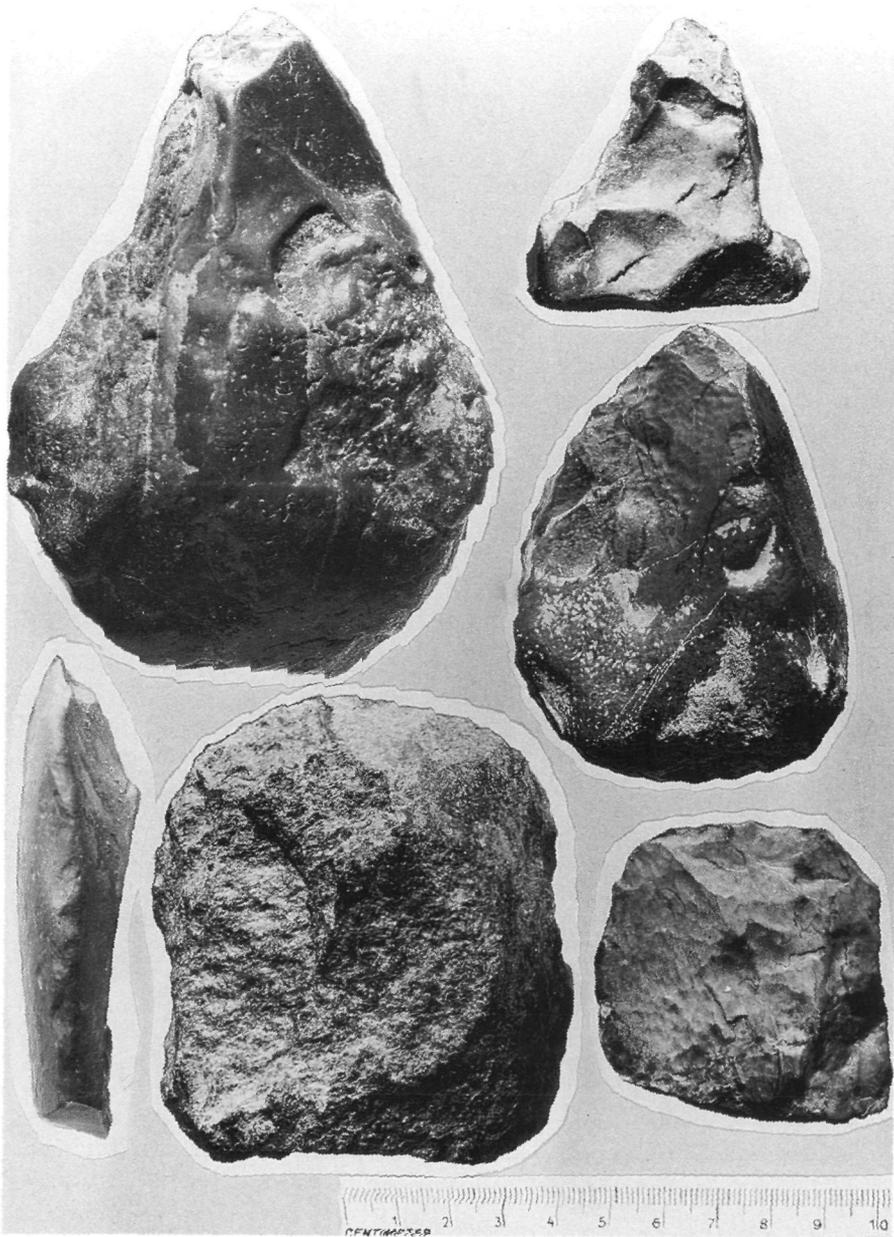


Abb. 123: „Verschliffene“ Artefakte von der *Berglitz* in Gusen. OÖ. Landesmuseum.  
Foto: M. PERTLWIESER

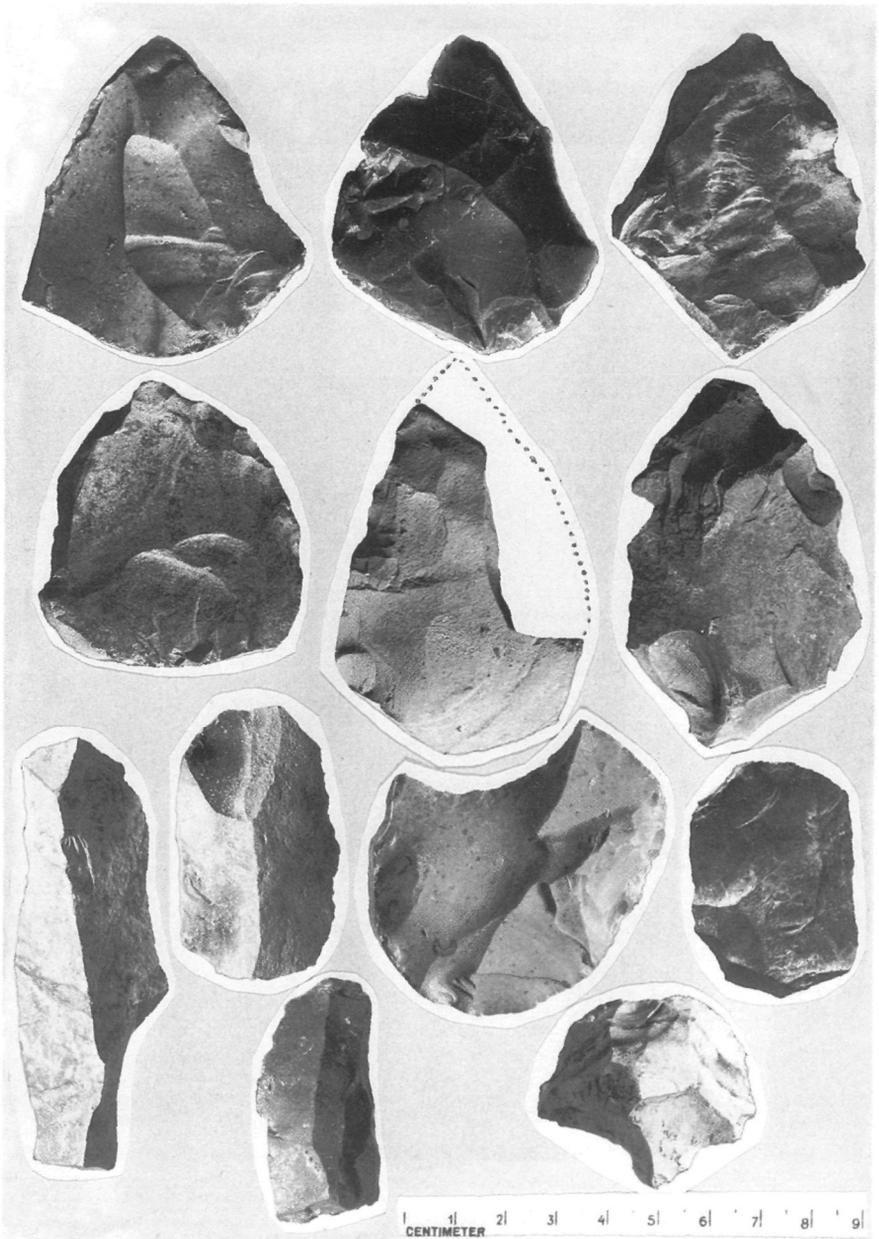


Abb. 124: „Eckige“ Artefakte von der Berglitzl in Gusen, OÖ. Landesmuseum.  
Foto: M. PERTLWIESER

wurde teilweise vom Strom her gestörtes Mesolithikum nachgewiesen, an das mehrere neolithische und bronzezeitliche und damit insgesamt nacheiszeitliche Fundlagen angelagert sind.

Das Pflaster auf der Kuppe deutet darauf hin, daß sich hier sehr wahrscheinlich ein paläolithischer Siedlungsplatz befunden hat. Das war jedoch während des Hochglazials nicht möglich, weil damals die Kuppe bis zum Niveau der NT-Schüttungen völlig eingeschottert und daher regelmäßig überflutet war. Sie konnte also nur vorher, etwa im Interglazial und auch noch im Frühwürm genutzt werden und erst wieder nachher, als sie mit dem Einschneiden des Stromes in die Niederterrassenfelder bis auf die kleinen Schotterreste auf der Ostseite freigelegt wurde.

Die nähere Untersuchung des Pflasters ergab, daß auch vereinzelt unter dem Granitpflaster Schotterreste erhalten sind und auch gelegentlich braune Lehmreste vorkommen, die als warmzeitliches Bodensediment zu deuten sind und sehr wahrscheinlich aus der letzten Warmzeit stammen. Jedenfalls ist aber die Kuppe überflutet und nach Einschotterung und Überdeckung mit Hochflutsedimenten wieder freigelegt worden, worauf auch Störungen im Pflaster und ein Abgleiten der Platten vom Plateaurand auf die oberen Hangbereiche hinweisen.

Die Schotter auf der Ostseite des Hügels dürften auch noch Reste aus der vorletzten Kaltzeit, der Rißeiszeit, enthalten, weil über bereits zersetzten Geröllen wieder völlig frische Schotter folgen. Somit entspricht es durchaus den Erfahrungen, daß schon vor der Rißeiszeit eine ähnlich tiefe Erosion stattgefunden hatte wie vor der Würmeiszeit und anschließend an diese, so daß schon während des letzten Interglazials die Kuppe, ähnlich wie heute wieder, die Donauauen um etwa 10 m überragt hatte. Damit wird auch verständlich, daß Artefakte aus der Zeit vor der letzten Einschotterung durch die Aufschüttungs-, Umlagerungs- und Ausräumungsvorgänge im Würmhochglazial stark abgenutzt und auch verlagert worden sind. So wird ein Zusammenhang mit der Entstehung des Pflasters zur Zeit des letzten Interglazials bzw. auch des Frühwürms wahrscheinlich. Offen bleibt noch die stratigraphische Einstufung der „nicht verschliffenen“ Objekte, die typologisch wohl kaum als spätglazial angesehen werden können. Hier besteht auch seitens der Quartärgeologie noch eine Lücke, weil wir nichts über eine zu erwartende frühmittelwürmzeitliche Aufschotterung wissen. Vielleicht könnte hier eine entsprechende typologische Bearbeitung des Fundmaterials im Vergleich mit anderen Fundstellen weiterhelfen.

Ebenfalls dem Donaauraum zuzuordnen sind Streufunde von paläolithischen Artefakten aus dem Gallneukirchner Becken, die K. Meiche (Linz) im Laufe der Nachkriegsjahrzehnte aufgelesen hatte, und die zusammen mit jüngerem Fundmaterial 1990 im Stadtmuseum Nordico ausgestellt wurden (Abb. 125). Die Mehrzahl dieser altsteinzeitlichen Artefakte

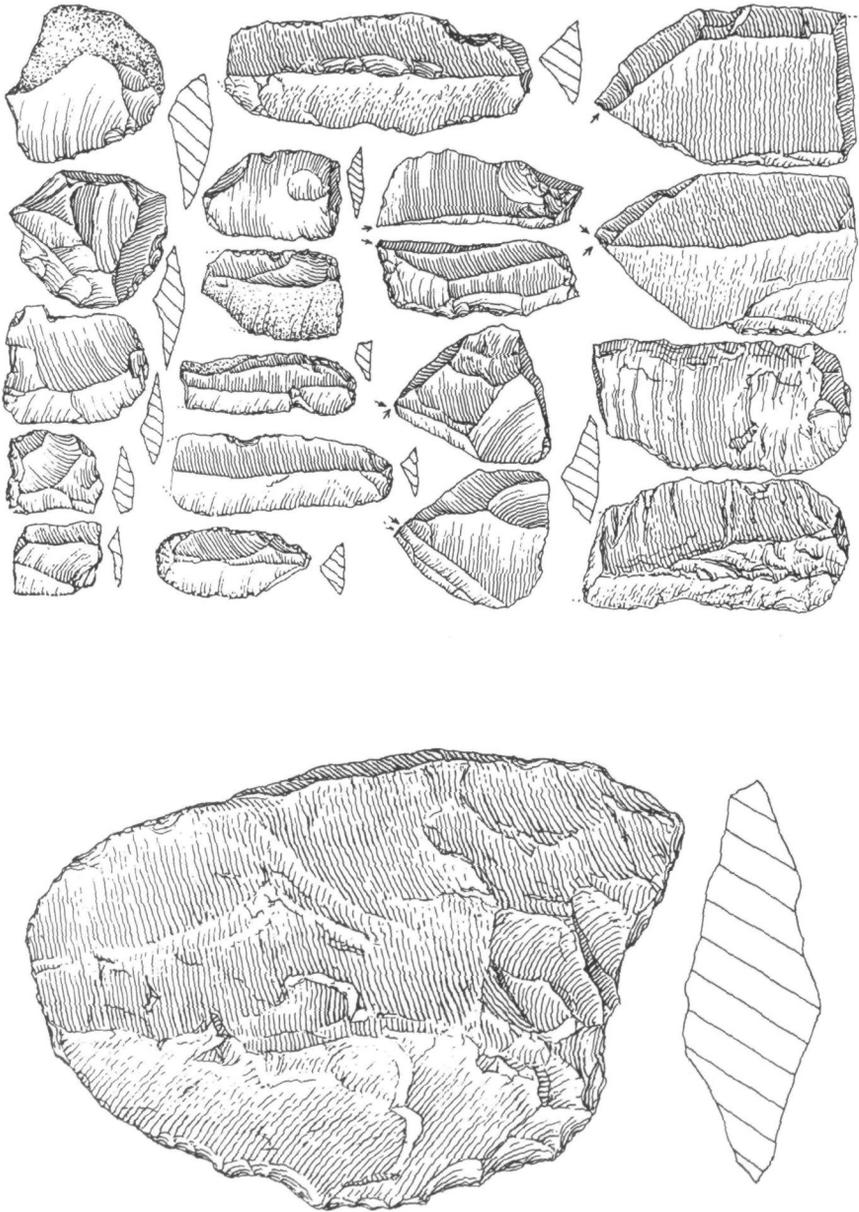


Abb. 125: Paläolithische Artefakte aus dem Gallneukirchner Becken. Sammlung K. MEICHE. B. KLIMA 1990

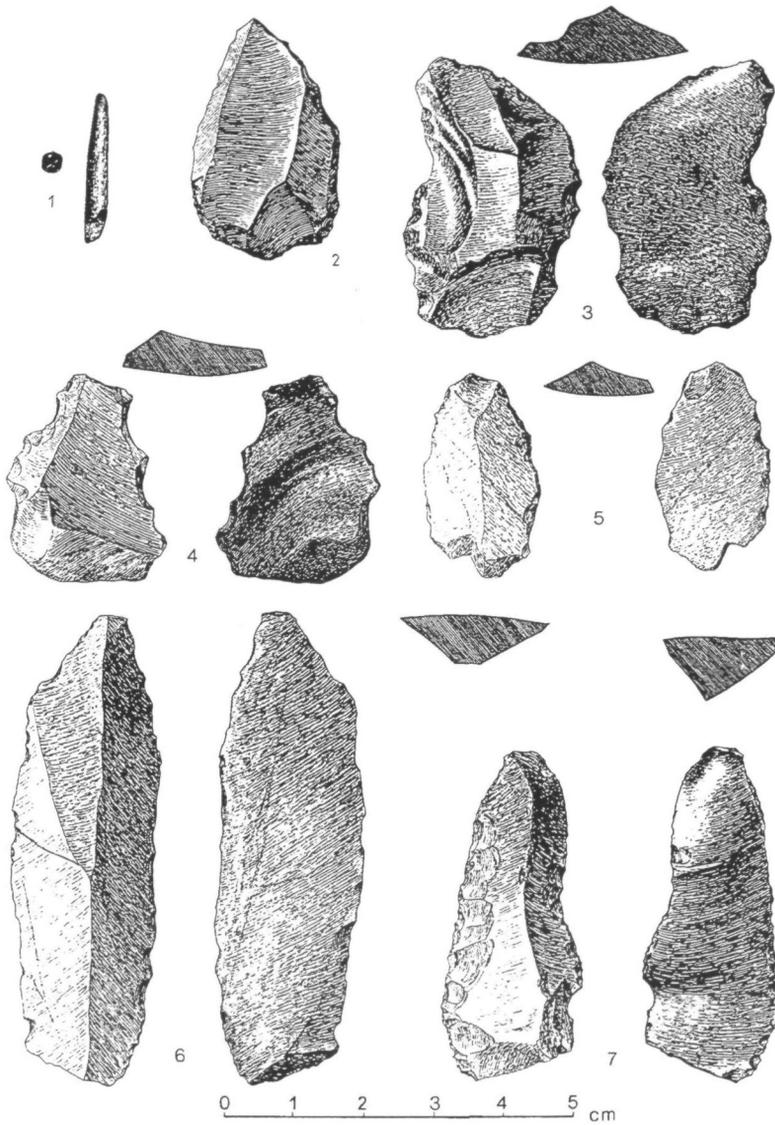


Abb. 126: Jungpaläolithische Artefakte aus dem Nixloch bei Losenstein. D. NAGEL & G. RABEDER 1992. 1. Fragment einer Knochennadel, 2: mikrolithischer Abschlag, 3: Hornsteinabschlag, 4: Silexabschlag, 5: Klinge aus Quarzit, 6: Klinge aus Quarzit, 7: Klinge aus Hornstein.

konnte B. KLIMA (1990), ein erfahrener Fachmann aus Brünn, dem Jungpaläolithikum und auch dem Epi- bis Endpaläolithikum zuordnen.

Wie schon erwähnt, könnten sich diese Funde am Nordrand des Machlandbeckens fortsetzen, wofür neben einem Hinweis aus dem Tertiärbecken von Kriechbaum (Kap. 13) auch noch weitere Beobachtungen sprechen (erwähnt bei KOHL I/1996 128).

In der relativ kleinen Fundregion des **mittleren Ennstales** ist das Nixloch bei Losenstein, Gemeinde Ternberg, durch die Grabungen 1986/87 am besten erschlossen (D. NAGEL & R. RABEDER I/1992). Dort wurden insgesamt acht Artefakte gefunden (Abb. 126), die zwar ihrer Typologie nach nicht einheitlich sind, aber in ihrer Gesamtheit und nach den stratigraphisch-paläontologischen Befunden in die Zeit vom Hochglazial (Schicht B) bis ins Spät- und Postglazial (Schicht A) hinein eingestuft werden können und somit dem Jung- und jüngsten Paläolithikum zuzuordnen sind (vgl. Kap. 13.4 u: Abb. 117). Diese Einstufung wird durch  $^{14}\text{C}$ -Daten von  $\pm 18\,000$  und  $10\,500$  J.v.h. untermauert. Sie bezeugt, daß selbst zur Zeit des Hochglazials, als der Ennsgletscher am Gesäuseausgang endete und unmittelbar hernach in diesem zweifellos vom Klima relativ begünstigten Voralpenbereich eine entsprechende Pflanzen- und Tierwelt auch bereits menschliches Leben ermöglicht hat. Bei nur testartigen Grabungsversuchen in zwei kleineren Höhlen der nächsten Umgebung (Schaflucke und Bärenloch) sind ebenfalls einige jungpaläolithische Artefakte gefunden worden. Der Lokalforscher D. MITTERKALKGRUBER (1957), der auf das Nixloch aufmerksam gemacht hat, hatte am Rabenstein bei Laussa bereits 1957 unterhalb neolithischer auch auf vermutlich jungpaläolithische Artefaktfunde hingewiesen, die jedoch damals noch bezweifelt wurden (F. FELGENHAUER 1957). Ferner verwarhte er ein faustkeilähnliches Artefakt aus dem Lehm über der Hochterrasse von Großraming, das noch nicht näher untersucht wurde (KOHL I/1996 131).

Der räumlich ausgedehnteste Bereich der paläolithischen Höhlenfunde erstreckt sich in den **Kalkalpen** vom Warscheneck im Osten über das Tote Gebirge bis zur Osterhorngruppe in den Salzburger Voralpen und erreicht Höhen bis 2000 m. Hier erhebt sich die Frage, wann der Mensch überhaupt während der Kaltzeiten die Möglichkeit hatte, dorthin vorzudringen und die Höhlen auch betreten zu können, was weitgehende Eisfreiheit voraussetzt. Da es sich durchwegs um sog. Bärenhöhlen handelt, mußte auch der Höhlenbär nicht nur Zutritt, sondern auch entsprechende Lebensbedingungen in der Nähe dieser Höhlen gefunden haben. Der Mensch hat sie ja zweifellos nur auf seinen Jagdzügen nach dem Höhlenbären und im Spätglazial auch nach anderen Tieren (Gamssulzenhöhle) aufgesucht. Davon können, wie schon im Kap. 13 dargelegt, wertvolle Hinweise auf den Klimaablauf im jüngeren Abschnitt des Eiszeitalters abgeleitet werden.

Geht zwar der Verdacht auf das Eindringen paläolithischer Menschen in das

Hochgebirge weit zurück (J. BAYER 1924, O. KÖRBER 1939), so ließ doch der gesicherte Nachweis lange auf sich warten. Immer wieder wurden Knochen des Höhlenbären mit vermeintlichen menschlichen Bearbeitungsspuren wie Kerben, Rillen, Kratzern und gelegentlich sogar Löchern (W. FREH & Ä. KLOIBER 1956; K. EHRENBURG 1975, 1976a, b) gefunden, die aber auch als Nage- und Bißspuren von Tieren gedeutet werden konnten. Lange hatte K. EHRENBURG (Ber. I/1949–65 u. I/1954a), der selbst schon früh davon überzeugt war, daß auch Menschen in diese Höhlen eingedrungen waren, danach gerungen, endlich einen überzeugenden Nachweis dafür zu finden. Das gelang ihm schließlich bei seinen Untersuchungen in der 2000 m hoch gelegenen Salzofenhöhle. Vor allem konnte er aus einer natürlich nicht erklärbaren Anordnung von Höhlenbärenschädeln auf einer Steinplatte, was ihn auf einen Höhlenbärenkult schließen ließ, ferner aus Holzkohlenresten und schließlich gesicherten Artefaktfunden Pittionis diesen Nachweis für die höchste unter diesen Höhlen erbringen. Dazu kamen die  $^{14}\text{C}$ -Daten, die mit  $>30\,000$  J. v. h. bis  $54\,000$  v. h. (siehe Kap. 13.4) auf ein Mittelpaläolithikum verweisen, zunächst aber keine realistische Vorstellung ergaben, bis sich auch von anderer Seite her die Überzeugung durchgesetzt hatte, daß während der mittleren Würmeiszeit bis in große Höhen hinauf weitgehend Eisfreiheit geherrscht haben mußte.

Für das in 1280 m im Krahstein bei Tauplitz/Stmk. gelegene Ligloch hatte M. MOTTL (I/1950) in Verbindung mit eiszeitlichen Tierknochen auch auf Artefakte, Klingen und Klingenschaber und artefaktoide Bärenknochen und -zähne in Verbindung mit Feuerstellen verwiesen, die einer „entwickelten Stufe des Aurignacien“ zugeordnet wurden, wie weit das mit den Vereisungsverhältnissen knapp vor den maximalen Gletscherständen um  $20\,000$ – $18\,000$  J. v. h. zu vereinbaren ist, bedürfte einer näheren Untersuchung.

Einen durchschlagenden Erfolg brachten schließlich die Grabungen 1979 bis 1984 in der Ramesch-Knochenhöhle in 1960 m NN. Sie liegt in dem als Torsäule anzusprechenden Felsklotz des Ramesch, der unmittelbar unter dem Warscheneckgipfel das Frauen- vom Brunnsteiner Kar trennt (P. HILLE & G. RABEDER I/1986 – vgl. Kap. 13. 4). Völlig überraschend traten ab dem zweiten Grabungsjahr insgesamt 5 Hornsteinartefakte zutage (Abb. 127), die schon typologisch und technisch eindeutig der Levallois-Moustérien-Kultur zugeordnet werden konnten (R. PITTIONI 73–76 in HILLE & RABEDER I/1986), was durch die Datierung von Bärenknochen zwischen  $64\,000$  und etwa  $45\,000$  J. v. h. bestätigt werden konnte (Abb. 116 Kap. 13. 4). Damit haben sich auch die auf einen Fund aus 1923 beziehenden Hinweise J. BAYER's (1924) bestätigt. Als Musterbeispiel gilt ein Dreieckschaber  $6,5 \times 5,4 \times 1,2$  cm mit glatter Rückseite und typischem Balbus. Da sich Höhlenbärenknochen bis  $30\,000$  J. v. h. finden, muß die Höhle in dieser Zeit der mittleren Würmeiszeit zugänglich gewesen sein, was später wohl wegen der hochglazialen Vergletscherung der Hochkare nicht mehr möglich war.

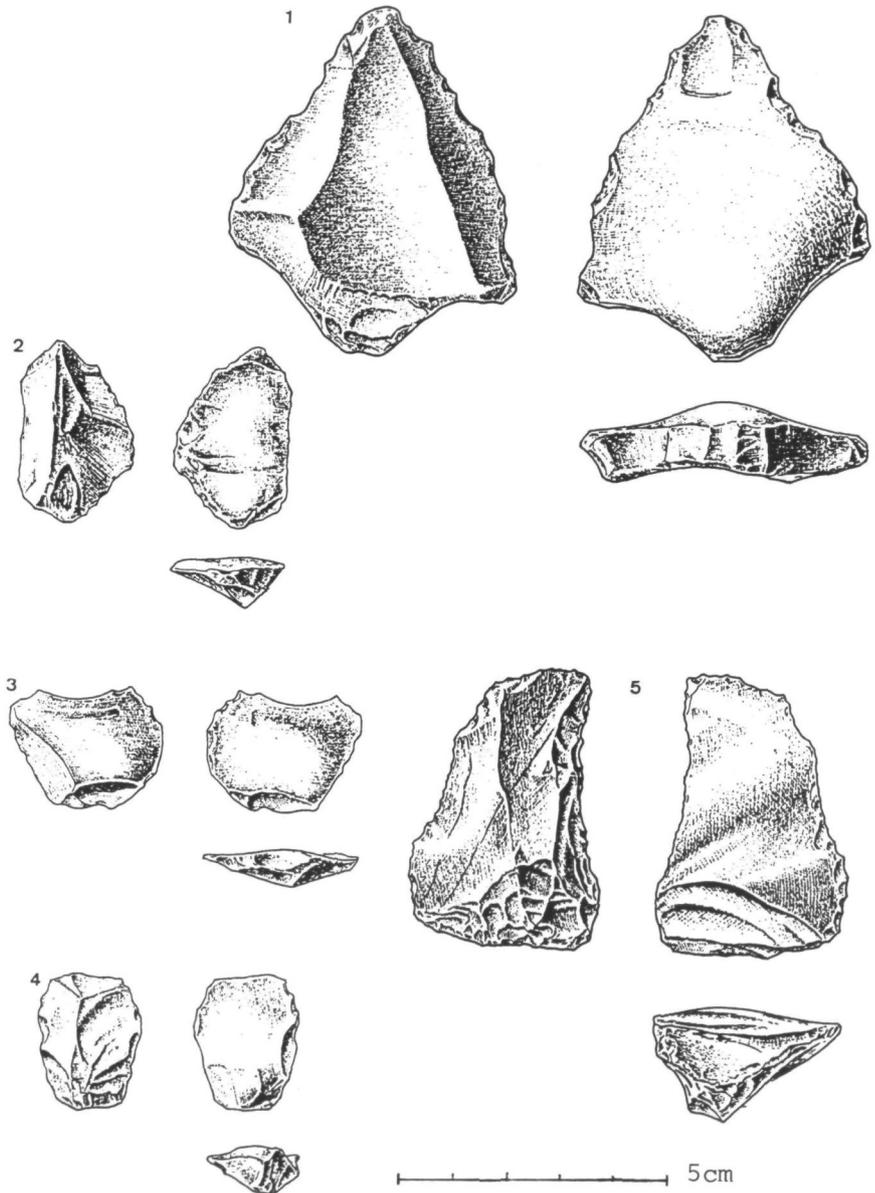


Abb. 127: Moustérien-Steinartefakte in Levallois-Technik aus der Ramesch-Knochenhöhle im Warscheneck. PITTONI in HILLE & RABEDER 1986. 1: dreieckiger Abschlag mit Bulbus, 2-4: kleine Abschläge, 5: ungleichmäßig trapezförmiger dicker Abschlag (Kerbschaber) mit Bulbus.

Diese Ergebnisse haben durch die überzeugende Datierung mit Hilfe der Uran-Serienmethode endgültig alle Zweifel über die Anwesenheit des Eiszeitmenschen auch in Oberösterreich beseitigt. Schließlich hatten die Erfolge aus dieser Grabungsaktion zu weiteren Unternehmungen zunächst im Nixloch und in der Gamssulzenhöhle wie auch außerhalb Oberösterreichs angespornt.

Unter dem reichen älteren paläontologischen Fundmaterial aus der in etwa 1315 m NN über dem Gleinkersee gelegenen *Gamssulzenhöhle* (Kap. 13.4) befinden sich mehrere Bärenknochen mit deutlichen Kerben und Kratzern, die eine menschliche Nutzung nicht ausgeschlossen hatten. Diese Merkmale konnten schließlich als Fraßspuren eines Carnivoren (Fleischfressers) gedeutet werden (M. PACHER in RABEDER & WITHALM I/1995 121ff). Die Grabungen 1988 bis 1991 brachten aber schließlich neben speläologischen, vielseitigen paläontologischen sowie eiszeitgeologischen Erkenntnissen auch den entscheidenden Nachweis eines zumindest vorübergehenden Aufenthaltes auch des Menschen in dieser Höhle. Immerhin wurden 47 Artefakte, darunter auch Knochennadeln, mit nur einer Ausnahme, in der Eingangshalle gefunden (Abb. 128). Das durchwegs mikrolithische Material, Bohrer, Kratzer und Stacheln, verweist auf das Spätpaläolithikum (Magdalénien-Epipaläolithikum), das durch  $^{14}\text{C}$ -Datierungen aus fossilen Knochen von Paarhufern von 14 000 bis 10 000 J. v. h. bestätigt werden konnte.

Dagegen ergab sich zu den tiefer liegenden aus dem Mittelwürm stammenden Höhlenbärenknochen keinerlei Beziehung, was auch die Deutung der Kerben in den Extremitätenknochen des Höhlenbären als Fraßspuren bekräftigt. Dieses Fundmaterial gilt als der erste gesicherte Nachweis für den Aufenthalt des Menschen in den Nordalpen nach der maximalen Vergletscherung der Würmeiszeit.

Nach den Erfahrungen aus der Gamssulzenhöhle wird wohl der isolierte Fund eines durchlöcherten Bärenknochens aus der Rieseneishöhle auf der Schönbergalm am Dachstein (W. FREH & Ä. KLOIBER 1956) kaum mehr als menschliches Artefakt gelten können.

Interessante Vergleichsmöglichkeiten zu den Ergebnissen aus den Höhlengrabungen in Oberösterreich und der anschließenden Steiermark boten die 1965 begonnenen Grabungen in der *Schlenkendurchgangshöhle* in 1550–1560 m Höhe im Tauglgebiet bei Hallein/Salzburg (EHRENBERG 1973, 1974 u. EHRENBERG & MAIS I/1974–76 u. 1977/78). Dort kamen unter jungen prähistorischen Funden an der Oberfläche seit 1967 auch paläolithische Artefakte zutage, von denen einzelne deutlich moustéroide Merkmale erkennen ließen. Damit verweisen sie ähnlich wie die Funde aus der Ramesch- und der Salzofenhöhle auf das Mittelpaläolithikum und ein Betreten durch den Menschen vor den würmzeitlichen Gletscherhochständen.

Nach nun schon zahlreichen Hinweisen auf den eiszeitlichen Menschen in den Kalkvor- und Kalkhochalpen, die er zumindest auf Streifzügen begangen



Abb. 128: Spätpaläolithische (Magdalénien bis Epipaläolithikum) Steinartefakte aus der Gamssulzenhöhle. KÜTREIBER & KUNST in RABEDER & WITHALM 1995. 1: Nukleus, 2–4: Stichel, 5–6: Kratzer, 7: retuschierte Klinge, 8: Bohrer, 9–11: Rückenmesser, 12: Rückenspitze, 13: Endretusche

hatte, soll auch nicht versäumt werden, auf die Wahrscheinlichkeit zu verweisen, daß die ältesten der von E. BURGSTALLER (I/1981 u. I/1989) beschriebenen Felsgravierungen, die sich durch ihre naturalistische Wiedergabe vor allem von Tierköpfen stilistisch entschieden von den jüngeren stilisierenden und symbolhaften Darstellungen abheben, ebenfalls aus dem Paläolithikum stammen dürften. Es sind dies je drei Paare von etwa 20 cm großen Köpfen zweier Bären, zweier Hirsche und zweier Urrinder auf den Felswänden des über dem Hochtal der „Höll“ aufragenden Stubwieswipfels und die Gravierung eines Elchkopfes auf einem der Felssturzböcke in der „Höll“ selbst, auf denen aber sonst grundsätzlich nur die jüngeren Darstellungen zu finden sind (Abb. 129). Dieser isolierte Elchfund könnte ein Hinweis sein, daß er vor Abgang des etwa 8500 J. v. h. datierten Felssturzes gleichzeitig mit den übrigen Tierdarstellungen auf dem Stubwieswipfel entstanden ist (E. EBERS I/1969), während die zahlreichen anderen Gravierungen auf den Blöcken in der „Höll“ erst nach dem Sturzereignis entstanden sind. Somit erscheint eine spätglaziale Entstehung (etwa aus dem Magdalénien) der wenigen erhaltenen naturalistischen Tiergravierungen wahrscheinlich; das umso mehr als Vertreter der Magdalénien-Kulturstufe nur 3 km entfernt in der Gamssulzenhöhle ihre Spuren hinterlassen haben; ebenso sind die dargestellten Tiere für diese Zeit in der Warscheneckgruppe nachgewiesen.

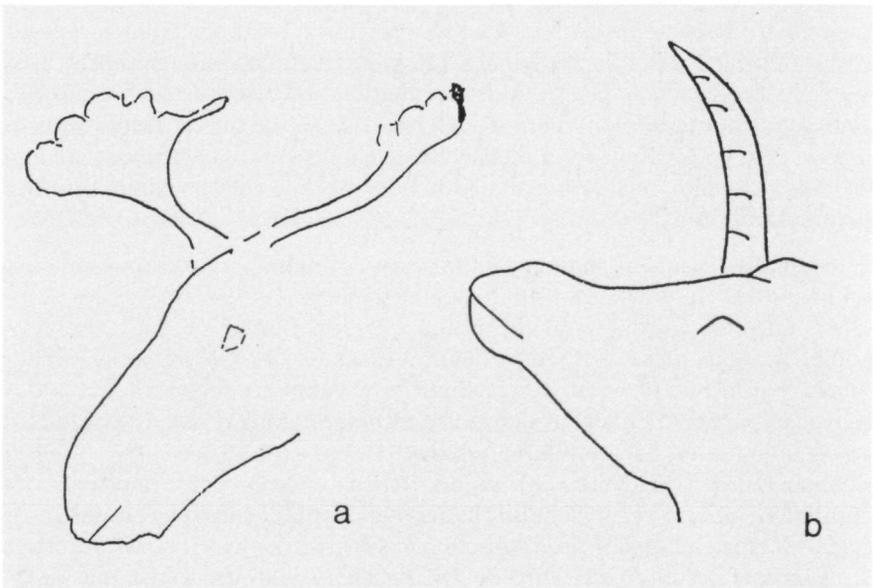


Abb. 129: Felsgravierungen im Warscheneckgebiet, a: Elchkopf auf Felsblock „in der Höll“, b: Rinderkopf vom Stubwieswipfel. E. BURGSTALLER 1981 und 1989.

In der schwer zugänglichen Kienbachklamm bei Rußbach im Ischltal finden sich ähnliche Darstellungen, unter denen Mammute am Rüssel, dem deutlichen Nackenhöcker und den langen hängenden Haaren eindeutig zu erkennen sind (Abb. 130). Für die zeitliche Einordnung ist hier zu berücksichtigen, daß der Graveur diese Tiere gekannt haben mußte, Mammute aber bei uns mit Ende der letzten Eiszeit als ausgestorben gelten und die Kienbachklamm im Würmhochglazial bis etwa 16 000 J. v. h. sicher nicht zugänglich war, wobei es auch noch nachher einige Zeit dauerte, bis im Ischltal wieder entsprechende Lebensbedingungen herrschten. Somit können diese Bilder nur entweder im ausgehenden Mittelwürm oder erst wieder im jüngeren Spätglazial entstanden sein. Sollte letzteres zutreffen, so wäre das ein Hinweis darauf, daß auch bei uns wie in der Schweiz (HÜNERMANN 1987 166) das Mammut am Ende der Würmeiszeit noch nachzuweisen sei.

Die ältesten Spuren des eiszeitlichen Menschen in Oberösterreich stammen aus dem mittleren Paläolithikum und können im Donautal mit großer Wahrscheinlichkeit bis in die Zeit vor dem letzten Interglazial (Linz-Froschberg) und des letzten Interglazials bis in das Frühwürm (Berglitzl/Gusen, Mauthausen?) zurückgeführt werden. Auch die Artefakte der Levallois-Moustérien-Kultur aus den hochalpinen Höhlen zählen noch zum Mittelpaläolithikum und sind nach den Daten aus der Rameschhöhle (64 000 bis 45 000 v. h.) in das mittlere Würm einzustufen. Als Kulturträger des Mittelpaläolithikums gilt in unserem Raum der Neanderthaler (*Homo sapiens neanderthalensis*). Erst mit dem Aurignacien (gegen Ende der mittleren Würmzeit) setzt dann der dem gegenwärtigen Menschen am nächsten stehende ältere *Homo sapiens sapiens* (auch als Cromagnon-Mensch bezeichnet) ein (Skelettfund von Linz-Pichling, Artefakte aus dem Gallneukirchner Becken, dem Nixloch und der Gamssulzenhöhle).

Jedenfalls belegen mittelpaläolithische Artefakte in Verbindung mit Knochen des Höhlenbären und dessen Begleitern das Vordringen des Menschen im Mittelwürm bis in die Kalkhochalpen (Ramesch- und Salzofenhöhle), was für diese Zeit weitgehende Eisfreiheit des Gebirges bis mindestens 2000 m hinauf voraussetzt. Ähnliche Ergebnisse liegen auch aus der Schweiz vor, wo ebenfalls in den hochgelegenen Höhlen nur Artefaktfunde aus dem mittleren Paläolithikum bekannt sind (u.a. M. PRIMAS 1987). Jüngste Untersuchungen in Willendorf in der Wachau (NÖ), der Fundstelle der berühmten Venus von Willendorf, haben für die untersten, dem Aurignacien zugeordneten Kulturschichten zwischen 45 000 und 33 000 v.h. auf Grund der Schneckenfauna ebenfalls auf ein überraschend warmes Klima mit Laubwäldern an den Hängen des Donautales schließen lassen (FRANK & RABEDER 1994 und in F. STEININGER 1999 96).

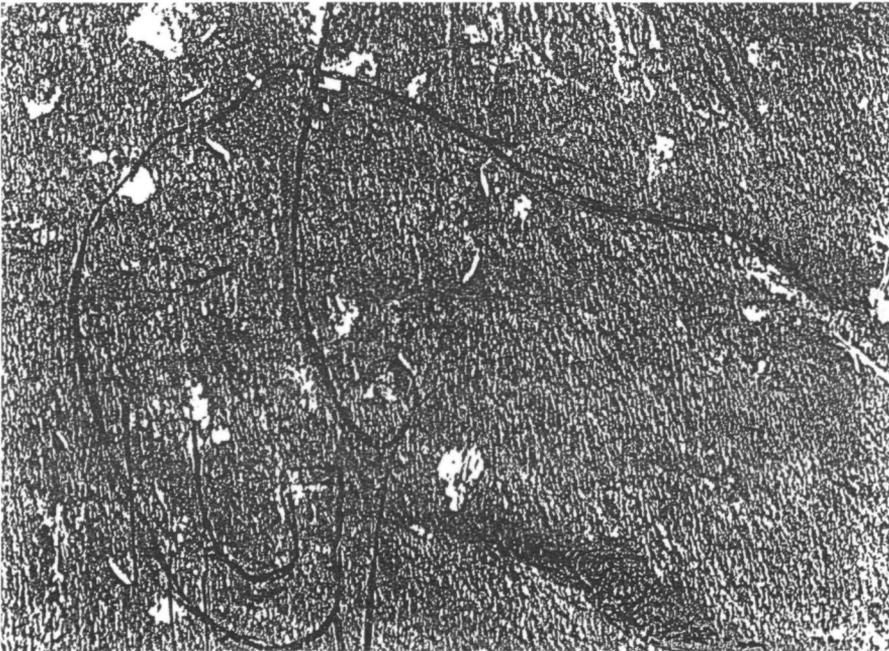
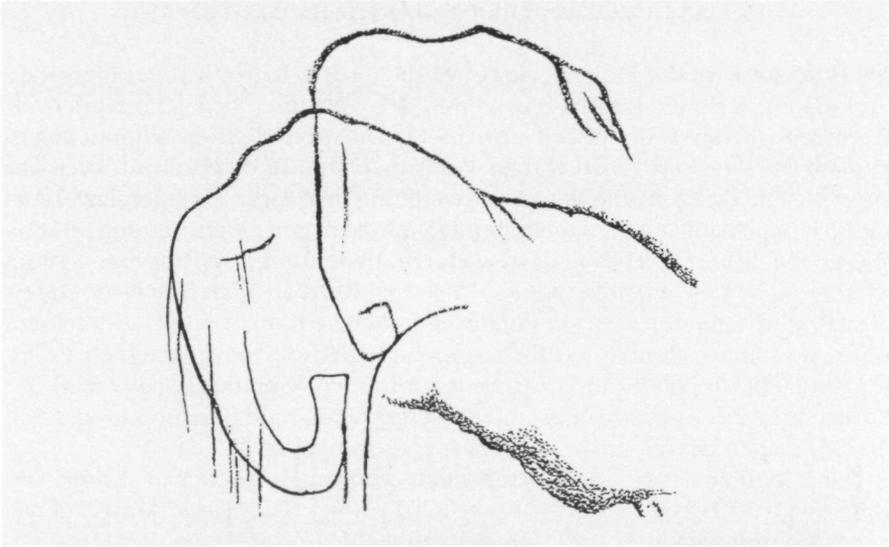


Abb. 130: Felsgravierungen von Mammuten aus der Kienbachklamm bei Rußbach, Gemeinde St. Wolfgang. E. BURGSTALLER 1989

## 15 DAS HOLOZÄN, DIE GEOLOGISCHE GEGENWART

Als Holozän wird der jüngere, nur etwa die letzten 10 000 Jahre umfassende und damit weitaus kürzere Abschnitt des Quartärs bezeichnet, der als Warmzeit an die Würmeiszeit anschließt. Die periodischen Klimaschwankungen des Pleistozäns berechtigen zur Annahme, daß das Holozän auch nur eine zwischenkaltzeitliche Wärmeschwankung und damit ein Interglazial darstellt, wonach mit einer nachfolgenden Kaltzeit gerechnet werden müßte. Diese Frage ist für uns schon deswegen von Bedeutung, weil ausgehend vom letzten, nicht wesentlich länger als 10 000 Jahre dauernden Riß/Würm-Interglazial in absehbarer Zeit mit einem neuerlichen Klimawechsel zu rechnen wäre, was aber offenbar in Widerspruch zu den derzeit gemachten Erfahrungen steht, die eher eine Erwärmung anzeigen. Gerade deshalb wird der Erforschung des Klimaablaufes und dessen zunehmende Beeinflussung durch den Menschen derzeit großes Interesse entgegengebracht.

Der Übergang vom letzteiszeitlichen zum warmzeitlichen Klima der Gegenwart ist bereits im Würmspätglazial erfolgt. Die Auswirkung auf die Vegetationsentwicklung und auf die Fauna hinken anfangs allerdings z.T. beträchtlich nach, was durch spätglaziale Kälterückfälle noch verstärkt wurde. Der letzte dieser Kälterückfälle, die „Jüngere Dryas“ oder „Tundrenzeit“, ging vor etwas mehr als 10 000 Jahren zu Ende. Die damals einsetzende warmzeitliche holozäne Klimaentwicklung hatte bereits um 9500 v.h. annähernd heutige Verhältnisse erreicht (S. BORTENSCHLAGER in B. FRENZEL 1977 261); die Klimaschwankungen seither dürften geringer sein als Einzelercheinungen wie Gletscherschwankungen, Solifluktionsvorgänge, Vegetationsänderungen, auch fluviodynamische Vorgänge u.a. mitunter vermuten ließen (B. FRENZEL, G. PATZELT, S. BORTENSCHLAGER u.a. in FRENZEL 1977 248–259, 260–266, 297–322). Man wird diese zum Teil zeitlich übereinstimmenden, zum Teil aber auch voneinander abweichenden Erscheinungen nur teilweise auf eine weiter zu differenzierende Klimaabfolge zurückführen können, daneben aber auch ganz andere Einflüsse und Faktoren berücksichtigen müssen.

Wenn auch jedes Interglazial gewisse Unterschiede im Ablauf erkennen läßt, so ist für das Holozän die sprunghafte Entwicklung des Menschen und die Auswirkungen seiner Tätigkeit auf die natürlichen Gegebenheiten das Hauptmerkmal. Das endgültige Einsetzen warmzeitlicher Klimaverhältnisse im Holozän hatte neben der schon früher beginnenden Vegetationsausbreitung bis zur Wiederbewaldung und den gleichzeitig erfolgenden Veränderungen im Tierreich auch einen völlig veränderten morphodynamischen Mechanismus zur Folge. Diese Vorgänge verlaufen differenzierter in starker Abhängigkeit vom Relief und damit von der Höhenstufung, so daß von eiszeitähnlichen Verhältnissen mit Vergletscherung in den Hochgebirgen bis zu warmgemäßigten in den Niederungen gesprochen werden kann. Die Aus-





breitung einer geschlossenen Vegetationsdecke hat auch die Lößsedimentation beendet.

Im allgemeinen ist der Ablauf der Vegetation im Holozän auf Grund palynologischer Befunde gut bekannt, wofür zahlreiche Moore entsprechende Voraussetzungen bieten. Auf diesen Forschungsbereich geht auch die allgemein angenommene Gliederung des Holozäns von BLYTT-SERNANDER und FIRBAS (1949) zurück (Tab. 5). Auch Makrofundee, vor allem von Holz, ja ganzen Baumstämmen, finden sich häufig in holozänen Ablagerungen und bieten gute Datierungsmöglichkeiten.

Spielt in der Pflanzen- und Tierwelt der Übergang vom kalt- zum warmzeitlichen Klima während des Spätglazials die entscheidende Rolle, so beginnen die tiefgreifenden Veränderungen durch den Menschen erst mit dessen Sesshaftwerden und damit mit der Einführung von Ackerbau und Viehzucht in der Jüngerer Steinzeit (Neolithikum). Die mit dieser Zeit in großer Zahl einsetzenden Bodenfunde haben auch eine entsprechend intensive prähistorische Forschung beflügelt und stehen nur mehr sporadisch mit den natürlichen Vorgängen (meist Katastrophen) in Verbindung. Sie können daher in diesem Rahmen nicht mehr weiter verfolgt werden. Das gilt auch für die mit der Zeitenwende beginnende historische Entwicklung.

### **15.1 Die frostexponierte Stufe der Hochalpen**

Nur in der über die Schneegrenze (Gleichgewichtslinie) aufragenden nivalen Höhenstufe ist auch gegenwärtig die Existenz von Gletschern und allen damit verbundenen Erscheinungen möglich, was in unserem Raum nur für den bis 2995 m aufragenden Dachstein zutrifft. Selbst das mit dem Großen Priel noch knapp über 2500 m hohe Tote Gebirge, das im spätglazialen Daunstadial zumindest in seinem östlichen Bereich noch reich vergletschert war (R. MOSER 1967 und I/1997 87), blieb nacheiszeitlich ohne Vergletscherung.

Im Vergleich zu den Gletschern ist das Interesse an den ebenfalls in dieser Höhenzone auftretenden Periglazialerscheinungen erst spät erwacht.

#### **15.1.1 Die Dachsteinvergletscherung**

Der Dachstein ist mit seinen derzeit noch 563 ha großen Eisflächen (MOSER I/1997) die östlichste vergletscherte Gebirgsgruppe der Alpen; mit dem etwa 300 ha großen Hallstätter Gletscher trägt er heute den größten Gletscher der Nördlichen Kalkalpen. Neben den drei größeren Gletschern, dem Hallstätter, Schladminger und Großen Gosaugletscher auf der breit gefächerten N-, NO- und NW-Abdachung, konnten sich in tiefen Karen der NW-Seite die noch aktiven drei kleineren Gletscher, der Nördliche Torstein-, der Kleine Gosau- und in relativ tiefer Lage auch noch der Schneelochgletscher erhalten



Abb. 131: Die nacheiszeitliche Dachsteinvergletscherung. R. Moser 1997.

(Abb. 131). Der Südliche Torstein- und der Edelgriesgletscher kommen heute über eine bescheidene Firneisbildung nicht mehr hinaus; um 1850 gab es im oberen Koppnkar auch noch den Schmiedstockgletscher, der nach MOSER (I/1997 38 u. 45) entgegen Beobachtungen von LIEB & SCHOPPER (I/1991) inzwischen völlig verschwunden sei.

Der Dachstein zählt seit den eingehenden Arbeiten Friedrich SIMONY'S (vgl. T. I/2 u. I/2.1) zu den am besten erforschten alpinen Gletschergebieten. Nach eingehenden Untersuchungen und Vermessungen von E. ARNBERGER & E. WILTHUM (I/1952 und I/1953) hat zuletzt R. MOSER (I/1997) die wesentlichen Erkenntnisse, an denen er selbst in den Nachkriegsjahrzehnten maßgeblich beteiligt war, in einer übersichtlichen Monographie zusammengefaßt, wobei er vor allem dem Verhalten der Gletscher seit ihren letzten H o c h s t ä n d e n um 1850 große Aufmerksamkeit schenkt (Abb. 131 u. 132).

Die Endmoränen dieses Hochstandes liegen am Hallstättergletscher im Bereich des Taubenriedels und des oberen Taubenkares bis fast 1,8 km unterhalb des derzeitigen Gletscherendes und nur etwa 1 km hinter jenem des Taubenkarstandes.



Abb. 132: Gr. Gosaugletscher, im Gletschervorfeld mit Moränenwällen aus 1850, umgeben vom Hohen (2993 m) und Niederen (2934 m) Dachstein, Mitterspitz (2922 m) und Torstein (2947 m). Auf der Westseite des Torsteins sind der Kl. Gosaugletscher, der nördliche und südliche Torsteingletscher zu sehen. Luftbild Dipl.-Ing. Jäger-Waldau 1980 (Freigabe BMFLV 13080/209-16080)

Knapp vor den Endmoränen des 1850-er Standes deuten ältere Moränenreste auf einen Gletscherstand hin, der nur mit einzelnen Eislapen noch etwas weiter gereicht hatte. Auf Grund der Vegetationsdecke werden diese Moränen dem Hochstand um 1600 und damit dem *Fernaustadium* der Stubaier Alpen (KINZL II/1929) zugeordnet (MOSER I/1997). Hinweise auf diesen frühneuzeitlichen Gletscherstand gibt es auch vor dem Schladminger, dem Großen Gosau- und undeutlicher auch am Schneelochgletscher. Noch ältere Gletscherstände, wie sie etwa PATZELT (1977 u. PATZELT & BORTENSCHLAGER 1976) in den Hohen Tauern und Tiroler Alpen sowie H. ZOLLER (1977) u.a. in der Schweiz wiederholt nachgewiesen haben, waren am Dachstein bis auf unsichere Spuren bisher nicht gefunden worden.

Auf Grund solcher Moränenspuren glaubten ARNBERGER & WILTHUM (I/1953 202) auch noch einen von R. Moser nicht erwähnten Gletscherstand zwischen Egesen- und Fernauzustand nachweisen zu können.

Immerhin kann auch hier angenommen werden, daß die frühen holozänen Gletscherhochstände nur ausnahmsweise wenig über jene der Neuzeit hinausgereicht hatten. Das bedeutet aber, daß die Schneegrenze während des gesamten Holozäns nie wesentlich unter der von 1850 bzw. 1600 gelegen sein konnte und damit auch deren Schwankungen im Dachsteingebiet den von PATZELT (1977) in den westlichen Ostalpen ermittelten Betrag von 200–250 m kaum übertroffen haben dürfte.

Gewisse Unsicherheiten bestehen aber bezüglich der eiszeitlichen Einstufung des Taubenkarstandes, der mit seinen mehrgliedrigen 3–4 m hohen Moränenwällen deutlich einen Gletschervorstoß kennzeichnet. Trotz der Nähe zu den neuzeitlichen Hochständen hat v. HUSEN (I/ 1977 43) seinen „Taubenkarstand“ zwischen 11 000 und 10 300 v.h. eingestuft und damit mit dem Egesenstand in Tirol zeitlich gleichgestellt, der seit PATZELT (1975) der Jüngerer Dryaszeit zugeordnet wird.

R. HOCHHOLD (1978, zitiert in SCHMIDT I/1981 70) tritt für eine Gleichsetzung mit dem nach dem Kromertal in der Silvretta-Gruppe benannten „Kromerstand“ ein, für den eine Zeit zwischen 10.200 und 9500 v.h. angegeben wird und der damit etwas jünger wäre als die Jüngere Dryaszeit (G. GROSS, H. KERSCHNER & G. PATZELT II/1977). Auch R. SCHMIDT (I/1981 70) hält auf Grund einer Pollenanalyse eine Einstufung zwischen Jüngerer Dryas und dem Älteren Atlantikum für wahrscheinlich, wobei er auch eine mittelatlantische Klimaoszillation nicht ausschließt, die dann der Frosnitz-Schwankung Patzels entspräche.

Offen bleibt die Frage, wie die von ARNBERGER & WILTHUM (I/1953f) bis 1560 m herabreichenden Moränenwälle oberhalb der Tiergartenhütte über dem Echerntal einzustufen sind.

Die genannten Autoren halten sie für daunzeitlich, wofür schon A. PENCK (P. & B. I/1909) und auch KINZL (II/1929) eingetreten sind, während v. HUSEN (I/1977 80f) seinen „Echernstand“ in Tallage (um 12 000) mit dem Daun verbindet.

Zum holozänen Verhalten der übrigen Dachsteingletscher siehe Abb. 131.

Die Schneegrenze bzw. Gleichgewichtslinie weist innerhalb des Dachsteingebirges beachtliche Höhenunterschiede auf. Ihre gegenwärtige Lage wird am Hallstätter Gletscher mit 2650 m und am Schneelochgletscher mit 2350 m angegeben, was einen Unterschied von 300 m bedeutet (MOSER I/1977 133). Das kann nur auf die Reliefunterschiede und damit die jeweilige Exposition zurückgeführt werden. Nach GROSS´ (I/1983 81) Berechnung der Gleichgewichtslinie auf der Basis einer Befliegung 1969 nach dem Flächenverhältnis zwischen Akumulation- und Ablationsgebiet 2:1 ergeben sich noch niedrigere Beträge: für den Hallstätter Gletscher von nur 2490 m und für den Schneelochgletscher von nur 2270 m.

MOSER (I/1997) verweist auch auf den gewaltigen Schwund der Gletscher, deren Fläche und Masse seit 1850 bis auf die Hälfte und mehr abgeschmolzen sind, was im Mittel ein Einsinken der Oberfläche um 3 m/Jahr bedeutet. Diese Entwicklung wird nur kurz um 1890, dann durch einen deutlichen kurzen Wiedervorstoß um 1920 unterbrochen und erreichte um die Mitte des 20. Jahrhunderts ein besonders hohes Ausmaß. Zwischen 1973/74 bis 1982 folgt nochmals eine kurze Unterbrechung, als ein Großteil der Alpengletscher, darunter auch die kleineren Dachsteingletscher, vorübergehend deutlich vorgeückt waren. Unter Hinweis auf die am Zungenende der Pasterze vom Gletscher freigegebenen Zirbenhölzer, die für 9400–9500 v.h. ein mindestens um 200 m höheres Gletscherende als heute voraussetzen (H. SLUPETZKY 1990), schließt MOSER (I/1997 16ff), daß der Dachstein während der Postglazialzeit auch schon weitgehend gletscherfrei gewesen sein müsse. Diese Auffassung wird auch von ARNBERGER & WILTHUM (I/1953 202) und von KRAL (I/1971b) vertreten, nicht jedoch von LIEB & SCHOPPER (I/1991) auf Grund ihrer Untersuchungen im oberen Koppfenkar.

Die immer noch anhaltende Abschmelztendenz und die damit abgeschwächte Aktivität der Gletscher kommt in der zwar reliefabhängigen, aber im allgemeinen doch bescheidenen Fortbewegung zum Ausdruck, für die MOSER (I/1997 77) auf den Gosaugletschern durchschnittlich 7,10 m/Jahr angibt. Je dünner die Eisoberfläche wird (1967 konnte am Hallstätter Gletscher seine größte Eismächtigkeit von 87 m ermittelt werden – MOSER I/1997 27), um so mehr paust sich in der Eismasse das Untergrundrelief durch, was besonders beim Hallstätter Gletscher die Bedeutung der Hochkare als Akkumulationsbereiche unterstreicht, aber auch im Durchspießen von Felsauftragungen wie des Eissteins und in der Ausbildung einer Gletscherzunge im Ablationsbereich zum Ausdruck kommt.

Als Karstgletscher mit unterirdischer Entwässerung nehmen die Dachsteingletscher eine gewisse Sonderstellung ein. Infolge der starken Korrosionsanfälligkeit des Dachsteinkalkes bleiben Gletscherschliffe nur unter Moränenbedeckung erhalten, die von Endmoränen abgesehen, grundsätzlich auf

Hohlformen ohne oberirdischen Abfluß beschränkt ist. Nur in diesen Bereichen, wo gelegentlich auch vorübergehende Schmelzwasserseen ihre Sedimente hinterlassen haben, ist eine entsprechende frühe Bodenbildung und Vegetationsentwicklung möglich, die auch eine Nutzung dieser Stellen durch Almwirtschaft zuläßt.

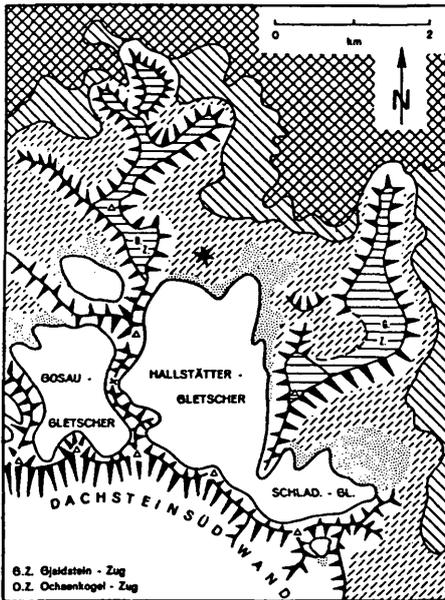
### 15.1.2 Periglazialerscheinungen in den oberösterreichischen Kalkalpen

Periglazialerscheinungen gab es außerhalb der Vergletscherungen nicht nur in den Kaltzeiten bis in die Niederungen des Vorlandes, es gibt sie, abgesehen von den arktischen Bereichen, auch derzeit noch in der nivalen bis subnivalen Stufe der Hochgebirge. Damit bieten in unserem Raum der Nordalpen alle etwa über 2000 m, unter günstigen Voraussetzungen auch schon über 1800 m aufragenden Gebirge die Voraussetzungen für die Ausbildung eines periglazialen Formenschatzes, was außerhalb der vergletscherten Teile für den übrigen Bereich des Dachsteins und außerdem noch für das Tote Gebirge einschließlich Warscheneck, für die Haller Mauern und die Gipfelbereiche der Gesäuseberge zutrifft. Wie weit auch Voralpengruppen wie etwa das Höllengebirge oder das Sengsengebirge davon betroffen sind, bedürfte noch einer näheren Untersuchung.

Erst spät konnte zuerst in der Schweiz (HABERLI 1975 7f) auch in den Alpen **Dauerfrostboden** (Permafrost) nachgewiesen werden. Einen ersten zusammenfassenden Überblick über diese Erscheinung in den Ostalpen ist G. K. LIEB (1996) zu verdanken, der mit A. SCHOPPER (LIEB & SCHOPPER I/1991) Permafrost auch auf dem Dachstein nachweisen konnte. Während in den Kaltzeiten in den Niederungen grundsätzlich Eiskeile als sicherer Nachweis dafür angesehen werden, gelten in den Alpen **Blockgletscher** dafür als signifikant (LIEB 1996 34). Obwohl als geomorphologisches Formenelement lange bekannt, ist deren Zusammenhang mit Permafrost erst spät erkannt worden. Unter Blockgletschern werden gefrorene, von Eis durchsetzte Schuttmassen verstanden, die sich ähnlich wie Gletscher langsam hangabwärts bewegen (zusammengefaßt in LIEB 1996 13f).

Von den insgesamt 7 von Lieb in den Salzburger, oberösterreichischen und steirischen Kalkalpen erfaßten Blockgletschern liegen 5 in der westlichen Dachsteingruppe, wobei ihre gegenwärtige Aktivität nicht unbedingt erwiesen ist. Ein ziemlich sicherer Nachweis für aktiven Dauerfrostboden gelang allerdings mittels spezieller Bodenuntersuchungen im Koppenkar (LIEB & SCHOPPER I/1991). Am ehesten handelt es sich in den nördlichen Kalkalpen um diskontinuierlichen (nicht zusammenhängenden) Permafrost, dessen Untergrenze mit etwa 2300 m angegeben wird und eine mittlere Jahrestemperatur der Luft von mindestens  $-1^{\circ}$  bis  $-2^{\circ}$  C voraussetzt. Das

abwechslungsreiche Relief des Dachsteinstockes mit perennierenden Schneefeldern und entsprechenden Schuttanhäufungen läßt auch noch weitere Vorkommen erwarten. Kontinuierlicher Permafrost setzt wesentlich tiefere Temperaturen voraus und ist in einer Höhenlage unter 3000 m hier nicht zu erwarten (LIEB 1996 93). Das in den Kalkalpen wesentlich seltenere Auftreten



Scharf ausgeprägte Grate und Kämme, steile Felswände mit dominierender Spaltenfrost- und Steinschlagverwitterung, keine Feinmaterialbedeckung, keine Strukturböden.

Hochgelegene, extrem wind- und frostexponierte Plateaflächen (Reste eines tertiären Reliefs) beiderseits des Hallstätter Gletschers weitab von den Vorfeldern, mit weit verbreiteten Strukturbodengroßformen und -kleinformen, vor allem in den feinstmaterialreichen Schichtkopferben, ferner rezente Wanderschuttdecken und Glatthangbildungen.

Firn- und Eisflächen der heutigen Gletscher

Feinmaterialreiche Gletschervorfelder (Zungenbecken des Vorstoßes von 1850), relativ lange Schneebedeckung in den ausgedehnten Hohlformen, nur vereinzelte Vorkommen undeutlicher Strukturbodenkleinformen, Rutschungen an den steilen Innenseiten der Moränenwälle und intensive rinnenhafte Abspülung.

Feinmaterialarmer, fast vegetationsloser Bereich des nackten Karstes mit weiten Nivationshohlformen bei langer Schneebedeckung.

Übergangsbereich zwischen nacktem und bedecktem Karst mit zunehmender Verbreitung von Krummholzinseln, noch immer Dominieren der großen Nivationshohlformen, sie zeigen beginnende Bindung an Schichtkopfmulden.

Bereich vorherrschender Krummholzbedeckung an den konvexen Schichtköpfen, dazwischen schneereiche, meist noch stark verkarstete Schichtkopfmulden, beginnender Übergang zum Krummholzkuppen - Rasenmuldentyp der tieferen Lagen.

Abb. 133: Gliederung der periglazialen Höhenstufe im Umkreis der Dachsteingletscher. Beziehungen zwischen Relieftyp, Schneedecken- und Vegetationsverteilung und ihre Auswirkungen auf die Standorte rezenter Frostbodenbildungen. P. Frittz 1976.

der Blockgletscher als in den Zentralalpen ist einerseits gesteinsbedingt, weil Karbonatgesteine weniger zu grobblockigem Zerfall neigen als granitische Gesteine und außerdem das niederschlagsreichere, stark ozeanisch geprägte Klima der Randalpen ihre Entstehung nicht begünstigt. Die Bildungen sind daher undeutlich, neigen eher zu den Blockgletschern ähnlichen Formen wie Solifluktionsloben u.a. und sind daher nicht immer leicht erkenn- bzw. unterscheidbar. Noch weniger ist es derzeit möglich, in diesem Raum aktive und inaktive Formen zuverlässig zu unterscheiden. Auf einer Karte mit der Untergrenze der alpinen Periglazialstufe scheidet LIEB (1996/97) auch die Gebiete mit potentiell Permafrost aus, zu denen neben dem Dachstein auch die höheren Bereiche im NO des Toten Gebirges zählen.

Die übrigen **Periglazialerscheinungen**, die nicht unbedingt an Permafrost gebunden sind, aber entsprechende Frosteinwirkung mit Frostwechsel voraussetzen, sind in unserem Raum bisher ebenfalls erst sehr lückenhaft erfaßt worden und eher als Nebenerscheinungen bei geomorphologischen Untersuchungen mit beschrieben oder auch als Einzelbeobachtungen erwähnt worden.

Schon früh weist J. SCHADLER (I/1931) auf Steinnetze in der 1450 m hoch gelegenen Eislueg hin, einer weit unterhalb der Untergrenze der Periglazialerscheinungen gelegenen kleinen Höhle im Stodertal (oberes Steyrtal). Diese Strukturen, die in einer frostbedingten Sortierung der Gesteinsstücke nach Korngrößen bestehen, sind hier völlig azonal auf die besonderen Temperaturverhältnisse dieser auch Eis enthaltenden Höhle zurückzuführen.

Einen ersten Überblick über die Verbreitung periglazialer Verhältnisse und deren Bedeutung für die Landformung bietet auf Grund ausgewählter Areale für die östlichen Kalkhochalpenstöcke P. FRITZ (1976), der auch den Dachstein einbezieht (Abb. 133) und auch Vergleiche mit den kristallinen Zentralalpen herstellt. In der Warscheneckgruppe und z.T. auch in den Haller Mauern verweist F. ZWITKOVITTS (I/1962), im östlichen Toten Gebirge A. LECHNER (I/1969) auf dieses Phänomen.

Da auch der periglaziale Formenschatz wie die Vergletscherung klimabedingt ist, ist für sein Auftreten primär die klimatische Höhenstufung entscheidend. Als Hauptverbreitungszonen gelten, soweit nicht von Gletschern bedeckt, die nivale Stufe über und um die Schneegrenze und die darunter anschließende alpine Rasenstufe, die allerdings in den Kalkalpenstöcken kaum zusammenhängend ausgebildet ist. Von unten her wird diese durch die Krummholz-(Latschen-)stufe stark eingeschränkt. Wie die Schneegrenze waren auch diese Stufen im Postglazial entsprechenden Höhenschwankungen unterworfen. Die alpine Waldgrenze ist durch anthropogene Einflüsse (Ausdehnung der Almwirtschaft auf Kosten des Waldes) stark (bis >200 m) abgesenkt worden, wodurch das Vordringen periglazialer Vorgänge zumindest lokal bis in diesen Bereich möglich geworden ist (FRITZ 1976).

Abgesehen davon, daß die Zone des maximalen Frostwechsels mit etwa 1200 m (FRITZ 1996 245) viel tiefer liegt, finden periglaziale Vorgänge im vegetationsfreien und -armen Bereich die optimalen Voraussetzungen, was für die Frostschuttzone zutrifft. Die volle Wirksamkeit des Frostes auf das Gestein setzt aber Eis- und Schneefreiheit voraus, was in dieser Höhenstufe bei allen dem Wind ausgesetzten Reliefformen weitgehend der Fall ist. Neben der Windexposition spielt auf diesen vom Wind freigeblasenen Stellen auch die im Frühjahr bald wirksame Sonneneinstrahlung eine Rolle, die für häufigen Frostwechsel und entsprechende Durchfeuchtung sorgt. Vermehrter Schuttanfall ist die Folge, der unter den Felswänden und unter felsigen Steilhängen entsprechende Halden bildet und bei geringerem Gefälle auf den weitgehend aeren Verebnungsflächen der Altlandschaft, insbesondere durch Frostsprengung zerstörte Karrenfelder, zur Anreicherung von Massen eckigen Schuttes (Scherbenkarst) führt.

In hochgelegenen, lange mit Schneeflecken bedeckten Hohlformen wie z.B. im Koppenskar können die Schuttmassen auch durch die Schmelz- und Gefriervorgänge bewegt werden und dann typische Formen der freien (ungehemmten) Solifluktion hervorrufen wie Schuttloben und -wülste (LIEB & SCHOPPER I/1991). Abwandernder Schutt bedingt meist auch unter Frosteinwirkung eine gewisse Hangglättung, wie sie FRITZ (1996 260) im Dachsteingebiet am Abfall des Hohen Gjaidsteins zu den Verebnungsflächen der tertiären Altlandschaft erwähnt.

Typische Glatthangbildung hat auch ZWITKOVITS (I/1962 Bild 3) am Dolomitkamm des Hochmöblig (Warscheneckgruppe) beobachtet (Abb. 134).

Auf den besser durchfeuchteten Altflächen in etwa 2630 m und 2400 m des Dachsteins kommen auch die für die periglaziale Höhenstufe typischen Frostmusterböden, vor allem Steinringe, je nach Mächtigkeit der Schuttdecke als Groß- und Kleinformen vor, die eine gewisse Sortierung der Komponenten nach Korngrößen unter Frosteinwirkung darstellt, wobei die gröberen Steine außen als Ringe angeordnet sind. Diese Bildungen werden auch – eher vereinzelt – in den Gletschervorfeldern angetroffen, wo sie FRITZ (1976 244) und auch MOSER (I/1998 127) erwähnen.

In der Rasenstufe treten mit zunehmender Vegetation Formen der gebundenen Solifluktion auf, worunter die Behinderung dieser Vorgänge durch die meist in Polstern auftretende Vegetation verstanden wird. Als Initialbildungen gelten Barflächen in der Rasendecke, die durch Lockerung und Hebung der Wurzelballen infolge Kammeisbildung und Auswehung des Feinmaterials durch Wind entstehen (Rasenschälung). Unter Mitwirkung des Frostes bei entsprechender Durchfeuchtung kommt es auch zur Frostsprengung und Zerkleinerung des Gesteins, so daß auf den Barflecken grundsätzlich eckiger Gesteinssplitt vorliegt. Auf geneigten Flächen führen Frostschub und Solifluktion zur Ausbildung von Rasengirlanden, die ebenfalls wie



Abb. 134: Glatthangbildung im Dolomit der Hochmöblinggruppe (bis 2341 m), Warscheneck. Der NNO-SSW verlaufende asymmetrische Kamm zeigt am ca. 35° gegen WNW geneigten, durch das Einfallen der Schichten begünstigte frostbedingte Glättung, während am steilen OSO-Abfall der an den Schichtköpfen ausbrechende Schutt mächtige hoch hinaufreichende Halden bildet. Zeichnung Kohl nach einem Foto von F. Zwittkovits 1962.

die den Höhenlinien parallel verlaufenden Rasenwülste oft ganze Rasenterassen bilden können. Diese hangparallelen Rasenwülste, die je nach Windrichtung und Hangausbildung auch schräg verlaufen können, dürfen nicht mit den sogenannten Kuhgangeln verwechselt werden, die allerdings in den höheren Lagen auch Anlaß zur Ausbildung solcher Frostvorgänge sein können. Bei weiterer Zunahme der Hangneigung können auch in der Falllinie verlaufende Streifen daraus hervorgehen.

Vegetationsfreie Flecken entstehen auch durch lange anhaltende Schneefelder, deren Schmelzwässer auch die Korrosion der Karbonatgesteine, aber auch die Frostsprengung des Gesteins fördern, wodurch wannenartige Barflecken sehr unterschiedlicher Größe entstehen. Diese Schneefleckenerosion, besser -korrosion (auch Nivation), kann bis in die Latschenzone hinabreichen und deren geschlossenes Auftreten wesentlich auflockern. Häufig tritt diese Erscheinung auch an Dolinen und ganzen Dolinengassen auf. Gute Beispiele dafür bietet FRITZ (1976) aus den östlichen Kalkalpenstöcken. Diese Nivationswannen sind aber auch in unserem Raum weit verbreitet. Der Verfasser konnte selbst noch in der Gipfelregion des Höllengebirges auf der nordexponierten Seite des 1816 m hohen Höllenkogels an einem meist bis in den

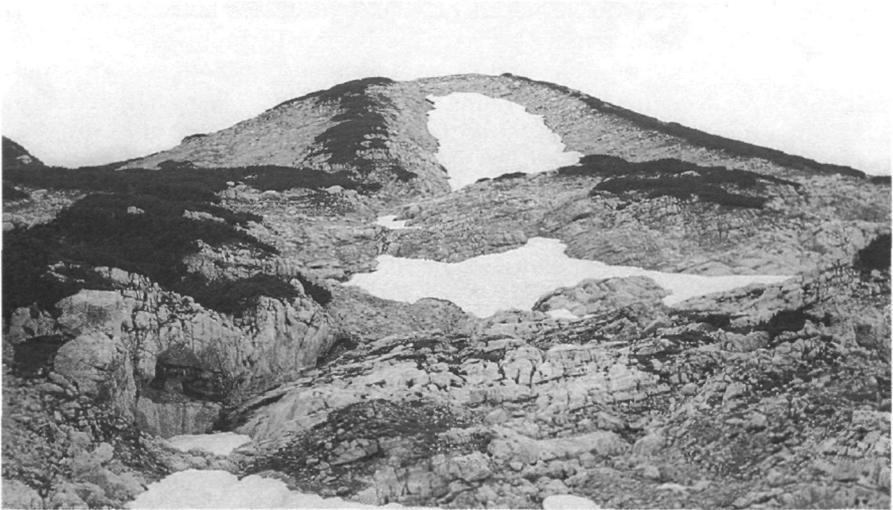


Abb. 135: Schneefleckenerosion am Gr. Höllenkogel (1862 m) im Höllengebirge. Foto: H. KOHL.

Sommer andauernden Schneefeld diese Erscheinung beobachten (Abb. 135), ebenso dürfte auch in dem bis 1961 m hohen Sengsengebirge damit gerechnet werden, wo F. BAUER (1953) in einer der Verkarstung gewidmeten Untersuchung auf den hochgelegenen Verflachungen eine gewisse Überprägung von Karstformen durch Frostschutt vermerkt und auf lange Schneelagen in Hochmulden verweist.

In der südlichen Umrahmung des Windischgarstener Beckens weist F. ZWITKOVITS (I/1962 62 u. 72) mit der „Zone der mechanischen Verwitterung“ bzw. „Schuttzone“ auf die periglaziale Gestaltung dieser Höhenstufe hin, die er am Warscheneck von 1900–1950 m bis zum Gipfel in 2389 m reichend und in den Haller Mauern über 1800–1850 m angibt. Rasenwülste erwähnt er im Hauptdolomitgebiet des Kleinmöbling-Kirchfeldes in 1950 m, auf der Speikwiese in über 1900 m und beim Großen Scheiblingstein in 2000 m. Nach seinen Beobachtungen entstehen bei Neigungen von 5–15° horizontal angeordnete Rasenstufen, bei >15° Rasengirlanden, die bei >25° in steile Schutthänge übergehen. Bei einer Neigung von 30–35° werden Schutthänge ausgebildet, wie expositionsbedingt an den Nordhängen des Warscheneckhauptkammes. Auch der Kamm bzw. Grat des im Hauptdolomit gelegenen Hochmöbling (2341 m) verdankt der frostbedingten und windexponierten Ausbildung eines Glatthanges auf der Westseite seine ausgeprägte Asymmetrie (Abb. 134).

Ebenso weist im östlichen Toten Gebirge A. LECHNER (1969 99) auf eine frostbedingte Formgebung im Bereich der „Frostschuttzone“ hin, die er nach

unten hin auf der Nordseite mit etwa 1800 m, auf der Südseite mit etwa 2000 m begrenzt. Besonders verweist er auf die Ausbildung von Steinringen mit 20 cm Ø (also Kleinformen), auf Rasenwülste und Girlanden, die bei mindestens 11–30° Neigung aufreißen und in Schuttstreifen übergehen, wobei er das Gebiet um die Weiße Wand und der Teufelsmauer (nordöstlich vom Gr. Priel) erwähnt. Der Verfasser konnte Rasengirlanden und treppenartig ausgebildete Rasenwülste im Gipfelbereich der Trageln von 2164 m abwärts feststellen (Kohl unveröffentlicht).

Eine auffallende Erscheinung unterhalb des Gipfels des Großen Priels (2515 m) ist das zwar schon lange bekannte, aber erst 1961 von J. ZEITLINGER näher beschriebene perennierende Schneefeld in Kühkar in einer mittleren Höhenlage von 2200 m, dessen Verhalten und nur ausnahmsweises völliges Abschmelzen keine Übereinstimmung mit den vorliegenden Niederschlags- und Temperaturverhältnissen erkennen läßt. ZEITLINGER vermutet daraus, daß hier größere Schneemassen durch Winterstürme von der Hochfläche des Toten Gebirges zugeführt und abgelagert werden. Die von ihm vorgelegten Bilder zeigen nicht nur einen deutlichen Schuttwall, der als Ablagerung des über dem Schneefeld abgleitenden Schuttes betrachtet werden kann; im Zusammenhang mit diesem Schneefeld ist auch mit periglazialen Soliflukti-onserscheinungen in dieser völlig pflanzenlosen Karwanne zu rechnen.

### **15.2 Die geodynamischen Vorgänge unter den warmzeitlichen Bedingungen des Holozäns (vgl. Tabelle 5)**

Das stark atlantisch geprägte gemäßigte Klima der Holozänzeit hat ganz andere Auswirkungen auf die Landschaftsgestaltung zur Folge als das bis zu extrem arktischen Verhältnissen reichende Klima der Würmeiszeit. Die jahreszeitlich und flächenhaft wirksamen Periglazialvorgänge werden auf das Hochgebirge beschränkt und die extremen Schwankungen in der Wasserführung mit den gewaltigen Schmelzwasserschüttungen verlieren ihre Bedeutung. Diese kaltzeitlichen Vorgänge werden vielmehr durch episodische, katastrophenartig auftretende ersetzt, die grundsätzlich auf außergewöhnliche Wetterlagen zurückzuführen sind. So können Starkregen Hochwasserkatastrophen mit entsprechenden kurzfristig wirksamen Erosions- und auch Akumulationsvorgängen auslösen und längere niederschlagsreiche Perioden verstärkt zu größeren Massenbewegungen führen, die sich von den kaltzeitlichen relativ seichten Periglazialbewegungen wesentlich unterscheiden. Klimaschwankungen spielen dabei nur eine untergeordnete Rolle.

Zunächst führte bereits im Spätglazial das geänderte fluviale Regime in den von glazifluvialen Schüttungen geprägten Tälern schon vom Zeitpunkt des Zurückschmelzens des Eises von den Endmoränen an zur flußabwärts

fortschreitenden Zerschneidung der letzten kaltzeitlichen Schmelzwasserschüttung. Das geschah oft in mehreren Stufen, die als Niederterrassenkomplex die aus Umlagerungsmaterial bestehenden holozänen Talsohlenseimente überragen. Andererseits setzt unabhängig davon von der Donau her die Eintiefung in diese Sedimente ein, die auch in die Nebentäler hinein wirksam war. In den nicht von Gletscherschmelzwässern geprägten autochthonen Vorlandtälern mit nur periglazialen würmzeitlichen Schuttablagerungen fehlt jedoch diese Zerschneidung, und die holozänen Sedimente überlagern dort die letzteiszeitlichen. Ein Beispiel dafür bietet das oberösterreichische Kremstal, das in der Würmeiszeit abgesehen vom obersten Bereich bei Micheldorf nicht mehr von Gletscherschmelzwässern erreicht wurde und wo anlässlich der Regulierung des Flusses u.a. bei Wartberg/Krems subrezente Eichenstämme in einigen Metern Tiefe unter den holozänen Sedimenten gefunden wurden. In den Talsohlen kleinerer Gerinne konnten wiederholt wie beispielsweise am Mühlbach nächst Buchberg bei Wels (ÖK 1: 50 000 Bl. 49 Wels) unter subfossilen Holzresten und Schnecken aus dem Holozän Feinsedimente aus periglazial umgelagertem Schlier mit typischen kaltzeitlichen Kleinschnecken beobachtet werden.

Die Untersuchungen im Talsohlenbereich der drei oberösterreichischen **Donaubenen**, Eferdinger, Linzer Donauefeld und Machland, haben gezeigt, daß die fluviatilen Vorgänge im Holozän wesentlich komplizierter sind und sich nicht in einer warmzeitlichen Eintiefung erschöpfen. Schon das geomorphologisch-ökologische Erscheinungsbild, wie es sich vor dem Ausbau der Kraftwerkskette (DOKW) an der Donau dargeboten hat (Abb. 136), weist deutlich unterhalb der 10–12 m über dem damaligen Donaumittelwasser liegenden hoch- und spätwürmzeitlichen NT (ONT u. UNT-Kap. III/11.3) drei weitere Niveaus auf, deren Ausbildung im Holozän erfolgt sein muß (Kohl I/1963). Sie werden als Hochflutfelder zusammengefaßt, weil sie je nach Höhenlage von den Donauhochwässern fast regelmäßig oder seltener erreicht wurden und daher auch eine entsprechende Sedimentdecke tragen. Wogegen in Oberösterreich, vom östlichen Machland abgesehen, die NT-Felder auch von den größten Katastrophenhochwässern wie 1501, 1899 und 1954 nicht überflutet worden sind.

Das Obere Hochflutfeld (OHF), etwa 5–7 m über dem ehemaligen Donaumittelwasser gelegen, wird nur von den größeren Hochwässern überflutet. Die reiferen Böden, Braune bis verbrauchte Graue Auböden und im Randbereich eher trockenen Standorte begünstigen den Ackerbau und auch die Alt-siedlung. Die gegenüber den NT unruhigere und damit ökologisch bereits stärker wechselnde Oberfläche läßt das geringere Alter erkennen.

Das wenige Meter tiefer liegende Untere Hochflutfeld (UHF) wird entsprechend öfter überflutet, die wesentlich unruhigere Oberfläche von zahlreichen oft noch wasserführenden Rinnen und Mulden durchzogen, darunter Seiten-

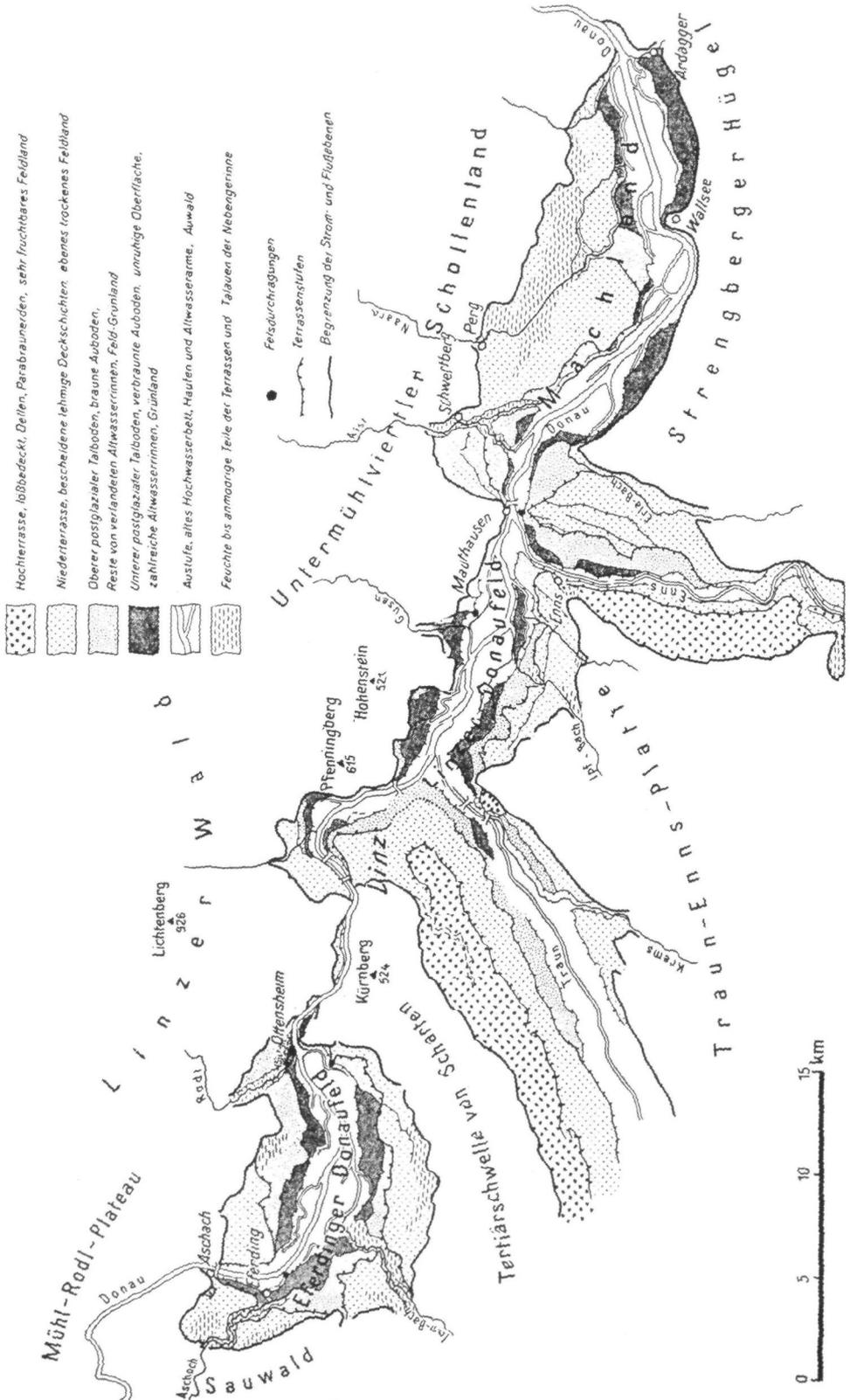


Abb. 136: Die Donauebenen in Oberösterreich. Nach H. KOHL, 1963.

gerinne mit verschleppter Mündung. Die unreiferen, mehr oder weniger verbrauchten polygenetischen Grauen Auböden und die zunehmenden Feuchtbiootope begünstigen die Grünlandnutzung.

Die unterste Stufe, die Austufe, deckt sich größtenteils mit dem Hochwasserbett vor der im wesentlichen in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts erfolgten Regulierung des Stromes und läßt noch gut die höheren „Haufen“ und die unterschiedlich breiten immer inaktiver werdenden Mulden der Altwasserarme erkennen. Auf den kaum weiterentwickelten Grauen Auböden stockt noch größtenteils der Auwald. Der zum Strom hin abfallende, infolge der Terrassenstufung gegen die Donau hin immer näher an die Oberfläche herantretende Grundwasserspiegel bestimmt zusammen mit den Deckschichten und noch erhaltenen Gewässern weitgehend die gegenwärtigen ökologischen Verhältnisse.

Die nähere Untersuchung des Aufbaues dieser postglazialen Hochflutstufen, für die es in den 50er und 60er Jahren im Linzer Donaufeld sehr günstige Voraussetzungen gab, weisen jedoch auf eine viel komplexere Entstehung hin, als etwa eine in drei Etappen erfolgte Tieferlegung der Stromsohle, wie sie auf Grund des rein geomorphologischen Befundes angenommen werden könnte. Zunächst waren es Baumstammfunde und deren Datierungen, ferner subfossile Bodenbildungen, die weitere grundlegende Schlüsse zuließen (KOHL I/1968 u. I/1973c), die schließlich anlässlich der archäologischen Grabungen des Oberösterreichischen Landesmuseums in Gusen (KOHL I/1978) eine Bestätigung erfahren haben. Ganze Lagen subfossiler Baumstämme konnten in den Schottergruben von Fising bei Asten östlich Linz und auch in anderen Gruben und Baustellen geborgen werden, aus deren Alter auf Zeiten bevorzugter Sedimentation geschlossen werden konnte. Bei Bohrungen waren Eichenstämme in 10 – >12 m Tiefe angetroffen worden, die eine mächtige Neusedimentation von wesentlich quarzreicheren und karbonat- sowie flyschärmeren Schottern bestätigen, als sie in den NT vorliegen. Unter dieser hier ältesten Baumstammage wurden die gleichen blockreichen Basislagen, möglicherweise z.T. geringfügig umgelagert, angetroffen wie an der Basis der NT. Eine größere Eintiefung in den liegenden tertiären Schlier ist jedoch hier nicht, wohl aber im Machland, nachzuweisen (H. FISCHER I/1965 57). Überlagert werden schließlich diese Schotter des OHF von einer uneinheitlich mächtigen Decke von Hochwassersedimenten, vorwiegend Ausanden und -lehmen (Abb. 137).

Die  $^{14}\text{C}$ -Daten aus den Baumstämmen lassen sich in zwei Gruppen einteilen: die älteren, meist Eichen zwischen 4400 und 4080 v.h. (nach konventioneller Datierung, d.h. ohne Berücksichtigung der tatsächlichen  $^{14}\text{C}$ -Schwankungen in der Atmosphäre und vor 1950), was nach dendrochronologischer Datierung von Eichenstämmen einem tatsächlichen Alter von etwa 5100–4500 entspricht; die jüngeren neben Eichen auch Ulmen und Eschen

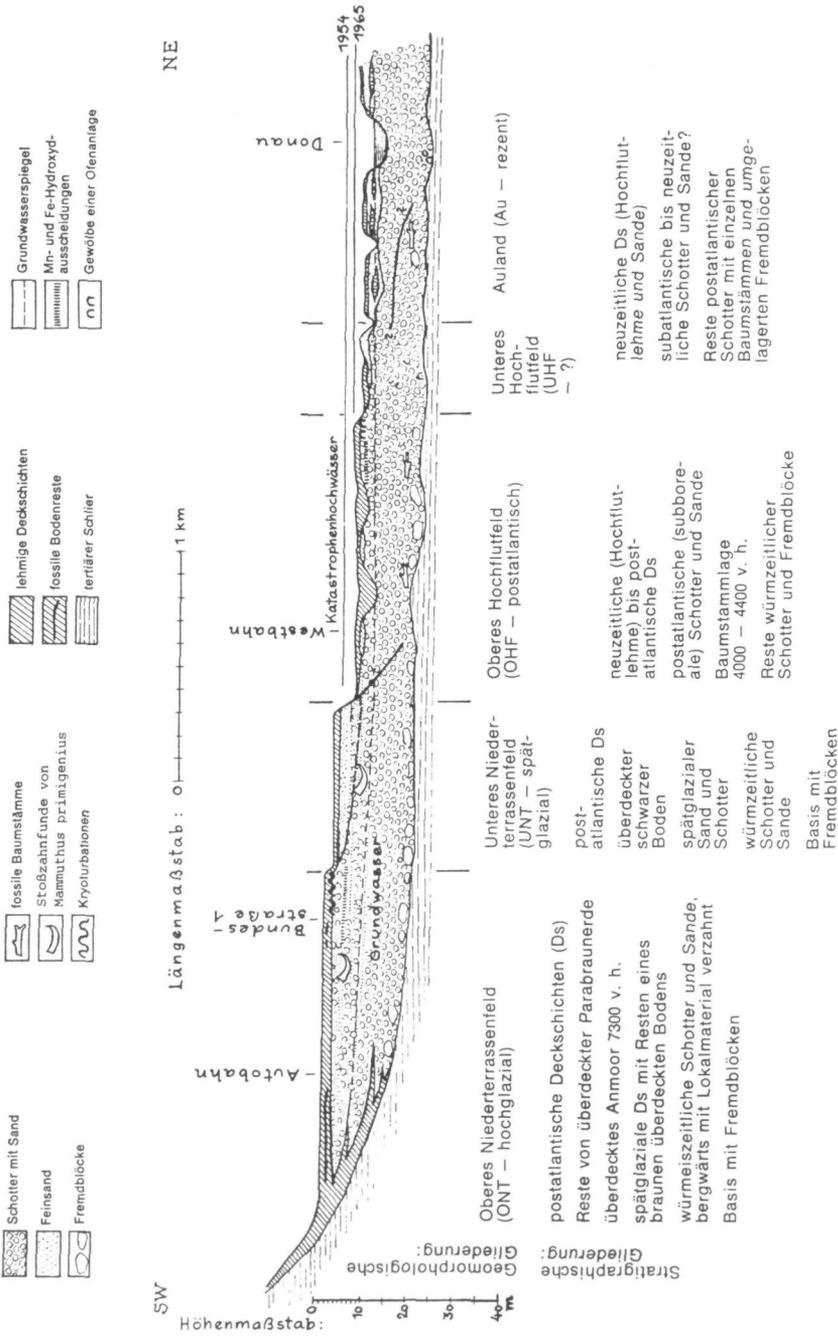


Abb. 137: Geomorphologische und stratigraphische Gliederung des Donautalbodens unterhalb Linz im Raume zwischen Pichling und Asten. H. KOHL 1968

mit konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Daten zwischen 2600 und 2390 v.h., die korrigiert 2850 und 2450 J.v.h. entsprechen. Daten um 3600 v.h. (korrigiert 4100 v.h.) unter jüngeren Schichten dürften aber ebenfalls mit der Ausbildung des OHF-Niveaus zu tun haben, so daß das heutige OHF nach der kräftigen spätglazialen Tiefenerosion erst ab dem Subboreal durch zwei bis drei Sedimentationsphasen entstanden sein kann, die jeweils von rinnenartig eingetieften Erosionsphasen unterbrochen wurden. Bei den archäologischen Ausgrabungen in Gusen konnten Zerstörungen der am damaligen Donauufer angelegten Kulturstätten etwa gegen Ende des Mesolithikums, während des Neolithikums und mehrmals während der Bronzezeit nachgewiesen werden, die unter Berücksichtigung der korrigierten  $^{14}\text{C}$ -Daten gut mit den Baumstammdaten übereinstimmen (Tab. 5).

Ab der letzten nachweisbaren Rinnenfüllung des OHF muß es abermals zu einer größeren Tiefenerosionsphase gekommen sein, ehe das Untere Hochflutfeld (UHF) aufgebaut worden ist, über dessen weitere Gliederung bisher wenig bekannt ist. Jedenfalls steht es, wie die frischen Formen und die geringe Höhe über der Donau zeigen, bereits in enger Beziehung zur Austufe, in der die Baugruben der DOKW und die größeren Schotterabbaue (Pleschinger Au und Steyregger Au) gute Aufschlüsse geboten haben. 7–12 m mächtige Sedimente liegen über der schon teilweise ins Tertiär eingetieften Sohle. Von der üblichen blockführenden Basislage sind nur noch meist umgelagerte Reste erhalten, die bereits in Verbindung mit Baumstämmen aller auch sonst vertretenen Altersgruppen auftreten. Während um 1450–1500 v.h. (weicht kaum von den dendrochronologischen Werten ab) noch Buchen und Ulmen aus der Pleschinger Au unmittelbar am Fuße des heute noch reichlich mit Buchen bestockten Pfenningberges belegt sind, treten in den wesentlich sandreicheren jüngeren Schottern zunehmend Vertreter der Weichholzaue auf, unter ihnen vorwiegend Pappeln. Beim DOKW-Bau Wilhering war, durch einen Hiatus deutlich von den liegenden sandreichen Schottern abgesetzt, eine 3–5 m mächtige jüngste Decke von Feinsedimenten einzusehen, an deren Basis zahlreiche Weichholzreste ein Alter vom 350–400 v.h. ergaben.

Das Niveau des OHF der Donauebene reicht auch in die unteren Abschnitte des Traun- und des Ennstales hinein.

Bei den Datierungen der Baumstämme handelt es sich an der Donau und darüber hinaus um immer wiederkehrende Zeitabschnitte (BECKER I/1982), die somit größere Schwankungen bzw. Störungen im Ablauf der Flußdynamik anzeigen. Die Ursachen können sehr verschiedener Natur sein. Sie wurden zunächst in Klimaschwankungen gesucht. Immer mehr hat sich jedoch gezeigt, daß es eine Reihe anderer Möglichkeiten gibt, unter denen die Auswirkungen der seit dem Neolithikum immer wieder getätigten Rodungen eine entscheidende Rolle spielen dürften (u.a. Beiträge in FRENZEL 1977). Der Vergleich mit anderen möglicherweise auf Klimaschwankungen zurückführenden Erscheinungen, wie die verhältnismäßig gut dokumentierten Gletscherschwankungen, verstärkte Solifluktionsvorgänge in der Schweiz, Vermoorungen, Vegetationsabläufe u.a., zeigt nur teilweise eine entsprechende Übereinstimmung, so daß FRENZEL (1977 297–322) unter dem Hinweis auf zahlreiche z. T. widersprechende Untersuchungsergebnisse zu dem Schluß

kommt, daß größere überregionale Klimaschwankungen nur sehr eingeschränkt anzunehmen wären, vielfach kleinräumige Differenzierungen bestünden und gerade die Schwankungen im Bereich der Flußdynamik primär auf die großen Rodungsphasen zurückzuführen wären. Für nur geringe Klimaschwankungen im Holozän treten aus der Sicht der Gletscherschwankungen und der Vegetationsgrenzen im Gebirge auch PATZELT und BORTENSCHLAGER ein (in FRENZEL 1977 248–259 bzw. 260–267).

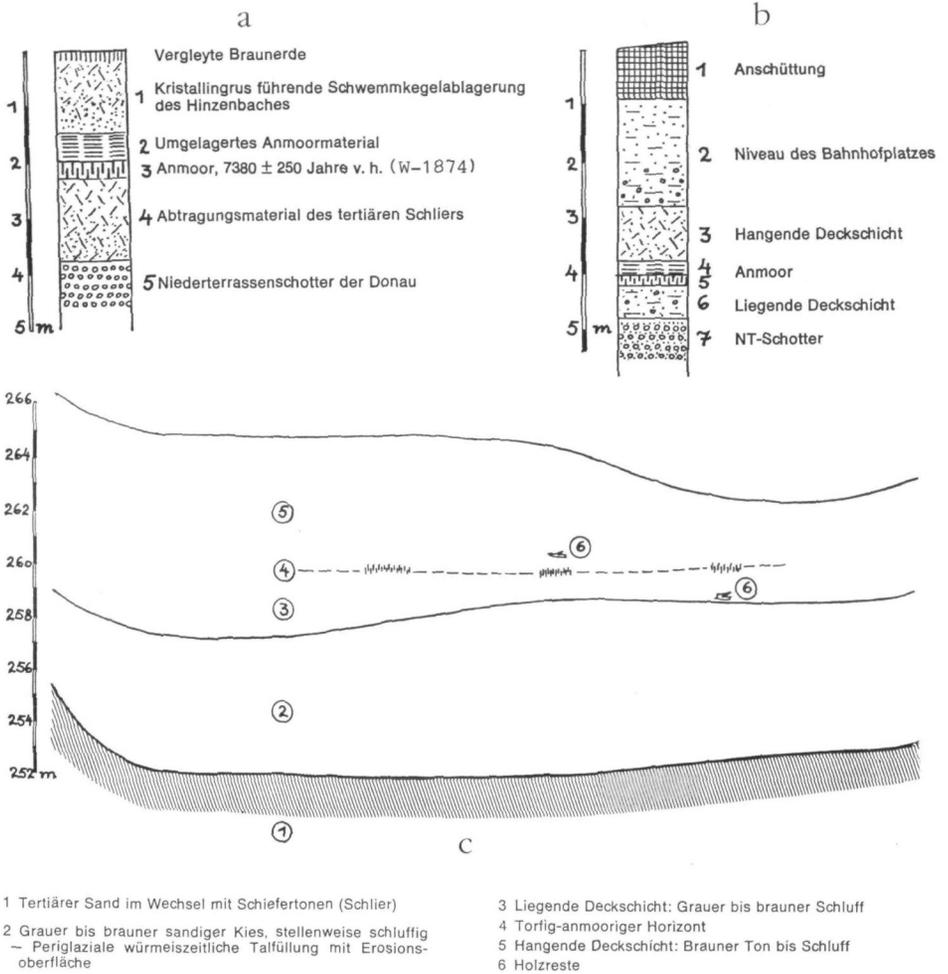
An der oberösterreichischen Donau sind nach der noch spätglazial erfolgten Eintiefung und Zerschneidung der NT bis ins Subboreal hinein keine wesentlichen Veränderungen erkennbar. Dann setzen allerdings die starken Schwankungen ein, die zunächst zum Aufbau des OHF geführt haben. Sie fallen vor allem in der ersten Phase im Neolithikum (Subboreal) z.T. mit der Rotmoos Gletscherschwankung PATZELT's (in FRENZEL 1977 249) zusammen und auch mit der ersten Rodungstätigkeit während des Neolithikums. Den Daten aus dem mittleren Subboreal (frühe Bronzezeit) ab 3600 (korr. ca 4100 v.h.) könnte die Lössschwankung entsprechen. Auch FRENZEL (in BECKER I/1982 109) hält mit Einschränkungen für diese Zeit eine Klimainhomogenität für möglich. Aber auch in dieser Zeit ist verstärkt mit Rodungen zu rechnen. Die jüngste der das OHF aufbauenden Phasen ab 2600 v.h. (bzw. ca 2850) dürfte ebenfalls mit Gletscherhochständen des älteren Subatlantikums zusammenfallen. Damit war der Aufbau dieses Niveaus, abgesehen von den späteren Hochwasserablagerungen im ersten vorchristlichen Jahrtausend abgeschlossen.

Für den Aufbau des UHF könnten die Daten aus der Pleschinger Au in Linz-Urfahr (Buche 1490 ± 90 und Ulme 1440 ± 90 v.h. (KOHL I/1973c) Anhaltspunkte für das Einsetzen einer verstärkten Sedimentation liefern. Erst der Aufbau der Austufe ist ab etwa 1600 n.Chr. wieder gut durch Daten belegt und fällt mit den neuzeitlichen Gletscherständen zusammen.

Nicht nur die Donau hat beachtliche Sedimentmengen im Holozän ab- bzw. umgelagert, auch von ihren Nebengerinnen sind bis mehrere Meter mächtige Feinsedimentdecken über den Donau-NT abgelagert worden (KOHL I/1968 40ff).

Abb. 138a zeigt ein überdecktes Anmoor über NT-Schottern der Donau im Kreuzfeld bei Eferding. Während das Material aus dem tertiären Schlier (Horizont 4) noch spätglazial, vielleicht z.T. auch noch frühholozän sein dürfte, fällt das mit W-1874 :7380 ± 250 J.v.h. datierte Anmoor in das Atlantikum und damit in Bezug auf die Morphogenese in einen relativ stabilen Abschnitt. Die Überdeckung des Anmoors (Horizonte 2 u. 1) dürfte zeitlich weitgehend mit den subborealen bis subatlantischen Sedimentationsphasen der Donau zusammenfallen.

Ähnliche Verhältnisse, vor allem das Auftreten eines Anmoorbodens innerhalb der postglazialen Deckschichten, waren auch im Raume Linz nachzuweisen. Im Bereich der Straßenbrücke über die Westbahn in Gaumberg/Linz (Abb. 138c) bezugeten Holzfunde (Nr. 6), daß etwa die untere Hälfte der 13 m mächtigen Sedimentfüllung der Talmulde des ehemaligen Fuchselbaches als periglaziale Ablagerung und die obere Hälfte als postglaziale Aufschüttung zu deuten ist, die ebenfalls durch einen Anmoorhorizont weiter gegliedert wird. Dieser Anmoorhorizont fand sich auch beim Ausbau der Straßenspinne Waldeggstraße-Bahnhofvorplatz in etwa 3 m Tiefe (Abb. 138b) wie auch an mehreren anderen Baustellen im Stadtbereich (siehe KOHL I/1968 45f).



a: Kreuzfeld bei Eferding, Ziegeleigelände Obermair mit subfossilem Anmoor, das die Deckschichten in eine voratlantische und eine nachatlantische Gruppe gliedert. b: Straßeneinbildung Waldeggstraße-Bahnhofplatz in Linz. Hier werden die Deckschichten ebenfalls durch ein subfossiles Anmoor gegliedert. c: Fuchselbachmulde bei der Westbahnbrücke in Linz. Auch hier wird die Deckschicht über der hier periglazialen würmeiszeitlichen Talfüllung durch einen torfig-anmoorigen Horizont zweigeteilt.

Abb. 138a-c: Aufbau des Oberen Niederterrassenfeldes (ONT) im Bereich des Eferding und des Linzer Donaufeldes. H. KOHL 1968

Größere flache Schwemmkegel von kristallingrusreichem Material etwa vom Pesenbach im nördlichen Eferdinger Feld und von der Naarn im Machland über der NT müssen wohl zum überwiegenden Teil vor der Eintiefung dieser Gewässer in die letzteiszeitliche Terrassenschüttung entstanden sein. Heute sind solche Aufschüttungen nur noch bei außergewöhnlichen Flutungen aus diesen Tälern vorstellbar.

Unabhängig von der Donau geht die postglaziale **Talentwicklung im inneralpinen Bereich** vor sich, wo zunächst im Traun-Einzugsgebiet die Alpenrandseen als untere Erosionsbasis dienen. Auch zwischengeschaltete Seebecken und bereits vollständig verlandete Seen wie in der Umgebung von Bad Ischl bleiben nicht ohne Einfluß. Ähnliche Seen gab es einst auch in den Einzugsgebieten des Alm-, Steyr- und Ennstales südlich Grünau, in der Umgebung von Windischgarsten und im steirischen Ennstal oberhalb des Gesäuses; sie sind bereits gänzlich verlandet und abgesehen vom Almtal durch ausgedehnte Moore gekennzeichnet.

Neben den vielfach nachgewiesenen höheren Seeständen im Spätglazial gibt es auch postglaziale Seespiegelschwankungen, die die Sedimentation und Erosion entsprechend beeinflussen können. Die Pfahlbauforschung, die heute allgemein diese Anlagen als Uferrandsiedlungen betrachtet und spezielle limnologische Forschungen an den größeren Salzkammergutseen haben übereinstimmend einen Seespiegelanstieg um 4700 v.h. ergeben und lassen im Neolithikum auf Spiegelschwankungen von 2 bis 3 m schließen, die Schmidt auf Grund palynologischer Nachweise auf klimatische Einflüsse zurückführt (DANIELOPOL et al. I/1985 136). Mehrere Spiegelschwankungen mit verschiedenen Ursachen konnte R. VOIGT (I/1996 252) mit Hilfe von Pollen- und Diatomeenanalysen auch am Fuschlsee nachweisen. Am Traunsee sind im Hofe des Schlosses Ort Wasserstände bis etwa 5 m (1594) über dem heutigen Seespiegel verzeichnet, die zeigen, wie groß selbst in der Neuzeit Seespiegelschwankungen sein können.

Auch im alpinen Bereich wird man die Ursachen für das gegenwärtige Geschehen nur z.T. im natürlichen, nicht zuletzt aber auch im anthropogenen Bereich suchen müssen wie Rodungen auch in Verbindung mit der Salzgewinnung, Einbau von Seeschleusen zur Regelung der Wasserführung, Kraftwerksbauten, hier nur eingeschränkt auch in der Ausdehnung der Almwirtschaft u.a.

Auf die sehr unterschiedliche Lebenserwartung der Seen hat bereits J. SCHADLER (I/1959 50) hingewiesen. Infolge der starken Schotterzufuhr durch die Traun errechnete er für den Traunsee 70 000–80 000 Jahre. Hier sind bereits etwa 5 km des einst größeren Traunsees bei Ebensee zugeschüttet. Dagegen kommt er beim Attersee, der keine größeren Schutzubringer hat und bei dem vor allem der Mondsee im Vorflutbereich bereits einen Großteil der Schotterfracht im Einzugsbereich aufnimmt, auf etwa 500 000 Jahre. Auch

schuttreiche Nebengewässer können wesentlich zur Seenverlandung beitragen wie das Beispiel des Zinkenbaches zeigt, dessen rasch wachsendes Delta den Wolfgangsee in zwei Teile zu trennen droht (SLUPETZKY I/1975). Auch steilere Schuttkegel legen sich über die Talablagerungen des Hauptflusses oder verzahnen sich mit ihm. Obwohl zahlreiche Einzelstudien über die holozäne Talentwicklung vorliegen, es sei u.a. auf die speziellen Untersuchungen besonders im Traunsee und im Attersee verwiesen (DANIELOPOL et al. I/1985, SCHNEIDER et al. I/1984, I/1986, I/1987), fehlt noch eine moderne vergleichende zusammenfassende Studie.

Einen wesentlichen Anteil an der holozänen Weitergestaltung der alpinen Landschaft haben alle Arten von **Massenbewegungen**. Im Vergleich zu den Alpen sind sie in den übrigen Landesteilen jedoch bescheiden und sind etwa in den Durchbruchsstrecken des Donautales auf kleinere frost- oder niederschlagsbedingte Felsausbrüche beschränkt, wie sie auch in den Kerbtälern des Kristallingebietes auftreten. Auch an Steilhängen mit ausbeißendem Tertiär treten immer wieder kleinere Rutschungen auf wie etwa am Salzachdurchbruch durch die Endmoränen des ehemaligen Salzach-Vorlandgletschers. Sonst geht es meist um anthropogen beeinflusste Erdschlipfe und flache Rasenabschälungen. Rund um den Hausruck kommt es häufiger auch zu Schotterausbrüchen.

Mit den abschmelzenden Gletschern war schon das Spätglazial eine Zeit bevorzugter Massenbewegungen, vor allem von größeren Berg- bzw. Felsstürzen (bei  $> 1$  Mio.  $m^3$  bewegter Gesteinsmasse wird von Berg-, bei weniger von Felsstürzen gesprochen, ABELE 1974). Damals waren instabil gewordene, glazien übersteilte Hänge vielfach Anlaß für diese Ereignisse. Es ist längst erwiesen, daß zu allen Zeiten des Holozäns Massenbewegungen, von größeren Bergzerreißungen, häufiger in Form größerer und kleinerer Felsstürze, ferner von Bergschlipfen, Hangrutschungen, Erdströmen bis zu Murabgängen stattgefunden haben, wobei primär die geologischen Verhältnisse im Zusammenhang mit fallweise starker Durchfeuchtung infolge Schneeschmelze oder Niederschlägen maßgebend sind. Die einzelnen Vorgänge unterscheiden sich nicht nur, wie schon der Name sagt, in der Art ihres Geschehens, sondern auch in der Geschwindigkeit, mit der sie vor sich gehen.

Erst spät ist die Bergzerreißung des vom Mondsee zum Attersee ziehenden Flyschhöhenzuges erkannt worden (GBA I/1989), wo frische staffelförmige Absätze und Massenverlagerungen auf die Fortdauer von zweifellos schon viel früher angelegten Störungen im Holozän hindeuten.

Unter den zahlreichen übrigen Ereignissen soll hier nur auf besser erfaßte Beispiele der jüngeren Zeit verwiesen werden, die häufig weiter zurückreichende Vorläufer haben. Zweifellos liegen die unruhigsten Bereiche im Umkreis der Salzstöcke des niederschlagsreichen Salzkammergutes (1500 bis gegen 3000 mm/Jahr). Das „Haselgebirge“, ein Gemenge von plastischem

Ton, festen Gesteinstrümmern, leicht löslichem Salz und auch sehr stark korrosionsanfälligem Anhydrit und Gips entwickelt im Zusammenhang mit der Großtektonik infolge der besonderen Eigenschaften seiner Bestandteile eine eigene „Salztektonik“, wodurch die Salzstöcke zu besonders instabilen Gebilden werden. Die darin liegenden z.T. uralten Bergbaue haben zweifellos diese Vorgänge noch verstärkt.

So stellt der gesamte Hallstätter Salzberg eine langsam sich in OSO-Richtung bewegende plastische Masse dar, die zur Kippung eingeschlossener Felsschollen, Zerreißung alter Gebäude, Deformierung alter Bergstollen und schließlich zur Zerreißung des im Osten dem Haselgebirge aufliegenden Plassenstockes führt, wie zahlreiche sich öffnende Parallelklfte erkennen lassen.

Seitens des Institutes für Geophysik der TU Wien konnten innerhalb der 20 Jahre 1954 bis 1973 in der Längsrichtung Versetzungen bis 4,23 m und vertikale Absenkungen bis 1,58 m festgestellt werden (HAUSWIRTH & SCHEIDEGGER I/1976 u. I/1988). Hemmend wirkt dabei der stabile Rahmen aus Dachsteinkalk.

Am Ausseer Salzberg, über dem der 1717 m hohe Sandling frei aufragt, haben solche Bewegungen vorgegebene Klüfte immer wieder erweitert (Zerrklüfte) und so wiederholt zu Berg- und Felsstürzen und fast laufend zu kleineren Felsausbrchen geführt. Der nach starken Regenfällen 1920 gegen die Vordere Sandlingalm niedergegangene Berg- bzw. Felssturz wurde von O. LEHMANN (I/1920 u. I/1926) untersucht und beschrieben. Der gewaltige Druck hat aus den unterliegenden wasserstauenden weichen Tonen des Haselgebirges und den Juramergeln einen Erdstrom ausgelöst, der in eine 4 km lange längs des Michl-Hall-Baches (Sandlingbaches) abfließende Mure Übergang.

Ähnliche im Ausmaß schwächere, aber dafür anhaltendere Vorgänge hat W. FRIEDL (I/1986) beschrieben und untersucht. Die Öffnung der Spalten hat ab 1977 zu Wassereinbrüchen in den Bergwerkstollen geführt. Neben Nachbrchen auf der SW-Seite, wo schon 1920 der Bergsturz niedergegangen war, ereignete sich 1978 auf der SO-Seite des Sandling ein mehrmals wiederbelebter Felsausbruch. Ebenso öffneten sich auf der Ostseite beim Roten Kogel (auch Brochner Kogel) bis in die Stollen des Bergbaues hinabreichende Klüfte, die an der Oberfläche bis 1 m auseinander klaffen und deutlich die Vegetationsdecken zerreißen. Die außen längs der Klüfte abbrechenden Gesteinsmassen haben bereits eine beachtliche Blockhalde hinterlassen.

Eine im Süden des Sandling aufragende, im Volksmund als „Usinni Kirra“ bezeichnete Felskuppe soll an den tragischen Tod von 36 Knappen anlässlich einer entsprechenden Katastrophe erinnern. Im Museum Bad Aussee wird 1546 ein Berg- oder Felssturz am Michl-Hall-Bach verzeichnet. Auf einer gemeinsamen Begehung des Autors (KOHL) mit W. FRIEDL 1983 konnte ein größerer, wie an den frischen Rissen und Quellungen erkennbar war, noch aktiver Erdstrom beobachtet werden, der von den unter den Jurakalken des Sandling liegenden Mergeln der Allguschichten seinen Ausgang nahm, in das alte Murbett von 1920 einmündete und mit deutlicher Zungenwlbung in etwa 1190 m endete.

Eine ähnliche Situation, wenn auch in den Auswirkungen einseitiger, liegt über dem Ischler Salzberg vor. Die dort etwa 120 m steil gegen WSW abfallende Zwerchwand aus Oberjurakalken liegt über Haselgebirge und den wasserstauenden Zlambachschichten. Die schon von H. SALZER (I/1937 u. I/1938) aufgezeigte Anfälligkeit für Massenbewegungen hat im Herbst 1978 (KOHL I/1979), dann wieder im Winter 1980 und im Frühjahr 1981, zuletzt 1983 (O. BAMMER 1984 u. G. SCHÄFFER I/1983b – dortige Abb. 48 u. 49) zu beachtlichen Felsabstürzen geführt, die an durchlaufenden Klüften abgegangen sind (Abb. 139 oben). Der Druck auf die plastische Unterlage war so groß, daß im August 1980 gewaltige Lockermassen aus der nachgebenden Gesteinsunterlage ausgepreßt wurden, die einen langsam fortschreitenden etwa 750 m langen Erdstrom speisten. Im Winter 1982 ging dieser entlang des Stamm-baches bei immer stärkerer Durchfeuchtung in eine immer rascher (max. 120 m/Tag) abfließende, bis 1,5 km lange Mure über. Erst im März 1982 kam diese knapp über den obersten Siedlungen zum Stillstand (Abb. 139 unten). Ältere Ablagerungen beweisen, daß die Vorgänge hier nicht das erste Ereignis dieser Art waren.

Spät- bis postglaziale Felsstürze sind auch vom Schwarzenberg südlich Spital am Pyhrn nachgewiesen, deren größter bei St. Leonhard 600–700 m breit das oberste Teichtal verschüttet hatte. Sie haben möglicherweise auch mit dem unterlagernden Gips zu tun. Neben Dachsteinkalk sind dort in der Sturzmasse auch bunte Blöcke der Spitaler Breccie enthalten, die einst von Steinmetzen als „Spitaler Marmor“ verarbeitet worden sind (S. PREY, unveröffentlichte Unterlagen in GBA).

Daneben gibt es im Kalkalpenbereich auch unabhängig vom Salzgebirge abgehende Felsstürze, wie z.B. auf der Bischofsmütze im Gosaukamm schon 1974 und im Herbst 1993, die mit dem vertikal geklüfteten Dachsteinriffkalk und dem darunterliegenden brüchigen Hauptdolomit zusammenhängen (G. SCHNEIDER I/1996). Als weiteres Beispiel kann u.a. der Felssturz vom Stubwieswipfel im Warscheneckgebiet gelten (ZWITTKOVITS I/1961 62). Auch entlang der großen Störungszonen wie im Trauntal zwischen Bad Ischl und Ebensee und längs des Traunsee-Ostufers (SCHÄFER 1983a) häufen sich Gesteinsabbrüche, ferner an Überschiebungsgrenzen der Gesteinsdecken, wie GÖTZINGER & H. Z. ZAPPE (I/1939) am Beispiel der Rutschung am Schobernordhang zeigen konnten. Da auch Gosauschichten innerhalb der Kalkalpen vielfach wasserstauend wirken, können auch sie Massenbewegungen auslösen, wie u.a. das Beispiel einer Hangzergleitung in der Nähe des Schaferteiches am Nordfuß des Warschenecks bezeugt, wo 1955 auch eine Altmoräne über Gosauschichten davon betroffen war (II/Abb. 57).

Massenbewegungen verdichten sich auch in der Flyschzone, innerhalb der vor allem die Aufbrüche in tonreichen Gesteinen der tektonischen Einheit des Helvetikums bei entsprechender Durchfeuchtung als regelmäßige Rutschge-



Abb. 139: Felsstürze Zwerchwand bei Goisern, Salzkammergut. Oben: Felsstürze 1978 und 1980. Aufnahme P. Baumgartner; unten: Durch die abgestürzten Felsmassen ausgelöster Erd-Schutt-Strom mit anschließender Mure 1982. Aufnahme H. SORDIAN

biete gelten. Auch Flyschgesteine können bei Auflockerung durch Störungen, Anhäufung lehmiger Verwitterungsprodukte und glazial- oder auch erosionsbedingte Hangversteilung zu tiefergreifenden Ausbrüchen, auch zu flacheren Hangrutschungen sowie Murabgängen führen.

Eines der bekanntesten in entsprechenden Abständen immer wieder aktiv werdenden Gebiete ist der Gschlifgraben am Traunsee. Im dort durch Störungen tiefgründig beeinflussten Deckengrenzbereich zwischen Kalk-(Traunstein) und Flyschalpen (Grünberg), wo auch Helvetikum zutage tritt und Gosauschichten eingeklemmt sind (S. PREY I/1983), haben P. BAUMGARTNER und Mitarbeiter zusammen mit der Wildbachverbauung eingehendere hydro- und ingenieurgeologische Untersuchungen durchgeführt (I/1981, BAUMGARTNER & MOSTLER I/1978, BAUMGARTNER & SORDIAN I/1981 u. I/1982).

Trotz des in Verlust geratenen einschlägigen Archivs gibt es seit 1660 zahlreiche Hinweise auf die ständige Bedrohung durch Massenbewegungen aus dem Gschlifgraben, die sich in größeren Erd- und Murströmen deltaartig bis in den Traunsee ergossen hatten. Die Kartierungen (Kartenbeilage zu 1982) haben vier Systeme von erdstromartigen Bewegungen erkennen lassen, von denen das jüngste auf 1910 zurückgeführt wird. Daten aus bei Bohrungen entnommenen Hölzern mit  $< 220$  J.,  $2250 \pm 80$  und  $9550 \pm 160$  J.v.h., verweisen auf ältere Ereignisse dieser Art, wobei unter den mit  $9690 \pm 150$  und  $10\ 080 \pm 180$  v.h. datierten Bachsedimenten nochmals eine Erdstromlage festgestellt werden konnte.

Als weiteres Beispiel aus den Flyschalpen soll die Kammerl-Rutschung (auch als Jägermaiers-Rutschung bezeichnet) am Attersee erwähnt werden, wo im Sommer 1959 über mehrere Tage hindurch etwa  $300\ 000$  m<sup>3</sup> Gesteinsmasse aus einer 130 m über dem See gelegenen Ausbruchsnische bis in den See abgewandert ist und dabei auch die Uferstraße abgesenkt hat (Abb. 140). Auch hier deuten ältere derartige Sedimente auf Vorläufer solcher Abgänge hin. Massenbewegungen sind auch von den übrigen im Flyschalpenbereich liegenden Hängen am Attersee bekannt.

Bei der GBA-Tagung 1983 in Gmunden ist auch auf die Bedeutung der kartographischen Darstellung der „Risikofaktoren“ am Beispiel des Blattes 66 Gmunden 1 : 50 000 verwiesen worden. Beispiele daraus sind auf einer Exkursion vorgeführt worden (SCHÄFFER 1983a).

Auch einem Gutachten von Heinrich HÄUSLER (I/1980 185) zur Erstellung von Gefahrenzonenplänen im Bereich der Flyschzone in den Ennstalgemeinden südlich Steyr kann die Häufigkeit der für die Flyschzone typischen Hangbewegungen und Massenverlagerungen entnommen werden.

Die angeführten Beispiele zeigen deutlich, daß Massenbewegungen im Holozän in Abhängigkeit vom geologischen Bau, den beteiligten Gesteinen und damit an bevorzugten Stellen bei starker Durchnässung infolge Schneeschmelze oder Starkregen ausgelöst werden und wiederholt stattfinden. Auch menschliche Eingriffe begünstigen fallweise dieses Geschehen. Die besonders anfälligen Salzstöcke erweisen sich als ständige Unruheherde, die auch größere Katastrophen verursachen, während in den anderen Bereichen län-



Abb. 140: Jägermaiersrutschung 1959, Kammerl bei Schörfling am Attersee. Ausbruchsnische im Flysch. Rutschmasse mit Moränenmaterial vermengt. Das angestaute Wasser hatte mehrere Murengänge ausgelöst. Foto: WESTMÜLLER

gere Ruhepausen zwischen den in unregelmäßigen Abständen eintretenden größeren Katastrophen liegen.

Eine jüngste zusammenfassende Darstellung der abrupt auftretenden und damit entsprechende Gefahren bergenden Naturprozesse der Gegenwart in Österreich bietet Ch. EMBLETON-HAMANN (1997).

### 15.3 Die Vegetationsentwicklung im Holozän

(vgl. Tabelle 5)

Wie bereits im Kap. 12.4 ausgeführt, fällt die entscheidende Wende von den kargen eiszeitlichen Vegetationsverhältnissen bis zur völligen Wiederbewaldung bereits in die Zeit der großen Klimaveränderung im Spätglazial. Der mit Rückschlägen erfolgten Klimaverbesserung paßt sich auch die Vegetationsentwicklung an, die ein letztes Mal durch den kurzen Klimarückfall der Jüngeren Tundren- (Dryas-) Zeit um 10 900–10 300 v.h. meist nur mehr geringfügig gestört wurde. Noch im Präboreal wird in den Hochalpen Tirols bereits ab 9300 v.h. das heutige Niveau der potentiellen Waldgrenze erreicht (BORTENSCHLAGER in FRENZEL 1977 260f), im Dachsteingebiet möglicherweise etwas später (SCHMIDT I/1981 64). Die tatsächliche Waldgrenze liegt heute unter dem Einfluß der Almwirtschaft meist tiefer.

Die im Hochgebirge nachgewiesenen holozänen Schwankungen der Waldgrenze halten sich in relativ engen Grenzen und verlaufen in guter Übereinstimmung mit dem Verhalten der Gletscher, was auf Schwankungen gewisser Klimafaktoren schließen läßt. In den Niederungen zeigt sich jedoch ein Vegetationsverlauf, der zweifellos auch von anderen Faktoren mitgesteuert und ab dem Subboreal immer stärker von menschlicher Seite her beeinträchtigt wird.

In großen Zügen ordnet sich der holozäne Vegetationsablauf in Oberösterreich der allgemein für Mitteleuropa geltenden Abfolge ein, wobei im alpinen Bereich die Höhenstufung eine maßgebende Rolle spielt und außerdem der kleinräumige Wechsel ökologisch unterschiedlicher Standorte, der auch im Flachland zur Geltung kommt. Zu beachten ist ferner die sehr unterschiedliche Pollenproduktivität der einzelnen Gehölzarten wie auch deren Verfrachtungsmöglichkeit an den einzelnen Standorten, die das Ergebnis einer Pollenanalyse beeinträchtigen.

Unter Berücksichtigung der vorliegenden Pollenanalysen von SCHMIDT (zusammengefaßt in I/1981) und DRAXLER (I/1977) im Salzkammergut, von KRAL (I/1971b, I/1972a) speziell im Dachsteingebiet und der holozänen Waldgeschichte der Alpen (I/1979), ferner von KRISAI (u.a. I/1982) im Innviertel, F.X. WIMMER (1996) am Alpenrand (bei Steinach am Ziehberg ÖK Bl. 67 Grünau i. A. und bei Seewalchen am Attersee ÖK Bl. 65 Mondsee) und anderen Autoren kann für Oberösterreich im Holozän folgende Vegetationsentwicklung angenommen werden (Abb. 141):

An der Grenze Pleistozän / Holozän ist weltweit mit einer Temperatur- und weithin auch mit einer Niederschlagszunahme zu rechnen. Untersuchungen in Eisbohrkernen in Grönland und in der Antarktis haben von der Jüngeren Dryaszeit an eine Erwärmung um etwa 7° C, vom Hochglazial an um 10,5° bzw. 16,5° ergeben (B. STAUFFER in FRENZEL 1991).

In den Pollenprofilen (z.B. Abb. 108 Moosalm 730 m und 109 Halleswiessee 781 m – DRAXLER in v. HUSEN I/1987 und SCHMIDT I/1981) ist dieser Übergang von der Jüngeren Dryaszeit (Pollenzone III) zum postglazialen Präboreal (IV) gekennzeichnet durch eine rasche Abnahme der NBP (Nichtbaumpollen) bis  $\pm 10\%$  und einen Rückgang der Kiefern, wobei die Zirbe sich zugunsten der immer mehr dominierenden Waldkiefer auf die Hochlagen zurückzieht. Ähnliches gilt für die lichtbedürftige Lärche und die Birke, die vor allem an geeigneten Standorten nochmals einen kurzen Anstieg erkennen läßt. Insgesamt besteht aber eine Kieferndominanz von den Niederungen bis zur Waldgrenze. Oberhalb dieser ist mit ausgedehnten Grasheiden und Pionervegetation zu rechnen, die vom fortschreitenden Wald zurückgedrängt wird (KRAL I/1979 33f). Gleichzeitig breitet sich die Fichte aus, die zunächst nur ein schmales Areal einnimmt. In tieferen Lagen stößt in die noch verbreiteten Kiefernwälder der EMW (Eichenmischwald) vor, zuerst mit Ulme, gefolgt von Eiche, Linde und anderen Laubböhlzern. Abweichend davon



verhält sich das Profil Walserberg in 480 m bei Salzburg (Abb. 111 nach KLAUS I/1967), wo die Zonengrenze III/IV, von einem kurzen Gipfel der NBP während der Jüngerer Dryaszeit abgesehen, kaum hervortritt. Das mag lokal durch das weite Salzburger Becken bedingt sein, wo die Waldentwicklung schon vor dem letzten spätglazialen Kälterückfall weit fortgeschritten war. In diesem Profil ist an der Zonengrenze gut das Schwinden der Zirbe zugunsten der Waldkiefer zu erkennen. Etwas anders erscheint dieser Übergang im Profil Tannermoor (Abb. 112 nach BORTENSCHLAGER I/1969), das in 938 m im Kristallingebiet des östlichen Mühlviertels liegt. Hier nimmt der NBP-Anteil sehr zögernd ab. Kiefer und Birke nehmen eher noch etwas zu, und erst allmählich breitet sich die Fichte aus. Ansätze zum EMW zeigen sich im bescheidenen Auftreten der Ulme.

Die Zeit der Birken-Kieferndominanz im Präboreal ändert sich rasch im Boreal (Pollenzone V), als in die noch lichten Wälder vorübergehend die Hasel (*Corylus*) eindringt und in den Pollenprofilen einen deutlichen Gipfel aufweist (sehr ausgeprägt z.B. im Profil Tannermoor (Abb. 112). Der EMW breitet sich zuerst mit Ulme, gefolgt von Eiche, Linde u.a. in den unteren Lagen auf Kosten der Kiefernwälder aus. Die Fichte verdrängt die Kiefer aus den höheren Gebirgslagen.

Im Älteren Atlantikum (VI) beherrscht die Fichte weitgehend den gesamten nördlichen Alpenrand. An der Grenze vom Älteren zum Jüngerem Atlantikum (VI/VII) setzt dann um 6500 bis 6000 v.h. die sehr massive Ausbreitung der Tanne (*Abies*) und der Buche (*Fagus*) ein, die den EMW vor allem im Randalpenbereich erheblich einschränken und dort auch die Fichte immer mehr auf die montane Stufe und in die kontinentaleren inneralpinen Gebiete wie auch im Kristallingebiet auf die Hochlagen des Mühl- und Waldviertels zurückdrängen. Damit ist auch bereits die heute noch weitgehend geltende Höhenstufengliederung des Waldes erreicht, wie auch der Wandel zur buchen- und tannenreichen „Randalpenzone“ (KRISAI & SCHMIDT I/1983 42, SCHMIDT I/1981 42 und KRAL I/1979). Das jedenfalls feuchtere Klima des Atlantikums hat auch das Hochmoorwachstum entsprechend begünstigt und die Ausbreitung der Erle (*Alnus*) gefördert; sie ist in den Pollenprofilen vom Präboreal an, wenn auch stark vom Standort abhängig, mit zunehmenden Werten vertreten, die erst im Subatlantikum wieder zurückgehen.

Im Jüngerem Atlantikum (VII) fällt an den Salzkammergutseen die Eibe (*Taxus*) auf, die dort heute noch Refugialstandorte einnimmt (z.B. Johannesberg in Traunkirchen).

Im Subboreal (VIII) kommt es vor allem in den Höhenlagen zu einer weiteren Ausbreitung der Tanne, ferner der Buche und auch der Erle auf Kosten des EMW, bei dem sich am besten noch die Eiche durchsetzt. Als letzter unserer heutigen Waldbäume wandert die Hainbuche (*Carpinus*) ein, deren Auftreten im Salzkammergut mit den ersten von der Mondseekultur

(Pfahlbauten) ausgehenden menschlichen Einflüssen zusammenfällt. Schon vorher muß im Laufe des Neolithikums im Vorland zumindest inselhaft bei zunehmender Rodungstätigkeit auch mit entsprechenden Veränderungen in der Vegetationszusammensetzung gerechnet werden.

Im folgenden Subatlantikum (IX und X) dringt zunächst die Buche weiter vor, der Bereich der Tanne wird eingeschränkt und die Hainbuche nimmt größere zusammenhängende Areale ein. Die Rodungsperioden nehmen stark zu und damit auch die als Kulturanzeiger geltenden Pollen (vor allem der Getreidearten).

Eine jüngere Untersuchung aus dem Filzmoos bei der Wurzeralm/Warscheneck liegt aus 1360 m Höhe von F. KRAL (1985/1985) vor. Das in der montanen Stufe gewonnene Profil (Abb. 142) setzt im ausgehenden Präboreal mit dem Rückgang der Kiefer und dem Anstieg der Fichte ein und zeigt, abgesehen von lokal bedingten Unterschieden, einen ähnlichen Verlauf der Hauptgehölze bis ins Jüngere Subatlantikum hinein wie das Tannermoor. Hinweise auf Beweidung gibt es aus dem mittleren Subboreal (= Spätneolithikum) und dann vermehrt ab der Wende vom Älteren zum Jüngeren Subatlantikum (=Frühmittelalter).

Die im Atlantikum und Subboreal auf Höchstwerte um 2200 m angestiegene Waldgrenze fällt auf <2000 m ab und wird durch die menschliche Tätigkeit (Almwirtschaft) weiter auf 1800 m abgesenkt.

Den Untersuchungen KRAL's (I/1972a) zufolge liegt diese Grenze am Nordabfall des Dachsteins im Subboreal um 2000 m und damit etwas tiefer. Sie fällt dann während des Subatlantikums weiter ab, wobei sie infolge der alpinen Weidewirtschaft bis zur Gegenwart auf 1585 m abgesenkt wird, während die potentielle Waldgrenze bei annähernd 1820 m anzunehmen ist (Abb. 143). Das bedeutet hier eine anthropogen bedingte Absenkung um 245 m. Die ursprünglich höhere Lage der Waldgrenze im Subboreal hatte reliefbedingt zur Folge, daß damals Fichte, Zirbe, Lärche und Tanne, z.T. sogar die Buche auch noch auf dem Plateau weiter verbreitet waren (KRAL I/1972a). Die Absenkung der Waldgrenze führt dann im Subatlantikum zu einem Zurückweichen dieser Baumarten vom Plateau auf den Steilabdall und darüber zu einer entsprechenden Ausbreitung der Latsche (*Pinus mugo*) neben Restbeständen der Zirbe. Je mehr wir uns der Gegenwart nähern, um so mehr wird auch die Waldzusammensetzung durch die Forstwirtschaft mit Begünstigung der Fichte immer stärker beeinflusst.

Auch der postglazialen Vegetationsentwicklung ist neben einer entsprechenden lokalen Differenzierung (SCHMIDT I/1981, WIMMER I/1996) eine gewisse Beeinflussung durch einmal mehr kontinentale (Präboreal, Boreal, Subboreal) und dann wieder mehr humidere, ozeanische Tönung des Klimas (Atlantikum, Subatlantikum) zu entnehmen. So verweist nicht nur B. FRENZEL (1966) auf einen kurzen Kälteabschnitt am Ende des Atlantikums um 5400 bis 5000 v.h. sowie gegen Ende des kontinentaleren Subboreals 3500 v.h. und

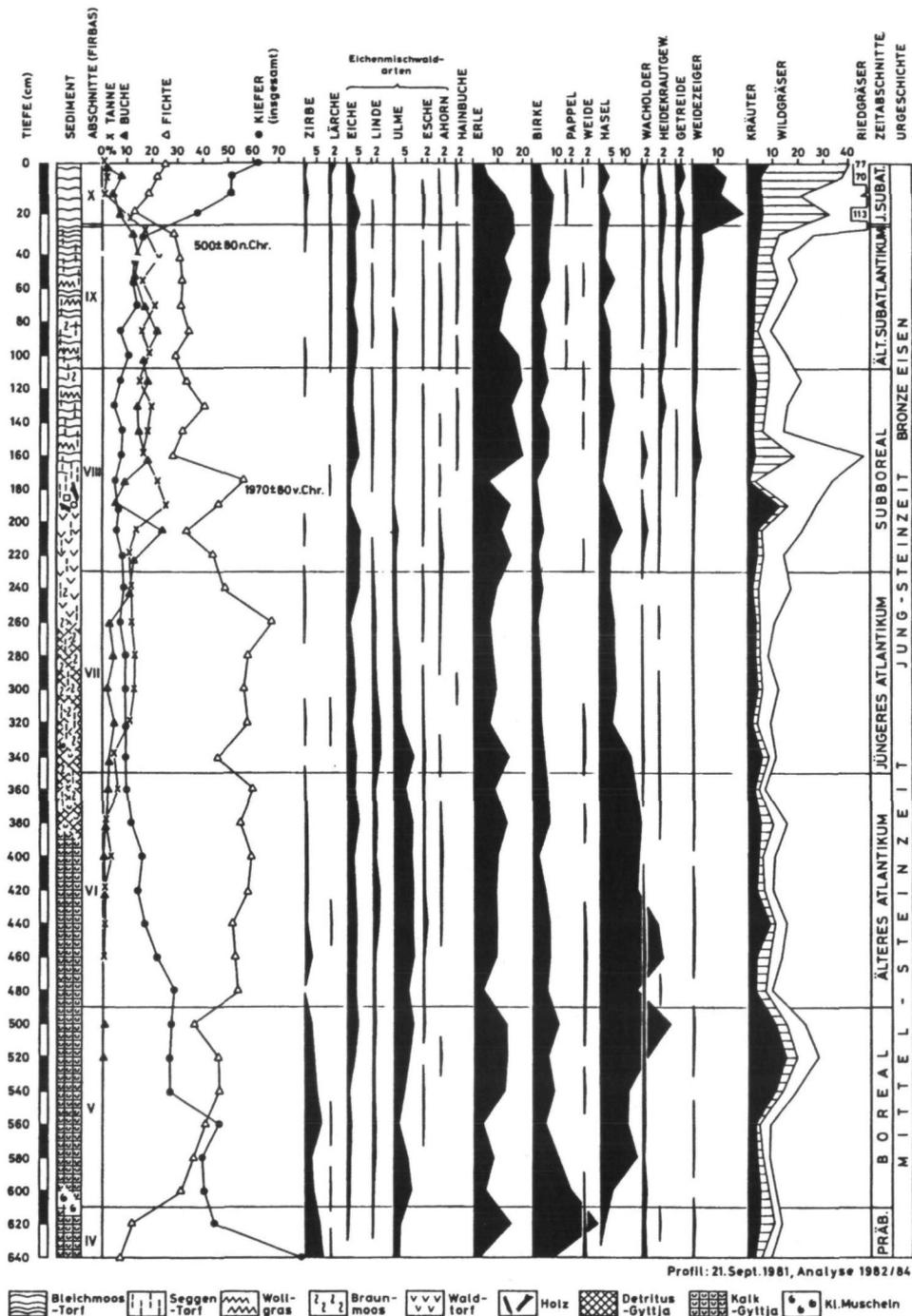


Abb. 142: Nacheiszeitliche Vegetationsentwicklung im Unteren Filzmoos, 1363 m, Warscheneck NN. Nach F. KRAL 1982/84.



besonders im Älteren Subatlantikum 2900 bis 2700 v.h. auf eine Klimaänderung mit zur Absenkung der Waldgrenze führender Abkühlung und einer Zunahme der Ozeanität, die auch Gletschervorstöße verursacht hatte. Die Klimasensibilität kommt im Bereich der Baum- und Waldgrenze eher zur Geltung als in den Niederungen. Größere Klimastürze dürfte es aber kaum gegeben haben. Eine wesentliche Rolle spielen bei den laufenden Vegetationsveränderungen jedoch biologische, auch ökologische und für die jüngere Zeit zunehmend vom Menschen ausgehende Faktoren.

## 16 TEKTONIK IM QUARTÄR OBERÖSTERREICHS

Oberösterreich liegt im Vergleich zu anderen Gebieten in einem tektonisch schon lange eher ruhigen Bereich, in dem junge Störungen kaum auffallen. Junge Absenkungen, die zu größeren Mächtigkeiten quartärer Sedimente geführt hätten, wie das im ungarischen Tiefland, zu dessen Ausläufern auch das Wiener Becken gehört, am Oberrhein oder in Oberitalien der Fall ist, gibt es hier nicht. Dieser Eindruck tektonischer Ruhe ist aber relativ und hängt damit zusammen, daß es sich beim Quartär um einen, geologisch betrachtet, nur kurzen Zeitraum von 2 bis 2,5 Mio. Jahren handelt, bei dem Langzeitbewegungen kaum auffallen.

Die stufenförmig angeordneten glazifluvialen Terrassen der großen Vorlandtäler, bei denen die älteren jeweils eine Stufe höher liegen als die jüngeren, läßt jedoch auf eine *Gesamthebung* schließen, die im Laufe des Eiszeitalters doch ein beachtliches Ausmaß erreicht hat.

Gehen wir von den Verhältnissen bei Linz aus. Hier liegt die Molassesohle der ÄDS bei etwa 300 m, unter der NT in etwa 240 m und unter der Austufe nur selten unter 235 m. Die Donau hat sich also ab Beginn der Günzeiszeit 60 bis 65 m eingetieft. Da die Basis der ÄDS vor etwa 700 000 bis 800 000 Jahren erreicht worden war, ergibt das eine Eintiefung bzw. einen Hebungsbetrag von 7,5–9,3 cm/1000 Jahre. Für das Gesamtquartär ist ein Höhenunterschied von etwa 160–170 m anzunehmen (Kap. 8.2. 370ff), was bei einer Gesamtdauer des Quartärs von 2–2,5 Mio. Jahren 6,4–8,5 cm/1000 Jahre ergibt und somit keinen wesentlichen Unterschied zwischen dem älteren und dem jüngeren Quartär. Bei aller Unsicherheit einer solchen Berechnung muß aber doch mit einer beachtlichen tektonisch bedingten Hebung im Quartär gerechnet werden, eine Hebung, die aber sehr wahrscheinlich nicht gleichmäßig erfolgt sein dürfte.

Bildet die Sohle des ÄDS im Raum Linz ein recht einheitliches Niveau um 300 m, so geht sie mit Annäherung an den Alpenrand in ein immer ausgeprägteres Relief über, wobei am Alpenrand tiefe Rinnen vorliegen, in denen alte Restschotter angereichert sind, die nach oben hin allmählich in die ÄDS übergehen. Die prägünzeitlichen Talrinnen (vgl. II/Abb. 49 und II/Abb. 41) verlaufen in der Vöckla-Ager-Pforte etwa W-O, östlich der Aurach abseits der heutigen Täler in NO-Richtung und haben bis zur Donau bei Linz ein um 50–25 m geringeres Gefälle als die heutigen Talsohlen.

Wenn unmittelbar am Alpenrand die prärißzeitlichen Sedimente übereinander liegen und erst in einiger Entfernung davon die höheren Terrassenstufen bilden, so mag das wohl mit der in den Kaltzeiten größeren Schuttzufuhr durch die Gletscher zu tun haben; die tiefe Lage der Rinnen könnte aber auch auf eine tektonische Komponente am Alpenrand zurückzuführen sein.

Diese präglaziale Erosionsform dürfte auch innerhalb der Alpen mit dem von A. PENCK (1909 232) immer wieder erwähnten präglazialen Talboden zu tun haben, der aus heutiger Sicht wohl als präglazial einzustufen wäre. Er steigt alpenwärts stärker an als die heutigen Talsohlen, was wohl auf die im Quartär noch starke Heraushebung der Alpen gegenüber dem Vorland schließen läßt. Die Hebung der Alpen, die zweifellos nach Osten hin abnimmt, liegt heute in einem bereits meßbaren Bereich, der in den Hohen Tauern mit  $> 1$  mm/Jahr (STARZMANN 1976 331 zit. in H. JERZ I/1993 144) angegeben wird, wie auch mit einer Fortdauer des Nordschubes der Alpen zu rechnen ist.

Neben diesen **großräumigen tektonischen Vorgängen** gibt es aber auch ausreichend Hinweise auf untergeordnete **kleinräumigere** im Quartär noch wirksame **Störungen**, die sich in einer Art Wellung äußern, also epirogenetischer Natur sind. So ist mit Hilfe paläomagnetischer Untersuchungen der Nachweis gelungen, daß die letzte Umkehr des Magnetfeldes, die Matuyama/Brunhes-Grenze, bei Regensburg sehr tief liegt (BRUNNACKER 1964), bei Linz jedenfalls höher als 60 m über der Donau und unterhalb Krems unmittelbar über den Schottern der Langenlois-Terrasse in 35 m über der Donau (KOHL, FINK et al. I/1979). Damit fand die schon von PENCK (I/1909 117) angenommene höhere Lage der ADS bei Linz durch die Paläomagnetik eine entsprechende Bestätigung. Zweifellos hielten Verbiegungen innerhalb dieser Großaufwölbung am Südrand der Böhmisches Masse dort weiter an, wo der Verlauf der die Plateaubereiche überragenden Höhenzüge Hebungachsen erkennen läßt, an denen auch die Durchbruchsstrecken des Donautales liegen (KOHL I/1952, 1993).

Auch im bayerischen Alpenvorland hatte schon A. PENCK (P. & B. 1909 122f) auf die Wahrscheinlichkeit solcher Verbiegungen hingewiesen, die nicht immer anerkannt worden sind. Aber auch im oberösterreichischen Alpenvorland gibt es Hinweise, die dafür sprechen, worauf z.B. die Aufragung des Hausruck-Kobernaußerwald-Rückens und Entwicklung zur Wasserscheide gegenüber den weiträumig wesentlich tiefer liegenden Bereich der Traun-Enns-Platte schließen läßt. Ferner kann das Konvergieren der Innterrassen flußabwärts nicht allein mit den größeren älteren Vergletscherungen erklärt werden, denn es zeigen nicht nur die mit Endmoränen verknüpfbaren Schotterterrassen alpenwärts eine Gefällszunahme, sondern auch die noch älteren Eichwaldschotter (KOHL II/1978 u. Kap. 4.2). Die Kartierungen auf ÖK-Blatt

49 Wels (Kohl I/1997 5) haben ebenfalls Hinweise auf kleinräumige lokale Verbiegungen im Laufe des Quartärs von etwa 20 bis 40 m ergeben. Mit weiteren ähnlichen Nachweisen ist auch im übrigen Alpenvorland zu rechnen. Unter anderen weist W.-D. GRIMM (I/1979 105) auf die auch nach Oberösterreich hereinreichende, bis heute wirksame Landshut-Neuöttinger Störung hin.

Auch innerhalb der Alpen setzen sich Bewegungstendenzen aus dem Tertiär im Quartär fort, wobei hier ebenfalls nicht mit einer überall gleichmäßigen En-Block-Hebung zu rechnen ist, sondern mit größeren Differenzierungen, die bei Zunahme der Hebung in Richtung Kalkhochalpen die größeren Gebirgsstöcke als lokale Hebungszentren erkennen lassen. Darauf weisen auch die diese umgebenden Talschlüsse hin.

Bei der Erhebung der geologisch-geotechnischen Risikofaktoren auf ÖK-Blatt 66 Gmunden hat G. SCHÄFFER (I/1983a 9) auf die Bedeutung noch **aktiver linearer Störungen** bei Massenbewegungen hingewiesen und als besondere Beispiele die Schobersteinrutschung 1981 beim Gschlifgraben am Traunsee (S. 42) erwähnt, wo Setzungen einer Forststraße bis zu 1 m erfolgten, und die Wimmersberg-Massenbewegung bei Ebensee (S. 47 und 50f), die mit einem Knall und Erschütterungen verbunden war. Beide Ereignisse liegen im Bereich des Trauntalstörungssystems und waren mit lokalen seismisch meßbaren Beben verbunden. Einen weiteren Hinweis auf quartäre tektonische Verstellungen gibt D. v. HUSEN (I/1975), der im Steyrtal an der Grenze der Flyschalpen zur Vorlandmolasse eine Höhenverstellung der prärißzeitlichen Terrassen um 15 bis 20 m meldet, während die rißzeitliche Hochterrasse ungestört durchzieht. Über die gleiche Erscheinung berichtet er schon vorher aus dem Ennstal (I/1971a), nur daß er dort die Störung an der Grenze von den Kalk- zu den Flyschalpen lokalisiert.

Oft werden auch auf die Eisbe- und -entlastung zurückzuführende **isostatische Bewegungen** angenommen, wie sie bei den großen Inlandvereisungen wie etwa in Skandinavien nachgewiesen sind. In den Alpen sind sie jedoch schwer nachweisbar und im oberösterreichischen Bereich dürften die geschlossenen Eismassen kaum noch ausreichende Mächtigkeiten erreicht haben, um nennenswerte Senkungen und Hebungen auszulösen.

Auf die von den Salzstöcken ausgehende **Salztektonik** wurde bereits bei den Massenbewegungen (Kap. 15.2) verwiesen.

Zu den nicht von der Tiefe ausgehenden und daher besser als **pseudotektonische Erscheinungen** zu bezeichnenden Vorgängen zählen flachgründige Störungen, die, wenn vom Gletscher ausgehend (z.B. Stauchmoränen) als **Glazialtektonik** bezeichnet werden. Vorwiegend werden davon Endmoränen, Grundmoränen, auch ältere, oft lakustrine Zungenbeckenablagerungen und gletschnahe Randsedimente erfaßt.

Gelegentlich können auch Störungen vor allem in den ÄDS festgestellt werden, wo es oft längs der Klüfte zu unterschiedlichen Setzungen

kommt, die auf Massenverluste bei Langzeitverwitterung zurückzuführen sind. Beispiele dafür konnten im oberösterreichischen Kremstal beobachtet werden (KOHL unveröff.).

In den Sedimenten der Günz- und der Mindelzeit sind Erdfälle eine häufige Erscheinung, die an oft oberflächennahen Geologische Orgeln mit gelegentlich auch größeren Querschnitten einbrechen.

So hatte J. SCHADLER (mündliche Mitteilung) beim Bau der Westautobahn (A-1) in den 50er Jahren im Bereich der Traun-Enns-Platte wiederholt solche Schlotte feststellen können, in die mitunter auch Baumaschinen eingebrochen sind. J. ROHRHOFER (1956) beschreibt den Einbruch einer Geologischen Orgel im ÄDS nach Abbau der mächtigen Deckschicht in der Lehmgrube der Ziegelei Würzburger in Aschet bei Wels. Auch der Einbruch beim Bau des neuen Bahntunnels bei Lambach dürfte auf eine größere Geologische Orgel zurückzuführen sein (v. HUSEN in GBA I/1997 565ff). Erdfälle werden auch immer wieder aus den Mindelmoränenbereichen gemeldet. Anlässlich von Begehungen (KOHL unveröff.) konnten 1976 bei Weißenkirchen i. Attergau und 1978 in Obereck südöstlich Timelkam Erdfälle festgestellt werden, die nach größeren Regenfällen, in Obereck nach Bruch eines Wasserleitungsrohres aufgebrochen sind (siehe II/Kap. 5.1 225). Wie Umfragen ergeben haben, wiederholen sich diese Ereignisse; die dabei entstandenen Gruben werden im Attergau als „Blitzlöcher“, in der Traun-Enns-Platte als „Donnerlöcher“ bezeichnet.

## 17 ANGEWANDTE QUARTÄRGEOLOGIE IN OBERÖSTERREICH

Lange ist die Bedeutung des Quartärs und seiner Sedimente für alles Leben und im besonderen für den Menschen unterschätzt worden. Die rasante technische Entwicklung unserer Gegenwart mit ihren immer tieferen Eingriffen in das natürliche Geschehen hat jedoch längst die Notwendigkeit ergeben, auch diesem jüngsten und kürzesten Abschnitt der Erdgeschichte die nötige Aufmerksamkeit zu schenken. Damit hat die Quartärforschung nicht nur starke Impulse, sondern auch eine sehr praxisorientierte Note erhalten, die zunehmend durch immer größere Aufschlüsse und moderne Untersuchungsmethoden laufend neue Einsichten bietet, die aber aus wie immer gearteten Gründen oft nicht entsprechend genützt werden können, wodurch manche Erkenntnisse der wissenschaftlichen Forschung verborgen blieben. Es sei in diesem Zusammenhang auf die Ausführungen in Teil I/2.4.2.5 verwiesen.

Wegen der Vielfältigkeit der Thematik sei hier nur auf einige der wichtigsten Fragen kurz beispielhaft eingegangen, soweit diese auch eine Ergänzung zu den früheren Darstellungen bieten können.

### 17.1 Die Böden und ihre Bildung im Quartär

Unsere Böden sind, wie vor allem die weit verbreiteten quartären Sedimente oft auch nur in Form dünner Decken zeigen, weitaus Bildungen aus dem

Quartär, ja sehr häufig aus dem Holozän. Die älteren Reliktböden haben zumindest im Quartär eine wesentliche Überprägung erfahren. Böden sind nicht nur ein nicht wegzudenkender Faktor in der wissenschaftlichen Quartärforschung, wie aus den früheren Ausführungen dieser Arbeit immer wieder hervorgeht, sie bilden auch die Grundlage für die land- und forstwirtschaftliche Nutzung. Ihre Entstehung verdanken wir den Verwitterungsvorgängen in den obersten Gesteinslagen, die unter dem Einfluß des jeweiligen Klimas der verfügbaren Zeit und des Reliefs durch physikalische, chemische und biologische Zersetzungsprozesse zu unterschiedlichen Bodenbildungen führen. Das Ergebnis ist ein Profil, das aus den Horizonten A, B und C besteht, wobei unter A die Humusanreicherung aus überwiegend durch Bodentiere zersetzten Pflanzenresten, unter B der durch Sickerwässer mit Ton, Eisen und anderen Stoffen angereicherte mineralische Unterboden verstanden wird, an dessen Sohle oft oben gelöster Kalk in Form von Konkretionen (z.B. Lößkindeln) wieder ausgeschieden wird. Der C-Horizont entspricht dem Ausgangsgestein, wobei meist ein Übergangshorizont (Cv) eingeschaltet ist, in dem das anstehende Gestein mehr oder weniger zersetzt ist.

Je nach Gestein, Relief und Dauer sowie Unterbrechungen durch Neusedimentation, wie bei Auböden, müssen nicht immer alle Horizonte ausgebildet sein. So treten A/C-Böden als *Reindsinen* über sehr kalk- oder dolomitreichem Gestein auf wie auch über jungen kalkreichen Schottern auch in den Vorlandtälern, vor allem im Trauntal. Bei längerer Dauer der Bodenbildung und stärkerer Beimengung von Verunreinigungen wie z.B. von Flyschgesteinen sind es dann leicht verbrauchte *Pararensinen*, wie meist auf den NT. Soweit A-, B-, C-Profile vorliegen, handelt es sich um *Braunerden*, bei entsprechendem Kalkgehalt um *Kalkbraunerden*. In den Flyschalpen finden sich bei tonreichem silikatischem Ausgangsmaterial auch auffallend gelbbraune *Braunlehme*, die auch als Reliktböden auftreten können. Bei Vorlage einer Tondurchschlammung, die meist an einer Aufhellung unter dem A-Horizont erkennbar ist (Auswaschungs- oder Eluvialhorizont), wie grundsätzlich im Löß, handelt es sich um eine *Parabraunerde*. Meist abhängig vom Relief (Mulden und Talsohlen) kommt es vor allem über tonreichen wasserstauenden Ablagerungen zur Bildung von *Grundwassergleyen*. Davon werden *Tagwassergleye* (*Pseudogleye*) unterschieden, die in schwerer wasserdurchlässigem Lehm, z.B. über tonreichem Schlierverwitterungslehm, entstehen und eine auffallende Marmorierung bei säulenförmiger Absonderung aufweisen sowie die Bildung von Fe- und Mn-Hydroxid-Konkretionen fördern. Dazu kommen noch *Podsole*, die in sehr saurem Milieu bei großer Durchschlammung und Anreicherung von Al- und Fe-Hydroxiden (Sesquioxiden) entstehen. Sie sind durch eine auffallende Bleichung unter dem A-Horizont und eine rostbraune Verfärbung im B-Horizont gekennzeichnet (Abb. 144). Ein gutes Beispiel dafür

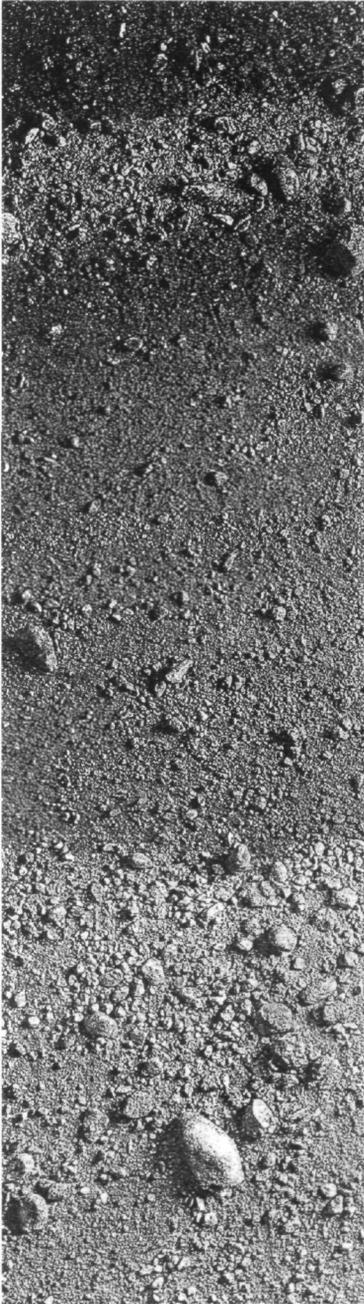


Abb. 144:

*Podsol (Bleicherdeboden)*

Präpariertes natürliches Bodenprofil vom Pitzenberg bei Münzkirchen im Sauwald (Oberösterreich) aus 560 m Seehöhe, 135 cm hoch, 40 cm breit, Mächtigkeit der Bodenbildung 85 cm – OÖ. Landesmuseum.

Dieses Profil der Sammlung charakteristischer Bodenprofile Oberösterreichs stellt bei der geringen Seehöhe einen substratbedingten Ausnahmefall dar, der auf die extrem sauren verkiezelten und kaolinisierten Altschotter des Pitzenberges zurückzuführen ist. Sonst gibt es in Oberösterreich nur im höchsten Teil des Böhmerwaldes Ansätze zu Podsolen. Das Profil zeigt unter dem Humushorizont sehr deutlich den hellen Auswaschungs- und Bleichhorizont. Bei hohen Niederschlagsmengen und niedrigen Temperaturen werden aus einer entsprechend durchlässigen Bodendecke Humusbestandteile sowie Aluminium- und Eisenhydroxide ausgewaschen und in größerer Tiefe wieder ausgeschieden. Sie geben sich dann als dunkler Humus- und als rostbrauner Eiseneinschwemmungshorizont über dem Ausgangsprodukt, dem kaolinisierten Schotter zu erkennen.

Foto F. Gangl 1983

bieten die Podsole auf den extrem sauren verkieselten und kaolinisierten, im Pleistozän gestörten jungtertiären Schottern des Pitznergebirges bei Münzkirchen im Sauwald, die bei der relativ geringen Höhe von 560 m NN ausgesprochen substratbedingt sind (vgl. Kap. 11.1.1). Ansätze zu Podsolen gibt es sonst nur in den höchsten Teilen des Böhmerwaldes. Eine Übergangsform zu den silikatischen Braunerden stellen dann in den übrigen Hochlagen des Mühlviertels die *Semipodsole* und podsoligen Braunerden dar.

An den Flußläufen, besonders ausgeprägt an der Donau (Kap. 11.3), spielt bei der Entwicklung der verschiedenen *Auböden* deutlich der Faktor Zeit in Zusammenhang mit der Überschwemmungshäufigkeit eine entscheidende Rolle. Als jüngste Bildungen gelten die *Grauen Auböden* in der Austufe mit kaum einer Humusaufgabe und jüngsten Hochwassersedimenten wie Sand und Schluff, wobei umgelagerte Ausgangsprodukte wie Lehm auch eine bräunliche Verfärbung hervorrufen können. Auf den höheren Stufen treten abhängig vom Alter und der Überschwemmungshäufigkeit verbrauchte *Graue Auböden* bis *Braune Auböden* auf.

Die Verteilung dieser Bodentypen in Oberösterreich geht gut aus den Übersichtskarten und Beschreibungen von FINK (I/1958) und JANIK (I/1968 bzw. I/1971) hervor. Nähere Details können den schon über weite Teile Oberösterreichs erschienenen Bodenkarten 1 : 25 000 (z.B. BM f. Land- u. Forstwirtschaft I/1980) entnommen werden. Der oberösterreichische Bodenkataster (Amt oö. Ldsreg. 1993) gibt auch Auskunft über den derzeitigen Zustand der Böden und ihre Gefährdung.

## 17.2 Quartärsedimente als Rohstoffe

Mehr denn je werden Massenrohstoffe, wenn auch immer selektiver, quartären Sedimenten entnommen. Waren früher oft nur in Notzeiten selbst kleinere Vorkommen von Brennstoffen wie Schieferkohle und Torf genutzt worden, so konzentriert sich der Abbau immer mehr auf qualifizierte Massengüter wie Schotter, Lehme und Tone.

Von ganz kleinen nie abbauwürdigen Kohlenschmitzen abgesehen, fehlen in Oberösterreich *Schieferkohlen*, wie sie in Oberbayern und in der Schweiz in größerer Zahl abgebaut werden bzw. wurden. Dennoch ist das im Einzugsgebiet unserer Gletscher gelegene interstadiale Vorkommen in der steirischen Ramsau am Dachstein als Beispiel zu erwähnen, das mit Unterbrechungen bis nach dem Ersten und nochmals am Ende des Zweiten Weltkrieges abgebaut wurde (DRAXLER & v. HUSEN I/1978).

Ähnliches gilt für den Phosphatabbau in der Lettenmayerhöhle bei Kremsmünster (SCHADLER I/1920), wo die Phosphatanreicherung im Höhlenlehm auf organische Überreste vor allem von Höhlenbären zurückzuführen ist.

Lange, noch in der Zwischenkriegszeit und selbst nach dem Zweiten Weltkrieg, ist auch Torf in den zahlreichen kleinen Mooren, in größerem Ausmaß im Ibmer Moor, gestochen worden. Der Abbau wurde jedoch vor allem aus Naturschutzgründen immer mehr eingeschränkt.

Auch Bergkreide wurde aus den kalkreichen Schluffen kurzlebiger spätglazialer Eisrandseen in St. Agatha bei Goisern (KIESLINGER I/1970 u, v. HUSEN I/1977 107ff) und bei Mitterweißenbach (v. HUSEN I/1977 106f) gewonnen.

Beim Abbau von Tonen, Lehm und Löß vollzog sich insofern ein Wandel, als ursprünglich auch kleinste Anreicherungen, oft nur von stark verunreinigtem Verwitterungslehm im ganzen Land zur Ziegelherstellung Verwendung fanden. Alte, meist flache, völlig verfallene Gruben erinnern noch daran. Mit dem Übergang zur Ziegelindustrie konzentrierte sich der Abbau immer mehr auf größere Vorkommen und qualitativ entsprechende Produkte. Diese finden sich entweder in tiefgründig verwittertem tertiärem Schlier (z.B. Haiding bei Wels oder im Eferdinger Becken), wo quartäre Verwitterung einen wesentlichen Anteil hat, oder in den quartären Löß-Lehmdecken, bei denen ältere, durch Verwitterung entkalkte und von Paläoböden durchzogene Lössbecken bevorzugt werden (vgl. Kap. 11.2.1).

Einst waren Kalktuffe (auch als Tuffstein, wenn bereits dichter als Travertin bezeichnet) sehr geschätzte Bausteine. Sie waren längs der tiefer eingeschnittenen Täler, wo an Quellhorizonte gebundenes Grundwasser austritt, durch biologisch begünstigte Ausscheidung des Kalkes entstanden. Je nach Alter handelt es sich um mehr oder weniger poröse bis fast dichte, im feuchten Zustand leicht bearbeitbare Kalke, die bei Austrocknung erhärten und somit gute Bausteine abgeben. Die häufige Verwendung dieses Steins, vor allem an erhaltenen gotischen Sakralbauten des Mittelalters, steht im Gegensatz zu den heute nur noch sehr bescheidenen Vorkommen in Oberösterreich. Es ist daher anzunehmen, daß Kalktuffe einst viel weiter verbreitet waren und schon im Mittelalter nahezu völlig abgebaut worden sind. Im Salzburger Becken beschreibt A. KIESLINGER (1964 323f) einen größeren Abbau bei Pleinfeld.

Ein gutes Beispiel für die Verwendung dieses Gesteins bieten die Kirche und die Klostermauern von Kremsmünster, wo Kalktuff in den romanischen Bauteilen und auch in den älteren Teilen der Klostermauern häufig zu finden ist (Kohl I/1986 254). Er wird dort noch 1515 in den Kammerrechnungen erwähnt. Als Beispiel für die Nutzung sehr junger Kalktuffe sei ein Vorkommen an der unteren Enns bei Hiesendorf südlich der Stadt Enns erwähnt. Dort wurden noch bis vor einigen Jahrzehnten fein- bis gröber verästelte sogenannte „Grottensteine“ gewonnen, die deutlich die Versteinierung von Moosen und anderer Pflanzen erkennen ließen. Sie sind vor allem für Grabstätten auf dem Friedhof von Lorch bei Enns verwendet worden, wo einst dieser Stein besonders auffiel. Eine Nachfrage in Hiesendorf hat ergeben, daß die schönsten, noch durchwegs aus Verästelungen bestehenden Steine alle 8 bis 10 Jahre abgebaut wurden, was auf ein sehr rasches Wachstum dieser Bildungen hinweist.

Viel häufiger und größer sind die Vorkommen von Konglomeraten (Nagelfluh), worunter mehr oder weniger verfestigte oft auch sandreiche Schotter verstanden werden. Die aus dem Quartär stammenden Konglomerate sind bei uns ausschließlich durch kalkiges Bindemittel verfestigt, wobei der Grad der Verfestigung nicht unwesentlich vom Alter, aber auch von der Lage zu den Talrändern (Talrandverfestigung) und der Lage zu ehemaligen Grundwasserspiegeln abhängt. Entsprechende Durchlüftung führt zur Ausscheidung des im Grundwasser gelösten Bikarbonates.

Große Vorkommen finden sich vor allem längs der großen glazifluvialen Vorlandtäler, wo sie schon im Mittelalter vorwiegend für Sakralbauten, später aber auch als lokaler Baustein für Bauernhöfe Verwendung fanden. Ihre lithologische Geröllzusammensetzung ist jeweils typisch für die einzelnen Flußtäler. Man kann deutlich eine Inn-Salzachtal-, eine fast ausschließlich kalkalpine und Flyschgesteine enthaltende Trauntal- und eine sehr bunt zusammengesetzte Ennstalfazies unterscheiden.

Größere, über den lokalen Bedarf hinausgehende Bedeutung haben die Konglomerate des Salzburger-Halleiner Beckens erlangt, die als Mönchberg-, Hellbrunner-, Adneter und Gollinger Nagelfluh bekannt sind und infolge der bereits größtenteils ausgewitterten Dolomite eine starke Löchrigkeit aufweisen. Diese Erscheinung ist auf eine kräftige Tiefenverwitterung zurückzuführen, wie sie aus dem jüngsten Quartär nicht bekannt ist (II, Kap. 4.1 195). Die vielseitige und historisch weit zurückreichende Verwendung dieser Gesteine kann A. KIESLINGER's Werk (1964 96–124) über „Die nutzbaren Gesteine Salzburgs“ entnommen werden.

Das weitaus bedeutendste Konglomeratgestein in Oberösterreich ist die stark verfestigte Weiße Nagelfluh (WNF) von Kremsmünster (II/Kap. 7.2), deren feinkörnige Varianten bevorzugt genutzt wurden. Den besten Einblick in die vielseitige Verwendung und die Bedeutung dieses Gesteins als Bau-, Skulptur- und Dekorstein bietet die Klosteranlage von Kremsmünster (KOHLE I/1986).

Die dort gefundenen Reliefsteine und eine Löwenkulptur, die sich sogar stratigraphisch genau einordnen läßt, lassen keinen Zweifel daran, daß hier bereits zur Römerzeit dieser Stein abgebaut worden ist. Auch außerhalb seines relativ eingeschränkten Verbreitungsgebietes zwischen Almtal und östlich des oberösterreichischen Kremstales und nördlich des Alpenrandes bis knapp vor Sattledt (Abb. 145) finden sich zahlreiche römische Grabdenkmäler aus dem röm. Stadtbezirk Wels (Ovilava) und aus der zweiten Hälfte des ersten nachchristlichen Jahrhunderts sogar in Linz (Lentia). Ein Dokument aus dem frühen Mittelalter stellt sehr wahrscheinlich der auf die Karolingerzeit zurückzuführende offene Pfeilerbogenbau der Linzer Martinskirche dar, bei dem neben Kalken aus dem Jura bei Regensburg auch der WNF entsprechende Konglomerate verwendet worden sind. Bereits von der Romanik an ist mit dem Höhepunkt im Barock die WNF aus allen Bauperioden des Stiftes und seiner Nebenanlagen wie Stiftsgarten, Guntherteich usw. nachgewiesen.

Ab dem Spätmittelalter findet sich neben den Sakralbauten die WNF zunehmend auch an Bürgerhäusern des Marktes Kremsmünster, wie gotische Portale, Erker, später auch Bauteile aus der Renaissance und dem Barock zeigen.

Die über Jahrhunderte hinweg fast ausschließliche Verwendung dieses Konglomerates für Kirchen, Kapellen, Marterl und Hausbauten im Bereich seines Vorkommens hat sosehr die Kulturlandschaft dieses Raumes geprägt, daß von einer typischen „Steinlandschaft“ gesprochen werden kann, wie etwa beim roten Buntsandstein zu beiden Seiten des Oberrheingebietes oder den grauen Schiefeln des Mosel- und Mittelrheinlandes.

Von den zahlreichen oft nur kleineren längst verfallenen Steinbrüchen, die über das gesamte Verbreitungsgebiet zu finden sind (Abb. 145), haben sich nur einige größere bis in die 80er Jahre dieses Jahrhunderts erhalten. Sie konnten die letzte Blütezeit der Anwendung heimischer Natursteine in der Zeit des Wiederaufbaues nach dem Zweiten Weltkrieg nutzen. Die Bedeutung als Baustein ist allerdings zugunsten der Anwendung als Dekorstein bei Verkleidungen von Betonpfeilern und -mauern, Geschäfts- und Hausfassaden, Skulpturen, Grabsteinen usw. geschwunden. Der Absatz ist damals weit über das Verbreitungsgebiet hinausgegangen, wobei Linz (Bahnhofvorplatz usw.) viele Beispiele dieser späten Nutzung bietet.

Das endgültige Aus für diesen Stein ist einerseits der billigen ausländischen Konkurrenz, aber nicht zuletzt auch den erhöhten technischen Anforderungen nach möglichst homogenem Material zuzuschreiben. Da bei einem Naturkonglomerat immer nur in bestimmten Lagen eine optimale Nutzung gegeben ist, belasten die großen Abfallmassen den wirtschaftlichen Abbau sehr.

Das größte und heute auch weitaus bedeutendste Rohstoffpotential aus dem Quartär stellen die Schotter dar, wobei sich auch in diesem Fall ein gewaltiger Wandel vollzogen hat, was Verwendungszweck, Qualitätsansprüche und technische Möglichkeiten anbelangt. So sind kalkreiche Schotter einst oft weit abseits der Kalkalpen, ja sogar noch am Nordufer der Donau wie z.B. unterhalb der Traunmündung in kleinen Kalköfen zur Baukalkgewinnung genutzt worden. Ursprünglich wurde zur Bedarfsdeckung jeweils das nächst gelegene Schottervorkommen herangezogen. Dabei war die Qualität nicht entscheidend. Im Gegenteil: für die regelmäßige Schüttung eigener Wege waren verlehnte „Pechschotter“ besser geeignet als unverwitterte Schotter. Das gilt auch für Schüttungen verschiedenster Art, wofür fallweise auch Moränenmaterial herangezogen wurde. Erst als sich die Festigung der Wege mit Bitumen im Laufe der zunehmenden Motorisierung in der Landwirtschaft nach dem Zweiten Weltkrieg durchgesetzt hat, sind diese älteren lehmig verwitterten Schotter wie ÄDS und JDS, auch schotterreiche Altmoränen, uninteressant geworden. Die einst zahlreichen noch erkennbaren Gruben sind verfallen oder verschüttet worden. Die besten Beispiele dafür finden sich in der Traun-Enns-Platte und in den älteren glazifluvialen Terrassen entlang der größeren Vorlandtäler.

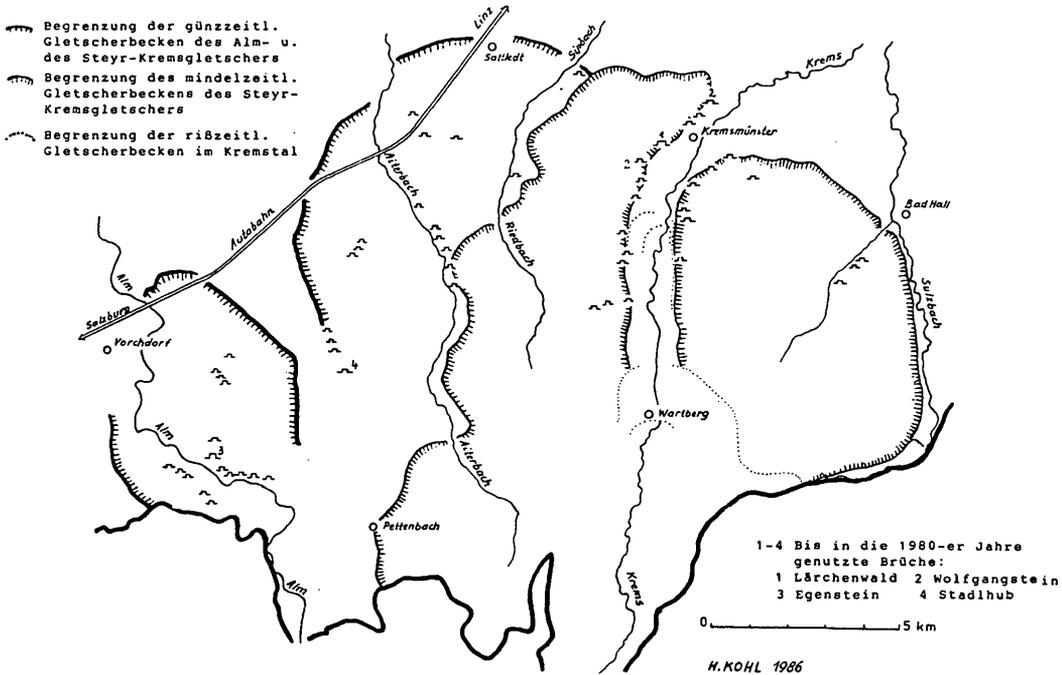


Abb. 145: Ehemalige Abbaustellen der Weißen Nagelfluh. H. KOHL 1986.

Mit der zunehmenden Bautätigkeit nach dem Zweiten Weltkrieg, Wiederaufbau in den Städten, Autobahnbau, Bau der Großkraftwerke, bei denen der an Ort und Stelle anfallende Schotter mit verwendet werden konnte, und der Bau von Industrieanlagen, verlagert sich der Schotterabbau auf immer weniger, aber qualitativ den steigenden Ansprüchen genügenden Großanlagen, bei denen möglichst wenig Abraummateriale anfällt. Dort sind auch entsprechende Aufbereitungsanlagen rentabel. Dafür eignen sich am besten die NT-Schotter und auch die holozänen Schotter der großen Vorlandtäler und des Donautales. Ist zwar das Potential für den wachsenden Bedarf an derartigen Schottern groß, so ergeben sich durch Interessenskonflikte, die sich von anderen Raumansprüchen und auch dem Naturschutz ableiten, für den Abbau immer mehr Einschränkungen. So wurden auch die Schottervorkommen Oberösterreichs in die im Rahmen der Erfüllung des Lagerstättengesetzes erfolgte Bestandsaufnahme der Lockersedimente durch die GBA aufgenommen und dabei auch konkurrierende Raumansprüche einschließlich des Naturschutzes erhoben (HEINRICH, M. & G. ZEZULA 1979).

### 17.3 Quartärgeologie und Wasserversorgung

Der mit zunehmender Lebensqualität stark angestiegene Wasserbedarf und die gleichzeitige Einschränkung der an sich reichlich vorhandenen Grundwassermengen durch die vielfältige anderweitige Raumnutzung und fortschreitende Verunreinigung erschweren die Bereitstellung größerer Wassermengen in Trinkwasserqualität immer mehr. Die wichtigsten seit dem Zweiten Weltkrieg im öffentlichen Auftrag, aber im wesentlichen von privaten Ingenieurbüros durchgeführten Projekte sind bereits im Teil I (Kap. 2.4.2.5) kurz zusammenfassend erwähnt worden. Dort ist auch bereits auf die daraus hervorgegangenen Publikationen verwiesen worden, die noch durch den Hinweis auf die Ausführungen in den Erläuterungen zu ÖK Bl. 49 Wels ergänzt seien (KOHL in GBA 1997 58ff). Viele Einzelheiten können auch den einschlägigen Kapiteln der Hydrogeologie von K. VOHRYZKA (I/1973) entnommen werden. Da es nicht Aufgabe dieses Beitrages sein kann, Einzelheiten zu erörtern, soll hier nur auf die wichtigsten allgemeinen Zusammenhänge hingewiesen werden.

Ein wesentlicher Teil der nutzbaren Grundwasservorkommen Oberösterreichs liegt in den quartären Lockersedimenten, unter denen den glazifluvialen Schotterkörpern der größeren Vorlandtäler und der Traun-Enns-Platte als Grundwasserträger und -speicher (Aquifer) über den grundsätzlich wasserstauenden marinen Tertiärsedimenten die größte Bedeutung zukommt. Die dort auftretenden Grundwasserströme erfüllen die Tiefenzonen des an der Oberfläche der Tertiärsedimente ausgebildeten Reliefs und bewegen sich in den zahlreichen Rinnen (Vöckla-Agerpforte – II/Kap. 5.3.1 Abb. 41 u. Traun-Enns-Platte – II/Kap. 6.2 Abb. 49 u. 7.2) dem Gefälle und der jeweiligen Durchlässigkeit der Schotter entsprechend weiter. Wo solche Rinnen von Tälern angeschnitten werden, liegen die größeren Quellen. Sofern Grundwasser auch auf höhere Teile der wasserstauenden Unterlage übergreift, kennzeichnet ein meist wenig ergiebiger Quellhorizont diese Grenzlage. Hydrogeologisch spielen dabei die jeweilige Überdeckung und das Alter der Grundwasserträger eine wesentliche Rolle. Haben junge Schotter den Vorteil größerer Durchlässigkeit und schneller Regeneration des Grundwassers, so sind das Fehlen einer reiferen Bodenbildung und einer größeren filternden Deckschicht wie auch die Oberflächennähe des Grundwassers ein erheblicher Nachteil. Demgegenüber wird bei zunehmendem Alter infolge fortschreitender Verwitterung und diagenetischer Veränderungen des Sediments die Durchlässigkeit erschwert und immer unberechenbarer (z.B. nehmen stark konglomerierte Schotter Eigenschaften der Kluftgesteine an). Eine entsprechende Regeneration ist oft ungewiß. Dagegen bilden reife lehmige Böden und oft durch mehrere Paläoböden gegliederte Deckschichten einen guten Schutz gegen jede Art von Verunreinigung, die aus der

Luft, durch Oberflächenwässer und nicht selten durch Nitrate und Pestizide aus der Landwirtschaft stammen.

Daß dennoch solche Verunreinigungen aus der Landwirtschaft vorkommen, beweist die Notwendigkeit zur Schließung der beiden Versorgungsanlagen für Wels im Schleißheimer Tal bei Ottsdorf und in der unteren Pettenbachrinne bei Steinerkirchen. Als Ersatz dafür sind vom Landeswasserversorgungsunternehmen neue Großbrunnen im unteren Almtal südöstlich Bad Wimsbach und im Hartholz, südlich Stadl-Paura, eingerichtet worden, die über die Hochbehälter Heitzing südöstlich der Almmündung und in Hochdorf östlich Fischlham den zentralen Raum von Wels und Umgebung bis Lambach versorgen können. Im Almtal wird oberflächennahes Grundwasser aus dem Aubereich des Almflusses, im Hartholz aus einer oberhalb Stadl-Paura vom Trauntal abzweigenden und unterhalb Lambach zum Trauntal zurückführenden mit NT-Schottern erfüllten Rinne mit einer zulässigen Menge von je 200 l/sek entnommen (KOHL in GBA I/63f).

Jüngste Untersuchungen über die Filterfunktion der Deckschichten auf Schottern (J. REITNER in GBA 1999 10/11) bestätigen große Unterschiede in Abhängigkeit von den stratigraphischen und genetischen Verhältnissen (vgl. Kap. 11.2.1), deren Kenntnis somit für den Grundwasserschutz große praktische Bedeutung zukommt.

Entsprechend große Grundwasservorkommen bergen auch die oberösterreichischen Donaubecken in den jungpleistozänen (NT) und holozänen Talsohlsedimenten, wo auch mit Einfiltration von Donauwasser gerechnet werden muß. Hier liegen nicht nur die Anlagen der Linzer Wasserversorgung in Goldwörth (Eferdinger Becken), Heilham und Plesching (Linzer Bucht), sondern im nördlichen Eferdinger Becken und im nordwestlichen Machland auch die Großbrunnen für die Ringleitung zur Versorgung des an größeren Grundwasservorräten armen Mühlviertels. Bis zum Bau dieser Leitungen war das Kristallingebiet ausschließlich auf zwar viele, aber in Trockenzeiten rasch versiegende kleine Vorkommen, vorwiegend aus Solifluktionsblock- und -schuttströmen angewiesen. Hohe Niederschlagsmengen und größere speicherungsfähige Solifluktionsdecken in den Hochlagen des Böhmerwaldes ließen auch eine Fernversorgung des Rohrbacher Raumes mit einem Anschluß an die Ringleitung der „Fernwasserversorgung Mühlviertel“ zu.

Im Vorland sei auch noch kurz auf das hydrologisch meist abweichende Verhalten der Moränenzüge hingewiesen. Soweit Vorstoßschotter die Moränen unterlagern, stehen diese mit dem Grundwasser benachbarter Schotter in Verbindung. Bei größerer Mächtigkeit der Moränensedimente tritt jedoch häufig ein an durchlässigere Sedimentlagen und -linsen gebundenes Grundwasser oft stockwerkartig auf. Diese meist kleineren, aber für die lokale Versorgung wichtigen Vorkommen (z.B. in den Mindelmoränen beiderseits des oberen oberösterreichischen Kremstales) zeichnen sich durch

relativ geringe Schwankungen aus, weil das schluffreiche Moränenmaterial auch bei längerer Trockenheit noch Wasser abgibt.

Im alpinen Bereich sind größere Grundwasservorkommen in Quartärsedimenten auf junge und daher wenig geschützte Talsohlenfüllungen, soweit nicht durch Seetone abgedichtet, auf glazial übertiefte Talabschnitte und auch auf größere Schutt- und Schwemmkegel beschränkt, was vor allem in den Weitungen des Traun- und Ischltales zutrifft. Außerhalb Oberösterreichs bot das breite steirische Ennstal oberhalb des Gesäuses Anlaß für entsprechende Grundwasseruntersuchungen (PLATZL I/1960). Diese in Quartärsedimenten liegenden Wasservorräte gewinnen in den Kalkalpen gegenüber den ursprünglich sich an vielen Stellen anbietenden oft stark schwankenden und durch Verunreinigung zunehmend gefährdeten Karstquellen an Bedeutung.

Das Grundwasser in den Quartärsedimenten ist jedoch grundsätzlich nicht von dem anderer Wasserträger getrennt. Es steht durch Einspeisung aus dem höheren aus anderen Gesteinen bestehenden Gelände oder durch Wasserabgabe an liegende Gesteinsformationen mit deren Grundwasser in Verbindung. In Talsohlen ist besonders bei größerer Wasserentnahme auch mit der Einspeisung von Flußwasser zu rechnen.

Im Kristallengebiet kann Kluftwasser oder in der Zersatzzone absickerndes Grundwasser mit jenem aus quartären Decken in Kommunikation stehen. Auch im Schlier kann ein Wassertausch über Klüfte oder wasserführende (sandige) Horizonte stattfinden. In den Kalkalpen findet ein derartiger Austausch grundsätzlich mit unterirdisch austretendem Karstwasser statt, wie auch Wasser aus Quartärsedimenten in Karstgängen verschwinden kann. Über Schutt- und Schwemmkegel eingespeistes Wasser kann, wenn es etwa durch undurchlässige Seetone abgedichtet wird, auch gespannt sein, was z.B. im steirischen Ennstal nachgewiesen ist (II 361, BISTRITSCHAN I/1952a).

#### 17.4 Quartär und Baugeologie

Ähnlich wie die Hydrogeologie durch den steigenden Wasserbedarf, hat nach dem Zweiten Weltkrieg die rege Bautätigkeit die Quartärforschung entsprechend beflügelt und gleichzeitig die an sie gestellten Ansprüche gesteigert. Großaufschlüsse und eine Unzahl von Bohrungen sind zwar baugeologisch in zahlreichen nicht veröffentlichten Gutachten bearbeitet worden, haben aber nur zum Teil Eingang in die wissenschaftliche Quartärforschung gefunden. Diese Unterlagen, die in den meisten Fällen mit der Fertigstellung der Baustelle ihren Zweck erfüllt haben, bilden kostbare Archive, die wenigstens in der Form erschlossen werden sollten, wie es in einem Fall geschehen ist (FORSTINGER I/1992). Die immer größer werdenden Eingriffe in die natür-

lichen Gegebenheiten verlangen von der Quartärforschung zunehmend auch die Auseinandersetzung mit Umweltfragen.

Anschließend an die knappen Ausführungen im Teil I (Kap. 2.4.2.5) kann auch hier nur ein kurzer zusammenfassender allgemeiner Überblick über die größten Projekte geboten werden. Da die Lockersedimente aus dem Quartär wegen ihrer geringeren Tragfähigkeit, Rutschanfälligkeit und häufigen Wasserführung gerade für Großbauten vielfach eigene Probleme aufweisen, ist ihre genaue Kenntnis umso bedeutender. Werden solche Bauwerke grundsätzlich in den unterlagernden festeren und älteren Gesteinen fundiert, so verdient der Kontakt zu diesem eine besondere Beachtung. Auflockerungszonen, Öffnung der Klüfte durch Entspannung, an Hängen auch deren Unterschneidung oder Entfernung der quartären Ablagerungsdecken, auch tiefgründige Verwitterung in Schottern und andere Gegebenheiten können schon beim Bau oder erst später unerwartete Vorgänge auslösen, denen rechtzeitig vorgebeugt werden muß. Ein wesentlicher Faktor ist auch die Beeinträchtigung des Grundwassers, die nicht nur bei Kraftwerksanlagen ein größeres Ausmaß annehmen kann.

Wenn auch Oberösterreich in einem tektonisch relativ ruhigen Bereich liegt, so zeigen doch die Vorgänge im Zusammenhang mit Salztektonik oder an alten Störungen (Kap. 16), daß davon ausgehende Massenbewegungen auch ein Gefahrenpotential darstellen, das bei Bauplanungen eine entsprechende Beachtung verdient. Dazu zählen auch auf andere Ursachen zurückzuführende Zonen häufiger Massenbewegungen (Kap. 15.2).

Zu den bedeutendsten Bauprojekten der Nachkriegszeit gehören die großen **Flußkraftwerke**, die zügig entlang der Enns, der Donau, am Inn und an der Traun, wo nach einigen älteren aus der Zwischenkriegszeit nun auch größere Kraftwerke ausgebaut wurden bzw. werden. Besonders in dem engen Tal der Enns verlangten die Wechselbeziehungen zwischen den z.T. mächtigen quartären Einlagerungen und den oft quer dazu verlaufenden kleinräumig stets wechselnden stratigraphischen und tektonischen Strukturen sehr eingehende Untersuchungen des gesamten Talverlaufs (BISTRITSCHAN I/1950/51, I/1952b, I/1953, SPAUN & FISCHER I/1965 u. KOLLMANN & SPAUN I/1968).

Bei den Donaukraftwerken Aschach, Wilhering/Ottensheim, Abwinden/Asten und Mitterkirchen/Wallsee (SCHADLER – Archiv OÖ. Landesmuseum, HÄUSLER I/1965ff, MARKOVEC I/1969), bei denen die Fundierungen im Kristallin und im älteren Schlier des Otnangiums liegen, waren auch die in den Weitungen im Quartär liegenden großen Stauräume abzusichern. In einem von der Österr. Donaukraftwerke AG herausgegebenen Rahmenplan sind den Bauten vorausgehende, der Beweissicherung dienende Untersuchungen festgehalten worden, unter denen für die hiesige Thematik die Bodengütekarte (BRÜCKNER et al. 1963) und die Kartierung der charakteristischen Landoberflächenformen (KOHLE I/1963) einen guten vergleichenden Gesamtüberblick

über die oberösterreichischen Donauebene bieten. Holozäne Baumstammfunde und pleistozäne Fossilfunde aus den Sedimenten der Donauebene sichern die unabhängig davon gewonnenen Erkenntnisse aus der Linzer Donauebene ab (KOHL I/1968).

Von den fünf Innkraftwerken Braunau/Simbach, Ering, Oberberg, Schärding/St. Florian a.I. und Ingling liegen vier in der Molassezone und nur das letztere (Ingling) im kristallinen Durchbruchstal bei Passau. Hier zeigt gerade das Beispiel Ering, daß der Rückstau in der Hagenauer Bucht auch sehr positive Auswirkungen auf Naturschutzbelange haben kann.

Beim Bau der jüngeren und größeren Traunkraftwerke Gmunden, Lambach, Marchtrenk und Pucking sind besonders beim Bau von Lambach verstärkt Naturschutzinteressen hervorgetreten.

Auch der *A u t o b a h n b a u* mit seinen tiefen Eingriffen in die natürlichen Verhältnisse verlangte eine sorgfältige geologische Betreuung, wobei gerade die heiklen Stellen im Quartärbereich liegen. Das traf an der Westautobahn (A-1) besonders in dem von jungen Rutschmassen immer wieder gefährdeten Abschnitt entlang des Mondseeberges zu und bei der schwierigen Fundierung in den jungpleistozänen Seeablagerungen bei Mondsee, die zur Entdeckung des Mondsee-Interglazials (SCHADLER I/1958, KLAUS I/1975 u. I/1983 und Kap. 12.2 u. 12.3) geführt hat. Aber auch in den älteren Quartärsedimenten der Traun-Enns-Platte mußte man sich nach Entfernung der lehmigen Deckschicht wiederholt mit Einsackungen und Nachbrüchen an Geologischen Orgeln auseinandersetzen. Die sehr langen Einschnitte und Brückenfundierungen haben einen guten Einblick in den horizontalen und vertikalen Aufbau der Günzsedimente gewährt, was zur Entdeckung der Günzzeitlichen Endmoränengürtel am Almtal bei Vorchdorf und des Steyr-Kremsgletschers bei Sattledt geführt hat (KOHL I/1955a u. I/1958b). Während beim Bau der Innkreis-Autobahn (A-8) meist nur unbedeutende Quartärdecken über den marinen Tertiärsedimenten und erst bei Suben Löß in größerer Mächtigkeit über HT Schottern aufgeschlossen wurden (BOTZ I/1967 und Kap. 11.2.1.1), forderte der Bau der Pyhrn-Autobahn (A-9) über weite Strecken hinweg die Auseinandersetzung mit Fragen des Quartärs. Dazu zählen die Abschnitte Aiterbachtal, wo Naturschutzfragen noch immer in den Vordergrund treten, ferner südlich des Voralpenkreuzes bei Sattledt, wo die überdeckte Weiße Nagelfluh unrichtig eingeschätzt wurde, was zu späteren Auseinandersetzungen bei der Kostenfrage geführt hat. Dieses Beispiel zeigt, daß die Vorschreibung von Bohrungen mit vorgegebener Tiefe und Entfernung bei der Planung nicht zweckmäßig ist, sondern flexibel nach den jeweiligen Gegebenheiten erfolgen sollte, was durch die Beiziehung eines geeigneten Fachgeologen möglich wäre. Dabei könnten Bohrkosten eingespart und spätere Reklamationen wesentlich eingeschränkt werden. Durch die zwar zahlreichen, aber viel zu seichten Bohrungen in der Beckenfolge Wartberg a.d.

Krems – Kirchdorf sind auch viele Fragen offen geblieben (Verbreitung von Seetonen, Grundwasserfragen u.a.). Als positiver Aspekt dieser Planungsbohrungen für die Quartärforschung war die Auffindung eines rißeiszeitlichen Interstadials zu verzeichnen (KOHL & SCHMIDT I/1985, Kap. 12.1). Erst im Bereich des Windischgarstener Beckens gewinnt das Quartär durch den Übergang von den tief zerschnittenen NT in die wärmzeitlichen Endmoränen des Teichlgletschers und zu dessen Zungenbeckenfüllung, wozu auch Seetone gehören, im Kontakt mit den ebenfalls wasserstauenden Gosaugesteinen wieder größere baueologische Bedeutung.

Ähnlich wie beim Ausbau der Autobahn haben sich auch die geplanten Aus- und z.T. Neubaustrecken der „Neuen Bahn“ mit verschiedenen Quartärproblemen auseinanderzusetzen. An der Westbahnstrecke zeigte sich das bei dem im ÄDS angelegten Tunnelbau von Lambach (v. HUSEN in GBA I/1997 65f u. 1999<sup>1</sup>). Wertvolle baueologische Einblicke gewährten die dichte Bohrfolge längs der Pyhrntrasse zwischen Wartberg a.d. Krems und Kirchdorf (HOFMANN & HOMAYOUN I/1996), wo die Bahntrasse am Rande eines postrißezeitlichen verlandeten und zeitweise vermoorten Sees verläuft, über dessen dichte Feinsedimente wiederholt durchlässige Schwemmkegelschüttungen und dichtere Solifluktionsfächer liegen.

Bei den zahlreichen übrigen Baustellen, Industrie- und auch andere Wirtschaftsanlagen, Wohn- und Siedlungsbauten bis zum kleinen Einfamilienhaus handelt es sich mit wenigen Ausnahmen grundsätzlich um flache Fundierungen, die gerade in den dichter besiedelten Räumen häufig innerhalb der Quartärsedimente liegen. Im allgemeinen bieten diese Sedimente, von Moorbildungen abgesehen, im ebenen bis freien Gelände mit wenigen Ausnahmen einen sicheren Baugrund. Ausnahmen bilden die geologisch jüngsten hochwassergefährdeten Aubereiche und auch die Talsohlen vieler kleiner Gerinne, bei denen Grundwasser schon knapp unter der Oberfläche ansteht. Gerade letztere werden nicht immer ausreichend beachtet und führen später häufig zu Reklamationen. In älteren, stark verwitterten Schottern (ÄDS und JDS samt zugehörigen Moränen) können einbrechende Hohlräume (Geologische Orgeln) auch in diesen Fällen überraschend zu Sackungen führen. Mit zunehmender Hangneigung nehmen auch, jeweils den Eigenschaften des Sediments entsprechend, die Gefahren zu, die häufig durch Wasseraustritte gefördert werden. Wasserspeichernde und -führende Sedimente sowohl der quartären Decken wie auch ihres Untergrundes können unliebsame Bewegungen auslösen. Seetone, schluffige Grundmoränen oder bereits vorhandene Ablagerungen von Massenbewegungen, Solifluktionsdecken udgl. sind dafür besonders geeignet und sollten möglichst gemieden werden.

<sup>1</sup> v. HUSEN 1999: Geologisch-baueologische Erfahrungen beim Bau des Eisenbahntunnels Lambach, OÖ. – Mitt. Öst. Geol.- Ges. 90 (1997), 137–154.

## DANK

Die Durchführung dieser Arbeit wäre ohne die Hilfsbereitschaft folgender Stellen bzw. Personen nicht möglich gewesen, was mich veranlaßt, dafür gebührend zu danken.

Mein Dank gilt vor allem dem Vorstand des Oberösterreichischen Musealvereins, Gesellschaft für Landeskunde, für den Auftrag und auch die Hilfestellung während der Arbeiten, wobei auch Frau Doubek trotz ihrer Belastung durch die Kanzleiarbeiten in der Geschäftsstelle stets großes Verständnis gezeigt hat. Besonders möchte ich die zeitraubende und mühevollere Redaktionsarbeit hervorheben, die Frau Dr. Gertrud Mayer in selbstloser Weise übernommen hatte, sowie die Reinschrift des Manuskriptes mit wiederholten Korrekturen und die Übertragung auf Diskette durch Frau Gertraud Hager. Zu danken habe ich auch der Bibliothek des Oberösterreichischen Landesmuseums; Frau Waltraud Faissner und Herrn Franz Walzer für die Hilfsbereitschaft bei der oft schwierigen Beschaffung einschlägiger Literaturunterlagen wie auch dem Leiter der geowissenschaftlichen Sammlungen am Oberösterreichischen Landesmuseum, Herrn OR Dr. Bernhard Gruber für stets entgegenkommende Auskünfte und Einsichtnahme in Sammlungsunterlagen. Für großes Entgegenkommen bei der Aufbereitung des Abbildungsmaterials bin ich u.a. Herrn Univ.-Prof. Dr. Karl Albert Habbe, Erlangen, Herrn Hofrat Dipl.-Ing. Hans Peter Jeschke und Herrn Dr. Wolfgang Leichtfried zu Dank verpflichtet.

**Ergänzendes Schriftenverzeichnis zu Teil III**

- AMT öö. Landesregierung (Hsg.), 1993: Oberösterreichischer Bodenkataster – Bodenzustandsinventar 1993. – Abtlg. Agrar- u. Forstwirtschaft.
- BAMMER, O., 1984: Massenbewegungen im Raum Bad Goisern, Oberösterreich. – Internat. Symposium Interpraevent 1984 3, 167–180, Villach.
- BAUER, F., 1953: Zur Verkarstung des Sengengebirges in Oberösterreich. – Mitt. d. Höhlenkomm. beim BM f. Land- u. Forstwirtsch. 1952, 7–14, Wien.
- BAYER, J., 1924: Altpaläolithische Funde im Toten Gebirge in Oberösterreich. – Die Eiszeit 1/2, 165.
- BEUG, H.-J., 1979: Vegetationsgeschichtlich-pollenanalytische Untersuchungen am Riß/Würm-Interglazial von Eurach am Starnberger See/Obb. – Geol. Bav. 80, 91–106, München.
- BIBUS, E., 1974: Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß. – Eiszeitalter und Gegenwart 25, 166–182, Öhringen.
- BIBUS, E., 1975: Eigenschaften tertiärer Flächen in der Umrahmung der nördlichen Wetterau (Taunus und Vogelsberg). – Z.f. Geomorph. Suppl. 23, 49–61.
- BIBUS, E., 1989: Exkursionsführer zur 8. Tagung des Arbeitskreises „Paläoböden“ der Dt. Bodenkundl. Ges. 1989 in Heilbronn.

- BINDER, H., 1977: Bemerkenswerte Molluskenfaunen aus dem Pliozän und Pleistozän von Niederösterreich. – Beitr. z. Paläontologie v. Österr. 3, 1–78, Univ. Wien.
- BORTENSCHLAGER, S., 1977: Ursachen und Ausmaß postglazialer Waldgrenzschwankungen in den Ostalpen. – In B. FRENZEL (Hsg.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwiss. Forsch. 13, 260–266, Steiner Verl., Wiesbaden.
- BRÜCKNER, W., L. SEEBÖCK & A. STECKER, 1963: Bodengütekarte 1: 50 000, Donauniederungen Aschach – Wallsee. – Österr. Donaukraftwerke-AG, Rahmenplan der Donau, Wien.
- BRUNNACKER, K., 1956: Regionale Bodendifferenzierungen während der Würmeiszeit. – Eiszeitalter und Gegenwart 7, 43–48, Öhringen.
- BRUNNACKER, K., 1964: Böden des älteren Pleistozäns bei Regensburg. – Geol. Bav. 53, 148–160, München.
- BRUNNACKER, K., 1968: Loess Stratigraphy in Bavaria. – In: Loess and related Eolian Deposits of the World vol. 12, Proceedings of the VII<sup>th</sup> Congr. of the INQUA 1965, 293–295, Univ. Press Nebraska USA.
- BUCH, M., 1987: Spätpleistozäne und holozäne fluviale Geomorphodynamik im Donautal östlich von Regensburg – ein Sonderfall unter den mitteleuropäischen Flußsystemen? – Z. Geomorph. NF. Suppl. 66, 95–111, Berlin–Stuttgart.
- BÜDEL, J., 1944: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. – Geol. Rundschau 34, 7/8
- BÜDEL, J., 1948: Die klimamorphologischen Zonen der Polarländer. – Erdkde. 2/1–3, 22–53, Bonn.
- BÜDEL, J., 1951: Die Klimazonen des Eiszeitalters. – Eiszeitalter und Gegenwart 1, 16–26, Öhringen.
- BÜDEL, J., 1953: Die periglazial-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. – Erdkde. 7, 249–266, Bonn.
- BÜDEL, J., 1959: Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. – Erdkde. 13/4, 297–314, Bonn.
- DEMEK, J., 1964: Slope development in granit areas of Bohemian Massif (CSSR). – Z. Geomorph., Suppl. 5, 82–106.
- DEMEK, J., 1978: Quartäre Entwicklung der Hänge und Verebnungsflächen in der Tschechischen Sozialistischen Republik. – In: NAGL (Hsg.): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung, Festschr. J. Fink 89–106, Verl. Hirt, Wien.
- DÖPPES D. & G. RABEDER (Hsg.), 1997: Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. Ein Katalog der wichtigsten Fossilfundstellen und ihrer Faunen. – Mitt. Komm. f. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss. 10, 411 S., Wien.
- DRESCHER-SCHNEIDER, R., 1996: Die Klimaentwicklung des Eems in den nördlichen Vor-alpen an neuen Daten der Interglazialablagerungen von Mondsee. – In: v. HUSEN: Kurzfassungen der Vorträge DEUQUA-Tagung 1996 in Gmunden. S. 5.
- EHRENBERG, K., 1929: Die Ergebnisse der Ausgrabungen in der Schreiberwandhöhle am Dachstein. – Paläontol. Z. 11/3, 261–288, Berlin.
- EHRENBERG, K., 1973: Die bisherigen Ergebnisse der Ausgrabungen in der Schlenkendurchgangshöhle im Land Salzburg. – Int. Kongr. f. Speläol. 1969 4, 1–4, München.
- EHRENBERG, K., 1974: Die bisherigen urzeitlichen Funde aus der Schlenkendurchgangshöhle, Salzburg. – Arch. Austr. 55, 7–28, Wien.

- EHRENBERG, K., 1975: Zur Frage eines Höhlenpaläolithikums. – Die Höhle 26 2/3, 61–64, Wien.
- EHRENBERG, K., 1976a: Über gelochte Knochen im alpinen Paläolithikum. – Festschr. R. Pittioni, Arch. Austr. Beih. 13/14, 56–67, Wien.
- EHRENBERG, K., 1976b: Versuch einer Übersicht über die verschiedenen artefaktoiden Zahn- und Knochenformen aus alpinen Bärenhöhlen Österreichs. – Arch. Austr. 59/60, 1–19, Wien.
- EHRENBERG, K. & K. Mais, 1977, 1978: Die Schlenkendurchgangshöhlen-Expedition 1976, 1977. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl. 1977/8, 131–155 und 1978/3, 85–110.
- EMBLETON-HAMANN, Ch., 1997: Naturgefahren in Österreich. Ursachen, Verbreitung, Schäden und Schutzmaßnahmen. – Mitt. Österr. Geogr. Ges. 139, 197–230, Wien.
- FELGENHAUER, F., 1957: Zum ersten Paläolithfund in Oberösterreich. – Arch. Austr. 22, 66, Wien.
- FINK, J., 1954: Die fossilen Böden im österreichischen Löß. – Quartär 6, 85–107.
- FLIRI, F., 1973: Beiträge zur Geschichte der alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bändertone von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). – Z. Geomorphol. NF. Suppl. 16, 1–14, Berlin.
- FRANK, C., 1988a: Die Mollusken der österreichischen Donau, der Auengebiete und der angrenzenden Biotope von Linz bis Melk. – Linzer Biolog. Beitr. 20/1, 313–400.
- FRANK, C., 1988b: Aquatische und terrestrische Mollusken der österreichischen Donau. Auengebiete und der angrenzenden Biotope. Teil XII. Das oberösterreichische Donautal von der österreichisch-deutschen Staatsgrenze bis Linz. – Linzer Biolog. Beitr. 20/2, 413–509.
- FRANK, C. & G. RABEDER, 1994: Neue ökologische Daten aus dem Lößprofil von Willendorf. – Arch. Österr. 5, 59ff, Wien.
- FRASL, G., 1957 u. 1958, Bericht 1956 und 1957 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33). – Verh. Geol. B.-A. Wien 1957/1 u. 1958/1.
- FREH, W. & Ä. KLOIBER, 1956: Ein altsteinzeitliches Knochenartefakt aus der Dachstein-Rieseneishöhle. – Jb. OÖ. Mus. Ver. 101, 301–304, Linz.
- FRENZEL, B., 1964: Zur Pollenanalyse von Lössen. Untersuchungen der Lößprofile von Oberfellabrunn und Stillfried. – Eiszeitalter u. Gegenwart 15, 5–39, Öhringen.
- FRENZEL, B., 1966: Climatic change in the Atlantic/sub-Boreal transition on the Northern Hemisphere: botanical evidence. – Roy. Meteorol. Soc. : World climate from 8000 to 0 b.C., 99–123.
- FRENZEL, B. (Hsg.), 1977: Die Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. – Fr. Steiner Verl., Wiesbaden, mit 30 Beiträgen verschiedener Autoren, 330 S.
- FRENZEL, B. (Hsg.) 1991: Klimageschichtliche Probleme der letzten 130.000 Jahre. – Paläoklimaforschung 1, Akad. Wiss u. Lit. 451 S., Mainz.
- FRITZ, P., 1976: Gesteinsbedingte Standorts- und Formendifferenzierung rezenter Periglazialerscheinungen in den Ostalpen. – Mitt. Österr. Geogr. Ges. 118/II/III, 237–273, Wien.
- GEOL. BUNDES-ANSTALT, 1999: Jahresbericht 1998. – Geol.B.-A. Wien, Info J. REITNER, S. 10/11.

- GRÜGER, E., 1979a: Die Seeablagerungen vom Samerberg/Obb. und ihre Stellung im Jungpleistozän. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 29, 23–34, Hannover.
- GRÜGER, E., 1979b: Spätriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern – ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. – *Geol. Bav.* 80, 5–64, München.
- HAEBERLI, U., 1975: Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapaß und Piz Grialetsch (Graubünden). – *Mitt. Versuchsanst. f. Wasserbau, Hydrologie u. Glazialogie, ETH Zürich* 17, 221 S.
- HAUNER, U., 1980: Untersuchungen zur klimagesteuerten tertiären und quartären Morphogenese des inneren Bayerischen Waldes (Rachel – Lusen) unter besonderer Berücksichtigung pleistozän kaltzeitlicher Formen und Ablagerungen. – *Regensburger Geogr. Schr.* 14, 198 S.
- HEINRICH, M. & G. ZEZULA, GBA 1979: Endberichte zum Projekt Bestandsaufnahme der Lockersedimente in Oberösterreich. – GBA, Fachabteilung Rohstoffgeologie, Wien.
- HELBIG, K., 1965: Asymmetrische Eiszeittäler in Süddeutschland und Österreich. – *Würzburger Geogr. Arb. (Mitt. Geogr. Ges. Würzburg)* 14, 108 S.
- HOCHHOLD, R., 1978: Die Gletscher der Dachsteingruppe. – *Geomorph. Hausarbeit, Univ. Innsbruck.*
- HÜNERMANN, K.-A., 1987: Faunenentwicklung im Quartär. – *Mitt. Naturforsch. Ges. Luzern* 29, Sdbd. *Eiszeitforsch.* 151–171.
- KAHLKE, H.-D., 1994: Die Eiszeit. – *Urania-Verl.* 3. Aufl., Leipzig-Jena-Berlin.
- KAISER, K., 1960: Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 11, 121–141, Öhringen.
- KERN, W., 1979: Der Bärnstein. Zur Formung der Felsburgen im oberösterreichischen Kristallinmassiv. – *OÖ. Heimatbl.* 33/1–2, 11–20, Linz.
- KERSCHNER, T., 1924: Berichte für die Jahre 1922 und 1923. – 80. Jber. OÖ. Mus. Ver. für die Jahre 1922 (S. 37) und 1923 (S. 40), Linz.
- KIESLINGER, A., 1964: Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – *Bergland-Buch-Verl., Salzburg/Stuttgart.*
- KLAUS, W., 1952: Bemerkungen zur Palynologie der Hausruckkohlen. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl.* 9, 69–77, Wien.
- KLAUS, W., 1977: Neue fossile Pinaceen-Reste aus dem österreichischen Jungtertiär. – *Beitr. z. Paläontologie v. Österr.* 3, 105–127, Wien.
- KLIMA, B., 1990: Das Paläolithikum im Gallneukirchner Becken. – *Jb. OÖ. Mus. Ver.* 135/I, 9–16, Linz.
- KLOIBER, Ä. & M. PERTLWIESER, 1969: Die urgeschichtlichen Fundschichten auf der „Berglitzl“ in Gusen, Pol. Bez. Perg, Oberösterreich. *Ergebnisse der Grabungsjahre 1965–1968.* – *Jb. OÖ. Mus. Ver.* 114/I, 9–18, Linz.
- KNEIDINGER, J., 1948: Die Steinzeit Oberösterreichs. – *OÖ. Heimatbl.* 2, 97–100, Linz.
- KÖRBER, O., 1939: Der Salzofen. – *Forsch. u. Fortschritte* 11–12.
- KOHL, H., 1993: Das Linzer Donauengtal und die Landschaftsentwicklung um Puchenau. – In: Puchenau. *Festschr. z. Hundertjahrjubiläum der selbständigen Ortsgemeinde Puchenau* 9–22. Hgg. Gem. Puchenau.
- KRAL, F., 1985: Nacheiszeitlicher Baumartenwandel und frühe Weidewirtschaft auf der Wurzeralm (Warscheneck, Oberösterreich). – *Jb. OÖ. Mus. Ver.* 130, 183–192, Linz.

- KRISAI, R., 1975: Die Vegetation der Trumer Seen (Salzburg). – Habilitationsschrift in Dissertationes Botanicae 29, Cramer, Vaduz, 202 S.
- KYRLE, G. & K. EHRENBERG, 1936: Die Drachenhöhle bei Mixnitz in der Steiermark. – In: GÖTZINGER, G.: Führer f. d. Quartärexkursionen in Österr. T. I, 20–34, Hgg. GBA Wien.
- LIEB, G. K., 1996: Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen. – Arb. aus dem Inst. f. Geogr. Univ. Graz, 33, Beiträge zur Permafrostforsch. in Österr. 9–125, Graz.
- LOŽEK, V., 1964: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – Hsg. Geolog. Zentralanstalt Prag, Tschechoslow. Akad. Wiss., Vertrieb: Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlg. Stuttgart 1965, 374 S. u. 32 Bestimmungstabelln.
- M.A.G. (Mitt. d. Anthropol. Ges.), 1900 u. 1901: Eine diluviale Fundstelle in Mauthausen. – Mitt. d. Anthropol. Ges. Wien 30 u. 31, 181 u. 94.
- MAYR, A., 1953: Blütenpollen und pflanzliche Sporen als Mittel zur Untersuchung von Quellen und Karstgewässern. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl. 1953/6, 94–98.
- MITTERKALKGRUBER, D., 1957: Paläolithische Hornsteinartefakte vom Rebenstein in Laussa, Oberösterreich. – Jb. OÖ. Mus. Ver. 102, 127ff, Linz.
- MORAWETZ, S., 1967: Prinzipielle Fragen zur pleistozänen Terrassenentstehung und Einordnung am Beispiel des Grazer Feldes. – Mitt. Österr. Geogr. Ges. 107, 351–365, Wien.
- MOSER, R., 1967: Kalktische im Toten Gebirge und im Dachsteingebiet. – Jb. Österr. AV. 1967, 75–78.
- PATZELT, G., 1975: Unterinntal – Zillertal – Pinzgau – Kitzbühel. Spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung. – Innsbrucker Geogr. Studien 2 (Exkursionsführer Tirol), 309–329.
- PATZELT, G., 1977: Der zeitliche Ablauf und das Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen. – In: FRENZEL (Hsg.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. – Erdwiss. Forschungen 13, 248–259, Steiner-Verl. Wiesbaden.
- PATZELT, G. & S. BORTENSLAGER, 1976: Zur Chronologie des Spät- und Postglazials im Ötztal und im Inntal (Ostalpen, Tirol). – Führer zur Exkursion des IGCP-Projektes 73/1/24 "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere" 1976, 185–197.
- PESCHKE, P., 1977: Zur Vegetations- und Besiedlungsgeschichte des Waldviertels (Niederösterreich). – Mitt. Komm. f. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss. 2, 84 S., Wien.
- POSER, H. & T. MÜLLER, 1951: Studien an den asymmetrischen Tälern des niederbayerischen Hügellandes. – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-natw. Kl. 1951/1, 1–32, Göttingen.
- PRIMAS, M., 1987: Zum Stand der Paläolithforschung in der Schweiz. – Geogr. Helv. 2, 153–158, Zürich.
- REITINGER, J., 1968: Die ur- und frühgeschichtlichen Funde in Oberösterreich. – Schriftenreihe OÖ. Mus. Ver. 3, Linz.
- RODENBURG, H. & A. SEMMEL, 1971: Bemerkungen zur Stratigraphie des Würm-Lösses im westlichen Mitteleuropa. – Notizbl. hess. Lds.-Amt f. Bodenforsch. 99, 246–252, Wiesbaden.

- ROETZEL, R., 1986, 1987, 1988: Berichte 1985, 1986, 1987 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 47 Ried i. I. – Jb. Geol. B.-A. Wien 129/2, 394–295; 130/3, 258–259; 131/3, 403–404.
- ROHRHOFER, J., 1956: Eine geologische Orgel in Aschet. – Jb. Mus. Ver. 1956 Wels, 30–31.
- RUPP, C., 1989: Bericht 1987/1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Raumes Pattigham – Schildorn auf Blatt 47 Ried i. Innkreis. – Jb. Geol. B.A. 132/3, 538–539, Wien.
- SCHIRMER, W., 1992: Doppelbodenkomplexe in Erkelenz und Rheindahlen. – In: H. E. STREMMER: Bodenstratigraphie im Gebiet von Maas und Niederrhein. 11. Exkursionstagung, Arbeitskreis Paläopedologie d. Dt. Bodenkdl. Ges. 1992 in Aachen, 86–94.
- SCHLÄGER, A., 1989: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 48 Vöcklabruck. – Jb. Geol. B.-A. Wien 132/3, 542–543.
- SCHLÜCHTER, C. & C. RÖTHLISBERGER, 1995: 100 Jahre Gletscherkommission – 100 000 Jahre Gletschergeschichte. – In: Gletscher im ständigen Wandel. Jubiläumssymposium der Schweiz. Gletscherkommission 1993, Verbier, 47–63.
- SEMMELE, A., 1985: Periglazialmorphologie. – Erträge der Forschung 231, 116 S., Wiss. Buchges. Darmstadt.
- STEININGER, F. (Hsg.), 1999: Erdgeschichte des Waldviertels. – 2. Aufl. Schriftenreihe d. Waldviertler Heimatbundes 38, 194 S., Horn-Waidhofen/Thaya.
- TICHY, G., 1980: Das Würm-interstadiale Kohlevorkommen von Mülln (Stadt Salzburg). – Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol. 16, 107–110.
- THENIUS, E., 1950: Über Sichtung und Bearbeitung der jungtertiären Säugetierreste aus dem Hausruck und Kobernauserwald. – Verh. Geol. B.-A. Wien 1950/51, 2.
- THENIUS, E., 1952: Die Säugetierreste aus dem Jungtertiär des Hausruck und Kobernauserwaldes (Oberösterreich) und die Altersstellung der Fundschichten. – Jb. Geol. B.-A. Wien 95, 119–144.
- THENIUS, E., 1983: Niederösterreich im Wandel der Zeiten. Die Entwicklung der vorzeitlichen Tier- und Pflanzenwelt von Niederösterreich. – Katalog NÖ. Lds. Mus. NF. 144, 3, neubearbeitete Auflage 156 S., Wien.
- THEURER, E., 1925: Urgeschichtliches Oberösterreich. – Linz.
- VÖLKELE, J., 1995: Periglaziale Deckschichten und Böden im Bayerischen Wald und seinen Randgebieten. – Z. f. Geomorph. NF. Suppl. 96, 301 S., Borntraeger Berlin-Stuttgart.
- WEGMÜLLER, S., 1985: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen im Schieferkohlengebiet von Gondiswil/Ufhusen. – Jb. d. Oberaargaus 1985, 13–30.
- WILLVONSEDER, K., 1933: Oberösterreich in der Urzeit. – 111 S., Stepan, Wien.
- ZEITLINGER, J., 1961: Das Schneefeld im Kühkar am Großen Priel. – Jb. OÖ. Mus. Ver. 106, 253–266, Linz.
- ZOLLER, H., 1977: Alter und Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen. – In: B. FRENZEL (Hsg.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdgeschichtl. Forsch. 13, 271–281, Steiner-Verl. Wiesbaden.

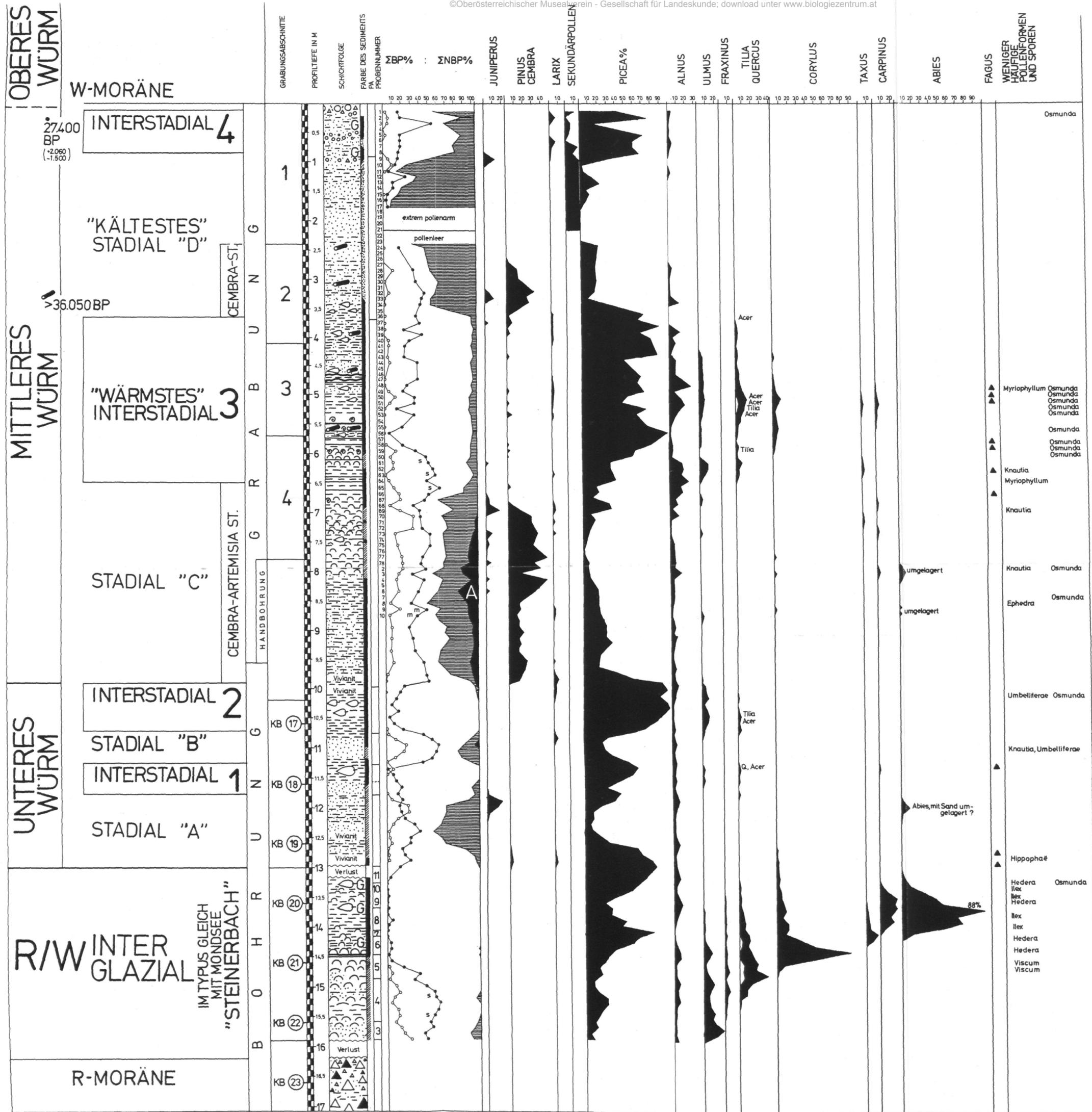


Abb. 104: Riß/Würm-Interglazial und Würm-Interstadiale von Mondsee-Pichlerhang. W. KLAUS 1987