

W. KLÜPFEL, 1929 a, b; H. KOHL, 1952, 1966, 1968, 1969, 1971; F. KOLLER, 1941; W. KREBS, 1928; I. KRETSCHMER, 1983 a, b; H. KÜPPER, 1958; W. KURZ, 1963; G. KYRLE, 1923; A. LECHNER, 1969; R. LEIN, 1979; W. LEITNER, 1964, 1973; K. LEMCKE, 1973, 1977, 1984, 1985; N. LICHTENECKER, 1923, 1924, 1926, 1938; H. LOUIS, 1979; R. MAKKENBACH, 1984; F. MACHATSCHKEK, 1922, 1929; V MAURIN & J. ZÖTL, 1959, 1969; E. v. MOJSISOVICS, 1889; S. MORAWETZ, 1957, 1967, 1979; H. NAGL, 1967, 1969, 1970, 1978; H. NAGL & S. VERGINIS, 1979; H. NOWAK, 1969; K. OESTREICH, 1900; E. OXBURGH et al., 1966; R. PARTL, 1975; V PASCHINGER, 1956, 1965, 1974; S. PASSARGE, 1926; R. PAVUZA, 1983; R. PAVUZA & H. TRAINDL, 1983; J. PIA, 1939; M. PÉCSI, 1978; A. PENCK, 1903; A. PENCK & E. BRÜCKNER, 1909; W. PENCK, 1924; J. PIA, 1939; L. PIFFL, 1971; TH. PIPPAN, 1955, 1963, 1964, 1965, 1970; K. POPP, 1935; R. RIEDL, 1960, 1963, 1964, 1966, 1973 a, b, 1977; F. ROHRHOFER, 1975; G. ROTH-FUCHS, 1926; E. ROTTER, 1909; A. RUTTNER & G. WOLETZ, 1957; Y SAKAGUCHI, 1972, 1973; F. SCHADLBAUER, 1969; J.-P. SCHAER & F. JEANRICHARD, 1974; F. X. SCHAFFER, 1902, 1909, 1927, 1942; K. SCHAPELWEIN, 1967; O. SCHAUBERGER & H. TRIMMEL, 1952; A. SCHEIDEGGER, 1979; W. SCHLEGEL, 1960, 1961; W. SCHMIDT, 1920, 1923; P. SCHMIDT-THOMÉ, 1962; M. SCHUCH, 1977; O. SCHULZ et al., 1979; R. SCHWINNER, 1933; E. SEEFELDNER, 1926, 1933, 1934, 1952, 1961, 1962, 1964, 1973; R. SEEMANN, 1979 a, b; R. SEEMANN & G. NIEDERMAYR, 1982; F. SIMONY, 1851; J. SOLCH, 1921, 1923, 1925, 1928, 1948; H. SPÁTH, 1969; R. SPENDLINGWIMMER, 1984; E. SPENGLER, 1927; H. SPREITZER, 1932, 1951 a, b, c, 1960, 1962, 1966; J. STINY, 1934, 1937 b; G. STUMMER, 1978; E. SUSS, 1911; E. THENIUS, 1954; A. THURNER, 1951 b, 1967; A. TOLLMANN, 1955, 1966 a, 1968 b, 1977 a; H. TRAINDL, 1983; H. TRIMMEL, 1965 a, b, 1966, 1968; R. TRÜMPY, 1985; B. TOUSSAINT, 1971, 1976, 1978; H. UHLIG, 1954; E. VALLAZZA, 1967; S. VERGINIS, 1977; S. VERGINIS & G. RABEDER, 1985; G. VÖLKL, 1977; L. WAAGEN, 1927 b; G. A. WAGNER et al., 1977; G. WESSELY, 1961; K. WICHE, 1951, 1970; H. WIESENEDER, 1960; E. WILTHUM, 1954; A. WINKLER-HERMADEN, 1924, 1926 b, c, 1927 b, 1928 c, 1929 c, 1933 a, b, 1940, 1950 a, b, 1955, 1957, 1960; M. WOLF-TIMP, 1968; J. ZÖTL, 1951, 1974; F. ZWITTKOVITS, 1963, 1965, 1966, 1969.

M DAS QUARTÄR IN ÖSTERREICH

1. Überblick

Nach der langen Ära mit tropischem bis subtropischem Klima während des Mesozoikums und eines Großteils des Tertiärs machen sich, wie man heute weiß, bereits seit dem Eozän weltweit erste Anzeichen auf eine allmähliche, phasenhafte Verschlechterung der klimatischen Verhältnisse geltend. In unseren Breiten waren, wenn man den jüngsten Ausführungen von R. HANTKE (1984) Glauben schenkt

(S. 190), bereits im Oligozän die damals zum ersten Mal zum Hochgebirge aufgepreßten Alpen in ihren höheren zentralen Teilen im Schweizer Abschnitt kräftig vergletschert. Der ostalpine Anteil lag aber auch während des Oligozäns zur Zeit der geringer akzentuierten „Augensteinlandschaft“ tiefer, sodaß hier nach Funden einer Flora mit Palmenresten im Ennstalertiär sich auch im Gebirgsinneren das warme Klima noch auswirkte. Im Tiefland dauerte jedenfalls dieses Klima mit seiner tropischen Korallenriff-See des Badenien und seinen wärmeliebenden Floren und Faunen des Sarmat (S. 199) noch bis hoch in das Miozän hinein an.

Erst ab dem höheren Pannon und Pont, besonders aber mit dem Pliozän, wird auch hier ein Klimarückschlag, das allmähliche Absinken der Temperatur, zunehmend fühlbar. In der jüngsten erdgeschichtlichen Epoche schließlich, dem 1,8 Millionen Jahre währenden Pleistozän (von dem die letzten 10.300 Jahre mit wiederum wärmerem Klima als geologische „Jetzzeit“, als Holozän, abgegliedert sind), hat die weltweite Absenkung der Temperatur (bis auf 9° unter das heutige Jahresmittel in den Alpen) eine ganze Folge von Kaltzeiten, die sich in hohen Breiten und in Gebirgsregionen als „Eiszeiten“ äußerten, bewirkt.

Die Erkenntnis, daß vor der geologischen Gegenwart weltweit eine Kaltzeit die Landschaft, Flora und Fauna prägte, geht auf den Botaniker Karl SCHIMPER zurück, der im Jahre 1837 den Begriff „Eiszeit“ geschaffen und zugleich bereits viel zur Erkenntnis der Ursachen beigetragen hat. Die Schneegrenze war in der Eiszeit in den Alpen um rund 1200 m herabgedrückt worden, sodaß ein großer Teil dieses Gebirges unter einem in den Haupttälern über 1000 m mächtigen Eisschild gelegen gewesen war. Im Bereich der Ostalpen allerdings wirkten sich die größeren Höhen im Inneren der Zentralalpen sowie besonders die Exposition gegenüber den vom Atlantik Niederschlag bringenden Westwinden beträchtlich aus (Abb. 83). Während im Bayerisch-Salzburger Raum die bedeutenden Eismassen mit breiten Gletscherzungen bis weit in das Vorland hinaus vorstießen („Vorlandvergletscherung“), wie in Österreich etwa prächtig das Zungenbecken des Salzachgletschers vor Augen führt, erreichte im östlich anschließenden Abschnitt des Traungebietes das Eisstromnetz der Gletscher nur mehr den Alpenrand und blieben im nächstfolgenden Sektor ab der Enns die Gletscherzungen bereits weit im Inneren der Alpen stecken. Auch auf der Südostabdachung der Alpen verblieb das Eisstromnetz von Mur- und Draugletscher innerhalb der Alpen. Noch weiter gegen Osten stellten sich in den Kalkhochalpen vom Hochschwab bis zum Schneeberg noch isolierte Plateauvergletscherungen ein. In den östlichsten Zentralalpen schließlich waren bis zum Stuhleck nur mehr lokale Kar- und Talgletscher vertreten, große Regionen dieses Alpenostsaumes einschließlich Semmering und Wechsel blieben aber in dem trockenen Einflußbereich des Pannonischen Raumes frei von Vergletscherung (H. NAGL, 1972, Abb. 1; J. FINK, 1975, Abb. 1; 1979, Abb. 2; D. v. HUSEN, 1981, Abb. 1). Das außeralpine Gebiet war eisfrei, abgesehen von den höchsten Erhebungen des Böhmerwaldes, die kleine Kargletscher aufwiesen (H. NAGL, 1972, S. 170).

Die Zeugen dieser ausgedehnten Vergletscherung der Alpen sind mannigfaltig: Im Alpeninneren hat die Eisarbeit eine gewaltige Abtragungsleistung vollbracht und spezifische Formen hinterlassen: Kare und Rundhöckerlandschaften auf den Höhen, Trogtäler mit ihren bezeichnenden Talschlüssen, Schultern, Stufen, Rie-

geln, mit den lokalen bedeutenden Übertiefungen, die später von Seen erfüllt wurden, die ihrerseits bereits wiederum weitgehend mit bis über 400 m mächtigen klastischen Sedimenten zugeschüttet worden sind. Untergeordnet in den alpinen Tälern, in bedeutendem Ausmaß aber im Alpenvorland, sind die Ablagerungen der Glazialzeit in Form von Endmoränenwällen und die daran anschließenden fluvioglazialen Terrassen erhalten. Gerade auch die Deckschichten dieser in den Kaltzeiten geschütteten Schotterterrassen, auf denen kaltzeitliche Ablagerungen in Form des äolisch sedimentierten Lößes und warmzeitliche interglaziale Bildungen in Form von Bodenhorizonten erhalten sind, haben für die Rekonstruktion des Ablaufes von Glazial und Interglazial eine wesentliche Bedeutung.

2. Zur Erforschungsgeschichte und Methodik

Zentren österreichischer Quartär- und Gletscherforschung lagen seit je in Wien und Innsbruck. In Wien war durch die Gründung der ersten physisch-geographischen Lehrkanzel im mitteleuropäischen Raum und die Besetzung dieser Lehrkanzel der Universität Wien durch F. SIMONY im Jahre 1851 die Basis für diese Arbeitsrichtung geschaffen. Ein besonderes Interesse des Dachsteinforschers SIMONY, der 34 Jahre lang die Leitung des Geographischen Institutes innehatte, galt ja der Frage der Gletscherwirkungen, Gletscherschwankungen und Klimaverschlechterungen. Den Durchbruch auf dem Gebiet der Eiszeitforschung erzielte PENCK – seit 1885 Nachfolger auf dieser Lehrkanzel – im Jahre 1909 gemeinsam mit seinem Schüler E. BRÜCKNER mit dem epochalen Werk „Die Alpen im Eiszeitalter“

Die Gunst der natürlichen Gegebenheiten, nämlich die im österreichischen Alpenvorland hintereinander gestaffelt erhaltenen Endmoränenzüge und anschließenden fluvioglazialen Terrassen aller vier „klassischen“ Eiszeiten, war mit entscheidend für den Erfolg dieser Forscher, auf Anhieb die Grundgliederung der Eiszeiten (Kaltzeiten) und der Interglaziale richtig erfaßt zu haben. 1882 hatte ja A. PENCK in seinem Werk „Die Vergletscherung der deutschen Alpen“ bereits drei verschiedene Eiszeiten unterscheiden können. Im Abschlußwerk von 1909 ist die detaillierte Basis der Quartärgliederung enthalten, die Grundbegriffe der Kaltzeiten wie Günz, Mindel, Riß, Würm (benannt nach Flüssen im Schwäbisch-Bayrischen Alpenvorland, an denen die bezeichnenden Terrassen erhalten sind) waren damit ebenso geschaffen, wie die begrifflich nach inneralpinen Lokalitäten benannten Hauptrückzugstadien Bühl, Gschnitz, Daun fixiert waren. Wenn auch im Laufe der Forschung gar manches hinzukam, das damals geschaffene Gerüst hat standgehalten. Bereits 1903 lag mit dem Führer für die Glazialexkursionen in die Ostalpen anlässlich des 9. Internationalen Geologenkongresses in Wien ein umfangreiches Programm von A. PENCK & E. RICHTER vor. 1936 gab der in Wien abgehalten III. Quartärkongreß wiederum Ansporn und Anlaß für zusammenfassende Darstellungen (G. GÖTZINGER, 1936, 1938).

Am Internationalen Geologenkongreß in London 1948 wurde die Plio-Pleistozän-grenze weit gegen die Vorzeit hin zurückverlegt, was naturgemäß auch für die Gliederung des österreichischen Quartärs von Bedeutung war.

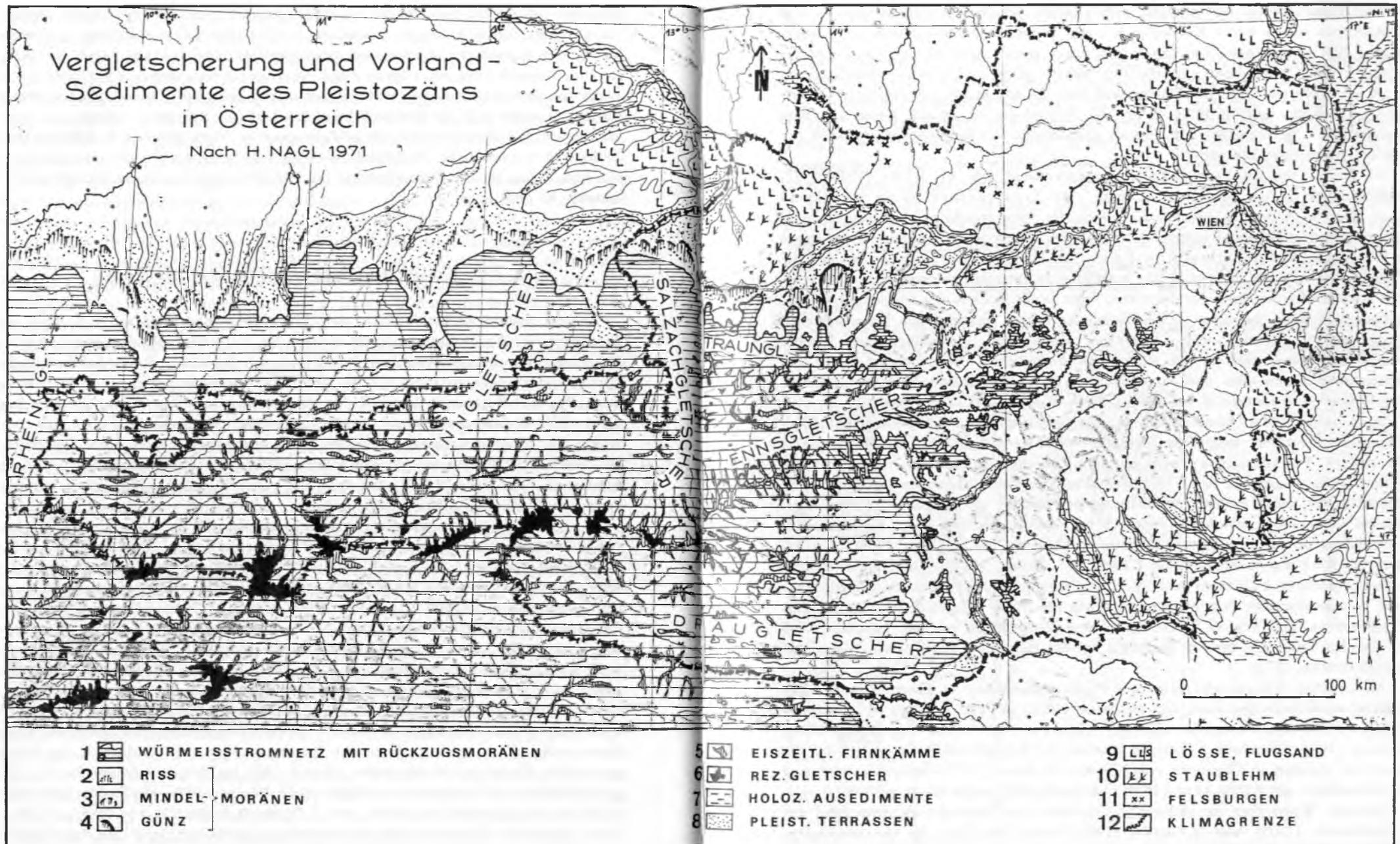


Abb. 83: Die Vergletscherung der Alpen in der Eiszeit und die Sedimente des Vorlandes; nach H. NAGL (1972, Abb. 1).

Von Innsbruck aus hat in dieser ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts der Geologe O. AMPFERER neben seiner Kartierungsleistung wesentlich zur Glazialforschung beigetragen; R. v. KLEBELSBERG hat den Schwerpunkt seiner Arbeiten auf die Eiszeitforschung in die Tiroler Alpen einschließlich Südtirol gelegt und in seinem zweibändigen Werk von 1948 bis 1949 den Wissensstand über die allgemeine und regionale Glazialgeologie zusammengefaßt; H. GAMS hat der Palynologie im alpinen Raum den Weg geebnet und H. KINZL den Gletschern als Klimazeugen der jüngsten Vergangenheit besondere Aufmerksamkeit gezollt.

Ab der Mitte unseres Jahrhunderts eröffnet sich, wie J. FINK (1979, S. 92) ausführt, eine neue, zweite Etappe der Quartärforschung in unserem Land. War in der ersten, klassischen Periode der Schwerpunkt auf die Untersuchung des einst vergletscherten Raumes im Inneren der Alpen gelegt worden, so verlagerte er sich nun in den periglazialen Raum im Vorfeld der Alpen, wo sich die Vorgänge des alpinen Raumes in den korrelierten Sedimenten widerspiegeln. Das intensive Studium des Aufbaues der Terrassen, ihrer Deckschichten, des Lößes und der Paläobodenbildungen, betrieben unter Zusammenwirken verschiedener Untersuchungsmethoden der Sedimentologie, Pedologie, Palynologie, Malakologie etc. brachte wesentliche stratigraphische und ökologische Fortschritte. Hauptvertreter dieser Arbeitsrichtung waren oder sind im deutschen Anteil des alpinen Vorlandes J. BÜDEL und H. GRAUL, in Österreich vor allem J. FINK, H. KOHL und L. WEINBERGER.

Nach weitgehender Ausschöpfung der Möglichkeiten der Feldforschung unter Zuhilfenahme der bisher möglichen Methoden eröffnete sich nun in der jüngsten Zeit die dritte Forschungsetappe durch zusätzlichen Einsatz der radiometrischen Meßmethoden, besonders der C14-Altersbestimmung, der Magnetostratigraphie durch Paläomagnetik, durch Paläotemperaturmessungen und die globale Korrelierung der Ereignisse durch einen ständigen Vergleich mit den Ergebnissen über die Pleistozän-Entwicklung im marinen Bereich (allgemeine Übersicht bei M. GEYH, 1983). Hier haben von Wien aus in erster Linie J. FINK, D. v. HUSEN, H. NAGL und durch Pollenanalyse besonders I. DRAXLER und W. KLAUS entscheidende Fortschritte erzielt, während vom Innsbrucker Forschungszentrum aus besonders F. FLIRI, S. BORTENSCHLAGER, H. HEUBERGER, E. MAYR, G. PATZELT u. a. neue Perspektiven eröffnen konnten. Auch die Dendrochronologie brachte Sicherheit bei der Einstufung der jüngsten Ablagerungen (B. BECKER, 1972).

An neueren Themenbänden zur Pleistozänforschung in Österreich und dem Umland seien hervorgehoben: G. GÖTZINGER (1938), J. FINK, R. GRILL & H. KÜPPER (1955), A. WINKLER-HERMADEN (1955), J. FINK et al. (1976, Ergänzung 1978), H. NAGL (1978: Festschrift J. FINK), R. HANTKE (1978/1980/1983). Ferner sei auf die Karte des Quartärs in Österreich von J. FINK & H. NAGL (1979, Österreich-Atlas) und die Bodenkarte von J. FINK et al. (1979, Österreich-Atlas) aufmerksam gemacht.

Moderne Werke über das allgemeine Geschehen im Pleistozän wie etwa jenes von C. SCHÖNWIESE (1979) oder T. NILSSON (1983) weiten den Blick für die Zusammenhänge mit der pleistozänen Entwicklung im außeralpinen Raum, in den sich heute die Eiszeitforschung verlagert hat.

Zur zeitlichen Gliederung des Pleistozäns vgl. W. C. MAHANEY [Hrsg.]: *Quaternary Dating Methods*. (Develop. Palaeont. Strat., 7, Amsterdam/Elsevier 1984.)

3. Abgrenzung und Dauer der pleistozänen Eiszeiten

Der Beginn des Pleistozäns wird nach internationaler Übereinkunft an die Grenze von Astiano/Calabriano gelegt, im marinen Bereich durch das erste Auftreten von *Globorotalia truncatulinoides* (D'ORB.) – vgl. F. RÖGL (1974) – an der Planktongrenze N 21/N 22 charakterisiert, im terrestrischen Bereich an der Grenze U./O. Villanyium gelegen, und wird zugleich durch den Einsatz des Olduvai-Event in der reversen Matuyama-Epoche der Paläomagnetika datiert. Die Grenze Pliozän/Pleistozän liegt demnach nach heutiger Kenntnis 1,8 Millionen Jahre zurück (Abb. 84).

Das Ende des Pleistozäns einschließlich des Spätglazials liegt bei 10.300 J. v. h. (8300 v. Chr.) – H. HEUBERGER (1968, S. 270). Das darauf folgende Holozän, das nach dem letzten kräftigen Eisvorstoß, dem Egesen-Stage, beginnt, zeigt nach neueren Ergebnissen eine bessere Ausgeglichenheit der Temperatur als früher angenommen. Die nähere Gliederung des Spätglazials und des Postglazials ist Abb. 85 zu entnehmen.

Die Dauer des Pleistozäns mit seinen Eiszeiten ist demnach wesentlich höher, als man früher angenommen hatte. Die Zahl, Dauer und Abfolge der einzelnen

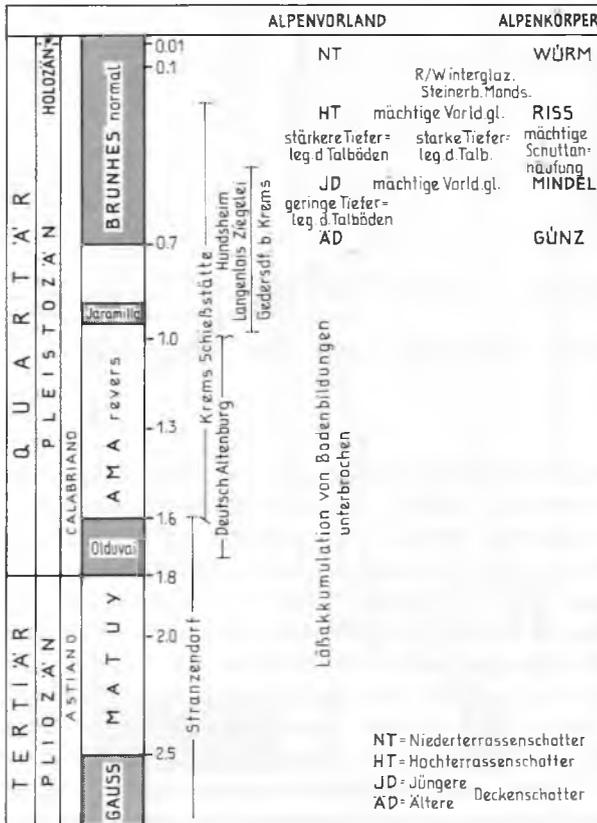


Abb. 84: Die Dauer und Gliederung des Pleistozäns nach J. FINK (1980, Abb. 5) und D. VAN HUSEN (1981, Abb. 8), ergänzt.

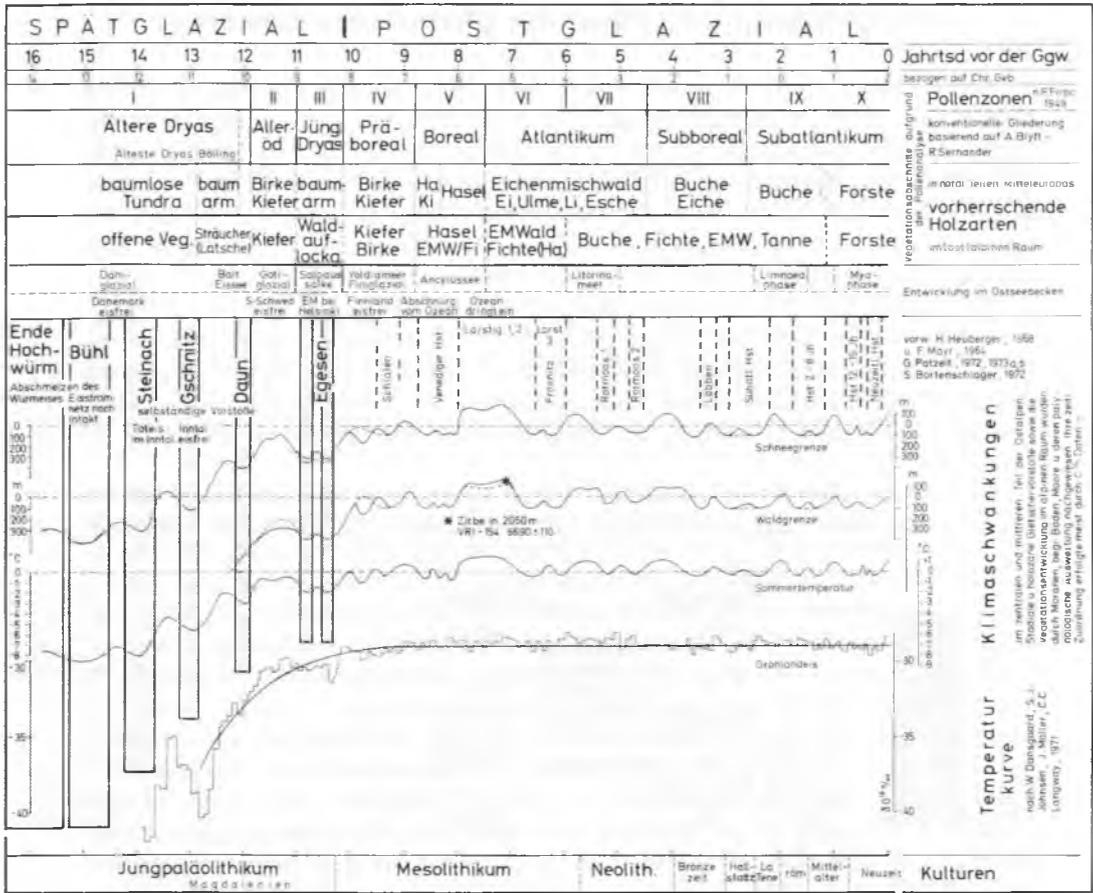


Abb. 85: Die Gliederung des Spät- und Postglazials; nach J. FINK (1979, Abb. 5).

Kaltzeiten zwischen den interglazialen wärmeren Epochen, die etwa dem jetzigen holozänen Interglazial ähneln, hat ebenfalls in neuerer Zeit eine kräftige Korrektur erlitten. Zunächst hat man vor der klassischen Abfolge von Günz- bis zur Würm-Eiszeit noch höhere Terrassenreste im Alpenvorland gefunden und daraus mit Recht auf weitere, ältere Kaltzeiten geschlossen: So hat B. EBERL (1930) in Oberschwaben als nächstältere Kaltzeit vor dem Günz die Donau-Eiszeit erfassen können. Es schloß sich eine Reihe weiterer, ähnlicher Entdeckungen an, sodaß die Reihe der Kaltzeiten gegen hinten hin bis auf insgesamt neun benannte derartige Ereignisse ausgedehnt wurde, denen noch eine Reihe nicht mehr einzeln bezeichneter Kaltzeiten folgt (vgl. C. SCHÖNWIESE, 1979, Abb. 32, S. 92): Hinter der Donau-Eiszeit reiht sich demnach die Biber-, dann die Atter-, Amper- und Alz-Kaltzeit an, dann folgen die unbenannten Kaltzeiten. Ferner kamen Ergänzungen und Korrekturen an der klassischen

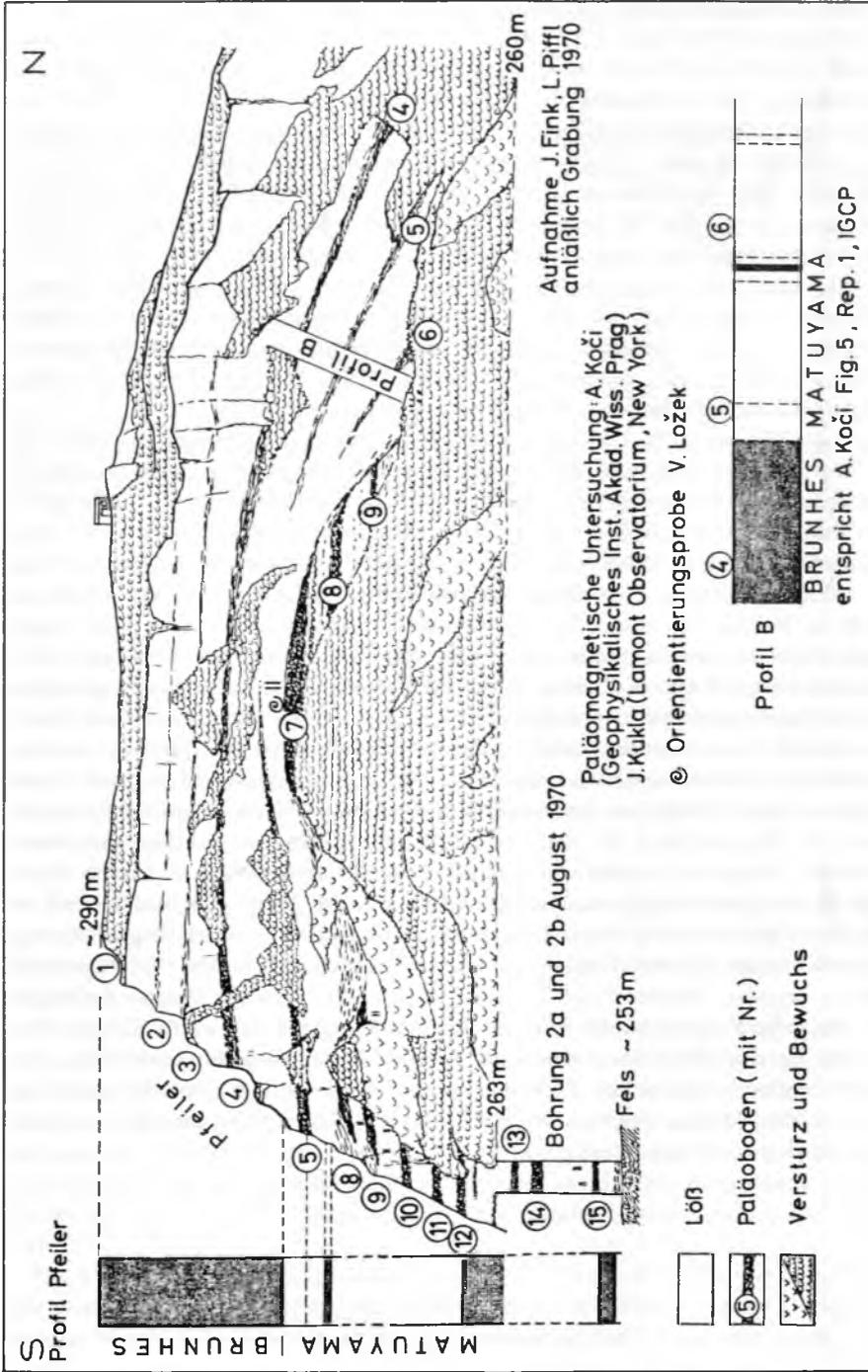


Abb. 86: Das klassische Löß-Profil der Schießstätte Krems, das mit seinen 15 Bodnhorizonten aus Wärmeklima-Lipochen bis in das Altpleistozän zurückreicht, stellt ein mitteleuropäisches Standardprofil der Pleistozängliederung dar; J. FINK (1980, Abb. 3).

Skala hinzu (I. SCHAEFER, 1953; H. GRAUL, 1962; H. KOHL, 1962; M. LÖSCHER et al., 1978). Auf andere Weise kamen J. FINK & G. KUKLA (1977) zum gleichen Resultat der sehr hohen Anzahl von Glazial- und Interglazialepochen während des Pleistozäns: Aus der Kombination der Lößprofile der Schießstätte bei Krems/Donau (Abb. 86) und dem Brüner Lößkomplex in Mähren ergab sich unter Einsatz der magnetostratigraphischen Gliederung eine 17fache Unterbrechung der kaltzeitlichen Lößbildungen durch Einschaltung von Wärmezeiten anzeigenden Paläobodenbildung. Damit sind in einem Zeitraum von 1,800.000 Jahren 18 Kaltzeiten erfaßt. Es entspricht dies übrigens im Durchschnitt wiederum jener rund 100.000 Jahre währenden Dauer eines Glazial/Interglazial-Paares, auf das C. SCHÖNWIESE (1979, Abb. 33) auf Grund anderer Berechnungsmethoden hingewiesen hat. Die Fortsetzung des Profiles der Kremser Schießstätte gegen unten hin ist übrigens in der ebenso bedeutsamen Serie von Stranzendorf 12 km NW Stockerau, NÖ., gegeben (J. FINK et al., 1976, Taf. 6; J. FINK, 1979, Abb. 3: Paläomagnetik), die weit in das Oberpliozän zurückreicht (Abb. 84).

Fragen wir uns nach der Ursache der pleistozänen Vereisung und dem vielfältigen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten innerhalb dieses Zeitraumes, so gibt uns heute endlich die Polar-Koinzidenz-Theorie von R. H. FAIRBRIDGE (1967) in Kombination mit der MILANKOVITCH-Kurve über interne Temperaturschwankungen (s. u.) sinnvolle Antwort, nachdem bisher über fünfzig Ad-hoc-Hypothesen keine glaubwürdige Lösung anbieten konnten. FAIRBRIDGE hat bekanntlich gefunden, daß die mächtigen Eisschilde in Pollage (die dann das Klima weltweit beeinflussen) nicht über freiem Meer entstehen können, sondern nur, wenn eine Landmasse im Sinne der Kontinentalwanderungstheorie in Pollage einwandert und herum aber noch genügend Ozeane als Feuchtigkeitsspender angrenzen. Das ist nun bei der pleistozänen Eiszeit durch Antarktika und bei den älteren erdgeschichtlichen Eiszeiten der Fall gewesen. Die kurzfristigen Schwankungen innerhalb des Pleistozäns zwischen Kalt- und Warmzeiten, die in einem Rhythmus von rund 100.000 Jahren ablaufen, hat der kroatische Astronom M. MILANKOVITCH in den zwanziger Jahren unseres Jahrhunderts durch astronomische Frequenzen erklärt, die Umlaufbahnänderungen der Erde um die Sonne bedingen. Diese zunächst angezweifelte Berechnung ist im Jahre 1976 von J. HAYS am Lamont-Observatorium der Columbia-Universität in den USA wiederholt und bestätigt und dabei besonders auf den Einfluß des Jupiterschwerefeldes auf die Erdumlaufbahn hingewiesen worden. Während die Theorie von FAIRBRIDGE ohne Zweifel die zutreffende Lösung der Frage nach der Ursache der großen Eiszeitalter in der Erdgeschichte darstellt, ist die sicherlich berechnete Zusatzklärung von MILANKOVITCH noch nicht ganz allgemein akzeptiert, da keine genaue Zyklizität von 100.000 Jahren der einzelnen Kaltzeitabfolgen gegeben ist. E. THENIUS (1977, S. 145 ff.) referierte anschaulich über weitere Eiszeithypothesen.

4. Der Ablauf des Quartärs in Österreich

a) Vorglazial

Über den Zeitraum des Oberpliozäns, also den Abschnitt unmittelbar vor Einsetzen der pleistozänen Ära, gibt am besten das schon erwähnte Profil der Schottergrube Stranzendorf NW Stockerau auf der Wagramhochfläche, 100 m über der heutigen Donau gelegen, Auskunft (J. FINK et al., 1976, S. 102 ff.). Die Schotter im Liegendanteil sind noch Donauschotter des höheren Pliozäns, darüber breitet sich eine Decke von Löß und lößähnlichem Feinmaterial aus trockenen Perioden mit zwischengeschalteten Rotlehm- und Braunlehmböden, die von feuchteren und wärmeren Abschnitten künden. Die Kleinsäugerfauna dieser Feinsedimente ermöglicht eine Einstufung in das Villany, etwas älter als die mäßig weiterentwickelte Säugerfauna aus den altpleistozänen Spalten von Deutsch Altenburg (G. RABEDER in J. FINK et al., 1976, S. 108) – Abb. 84. In diesem Zeitabschnitt zu Ende des Pliozäns herrschte warm-gemäßigtes, gegenüber der Jetztzeit aber etwas trockeneres und kühleres Klima.

b) Glazialepochen

α) Über das ältere Quartär informiert einerseits die Abfolge von Löß und Bodenhorizonten in der Schießstätte Krems (Abb. 86), andererseits sind Terrassenreste älter als die Älteren Deckenschotter aus verschiedenen Abschnitten des Alpenvorlandes, besonders aus dem Abschnitt Inn und Salzach (H. GRAUL, 1937; L. WEINBERGER, 1955), aber auch aus dem Raum der Strengberge und östlich davon bekannt (W. FUCHS, 1972; H. FISCHER, 1977). Eine größere Zahl älterer Terrassenreste ist stets nur an den größeren Flüssen, wie Donau, Salzach, Mur und Raab erhalten (J. FINK, 1975, S. 331).

Ältere Moränen als Günz sind bisher nicht erfaßt worden.

Über altpleistozäne Formen und Sedimentreste auf der Südost- und Ostabdachung der Alpen hat ausführlich A. WINKLER-HERMADEN (1955, 1957) berichtet und hat auch jüngst wiederum D. v. HUSEN (1981, S. 213 f.) referiert, ohne daß eine moderne gesicherte Datierung bisher möglich gewesen wäre.

β) Der Günz-Eiszeit entstammen die ausgedehnten Schotterfächer der Älteren Deckenschotter. Sie sind über ein flach gewelltes, von Rinnen durchzogenes Relief mit Resten älterer Schotter geschüttet (H. KOHL, 1974, S. 39 f.), das über den pliozänen Pedimentflächen im Altquartär entstanden war. Die Morphologie dieser „Deckenschotter“ (ebenso wie jener des Mindel) ist gekennzeichnet durch eine Zertalung, eine reiche Gliederung durch Dellen, die alten Decksedimente (Löß, Böden) sind durch ausgedehnte Solifluktion gestört, die fossilen Böden unter starker Verwitterung intensiv gefärbt (J. FINK, 1975, S. 331).

Die Moränen des Günz, seit E. BRÜCKNER (1886) S Braunau/Inn erkannt, sind heute aus dem Salzach-, Traun-, Steyr- und Kremsgebiet an der Wurzel der Älteren Deckenschotter bekannt. Durch starke spätere periglaziale Überarbeitung sind sie morphologisch nur mehr schwach ausgeprägt.

Während im bayerischen Alpenvorland die Riß-Moränen am weitesten vorgestoßen sind, liegen im oberösterreichischen Abschnitt die Moränen des (Günz und) Mindel am weitesten draußen (H. NAGL, 1972, S. 165). Dabei aber sind Günz- und Mindel-moränen meist nur dann in verschiedener Position abgelagert worden, wenn sich die Richtung des Gletschers geändert hat (H. KOHL, 1962).

γ) Günz/Mindel-Interglazial. In dieser Zeit erfolgte die neue, von der älteren Vorlandmorphologie unabhängige Zertalung der Älteren Deckenschotterplatte durch vorwiegend konsequent der Donau zuströmende Flüsse, die durch ihre reiche Wasserführung in der wärmeren Zwischeneiszeit breite Täler ausräumten, in die die jüngeren kaltezeitlichen Schotterfluren eingeschachtelt wurden.

Die Einschaltung einer Zwischenkaltzeit in diese Epoche scheint die von H. KOHL (1962, 1971) erfaßte „Weiße Nagelfluh von Kremsmünster“ zu erfordern, die eine kaltzeitliche Schüttung, älter als die etwas weniger verwitterten Mindel-Schotter, repräsentieren dürfte.

δ) In der Mindel-Eiszeit sind im Vorland nun schon „talgebundene“, sog. „jüngere Deckenschotter“ in ältere in tieferer Position eingelagert, zeigen aber selbständige, breite, bis in den Sockel eingeschnittene Täler und vor allem auch eine Änderung in der Zusammensetzung der Komponenten, die sich gegen die Karbonate hin verschiebt (D. v. HUSEN, 1971, S. 513 f.; 1981, S. 215). Durch G. SPAUN (1964) und D. v. HUSEN (1968, 1971, 1975) wurden im Inneren der östlichen Kalkalpen im Bereich von Enns und Steyr z. T. breit erhaltene Terrassen mit geringen Resten verwitterter Kiese über den tiefer gelegenen Hochterrassenschottern des Riß verfolgt, die sich zu breiten Sohlentälern verbinden lassen und wohl dem Mindel zuordenbar sind. Diese Terrassenreste steigen gegen das Alpeninnere hin an, sodaß in der Zeit danach, immer noch vor den nicht mehr verstellten Hochterrassen, eine Hebung des Alpenkörpers nachweisbar ist.

Was nun die Endmoränen der Mindel-Eiszeit betrifft, stießen sie im Ostabschnitt der vorlandvergletscherten Teile – wie erwähnt – weiter vor als die Endmoränenkränze der übrigen Eiszeiten. Im Salzach-, Traun- und Kremsvorland sind die mächtigen Moränenwälle in geschlossener Form bis heute erhalten (L. WEINBERGER, 1955; H. KOHL, 1974). Wo das Eisstromnetz gegen Osten hin aber im Inneren der Alpen stecken blieb, wie im Ennstal und östlich davon, sind zufolge der starken späteren Überformung der engeren Täler keine Moränen älter als Riß erhalten geblieben.

ε) Das Mindel/Riß-Interglazial, auch als „Großes Interglazial“ bezeichnet, bildet die stärkste Zäsur in der Folge der Ablagerungen der Eiszeiten: Die jüngeren Vorlandterrassen aus den Eiszeiten nach diesem großen Interglazial sind frisch und gut erhalten auf unsere Tage gekommen, sie sind nicht mehr von der intensiven Verwitterung betroffen, die in diesem Interglazial alle älteren Bildungen erfaßt hat. Im Alpeninneren schneidet die anhaltende Erosion in dieser Warmzeit tief unter die zuvor erwähnten alten Talböden ein, die als Terrassenreste in den Gehängen erhalten sein können. Dieses neu entstandene Talbodensystem bleibt dann bestimmend für die Schotter der beiden letzten Eiszeiten, die in Form der Hoch- und Niederterrasse, in diese Täler eingesenkt, an sie gebunden sind.

Als beredter Zeuge für das gegenüber heute namhaft wärmere Klima in der großen Zwischeneiszeit dient die altberühmte wärmeliebende Flora der Höttinger Brekzie N Innsbruck, seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts zunächst von F. UNGER, ARN. ESCHER und A. PICHLER, dann von D. STUR (1886) und später weiterhin wiederholt studiert (vgl. Zusam-

menfassung bei A. PENCK, 1921; R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 506 ff.; 1949, S. 699, O. AMPFERER, 1936, H. GAMS, 1936, und R. HANTKE, 1983, S. 84 ff.). Die Höttinger Brekzie reicht als interglaziale Gehängebrekzie mit 2,8 km² Ausdehnung am Südhang der Innsbrucker Nordkette bis 2000 m Höhe empor. Die aus 1000 m Seehöhe stammende Flora mit der wilden Weinrebe *Vitis silvestris*, mit etlichen Rhododendronarten wie *R. sordellii* und dem aus dem heutigen Mittelmeergebiet bekannten *R. ponticum*, aber auch alpinen Arten, läßt auf eine Jahresmitteltemperatur um 3° höher als heute schließen. Die durch A. PENCK (1921, S. 110 ff.) in das Mindel/Riß-Interglazial vorgenommene Einstufung blieb nicht unwidersprochen, indem H. GAMS (1954) sie in das nächstjüngere Interglazial einordnen wollte.

ζ) Die Ablagerungen aus der Riß-Eiszeit sind in den Ostalpen bereits wesentlich besser als alle älteren glazialen Bildungen erhalten: Dies gilt zunächst für die dieser Eiszeit zuordenbaren „Hochterrassen“ im Alpenvorland und abschnittsweise im Osten in den Alpentälern selbst, auf deren wenig zerdellter Oberfläche auch die aussagekräftigen Deckschichten gut erhalten sind; das gilt ebenso für die Endmoränenwälle, die gegenüber jenen der letzten Eiszeit im Würm durch eine um etwa 100 bis 200 m abgesenkte Schneegrenze einige Kilometer weiter im Vorland vorgeschoben liegen. Die Erhaltung der Moränen auf der Alpensüdseite, wo sie aus dem Mur- und Drautal bekannt sind, ist allerdings wiederum, wie bei den in den Tälern selbst liegenbleibenden Eisströmen üblich, wesentlich schlechter. Beträchtliche Unterschiede im weiteren Vorstoß der Riß-Gletscher gegenüber jenen des Würm ergeben sich im Ybbstal (H. NAGL, 1972) und Ennstal (D. v. HUSEN, 1968, 1981: 40 km Unterschied). Der kräftigere Ennstalgletscher hat sein Eis auch über den Pyhrnpaß gegen Norden ins Steyr- und Kremstal abgegeben.

In zahlreichen Regionen Österreichs ist eine Zweiteilung der Riß-Eiszeit in ein Hauptriß und Jungriß möglich gewesen, sowohl durch Untergliederung der Riß-Moränenwälle als auch der anschließenden Terrassenschüttung: Beispiele hierfür liefern das Salzach-, Traun-, Steyr-, Krems- und Ybbstal (L. WEINBERGER, 1955; D. v. HUSEN, 1968, S. 251; 1975, S. 279; 1977, S. 116; H. NAGL, 1972, S. 164; H. KOHL, 1976, Abb. 13).

η) Riß-Spätglazial und Riß/Würm-Interglazial: Interessant sind nähere Einzelheiten über die Klima- und Florentwicklung im Riß-Spätglazial durch W. KLAUS (1975, Abb. 2 ff.; 1977 c, S. 307). Ein vollständiges palynologisches Profil aus dem Steinerbach am Mondsee aus einem Zeitraum vor mehr als 100.000 Jahren präsentiert die Abfolge einer waldlosen glazialen Anfangsetappe, dann einer folgenden Juniperus-Strauchepoche und einer anschließenden Erlen-Ulmen-Fichten-Assoziation zu Ende des Spätglazials (Abb. 87 und 88). Das folgende Interglazial mit Eichenmischwald und folgendem Hasel-Maximum läßt eine um 2° bis 3° höhere Juli-Mitteltemperatur als heute entnehmen, also Wärmeverhältnisse, wie sie auch im großen Interglazial davor geherrscht haben. Die Dauer der Interglazialzeiten kann bisher nur schwer abgeschätzt werden. Für das Riß-Würm-Interglazial hat H. MÜLLER (1974) im außeralpinen Münsterland eine Dauer von bloß 11.000 Jahren berechnet.

θ) Über den Verlauf der Würm-Eiszeit liegt aus neuerer Zeit eine Fülle von überraschendem Material vor. Danach läßt sich das folgende Bild entwerfen.

θ1. Würm-Anfangskaltphase: Der Beginn des Temperaturrückganges am Anfang des Würm wird durch die mit 64.000 ± 1000 J. v. h. alten Bändertone von Schabs in Südtirol angezeigt, deren Flora auf sehr kühle Bedingungen und Waldlosigkeit schließen läßt (F. FLIRI, 1978).

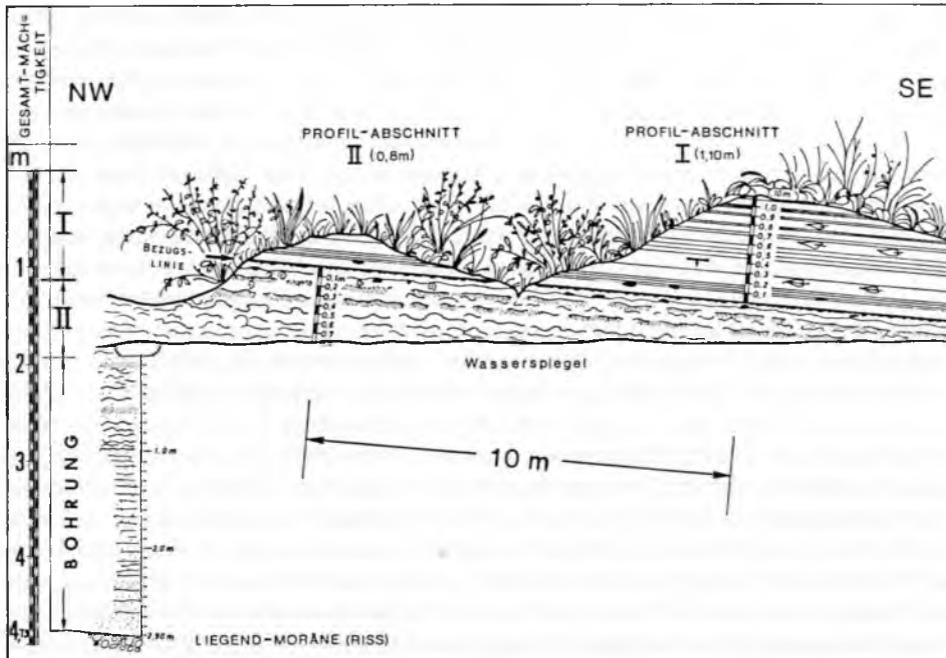


Abb. 87: Aufschlußskizze des Riß/Würm-Interglazials im Steinerbach bei Mondsee, OÖ; nach W. KLAUS (1975, Abb. 3). Sie zeigt im hangenden Abschnitt (I) gebänderte Seetonmergel, im mittleren Teil (II) stark deformierte Süßwassermergel mit Tongyttja-Lagen, im liegenden Teil (Bohrung) zunächst noch Süßwassermergel-Gyttja, dann darunter bis zur unterlagernden Riß-Moräne Feinsande.

02. Würm-Interstadiale: Nach dieser ersten Kaltzeit des Würm schalten sich nun mindestens zwei wärmere interstadiale Epochen ein, die fast an ein Interglazial herankommen. Wir haben in Österreich eine Reihe von Belegen hierfür: Zunächst haben A. FRITZ (1970 a; 1975, S. 219) und D. v. HUSEN (1981, S. 219) in Kärnten im Gailtal (Nieselach) und in den Ostkarawanken (Freibachtal) in klastischen Ablagerungen durch radiometrische Datierungen eine ältere Wärmezeit um 45.000 J. v. h. mit Waldtundrenbestand und eine jüngere mit Daten zwischen 37.000 und 30.000 J. (Schwerpunkt 35.000 J.) v. h. mit Fichtenwald reich an Rotbuchen und Tannen nachgewiesen, in welcher letzterer Phase eine Jahresmitteltemperatur um maximal nur 3° niedriger als heute geherrscht hat.

Sodann wird diese klimabegünstigte Epoche innerhalb des Würm durch die Besiedlung der hochgelegenen kalkalpinen Höhlen (Salzofenhöhle im Toten Gebirge in 2005 m, Schlenkendurchgangshöhle in der Osterhorngruppe) durch den Höhlenbären und durch seinen Jäger, den Altsteinzeitmenschen, in der Zeit von 31.200 J. ± 1100 J. v. h. belegt.

Schließlich gibt das wichtige wärmezeitliche Lößprofil von Stillfried/March in der trockenen Lößzone, in der organisches Material für die absolute Altersdatierung erhalten ist, einen gleichen Hinweis (Abb. 98): Der mitten im Lößprofil eingeschaltete Paläoboden „Stillfried B“ mit einem Alter von 28.000 bis 27.000 J. v. h. belegt wärmeres Klima (J. FINK, 1965, Abb. 5 bis 6; 1979, S. 93 ff.).

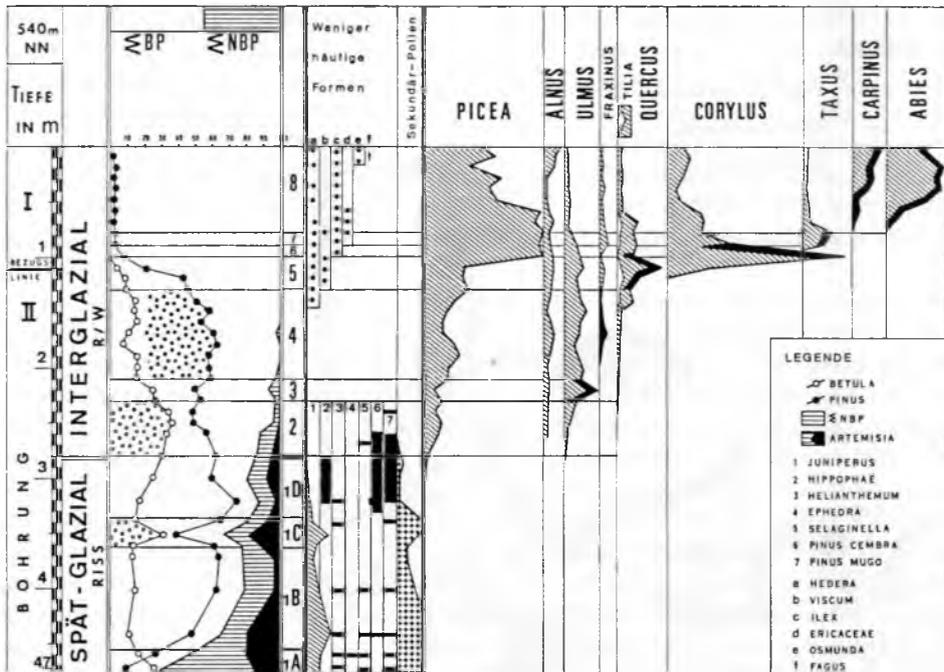


Abb. 88: Das Pollendiagramm aus dem Steinerbach bei Mondsee spiegelt die Floren-Einwanderungsgeschichte aus der Riß/Würm-Interglazialzeit vor mehr als 100.000 Jahren wider; nach W. KLAUS (1975, Abb. 4).

Über den in der Folge einsetzenden rasanten Aufbau eines neuen, zusammenhängenden Eisstromnetzes, das bald auch die hohen Pässe überzog und zur Ausbildung der in Abb. 83 veranschaulichten Vergletscherung führte, hat die Untersuchung der Bändertonabfolge von Baumkirchen 12 km E Innsbruck durch F. FLIRI et al. (1970, 1971, 1972) bzw. F. FLIRI (1977) entscheidende Daten gebracht: Zunächst einmal wird durch Radiokarbondaten belegt, daß das Inntal noch in der Zeit von 31.000 bis 26.000 J. v. h. eisfrei war, eine bescheidene Vegetation existierte und daß eine Fauna mit Fischen, Ostracoden etc. den See, in dem die Bändertone abgelagert worden waren (W. RESCH, 1972), belebte. Die Temperatur wird um 5° niedriger gewesen sein als heute. Diese Daten bezeugen noch das Auslaufen des Würm-Interstadials.

03. Würm-Hochglazial: Es folgt nun unter raschem Temperaturrückgang der Aufbau eines Eisnetzes, das zunächst einen Maximalstand erreicht und dann unter Rückzug der Endmoränen um nur einige wenige hundert Meter bei einem andauernden Hochstand verblieb, von dem aus der Hauptkörper der Niederterrasse geschüttet worden war (D. v. HUSEN, 1975; 1976; 1977, S. 118 f.; 1981, S. 223): Diese Feingliederung ist an Traun-, Enns-, Mur- und Draugletscher nachgewiesen. Im Salzachvorland konnte L. WEINBERGER (1955) sogar drei Würmstadien erfassen. Die Eisbedeckung erreicht im Würm-Hochglazial (Abb. 83) in den österreichischen Alpen eine Fläche von 47.050 km² (Vergleich: im Riß:

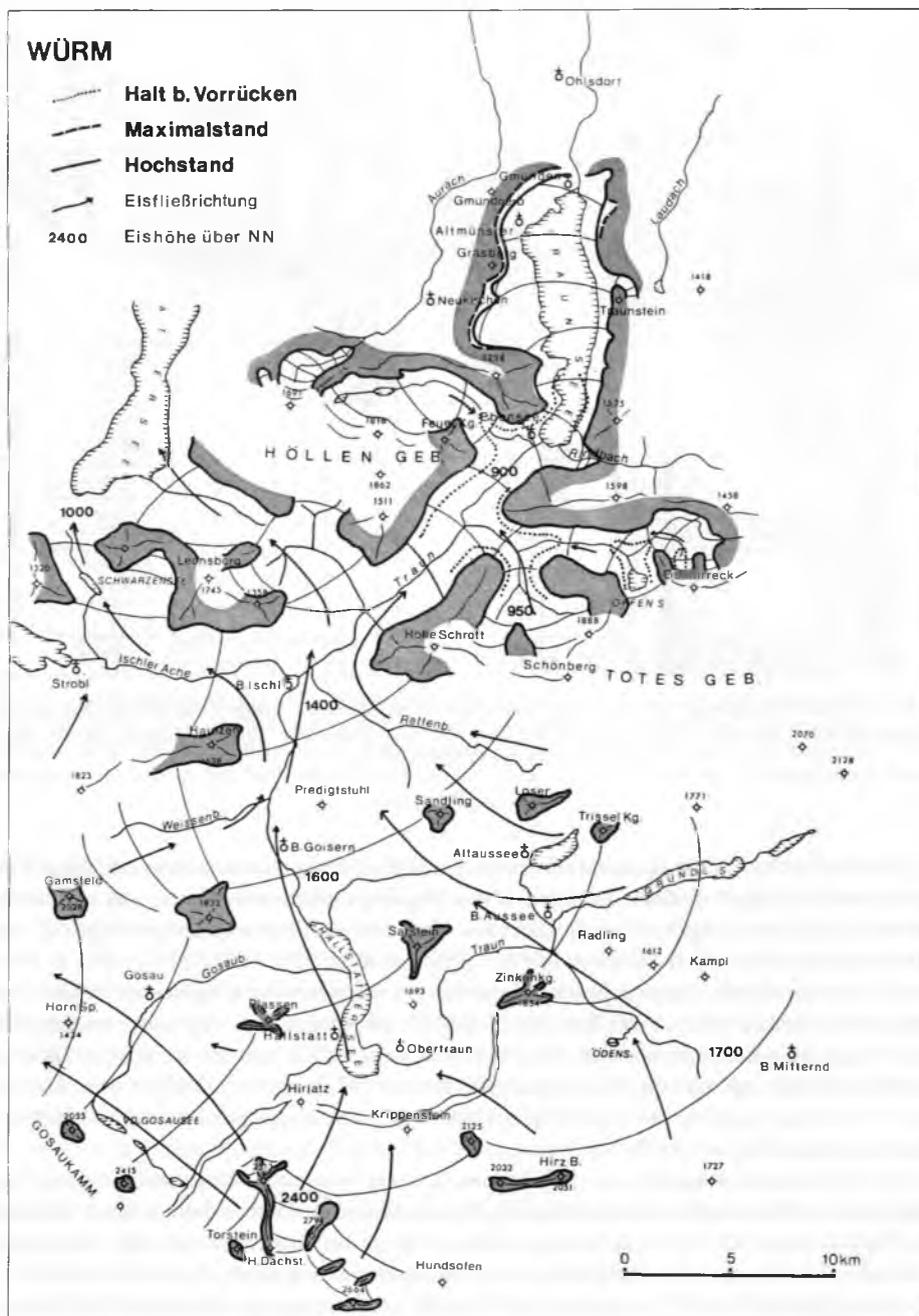


Abb. 89: Der Maximal- und Hochstand des Würmgletschers im Trauntalbereich nach D. VAN HUSEN (1977, Abb. 21) zeigt anschaulich das Ausmaß der kalkalpinen Vergletscherung in diesem Raum.

48.820 km²) – Abb. 89. Belege im Alpenvorland für diese Hochglazialepoche liefert z. B. der Löß von Duttendorf/Salzach mit einer Molluskenfauna einer trocken-kalten Lößsteppe und einem Alter von 21.650 ± 250 J. v. h. (F. TRAUB & H. JERZ, 1975, S. 190 f.).

Da das Abschmelzen dieses Würmeiskuchens phasenhaft in dem mit rund 16.000 J. v. h. – oder nach D. v. HUSEN (1977, S. 90) noch um etwa 1000 Jahre früher – einsetzenden Spätglazial erfolgt, bleibt für den Aufbau, den Ausbau und das Wiederabschmelzen der gesamten Würm-Hochvereisung ein Zeitraum kürzer als 10.000 Jahre, also eine unglaublich kurze Zeit, und wir müssen offenbar umdenken beim Tempo und bei der Mobilität der eiszeitlichen Vergletscherungen.

Ü4. Würm-Spätglazial. Das Abschmelzen der Eismasse des Würmhochstandes erfolgt nicht gleichmäßig und in einem Zug, sondern in dem als „Spätglazial“ bezeichneten Zeitraum zwischen 16.000 (17.000) und 10.300 J. v. h. ziehen sich die Gletscherzungen des Eisstromnetzes phasenhaft unter einzelnen Rekurrenzen und Wiedervorstößen allmählich bis in eine der heutigen Lage ungefähr entsprechende Position zurück – in direkter Abhängigkeit von den herrschenden Temperaturschwankungen (Abb. 85). In dieser Abschmelzphase wurden früh die großen übertiefen Wannener distalen Teile der Talgletscherströme freigegeben, von Seen erfüllt, die selbst wiederum in der überwiegenden Zahl sehr rasch – noch zu Beginn des Spätglazials – von Deltaschottern und Seesedimenten ausgefüllt wurden (D. v. HUSEN, 1979 b). Nur im Ennstal, das am Gesäuseeingang durch eine langsam abrollende Massenbewegung zunehmend aufgestaut worden war, hat die Auffüllung entsprechend länger, und zwar bis gegen das Ende des Spätglazials im Alleröd, ange dauert.

Der Gletscherrückzug in dieser spätglazialen Ära vollzieht sich folgendermaßen: Zunächst erfolgt ein erster rapider Rückzug der Gletscher ohne ausgeprägte Haltephasen, der die Eisströme in den Tälern um ein Drittel oder die Hälfte zurückschrumpfen läßt und im freiwerdenden Talgrund mannigfaltige Eisrandsedimente und in breiteren Becken Kames-, Os-Formen und Toteisstrukturen hinterläßt – beobachtet und beschrieben nicht nur vom Alpen-Nordabfall (L. WEINBERGER, 1955, S. 16 f.; D. v. HUSEN, 1977, S. 46 ff.; 1981, S. 223), sondern auch von der Alpensüdseite, vom Mur- und Drautal (H. BOBER, 1959; E. LICHTENBERGER, 1959; D. v. HUSEN, 1976, 1980, 1981; H. EICHER, 1977).

Sodann stellen sich im weiteren Verlauf des Rückzuges fünf distinkte Haltephasen bzw. Wiedervorstöße ein, die vom Hochglazial weg mit den Namen Bühl, Steinach, Gschnitz, (Schlern KLEBELSBERG ist wieder eingezogen worden), Daun und Egesen bezeichnet worden sind. H. HEUBERGER (1968) gibt eine konzise Charakterisierung der Vorgänge in diesen Einzeletappen. Mustergültig hat D. v. HUSEN (1977) den raschen phasenhaften Rückzug des Traungletschers von den Zungenbecken über den Ischler Stand (angeblich schon bei 17.000 v. h.), den Goiserer Stand im Gschnitz, den Echernstand, bei dem der Gletscher gerade noch den Haupttalboden zur Zeit des Daun erreicht, bis zum Taubenkar-Stand, der am Dachsteinplateau in der Phase des Egesen liegt, analysiert. J. GAREIS (1981, S. 56 ff., Abb. 2) schildert anschaulich den Zerfall des Traungletschers im Abschnitt des Mitterndorfer Beckens im Salzkammergut zu kräftig überschotterten Toteiskörpern, die für die Bildung der eindrucksvollen Umfließungsrinnen im Bereich der Grundmoränen der Gehänge verantwortlich waren. Andererseits haben M. BOBER & R. SCHMIDT (1976, S. 112) und R. SCHMIDT (1976, S. 363; 1979, S. 150; 1981) palynologisch im Salzkammergut und seinem Vorland noch bis in das Egesenstadium, Jüngere Dryas,

kräftige Klimarückschläge abgelesen. Auch W. KLAUS (1967, S. 209 f.; 1972, S. 88) konnte aus dem Salzburger Raum zeigen, daß die Schlußvereisung (Jüngere Dryas/Egesen) nur eine geringe Auflockerung des Kiefernwaldes bringt, daß aber durch einen erhöhten Anteil an *Pinus cembra*, also Zirben (22 Prozent), der oberste Waldgürtel bis annähernd in die Höhenstufe des Walserberges SW Salzburg herabrückt. Damit sinkt die Waldgrenze am Alpennordrand nochmals aus 1000 bis 1100 m in der Allrödzeit um etwa 400 bis 500 m in der Jüngeren Dryas ab. Der Beginn des Postglazials (Präboreal) wird hier durch einen neuerlichen Vorstoß der geschlossenen Kiefernwälder charakterisiert.

c) Postglazial

Zu Beginn der geologischen Jetztzeit, des Postglazials, hatte das Klima nach Abschmelzen des letzten bedeutenden Vorstoßes im Egesenstadium, also vor 10.300 Jahren, die heutigen Werte erreicht. Schon im Jahre 9200 v. h. kann die Bewaldung mit Zirben in der oberen Stufe bis 2300 m empor belegt werden (G. PATZELT, 1972, S. 53). Die Schwankungen von Temperatur, Wald- und Schneegrenze innerhalb des Postglazials werden heute als gering erachtet, welche Auffassung auch durch den Vergleich mit dem im inländischen Grönlandeis gemessenen Temperaturgang über diesen Zeitraum bestätigt wird (Abb. 85). Klimatisch ist demnach in den Alpen die Grenze Pleistozän/Holozän scharf – im Gegensatz zu anderen Regionen, besonders dem nordamerikanischen Schild, wo keine solche deutliche Zäsur beim Eisrückzug gegen Norden festzustellen war. Auf Grund der ergebnisreichen Arbeiten von G. PATZELT (1972, 1973 a, b, 1975), G. PATZELT & S. BORTENSCHLAGER (1978) und S. BORTENSCHLAGER (1972) über die Hohen Tauern, Ötztaler Alpen und weitere Abschnitte Tirols haben sich die Gletscher seit Anfang des Holozäns nicht mehr wesentlich weiter ausgedehnt als beim Stand 1850! Auch das Larstig-Stadium (Abb. 85) kann nicht als besondere Wärmezeit gelten, wenn gerade in diesem Zeitraum ein dem neuzeitlichen Gletscherhochstand entsprechender (Block-)Gletschervorstoß im Ötztalgebiet nachgewiesen worden ist (H. HEUBERGER, 1966; H. NAGL, 1972, S. 172).

In methodischer Hinsicht kommen zur Erforschung des Postglazials heute zur klassischen palynologischen Arbeit noch Radiokarbonmessungen und in wachsendem Umfang die Dendrochronologie hinzu. Besonders hierdurch hat man auch ein in vielem überraschendes Bild von der kräftigen Arbeit des Donaustromes im Postglazial erhalten, der in vielen Abschnitten seine holozänen Ablagerungen im Ausmaß von 10 m Mächtigkeit mehrfach zur Gänze umgelagert hat, dabei die Auwälder vernichtet und oft ganze Baumstammlagen in jungen Schottermassen eingelagert hat (älteste Baumlagen im Tullnerfeld über 9500 Jahre alt – L. PIFFL, 1971 –, jüngste kräftige Umschichtungen auch noch nach der Römerzeit. Zusammenfassend haben hierüber J. FINK (1977) und H. GRAUL (1978) berichtet – vgl. S. 229.

Von Interesse mögen noch einige Bemerkungen über die jüngsten Gletscherbewegungen sein (C. SCHÖNWIESE, 1979, Tab. 7, S. 78 f.): Nach dem Klimaoptimum der Römerzeit (etwa 200 v. bis 450 n. Chr.) folgt das Pessimum der Völkerwanderungszeit mit merkbaren Gletschervorstößen (ca. 450 bis 700 n. Chr.). Im Zeitraum zwischen 950 und 1250 n. Chr. ist das mittelalterliche Optimum zu erfassen, bei dem

die Temperatur im Jahresmittel wohl um 1° bis $1,5^{\circ}$ wärmer als heute war. Es klingt nur ganz langsam während der „Klimawende“ bis etwa 1600 aus. Diese mittelalterliche Warm-Epoche war unter anderem für die Freihaltung der hoch gelegenen Goldbergbaue in den Hohen Tauern von Bedeutung, von denen die höchstplacierten in der Zeit der „Klimawende“ und in der dann folgenden „Kleinen Eiszeit“ (1650 bis 1700) mit ihrer Jahresmitteltemperatursenkung von 1° gegenüber heute durch die rasch vordringenden Gletscher überfahren worden sind und zum Erliegen kamen (Bd. I, S. 74). Es folgen dann (H. NAGL, 1972, S. 172) wiederum Gletschervorstöße in den Jahren 1770, 1820, 1850, 1890 und 1920).

Das letzte Vorstoß-Maximum liegt bei 1850, aus welcher Zeit die noch heute auffälligen Wälle im Gletschervorfeld stammen – Abb. 90 und 91. Seit 1920 waren die Gletscher kräftig im Rückzug (mittlerer Temperaturanstieg von 1900 bis 1940: $0,6^{\circ}$ C), in der zweiten Hälfte unseres Jahrhunderts ist zunächst wiederum ein leichter Temperaturrückgang ($0,2^{\circ}$ C) zu erkennen gewesen, der dann ab 1970 zum Stillstand gekommen ist.



Abb. 90: Der heutige Stand des Pasterzen-Gletschers mit breit ausgeaperter Randmoräne. Blick von der Franz-Josefs-Höhe über die Pasterze zum Großglockner. Photo BAUMGARTNER.

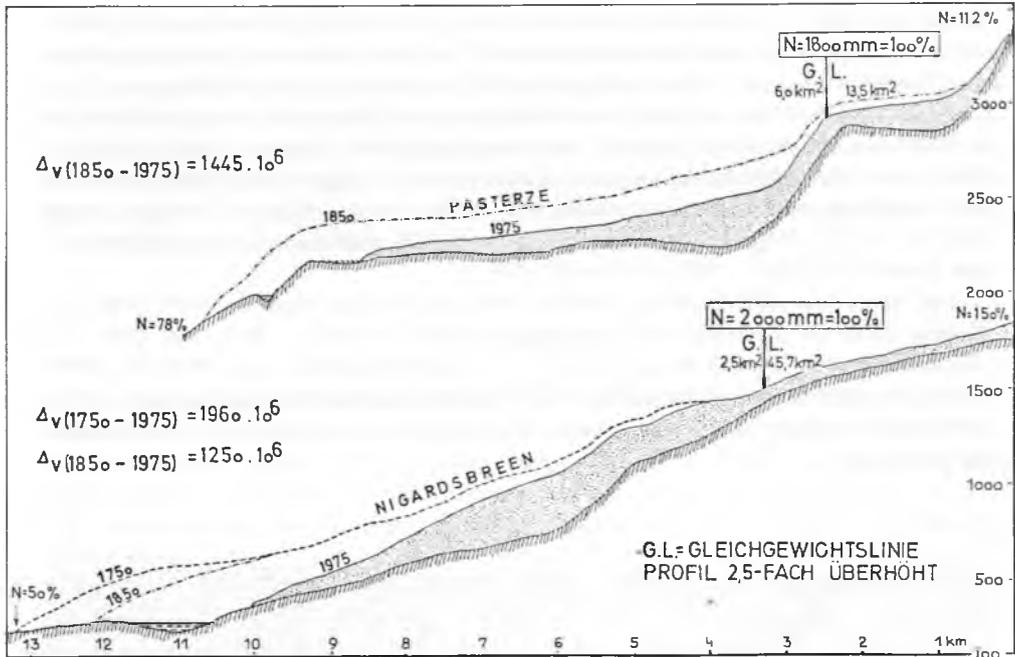


Abb. 91: Der Gletscherrückgang der Pasterze zwischen 1850 und 1975; aus J. FINK & H. NAGL (1976, Arb.-Pap. Geogr. Inst. Wien).

Im Postglazial schließlich wird der Mensch zum neuen Faktor der Gestaltung der Erdoberfläche. War der Altsteinzeitmensch (Neandertaler) vorwiegend auf die eisfreie Lößsteppe im Alpenvorland verdrängt (Funde in der Gudenushöhle bei Hartenstein im Waldviertel) und nur ausnahmsweise in wärmeren Interstadialzeiten auch im Gebirge bis 2000 m Höhe nachweisbar (S. 248), so bleibt der Mensch der jüngeren Altsteinzeit (*Homo sapiens*) weiterhin Großwildjäger (Funde von Willendorf/Wachau, 25.000 J. v. h.) und muß sich der Mensch des Mesolithikums ab dem Postglazial mit Aussterben oder Abwandern des Großwildes mit Kleintierjagd zufriedengeben.

Mit dem jüngeren Neolithikum, also seit rund 4500 Jahren, beginnt zunächst, sehr schüchtern, nachher aber mit einer exponentiell anwachsenden Wirksamkeit, der Eingriff des Menschen in die Natur: Ab damals setzt der Bergbau in Hallstatt und Hallein ein (S. 5), besonders in der jüngeren Bronzezeit florierend, in der der Kupferbergbau in Mitterberg und bei Kitzbühel ab 3800 J. v. h. hinzukommt (Bd. I, S. 545). Die ersten Rodungen erfolgten ebenfalls ab dem jüngeren Neolithikum, um für die Weidewirtschaft und den Ackerbau Platz zu schaffen. Ab der Bronzezeit (etwa 1800 bis 950 v. Chr.), besonders deutlich aber in der Hallstattzeit (etwa 950 bis 400 v. Chr.), kann durch die Zunahme des Getreidepollens und dem damit einhergehenden Unkraut-Pollen in den Pollendiagrammen die Umgestaltung der Naturlandschaft zur Kulturlandschaft erfaßt werden (I. DRAXLER, 1980, S. 69).

5. Das Ausmaß der Gletschererosion

In einer speziellen Studie zur Frage der Gletscherübertiefung in den Haupttälern hat D. VAN HUSEN (1979) am Beispiel von Salzach-, Traun- und Ennstal die Tiefenwirkung des Eises der letzten Eiszeit anschaulich geschildert (Abb. 92). Diese Darstellung zeigt, daß die großen, oft mehrere hundert Meter betragenden Übertiefungen gerade im Zehrgebiet der Gletscherströme der Haupttäler nahe dem Alpenrand auftreten, was von VAN HUSEN auf die hohe Fließgeschwindigkeit des Eises in dieser Region und auf den Reichtum an mitgeführtem Scheuermittel, nämlich Moränenschutt, zurückgeführt wird. Das Ausmaß der Übertiefung steht in Zusammenhang mit dem Ausmaß der zugehörigen Gletscherzungen. So findet man im Rheintal am Alpenrand im Bodensee eine Übertiefung von über 400 m (396 m heutige Seetiefe; die Rheintalfüllung in der Bohrung Dornbirn 1 vorwiegend aus Seetonen ist 336,5 m mächtig), so erreicht die Mächtigkeit der quartären Füllung der eiszeitlichen Wanne im Salzachbecken in der Bohrung Vigaun bei Hallein 338 m, die Tiefe des eiszeitlichen Beckens der Traun im Traunsee 191 m und hat im spätglazial verschütteten, übertieferten Ennstal die Bohrung Wörschach die Felssohle in 195 m Tiefe angefahren – Abb. 93. Aus dem westlich anschließenden Schweizer Gebiet ist das gleiche Phänomen der glazialen Hauptübertiefung im Bereich der Alpenrandseen bekannt (W WILDI, 1984). Ein Nachsacken des Alpenrandes wirkt in gleicher Richtung.

Das Ausmaß der spätglazialen Auffüllung der eiszeitlich entstandenen Seen hängt besonders auch vom Gesteinscharakter des Liefergebietes ab: Im Kristallin-gebiet werden die Seen sehr rasch zur Gänze – abgesehen von der größeren Deltabildung bei den Flußeinmündungen – von der großen Menge mechanisch transportierter Feinstoffe aufgefüllt. Daher sind im Salzachtal, Ennstal, in den nördlichen Seitentälern der Niederen Tauern (Abb. 92) etc. sämtliche einstige Seen längst zugeschüttet. In den Kalkalpen aber, wo ein guter Teil der Fracht in Form von Lösungen abtransportiert wird, haben die landschaftlich reizvollen Seen zum guten Teil wenigstens in gewissem Umfang bestehen können. Die Auffüllung der glazialen Becken erfolgte nach VAN HUSEN sehr rasch gleich zu Beginn des Spätglazials nach Abschmelzen des Eises und war bei den herangezogenen Beispielen bereits zur Zeit der Wiederbewaldung abgeschlossen.

Beobachtungen von H. SPREITZER (1963) im Bereich des Murgletschers zeigen, daß hier die eiszeitliche Gesamteintiefung des Murtales im Abschnitt Unzmarkt-Judenburg auf Grund der noch gut erhaltenen Reste des präglazialen Talbodens 150 m über dem heutigen Talboden jedenfalls dieses Maß überschritten haben muß. Aus Seitentälern von der Südseite der Hohen Tauern meldete S. MORAWETZ (1949) durchschnittliche Tiefenerosionen des Eises von 40 bis 100 m.

Unter den zahlreichen Erosionsformen des Eises sei hier wenigstens noch einer in den Ostalpen eher seltenen Struktur gedacht, nämlich der auf Felsstufen, über denen das Eis in Spalten aufreißt und Schmelzwässer in die Tiefe stürzen, entstehenden Gletschertöpfe. Während dieses Phänomen in der Schweiz (Luzerner Gletschergarten, Maloja etc.) und auch in den Bayerischen Kalkalpen (Inzeller Gletschergarten) eindrucksvoll ausgeprägt ist, sind aus Österreich nur wenige Beispiele bekannt: Verdeckt unter dem Stausee am Seeriegel des Lünensees im Rhätikon, im Echerntal

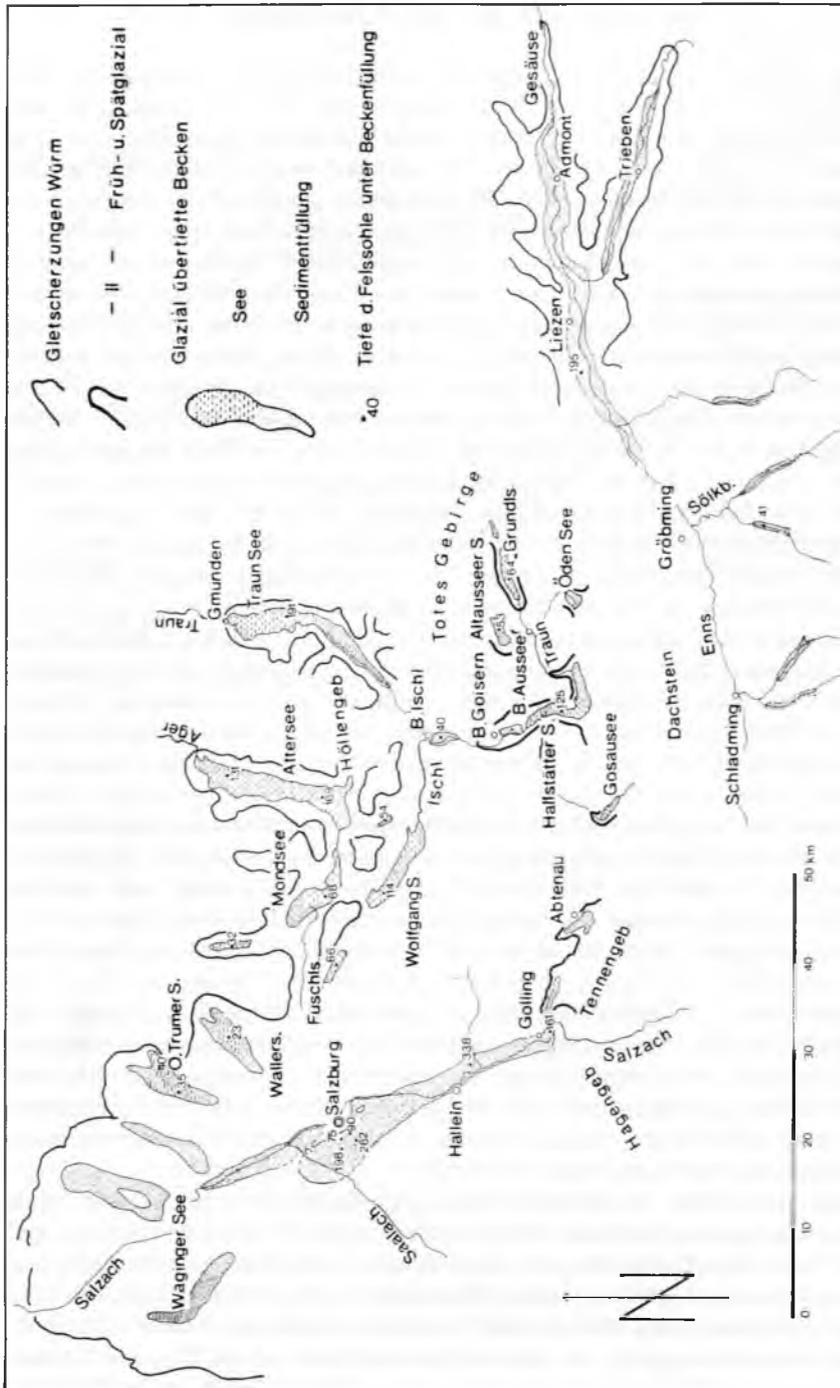


Abb. 92: Die Lage der glazial überfluteten Zungenbecken des Salzach-, Traun- und Enns-Gletschers; nach D. VAN IJUSEN (1979, Abb. 1).

bei Hallstatt und der Doppelgletschertopf der Pyrkerhöhe in Badgastein (G. GÖTZINGER, 1948; CH. EXNER, 1957, S. 28 f., 46; H. ZIMBURG, 1960).

Gletschertöpfe vom Südabfall der Radstädter Tauern hatte F. SIMONY (1851 b, S. 136: „charackteristische Auswaschungen oder Karrenrinnen“) entgegen der Meinung von F. ROLLE (1856, S. 48) nicht beschrieben (E. DÖLL, 1886, S. 425), wohl aber konnte der Autor im Jahre 1961 noch fast zur Gänze verschüttete Töpfe 2,5 km NW von Mauterndorf entdecken, von denen der inzwischen durch Prof. H. TILL freigelegte Haupttopf 2,5 m Durchmesser aufweist (A. TOLLMANN, 1962 d, S. 32) – Abb. 94.



Abb. 94: Der Gletschertopf in den Radstädter Tauern 2,5 km NW Mauterndorf, Salzburg, im Stadium während der Ausgrabung. Die dreieckige, dunklere Fläche rechts oben, die ursprünglich freilag, hat den Gletschertopf erkennen lassen (A. TOLLMANN, 1962 d).

6. Periglaziales Geschehen

Im periglazialen, vom Eis in den Kaltzeiten freien Raum im Vorland und im östlichen Abschnitt der Alpen hat das eiszeitliche Geschehen spezifische Spuren hinterlassen: Wir haben von der Terrassenabfolge im Vorland und ihren häufig durch Kryoturbationen (Abb. 95, 96) der Kaltzeit betroffenen Deckschichten berichtet. Die Terrassenabfolge im Wiener Raum ist im Zusammenhang mit der Besprechung

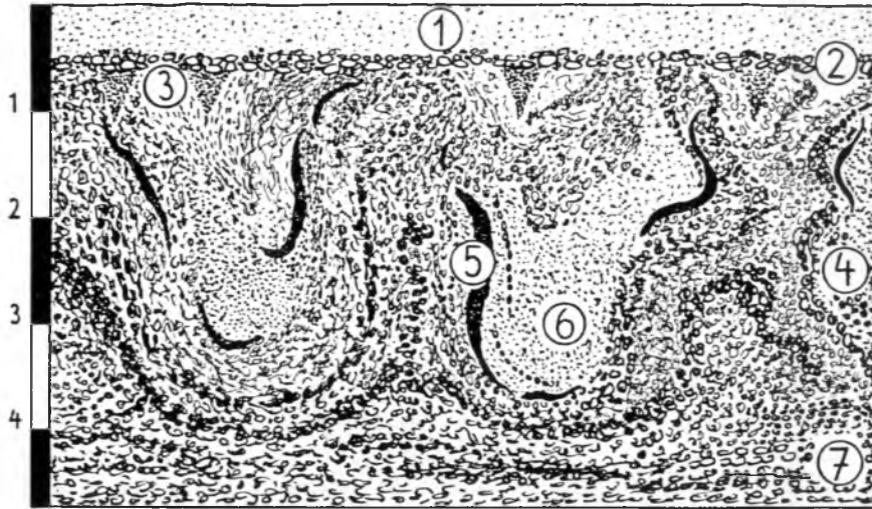


Abb. 95: Beispiel eines eiszeitlichen Brodelbodens (Kryoturbation), wie man ihn häufig in den pleistozänen Terrassenschottern bei Wien findet. Idealisierter Schnitt durch den Oberrand der Gänserndorfer Terrasse NE von Wien; nach J. FINK (1955, Abb. 4). Erläuterung: 1 – Deckschichten (Löß etc.), 2 – horizontaler Schotterschleier, 3 – kleine Eiskeile, erfüllt von braunem Sand, 4 – Kryoturbationszone, 5 – eingewürgter fossiler Boden, 6 – brauner Sand als Füllmaterial der Taschen, 7 – basaler, ungestörter Schotter.



Abb. 96: Photo der Kryoturbationszone in der Sandgrube SE vom Bhf. Oberweiden, im Marchfeld, NÖ, in den pleistozänen Terrassenschottern des Niveaus der „Gänserndorfer Terrasse“

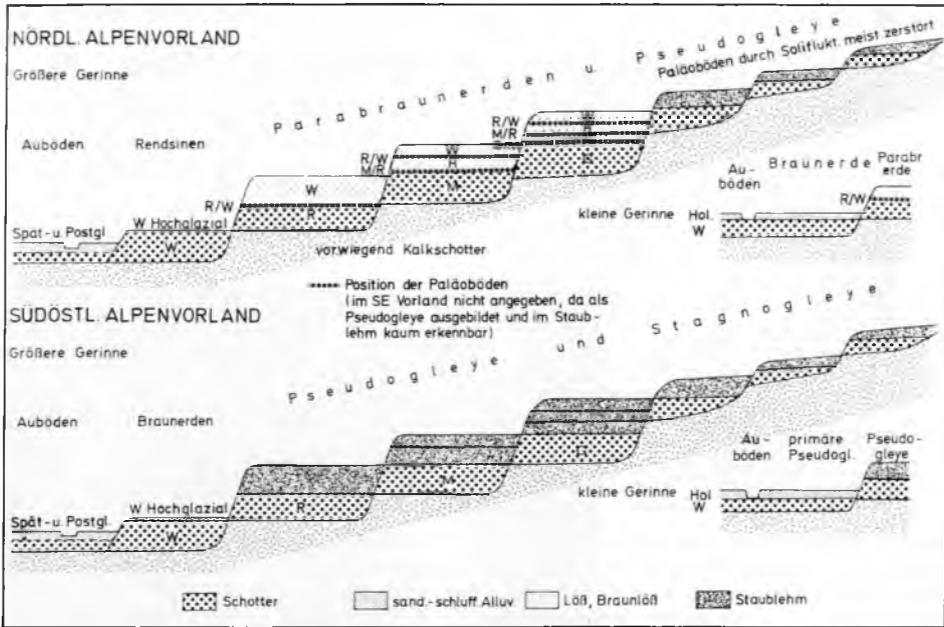


Abb. 97: Schematische Darstellung der Terrassenabfolge und ihrer Deckschichten im Umkreis der Ostalpen; nach J. FINK (1979, Abb. 4).

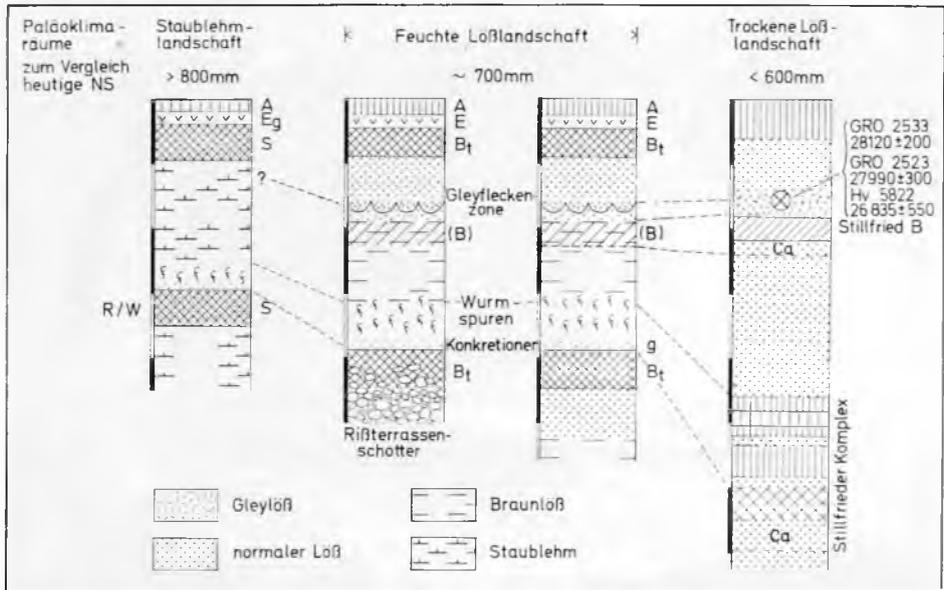


Abb. 98: Standardprofil der Löß- und Bodenbildungen der verschiedenen Paläoklimaräume im Umland der Ostalpen; nach J. FINK (1979, Abb. 3; 1980, Abb. 1).

der Donau (S. 225) behandelt worden. Dort sind auch die klassischen Namen dieser Terrassentreppe mitgeteilt, die nicht einfach in willkürlicher Art verworfen und sämtlich neu benannt werden dürfen (W. FUCHS, 1980 d, S. 500; und in R. GRILL & W. FUCHS, Kt. 1984). Das von J. FINK (1979, Abb. 87) gegebene Schema der Terrassenabfolge zeigt die zugehörigen aussagekräftigen Deckschichten in idealisierter Form – Abb. 97. Über eiszeitliche Driftblöcke in den Terrassenschottern, unabhängig von der basalen Blocklage, haben W. EPPENSTEINER et al. (1973) informiert.

H. FINK hat sich seit 1954 in zahlreichen Arbeiten intensiv mit Gliederung, Genese, Fazies und Alter des Lößes und der pleistozänen Bodenbildungen in klimatologisch-ökologischer Betrachtungsweise befaßt (z. B. 1962, S. 6; 1969 a, b; 1973 b; 1979, S. 84; 1980, Abb. 1 bis 5; J. FINK, G. HAASE et al., 1977; J. FINK & H. NAGL, 1979; J. FINK, R. WALDER et al., 1979) und hat im Umland der Ostalpen drei Lößprovinzen unterschieden (Abb. 98): 1. Die Trockene Lößlandschaft mit dem typischen Löß im Nordosten Österreichs, die mit dem heutigen pannonischen Klimaraum korrespondiert. Das Gebiet des Weinviertels, Wiener Beckens und Eisenstädter Beckens gehören hierzu. 2. Die Region der Staublehne zieht sich in der Westwindstaulage im Alpenvorland W der Erlaf sowie im illyrischen Klimabereich am Südostrand der Alpen mit Zentrum Steirisches Becken hin. Sie ist durch humidere ökologische Bedingungen charakterisiert. Der Staublehm zeigt gegenüber dem Löß Kalkfreiheit, dichtere Packung sowie eine bereits während der Bildung durch das feuchtere Klima entstandene Vergleyung. 3. Die Feuchte Lößlandschaft mit Braunlöß erstreckt sich in der Übergangsregion der beiden zuvor genannten Gebiete, so etwa im Alpenvorland mit Schwerpunkt NE vom Hausruck und zwischen Erlaf und Traisen sowie im Burgenland im Südteil der Landseer Bucht.

Für die absolute Altersdatierung und Korrelierung der Lößprofile mit den übrigen pleistozänen Ablagerungen ist die Trockene Lößregion am wichtigsten, da unter diesen klimatischen Bedingungen sowohl der Kohlenstoff als auch die kalkigen Schalen von Mollusken für radiometrische Messungen erhalten geblieben sind. Die beste Datierung der Lößabfolgen entlang der Donau im Raum zwischen Krems und Wien gibt die Lößwand der Kremser Schießstätte, die mit 30 m aufgeschlossener Höhe einen vielfachen Wechsel zwischen Paläoböden der wärmeren und feuchteren Etappen mit Lößhorizonten der trockenen Kaltzeiten erkennen läßt. Das von J. FINK eingehend analysierte Profil (Abb. 86), das bis zu Beginn des Pleistozäns bei rund 1,8 Millionen Jahren zurückreicht, ist paläontologisch und paläomagnetisch datiert.

In den unvergletscherten Teilen der Alpen, des subalpinen Hügellandes, aber auch der Hügellandschaft der Böhmisches Masse, haben in der Glazialzeit die periglazialen Wirkungen des Dauerfrostbodens eine nicht unbeträchtliche Formung der Oberfläche verursacht: Eine bis 4 m mächtige Solifluktionsdecke wanderte als mobiler Schuttmantel zu Tal (und sorgt heute für Verwirrung bei der Kartierung, wo sie über fremdem, anstehendem Gestein liegt) – H. NAGL (1972, S. 174). Im Waldviertel ist die Freilegung der im Tertiär durch tiefe Verwitterung angelegten Felsburgen und Wollsockstrukturen im Granitareal diesem pleistozänen Bodenfließen zu verdanken (Abb. 67). Am eisfreien Gebirgssaum im Südosten der Alpen kam es hingegen durch dieses Solifluktionsprinzip zur Bildung mächtiger, an Feindetritus reicher, mobiler



Abb. 99: Steinring im Frostboden des Rhätkalkschuttes NE vom Reckner in den Tarntaler Bergen Tirols. Durch häufiges Frieren und Wiederauftauen des wasserhaltigen Feinmaterials im Zentrum wird der Grobschutt durch die jeweilige Volumsvergrößerung des Bodens beim Frieren seitlich abgeschoben.

Schuttströme, die wie Gletscherzungen in den Tälern abwärts flossen, bis sie sich unter Auflösung des Dauerfrostbodens durch Entwässerung an der Sohle konsolidierten (D. VAN HUSEN, 1975 a, S. 72 f.; 1976 b; 1981, S. 206: Beispiel Karawanken).

Eingehende Studien über die in der Gegenwart entstandenen periglazialen Frostbodenstrukturen in der Hochgebirgsregion der Ostalpen mit ihren Rasengirlanden, Wanderblöcken, Steinstreifen, Steinringen etc. (Abb. 99) hat P. FRITZ (1976) vorgelegt. Darüber hinausgehendes Grundsätzliches über das Periglazial kann am besten bei O. WEISE (1983) nachgelesen werden.

7. Literatur

- O. AMPFERER, 1936, 1938; P. BAUMGARTNER & G. TICHY, 1983; B. BECKER, 1972; H. BOBEK, 1959; M. BOBEK & R. SCHMIDT, 1976; S. BORTENSCHLAGER, 1970, 1972; K. BRUNNACKER et al., 1976; J. BÜDEL, 1969; W. DEL-NEGRO, 1966, 1967, 1978; E. DÖLL, 1896; I. DRAXLER, 1977 a, b, 1980; I. DRAXLER & D. VAN HUSEN, 1977, 1978; B. EBERL, 1930; H. EICHER, 1977, 1978, 1979; M. EISENHUT, 1962; W. EPPENSTEINER et al., 1973; CH. EXNER, 1957; J. FINK, 1955, 1957, 1959, 1961 b, 1962, 1965, 1969 a, b, c, 1973 a, b, 1975, 1976, 1977, 1978, 1979 a, b, 1980, 1981, 1984; J. FINK, H. FISCHER et

al., 1976; J. FINK, R. GRILL et al., 1955; J. FINK, G. HAASE et al., 1977; J. FINK, A. KOCI et al., 1979; J. FINK & G. KUKLA, 1977; J. FINK & H. MAJDAN, 1954; J. FINK & H. NAGL, 1979; J. FINK & L. PIFFL, 1975; J. FINK, R. WALDER et al., 1979; H. FISCHER, 1977; F. FLIRI, 1977, 1978; J. FLIRI, S. BORTENSCHLAGER et al., 1970; F. FLIRI, H. HILSCHER et al., 1971; F. FLIRI, H. FELBER et al., 1972; H. FLÜGEL, 1960 c, 1975 a; A. FRITZ, 1970 a, b, 1972 a, b, 1975; P. FRITZ, 1976; W. FUCHS, 1972, 1980 d; W. FUCHS & R. GRILL, 1984 b; H. GAMS, 1936, 1954; J. GAREIS, 1981; M. GEYH, 1983; G. GÖTZINGER, 1936, 1938 a, b, 1948; H. GRAUL, 1937, 1962, 1978; R. HANTKE, 1978 bis 1983, 1984; W. HEISSEL, 1954 b; H. HEUBERGER, 1956, 1966, 1968; H. HEUBERGER & R. BESCHEL, 1958; D. VAN HUSEN, 1968, 1971, 1974, 1975 a, b, 1976 a, b, 1977, 1979 a, b, 1980, 1981; H. KINZL, 1929, 1957, 1970; W. KLAUS, 1972, 1975, 1977 c; R. v. KLEBELSBERG, 1935, 1948/1949; H. KOHL, 1962, 1968, 1969 b, 1971 b, 1973, 1974, 1976, 1978, 1981, 1983 a, b; H. KOHL & L. WEINBERGER, 1968; M. KÖHLER & W. RESCH, 1973; I. KRETSCHMER, 1983 a; J. KUKLA et al., 1972; H. KÜPPER, 1950 b, 1955 c, 1958; E. LICHTENBERGER, 1959; M. LÖSCHER et al., 1978; F. MAYR, 1964, 1968; F. MAYR & H. HEUBERGER, 1968; S. MORAWETZ, 1949, 1950; H. MÜLLER, 1974; H. NAGL, 1968, 1971, 1972 a, b, 1974 b, 1976; T. NILSSON, 1983; H. PASCHINGER, 1957 a, b; G. PATZELT, 1972, 1973 a, b, 1975; G. PATZELT & S. BORTENSCHLAGER, 1978; A. PENCK, 1921; A. PENCK & E. BRÜCKNER, 1909; A. PENCK & E. RICHTER, 1903; R. PESCHEL, 1982; L. PIFFL, 1975; W. RESCH, 1972; F. RÖGL, 1974; F. ROLLE, 1856; I. SCHAEFER, 1953; R. SCHMIDT, 1976, 1979, 1981; C. SCHÖNWIESE, 1979; W. SENARCLENS-GRANCY, 1958, 1962; F. SIMONY, 1851 b; G. SPAUN, 1964; H. SPREITZER, 1956, 1960, 1961, 1963; D. STUR, 1886; R. SUGGATE, 1974; E. THENIUS, 1954, 1977; G. TICHY, 1980; A. TOLLMANN, 1962 d; F. TRAUB & M. JERZ, 1975; L. WEINBERGER, 1955; O. WEISE, 1983; K. WICHE, 1949; W. WILDI, 1984; A. WINKLER-HERMADEN, 1955; H. ZIMBURG, 1960.

N. METEORITENFÄLLE IN ÖSTERREICH

Zwei Beispiele von unmittelbar beobachteten Meteoriteneinfällen im Gebiet der Republik Österreich sind aus neuerer Zeit bekannt: Am 28. August 1925 ging im Gebiet südlich von Wiener Neustadt um 19.25 Uhr ein Meteorit nieder, dessen plötzliches Aufleuchten, seine nicht geradlinige Bahn, seine Explosion zu mehreren glühenden Teilen beobachtet wurden und dessen Trümmer in Form von 5 kg und 2 kg schweren Chondriten bei Lanzenkirchen 7 km S Wiener Neustadt (als erste in NÖ. gefundene Meteorite) angetroffen worden sind (F. BECKE, 1926, S. 103). Eine moderne mineralogisch-petrographische Nachuntersuchung dieses Meteoriten durch G. KURAT & H. KURZWEIL (1965, cum lit.) charakterisiert ihn als Olivin-Hypersthen-Chondrit mit der Struktur einer monomikten Brekzie, durchzogen von feinen Troilit-Adern.