

3.13. Das Werden der Landschaftsräume seit dem Oberpliozän

Von WERNER FUCHS

Mit den Abbildungen 136 und 137

3.13.1. Einleitung

Mit dem ausklingenden Pliozän war der gesamte Bereich Österreichs landfest geworden. Die Reste der Paratethys hatten sich ostwärts zurückgezogen. Dafür verantwortlich waren wohl aus dem Tertiär fortsetzende und bis in die Gegenwart anhaltende Hebungen im Festlandskörper Neoeuropas infolge des Schweredefizites unterschobener helvetischer Kruste und das langsame Emporstauchen des involvierten mesoeuropäischen Nordkontinentes nach zur Ruhe kommender Plattenkollision. Eine regionale Beschreibung der Auswirkungen der Gestaltungskraft des Quartärs (meist jetzt noch fälschlicherweise mit dem „Eiszeitalter“ von ehemals gleichgesetzt), jenes die heutige Morphologie schaffenden oder prägenden jüngsten erdgeschichtlichen Abschnittes, läßt angesichts der Lückenhaftigkeit und Ungleichwertigkeit überlieferter Spuren in vergletscherten bzw. unvergletscherten Gebieten und im Verein mit neuen Ergebnissen aus Tiefseebohrungen das konventionelle Verständnis einer abrupten Klimaverschlechterung an der Tertiär-Quartär-Wende bezweifeln und nötigt aus verschiedenen Gründen zur oben gewählten, weiter abgesteckten Zeitspanne. Die Ozeanforschung des letzten Jahrzehntes hat nämlich das Datum der Tertiär-Quartär-Grenze von früher vermuteten 600.000 J. auf ca. 2,5 Mio. J. v. h. zurückverlegt (die Angaben schwanken zwischen 1,7 und 4,5 Mio. J.). Die im Tertiär schon in Bildung und oszillierender Ausdehnung begriffenen Eiskappen auf den Polen erschweren jedoch durch die damit anhebend deutlichere, breiten- und raummäßige Klimadifferenzierung ihre exakte und global synchrone Erfassung. Auf den Kontinenten ist sie ungünstiger Sedimentations- und Fossilisationsbedingungen und späterer gravierender Erosionsleistungen wegen noch ungleich schwieriger zu finden. In den Alpen verweist der Verlauf der alpinen Längstäler trotz weniger erhalten gebliebener präwürmzeitlicher Ablagerungen auf ihre uralte Anlage unter offensichtlicher Ausnützung bereits vorliegender Hohlformen, geologischer Schwächezonen und tektonisch vorgezeichneter Bahnen. Die vielstufige

klimatogene Terrassentreppe an der Donau mit der Einbindung gleichaltriger Schottererschüttungen alpiner Nebenflüsse über die Deckenschotterniveaus hinaus belegt vollends im periglazialen Raum eine allmähliche, kontinuierlich zyklische Entwicklung der Landformung vom Tertiär zum Quartär hin.

Weltweit und regional anstehende Schwierigkeiten der Trennung von Tertiär und Quartär waren also das Motiv des etwas ungewöhnlichen zeitlichen Maßstabes für dieses „Quartärkapitel“. Dem muß aber umso eher entsprochen werden, als die Zeitenwende Tertiär/Quartär in Österreich bislang nirgends weder durch geologische noch paläontologische Methoden augenfällig geworden ist: Im *inneralpinen* während mehrerer außerordentlicher Kältephasen von Eisstromnetz erfüllt gewesenem *Bereich* werden neben kaum deutbaren alten Geländereликten nur relativ wenige den langen Abtragungsperioden unter verschiedensten klimatischen Einflüssen entronnene Zeugnisse vermittelt. Lediglich die Interpretation der reichen morphologischen und sedimentologischen Hinterlassenschaft der letzten 40.000 Jahre wird in jüngster Zeit durch Radiokarbondatierungen und Pollenanalysen endlich verläßlicher. – Am nördlichen Alpenrand war das zeitweise bestehende Eisstromnetz abschmelzend mit gewaltigen Gletscherloben ins *Vorland* getreten und hatte vor sich mächtige, teilweise gestaffelte Endmoränenwälle aufgebaut, daran sich jeweils dazugehörige glazifluviatil geschüttete Terrassenschotterkörper anschließen. Solcherart glaubte man in dem klassischen Gebiet alpiner „Eiszeitgliederung“ vier Vereisungen unterscheiden zu können. Auch heute wird daran noch festgehalten, obwohl mit der genetischen Auslegung der „Weißen Nagelfluhen“ des Krems- und Almtales mindestens eine zusätzliche, zwischen Günz und Mindel einzuschiebende Kaltzeit bekannt ist. Ob damit bereits das Pleistozän zeitlich ausgefüllt ist, muß mangels älterer Spuren offen bleiben. – Denn der nähere und weitere *periglaziale Raum* überliefert darüber hinaus in zum Teil beachtlichen Resten noch ältere, offensichtlich unter vergleichbaren

Bedingungen angelegte Akkumulations- und Erosionsfolgen. Es sind hohe, treppenartig emporsteigende Terrassenschottervorkommen entlang dem gegenwärtigen Stromverlauf der Donau, aber auch an der Mur. Von der Donau weg leiten äquivalente Relikte an Tributärgerinnen (Salzach, Traun, Traisen) in die Alpen, wo jedoch entsprechende Sedimente und morphologische Hinweise längst den jüngeren Extremvereisungen zum Opfer gefallen sind. Die Geschehnisse am Ende des Tertiärs führen demnach fließend und ohne erkennbare Marken in jene des Quartärs über.

Auch die in letzten Jahren für diese Aufgabe der Abgrenzung mitherangezogene Methode des Paläomagnetismus ist in Österreich bei Überschätzung ihres tatsächlichen Aussagewertes bisher ohne Erfolg geblieben. So erbrachten etwa die Untersuchungen an eindeutig terrassenmorphologisch fixierten Deckschichten analogen Aufbaues des Älteren Deckenschotter bei Wels und Linz widersprechende Resultate. In Stranzendorf wurden sogar am gleichen Profilschnitt bei zwei aufeinanderfolgenden Beprobungen verschiedene Ergebnisse erzielt. Das unterstreicht zur Genüge die häufig im internationalen Schrifttum wiederkehrende Empfehlung, Umpolungssequenzen nur in Verbindung mit biostratigraphisch klar belegbarem Material zu ermitteln. Es kann deshalb den jüngsten Rückschlüssen auf Zahl und Art der klimatischen Schwankungen im Pleistozän und der Fassung der Tertiär-Quartär-Grenze in Österreich, die sich allein auf derartige paläomagnetische Messungen an den Paläoböden der Kremser Schießstätte in geomorphologisch nicht näher definierbarer Position gründen, aus geologischer Sicht vorläufig nicht nachgekommen werden.

Trotzdem scheint sich gerade jetzt im ostalpinen Raum eine entscheidende Wende in der Quartärforschung anzubahnen. Der tradierte Ereignisablauf der letzten „Eiszeit“ wird seit einiger Zeit mit einer stetig steigenden Zahl neuer Ergebnisse konfrontiert, die in ihrer wachsenden Geschlossenheit zu einem Überdenken der Sachlage anregen sollten und in naher Zukunft höchstwahrscheinlich eine durchgreifende Revision des bisher Geübten erfordern werden. Die somit vermehrten Einsichten und gewonnenen Lösungsmöglichkeiten hemmender Probleme gestatten einflußnehmende Betrachtungen über die klimatischen Voraussetzungen und den zeitlichen Umfang der älteren Großvereisungen im Pleistozän und über vielleicht ähnliche phasenhaft extreme Umweltbedingungen im Oberpliozän der Alpen. Sie können verständlicherweise im Rahmen dieses Beitrages nur stichwortartig und apodiktisch aufgezeigt werden. Im einzelnen sol-

len geplante Arbeiten des Verfassers mehr zur Beweisführung beibringen.

Aus Tiefseebohrungen bezogene Daten lassen das Ende des Riß-Würm-Interglazials etwa zwischen 85.000 bis 70.000 Jahren v. h. veranschlagen. Schon die weitgefaßte Zeitspanne macht ersichtlich, daß der Übergang von der Wärmeperiode in die anschließende Kältephase kein plötzlicher war. Breitenmäßige Verzögerungen und ein klimatisches Auf und Ab unterschiedlichster Amplitude mit langzeitlicher Tendenz zur Temperaturminderung hin lassen nur derartig verschwommene Grenzziehungen zu. Neben der Unsicherheit dieser Datierung herrschten im alpinen Raum bis vor kurzem aber auch recht unklare Vorstellungen über den Verlauf der Würm-Kaltzeit sowie die Dauer und zeitlich genau umrahmte Bedeutung ihrer Extremvereisung. Gewisse Anhaltspunkte für eine Unterbrechung durch eine Wärmeschwankung, ein Interstadial, innerhalb der Würm-Zeit waren gegeben. In den letzten Jahren ist deren Existenz in wachsendem Maße durch Fossilfunde und Radiokarbondatierungen aus dem Gebiet der Ostalpen, vom Tiroler Inntal ausgehend und nun schon fast alle großen Talschaften umfassend, bestätigt und gefestigt worden. Die Haupt- und tieferen Nebentäler waren erwiesenermaßen zwischen 39.000 und 25.000 Jahren v. h. eisfrei und nicht nur von bescheidenem Pflanzen- und Tierleben erfüllt. Das Vorkommen wahrscheinlich geschlossener Nadelwälder und das Auftreten von Großsäugern im Alpeninneren sind belegt (Höhlenbär, Elch etc. im Inntal). Die klimatisch günstigen Umweltfaktoren werden weiters durch gleichzeitige Höhleninterbildungen erhärtet. Das wahre Ausmaß der innerwürmzeitlichen Klimaverbesserung wird aber erst bei geologisch richtiger Einschätzung der Paudorfer Verlehungszone augenfällig. Von dort führt nämlich der malakologische Befund Schneckenpopulationen an, wie sie bislang in ihrer Zusammensetzung kennzeichnend für ein Interglazial betrachtet worden sind. Der daraus gezogene Schluß, der Paudorfer Leimen müßte deshalb älter sein und mindestens in das Riß-Würm-Interglazial gehören, widerspricht den regionalgeologischen Gegebenheiten, denen zufolge auch weiterhin nur eine würminterstadiale Position möglich ist. Altersangaben von 43.000 bis 30.000 Jahren v. h. passen sehr gut in diese Einstufung. Die Temperaturmittel der Wärmephase im Würm waren demnach vermutlich höher als die gegenwärtigen, was der rubefizierte Lößverwitterungsboden von Paudorf und seine Schneckenfauna nahelegen. Auch der Umfang der Klimaschwankung war ein wesentlich größerer als vormalig angenommen.

Damit eröffnen sich diesem „Interstadial“ ganz neue Dimensionen spezieller und allgemeiner Bedeutung. Es ließen sich namentlich erwägenswerte Beziehungen zu jenen während einer Warmzeit deponierten Sedimenten von Mondsee mit ihren reichen Pflanzenfunden knüpfen, deren Hinordnung in das Riß-Würm-Interglazial keineswegs gesichert und problemlos ist. Aus solcher Perspektive würden sich sogleich störende Widersprüche lösen: wie etwa maximale Eisexpansion im Riß und trotzdem gleichzeitig näher als im Würm verblichene Refugien der Pflanzenwelt, oder das klimatologisch allseits anerkannte trocken-kalte Regime des Riß-Hochglazials und trotzdem gleichzeitig dafür geforderte größere Ozeanität, etc. Die ungefähre Datierung mit älter als 35.000 Radiokarbonjahren (jenseits der Leistung des dafür benützten Instrumentes) würde überdies das an der Paudorfer Bodenbildung erkennbare Klimabild unterstützen.

Es zeichnet sich immer offenkundiger eine zirka ab 50.000 Jahre v. h. erstmals greifbare und bis etwa 25.000 Jahre v. h. während Unterbrechung der Würm-Kaltzeit ab. Die vorangegangene Klimaverschlechterung ist kaum aufspürbar, sie mochte deshalb wohl auch im allgemeinen weniger einschneidend gewesen und ohne Extremvereisung verlaufen sein. Dagegen weiß man seit einigen Jahren recht genau, daß sich das sogenannte Würm-Hochglazial auf die unvorstellbar kurze Zeitspanne von ca. 25.000 bis 17.000 Jahre v. h. beschränkte. In vormals ungeahnter Schnelligkeit hatten sich die im „Interstadial“ vermutlich nahezu völlig verschwundenen Gletscher regeneriert und vergrößert, waren in die Haupttäler vorgestoßen, hatten sich über Pässe und niedrigere Bergkämme hinweg zum Eisstromnetz vereinigt und drängten darauf mit gewaltigen Gletscherzungen ins Vorland hinaus. Ebenso rasch zog sich das Eis nach einem etwa um 20.000 Jahre v. h. feststellbaren Höhepunkt von den Jungmoränenwällen in der Ebene wieder zurück in die Seitentäler der Alpen, nach 17.000 Jahren v. h. während des beginnenden Eiszerfalles sind bereits inneralpine Beckenlagen eisfrei, um 13.000 Jahre v. h. ist die Rückkehr des Waldes in das Inntal dokumentiert und vor 9000 Jahren war das Eis längst aus den Hochtälern gewichen. Die klimagenetische Einmaligkeit des Vordringens der Würmgletscher mit kurz-dauerndem Maximal- und länger anhaltendem Hochstand während der Phase extremer Vereisung ist für die Entstehung der Flurenfolge der heutigen Talböden im fernen Periglazialgebiet von ausschlaggebender Wichtigkeit.

Die Würm-(Eis- oder) Kaltzeit klassischen Verständnisses wird sich also im weiteren Verlauf der Ermittlungen im Alpenraum als über-

wiegend *warmzeitlich* geprägt erweisen. Das hat jedoch – geologisch heute noch faßbar – bestenfalls im Periglazialbereich als dünne Bodenbildungen Ausdruck gefunden. Ansonsten verbirgt sich jene lange Zeit ohne nennenswerte Ablagerungen (einschließlich der Klimaverschlechterung zu Beginn des „Würms“) hinter nicht näher definierbarer Schichtlücke. Demgegenüber ist die zeitlich wesentlich geringer bemessene Dauer der extremen Eisexpansion des Pleniglazials ganz am Ende der Würm-Periode durch eindrucksvolle Erosionsvorgänge im Gebirge und bedeutende Akkumulationsbeträge im periglazialen Vorland unverhältnismäßig reich dokumentiert. Nach solch wesentlich gewandelten Voraussetzungen scheinen deshalb künftig kritische Überlegungen an bis jetzt kaum angefochtenen und meist immer noch als unumschränkt gültig erachteten Gliederungsprinzipien zunächst einmal für die Würm-Zeit angebracht, später dann aber auch per analogiam für die älteren Abschnitte des Pleistozäns und für das Oberpliozän im näheren und fernen Alpenbereich unumgänglich. Man wird den vermeintlich sicheren Boden traditionellen Ansichten verlassen und wieder alle Ungewißheit neuer Grundlagensuche auf sich nehmen müssen, um dem frischen Erkenntnisstrom mariner und terrestrischer Quartärforschung in entsprechend einheitlichen Vorstellungsbildern gerecht werden zu können.

Fundamentale Veränderungen der Ausgangssituation müssen die Folge sein: Unter Berücksichtigung der wichtigen Resultate an der Paudorfer Verlehmungzone, deren innerwürmzeitliche Einstufung geologischer Kartierungserfahrung wegen unerschüttert ist, wird es in Hinkunft nicht mehr möglich sein, die gegenwärtigen Klimaverhältnisse des weiteren Alpenraumes als für ein Interglazial charakterisierend zu betrachten. Dafür ist die heutige postglaziale Phase zu kurz und bei Bedachtnahme der Bodenbildungen seither noch viel zu wenig verwitterungsintensiv. – Daraus ergibt sich die Notwendigkeit einer Neudefinition des Begriffes „Interglazial“. Wie die oben skizzierten jüngsten Erfahrungen lehren, wird dem die Tatsache, daß darunter zu meist Schichtlücken mit großem Zeitinhalt zu verstehen sind, gewisse Schwierigkeiten entgegenstellen. Weiters wird zu prüfen sein, ob der Terminus „Interstadial“ (in bisheriger Fassung) noch haltbar ist. – Die Einschaltung eines so langen Wärme- und Verwitterungsintervalles nach vorausgehendem, wenig augenfällig ausgebildetem und daher schlecht eruierbarem Klimarückgang und vor dazu vergleichsweise zeitlich so bedeutungsloser Großvereisung erst am Schluß der Würm-Zeit lassen es kaum sinnvoll sein, weiterhin von *der* Würm-Kalt- oder sogar

-Eiszeit (s. 1.) zu sprechen. Eine Erneuerung der Nomenklatur sollte Klarheit schaffen. – Gleiche Phänomene eröffnen bei aller gebotenen Vorsicht die Gelegenheit, Art und Weisen des Verlaufes der „Würm-Zeit“ (= s. s. = während der Eisausdehnung) auch auf die Entstehungsmechanismen der älteren bekannten „Eiszeiten“ zu übertragen. Zu bedenken ist indes auch dabei, daß die z. T. mächtigen Sedimente der jeweiligen Eisvorstoß-, -halte- und -abschmelzphasen nur den kleineren Teil des Zeitraumes selbst von ehemals repräsentieren und als Produkte außerordentlich extremer Klimabedingungen gelten müssen. – Die glazifluviatilen Terrassensysteme alpiner Flüsse (von der Niederterrasse bis zum Älteren Deckenschotter) finden ihre Fortsetzung in den tieferen Akkumulationssequenzen der Donau. Die weitverbreiteten höheren und älteren Schotterfluren am Strom konnten an der Traisen erfolgreich in deren überlieferte, alte, in die Alpen weisende Aufschüttungsfelder eingebunden werden. Eine analoge Ablagerungs- und Eintiefungsrhythmik über die nicht faßbare Pliozän-Pleistozän-Grenze hinaus legt wesensgleiche, zyklische, vielleicht nicht ganz so extreme klimatische Voraussetzungen der Genese nahe. Die gestaffelten Reste einstiger Terrassenschotterkörper vermitteln wenigstens Anhaltspunkte über die tatsächlich mögliche Zahl negativer Extremklimaschwankungen in der Zeit vom Ältestpleistozän bis Oberpliozän in der Umgebung der Alpen. Diese Landmarken können und müssen bei dem offenkundig primären und sekundären Mangel paläontologisch geeigneter Leitfossilien (wenig Funde – geringe stratigraphische Aussagekraft) bei der Neugestaltung des Nomenklaturschemas helfen. – Weiträumige Gegenüberstellungen des Ereignisablaufes werden neben der stärkeren Betonung breitenmäßiger und damit klimabedingter Unterschiede künftig mehr Beachtung der Verschiedenwertigkeit der Vereisungstypen schenken müssen. Ohne Zweifel war solcherart das alpine Eisstromnetz selbst zu Zeiten größter Expansion insgesamt merklich weniger mächtig und flächenhaft kleiner als der im einzelnen zwar auch aus individuellen Eisströmen zusammengesetzte, ungeheure Eisschild der Nordischen Vereisung. Die Vergletscherungen in den Alpen mögen deshalb ein wesentlich labileres Verhältnis zu Klimaschwankungen bezogen und auf Veränderungen eben zusätzlich ihrer südlicheren Lage wegen empfindsamer reagiert haben. Es wäre aus diesem Grunde falsch, der alpinen Situation gemäß in Bezug auf altersmäßig trennbare Endmoränenwälle und glazifluviatil geschüttete Terrassen *vier* oder bezüglich der Zahl darüber hinausreichender klimatogener Terrassen an der Donau etwa *noch mehr* „Eis-

zeiten“ *weltweit* zu postulieren. Die sich auf die Gegebenheiten am Südrand des Nordischen Eises Eurasiens und Nordamerikas stützende Annahme, es hätten *global nur drei* Großvereisungen stattgehabt, würde indessen ein ähnlich verzerrtes Bild zeichnen. In Zukunft wird demgegenüber wohl die Anschauung vertretbar sein, daß drei sicher belegbare extreme Eisausdehnungsphasen in der zweiten Hälfte des Pleistozäns in allen Vereisungsgebieten der Erde über jeweils relativ knapp bemessene Zeitausschnitte maximale Flächen bedeckt hatten, getrennt von ungleich längeren und wärmeren Zeitspannen (inklusive der Interglazialperioden früherer Gliederungen) ohne nennenswerte geologische Überlieferung. Das schließt jedoch *nicht a priori* die Existenz davor aufscheinender, begrenzter Vergletscherungen im Gefolge unregelmäßig zyklisch wiederkehrender, kurzfristiger Klimaminima sowohl im alpinen Raum wie in den nordischen Regionen aus. Während nämlich am Alpensaum Hinweise auf ältere Vereisungen im Ältestpleistozän und Oberpliozän die nachfolgenden Erosionswellen überdauert haben, sind derartige Spuren im Norden durch die späteren abtragenden Einwirkungen völlig verschwunden oder durch Überformung unkenntlich gemacht. Eine zusammenfassende geschichtliche Abwicklung des Geschehens in weltweitem Rahmen wird unbedingt auf geologisch abgesicherte absolute Altersangaben zurückgreifen müssen, damit überregionale Korrelationen nicht im Dickicht komplizierter Abhängigkeiten ausgeprägter Klimadifferenzierungen untergehen.

Das gedrängt und ohne weitere Beweisführung hier dargelegte Gedankengut des Verfassers mag gegenwärtig noch den allgemein gängigen Lehrmeinungen widersprechen. Man hat jedoch zu berücksichtigen, daß beispielsweise vor kurzem noch – gerade vom Wiener Raum her betrachtet – eine Unterteilung der Würm-Zeit herkömmlichen Begriffes in den Ostalpen unmöglich erschien, heute aber eine Tatsache ist. Mit Überraschung muß zur Kenntnis genommen werden, daß das „Würm-Hochglazial“ kaum 10.000 Jahre umfaßte, wobei die Zeiten des Auf- und Abbaues des enormen Eisstromnetzes schon miteingeschlossen sind! Dagegen hatte das vorausgehende „Interstadial“ eine mehr als doppelt so lange Dauer und erreichte ein Klimaoptimum, das die heutigen Werte merklich überbot. Künftig wird den Wärmephasen s. l. (den ehemaligen Interglazial- und Interstadialzeiten) erhöhte Beachtung gezollt werden müssen, repräsentieren sie doch die weitaus bedeutsameren Zeitabschnitte. Dem sehr hinderlich sind allerdings der Mangel bzw. das Fehlen geologischer Manifestationen. Man ersieht daraus recht klar, daß im

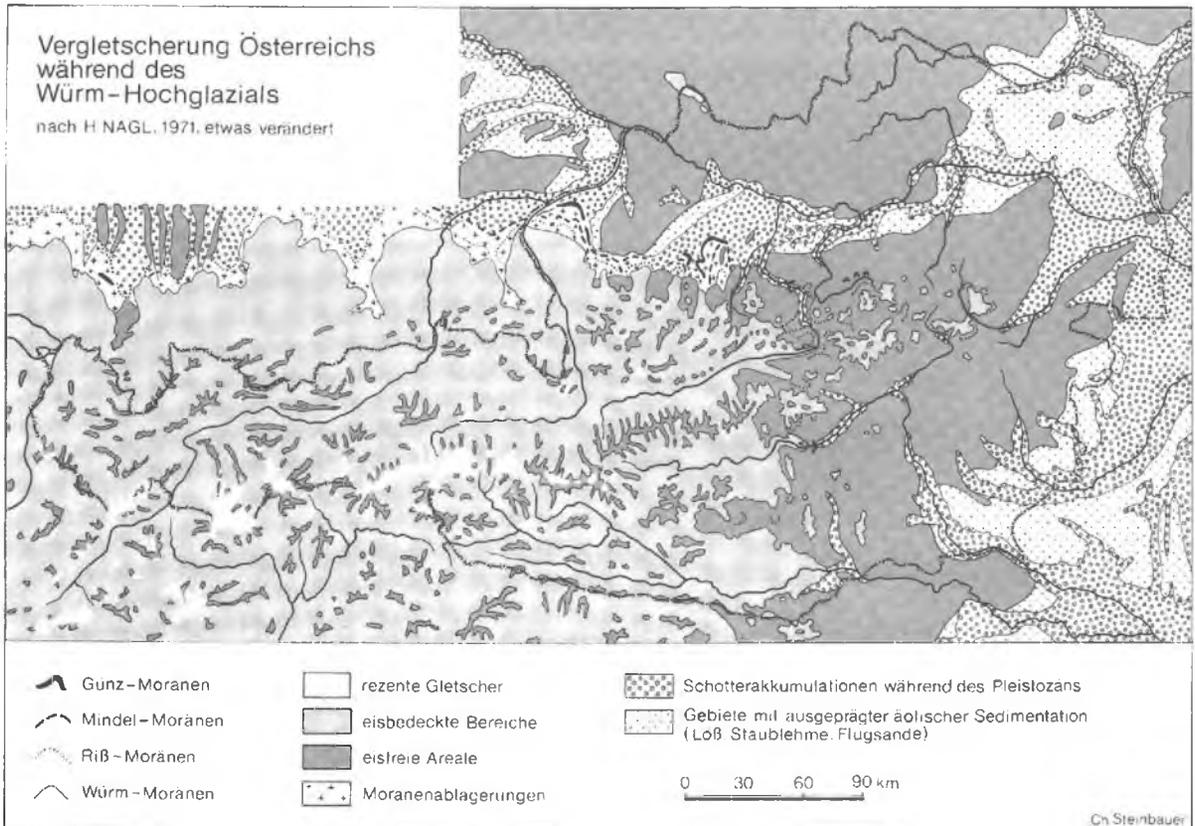


Abb. 136. Die Verteilung vergletscherten und unvergletscherten Areals in den Ostalpen während der „würmzeitlichen“ Extremvereisung (ca. 20.000 J. v. h.) sowie Abgrenzung der auch älteren Moränen- und Terrassenlandschaften

weiteren Ostalpenraum die Akkumulationen der verschiedenen Schotterfluren im periglazialen Bereich klimatischen Ursprungs waren, nämlich gleichzeitig mit der Reifung und Ausbreitung des Eisstromnetzes herliefen. Fast aller Schutt (verbliebene Reste von vormals und neu hinzukommender Abtrag) wurde während der kurzen extremen Kältewellen aus dem Gebirge verbracht. Im Verlaufe der anschließenden allmählichen Erwärmungen begannen die zuvor als Eis gebundenen, nun frei werdenden Wassermassen, durch reichlichere Niederschläge eines humideren Klimas verstärkt, die Geröllkörper umzulagern. Randliche, mehr oder minder breite Leisten blieben davon verschont und bildeten später nach erfolgter Unterschneidung Terrassenvorkommen. Über die restlichen ihnen noch zugänglichen Talquerschnitte hinweg transportierten die Gerinne in grandios urzeitlich verwilderten Flußlandschaften das Schottermaterial ab. Klimarückschläge verursachten in den gletscherfernen Bereichen des Donauroumes keine neuerlichen Aufschotterungen, sondern unterbrachen bloß die in Gang befindlichen, weiträumigen

Umlagerungen der während der Eisexpansionen abgesetzten Schotter und die damit gemeinsam voranschreitenden Tieferlegungen der Flußbetten. Eine solche Abwicklung des Geschehens in den etwa ersten Hälften von Warmzeiten läßt sich an Hand der geologischen Interpretation der Genese der Staffelfolgen der Jüngeren Anteile der Heutigen Talböden (= der „Prater-Terrasse“) an der Donau durchführen. – Höhepunkt warmzeitlicher Geschichte war wohl die vollendete Ausräumung der Täler (abgesehen von jetzt zu Terrassenresten gewordenen peripheren Talböden) und Absenkung der Erosionsbasen. Schuttzu- und -abfuhr hielten sich vermutlich die Waage, weitgehend gebremst von dichter Pflanzendecke. Im feucht-warmen Klima erreichte die Bodenverwitterung größte Intensität. – Verstärkte Debrislieferungen bei gleichzeitig abnehmenden Niederschlagsmengen und damit gekoppelten Vegetationsauflockerungen kündigten das Abklingen der Wärmeperioden an. Es kam u. a. zu gewaltigen Schuttretentionen im Gebirge, wovon heute als Beispiel des letzten Klimazyklus das Tiroler Mittelgebirge Zeugnis gibt.

Meist fielen diese mächtigen Ablagerungen früherer Warmphasenausklänge aber späteren Vereisungen wieder zum Opfer.

Das entworfenene Bild spätpliozäner bis holozäner Geschichte ist vorläufig ausschließlich auf die Bedürfnisse der Ostalpen zugeschnitten und bedarf in vielem noch eines Beweises. Hinfort wird man sich aber mit der schon keimenden Erkenntnis abfinden müssen, bisher die Phasen extremer Eisausdehnung in ihrer zeitlichen Dauer und Bedeutung so sehr überschätzt zu haben, daß damit dem gesamten Pleistozän der falsche Nimbus eines „Eiszitalters“ erwachsen konnte.

Die eindrucksvollen Spuren, die diese mehrmalig aufscheinenden, erstaunlich kurzen und außerordentlich gravierenden Klimaverschlechterungen hinterlassen haben, mögen hinreichende Begründung sein. Jetzt jedoch muß die Einsicht Platz greifen, daß der wahre Zeitinhalt des Pleistozäns in seinen langwährenden Wärmeperioden mit zumeist maßvollen Klimafluktuationen ohne größere Sedimentbewegungen liegt. Nur bei solch vorwiegend statischem Zustand über lange Zeit hin sind intensivere Bodenverwitterungen und -bildungen überhaupt erst denkbar.

Literatur: EBERS E. 1971; FUCHS W. 1972; RUTTE E. 1977.

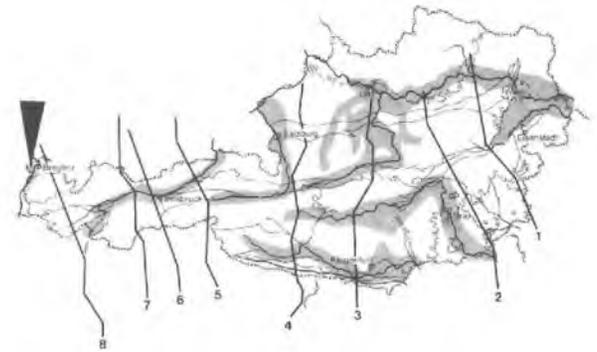
3.13.2. Der von zeitweiligen Großvereisungen direkt betroffene Bereich Österreichs

In den Ostalpen war es zu Zeiten relativ kurzer extremer Kälteperioden wiederholt zu Vergleichen enormen Umfangs gekommen. Ihre Ausmaße waren indessen gegen Osten und Süden zunehmenden Veränderungen und Auflösungserscheinungen unterworfen, die wohl als Tribut geringerer Gebirgshöhen und stärkerer Einflüsse kontinental-trockener Klimate auszulegen sind: Im Westen bis zur Traun schoben die innerhalb der alpinen Talsysteme mehrmals entfaltet Eisstromnetze gegen Norden gewaltige abschmelzende Gletscherzungen in das anschließende Vorland, dabei prächtige gliederbare Moränenwälle mit daraus hervorgehenden glazifluvial geschütteten Terrassenschotterfeldern aufbauend. – Weiter im Osten und Süden entsandten die Eisstromnetze lange Talgletscher, die aber noch im Gebirgsinneren stecken blieben (Enns, Mur, Drau). – Auf den hohen Kalkplateaubergen östlich der Enns (Hochschwab bis Schneeberg) bildeten sich isolierte Gletschervorkommen, deren Eiszungen jedoch schon zu Füßen der Bergstöcke endeten. Westwärts waren die Hochplateauvergletscherungen (z. B. des Totten Gebirges oder des Dachstein-Massives) in den Eisstromnetzen der Umgebung aufgegangen. – In den östlichen Zentralalpen und Kalkvoralpen kam es nur zu lokalen, unbedeutenden Kar- und Talgletschern.

Allen inneralpinen Gebieten gemeinsam ist die seltene Überlieferung „präwürmzeitlicher“ Geschichtszeugnisse. Solche waren bei den beengten Raumverhältnissen im Gebirge meist den Erosionsleistungen nachfolgender Großvereisungen anheimgefallen. Erst außerhalb der Alpen fand sich immer mehr Platz zur Erhaltung, sodaß dort heute eine Fülle von Spuren überkommen

ist, deren zeitliche Einordnung fehlender „Wurzeln“ wegen Schwierigkeiten bereitet.

3.13.2.1. Der österreichische Anteil an Rheintal und Bodenseegebiet



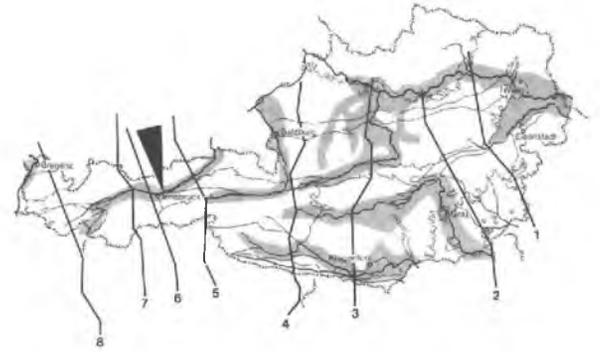
Im Illtal repräsentiert das *Bürser Konglomerat* als bis jetzt zwischeneiszeitlich interpretierter Erosionsrest eines Schotterfächers der Ur-Alvier neben Spuren analoger Bildungen in anderen Seitentälern alles, was von älterer pleistozäner Sedimentation überdauert hat. – Hinweise auf die geologische Geschichte finden sich dann erst wieder mit den Eishochstandsmarken zur Zeit der letzten Extremvereisung (des „Würm-Hochglazials“). Das Illtal war von 1000 bis 1500 m dickem Eis erfüllt, der Rheingletscher reichte bei Feldkirch 1250 m und bei Bregenz immer noch 750 m über den heutigen Talgrund hinauf. Seine Eismassen schufen nicht nur quer zum Tal, sondern auch in dessen Längsverlauf ein akzentuiertes Relief, indem Zonen weicherer Gesteine schüsselförmig ausgehobelt und Bereiche harten Gebirges ohne viel Erosion über- oder umflossen

wurden (= Inselberge). Die Felssockeloberfläche des Rheintales wurde in der randlich gelegenen Bohrung Dornbirn 1 in 336,5 m Tiefe angetroffen, sie liegt im Bodenseegebiet etwa zwischen Friedrichshafen und Romanshorn 475 m unter dem Wasserspiegel. – Mit beginnendem Eiszerfall im Spätglazial bildeten sich im Walgau an beiden Talflanken periglaziale Abflußbrinnen, welche heute noch als Trockentäler bestehen. Nach dem Verschwinden des Eises breitete sich im Walgau ein See aus, der aber rasch verlandete. Ill und Nebengerinne trugen das ihre durch reiche Schutzzulieferungen dazu bei, auch die übersteilten Talhänge nach dem Ausfall des Eisdruckes, die verstärkt zu Rutschungen und Bergstürzen neigten. Aber auch der See selbst wurde angezapft durch die Anlage der Illschlucht der Felsenau, was durch den gleichzeitigen etappenhaften Rückzug des Rheingletschers und damit durch das Tieferlegen der Erosionsbasis möglich wurde. Im Rheintal folgte dem weichenden Eis ein ebenfalls fjordartiger See, der während seiner größten Entfaltung tief ins Alpeninnere reichte und vielleicht über den Walensee mit dem Zürichsee in Verbindung stand. Der riesige See wurde bald durch Schutzzungen geteilt. Der Rhein schob sein Mündungsdelta zunächst sehr rasch nordwärts (bis Vaduz). Ab Schaan-Buchs war jedoch der verbliebene Rheintalsee bereits 7 bis 10 km breit und konnte nicht mehr völlig von Rheinschottern zugeschüttet werden. Dieser „Urbodensee“ hinterließ in den tieferen und randlichen Abschnitten Ton- und Schluffsedimente, die sich peripher mit Schwemmkegeln von Nebengerinnen und zentral mit Geschieben des Rheins verzahnen. In Restseearealen kam es zu bedeutenden Niedermoorbildungen. Nach der endgültigen Verlandung des Rheintales erhöhte sich die Flußsohle durch fortgesetzte Auflandung, die aber von Süden nach Norden abnahm. Hauptschotterlieferant im Unterlauf des Alpenrheins war die Ill (!), doch konnten erst um 1830 nach Flußregulierungen an der damaligen Rheinmündung in den Bodensee erste Kieszubringungen beobachtet werden. – Die Wiederverkehr des Waldes nach der letzten außerordentlichen Eisexpansion ist schon für die Zeit um 9900 Jahren v. h. durch Baumstammfunde in den Ill-Alluvionen bei Rodund und Brederis belegt. – Für die Entstehung des Bodenseebeckens war bisher allgemein eine tektonische Anlage an herzynisch streichenden, im Pleistozän wirksamen Brüchen bevorzugt worden. In letzter Zeit interpretiert man seine Bildung als von Bruchbewegungen unabhängiges, fluviglazial geformtes und überfließtes Zungenbecken, wobei die gegen Westen augenfällige Asymmetrie der Umlenkung des Alpenrheins (von vorher gegen

Norden zur Donau nun zum Hochrhein) zugeschrieben wird. Für den Mittelabschnitt des Bodensees wird aber neuestens auch ein Meteorimpakt während der Ablagerung der Oberen Süßwassermolasse als morphologisch bedeutsam angeführt.

Literatur: MIGNON K. 1971; OBERHAUSER R. 1973 a; SCHREINER A. 1975.

3.13.2.2. Das Tiroler Inntal



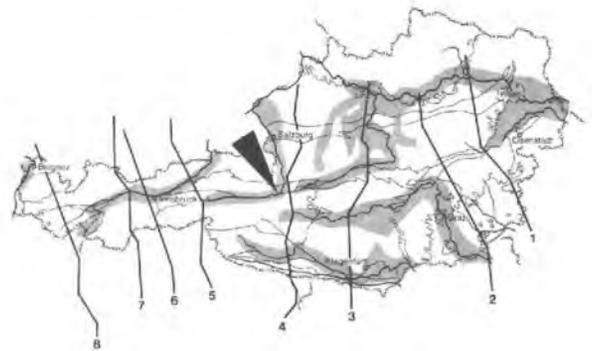
Die für inneralpine Verhältnisse bemerkenswert vielfältige Hinterlassenschaft an Terrassen und Moränen im Haupttal und in den Nebentälern hatte schon immer das besondere Interesse der Quartärforscher geweckt. Die als Erosionsrest ehemals weit verbreiteten „interglazialen“ Gehängeschuttete betrachtete *Höttinger Brekzie* mit ihrer berühmten warmzeitlichen Flora soll auf einer der „Mindel“-Eisexpansion zugeschriebenen Grundmoräne ruhen (im „Geologenstollen“), weshalb man sie meist in das „Große Interglazial“ (= „Mindel/Riß“) einstuft. Altersgleich hält man das ebenfalls von einer Grundmoräne unterlagerte *Ampasser Konglomerat* (genetisch als fluviale Talverschüttung gedeutet). Brekzie und Konglomerat werden von jüngerer („Riß“-)Grundmoräne bedeckt, darauf die sogenannten Terrassensedimente des Tiroler Mittelgebirges folgen. Diese mächtigen limnofluviatilen Ablagerungen dringen häufig in Seitentäler ein, versperrten dagegen das einst dem Inntal verbundene Achenal. Ab Landeck über Innsbruck bis Kufstein ist ihr Vorkommen noch ziemlich geschlossen (z. B. Gnadenwald-Terrasse etc.). Schuttströme aus den Seitentälern hatten verschiedenenorts das Haupttal verbaut und zur Bildung flacher Stauseen geführt, wobei sich Lokal- und Fernschutt mit Seetonen verzahnten. Die Schichtfolge schließen allgemein größere Flußschotter ab. In den *Bändertonen von Baumkirchen* sind Mikro- und Megafossilien gefunden worden (Pollen, verschiedene Baumhölzer, Fische und Säugerreste), die gemeinsam mit

13 Radiokohlenstoffdatierungen aus 655 bis 681 m Seehöhe erstmals für die Ostalpen unmißverständlich das Inntal zwischen 32.000 und 25.500 Jahren v. h. als eisfrei erwiesen und damit zur Kenntnis und Bestätigung der seither auch aus anderen Talschaften gemeldeten „innerwürmzeitlichen“ Warmzeit entscheidend beigetragen haben. Die *Ampasser Schieferkohlen* könnten dem in Baumkirchen nicht aufgeschlossenen älteren und wärmeren Abschnitt des vierten Jahrzehntausends v. h. entsprechen (vgl. die Kohlen von Schladming im Ennstal!). Gleichaltrige Bärenknochen sind aus der Pendlinghöhle unweit von Kufstein bekannt geworden. Erst nach 25.000 Jahren v. h. kam es zur letzten Großvereisung (der des „Würm-Hochglazials“), deren Grundmoräne die Terrassensedimente überlagert und deren Vereisungshöhe im Inntal durch Erratikafunde bis in 2400 m Seehöhe gereicht hatte. Eine um 13.000 Jahre v. h. belegte beginnende Wiederbesiedlung des Inntales zeigt auf, daß der Aufbau des Eisvorstoßes mit Endmoränenkranz des Hochstandes um Rosenheim im Vorland und sein darauffolgender Abbau nicht einmal 10.000 Jahre insgesamt gedauert haben mögen. Der um 17.000 Jahre v. h. einsetzende Gletscherrückzug vorerst bis Imst schuf u. a. die heutige Form der Inntalterrassen. Der eigentliche Felssockel des Inntales ist wechselnd tief verschüttet und reliefiert. Zwischen 16.000 und 15.000 Jahren v. h. drang der noch aktive Inntaleisstrom neuerlich vor und erreichte die Höhe von Kirchbichl – Kufstein (= *Bühl-Stadium*). Kurz darauf zerfiel das Eisstromnetz endgültig, die Gletscherzungen verschwanden für immer aus dem Haupttal und verkleinerten sich von da ab zu selbständigen Lokalglutschern. Um 14.000 Jahre v. h. läßt sich wieder ein Eisvorstoß teilweise noch über inaktives Toteis des ehemaligen Eisstromnetzes hinweg nach einer Schneegrenzenabsenkung um 600–700 m feststellen (= *Steinach-Stadium*). Die Grundmoräne im Ötztal, dessen Gletscher allein noch das Inntal erreichte, bis nach Silz einbog und den Inn aufstaute, begrub einen zuvor gebildeten Frostgley = *Boden von Haiming*. Etwa um 13.000 Jahre v. h. kam es während des *Gschnitz*-Eisvordringens zu abermaligen Moränenbauten in den äußeren Seitentälern. Der Ötztalglatscher konnte gerade noch einmal das Inntal blockieren (Stausee). Ehemalige Toteiskörper waren längst verschwunden, die Schneegrenze war um 600 m abgesunken. Unter *Gschnitz*-Moräne fand man im Ötztal einen verschütteten Waldboden (!) = *Boden von Roppen*. Die Vorstoßstadien von *Daun* (ca. 12.000 Jahre v. h.) und *Egesen* (um 10.500 Jahre v. h.) blieben schon in den inneren Seitentälern stecken (Schneegrenzenabsenkung um 300–400 m). Mit

dem nun anhebenden Postglazial beschränkten sich seither die Gletscherexpansionen auf neuzeitliche Größenordnungen. Ab 9500 Jahren v. h. erreichten die klimatischen Bedingungen bereits gegenwärtige Werte mit geringfügigen Schwankungen. Im Kaunertal konnte ein Holzfund innerhalb der Daun-Moränen mit 9600 Jahren v. h. datiert, bei Obergurgl pollenanalytisch um 9200 Jahre v. h. geschlossener Zirbenwald nachgewiesen und in Seitengräben des Zillertales in 1100 m Seehöhe aus 48 m Alluvialschuttiefe 8700 Jahre alte Erlen geborgen werden. – Zur Erklärung des spätglazialen Bimssteinvorkommens von Köfels im Ötztal werden nach wie vor unentschieden die Deutungen als Meteorauflags- bzw. Bergsturzeigungsprodukt bemüht.

Literatur: FLIRI F. 1975; FLIRI F. et al. 1970; HEISSEL W. 1954; HEUBERGER H. 1966, 1968; MIGNON K. 1971; PATZELT G. 1973, 1975b.

3.13.2.3. Das Salzachtal



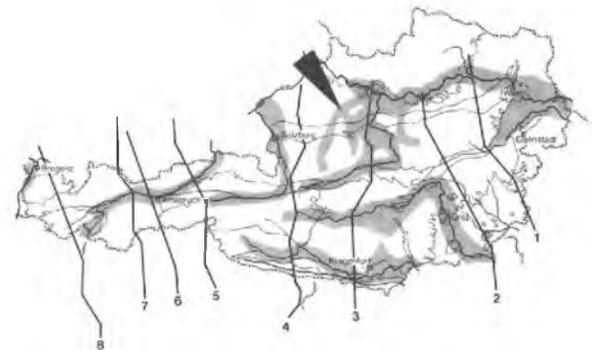
Die sich, vom Westen gesehen, allmählich ändernde klimatische und morphologische Grundsituation gegen Osten erlaubte es während der „Würm“-Großvereisung nur mehr dem Salzach-Eisstrom, mit gewaltigem Vorlandgletscher aus dem Alpeninneren hervorzutreten und seine gestaffelten Endmoränenwälle, als innerer Kranz eng den älteren angegliedert, im Vorland aufzubauen. Die östliche Hälfte des breiten Stammbeckens und sechs der acht Zweigbecken liegen auf österreichischem Gebiet. Im Norden vermochten es die großen Schmelzwassermengen der jeweiligen extremen Eisexpansionsphasen, das tertiäre Hügelland zu durchbrechen und ihre großflächigen getreppten Terrassenfelder an den Unterläufen von Salzach und Inn aufzuschottern. – „Wurzellose“, d. h. nicht mehr mit glazigenen Sedimenten korrelierbare Ablagerungen wohl vergleichbar klimatogenen Ursprunges liegen mit den hochgelegenen *Eichwaldschottern* vor. Darunter ist dann die volle klassische Moränen- und Terrassenabfolge entwickelt. Der *Ältere Decken-*

schotter als Produkt einer ersten gesicherten Großvereisung (des „Günz“) hat seine dazugehörige, erst spät erkannte Endmoräne im Siedelberg. Der äußerste, noch vollständige Moränenkranz ist jener des „Mindel“-Gletschers, daran sich nordwärts der fluviglaziale *Jüngere Deckenschotter* anschließt. Zungennahe Staffellungen verschwinden flußabwärts bald und sind nur als Ausdruck geringer temporärer Schwankungen des distalen Gletscherzungenbereiches im Verlaufe der Maximal- und Hochstandstadien zu werten. Ein See erfüllte im „Großen Interglazial“ („Mindel/Riß“) das Zungenbecken und reichte tief in die Alpen. Er setzte Bänder-tone, Sande und Konglomerate ab, letztere bauen u. a. den Mönchs- und Rainberg in der Stadt Salzburg auf und sind in Relikten bis nahe am Paß Lueg zu beobachten. In Luftschutzbauten war befristet die Auflage des limnischen Interglazials auf „Mindel“-Grundmoräne einzusehen gewesen. Die Höhe des Seespiegels wird bei 530 m angenommen. Die „Riß“-Endmoränen umfassen einen äußeren und einen inneren Wall, daraus je eine *Hochterrassenflur* hervorgeht. Diese Terrassenzweiteilung ist flußab jedoch bald verschwunden und hatte genetisch gleiche Ursachen wie jene des Jüngeren Deckenschotter. Der anschließenden Warmzeit des „Riß/Würm-Interglazials“ entsprechen wieder lakustrische Sedimente im Salzburger Becken (Spiegelhöhe ca. 490 m) und im Gebirgsinneren (jenseits des Passes Lueg, im Wagrain Tal, im Lungau etc.). Die *Laufener Schotter* im Vorland wurden vor der letzten Großvereisung deponiert und mögen in die „innerwürmzeitliche“ Warmphase (50.000 bis 25.000 Jahre v. h.) fallen. Im inneralpinen Salzachabschnitt konnte die zwischen St. Johann und Schwarzach im Pongau verbreitete „*Terrasse von Stalln*“ durch Torfgerölle und Holzreste auf 35.000 bis 39.000 Jahre v. h. zurückdatiert und das damals unmittelbare Vorkommen von Nadelwäldern mit Tanne (!) nachgewiesen werden. Ähnliches Alter könnten vielleicht alte Talbodenrelikte und die mächtigen Schotter auf der Embacher Hochfläche haben. Für die Zeit der „Würm“-Eisausdehnung kann mit Hilfe des Auftretens von Erratika die Eishöhe in den innersten Tauerntälern mit 2400–2500 m, bei Krimml mit 2200 m, bei Zell/See mit 2000 m, beim Eintritt in die Kalkalpen mit 1900 m, nördlich des Hohen Göll mit 1500 m und beim Gaisberg mit 1000 m angegeben werden. Die geringe Absenkung der Eisstromoberfläche im Längstalbereich mag auf die rückstauende Wirkung des engen, die Kalkalpen querenden Durchbruches zurückzuführen sein. Der Gletscher hatte über den Paß Thurn hinweg Verbindung mit dem Großen Achengletscher.

Südlich von Zell/See teilten sich die Eismassen, ein erheblicher Teil floß in einer Diffluenz nach Norden zum Saalachgletscher (der sich aber wieder im Salzburger Becken mit dem Salzachgletscher vereinigen sollte). Der Rest mit den Zuflüssen aus den östlichen Tauerntälern schob sich weiter das Salzachtal abwärts, hatte aber über die Wagrain Höhe und das Fritztal Kontakt mit dem Enns-gletscher, der seinerseits über den Radstädter Tauern zum Murgletscher fand (= Eisstromnetz). Im Salzburger Zungenbecken gibt eine beim Kugelhof abgeteufte Bohrung, die den Felssockel bei ca. 261 m traf, gewisse Vorstellung von der ausschürfenden Kraft des Eises. Mit dem Gletscherrückzug entstanden zunächst spätglaziale Seen in den Zweigbecken (Delta-schotter, Seetone), nach weiterem Abschmelzen erfolgte Seenbildung im Stammbecken mit einer Spiegelhöhe bei ca. 465 m, die bis an die „Würm“-Endmoränen heranreichte, aber bald verlandete, was zu ausgedehnten Mooren führte (u. a. *Moor vom Walsberg* mit Sedimentabfolge vom Ende der Bölling-Schwankung bis in postglaziale Zeit). Vor dem großen endgültigen Eiszerfall kam es nochmals zu kurzem Vorstoß bis zum Steinpaß mit dazugehörigen Schotterflächen bis ins Salzburger Becken (= *Friedhofsterrasse*), das übrige Haupttal verblieb schon eisfrei. Dagegen waren die Tauerntäler noch eis erfüllt (?*Bühl*). Ab dem *Gschnitz*-Stadium ist nur mehr eine Lokalvergletscherung vorhanden, die im *Daun* und *Egesen* bloß in die oberen Talböden vorstieß. Mit dem Präboreal zogen sich die Gletscher auf neuzeitliche Ausmaße zurück. Pollenanalytisch konnte in der Venedigergruppe in 2300 m Seehöhe hochstämmiger Zirbenbewuchs in unmittelbarer Nähe neuzeitlicher Gletscher bereits für 9200 Jahre v. h. belegt werden.

Literatur: DEL-NEGRO W. 1970; PATZFELT G. 1973; SLUPFTZKY H. 1976.

3.13.2.4. Das Trauntal



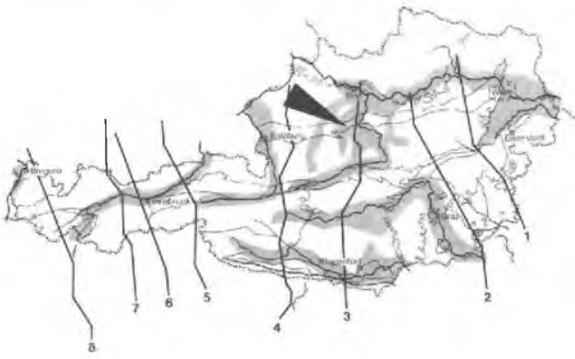
Im Vorlandabschnitt sind hochgelegene Schotterreste ohne heute noch überkommene glazigene Verbindung überliefert. Die fest zementierten

Schotter von Eden (SW Wels) weisen eine fast quer zur späteren Flußrichtung angelegte Schüttung auf und beinhalten neben Quarz, Geröll aus Kalkalpen und Flyschbergen auch Komponenten alpinen Kristallins (?Salzachmaterial!). Dagegen liegen die *Forstholzschotter* bei St. Florian als lose Restschotter vor (?Donaumaterial!). – Während der vier bekannten Extremvereisungen verzweigten sich die das obere Trauntal herabfließenden, zeitweilig mit dem Ennstal gletscher kommunizierenden Eismassen noch in den Vor-alpen und entsandten Eiszungen in die späteren Seengebiete von Wolfgang-, Fuschl-, Mond-, Zeller-, Atter- und Traunsee. Dabei bildeten sich im „Günz“, „Mindel“ und „Riß“ noch allerdings stetig kleiner werdende Vorlandgletscher mit aber schon deutlich voneinander abgesetzten Endmoränenwällen. Die „Würm“-Vereisung erreichte nur mehr den morphologischen Alpenrand. Das mächtige Tertiärhügelland des Hausrucks drängte die Schmelzwässer nach Nordosten ab, wo sie vollständige Terrassenfolgen hinterließen. Insbesondere der *Ältere Dekensschotter* ist flächenhaft weit verbreitet und baut zum Teil die sogenannte *Traun-Enns-Platte* auf. Mit höherem Alter der Flußterrassen lagern ihnen umso dickere, durch Paläoböden gliederbare Deckschichten auf. Die Staffelung proximaler Anteile von Hoch- bzw. Niederterrasse geht auch hier auf Oszillationen des Gletscherzungenbereiches während eines kurzen Maximal- und eines länger dauernden Hochstandes jeweils nur einer einzigen Großvereisungsphase zurück. – Vor der „Würm“-Vereisung kam es wahrscheinlich während der „innerwürmzeitlichen“ Wärmephase von Paudorf zu beträchtlichen Talverfüllungen („Vorstoßschottern“) im Ausseer Becken. Derselben Zeit (älter als 35.000 Jahre v. h.) könnte auch das ins „Riß-Würm-Interglazial“ gestellte pflanzenführende Sediment von *Mondsee* zugehören. Der tundrenartige Beginn vor der allmählichen Erwärmung bis zum Klimaoptimum hin wäre im Periglazialraum durch den Löß zwischen den Paläoböden von Göttweig und Paudorf repräsentiert. – Im „Würm-Hochglazial“ erreichte der Eisstrom im Bereich des Dachsteinplateaus 2400 m, verlor aber an den Plateaurändern rasch an Höhe, seine Oberfläche lag in den Becken von Bad Goisern, Bad Aussee und Mitterndorf zwischen 1600 und 1700 m Seehöhe, sodaß aus dem Ennstal Eis überfließen konnte. Bei Bad Ischl war die Eisoberfläche immer noch 1400 m über NN gelegen. Von da weg strömte die Hauptmasse des Eises gegen Westen bzw. Nordwesten u. a. ins Atterseegebiet, an dessen Südrand es 1000 m hoch lag. Die schwächere Eiszunge erfüllte das Trauntal bis etwa

900 m Seehöhe. – Um 18.000 Jahre v. h. zog sich das Eis bis Bad Ischl zurück. Danach lassen sich fünf in etwa mit denen des Innaltales zeitlich vergleichbare Rückzugsstadien unterscheiden: *Ischler Stand* (um 17.000 Jahre v. h.): Unterbrechung des Abschmelzens und 5 bis 6 km weiter Vorstoß bei noch geschlossenem Eisstromnetz, da noch Kristallingschiebe aus den Niederen Tauern (Ennstal gletscher) abgelagert werden (= ?Bühl). – *Jochwandstand* (ca. 16.000 Jahre v. h.): Nach vorherigem Zerfall des Eisstromnetzes überfuhr das inzwischen in Lokal gletscher aufgelöste Eis im Mitterndorfer Becken ein größeres inaktives Toteisareal und bei Bad Goisern mächtige Flußablagerungen (= ?Steinach). Beide Rückzugsstadien werden durch Liegendteile des *Moorens von Röschitz* (17.000–16.000 Jahre v. h.) zeitmäßig getrennt. Nach dieser Kältewelle wurden die Becken von Gosau, Goisern, Aussee, Mitterndorf und Kainisch endgültig eisfrei. Der verlorengegangene Eisdruck gegen die Talflanken führte zu bedeutsamen Hangbewegungen. – *Goiserer Stand* (um 14.000 Jahre v. h.): Eine überlaufende Plateauvereisung mit kurzen Talgletschern hinterließ scharf hervortretende Endmoränenwälle mit anschließenden Terrassenfeldern, ab Bad Goisern war jedoch der Abfluß nach Norden schon ungestört, Toteiskörper waren längst verschwunden (= ?Gschnitz). Die Klimaverschlechterung ist auch im Moor von Röschitz durch Schluffe repräsentiert (Älteste Dryas). Die nachfolgende Erwärmung im Bölling drängte das Eis rasch zurück, niedrigere Partien der Plateaus wurden aper. Die Folge waren weitere schwere Bergsturzereignisse an instabil gewordenen Talhängen. Ab 12.500 Jahren v. h. breitete sich von Norden her der Wald im Trauntal bis zur Schwarzenseefurche aus, um 12.200 Jahre v. h. ist er bereits im Ödenseegebiet nachweisbar. – *Echernstand* (ca. 12.000 Jahre v. h.): Der Klimarückschlag der Älteren Dryas beeinflusste nur mehr die Plateaugletscher des Dachsteinmassives, sie erreichten noch die Talböden am Südrand des Hallstätter Sees. Durch Datierung des *Moorens von der Gjaidalm* (11.500 Jahre v. h. = Alleröd) ist der Eisvorstoß auch zeitlich abgrenzbar (= ?Daun). – *Taubenkarstand*: Nach dem Eisfreiwerden des zentralen Dachsteinplateaus ist noch ein letztes Gletscherstadium vor jenen der Neuzeit zu unterscheiden: Hallstätter Gletscher im Taubenkar, Gosaugletscher bis an den Plateaurand (= ?Egesen, Jüngere Dryas).

Literatur: DRAXLER I. 1977; DRAXLER I. & HUSEN D. 1977; HUSEN D. 1977; KLAUS W. 1975; KOHL H. & WEINBERGER L. 1968.

3.13.2.5. Das Alm- und Kremstal

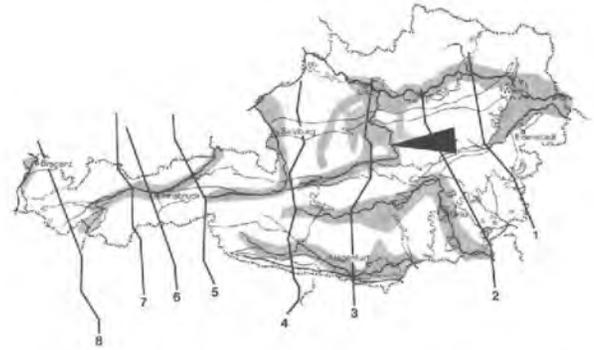


Zur Zeit der Großvereisungen des „Günz“ und des „Mindels“ trat der Eisstrom noch als ansehnlicher Vorlandgletscher aus den Alpen. Während der Eishochstandsphasen bestand über das Steyr-Teichl-Eisnetz Verbindung mit dem Ennsgletscher. – Im Norden der Endmoränen breitet sich insbesondere flächenhaft dominierend der *Ältere Deckenschotter* der *Traun-Enns-Platte* aus. Sie besteht im nordöstlichen größeren Teil vornehmlich aus den zwei gewaltigen Schwemmkegeln, die einst die Gletscher des Alm/Krems- und des unteren Steyrtales mit ihrem Geschiebematerial gespeist hatten. An der Nahtstelle der beiden Schotterfächer liegt das heutige Kremstal auf hochreichender Molasseschwelle. Gegen das Ennstal grenzt die Anhöhe des Etzengarn bei Steyr die Schüttung ab. Der Untergrund der Schotterplatte ist reliefiert, wobei flache nordostgerichtete Mulden „prägingzeitlich“ angelegt worden sind, während verschieden tiefe nordsüdverlaufende Rinnen je nach ihrer Reliefenergie „prämindel-“ bis „präwürmzeitlich“ entstanden sein sollen. – Im Raum zwischen den Endmoränen von „Günz“ und „Mindel“ findet sich im Kremstal die *Weißer Nagelfluh von Kremsmünster*, der im Almtal das *Konglomerat von Eppenstein* entspricht. Beide werden als Bildungen einer selbständigen Kaltzeit mit viel geringerer Vergletscherung im Gebirge innerhalb des „Günz-Mindel-Interglazials“ verstanden, weil beide Sedimente durch warmzeitliche Verwitterungshorizonte sowohl vom „Günz“ als auch vom „Mindel“ gesondert würden. – Das gegen Osten augenfälliger werdende Zurückweichen der Flächen größter Eisexpansion während der einzelnen Großvereisungsphasen, bedingt durch die Zunahme des Einflusses kontinentalen Klimas und die Abnahme der Geländehöhen, macht sich hier erstmals durch das weitere Auseinanderrücken der Endmoränenwälle bemerkbar. Die Gletscherzunge des Almtales reichte im „Günz“ noch bis Vorchdorf, verblieb aber im Verlaufe der übrigen Extrem-

vereisungen schon im Gebirgsinneren im Becken von Grünau. Dagegen dehnte der Gletscher des Kremstales im „Günz“ seinen Endmoränenkranz bis Sattledt aus, im „Mindel“ bei von vorher nordwestgerichteter, jetzt nordgeschwenkter Stoßrichtung bis über Kremsmünster hinaus. Das „Riß“-Eis verhielt sich schon 3 km südlich Kremsmünster und der „Würm“-Gletscher verblieb vollends im Alpeninneren.

Literatur: FINK J. et al. 1976; KOHL H. & WEINBERGER L. 1968.

3.13.2.6. Das Steyr- und Ennstal



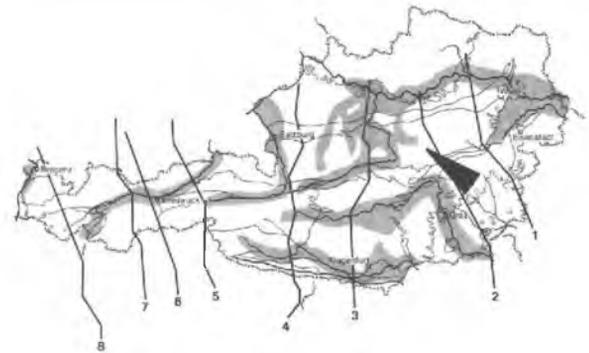
Auf dem *Etzengarn* bei Steyr sind hochgelegene Flußschotter erhalten geblieben, die als weiteres Glied der klimatogenen „prägingzeitlichen“ Akkumulation eine Verbindung des Erosionsgeschehens von Alpen und Donauraum ermöglichen. – An der Schüttung des östlichen Anteil des *Älteren Deckenschotter*s der *Traun-Enns-Platte* waren Steyr und Enns bis zur Donau als selbständige Gerinne beteiligt. Gleichzeitig entwässerte aber die Enns auch gegen Osten und baute die flächenhaft beherrschenden *Älteren Deckenschotterfelder* im Bereiche des heutigen *Url-* und *unteren Ybbstales* auf. Ins Gebirgsinnere hinein sind entsprechende Schotterfluren nicht weit zu verfolgen. Dazugehörige Gletscherablagerungen sind bislang unbekannt. – Ein reifer, alter „prämindelzeitlicher“ Talboden mit zumeist beträchtlicher Gerölldecke ist dagegen im inneralpinen Steyr- und Ennstal (z. B. *Altenmarkt – Hieflau*) verbreitet. Damit in Verbindung gebracht werden isolierte Talbodenrelikte mit teilweise mächtiger Schotterkappe oberhalb des Gesäuses (*Gröbminger Mitterberg*, an der *Lassing* und *Palten*). Im Vorland gehen diese Schotter in den *Jüngeren Deckenschotter* über. Auch damals eilten Steyr und Enns noch großteils unabhängig voneinander der Donau zu und legten, augenfällig schachtelartig dem *Älteren Deckenschotter* eingelagert, ihre nun schon talgebundenen und daher schmalere Geröllfelder ab. Der Verlauf der alten Steyr ist über Un-

terwölfen nordwärts noch schön erhalten, ein Nebenarm hatte jedoch bereits Kontakt zur Enns bei Steyr. Die Enns umfaßte weiterhin im Westen und Südosten das Strengberger Hügel-land bis Ybbs. Die Äquivalente des Jüngeren Deckenschotters reichen im Alpeninneren auffal- lend weit hinter den vermuteten Standort längst verschwundener „Mindel“-Endmoränen (an der Enns bei Großraming, an der Steyr bei Molln) und können als dem abschmelzenden Gletscher folgende Geröllschüttungen betrachtet werden. – Im „Großen Interglazial“ wurden auch in den inneralpinen Abschnitten die alten Talböden mit ihren Schottern häufig unterschritten und zer- stört, es kam zu den Epigenesen von Öblarn (Enns) und Strehau (Palten) und zur Bildung sehr mächtiger Gehängebrekzien (vgl. Höttinger Brekzie des Inntales!). Während dieser Periode ereigneten sich tektonische Verstellungen (im Ennstal in der Grenzzone Kalkalpen/Flysch, im Steyrtal Flysch/Molasse), die 15–20 m betragen. – Die Großvereisung im „Riß“ schloß diese Tal- schaften noch einmal dem Eisstromnetz an (Salzach, Mur und Ybbs). Im Steyrtal reichte der Gletscher bis knapp nördlich der Kalkalpen- Flysch-Grenze (ein kurzfristiger Maximalstand überfuhr gegen Ende der „Riß“-Extremeis- ausdehnungsphase noch den Hochstand 4 km weit nordwärts bis Untergrünburg). Im Ennstal liegen entsprechende Moränenreste über dem Gesäuse und lagern 100 m oberhalb der durch Erratika feststellbaren einstigen „Würm“-Eisoberfläche (ca. 1650–1700 m). Die Endmoränen des Enns- gletschers finden sich bei Großraming (ein Seitenast war das Paltental aufwärts über den Schoberpaß in das obere Liesingtal geflossen). Dort verzahnen sie sich mit der *Hochterrasse*, die ab Trattenbach zwei Staffeln auf einem Fels- sockel im heutigen Flußniveau aufweist. Die Steyr war bereits zum Nebenfluß der Enns geworden, deren Verbindung ins Url- und untere Ybbstal ab nun unterbrochen bleibt. Vergleichbare Lo- kalterrassen weiter im Alpeninneren innerhalb der Vereisungsmarken kennzeichnen den Eis- rückzug. – Im „Riß-Würm-Interglazial“ kam es zu weiteren Epigenesen (Gesäuse) mit Flußlauf- verlegungen und Schwemmkegelanlagen (Salza, Zauchenbach). – Die Radiokarbondatierung der *Schieferkohlen von der Ramsau* bei Schladming mit ca. 31.000 Jahren v. h. ließen die über 400 m mächtigen *Ramsauschotter* als ungefähre Altersäquivalente des Tiroler Mittelgebirges er- kennen (die Pollen belegen einen etwas älteren, wärmeren Abschnitt), das Alter wird durch die Einstufung einer *Gyttja von Hohentauern* bekräf- tigt. – Im „Würm-Hochglazial“ hatte das Ein- zugsgebiet der Steyr noch Anteil am über den Phyrn- paß dringenden Ennsgletscher. Sonst gab

es nur Lokalgletscher. Im oberen Ennstal reichte der Enneisstrom südlich des Dachsteins noch bis 2000 m hinauf, entließ Eis ins Mitterndorfer Becken und ins Trauneinzugsgebiet (immer noch 1400 m hoch), floß über den Phyrn- paß ins Bek- ken von Windischgarsten, schob sich über die Lassingsenke ins Paltental bis Furth (ohne aller- dings mehr den Schoberpaß zu überwinden), durchströmte das Admonter Becken, entsandte einen Nebengletscher in die Buchau und zwängte sich endlich in die Gesäuseenge, wo er stecken- blieb (Eishöhe durch Stauung 850–900 m). Vom Gesäuseausgang weg entfaltete sich die *Nieder- terrasse*. – Nach dem Eisrückzug wurde das übertiefte obere Ennstal verschüttet (bis über 100 m), in den obersten 30–40 m sind drei Schluffhorizonte eingeschaltet, Seenbildungen vom Gesäuseeingang bis Liezen-Stainach doku- mentierend. Im Unterlauf der Enns erfuhr die Niederterrasse durch postglaziale klimatogene Ausräumungs- und Eintiefungsprozesse der Do- nau als dem Vorfluter eine „Dreiteilung“ bis Ternberg (= Unterschneidung durch zwei jün- gere Staffeln), die mit der Folge der *Heutigen Talböden* der Donau korrespondiert. Der erosive Einfluß der Donau ist durch die Anlage einer Staffel noch bis Großraming feststellbar.

Literatur: DRAXLER I. & HUSEN D. 1978; HUSEN D. 1968, 1971, 1975a; KOHL H. & WEINBERGER L. 1968.

3.13.2.7. Das Ybbstal

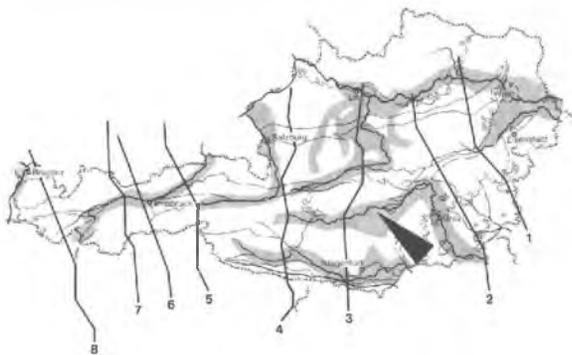


Reste von Zungenbeckenmoränen bei Gaming und Ybbsitz werden einer weitflächigen älteren Vereisung („Mindel“?) zugeschrieben. Sonstige Spuren fehlen, der heutige Unterlauf der Ybbs war damals noch Teil der Ennsentwässerung. – Die „Riß“-Großvereisung führte noch einmal zu geschlossenem Eisstromnetz (über die Salza zur Enns), weil bedeutende flache Geländeareale im Quellraum der Ybbs bei tiefliegender Schnee- grenze (ca. 1050 m) zu Nährgebieten wurden. Im Verlaufe eines Maximalstandes reichte die Gletscherzunge bis St. Georgen/Reith (= „Haupt-Riß“), während der Hochstand ge-

rade eben zum Zusammenfluß von Ybbs- und Göstlinggletscher langte (= „Jung-Riß“). Relikte von *Hochterrassenschottern* der Ybbs auf dem Saurüssel markieren einen teilweisen kurzfristigen Abfluß zur Enns. Gleichzeitig konnte sich jetzt die Ybbs im Bereiche ihres gegenwärtigen Unterlaufes erstmals verselbständigen. Die Tiefenerosion hatte der Enns den Zutritt zu dem Talverlauf für immer unmöglich gemacht. Die Ybbs durchbrach die Älteren Deckenschotter der Enns mit dem „nachrißzeitlich“ aufgegebenen Neuhofener Arm und dem jetzt noch benutzten Abschnitt südlich Ulmerfeld an zwei Stellen, die *Wolfsöder Platte* umschließend. – Im „Würm-Hochglazial“ bildeten sich nur mehr fünf isolierte Lokalgletscherbereiche, davon kurze Zungen von den Hochflächen bis auf 600 m Seehöhe herabstiegen. – Die *Niederterrasse* erfuhr während des (Spät- und) Postglazials im Unterlauf eine dem Ennstal vergleichbare, sich auf die Erosionsleistungen der Donau einspielende Unterschneidung durch Staffelbildungen der *Jüngeren Anteile der Heutigen Talböden*.

Literatur: FINK J. et al. 1976; NAGL H. 1972.

3.13.2.8. Der im Gebirgsinneren verlaufende Abschnitt des Murtales

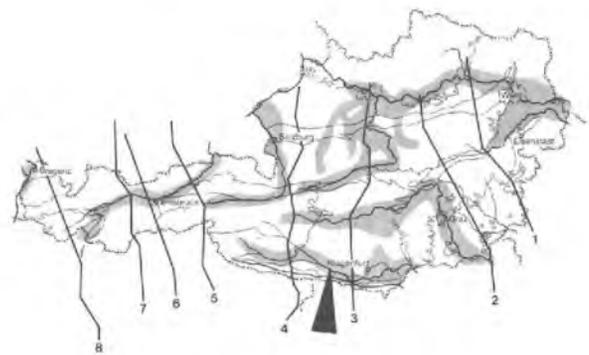


„Präwürmzeitliche“ Ablagerungen sind nur außerhalb des Bereiches der „Würm“-Vergletscherung in bescheidenen Resten erhalten geblieben. „Riß“-Moränen kennt man von Maria Buch östlich Judenburg und von Hirt im Metnitztal. – In den Karsthöhlen des Grazer Berglandes sind mehrfache knochen- und artefakteführende Horizonte in Höhlensedimenten bekannt. An Knochen der *Bärenhöhle von Mixnitz* konnte mit dem Datum von 80.000 Jahren v. h. das „Riß-Würm-Interglazial“ auch absolut nachgewiesen werden. Ebenso sprechen häufige Fossilfunde ökologisch für die Existenz der „innerwürmzeitlichen“ Phase größerer Erwärmung. – Im „Würm-Hochglazial“ erfüllte das Eis geschlossen das Murtal bis Murau und auch die im Norden

dazu parallel verlaufende Talkette. Es hatte über den Radstädter Tauern Verbindung zum Enns-gletscher, über Katschberg und Perchauer Sattel zum Draugletscher und ergriff vom westostreichenden Talstück der Metnitz Besitz. Von Murau ostwärts löste sich die Eismasse in mehrere Eisströme auf. Die Haupttalgletscherzunge im Murtal endete bereits bei Judenburg. Dabei sind zwei Stadien des Vorstoßes durch eine bedeutendere Rückzugsphase zu unterscheiden. Der erste und Maximalstand wies große Eishöhe auf, sodaß bis zu 70% des Eises nach Süden abfloß. Der zweite Vorstoß fand bei geringerem Eishochstand statt, es kam daher nur zu ca. 30% Eisabgabe nach Süden. Deshalb liegen die Endmoränen beider „Würm“-Hochstände im Haupttal eng beisammen, hingegen sind sie in den nach Süden orientierten Zungenbecken auffallend weit voneinander abgesetzt. – Danach erfolgten im Spät- und Postglazial ähnliche klimatogen-rhythmisch gegliederte Abschmelzphasen des Eises wie in den anderen Ostalpentälern (neuere Daten hiezu liegen aber nicht vor).

Literatur: FLÜGEL H. 1975 a; SPREITZER H. 1953.

3.13.2.9. Das Drautal und das Klagenfurter Becken



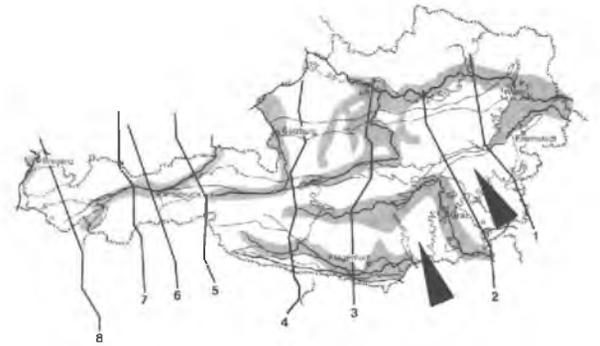
Der aus dem Eistromnetz des oberen Drau- und Gailtales hervorgehende, gegen Osten fließende Talgletscher stieß mit seiner Hauptzunge im Drautal vor, während ein Nebengletscher das Glantal aufwärts bis zum Krappfeld vordrang. Von dort sind auch die bislang ältesten, wenn auch vom Murgletscher abzuleitenden Ablagerungen bekannt. Ein auf Felssockel ruhendes Schottervorkommen („Auf der Eben“) wird „mindelzeitlich“ erachtet. Dem „Riß-Hochglazial“ zugeschriebene Reste befinden sich bei Altenhofen. – Im Freibachtal (östliche Karawanken) lieferten ¹⁴C-Daten eines Holzes, das aus Stauseesedimenten unter „Würm“-Grundmoräne geborgen worden war, neue Beweise für die „innerwürmzeitliche“ Warmphase. Der Pollenana-

lysc gemäß bestanden damals (zwischen 37.900 und 31.600 Jahren v. h.) in der Gegend geschlossene tannen- und buchenreiche Fichtenwälder mit bemerkenswertem Auftreten von Ulme, Eiche und Linde! Die Bewertung der Flora ergibt ein Klima, das weitgehend dem heutigen gleich bei vielleicht etwas tiefer liegender Waldgrenze. Gegen das Hangende zeigen Abnahme der Laubbaumpollen und gleichzeitiges Zunehmen von Moosfarnsporen eine durch Klimaverschlechterung bedingte Waldauflockerung an. – Zur Zeit der „Würm“-Großvereisung bestanden wieder Haupt- und Nebenstrom des Draugletschers. Die Endmoränen beider lassen auch hier einen kurzen Maximal- und einen beständigeren Hochstand unterscheiden. In den Karawanken bildete sich eine differenzierte Eigen- und Lokalvergletscherung, die neben unbedeutenden Kargletschern und Firnfeldern in der Nordkette zu größerem Talgletscher in der Koschuta Anlaß gab, der als östlichste Lokaleiszunge noch mit dem Draueis zusammenstieß. Im unvergletscherten Bereich von Arealen mit tonreichen paläozoischen Sedimenten entstanden riesige Schuttströme. – Mit dem Spätglazial hob ein etappenhafter Eiszerfall eines vormals einheitlich vorgetragenen Vorstoßes mit markanten Haltestadien an. Die allmähliche Auflösung der gewaltigen Eismasse führte zu Seebildungen (Ausschürfungs-, Abdämmungs- und Toteisseen) mit Bändertonabsatz. Die vegetationsgeschichtliche Prüfung der Pollenführung spätglazialer Ablagerungen des Klagenfurter Beckens (*Klopeiner See*) erwies das Gebiet seit dem 17. Jahrtausend eisfrei (aber auch aus dem *Lenzholzer Moor* Oberkärntens liegt schon ein absolutes Alter von 16.615 Jahren v. h. vor), die fehlende Pflanzendecke ermöglichte großzügige Schuttumlagerungen während der Eisabschmelzphase. Mit 13.300 Jahren v. h. sind erstmals statistisch brauchbare Pollengehalte greifbar. Sie führen im Älteren Spätglazial (13.000–11.800 Jahre v. h.) eine waldlose, z. T. baumlose, kräuterreiche Grasflur mit wenigen Sträuchern vor Augen, die von einem auffälligen Föhrengipfel unterbrochen wird, der der Bölling-Erwärmung entsprechen könnte.

Das Jüngere Spätglazial (11.800–10.000 Jahre v. h.) war schon eine Periode des Waldes (Waldgrenze bis maximal 1300 m). Es dominierte die Waldkiefer, ab dem jüngeren Alleröd traten verstärkt Birke, Fichte, Erle, Eichenmischwald und Hasel hinzu, doch setzten sich die ökologisch anspruchsvolleren Waldbäume noch nicht durch. Das geschah erst im Postglazial.

Literatur: FELBER H. & HUSEN D. 1976; FRITZ A. 1972; HUSEN D. 1974, 1976 a, b.

3.13.2.10. Die östlichen Zentralalpen



In den Seetaler Alpen, der Sau- und Koralpe sowie den Seckauer Tauern scheinen nur lokale Kargletschervorkommen mit gelegentlichen kurzen Zungenbereichen aus der Zeit der letzten Extremvereisung auf. Karoidbildungen in Seehöhen zwischen 1400 m und 1700 m zeugen für die herabgesetzte Waldgrenze. Starke solifluidale Erosion in mächtigen Verwitterungsschichten führte zur Herausformung und Freilegung der sogenannten *Fels-* oder *Steinöfen*, die bis hinunter auf 1000 m über NN auftreten. In tieferen Lagen ist der dicke, z. T. bis ins Tertiär zurückreichende Verwitterungsboden noch erhalten. Den abtragenden Kräften des frühen Spätglazials können die luvseitigen Glatthänge hoch über der damaligen Schneegrenze und noch frei von Pflanzendecke zugeschrieben werden.

Literatur: PASCHINGER H. 1974.

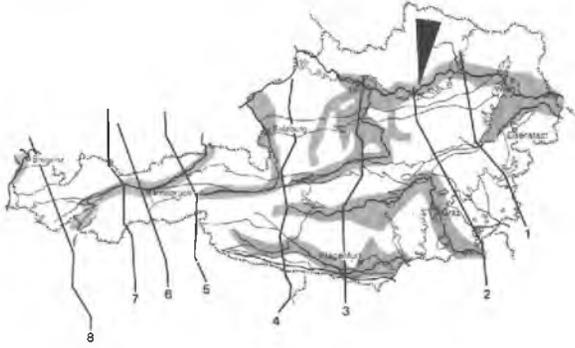
3.13.3. Der von zeitweiligen Großvereisungen nur indirekt betroffene Bereich Österreichs

Die Morphogenese dieses Großraumes ist trotz der räumlichen Trennung von den inneralpinen Vergletscherungen nur in engem Zusammenhang mit den Ereignissen dort deutbar und verständlich. Die Einflußnahme der klimatologisch aus-

gelösten Gestaltungskräfte war dermaßen gravierend und bestimmend, daß eine Auffassung eigenständiger Entwicklungen (etwa an der Donau) undenkbar erscheint. Die Weite der Landschaft im näheren und ferneren Vorfeld der Al-

pen bot reichlicher Gelegenheit zur Bewahrung älterer Sedimentations- und Erosionsrhythmen. Ihre Phänomene, die durchaus vergleichbar sind mit solchen der jüngeren Klimazyklen, erlauben somit erfolgversprechend Interpretationen eines geologischen Geschehens im Ältestpleistozän und Oberpliozän, obwohl seine unmittelbaren klimatogenen „Wurzeln“ im Gebirge längst durch spätere Abtragungen verschwunden sind.

3.13.3.1. Der Donaauraum



Durch besondere Rücksichtnahme geologischer Erwägungen war es 1964 erstmals gelungen, eine der schönst entwickelten und überlieferten Donauterrassenabfolgen Österreichs verlässlich zu differenzieren. Im Melker Raum hatte nämlich u. a. die konsequente und nachdrücklich vertretene Beachtung der relativen Höhenlagen von Schotterbasen zum heutigen Stromverlauf eine probate Gliederung der verschiedenen Akkumulationsniveaus erlaubt und darüber hinaus auch eine Identifikationsmöglichkeit kleinerer und isoliert auftretender Geröllvorkommen geboten. Seither ergab sich wiederholt Gelegenheit, Gültigkeit und weiträumige Anwendbarkeit dieses Unterteilungsschemas zu prüfen und zu vervollkommen. Die geologische Kartierung unterschiedlichster Stromabschnitte seither läßt nunmehr eindeutig die Verfolgung und Parallelisierung einzelner Schotterfluren durch alle Weiten und Engen des Donautales von Linz bis Hainburg zu. Schwierigkeiten bereitet lediglich der nähere Bereich von Wien, wo sich teilweise die berühmte Terrassensequenz infolge der dichten Verbauung einer Erfassung nach modernen Gesichtspunkten entzieht bzw. in bestimmten Elementen selbst durch große Bauvorhaben gar nicht verifiziert werden konnte (z. B. „Theresianum-Terrasse“). Die auf der Tabelle augenfällig gemachte Ordnung findet erst im Osten Österreichs ihre Grenzen (also bereits in gewissen Teilen des Inneralpinen Wiener Beckens und in den Randbuchten der Kleinen Ungarischen Tief-

ebene, soweit sie noch auf österreichischem Gebiet liegen, wie etwa der Heideboden südlich von Kittsee). Dort leiten hauptsächlich erst während des jüngeren Pleistozäns aktive tektonische Bewegungen vom Anlagesystem der *Terrassentreppe* stabiler Kruste zu jenem des *Terrassenstockwerkes* absinkender Kruste über, was den Quartärgeologen nötigt, andere Kriterien für die relative Altersunterscheidung der Schotterdecken anzuwenden.

Den tieferen Geröllfluren der Donau können von Westen her bis zur Ybbs altersentsprechende glazifluviale Terrassenfolgen alpiner Nebenflüsse (vom Älteren Deckenschotter bis zur Niederterrasse) zwanglos eingebunden werden. An der östlichen Fortsetzung des Stromes liegen solche stratigraphische Vergleichsmöglichkeiten nicht mehr so geschlossen vor. Doch ergeben sich weitere wichtige Bezugsstellen an den Unterläufen von Erlauf, Pielach, Traisen und durch eine Hochterrasse letzterer sogar noch im unteren Perschlingtal. Damit ist aber nicht nur die Einstufung der tieferen Schotterebenen der Donau bis in den Raum von Wien und darüber hinaus sichergestellt, sondern überdies die ebenfalls engste klimatogene Verbundenheit ihrer Akkumulationen mit den Extremvereisungen im Gebirge einsichtig gemacht.

Eine durchaus vergleichbare Aufschüttungs- und Eintiefungsrhythmik läßt sich an den höheren und älteren Terrassenresten des Stromes beobachten. Identische, wenn auch meist sehr verstümmelte und isolierte Schottervorkommen an Tributärgerinnen (wie sie indes die geologische Kartierung besonders eindrucksvoll und vollzählig vor einigen Jahren an der Traisen erfaßt hat) verweisen in die Alpen, wo jedoch gleichalterige Bildungen längst jüngeren Ausräumungsphasen anheimgefallen sind. Der Schluß auf analoge, vermutlich nicht ganz so extreme klimatische Bedingungen der Genese im einstweilen nicht trennbaren Zeitabschnitt Ältestpleistozän – Oberpliozän scheint daher nicht zu weit hergeholt. Die hochgelegenen und gestaffelten Geröllrelikte an der Donau könnten somit als taugliche Argumente für das frühe Aufscheinen vorübergehender außerordentlicher Klimaminima mit begrenzteren Eisexpansionen im Gebirgsinneren herangezogen werden und Aufschluß über die mögliche Zahl derartiger Klimazyklen in den Ostalpen geben. Weiters rechtfertigen diese hohen Schotterniveaus die Annahme, daß der Verlauf der Donau seit jeher in etwa dem heutigen gleich. Künftige Epigenesen (wie Strudengau oder Wachau) lagen schon damals im Stromstrich gemäßer Höhenlage (wie das durch ein Relikt der Ebenheit von Knocking in der unteren Wachau bekräftigt wird), und die Hainburger Pforte

DIE TERRASSENFOLGEN DES GLAZIFLUVIATILEN RAUMES (SALZACH BIS TRAISEN) UND DES FERNEREN PERICLAZIALBEREICHES (DONAU) UND IHRE ALTERSBEZIEHUNGEN

	relative Höhen ab / unterhalb	GLAZIFLUVIATILER RAUM	PERG	MELK	WACHAU	KREMS	TRAISENTAL	TULLNER BECKEN	WIEN	WIENER BECKEN
„ISPRAT- und POSTGLAZ.“		„tieferer Nieder- terrassenstufen“		*	*	*	*	Jüngere Anteile der Heutigen Talböden	„Prater-Terrasse“	„Prater-Terrasse“
JUNG- PLEIST. Würm		Niederterrasse		„Ornding“ *	*	*	Niederterrasse	Ältere Anteile der Heutigen Talböden („Tullner Feld“)	Ältere Anteile der Heutigen Talböden (Gerasdorf, Mannswörther -Zwachterrasse)	
MITTEL- PLEIST. Riß		Hochterrasse		„Erdauterrasse“ *		„Straß, lokal“ *	Hochterrasse	Gänserndorfer Terrasse (E. Mitterndorf, E und W. Stockerau)	Gänserndorfer, Städt. u. Simmeringer Terrasse	Gänserndorfer Terrasse
ALTPLEISTOZÄN „Mindel“	17 m		(+ Donauschotter; S Ornding		(Rossetz, Dürnstein)	(Silberbüchel, Kremsler Altstett)		tieferer Wagram-Terrasse	Terrasse W Seyring	Schloßhofer Platte Flughafen-Terrasse
	25- 30 m	Jüngerer Deckenschotter	(- Donauschotter)	Lehen	(W. Berkirchen)	(Brunnkirchen)	Jüngerer Deckenschotter	höhere Wagram-Terrasse	Arsenal-Terrasse	* (Halzfeld-Terrasse)
	45 m	Älterer Deckenschotter	* (lokal)	N Hochstraßberg	*	Gobelsburg (= Langenlois)	Älterer Deckenschotter	*	Wienerberg	*
ALTESTPLEISTOZÄN OBERPLIOZÄN	65 m		* (lokal)		*	*	E Kleinrain	S Traismauer (Hobersdorfer Terrasse bei Leitersdorf)		* (Waltberg)
	75- 80 m			Wachberg			Viehofener Kogel		*	* (Mitterwald)
	90 m	Terrassenschotter zu Füßen des Hainbuckes und Kobornauer Waldes	* (lokal)	Schneckenberg					Laaerberg	* (Königs- und Kugelberg)
	105 m	Eichwald - Gerberg Fadenberg Görsberg	* (lokal)	Rosenfeld		Kremsfeld	Kolbling	* (Stranzendorf)		* (Altenberg)
	130 m		* (lokal)	Knocking	*	Malsberg	Untermarnau			* (Schützenberg)
	180 m		hohe Schonbrunn-Terrassen im Strangberger Hügelland	N Mauer						* = Terrassenniveau vorhanden

Abb. 137. Die Altersbeziehungen der plio-pleistozänen Schotterkörper im weiteren Donauraum Österreichs an Hand beispielhafter geologisch fundierter Terrassentreppen

mußte wohl stets neben der Brucker Pforte von der Donau benutzt worden sein, weil es sonst dem Fluß unmöglich geworden wäre, nach Aufgabe der Brucker Pforte ohne vorher geleistete Eintiefung in die Enge von Hainburg – Theben überzuwechseln. Das bestätigen auch Donausandvorkommen in den hochliegenden Spalten- und Karsthöhlen von Deutsch-Altenburg.

Für die Korrelation der Terrassenabfolgen der Donau erwies sich eine altersorientierte Berücksichtigung des Auftretens von Vollschotter-spektralen wenig geeignet, weil solche in allen Niveaus neben dem vorherrschenden Bild des Quarzrestschotter angetroffen werden können. Ihr Vorhandensein hängt weitgehend von der einstigen Exposition des Geröllmaterials gegenüber Bodenlösungen ab, wie das an instruktiven Aufschlüssen im Nibelungengau oder Arbesthaller Hügelland studierbar ist. Das Eindringen derartiger chemisch aggressiver Oberflächenwässer erfolgte ungleichmäßig, vielfach taschenförmig und ohne Störung des Komponentengefüges.

Vornehmlich wurden die kalkigen Anteile, bei längerer Dauer oder Wiederholung des Prozesses aber auch alle anderen Sediment- und anfälligeren Kristallingesteine angegriffen, zermürbt, vergrust und schließlich vom Grundwasserdruck ausgeschwemmt. Einzig verbleibende Spur ehemaliger Buntheit des Gerölles ist eine in den Donauschottern allerdings nicht häufig beobachtbare Konglomerierung der Quarzrestschotter durch kalkiges Bindemittel.

Die hochgelegenen Vollschotterfunde aber sind wertvolle Indikatoren zur Feststellung des Einzugsgebietes der vermutlich schon pliozänen Donau. Es war – soweit es österreichisches Gebiet anbelangt – weitgehend mit dem heutigen Tributärgerinnenetz identisch. Von Wichtigkeit ist ferner die Unterscheidung der Geröllfracht des Stromes von den Debrislieferungen seiner Nebenflüsse, sowie der Vergleich von deren Schuttmassen untereinander, wodurch nämlich interessante Veränderungen vorzugsweise in den Unterläufen von Enns und Traisen offenbar

werden. Während bereits für die Enns im Altpleistozän die gleichzeitige Mitbenützung des gegenwärtigen Url- und anschließenden Ybbstales aufgezeigt werden konnte, beschwört die vielfältige Terrassentreppe der unteren Traisen eine sehr lebhaft Talgeschichte ab dem Oberpliozän herauf. Sie erzählt von einer längerfristigen Mitentwässerung und damit erst Schaffung der breiten Anlage des jetzigen Fladnitztales und von einer einmaligen Einnahme des heute von der Perschling durchströmten Talabschnittes zwischen Kapelln und Atzenbrugg während des „Riß-Hochglazials“ durch die Traisen.

Im übrigen verhindert eine geologische Betrachtungsweise der jungen fluviatilen Akkumulationskörper folgenschwere Verwechslungen mit ähnlich ausgebildeten, aber weitaus älteren Psephiten. Das war besonders für den Kremser Raum von großer Wichtigkeit. Dort hatten in z. T. alten und überholten geomorphologischen Voraussetzungen begründete Schwierigkeiten im Auseinanderhalten dreier Geröllschüttungen (Hollenburg-Karlstettener Konglomerat, Hollabrunner Schotterkegel und Donauterrassenschotter) der terrassenmorphologischen Situationsabklärung bisher störende Hindernisse in den Weg gestellt. Der geologischen Kartierung ist jedoch die Ausschaltung erkenntnishemmender Fehleinschätzungen und der somit erfolgreiche Einbezug dieses Gebietes in überregionale Erfahrungswerte gelungen.

Im Zuge der geologischen Aufnahmen in Bereichen ohne junge tektonische Absenkungen hatte sich spontan eine ungefähr stetig gleichbleibende, zum heutigen Gefälle der Donau zu meist entsprechende Stufung der Terrassensockel ergeben. Die Erfassung ihrer relativen Höhen über dem Normalwasserspiegel des Stromes erbringt viel zuverlässigere Werte als etwa die bis jetzt übliche Beachtung meist zufallsbedingter Oberflächenformen (vgl. Abb. 137). In der Melker Gegend konnten die vorläufig höchsten Donauschotter mit einer Basis von ca. 180 m über dem Fluß (= *Niveau N Mauer*) festgehalten werden. Im einstweilen geologisch noch nicht begangenen Hügelland westlich Amstetten (Viehdorf – Öd – Strengberg) verbergen sich vermutlich gleichartige oder zusätzliche Fluren nach oben oder unten. – 130 m relative Höhe weist die morphologisch stark beschnittene Gerölldecke von *Knocking* auf. Vergleichbare Relikte kommen nicht nur westlich und östlich der Wachau vor, sondern auch im unteren Abschnitt der Engstelle selbst, somit die frühe Anlage des Stromtriches über der späteren Epigenese veranschaulichend. Größere Schottermächtigkeiten erreicht die Flur auf dem Schüttenberg im Arbesthaler Hügelland. – Die *Rosenfeld-Flur* mit

einer Grundfläche etwa 105 m über der Donau tritt noch teilweise in ausgeprägten Ebenheiten auf und ist am Strom fast durchgehend vorhanden. In den oft sehr mächtigen Gerölldecken sind Vollschotterspektren nicht selten. – Einen weiteren selbständigen Schotterwurf repräsentiert die *Schneiderberg-Terrasse*, die zirka 90 m über dem Fluß entwickelt ist. – Darunter mit ungefähr 75–80 m relativem Abstand zum Donaumittelwasser folgt die *Wachberg-Flur*. – Die Terrasse *S Traismauer* liegt 65 m hoch über der Donau und findet sich zwar zumeist nur in Resten, jedoch immer wieder am Strom. – Überreste des Niveaus *N Hochstraßberg* (45 m über dem Flußlauf) sind flächenmäßig recht unterschiedlich überliefert. Sie stellen die erste Verbindung zu sicher pleistozänem und glazigenem Wirken her, können sie doch bereits mit dem Älteren Deckenschotter alpiner Nebenflüsse parallelisiert werden. – Äquivalenten des Jüngeren Deckenschotters entsprechen die Terrassen von *Lehen* (25–30 m über der Donau) und *S Ornding* (17 m über dem Strom). Sie sind häufig weitläufig erhalten und beinhalten die meisten „Felsterrassen“ an der Donau. In ihrer Zweiteilung kommt sehr schön die für das „Mindel“-Glazial befürwortete Zweiphasigkeit extremer Eisbedeckung zum Ausdruck. – Die *Gänserndorfer* Terrasse ist an der Donau erst ziemlich weit im Osten der Erosion entgangen, doch hat sie im Bereiche des Sandriedels östlich von Mitterndorf im Perschlingtal mit der in sie übergehenden Traisen-Hochterrasse einen wichtigen direkten stratigraphischen Bezugspunkt. Die Gänserndorfer Terrasse und gleichalterige Fluren sind bei Stockerau und Wien, vor allem aber im nördlichen Marchfeld verbreitet. Dort könnten bedeutende Flächen der Ebenheit durch junge Absenkungen unter das Niveau der Jüngeren Anteile der Heutigen Talböden verstellt worden sein (Aderklaa, Markgrafeneusiedl – Obersiebenbrunn – Leopoldsdorf und Haringsee – Lasee). Gleichalte Bildungen sind im südlichen Wiener Becken die stark kryoturbar durchkneteten *Älteren Steinfeldschotter*, welche, durch junge Tektonik abgesetzt, von den Jüngeren Steinfeldschottern stockwerkartig überlagert werden. – Bei Ornding, am südlichen Ufer des Wachauausganges, vor allem im größeren Teil des sich südlich der Donau entfaltenden „Tullner Feldes“ sowie bei Gerasdorf nördlich und mit der *Mannswörther „Zwischenterrasse“* auch östlich von Wien sind hohe, mehr oder weniger breit überlieferte Talbodenleisten der an der Oberfläche gestaffelten Donauniederung erhalten, die sich deutlich von den tieferen Teilfeldern bei gleicher Sockelhöhe unterscheiden. Von diesem *Älteren Anteil der Heutigen Talböden* wird das seltene Auftreten

örtlich begrenzter und untief eingreifender Kryoturbationen („Tullner Feld“, nördlich Gerasdorf, Mannswörther „Zwischenterrasse“) bzw. eine geringmächtige Auflage lößähnlichen Sedimentes (Ornding) auf sonst nackt ausstreichender Gerölloberkante gemeldet. Es sind das Zeugen des im endenden Spätglazial noch einmal wirksamen periglazialen Klimaeinflusses auf die zuvor im „Würm-Hochglazial“ geschüttete Schotterfracht. Der Ältere Anteil der Heutigen Talböden entspricht also der alpinen Niederterrasse. Die Traisen-Niederterrasse westlich Traismauer korrespondiert sehr gut mit jener alten, von der Erosion verschont gebliebenen Talbodenleiste im Osten von Traismauer, was demnach einen weiteren stratigraphischen Fixpunkt für die tiefen Donauterrasseneinheiten im fernerer Periglazialraum bedeutet. Die als höheres Stockwerk ohne periglaziale Gefügestörungen meist flächenhaft ältere Geröllakkumulationen abdeckenden *Jüngeren Steinfeldschotter* repräsentieren im südlichen Inneralpinen Wiener Becken zeitgleiche Lokalschüttungen (Piesting, Triesting, Schwechat, Schwarza + Pitten = Leitha, etc.). Aus der Umgebung von Tattendorf sind darauf schwächere lößähnliche Deckschichten bekannt geworden. Auf Grund ihrer Ausbildung konnten jüngst auch die *Seewinkelschotter* als „hochwürmzeitlich“ abgelagerte, spätglazial örtlich kryoturbat gestauchte Lokalgerölllieferungen der Raab identifiziert werden. – Von den Resten des mit der alpinen Niederterrasse parallelisierbaren Älteren Anteiles der Heutigen Talböden werden in wechselnder Breite und Abfolgevollständigkeit durch maximal drei jeweils nur wenige Meter hohe Stufen die *Jüngeren Anteile der Heutigen Talböden* abgesondert. Damit werden jetzt alle morphologischen Elemente unterhalb echter Niederterrasse zusammengefaßt, die durch Klimaschwankungen verursachten, (spät- bis) postglazialen weiträumigen Eintiefungs- und Umlagerungsprozessen im „letzteiszeitlichen Hochglazial“ deponierten Schotterkörper ihre Entstehung verdanken. Die durch niedrige Geländestufen in Richtung zum rezenten Donauebett hin voneinander abgesetzten Teilfelder der Niederflur sind keineswegs über das Spätglazial hinaus fortgesetzt abgelagerte bzw. nach späteren wiederholten, tiefgreifenden Erosionsphasen selbständig akkumulierte Schotterwürfe. Der gletscherferne Donauraum war damals schon längst dem Einfluß gletschernahen Wechsels von Aufschotterung und Ausräumung entrückt. Die Restvergletscherung im Gebirgsinneren hatte nicht mehr die Kraft, eine Terrassenbildung an der Donau, ja nicht einmal mehr eine solche an den Unterläufen der aus den Alpen strömenden Flüsse zu bestimmen. Es war die Donau selbst,

die die Anlage der jüngeren Niederflurteilfelder prägte, darauf sich die einmündenden Nebengerinne einstellten (= „tiefere Niederterrassenstufen“ an Traun, Enns, Ybbs, Erlauf und Traisen). Die Jüngeren Anteile der Heutigen Talböden sind also Ausdruck der Eintiefungsleistung des die Erosionsbasis diktierenden Vorfluters Donau während episodenhafter Klimafluktuationen. Derartige Umlagerungsvorgänge mit Involvierung der basalen „Blocklage“ und Einverleibung „würmzeitlichen“ Fossilgutes können im Talquerschnitt des Stromes, vom gegenwärtigen Bett ausgehend, bis zum Niederterrassenabfall laut Radiokarbondatierungen daraus geborgener Baumstämme mindestens seit dem Präboreal angenommen werden (über 9000 Jahre alte Hölzer aus dem „Unteren Niederterrassenfeld“ des Linzer Beckens, aus dem „Feld“ des Tullner Beckens und aus der ungegliederten „Prater-Terrasse“ des Wiener Beckens). Eine zweite Eintiefungs-, Vermischungs- und Ausräumungsphase wird für das Jüngere Atlantikum und Subboreal im Talbereich der *Hochflutfelder* des Linzer Raumes, des *Donaufeldes* des Tullner Raumes und der ungegliederten „Prater-Terrasse“ des Wiener Raumes aufgezeigt (3000 bis über 4000 Jahre alte Bäume). Gleichartige Prozesse wie bisher, nämlich Umlagerung des *gesamten* Schotterkörpers bis zur Blocklage und Annagen höherer Randleisten mit älterem Fossilmaterial, fanden innerhalb des vor der Stromregulierung zur Gänze durchpulsten Auengürtels seit der historischen Zeitenwende statt (in der *Aue* des Linzer und Tullner Beckens sowie in der „Zone rezenter *Mäander*“ des Wiener Beckens).

Die meisten der berühmten Fundstellen *fossiler Bodenbildungen* aus dem weiteren Donauraum liegen in terrassenmorphologisch nicht näher definierbaren Positionen als Bestandteil mächtiger Lößfolgen ohne Terrassenschotterbasen vor. Gegenwärtig sind von geologischer Seite Untersuchungen im Gange, die u. a. durch die Intensität ihrer Rotfärbung unterscheidbaren Paläoböden zumindest in den relativen Altersbeziehungen mittels ihrer jeweils eindeutig tiefsten Auflagerungen auf klar erfaßbaren Geröllebenheiten der vollentwickelten Terrassentreppen am gesamten Strom zu fixieren. Als vorläufiges Ergebnis zeichnet sich auf der einheitlichen Terrassensequenz des Donaulaufes innerhalb Österreichs die folgende Situation ab: Die sogenannten *Blutlehme* (etwa von der Rudolfsziegelei in Wien oder von Stranzendorf im nördlichen Tullner Becken) steigen bis auf das Niveau S Traismauer (65 m über dem Strom) hinunter und liegen dort der Schotteroberfläche direkt auf oder sind als Matrix in die hangenden Geröllteile eingeschwemmt. Sie sind demnach ältestpleistozäne

bis spätpliozäne Bildungen. Das lange Zeitintervall schließt die Möglichkeit mehrmaliger Entstehungsphasen bei ähnlicher klimatischer Präferenz nicht aus. Wie weit eine Abtrennung des vergleichsweise nur wenig blasseren *Kremser Bodens*, der noch eine Terrassenstufe tiefer (N Hochstraßberg = 45 m über der Donau) zu beobachten ist, vertretbar erscheint, kann noch nicht entschieden werden. – Eine sichere stratigraphische Marke besteht in der *Göttweiger Verlehmszone*, deren Rotböden am gesamten Stromverlauf und an den Unterläufen von Nebenflüssen den Schottern einschließlich der alpinen Hochterrasse und deren Äquivalenten im Donautal unmittelbar aufrufen bzw. in diese durch Eisstauung eingewürgt worden sind. Diese Bodenverwitterung erfolgte in der dem „Riß-Hochglazial“ anschließenden Warmzeit (= „Riß-Würm-Interglazial“). – Der *Paudorfer Leimen*, der im locus classicus über dem fossilen Boden von Göttweig liegt, was sein geringeres Alter bestätigt, konnte bisher nirgends auf einer Geröllterrasse direkt auflagernd gefunden werden. Es ist das ja in seiner Entstehungszeit begründbar. Die nach der Warmzeit von Göttweig eintretende Abkühlung führte bis zu tundrenartigen Klimaverhältnissen (was im Löß zwischen den Paläoböden von Göttweig und Paudorf und im „Spätriß“ des „Interglazials von Mondsee“ dokumentiert ist). Die nachfolgende Warmzeit von Paudorf fand also eine vorwiegend von äolischen Sedimenten eingehüllte Landschaft vor, darauf es allmählich zur neuerlichen Bodenbildung kam. Die Aufschüttung der Niederterrassen geschah dagegen erst nach dem Ende dieser positiven Klimaschwankung zur Zeit des „Würm-Hochglazials“ mit extremer Eisausdehnung. Das aber verweist wieder deutlich auf die ausschließlich klimatogen gesteuerte Genese von Schotterterrassen im näheren und fernerem Ostalpenbereich. Die beträchtliche Erwärmung während der Entstehung des Bodens von Paudorf wird besonders durch die daraus gewonnenen Schneckengemeinschaften beleuchtet, die als ein „Interglazial“ charakterisierend angesprochen worden sind. Mit 32.000 Jahren v. h. eingestufte junge Deckschichten auf Älterem Deckenschotter bei Haag lieferten im Donauroum zusätzliche klimatische Informationen für diesen Zeitabschnitt. Sie führen mit ihren Pollenspektren eine in Zusammensetzung und Dichte den

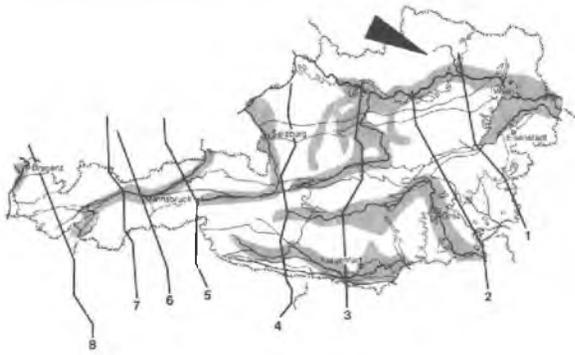
heutigen Umständen sehr ähnliche Vegetation vor Augen. – Auf echter Niederterrasse findet sich gelegentlich ein lößartiges Sediment in geringerer Mächtigkeit. Sonst kommen auf den heutigen Talböden neben nicht selten aufscheinenden Aulehmen nur lokal schwarze Humuszonen vor. – Alle diese im ganzen betrachtet doch eher spärlichen Reste ehemaliger Böden vertreten die weitaus größeren Zeiträume des Pleistozäns und Oberpliozäns, darauf soll noch einmal aufmerksam gemacht werden.

Der äolisch deponierte *Löß*, der wohl hauptsächlich der letzten Periode extremer Eisexpansion entstammt und nur dort als älter erkannt werden kann, wo ihn fossile Böden bedecken, nimmt große Flächen des Donaubereiches ein, dabei in westlicher Richtung infolge des niederschlagsreicheren Klimas allmählich verlehmsend. – Im Flachland des Marchfeldes sind weite Areale von Flugsanden überliefert. Der braune, kalkfreie *Ältere Flugsand* bedeckt nicht nur bedeutende Teile der Gänserndorfer Terrasse mit manchmal beachtlichen Dünenbildungen, sondern ist auch lokal auf der Terrasse von Scyring im Westen und auf der Schloßhofer Platte im Osten verbreitet. Das läßt auf „hochwürmzeitliches“ Entstehungsalter schließen. – Die *Jüngeren Flugsande* (grau und kalkreich) beschränken sich dagegen auf die Jüngeren Anteile der heutigen Talböden und verschütteten dort hallstatt- und römerzeitliche Kulturreste.

Junge latente, aber permanente *tektonische Absenkungen* sind im Inneralpinen Wiener Becken nachgewiesen. 100 m z. T. weit überragende Schottermächtigkeiten im Raume Weikersdorf – Ternitz oder im Verlaufe der zentral gelegenen *Mitterndorfer Senke* beweisen solche Bewegungen im südlichen Beckenabschnitt, die in jenen nördlich der Donau keine unmittelbare Fortsetzung finden, sodaß die gegenwärtige Donau auf einer Art Schwelle dahinströmt. Die bis über 130 m mächtigen *Schotterwannen* von Haringsee – Lassece und Markgrafneusiedl – Obersiebenbrunn – Leopoldsdorf sowie die bis 40 m tiefe Senke von Aderklaa bilden unabhängige Eintiefungsgebiete. Alle Schotterwannen aber beinhalten zumindest sicher noch mittelpleistozänes Geröllmaterial, vielleicht noch älteres.

Literatur: FINK J. et al. 1976; FUCHS W. 1964, 1968a, 1972, 1974, 1962–1976, 1977; GRILL R. 1962, 1968, 1970–1977; SCHAFFER F. X. & GRILL R. 1951.

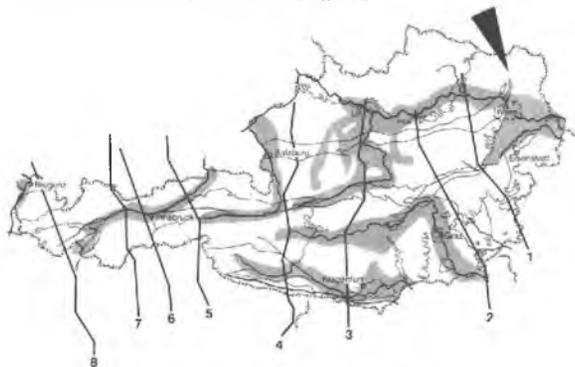
3.13.3.2. Die Böhmisches Masse



Das stete Aufsteigen des Großraumes seit dem Tertiär zwang die Flüsse zu verstärkter Tiefenerosion, was in der Zerschneidung uralter Flächensysteme schön zum Ausdruck kommt. Zur Zeit der letzten alpinen Extremvereisungsphase (= „Würm-Hochglazial“) entstanden auf den Höhen des Böhmerwaldes im heutigen Grenzgebiet kleine Kargletscher. Sonst beschränkten sich die periglazialen Klimaeinflüsse darauf, in Granitarenalen durch solifluidale Abwanderung z. T. sehr alter Verwitterungsschichten die sogenannten *Wollsackbildungen* und *Granitburgen* freizulegen. Zahlreiche Hochmoore umfassen Vegetationsprofile vom Spätglazial bis in die Gegenwart.

Literatur: FUCHS W. 1962–1976; NAGL H. 1972.

3.13.3.3. Das Weinviertel

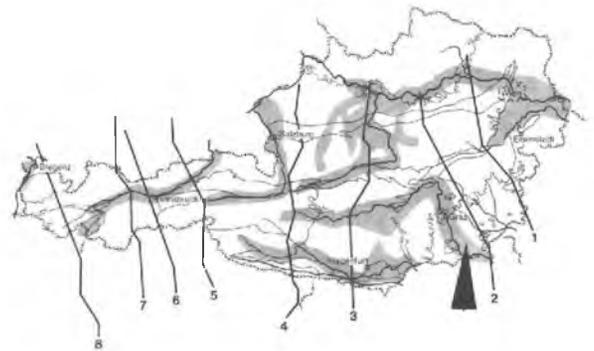


Die Altersdeutung der häufig fragmentär überlieferten Ablagerungen dieses Zeitabschnittes ist nicht leicht. Weitflächige talungebundene Abtragungssysteme im östlichen Weinviertel mögen sich etwa ab dem Daz nach dem Verschwinden des „Pannonsees“ geformt haben. Vielleicht bestanden Zusammenhänge mit Verebnungen auf den Kalkgebieten der Waschbergzone. Mit dem Pleistozän soll dann durch Zertalung und Riedelbildung die ursprünglich flächenhafte Abtra-

gung von nun talgebundener Erosion ostwärts abgelöst worden sein. Eine Einbindung der lokalen, vielfach noch ausschließlich geomorphologisch charakterisierten Schotterebenenheiten in solche der March oder gar der Donau ist schwierig. Eine wohl sehr lückenhafte Geröllsequenz vom ältesten bis zum jüngeren Pleistozän dürfte mit den Niveaus der *Mühlbergflur* in 220 m, der *Zistersdorfer Fläche* in 200 m, der *Großen Thorstätten* in 180 m und der *Gerichtsfeldterrasse* bei Hohenau in 165–170 m Seehöhe vorliegen. Auch ihre Entstehung ist an die bekannte Klimarhythmik gebunden. Die aus den hohen Schottern bestimmten Wirbeltierfaunen entsprechen jenen der höchsten Donauterrassen im Wiener Bereich. – Neben der Wiener Pforte bestehen auch im Kreutz- und Zayatal epigenetische Talstrecken. – Zeitlich unklare Terrassenfolgen sind auch aus dem Laaer Becken beschrieben. – Die berühmten Paläobodenstationen etwa von Oberfellabrunn, Weinsteig oder Stillfried sind momentan Gegenstand geologischer Untersuchungen hinsichtlich ihrer stratigraphischen Identität.

Literatur: GRILL R. 1968; SCHLEGEL W. 1961.

3.13.3.4. Das Murtal im Steirischen Becken



Mindestens 135 km vom im Gebirgsinneren steckengebliebenen „Würmgletscher“ entfernt, bereitet schon die stratigraphische Zuordnung der jüngeren Terrassen im vorliegenden Murtalabschnitt Schwierigkeiten. Darüber hinaus sind aber hier noch alte und sehr alte, in die Alpen weisende Geröllfluren erhalten, deren einstige sicherlich gleichfalls klimatogen verursachte, glazifluviale Wurzeln indessen längst im Gebirge verschollen sind. Besonders vollzählige und schöne Terrassenfolgen sind aus dem Raum von Leibnitz und Graz bekannt.

Im Oberpliozän hatte zunächst noch weitflächige Abrasion und gleichzeitige Herausformung von gegen Osten verflachenden Fußflächen statt-

gefunden. Ab dem späteren Oberpliozän lösten an Intensität zunehmende episodenhafte Klimaschwankungen die vorher langfristig weitgehend ausgeglichenen Klimaverhältnisse ab. Das führte jetzt zu talgebundener Erosion und zur Schaffung des Riedellandes. – Diesem spätpliozänen bis ältestpleistozänen Zeitabschnitt entstammen wohl die Reste der sogenannten *Oberen Terrassengruppe*, die bis 140 m über der heutigen Mur gelegen sein können. Darin unterscheidet sich eine höhere Flur mit grobkörnigen Quarz- und Kristallinschottern ohne Lehmkappe von einem tieferen Flurenkomplex, der über basalen Kristallingeröllen mächtige Lehmschichten führt. Beide Einheiten können in aufgelösten und z. T. in ihrer Position sehr fraglichen Relikten bis Frohnleiten flußaufwärts verfolgt werden. – Im Grabenland östlich von Leibnitz findet sich dann eine *Mittlere Terrassengruppe* entwickelt. Sie besteht aus der älteren, vermutlich „günzeitlichen“ *Rosenbergterrasse* in 370–380 m Seehöhe und der jüngeren „mindelzeitlichen“ *Schweinsbachwaldterrasse* in 320–330 m Seehöhe. Beide weisen bloß geringmächtige Schotterkörper aus verwitterten kristallinen Geschieben auf, werden aber von bis zu 20 m dicken *Staublehm* überlagert, die durch Einschaltung fossiler Böden gliederbar sind. Im Weichbild von Graz wird dieser Terrassengruppe die *Kaiserwaldterrasse* zugerechnet. Über 40–50 m über der Mur gelegene Schotterreste werden als damit analoge Bildungen über Gratkorn und Frohnleiten hinaus bis Bruck/Mur korreliert. – Im „Riß-Hochglazial“ wurde die *Helfbrunner Terrasse* (250–260 m über NN) mit ihrer reichlichen Kalkkomponentenführung innerhalb des sonst eintönigen Quarz-Kristallinschotterspektrums geschüttet. Sie ist im Leibnitzer und Grazer Raum

vertreten, im letzteren wird auch noch die *Windorfer Flur* für gleichalterig erachtet. Vergleichbare Schotterreste bei Peggau und Frohnleiten sollen zu jenen 70–80 m über dem Fluß befindlichen Terrassenrudimenten von Bruck/Mur überleiten. Die Schotter der Helfbrunner Terrasse tragen relativ wenig Staublehm mit gelegentlicher schwacher basaler Bodenbildung des „Riß-Würm-Interglazials“. – 20–30 m mächtige Kalk- und Kristallinschotter bauen den kaum geschichteten, ungliederten und erosiv weitgehend unversehrten Geröllkörper der besonders nach den Talengen von Gösting im Grazer Feld und von Wildon im Leibnitzer Feld breit entfalteten *Haupt- oder Steinfeld- Bahnhofterrasse* auf mit einem deutlich mehrere Meter über der heutigen Mur gelegenen Tertiärsockel. Ihr Gefälle ist indes größer als das gegenwärtige, sodaß sie bei Spielfeld unter jüngere Umlagerungsfluren verschwindet. Sie kann die Mur aufwärts einigermaßen mit der alpinen Niederterrasse bei Judenburg in Verbindung gebracht werden. (Die anderen Flüsse des Steirischen Beckens und seines Randgebirges – wie Sulm, Kainach, Raab etc. – hatten als sogenannte „*autochthone*“ Gerinne nie Bezug zur Vergletscherung.) Die „Würm“-Terrasse trägt lokal einen Verwitterungsboden und etwas Staublehm (vgl. Donaauraum!). – Bis zu 10 m tief in die Steinfeldterrasse eingesenkt ist das heutige Auengelände der Mur, das ähnlich der Situation an der Donau episodenhafte klimabedingte Umlagerungs-, Eintiefungs- und Ausräumungsphasen in Form einer Staffelung der *Heutigen Talböden* erkennen läßt.

Literatur: FABIANI E. 1971; FLUGEL H. 1975 a; PASCHINGER H. 1974.