

Das Inngletschersystem während des Würm-Glazials

J.M. REITNER

Das Inngletscher-Gebiet (s. Abb. 1), eine Typusregion des Würm-Glazials (Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie, SEQS; CHALINE & JERZ, 1984), steht schon lang im Fokus der wissenschaftlichen Forschung. So basieren entscheidende Erkenntnisse zur Mehrphasigkeit der alpinen Vergletscherung auf Evidenzen aus dem Inntal und dessen Umgebung (s. PENCK, 1882). Basierend auf einer Reihe von Vorarbeiten wurde in den 1980er Jahren im Rahmen der SEQS der Versuch unternommen, den letzten Glazialzyklus, das Würm-Glazial ($\sim 130 \pm 11,7$ ka), auf Grundlage litho- und biostratigraphischer Kriterien in Früh-, Mittel und Spätwürm bzw. Unteres, Mittleres und Oberes Würm (s. Abb. 2) zu gliedern (CHALINE & JERZ, 1984). Im Folgenden wird ein kurzer Abriss zur Klimaentwicklung, zur Chronologie der Vergletscherung und glazialen Dynamik (s. Abb. 3) auf Grundlage der Evidenzen im Inngletschersystem und benachbarter Gebiete gegeben.

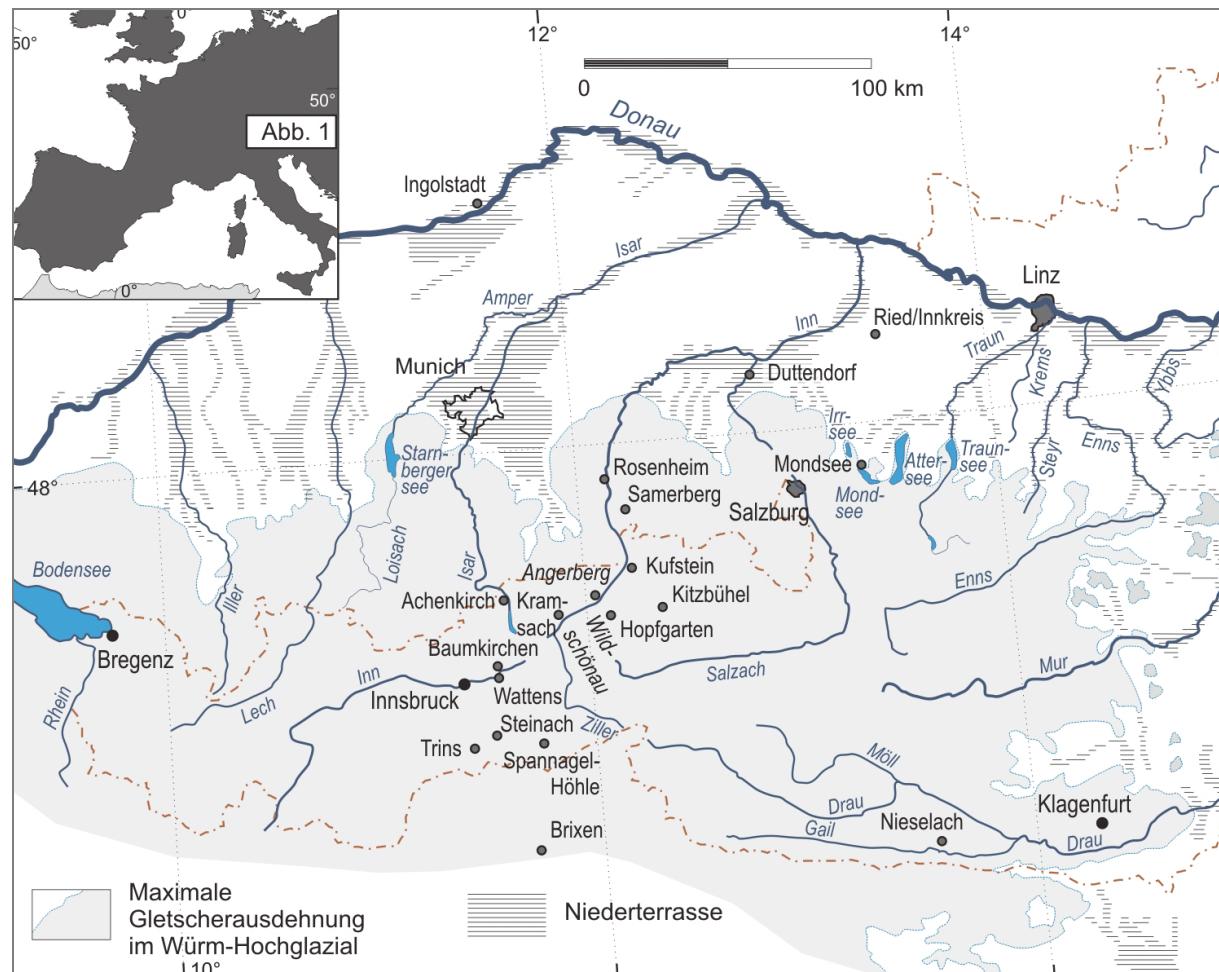


Abb. 1: Karte der quartären Landschaft von Österreich mit der Maximalausdehnung der letzten Vergletscherung im Würm-Hochglazial und deren Schmelzwasserablagerungen (Niederterrasse) (nach VAN HUSEN, 2000; modifiziert aus VAN HUSEN & REITNER, 2011). Alle im Text erwähnten Lokalitäten sind in dieser Abbildung zu finden.

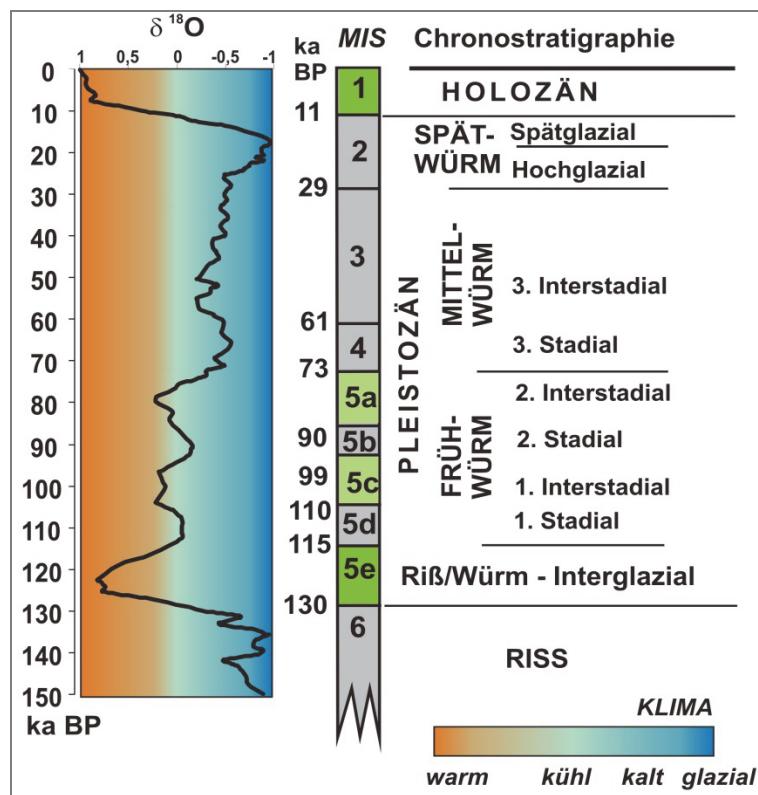


Abb. 2: SPECMAP mit Zeitskala und den Marinens Isotopenstufen (MIS) nach MARTINSON et al. (1987) sowie mit der Nomenklatur nach CHALINE & JERZ (1984). Die Grenze zwischen Mittel- und Jungpleistozän liegt zwischen MIS 6 und MIS 5e. MIS mit gut definierten Waldphasen sind grün markiert.

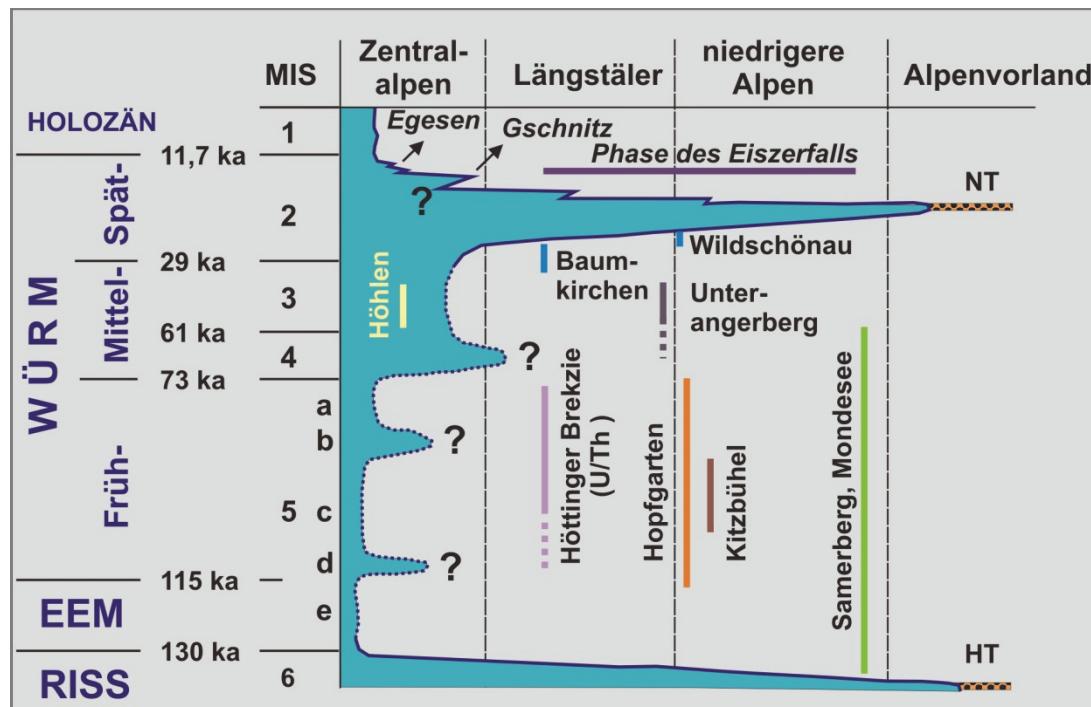


Abb. 3: Zeitliche Entwicklung der Eisausdehnung (aus VAN HUSEN, 2000) sowie schematische Darstellung der zeitlichen Reichweite der im Text erwähnten Klimaarchive.

Riß/Würm-Interglazial (Eem; MIS 5e) – Frühwürm (MIS 5d–5a)

Geologische Evidenzen für das Riß/Würm-Interglazial (Eem, ~130–115 ka BP; ~ Marine Isotopenstufe – MIS 5e) sind im Inngletschersystem spärlich. Belege für die Höhenlage des Talbodens im Inntal während dieser Zeit fehlen bis dato. Palynologische Daten von der Lokalität Samerberg (GRÜGER, 1979) und auch von Mondsee (DRESCHER-SCHNEIDER, 2000) belegen für den Höhepunkt eine Eichenmischwald-Vegetation unter etwas wärmeren Bedingungen als heute (mittlere Jahrestemperatur $+2 \pm 0,6$ °C nach Speleothemdaten, MEYER et al., 2008; etwa 2 °C höhere Sommertemperatur nach Pollendaten, KLOTZ et al., 2004). Am Übergang zum Würm-Glazial im Speziellen zum Frühwürm (FW; 115–73 ka) brachen die Wälder rasch zusammen (DRESCHER-SCHNEIDER, 2000). Am Alpenrand herrschte während des 1. FW-Stadials eine Vegetation typisch für eine Waldgrenzsituation mit kleinen Baumgruppen bestehend aus *Pinus* (Kiefer), *Pinus cembra* (Zirbe) und *Salix* (Weide). Sauerstoffisotopendaten aus Höhlen (z. B. Entrische Kirche / Ausgang Gasteiner Tal; MEYER et al., 2008) deuten auf geringere Temperaturen – um 6–9 °C (5–7 °C) im Winter und bis zu 3,5 °C im Sommer (gegenüber dem vorhergegangenen interglazialen Niveau) – hin. Mächtige Sedimentfolgen in Hopfgärten (Brixental) belegen, dass während der beiden FW-Stadiale (MIS 5d & MIS 5b) infolge der Absenkung der Frostschuttgrenze eine starke Aggradation (Talaufhöhung) erfolgt war. Die Lokalgletscher erreichten allerdings in den Tälern der Kitzbüheler Alpen nicht einmal die Maximalausdehnung während des Würm-Spätglazials (s. REITNER, 2005, 2007). Diese generell geringe Eisausdehnung spiegelt sich auch in Calcit-Zementen der Höttinger Brekzie wider, deren Isotopie und U/Th-Datierungen für MIS 5c–5a Eisfreiheit im Raum Innsbruck bezeugen (SPÖTL & MANGINI, 2006). Mit dem 1. FW-Interstadial setzt erneut die Wiederbewaldung ein, wobei Fichtenwälder mit zum Teil Eichenmischwald-Elementen bzw. Tanne (*Abies*) dominierten. Dokumente dieser günstigen Klimaphase liegen insbesondere im Tal der Kitzbühler Ache vor, wo über Schieferkohlen und anderen organischen Reste führenden Ablagerungen bei Aurach, Kitzbühel und St. Johann ein Talboden nivau (40–70 m über Heutigem) rekonstruiert werden konnte (REITNER & DRAXLER, 2002; REITNER, 2005). Als Folge des erneuten Klimarückschlages des 2. FW-Stadials (MIS 5b) konnten sich am Alpenrand nur mehr kleinere oder größere Baumgruppen bestehend aus Föhren und Zirben halten (DRESCHER-SCHNEIDER, 2000). Diesem folgte die Fichtenwald-Phase des 2. FW-Interstadials, das allerdings deutlich kühler getönt war als das vorhergegangene Pendant (DRESCHER-SCHNEIDER, 2000).

Inwiefern das Frühwürm auch der Bildungszeitraum zumindest eines Teiles der mächtigen Höttinger Brekzie war, wie es Lumineszenz-Datierungen von zwischengeschalteten lössähnlichen Ablagerungen (GEMMELL & SPÖTL, 2009) andeuten sowie U/Th-Alter von Zementen (SPÖTL & MANGINI, 2006; OSTERMANN, 2006) möglich erscheinen lassen, ist derzeit noch nicht befriedigend geklärt.

Die prägende Bedeutung gravitativer Prozesse für die Gestaltung des Talraumes im Frühwürm ist jedenfalls aus den neuesten Untersuchungen vom Unterangerberg (Unterinttal) ersichtlich. So belegen neueste Lumineszenzdatierungen von R. Starnberger (Institut für Geologie, Universität Innsbruck), dass die Platznahme der ursprünglich für tektonische Schollen gehaltenen und erst unlängst als Gleitmassen erkannten „Bergstürze“ vom Butterbichl (GRUBER et al., 2009) und Mariastein (GRUBER, 2009) sehr wahrscheinlich in diesem Zeitraum erfolgt war.

Mittelwürm (MIS 4–3) und Übergang zum Spätwürm (MIS 2)

Die erste Phase des Mittelwürms (73–29 ka) zwischen 73 und 60 ka (MIS 4) ist in den Pollenprofilen des Alpenrandes (Mondsee und Samerberg) z. T. durch starke Sedimentumlagerung gekennzeichnet und nur bruchstückhaft erhalten, sodass detaillierte paläoklimatische Aussagen nicht möglich sind (DRESCHER-SCHNEIDER, 2000). In Summe wird aber Waldlosigkeit angenommen (GRÜGER, 1979). So belegt auch der Pollengehalt der Bändertone von Schabs (nördlich Brixen / Südtirol in 160 m über heutigem Talboden), welcher aufgrund der Datierung eines Wacholderastes ein ^{14}C -Alter von $64,4 \pm 0,4$ ka BP aufweist (FLIRI, 1978), eine offene Kaltflora, eventuell eine Kältesteppe (FLIRI,

1973b). Damit ist weiters für diesen Zeitraum eine starke fluviatile Schüttung (Aggradation) unter sehr kühlen und trockenen Klimabedingungen dokumentiert. Bis jetzt sind aber keine dieser Phase zuordenbaren glazigenen Ablagerungen gefunden worden, die Aufschlüsse über die Paläogeographie und insbesondere die damalige Gletscherausdehnung geben.

Der jüngere Mittelwürmabschnitt (MIS 3, 60–29 ka) ist gemäß den Grönland-Eisbohrkernen durch einen mehrfachen Wechsel von extremen Klimaschwankungen mit jeweils langsamer Abkühlung gefolgt von rascher Erwärmung (Dansgaard-Oeschger-Event) geprägt. Große Abschnitte dieser Zyklen spiegeln sich in den Sauerstoff-Isotopenkurven zentralalpiner Höhlen (z. B. in den Zillertaler Alpen) wider, wo Speleothemwachstum trotz der Bedeckung des Karstsystems durch temperierte Gletscher möglich war (SPÖTL et al., 2006). Obwohl eine Übersetzung der Isotopendaten in absolute Temperaturwerte gegenwärtig nicht möglich ist, ist aus Vergleichen ersichtlich, dass die Warmphasen niemals holozänes und damit interglaziales Temperaturniveau erreicht hatten. Aus diesem Zeitbereich sind im Inntal beim Unterangerberg auch lakustrine Ablagerungen erhalten und durch Bohrungen aufgeschlossen (STARNBERGER et al., 2010).

Ein indirekter Hinweis für die Talbodenentwicklung im Unterinntal während des jüngeren Mittelwürmabschnittes MIS 3 ergibt sich aus der von KNEUSSL (1973; s. a. PATZELT, 2002b) untersuchten Tischofer Höhle (= Bären-Höhle; 600 m ü. NN) im Kaisertal östlich Kufstein (499 m), deren Niveau heute 80 m über dem Sparchenbach liegt. Die darin gefundenen mit ^{14}C auf 27.875 ± 485 BP ($\sim 32,7$ ka calBP) datierten Höhlenbärenknochen sind in etwa gleich alt wie jene der westlich Kufstein in 1485 m ü. NN gelegenen Pendling-Höhle (KNEUSSL, 1972). Das Vorkommen in der Tischofer Höhle belegt einerseits, dass der Talboden des Sparchenbaches und damit auch seines Vorfluters Inn zu diesem Zeitpunkt jedenfalls unter dem Niveau der Höhle lag. Andererseits untermauern beide Höhlenbärenfundpunkte, dass in dieser Phase auch in den höheren Berglagen noch Vegetations- und Klimaverhältnisse geherrscht haben, die Bären, anderen Tieren und Menschen das Leben ermöglichten (s. PATZELT, 2002b).

In den gleichen Zeitbereich fallen die Bänderschliffe von Baumkirchen (FLIRI, 1973a), die den bedeutendsten Beweis für die Eisfreiheit des Inntales auch für den jüngeren Abschnitt von MIS 3 liefern. Das Top dieses zumindest 180 m mächtigen Feinsedimentpaketes, das in seichten Seen mit mehr oder minder konstanter Wassertiefe abgelagert wurde, liegt in 750 m ü. NN und damit etwa 200 m über dem heutigen Inntal. Die Datierungen von Holzresten (*Pinus mugo/Sylvestris*, *Alnus viridis*, *Hippophae*) aus dem Abschnitt zwischen 655 und 681 m ü. NN. ergaben Alter von 31 und 27 ^{14}C ka BP, die gemäß der Kalibration in Kalenderjahre (vgl. STARNBERGER et al., 2011) ~ 28 und 36 ka calBP entsprechen. Die Großreste in Kombination mit der Pollenanalyse lassen eine bescheidene Vegetation in der Art einer Strauchtundra rekonstruieren und damit kühle Klimabedingungen wie sie heute im Bereich der Waldgrenze (2000 m ü. NN) herrschen. Dieser Befund wird auch durch Deuteriumanalysen der Hölzer gestützt, die eine um 5 °C niedrigere Mitteltemperatur für den Ablagerungszeitraum ergaben. Aufgrund der pollanalytisch determinierten, durchschnittlichen Sedimentationsrate von 5 cm/a (BORTENSCHLAGER & BORTENSCHLAGER, 1978) konnte auch der Zeitraum für das darüber liegende 70 m mächtige Feinsedimentpaket bis zum Top abgeschätzt werden. Daher ist davon auszugehen, dass diese Sedimentation noch etwa 1000 Jahre anhielt. Für die von PATZELT (2002a) vertretene These einer Eisfreiheit des Inntales bis mindestens 27 ka calBP spricht auch die Datierung eines *Larix*-(*Lärche*)-Holzrestes von Albeins im Eisacktal SW' Brixen (FLIRI, 1989) aus einer mächtigen Sand-Kies-Sequenz, die ein Ergebnis von $24 \pm 0,21$ ^{14}C ka BP ($\sim 28,6$ – $29,2$ ka calBP) erbrachte. In diesen Zeitraum fällt auch ein Mammut-Stoßzahn aus einer Schottersequenz entlang der Bregenzer Ache bei Hochwacht (E' Bregenz; DE GRAAFF, 1992) mit $23,9 \pm 0,4$ ^{14}C ka BP ($\sim 28,4$ – $29,3$ ka calBP).

Spätwürm (MIS 2) – Würm-Hochglazial

Die Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS; s. CHALINE & JERZ, 1984) definierte den Beginn des Oberen Würm und damit auch den Beginn des Würm-Hochglazials mit dem Einsetzen der Vorstoßschotter im Hangenden der Bänderschluffe von Baumkirchen. Diese sind typische „braided river“-Sedimente mit einer Kornvergrößerung gegen das stratigraphisch Hangende. Für den obersten Abschnitt passt die Art des Flussregimes am besten zu dem eines proximalen Sanders (FLIRI, 1973a).

In diesen Zeitbereich – Übergang Mittelwürm zu Spätwürm bzw. Hochglazial bzw. Anfang Hochglazial – dürfte auch die Bildung des Achenseedamms fallen, der hauptsächlich ein Produkt pro- und randglazialer Sedimente darstellt, die in Zusammenhang mit einem Vorstoß des Zillertalgletschers akkumulierten (POSCHER, 1994).

Die Eisaufbauphase im Inntal lässt sich durch eine wechselseitige Blockade des Inngletschers – der sich in der Umgebung von Landeck – Imst mit vier weiteren großen Gletschern vereinigte –, des Sillgletschers und des Zillergletschers erklären (VAN HUSEN, 2000; s. Abb. 4). Diese Situation resultierte in einer raschen Anhebung der Eisoberfläche und daher in einer beschleunigten Ausdehnung des Nährgebietes. Dieser rasche Eisaufbau führte zu einem frühzeitigen Überschreiten des Fernpasses und des Seefelder Sattels, den Wasserscheiden zum Loisach- und Isartal. Die außerordentlich hohen Gehalte an Kristallingeröllen in den Vorstoßschottern dieser zwei in den Kalkalpen gelegenen Talsysteme (DREESBACH, 1985), die hinsichtlich des Gletscherwachstums vergleichsweise kleine Nährgebiete in tieferen Lagen aufweisen, spiegeln diesen Prozess wider.

Die Evidenzen im Tiroler Unterland (Kartenblatt ÖK 88 Achenkirch und UTM 3213 Kufstein) fügen sich in dieses Bild eines beschleunigten Eisaufbaus in den Längstälern. So hatte der Inngletscher, der sich in diesem Abschnitt maßgeblich aus den Eismassen des Zillertals zusammensetzte, die Seitentäler südlich des Inntales erreicht, bevor die jeweiligen Lokalgletscher aus den Kitzbühler Alpen diese erfüllen konnten. In der Wildschönau führte das Vordringen des Inngletschers zum Aufstau der Schmelzwässer und zur Bildung von Eisstauseen, deren Seespiegel sukzessive anstieg und in die die Fronten von Inn- und Lokalgletscher kalbten, d. h. einen massiven Massenverlust durch Bildung von Eisbergen erlitten. Davon zeugen in der Wildschönau (Auffach und Umgebung; s. REITNER, 2008) einerseits Sedimentprofile mit Übergängen von lokalen fluviatilen zu glazio-lakustrinen Sedimenten mit Dropstones (aus gekritzten erratischen Lithologien wie Zentralgneis, Eklogit etc.) und mehr als 100 m mächtigen komplexen Deltasequenzen mit „ertrunkenen“ Deltakörpern (z. B. Delta-Bottomset über Topset). Demgegenüber bildet sich im Brixental (Raum Hopfgarten) die Dominanz des Inngletschers nur in der Geschiebelithologie der Grundmoränen ab (REITNER, 2005, 2010). Vergleichbare Ablagerungen wie in der Wildschönau, die eine Abdämmung im Zuge des Inngletschervorstoßes belegen und so eine Momentaufnahme in der fortgeschrittenen Eisaufbauphase dokumentieren, sind auch vom Bereich nördlich des Inn auf Blatt Achenkirch (s. Gruber et al., dieser Band; AMPFERER, 1914; v. WOLF, 1922) sowie von der weiteren Umgebung bekannt.

Letztlich erreicht das Eisstromnetz seine Maximalausdehnung im Würm-Hochglazial (entspricht dem, was international unter Letztes Glaziales Maximum LGM gemeint ist) mit den großen Vorlandloben des Inngletschers (Becken von Rosenheim; s. Abb. 1) und des über Transfluenzen mit dem Inntal verknüpften Isar-Loisach-Gletschers (Starnberger See etc.). Am Höhepunkt der letzten Eiszeit lagen im nördlichen Alpenvorland und damit im Vorfeld der Gletscher äußerst kalte und trockene Bedingungen vor, mit einer Absenkung der mittleren jährlichen Jahrestemperatur um 10–12 °C und einer Reduktion des jährlichen Niederschlages um 500–750 mm/a (jeweils gegenüber heutigem Niveau; FRENZEL et al., 1992). Basierend auf Vergleichen mit dem gut datierten Tagliamento-Gletscher-Bereich in den östlichen Südalpen (MONEGATO et al., 2007) ist eine Dauer des LGM von ~26,5–21 ka calBP wahrscheinlich. Dieser zeitliche Rahmen ist auch in Grundzügen im Lössprofil von Duttendorf (STARNBERGER et al., 2011), das im proglazialen Bereich des Salzachgletschers liegt, ersichtlich.

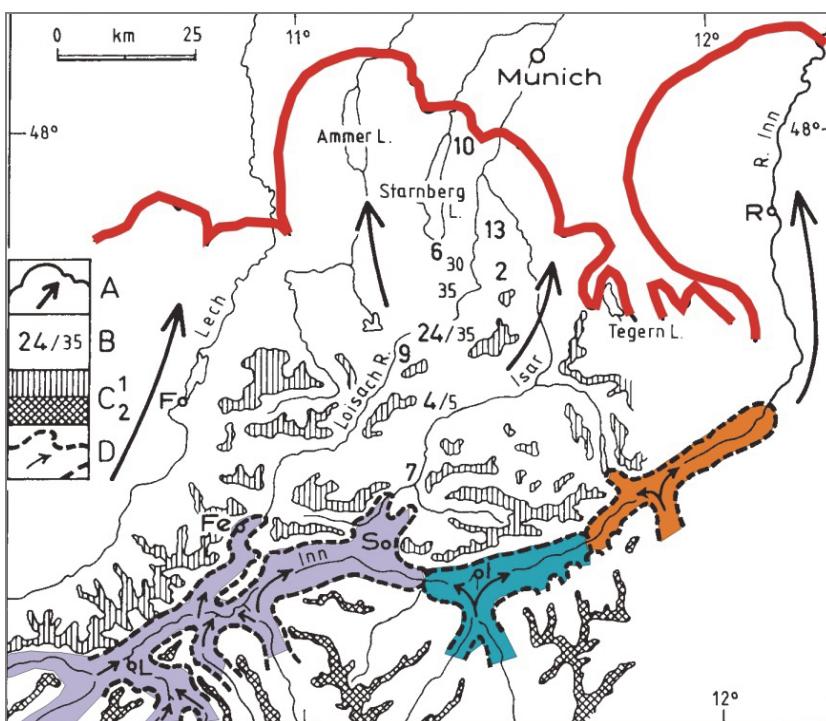


Abb. 4: Modell zur Situation während des Eisaufbaues am Beginn des LGM (nach VAN HUSEN, 2000). Im Raum Landeck – Imst (L) strömten mit dem Inngletscher aus dem Engadin noch 4 weitere Gletscher zusammen (lila). Zur gleichen Zeit drangen aus dem Silltal (blau) und aus dem Zillertal (orange) die Gletscher in das Inntal. Diese Situation resultierte in einer wechselseitigen Blockade, was zu einer deutlichen Anhebung der Eisoberfläche führte. Das frühe Überströmen der Wasserscheiden Fernpass (Fe) und bei Seefeld (S) zum Loisach- bzw. Isartal ist der bekannteste Effekt dieser eisdynamischen Prozesse im Inntal. Dadurch wurden in den Kalkalpentälern von Isar und Loisach zuerst kristallinreiche Vorstoßschotter geschüttet und in weiterer Folge darüber ebensolche Grundmoräne abgelagert. B: Prozentsatz von Kristallinklasten in den Vorstoßschottern und in den Grundmoränen (große Zahlen) (nach DREESBACH, 1985).

Die generelle Geometrie (Höhenlage der Eisoberfläche und Ausdehnung) des inneralpinen Abschnittes des Inngletschersystems während des LGM wurde im Zuge der Erforschungsgeschichte schon frühzeitig erfasst und unterlag nur kleineren Modifikationen (vgl. PENCK & BRÜCKNER, 1909; KLEBELSBERG, 1935; VAN HUSEN, 1987). Allerdings liefert die Neukartierung der Schlifffgrenze und zusätzlicher glazialer Erosionsstrukturen im Bereich von Transfluenzpassen und Eisdomen immer wieder eine neue Grundlage zum besseren Verständnis der Eisdynamik und auch der daraus abgeleiteten Paläoklimaverhältnisse, wie FLORINETH & SCHLÜCHTER (2000) u. a. im Engadin zeigen konnten. Zudem kann die Höhenlage der Eisübertritte von einem Talsystem zum anderen wie auch deren zeitliches Einsetzen im Zuge des Anwachsens einer Vergletscherung eine bedeutende Rolle bei der Entwicklung von glazialen Übertiefungen insbesondere in den Seitentälern des Inntales haben. So konnte für das Becken von Hopfgarten gezeigt werden, dass ein Konnex zwischen Tieferlegung der Transfluenzpassen im Laufe der verschiedenen Großvergletscherungen und dem Betrag der glazialen Übertiefung in Seitentälern hergestellt werden kann (REITNER et al., 2010). Aber auch der Kenntnisstand zur glazialen Übertiefung des Inntales hat sich in letzter Zeit grundlegend geändert. Eine Neuuntersuchung des Bohrgutes der Spülbohrung Wattens (Endteufe 901 m u. GOK) durch J. Steinbrenner (Institut für Geologie, Universität Wien) sowie die Resultate der Bohrung Kramsach (Zusammenstellung in PREUSSER et al., 2010) zeigen, dass die glaziale Übertiefung im Unterinntal zumindest an diesen Lokalitäten während der verschiedenen Glaziale nicht mehr als 400 m beträgt. Dies steht im klaren Gegensatz zu den kolportierten 1000 m (WEBER et al., 1990) auf Grundlage geophysikalischer Messungen, in denen die Sedimente des Inntal-Tertiärs als überkonsolidiertes Quartär angeprochen wurden (s. STEINBRENNER et al., 2010).

Spätwürm (MIS 2) – Würm-Spätglazial

Mit Zurückweichen der Gletscher von den LGM-Endmoränen beginnt entsprechend der Empfehlung der SEQS (CHALINE & JERZ, 1984) das Würm-Spätglazial und damit Termination I. Die ersten inneralpinen sedimentären Belege wie hochgelegene Staukörper am Eisrand zeigen, dass das Eisstromnetz unmittelbar nach dem LGM einen rapiden Eisschwund (von ~500 m im südlichen Vorfeld des Kaisergebirges) erfahren hatte, und nur mehr als stagnierender Eiskörper, der ohne erkennbare Unterbrechung abschmolz, vorlag (REITNER, 2005 & 2007). Die kleineren Lokalgletscher reagierten sowohl mit mechanisch bedingten Eisvorstößen (Südseite des Kaisergebirges) als auch mit klimatisch gesteuerten Oszillationen (z. B. Windau- und Kelchsautal bei Hopfgarten, Steinach am Brenner). In den eisfreien Tälern wurde unter hohen Sedimentationsraten und in Abhängigkeit vom verfügbaren Ablagerungsraum Sedimentkörper (Kameterrassen) am Eisrand abgelagert. Da „YbY Haltestände“ des Inngletschers (Definition des Bühl-Stadials nach PENCK & BRÜCKNER, 1909 und MAYR & HEUBERGER, 1968) ersichtlich sind und alle dokumentierten kleinen Gletschervorstöße im Kontakt zum abschmelzenden Eisstromnetz erfolgten, erscheint für diesen Zeitraum nach dem Würm-Hochglazial (LGM) die Bezeichnung „Eiszerfallsphase mit (Lokal-)Gletschersozillationen im frühen Würm-Spätglazial“ (REITNER, 2005 & 2007) als zutreffend.

Das bisher einzige Alter von Ablagerungen dieses Abschnittes stammt von Lumineszenzdatierungen von Deltasedimenten einer prominenten Eisstauterrasse bei Hopfgarten/Brixental, die ein Alter von 18.700 ± 1700 a erbrachten (KLASEN et al., 2007). Berücksichtigt man die relativ große Ungenauigkeit sowie die bisherigen Daten zur Eisfreiheit der großen Täler aus dem Traun- und Draugletschergebiet (VAN HUSEN, 1977; SCHULTZE, 1984; SCHMIDT et al., 2002), die kalibrierte ^{14}C -Alter von 18–19 ka BP ergeben, so dürfte die „Eiszerfallsphase“ innerhalb einer vermutlich kurzen Zeitspanne im Zeitraum von 21–19 ka BP erfolgt sein.

Nach dem Ausschmelzen der letzten Toteisreste existierte in den Talräumen eine freie, das heißt ungehinderte, Entwässerung und es kam zur Erosion der zuvor abgelagerten Eisrandsedimente. Unter diesen geänderten Rahmenbedingungen ereignete sich ein weit verbreiteter, mehrere Jahrhunderte dauernder Wiedervorstoß der großen Alpengletscher, an dessen Höhepunkt die Endmoränen des Gschnitz-Stadials (Schneegrenzdepression an der Typlokalität von 700 m gegenüber 1850) gebildet wurden. Deren Alter wurde an der Typlokalität bei Trins im Gschnitztal mittels Expositionsaltersdatierung (^{10}Be) von Moränenblöcken auf 15.900–15.400 a BP bestimmt (IVY-OCHS et al., 2006). Die damaligen Klimaverhältnisse sind durch eine Sommertemperaturdepression von 10 °C (IVY-OCHS et al., 2006) gekennzeichnet. Im Anschluss an dieses markante Stadial kam es noch vor der Wiederbewaldung, die im Bölling-Alleröd-Interstadial ab etwa 14,7 ka BP (vgl. Langer-See-Profil; BORTEN-SCHLAGER, 1984) einsetzte, zumindest teilweise zu einer weiteren Stabilisierung der Gletscher und zur Ablagerung von Endmoränen (s. Diskussion in KERSCHNER, 2009).

Nach dem Bölling-Alleröd-Interstadial erfolgte der erneute Klimarückschlag der Jüngeren Dryas, in dem die Gletscher erneut zu ihren stabilen Lagen während des Egesen-Stadials vorstießen. Letzteres ist durch vielgliedrige Moränenstaffeln und durch ausgedehnte Blockgletscherablagerungen gekennzeichnet. Die erste Phase (Egesen-Maximum) der Moränenstabilisierung erfolgte um 12,2–12,3 ka, wogegen die zweite Phase mit dem Ende der Jüngeren Dryas um ca. 11,5 ka zusammenfällt und durch Bildung von Blockgletschern gekennzeichnet ist (IVY-OCHS et al., 2008). Die Schneegrenzdepression (gegenüber 1850) lag während des Egesen-Maximums um 400–200 m, während die Sommertemperatur um etwa 3,5 °C und die jährliche Durchschnittstemperatur noch etwas mehr erniedrigt war (KERSCHNER, 2009 cum lit.).

Fazit

Dieser geraffte Überblick zeigt letztlich auch den Erkenntnisfortschritt seit den SEQS-Beschlüssen und essentiellen stratigraphischen Definitionen (CHALINE & JERZ, 1984). Dieser ist in erster Linie das Resultat neuer Datierungsmethoden (Expositionsalterdatierung mittels kosmogener Nuklide, Lumineszenzdatierung) und ganz besonders auch der modernen Analyse „neu entdeckter“ Klimaarchive (z. B. Speleotheme). Allerdings sind auch weiterhin große Wissenslücken vorhanden: z. B. Gletscherausdehnung im MIS 4 und Paläogeographie während des Gschnitz-Stadials. So bleibt die damalige Aufforderung, weitere lithologisch orientierte Forschung zu betreiben, auch etwa 30 Jahre später nach wie vor die große Herausforderung der alpinen Quartärgeologie, der in erster Linie nur im Kontext mit einer auf modernen Standards beruhenden geologischen Kartierung beizukommen ist (vgl. VAN HUSEN & REITNER, 2011).

Literatur

- AMPFERER, O. (1914): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte 1:75.000 Österreich-Ungarns, 1:75.000, Blatt Achenkirchen. – 30 S., Geol. R.-A., Wien.
- BORTENSCHLAGER, S. (1984): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols I: Inneres Ötztal und unteres Inntal. – Ber. nat. med. Verein, Innsbruck, 71, 19–56, Innsbruck.
- BORTENSCHLAGER, I. & BORTENSCHLAGER, S. (1978): Pollenanalytische Untersuchungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). – Z. Gletscherk. Glazialgeol., 14, 95–103, Innsbruck.
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie – Stratotypen des Würm-Glazials. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 35, 185–206, Hannover.
- DE GRAAFF, L.W.S. (1992): Zur Morpho- und Chronostratigraphie des Oberen Würm in Vorarlberg. – In: HEINRICH, M. (Red.): Die Geologie von Vorarlberg – Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen, Jb. Geol. B.-A., 135/4, 809–824, 10 Abb., Wien.
- DREESBACH, R. (1985): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Stratigraphie des Würmglazials im Bereich des Isar-Loisachgletschers. – Inaugural-Diss Fak. f. Geowissenschaften, 176 S., LMU – München.
- DRESCHER-SCHNEIDER, R. (2000): Die Vegetations- und Klimaentwicklung im Riß/Würm-Interglazial und im Früh- und Mittelwürm in der Umgebung von Mondsee – Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., 12, 39–92, Wien.
- FLIRI, F. (1973a): Beiträge zur alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). – Z. Geomorph., N.F. Suppl., 16, 1–14, Berlin – Stuttgart.
- FLIRI, F. (1973b): Der zentralalpine Bänderton von Schabs (Südtirol). – Z. Gletscherk. Glazialgeol., 14, 231–235.
- FLIRI, F. (1978): Die Stellung des Bändertontvorkommens von Schabs (Südtirol) in der alpinen Würm-Chronologie. – Z. Gletscherk. Glazialgeol., 14, 115–118.
- FLIRI, F. (1989): Eine erste Bestimmung des Beginnes der Haupt-Würmvereisung im Zentralraum der Alpen (Albeins bei Brixen). – „Der Schiern“, 62–65.
- FLORINETH, D. & SCHLÜCHTER, C. (2000): Alpine evidence for atmospheric circulation patterns during the Last Glacial Maximum. – Quaternary Research, 54, 295–308.
- FRENZEL, B., PECSI, M. & VELICHKO, A.A. (1992): Atlas of Paleoclimate and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere: Late Pleistocene – Holocene. – Geogr. Res. Institute, Budapest – Stuttgart (G. Fischer Verlag).
- GEMMELL, A.M.D. & SPÖTL, C. (2009): Dating the Hötting Breccia near Innsbruck (Austria), a classical Quaternary site in the Alps. – Austrian Journal of Earth Sciences, 102, 50–61.
- GRUBER, A. (2009): Bericht 2005–2008 über geologische, strukturgeologische und insbesondere quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt UTM 3213 Kufstein. – Jb. Geol. B.-A., 149, 550–564, Wien.

- GRUBER, A., STRAUHAL, T., PRAGER, C., REITNER, J.M., BRANDNER, R. & ZANGERL, C. (2009): Die „Butterbichl-Gleitmasse“ – eine große fossile Massenbewegung am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Österreich). – Swiss Bulletin für angewandte Geologie, Vol. 14/1+2, 103–134.
- GRÜGER, E. (1979): Spättriss, Riss/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern – ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. – Geol. Bayerica, 80, 5–64, München.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – Journal of Quaternary Science, 21(2), 115–130.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the Northern European Alps. – Journal of Quaternary Science, 23(6-7), 559–573.
- KERSCHNER, H. (2009): Gletscher und Klima im Alpinen Spätglazial und frühen Holozän. – In: R. SCHMIDT, Ch. MATULLA & R. PSENNER (Hrsg.): Klimawandel in Österreich. Die letzten 20.000 Jahre und ein Blick voraus. – alpine space – man & environment, 6, 5–26, Innsbruck (University Press).
- KLASEN, N., FIEBIG, M., PREUSSER, R., REITNER, J.M. & RADTKE, U. (2007): Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. – Quaternary International, 164–165, 21–32. doi:10.1016/j.quaint.2006.12.003 (pdf).
- KLEBELSBERG, R.v. (1935): Die Geologie von Tirol. – 872 S., Berlin (Bornträger Verlag).
- KLOTZ, S., MÜLLER, U., MOSBRUGGER, V., DE BEAULIEU, J.L. & REILLE, M. (2004): Eemian and early Würmian climate dynamics: history and pattern of changes in Central Europe. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 211, 107–126.
- KNEUSSL, W. (1972): Vorbericht über eine Grabung in der Bärenhöhle am Pendling bei Kufstein (Nordtirol). – Z. Gletscherk. Glazialgeol., 7, 329–330.
- KNEUSSL, W. (1973): Höhlenbärenknochen aus der Tischoferhöhle (Kaisertal bei Kufstein/Nordtirol) mit ^{14}C -Methode altersbestimmt. – Z. Gletscherk. Glazialgeol., 9, 237–238, Innsbruck.
- MARTINSON, D.G., PISIAS, N.G., HAYS, J.D., IMBRIE, J., MOORE, T.C. & SHAKELTON, N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. – Quaternary Research, 27, 1–29.
- MAYR, F. & HEUBERGER, H. (1968): Type Areas of Late Glacial and Postglacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. – Proc. VII INQUA Congr., 14, Univ. Colorado Studies, Ser. in Earth Sci., No. 7, 143–165.
- MEYER, M., SPÖTL, C. & MANGINI, A. (2008): The demise of the Last Interglacial recorded in isotopically dated speleothems from the Alps. – Quaternary Science Reviews, 27, 476–496.
- MONEGATO, G., RAVAZZI, C., DONEGANI, M., PINI, R., CALDERONI, G. & WICK, L. (2007): Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (Eastern Alps). – Quaternary Research, 68, 284–302.
- OSTERMANN, M. (2006): Uranium/Thorium-age-dating of „impure“ carbonate cements of selected Quaternary depositional systems of western Austria: results, implications, and problems. – Dissertation, Univ. Innsbruck, 172 S.
- PATZELT, G. (2002a): Revision der alpinen Hochwürm- und Spätglazial-Chronologie nach kalibrierten Radiokarbondaten. – Kurzfassung des Vortrages 44. Tagung der Hugo-Obermaier-Gesellschaft 2.–4. 6. 2002, I S., Innsbruck.
- PATZELT, G. (2002b): Die Tischofer Höhle bei Kufstein – Quartärgeologische und chronologische Aspekte. – In: PATZELT, G., GOLDENBERG, G., HARB, I. & SPÖTL, C.: 44. Tagung der Hugo-Obermaier-Gesellschaft 2.–4. 6. 2002 – Unterlagen für die Exkursion, 16–17, Institut für Hochgebirgsforschung, Innsbruck.
- PENCK, A. (1882): Die Vergletscherung der deutschen Alpen, ihre Ursache, periodische Wiederkehr und ihr Einfluss auf die Bodengestaltung. – 483 S., Leipzig (J.A. Barth).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – Bd I-III, 1199 S., Tauchnitz, Leipzig.
- POSCHER, G. (1994): Fazies und Genese der pleistozänen Terrassensedimente im Tiroler Inntal und seinen Seitentälern – Teil I: Der Achenseedamm. – Jb. Geol. B.-A., 137/1, 171–186, Wien.

- PREUSSER, F., REITNER, J.M. & SCHLÜCHTER, C. (2010): Distribution, geometry, age and origin of overdeepened valleys and basins in the Alps and their foreland. – *Swiss Journal of Geoscience* 103, 407–426.
- REITNER, J. & DRAXLER, I. (2002): Die klimatisch-fazielle Entwicklung vor dem Würm-Maximum im Raum Kitzbühel – St. Johann – Hopfgarten (Nordtirol/Österreich). – *Terra Nostra* 2002/6, 298–308, Potsdam.
- REITNER, J.M. (2005): Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i.T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6–2). – Dissertation, 190 S., Universität Wien.
- REITNER, J.M. (2007): Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – *Quaternary International*, 164–165, 64–84, doi:10.1016/j.quaint.2006.12.016.
- REITNER, J.M. (2008): Bericht 2006/2007 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger bzw. auf UTM-Blatt 3213 Kufstein. – *Jb. Geol. B.-A.*, 148/2, 248–254.
- REITNER, J.M., GRUBER, W., RÖMER, A. & MORAWETZ, R. (2010): Alpine overdeepenings and paleo-ice flow changes: an integrated geophysical-sedimentological case study from Tyrol (Austria). – *Swiss Journal of Geoscience* 103, 385–405.
- SCHMIDT, R., VAN DER BOGAARD, C., MERKT, J. & MÜLLER, J. (2002): A new Lateglacial chronostratigraphic tephra marker for the southeastern Alps: The Neapolitan Yellow Tuff (NYT) in Längsee (Austria) in the context of a regional biostratigraphy and paleoclimate. – *Quaternary International*, 88, 45–56.
- SCHULTZE, E. (1984): Neue Erkenntnisse zur spät- und frühpostglazialen Vegetations- und Klimageschichte im Klagenfurter Becken. – *Carinthia II*, 174/94, 261–266, Klagenfurt.
- SPÖTL, C. & MANGINI, A. (2006): U/Th age constraints on the absence of ice in the central Inn Valley (Eastern Alps, Austria) during Marine Isotope Stages 5c to 5a. – *Quaternary Research*, 66, 167–175.
- SPÖTL, C., MANGINI, A. & RICHARDS, D.A. (2006): Chronology and paleoenvironment of Marine Isotope Stage 3 from two high-elevation speleothems, Austrian Alps. – *Quaternary Science Reviews*, 25, 1127–1136.
- STARNSBERGER, R., RODNIGHT, H., REITNER, J.M., REIMER, P. & SPÖTL, C. (2010): Marine Isotope stage 3 recorded in palaeolake sediments in the Eastern alps. – *PANGEOT 2010 Abstracts, Journal of Alpine Geology*, 52, 233–234.
- STARNSBERGER, R., RODNIGHT, H. & SPÖTL, C. (2011): Chronology of the Last Glacial Maximum in the Salzach Palaeoglacier Area (Eastern Alps). – *Journal of Quaternary Science*, 26, 502–510.
- STEINBRENER, J., REITNER, J.M. & WAGREICH, M. (2010): Sedimentologische Untersuchung der Bohrung Wattens. – *PANGEOT 2010 Abstracts, Journal of Alpine Geology*, 52, 235–236.
- VAN HUSEN, D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – *Jb. Geol. B.-A.*, 120, 1–130, Wien.
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – Aus der geologischen Geschichte Österreichs, 2, 24 S., 1 Kte 1:500.000, Wien (Verl. d. Geol. B.-A.).
- VAN HUSEN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – *Mitt Österr. Geol. Ges.*, 92 (1999), 135–156, Wien.
- VAN HUSEN, D. & REITNER, J.M. (2011): An Outline of the Quaternary Stratigraphy of Austria. – *E&G – Quaternary Science Journal*, 60, 366–387.
- WEBER, F., SCHMID, C. & FIGALA, G. (1990): Vorläufige Ergebnisse reflexionsseismischer Messungen im Quartär des Inntals/Tirol – Z. Gletscherk. Glazialgeol., 26/2, 121–144, Innsbruck.
- WOLF, H. v. (1922): Beiträge zur Kenntnis der eiszeitlichen Vergletscherung des Achenseegebiets in Tirol. – *Mitt. Geogr. Ges. München*, 15, 147–304, München.



Arbeitstagung 2011 der
Geologischen Bundesanstalt
Blatt 88 Achenkirch

Achenkirch
19.-23. September 2011

Redaktion: Alfred Gruber

Titelbild:

Blick vom Vorderunnutz (2078 m) nach SE auf die Nordabstürze des Rofangebirges mit seinen großen Falten- und Überschiebungs-Strukturen.

Impressum

ISBN-13: 978-3-85316-059-6

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt im Rahmen der Teilrechtsfähigkeit

Für die Redaktion verantwortlich: Mag. Alfred Gruber

Layout: Dido Massimo

Umschlag: Monika Brüggemann-Ledolter

Verlagsort: Wien

Herstellungsort: Wien

Satz: Geologische Bundesanstalt

Alle Neulinggasse 38, A 1030 Wien

Druck: Offsetdruck Rieglner, Piaristengasse 19, 1080 Wien.