

5.5. Die Landschaftsentwicklung vom ausgehenden Neogen bis ins Quartär

(J.M. REITNER)

5.5.1. Morphogenese und Talentwicklung

Mit der tektonischen Entwicklung im Untermiozän (Tafel 2/Fig. 2, 3) war die Ausgangssituation für die weitere morphologische Entwicklung gegeben: So änderte sich die Drainage von einer generellen Süd gegen Nord-Richtung während der oligozänen Augensteinlandschaft zu einer West gegen Ost-Orientierung entsprechend dem Verlauf der maßgeblichen Seitenverschiebungen. Ein Musterbeispiel hierfür ist das heutige obere Salzachtal (ROBL et al., 2008), dessen Anlage mit der während der Extrusionstektonik aktiven SEMP-Störung gegeben war. Parallel dazu entwickelte sich im Bereich des heutigen Tauernfensters sukzessive ein Gebirge.

Über die Entwicklung im Pliozän kann aufgrund des Fehlens von inneralpinen Sedimenten wie auch aussagekräftiger Ablagerungen in der Molassezone nur spekuliert werden. Gemäß den großräumigen Rekonstruktionen (KUHLEMANN et al., 2002; KUHLEMANN, 2007) beginnt in den Ostalpen um etwa 4 Ma eine Phase verstärkter Erosion, einhergehend mit ebensolcher Hebung, die mit Beginn des Quartärs um 2,58 Ma als Folge der massiven und zyklischen Klimaschwankungen noch an Intensität zunimmt (HINDERER, 2001). Spätestens mit Einsetzen der Großvergletscherungen in den Alpen am Übergang zum Mittelpleistozän ab etwa 0,87 Ma (MUTTONI et al., 2003), von denen im nördlichen Alpenvorland Günz (Marine Isotopenstufe – MIS 16), Mindel (MIS 12), Riß (MIS 6; Abb. 28) und Würm (MIS 2) nachweisbar sind (VAN HUSEN & REITNER, 2011), wurde die Landschaft entscheidend durch glaziale Erosion geprägt. Entsprechend der Rekonstruktionen für die letzte Vergletscherung im Würm-Hochglazial (Abb. 26, Falttafel 3/Fig. 3) war in diesem Raum ein Eisstromnetz etabliert. Dessen Oberfläche belegt einen konsequenten Abfluss von den höchsten Gletschernährgebieten in den Hohen Tauern gegen Norden und damit quer über die durch die im Miozän initiierte Entwässerung im Salzachtal. Somit floss das im Salzachgletscher gebündelte Eis der Nordseite der Hohen Tauern zum Teil über den Paß Thurn nordwärts und speiste so maßgeblich den Achengletscher (auch Chiemseegletscher genannt). Ein ähnliches Bild ist aufgrund der Eisausdehnung im Alpenvorland auch für die älteren Vergletscherungen zu vermuten, wobei allerdings anfänglich noch höhere Transfluenzpässe (Eisübertritte) existierten (REITNER et al., 2010), die durch sukzessive subglaziale Erosion tiefer gelegt wurden. Dadurch war beispielsweise der Zufluss aus dem Salzachtal zu Beginn des Mittelpleistozäns sicherlich nicht so dominant. Dies kann zusammen mit den noch auszuweitenden Abflussbahnen durch die Kalkalpen der Grund dafür sein, dass der Achengletscher nördlich des Chiemsees erst während der Riß-Vergletscherung als eigenständiger Gletscher zwischen Inn- und Salzachgletscher nachweisbar ist (DOPPLER, 1980).

Ein weiterer Eckpunkt zum Verständnis der Landschaftsentwicklung und deren steuernden Faktoren ist die heute messbare Veränderung der Topografie. So weisen die rezenten Höhenänderungen (bezogen auf den Referenzpunkt Horn im Waldviertel; HÖGGERL, 2007) im Südwesten bis Süden mit 1,2–1 mm/Jahr den höchsten, und im Nordosten mit 0,4 mm/Jahr den niedrigsten Wert des Kartenblattes auf. Da die heutigen Abtragungsraten entsprechend der Studie von NORTON et al. (2011), die das Kartenblatt randlich betraf, der Tendenz nach etwas geringer sind, können diese Hebungswerte nicht allein durch Abtrag (Denudation) und daraus resultierendem isostatischen Ausgleich erklärt werden. Somit spiegelt die rezente Höhenbewegung das Zusammenspiel von Erosion und der heute anhaltenden Konvergenz und Rotation der Adriatischen Platte im Verhältnis zu Europa (GRENERCZY et al., 2005)

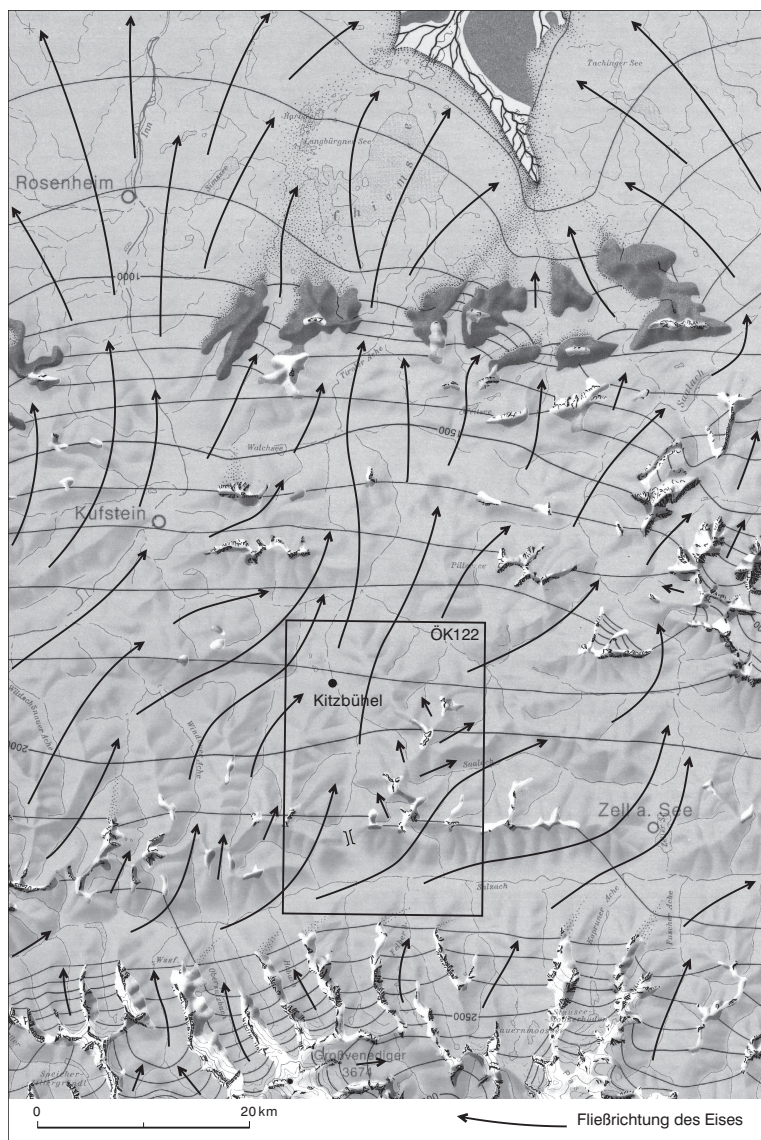


Abb. 26.
Das Gebiet des Blattes 122 Kitzbühel und seiner Umgebung am Höhepunkt der letzten Vergletscherung im Würm-Hochglazial (unter Verwendung von VAN HUSEN, 1987). Der Achengletscher mit seinem Zungenbecken im Bereich des heutigen Chiemsees und seine Nachbarn Inn- und Salzachgletscher sind ersichtlich. Die Pfeile zeigen die Eisflussrichtung. Die Eistransfluenz über den Paß Thurn ist mit einem Brückensymbol gekennzeichnet.

wider (Tafel 2/Fig. 3). Auffallenderweise korrelieren die Hebungswerte auch gut mit dem Vorkommen der höchsten Gipfel innerhalb der Kitzbüheler Alpen auf dem Kartenblatt und auch der näheren Umgebung, wobei untergeordnet auch die Resistenz der einzelnen Lithologien gegenüber Abtrag eine Rolle spielt. Mit Geißstein (2.363 m) und Kleiner Rettenstein (2.216 m), beide aus Metabasiten aufgebaut, liegen am Rand zum Tauernfenster die höchsten Gipfel vor, wogegen das Kitzbüheler Horn (1.996 m), aber auch der Wildseeloder (2.118 m), merkbar niedriger sind.

Bedenkt man die zuvor skizzierte Entwicklung, stellt sich auch die Frage, inwieweit noch ältere, im weitesten Sinne „prä-glaziale“ Landschaftselemente auf dem Kartenblatt erhalten sind. Der Süd-Nord-Verlauf des Kitzbüheler Achentales sowie der Einschnitt des Paß Thurn deuten generell auf eine alte Anlage als Drainageweg, wahrscheinlich als ein dem Paläo-Inn tributärer Flusslauf, hin. Dessen südliches Hinterland wurde dann im Zuge der Entwicklung der W-E gerichteten störungsgebundenen Entwässerung ab 17 Ma abgetrennt. Dieses Szenario erscheint durchaus plausibel, wogegen der Identifikation von „älteren Talböden“ aus dem „jüngeren Tertiär“ (SEEFELDNER, 1961) entlang von Salzach- und Achenal aufgrund der Hebung, der glazialen Überformung und letztlich der Überprägung durch Massenbewegungen in den zumeist „weichen“ Lithologien, jegliche Grundlage fehlt. Zudem sind in den zumeist aus devonischen Dolomiten aufgebauten Karbonatstöcken des Wildseeloder, Karstein und Kitzbüheler Horn bisher keine Höhlensysteme bzw. -niveaus identifiziert worden, die, so wie in den Nördlichen Kalkalpen (FRISCH et al., 2002), Hinweise auf die Talentwicklung geben könnten. Selbst die dort ersichtliche geringe Verkarstung (siehe auch Exkursionsvorschlag Karstweg in Kap. 11.6) ist wahrscheinlich nur quartären Alters.

Somit lag am Beginn der Großvergletscherungen, während der mittelpleistozänen Wende um 0,87 Ma, schon das heutige Talsystem vor, welches weitgehend Störungszonen und damit Schwächezonen des Gebirges folgte. Allerdings waren die fluviatil geprägten Täler deutlich enger und die Haupttäler, wie das Salzachtal, hatten einen höheren Gradienten. Mit der glazialen Überprägung (PENCK, 1905; ANDERSON et al., 2006) erfolgte eine deutliche Akzentuierung der Landschaft inklusive einer Reliefvergrößerung, die sich in folgenden Landschaftselementen manifestiert:

Kare sind die augenscheinlichsten Dokumente der glazialen Erosion an den Berghängen der Kitzbüheler Alpen. Die schönsten Exemplare sind dort, wo massige und, im Vergleich zu Umgebungsgestein, relativ harte Gesteine wie devonische Karbonate (z.B. Karstein), teilweise zusammen mit Quarzporphyroiden (z.B. Wildseeloder), oder Metabasite (Bischof) auftreten. Diese Hohlformen werden am effektivsten geformt, wenn diese von kleinen, sogenannten Kargletschern erfüllt sind. Da der Massenumsatz an der Gleichgewichtslinie am größten ist, erfolgt so bei längerer stationärer Lage die größte subglaziale Erosion und das Kar wird ausgeweitet. Die besten Bedingungen hierfür gab es, als selbständige Kargletscher existierten und sich die damalige Schneegrenze im Höhenbereich des heutigen Karbodens befand. Derartige Bedingungen lagen letztmals während des Spätglazials (Gschnitz Stadial und früher; siehe unten) vor und sind während des Pleistozän (2,58 Ma–11,7 ka) sicherlich im Durchschnitt am häufigsten aufgetreten (PORTER, 1989).

In den Haupttälern selbst zeugen breite Talböden von der flächenhaften Wirkung der Erosion an der Gletscherbasis und weisen auf **glazial übertiefte Talstrecken** hin. Die bisher bekannte glaziale Übertiefung von 100 m bei der Bohrung Hauptschule Mittersill (Kap. 10) ist im Salzachtal nur als Minimalwert zu betrachten. Ein oberer Wert hierfür ist mit 400 m aus dem oberen Salzachtal von einer seismischen Untersuchung im Bereich südlich des Zeller Sees (Blatt 123 Zell am See; BLEIBINHAUS et al., 2010) bekannt.

Im Achental ist mit der Verbreiterung am Übergang zum Talboden von St. Johann in Tirol (Blatt 91) auch eine glazial übertiefte Talstrecke anzunehmen. Wenige Bohrungen mit Endteufen von bis zu 45 m bei Oberndorf (SCHUCH, unpubl. Bericht), wie auch in St. Johann (WALT, 1992), blieben in der überwiegend kiesigen Füllung und erreichten nicht das Felsbett. Eine merkbare Übertiefung ist auch im trichterförmigen unteren Abschnitt des Fieberbrunner Tales von St. Johann bis zur Grundgebirgsaufragung bei Reitham zu vermuten. Weiters belegen Bohrungen (Kap. 10) im Tal der Reither Ache südlich Reith ein Felsrelief in maximal 50 m Tiefe.



Abb. 27.
Das subglazial überformte Relief des aus glazialen Sedimenten und Festgestein bestehenden Bichlach. Anhand der Längserstreckung von Drumlins und Rundhöckern ist die Eisflussrichtung während des Würm-Hochglazials (LGM) im Raum Kitzbühel-Oberndorf-Reith-St. Johann ersichtlich (Quelle: Laserscan-Daten Land Tirol).

Geglättete und abgeschliffene Formen zeichnen den ehemals subglazialen Bereich aus. Das durch **Drumlins** und **Rundhöcker** charakterisierte kleinhügelige Areal des Bichlach (nördlich Kitzbühel; Abb. 27, Tafel 4/Fig. 1) in knapp unter 900 m Seehöhe ist wohl das eindrucksvollste Dokument auf Blatt 122 Kitzbühel für die sowohl erodierende, als auch ablagernde Wirkung der Gletscherbasis. Generell war hier sowohl während der letzten, als auch der vergangenen Vergletscherungen (REITNER, 2005; REITNER et al., 2010) eine Konfluenzsituation der Gletscherströme aus dem Achental mit jenen weiter westlich gegeben. Somit lag eine gebündelte glaziale Erosionskraft vor, die im Südteil des Bichlach auf leichter erodierbare Lithologien traf (63–65). Entlang der Talflanken sind die subglazial überformten Bereiche aufgrund der umfassenden Umgestaltung durch unterschiedliche Typen von **Massenbewegungen** kaum zu erkennen. Als Resultat der glazialen Übersteilung während der Eiserfüllung im Würm-Hochglazial wurden die Böschungen mit dem Schwinden der letzten Großvergletscherung instabil. Betrachtet man die enorme Fläche des von meist tiefgreifendem, gravitativem Massenabtrag erfassten Gebietes, so erkennt man damit den heute dominanten und morphologisch wirksamsten Prozess. Dieser bedingt letztlich über die Bereitstellung der Geschiebe am jeweiligen, stark aufgelockerten Böschungsfuß die Effizienz der fluviatilen Erosion und damit den Gesamtabtrag des Gebirges.

5.5.2. Die Landschafts-genese anhand der quartären Sedimente und Formen

Riß (MIS 6) und Riß-Spätglazial (MIS 6; Termination II)

Die Grundmoräne mit erratischen Geschieben (u.a. Zentralgneis) im Liegenden der Kitzbüheler Terrasse (34) bei Kitzbühel ist das älteste pleistozäne Sediment auf Blatt 122 Kitzbühel (Abb. 28–30). Es belegt einen Achengletscher (auch Chiemseegletscher genannt, siehe PENCK & BRÜCKNER, 1909), der während der Riß-Vergletscherung (MIS 6) im ausgehenden Mittelpleistozän über die Eistransfluenz des Paß Thurn substantiell mit Tauernis dotiert wurde. Dies manifestiert sich auch nördlich des Chiemsees, wo der Achengletscher erstmals als eigenständiger Gletscher zwischen den dominanten Inn- und Salzachgletschern nachweisbar ist (DOPPLER, 1980). Damit gleichen die Verhältnisse denen des Würm-Hochglazials (siehe unten), womit von einer gleichartigen, unwesentlich größeren Eiserfüllung der Täler mit einigen wenigen aus den Eismassen herausragenden Gipfeln, sogenannten Nunatakker, auszugehen ist.

Die der vorletzten Großvergletscherung folgende Eiszerfallsphase (Termination II) im Riß-Spätglazial (MIS 6) ist mit dem Übergang von Grundmoräne zu in Eisstauseen subaquatisch umgelagerter Grundmoräne, pollenfreien Bänderschluften, aufgearbeiteten und wieder abgelagerten Schluffklasten wie auch Eiskontaktstrukturen an der Basis der Kitzbüheler Terrasse (32) dokumentiert. Im Kitzbüheler Stadtgebiet wurde überwiegend Moränenmaterial durch Schwemmfächer umgelagert, wie bei Kitzbühel-Malern entlang der Ache ersichtlich ist.

Riß/Würm-Interglazial (Eem; MIS 5e)

Der Sedimentationsstil mit Dominanz von seitlichen Schwemmfächern im Talraum setzt sich im folgenden Interglazial fort. Allerdings besteht das sedimentierte Material überwiegend aus frischem, lokalem Material der Seitenbäche. Dieser Sedimenttyp liegt in Verzahnung mit Hochflutlehen und organischen Ablagerungen (Ligniten; 33), die Waldvegetation dokumentieren, allerdings nur unmittelbar nördlich des Kartenblattes vor, wie die Lokalität der Bründlötzgraben bei St. Johann in

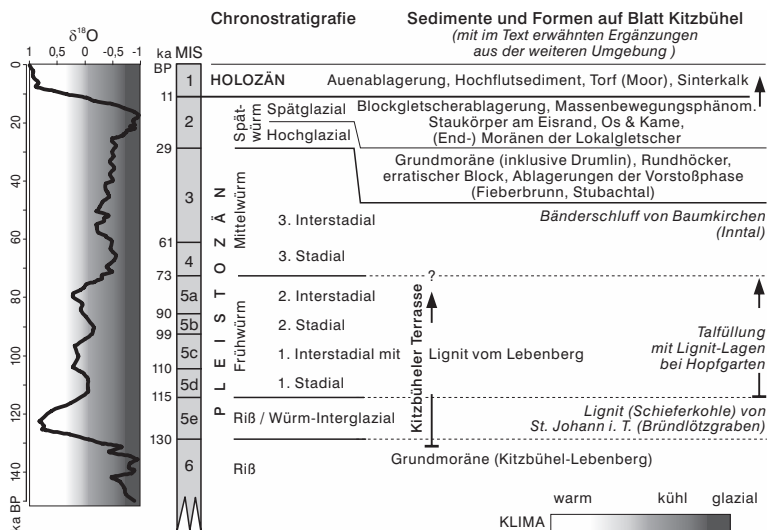


Abb. 28.

Vereinfachte Quartärstratigraphie auf Blatt 122 Kitzbühel mit Ergänzungen aus den umliegenden Gebieten. Die alpine Chronostratigraphie wurde in Anlehnung an CHALINE & JERZ (1984) und unter Berücksichtigung der Empfehlungen von ZALASIEWICZ et al. (2004) gegliedert. Damit entsprechen Frühwürm, Mittelwürm und Spätwürm den von CHALINE & JERZ (1984) verwendeten Begriffen Unteres Würm, Mittleres Würm und Oberes Würm. Mit den Marinen Isotopenstufen (MIS; MARTINSON et al., 1987) liegt eine globale zeitliche Gliederung vor. Die Sauerstoff-Isotopenkurve spiegelt die Schwankung des globalen Eisvolumens wider (BP = before present = vor dem Referenzjahr 1950).

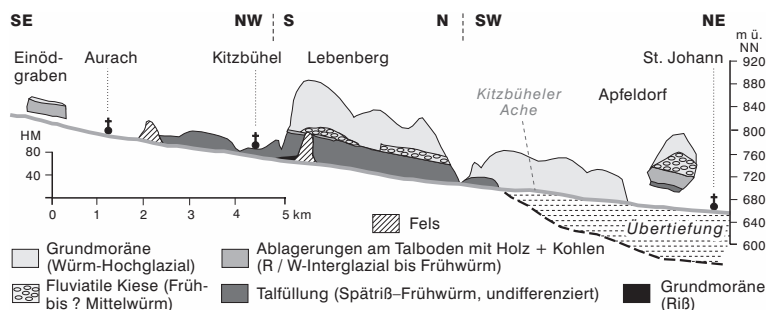
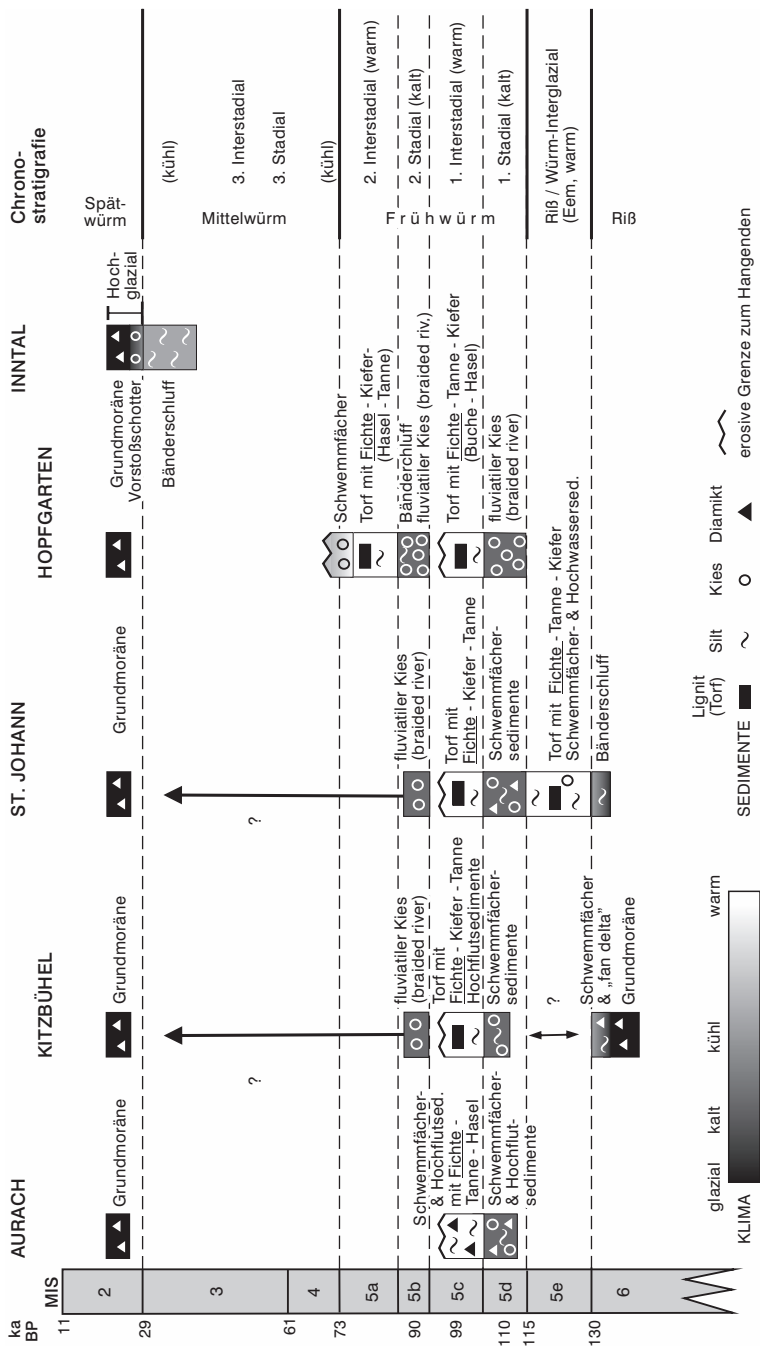


Abb. 29.

Geologischer Schnitt entlang der Kitzbüheler Ache von Aurach bis St. Johann in Tirol.

Abb. 30.

Stratigraphische Tabelle der wichtigsten Profile mit Ablagerungen aus dem Riß (MIS 6) bis Würm-Hochglazial (MIS 2) im Kitzbüheler Achenal (Aurach, Kitzbühel/Lebenberg und St. Johann/ Apfeldorf) sowie im Raum Hopfgarten (Profil E' Klösterl) (nach REITNER, 2005). Die Abfolge im Inntal ist schematisiert nach den Ergebnissen von Baumkirchen (FLURI, 1973) dargestellt. Die Marinen Isotopenstufen (MIS) nach MARTINSON et al. (1987) inklusive der Modifikation nach SHACKLETON et al. (2002) geben den chronostratigraphischen Rahmen vor. Die alpine Quartärstratigraphie ist entsprechend Abbildung 28 gegliedert.



Tirol auf Blatt 91 (40 m über dem heutigen Tal) belegt (Abb. 29, 30). Das assoziierte Sedimentationsmodell entspricht dem eines typischen alpinen Tales, wo Schüttungen der Seitenbäche zu einem unausgeglichenes Talprofil im Haupttal führen und der Lauf des Flusses im Tal zwischen diesen pendelt. Das Wachstum der Moore, wie auch die Akkumulation von Hochwassersedimenten erfolgte im Rückstauereich zwischen den Schwemmfächern. Analog zu den Ergebnissen von PATZELT (1987) über die holozäne Talentwicklung im Inntal ist aber auch von Umlagerungsphasen in diesem Zeitabschnitt auszugehen, worauf auch das Fehlen von interglazialen, Torf führenden Ablagerungen bei Kitzbühel und Aurach hindeutet.

1. Frühwürm (FW)-Stadial (MIS 5d) und

1. Frühwürm (FW)-Interstadial (MIS 5c)

Am Ende des Interglazials setzt eine massive Klimaverschlechterung ein (siehe Belege in der Höhle „Entrische Kirche“ auf Blatt 125 Bischofshofen; MEYER et al., 2008), die zur Waldfreiheit (vgl. Lokalität Mondsee auf Blatt 65 Mondsee; DRESCHER-SCHNEIDER, 2000) im Alpeninneren führte (Abb. 28). Die Absenkung der Permafrost- und Frostschuttgrenze in Kombination mit der verringerten Vegetationsdecke führt zur Überfrachtung der Flüsse und einer verstärkten fluviatilen Ablagerung. Derartige Sedimente aus dem 1. FW-Stadial (MIS 5d) liegen in Form von groben Schwemmfächerablagerungen zwischen den beiden Lignithorizonten in St. Johann/Apfeldorf (auf Blatt 91 Sankt Johann in Tirol) vor (REITNER, 2005; Abb. 30). Weiters ist zu vermuten, dass die tieferen Abschnitte der Kitzbüheler Terrasse von Aurach/Pürstinggraben (32; Abb. 57) wahrscheinlich diesem Zeitraum zuzuordnen sind. So wie für das 2. FW-Stadial ist auch hier von einer geringen Lokalvergletscherung der Kitzbüheler Alpen auszugehen, worauf die Evidenzen aus dem Bereich Hopfgarten (REITNER, 2005; REITNER & DRAXLER, 2002) hindeuten. Dies steht für das 1. FW-Stadial auch im Einklang mit der nachgewiesenen Eisfreiheit des Inntals bei Innsbruck (SPÖTL & MANGINI, 2006).

Die anschließende Erwärmungsphase, das 1. FW-Interstadial (MIS 5c, Brørup), ist durch das geochronologische Datum (U/Th 90 ± 8 ka) aus dem Lignit von Lebenberg sowie palynologischen Untersuchungen sehr gut abgesichert (32; Abb. 51–53). Wie im Riß/Würm-Interglazial (Eem; MIS 5e) war der Talraum durch seitliche Schwemmfächer geprägt. Moorakkumulation und Hochwasserablagerungen im Rückstauereich von Schwemmfächern belegen ein unausgeglichenes Talprofil der Ache als Folge der randlichen Schüttungen. Die Pollenanalysen von der Bohrung T2 Lebenberg (Abb. 53) mit einer Vegetationsentwicklung von lichterem *Pinus/Picea* (Kiefer/Fichte)-Wäldern zu dichteren *Picea/Abies/Pinus* (Fichte/Tanne/Kiefer)-Wäldern zeigen in Kombination mit der U/Th-Datierung, dass es sich bei Kitzbühel/Lebenberg wahrscheinlich eher um den Beginn des Interstadials handelt. Dieser Zeitabschnitt, welcher unter Berücksichtigung der Kompaktion des Lignits und eines durchschnittlichen Moorwachstums mehrere tausend Jahre (6.000–max. 15.000 Jahre) umfasste, ist nur durch kleine, auf Rinnen konzentrierte Erosionsereignisse gekennzeichnet. Für die Lokalitäten Aurach/Einödgraben (siehe dazu die Exkursion in Kap. 11.4) und Pürstinggraben sowie St. Johann/Apfeldorf-Foidlgraben ist eine vergleichbare Waldvegetation, allerdings ohne die in Lebenberg dokumentierte Vegetationsabfolge, belegt.

Damit lässt sich für diesen Zeitabschnitt über Aurach (Einödgraben und Pürstinggraben), Kitzbühel/Lebenberg (Bohrungen, Profil Lebenberg E und ESE) und St. Johann/Apfeldorf ein Talniveau im Kitzbüheler Achenal rekonstruieren. Dieses lag deutlich höher (Aurach/Pürstinggraben – ~ 40 m; Kitzbühel/Lebenberg – ~ 60 m; St. Johann/Apfeldorf – ~ 70 m) als das heutige (32; Abb. 29, 50, 57).