

wiesen und biostratigraphisch auf Silur datiert werden konnte.

Die gesamten südgeneigten Talflanken sind instabil. Sackungsstaffeln gliedern die Hänge, die Gipfelflur des Pinzgauer Spaziergangs ist von zahlreichen Bergzerreibungen durchzogen. Große Massenbewegungen füllen auch den hinteren Teil des Stuhlfeldner Baches und überformen das vom Geisstein ausstrahlende glaziale Tal.

Bereich Paß Thurn – NGZ-Südrand

Ein WNW–ESE-streichender Gesteinsverband steilgestellter, duktil deformierter Abfolgen bunter Lithologie am Südrand der Grauwackenzone ist als Uttendorfer Schuppenzone definiert. Die Grenze zwischen der geringer metamorphen Grauwackenzone und dieser höher metamorphen Scherzone ist fließend und verläuft vom Näßlinger Wald über die Paß-Thurn-Höhe, durch die Rundhöckerlandschaft Hinteregg – Vorderegg, etwa parallel zur Paß-Thurn-Straße. Sie bleibt dann in den Südflanken des Pinzgauer Spaziergangs, etwa auf 1200 m Höhe verfolgbar und taucht erst auf Blatt Zell am See, östlich Uttendorf, unter die Talauen der Salzach ab. Die Uttendorfer Schuppenzone erreicht im hier betrachteten Abschnitt eine Mächtigkeit von über 1000 m.

Folgende Gesteine grenzen in linsenartigen Körpern aneinander: Phyllite, Serizitquarzite, Schwarzschiefer, Kalkschiefer, Kalkmarmor, Dolomitspäne, Prasinite, Metagabbros, Porphyroide. Hinzu treten Relikte höher metamorpher Gesteine (Granat-Glimmerschiefer, Augengneise) sowie Granitgneise. Zwei relativ große Granitgneiskörper wurden unterhalb des Gasthofes Resterhöhe und in einem Rundhöcker bei Hinteregg (Lok. 1264 m) festgestellt. Die Granitgneise sind jeweils von einer Hülle aus Metagabbros und Prasiniten umgeben.

Die Matrix dieser Scherzone ist phyllitisch, lokal treten auch Schwarzphyllite und Chloritphyllite auf. Zonen stärkerer Scherdeformation zeigen vermehrt Quarz-Exsudate, wodurch bereits hier ein Quarzphyllit-Habitus entsteht.

Die größten Dolomitspäne befinden sich an der Brücke der Paß-Thurn-Bundesstraße über den Rettenbach und am Burgfelsen von Mittersill. Es handelt sich beim Burgfelsen um einen komplex zusammengesetzten Scherspan aus Dolomitmarmor, Kalkmarmor und Quarziten, der von Schwarzphylliten umflossen wird.

Wie bereits 1986 bei der Definition der Uttendorfer Schuppenzone festgehalten wurde, sind hier Gesteine unterschiedlicher Herkunft und unterschiedlicher Druck-Temperaturgeschichte auf engem Raum vergesellschaftet. Der Bau ist anschaulich mit einer Block-in-Matrix-Struktur zu beschreiben. Aus der Kartierung ist die plausible Annahme abzuleiten, dass ein Großteil der Gesteine sich durch prograde Metamorphose und zunehmende Deformation aus Grauwackenmaterial ableiten lässt. Evidenzen wären nur über biostratigraphische Daten möglich, die trotz palynologischer Untersuchungsansätze leider bisher ausblieben. Die engräumige Wechselfolge und die Linsenarchitektur gestalteten die Kartierung der Zone äußerst zeitraubend.

Die pT-Bedingungen der Scherdeformation für die Gesamtzone lassen sich auf den Bereich des mittleren Lowgrade eingrenzen, da Dolomit noch der Sprödverformung unterliegt, während benachbarte Kalkmarmor plastisch deformieren.

Südlich an die Uttendorfer Schuppenzone grenzt der Innsbrucker Quarzphyllit an. Die Grenze ist 100 m S der Burg Mittersill an der Paß-Thurn-Straße aufgeschlossen.

Sie verläuft dann etwa parallel zur Rampe der Bundesstraße im Hang unterhalb und quert den Rettenbach knapp unterhalb des Bergbaustollens. In den mehrphasig duktil deformierten Scherzonen-Gesteinen liefert das erste Auftreten von Biotit einen makroskopischen Hinweis auf die Lage der Grenze zum Quarzphyllit.

Auffällig ist die Zerteilung des duktilen Lagenbaus durch junge Sprödbrüche. Hier ist vor allem das Paß-Thurn-Lineament zu nennen, welches auch innerhalb der Grauwackenzone ein Mosaik gegeneinander verkippter Schollen verursacht. Nach der Kartierung sind die Bewegungen in der Summe dextral, an kleineren Störungen sind auch sinistrale Bewegungen nachgewiesen.

An spitzwinklig zur Salzachstörung verlaufenden Zweigstörungen wird die Uttendorfer Schuppenzone immer wieder nach N in Richtung schwächergradiger Grauwackenzone zurückversetzt. Gelegentlich wird eine Mega-Knickfaltung kartenbildprägend, so z.B. in den Hängen nördlich Mittersill und Stuhlfelden (Thalbach, Burkbach, Hackstein, Stickl). In der Summe verursacht dies, dass trotz des spitzen Winkels zur Salzachtalstörung (ca. 100° Streichen) die Scherzone von Uttendorf bis Mittersill immer im tieferen Hangdrittel der nördlichen Hangflanke des Salzachtals verbleibt.

Strukturell passt sich der Bau gut in die Gesamtsituation ein; perlschnurartig lassen sich Dolomitspäne vom Großen Rettenstein bis nach Uttendorf verfolgen; dieser Kette gehört auch der Burgfelsen von Mittersill an. Sie werden als Scherspäne von Spielbergdolomit interpretiert und befinden sich jeweils rund 100 m bis 200 m hangend der duktilen Grenze zum Innsbrucker Quarzphyllit.

Im Hochglazial hatte der Paß Thurn die Funktion einer Transfluenzzone. Dies bewirkte eine eindrucksvolle Rundhöckerlandschaft, in die immer wieder Moorlandschaften eingebettet sind, wie das Naturdenkmal Wasenmoos in Hörweite der modernen touristischen Transfluenzzone des Paß Thurn. Moränenbedeckung und Häufung von Findlingen beim Mühlbauern weisen auf einen möglichen Gletscherstand während des Spätglazials hin.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 122 Kitzbühel

JÜRGEN REITNER

Im Zuge des fortgeschrittenen Kartierungsprojektes ÖK 122 Kitzbühel wurden im Frühjahr und im Herbst 1997 die „übriggebliebenen“ Areale im Bereich Hahnenkamms und der Jochberger Ache in enger Zusammenarbeit mit G. PE-STAL (Kartierung der GWZ) kartiert.

Nördlich Hahnenkamm: Klausenbach – Brandseitenbach

Die graue bis rotbraune Grundmoräne des Würm-Hochglazials stellt, abgesehen von dem punktuellen Vorkommen von Bänderschluft und Schuttstromablagerungen am Ausgang des Klausenbaches im Liegenden derselben (s. Bericht 1995, Jb. Geol. B.-A., 139/3), das älteste quartäre Sediment in diesem Abschnitt dar und dominierte flächenmäßig das Areal zwischen Brandseitengraben im Westen und Graben W' Zenzern im Osten. Das Komponentenspektrum spiegelt mit den Metasedimenten und dem Quarzporphyr der GWZ wie auch des Permoskyth samt Basisbrekzie die lokale Geologie wieder. Gelegentliche Zentralgneisblöcke sind die einzigen erratischen Geschiebe.

Hochgelegene Staukörper am Eisrand belegen das phasenhafte Abschmelzen des Eisstromnetzes im frühen Spätglazial, schon vor dem „Bühl“ sensu MAYR & HEUBERGER (1968). So ist östlich und südlich der Niederen Streifalm in 1260 m ü. NN die Ansatzfläche einer spätglazialen Eisrandterrasse zu erkennen, die den Quelltrichter des Klausenbaches einnahm. Die zugehörigen Deltasedimente (WNW-fallende rötliche Feinsande in Wechsellagerung mit Grob- und Feinkies) mit intraformationellen „slumpfolds“ sind im Quellast 300 m ENE' der Nd. Streifalm in 1255 m ü. NN aufgeschlossen. Das Geöllspektrum ist stark durch die in der Umgebung vorkommenden permischen Ablagerungen (Grödener Formation, Basisbrekzie mit Karbonatgeröllen) geprägt. Daneben sind Geschiebe von Quarzporphyr und GWZ-Schiefer in den Sedimenten vertreten. Derartige geschichtete Sedimente mit eingeschalteten Diamiktlagen (debris-flow-Ablagerungen) und Schluff-Sandeinschaltungen sind im Klausenbach bis hinab auf 1000 m ü. NN. zu finden.

Ein weiterer kleiner Staukörper am Eisrand aus der frühen Phase des Eiszerfalls ist im Bach zwischen Neuhaueralm und Zenzern aufgeschlossen. Dieses Paket besteht aus flach gegen NNW fallenden Bänderschluften mit drop-stones und eingeschalteten debris-flow-Ablagerungen im Liegenden (1020–1040 m ü. NN) und mit 25° gegen W fallenden sandigen Kiesen (foreset) im Hangenden (1040–1055 m ü. NN). Eine Überlagerung dieser Sedimente durch graue Grundmoräne am Top und damit eine kleine Oszillation während der Abschmelzphase kann aufgrund der Aufschlußverhältnisse nicht vollkommen ausgeschlossen werden.

Auch im Brandseitengraben sind beiderseits des Baches zwischen 960 und 1100 m ü. NN Reste eines Eisrandkörpers zu finden. Es handelt sich hierbei – wie auf der orogr. linken Seite in 1000–1045 m ü. NN zu sehen – um rötliche sandige Kiese in Wechsellagerung mit Schluffen und Grobsanden. Gekippte Schluffe und Feinsande, die auf die unmittelbare Nähe zu abschmelzendem Eis hindeuten, sind am Nordende zu finden. Schlecht sortierte, tw. konglomerierte Schotter aus lokalem Material (max. KG 40 cm) bilden das Top der Terrassenschüttung.

Im Hangfußbereich zur Talweitung der Aschauer Ache südlich der Fleckalmtalstation liegen bis in eine Höhe von ca. 820 m ü. NN tiefergelegene Terrassensedimente vor, die als eine östliche Fortsetzung der gleichartigen Ablagerungen von Kirchberg (ÖK 121) anzusehen sind. Dieses Vorkommen wie auch jenes auf der nördlichen Talflanke (300 m SW' Hennleiten) belegt die letzte Phase eines zusammenhängenden Eiskörpers in diesem Abschnitt zwischen Brixental und Kitzbühler Raum.

Die fluviatile Erosion durch den Klausenbach sorgt besonders in den Eisrandsedimenten im oberen Abschnitt des Quelltrichters für aktive Massenbewegungen. Beispielhaft hierfür sind die mustergültig ausgebildeten Staffeln von aktiven Rotationsgleitungen zwischen 1200 und 1250 m ü. NN an der orograpisch linken Flanke des Grabens ENE' Nd. Fleckalm.

Tal der Jochberger Ache

In diesem Abschnitt musste teilweise eine Revision zur Abstimmung der bisherigen Kartierung von WALTL, HEINISCH und PESTAL, überwiegend aber eine Neukartierung durchgeführt werden.

Südlich Jochberg

S' Parzen konnte an der östlichen Talseite der Jochberger Ache das nach WALTL südlichste Vorkommen von „Kitzbühler Terrasse“ (prä-Hochwürm) nicht verifiziert

werden. Zwischen Parzern und dem Bach N' Kt. 1136 ist in 940–980 m ü. NN nur ein kleines Vorkommen von Eisrandsedimenten (Sand-Schluff-Kies) kartierbar, welches von Osten geschüttet wurde. Die talrandnahen Flanken bis zum Weiler Schradler bestehen aus glazial abgeschliffenen Felsen (E' Irler) und Grundmoräne.

Die Glazialmorphologie wird in diesem Hangfußbereich des Schützenkogels durch Massenbewegungen überprägt (vgl. HEINISCH, Jb. 1997, 140/3). Bedingt durch das N–S-Streichen der Gefügeelemente (parallel zum Haupttal) bzw. steile ±Ostfallen der s-Flächen in diesem Bereich gibt es eine Reihe von Zerrgräben und in den Hang einfallende antithetische Abschiebungen (z.B. W' Weiler Perlberg und Kt. 1136), die durch ein Herauskippen an Schieferungsflächen und b-c-Klüften hervorgerufen wurden.

Aubach – Saukaserbach

Östlich und südlich der Bruggeralm befinden sich ausgedehnte Moränenablagerungen eines spätglazialen Lokalgletschers mit Einzugsgebiet Aubach. Das lokale Spektrum mit Schattberg- und Löhnersbachgeschieben ist gut in der Grundmoräne nächst der Kote 1265 (bei Talstation der Schilifte) zu erkennen. Die deutlich ausgebildete Endmoräne ist nur auf der südlichen Talseite erhalten und setzt 200 m SE' Kt 1265 in 1300 m ü. NN an und ist gegen NE in leicht bogenförmiger Ausbildung bis zum tief in die Löhnersbach-Formation eingeschnittenen Aubach zu verfolgen. Östlich des nordöstlichsten Ausläufers der Endmoräne (Kt. 1282 in alten Karten) schließen zwischen 1200 und 1240 m ü. NN Eisrandsedimente an, die entlang des Forstweges einen Übergang von Moräne zu mit 20–25° gegen E bis ENE geschütteten Sanden und Kiesen (Delta-foreset) erkennen lassen. Innerhalb des Moränenkranzes wie auch am Top der Endmoräne als auch innerhalb der Eisrandsedimente sind neben den GWZ-Schiefern immer wieder Zentralgneisgeschiebe zu finden.

Zusammenfassend muss es sich hier um einen Lokalgletscherstand handeln, der zu einem Zeitpunkt erfolgte, als das Jochberger Tal noch bis etwa 1240 m mit Eis erfüllt war. Das kann nach großräumigen Überlegungen nur bei intaktem Eisstromnetz – also wahrscheinlich während eines dem „Bühl“ vergleichbaren Gletscherstandes – gewesen sein, da zu einem späteren Zeitpunkt kein Eisübertritt vom Salzachtal über den Paß Thurn (1274 m) möglich war.

Zwischen Aubach und der Ortschaft Jochberg sind auf der westlichen Flanke des Achentales keine Glazialreste erhalten, die der Rekonstruktion eines zuvor erwähnten Gletscherstandes dienlich sind. Selbst die ±hangparallele Wallform SW der Kirche Jochberg in 1040–1060 m ü. NN, die sich in einer ähnlichen Position wie die von PATZELT (Innsbr. Geogr. Mitt., 2, 1975) erwähnte Ufermoräne eines eines Bühl-zeitlichen Gletscherstandes befindet, lässt bei den spärlichen Aufschlüssen nur kompakte graue Grundmoräne erkennen.

Am Ausgang des Saukasergrabens sind an beiden Seiten zwischen 980 und 1020 m ü. NN Moränenwälle zu sehen. Am deutlichsten ist jener am Bärenbichl ausgebildet, wo – leider nur in Maulwurfshügeln – sandig-kiesiges, glazial bearbeitetes Lokalmaterial zu finden ist. Der Konnex dieser nur in spärlichen Resten erhaltenen Moränenablagerungen des Saukasergraben-Lokalgletschers, dessen Ausdehnung ebenso einen Bühl-Stand vermuten lässt, zu einem Eiskörper im Jochberger Tal bleibt unklar. Durch die enormen Massenbewegungen an beiden Flanken des Saukasergrabens ist zudem die Rekonstruktion der Gletscherausdehnung taleinwärts nicht möglich.

Die erosiv zerschnittenen Rücken südlich des Saukaserbaches bestehen abgesehen von einem kleinen isolierten Vorkommen von Eisrandschottern, welches in 1050 m ü. NN vom Forstweg W' Ed angeschnitten wird, aus grauer Grundmoräne mit GWZ-Material.

Da der Hang zwischen Saukasergraben und Hoferbach („Haberberg“) erstens nur im Hangfußbereich von Grundmoräne (meist verrutscht) bedeckt sowie durch Massenbewegungen in der Löhnersbach-Formation geprägt ist, sind auch hier keine Kenntnisse zur spätglazialen Entwicklung zu gewinnen.

Hofergaben – Berging

Der von KLEBELSBERG (Z. f. Gletscherkde, 28, 1942) beschriebene und als „Schlern“-zeitliche Endlage eines Lokalgletschers gedeutete Wall auf der Nordseite des E' der Bocksaualm (1294 m) besteht aus grauer Grundmoräne. Das Vorkommen von verkippten Eisrandsedimenten an der orogr. linken Flanke Hofergaben in 1170 ü. NN zeigt allerdings, dass die von dem Wall gegen E abgegrenzte Mulde (Bocksau-Alm sensu KLEBELSBERG) kein Produkt der postglazialen Erosion ist. Es ist als kleines „Becken“ eines spätglazialen Bocksau-Lokalgletschers zu betrachten, dessen abschmelzendes Eis zusedimentiert wurde.

Tiefere, überwiegend von Schwemmfächern überlagerte Eisrandsedimente mit einer deutlichen Terrassenkante zur Ache liegen noch N' Berginger vor.

Wiesenegg

Südlich des Wieseneggbaches befinden sich auf der westlichen Talseite der Jochberger Ache nur erosiv zerschnittene Grundmoränenablagerungen (z.B. oberhalb Schlichter). Generell ist der Hangfuß des Schützkogelkamms von der Sackungsmorphologie (s. Abrisskante W' Kreuz 1465; vgl. HEINISCH) geprägt, sodass abgesehen von einzelnen Grundmoränenvorkommen keine Glazialsedimente erhalten sind.

Ganz im Gegensatz zur östlichen Talseite, wo die Göttschenkapelle (936 m) bei Wiesenegg auf einem deutlichen – gegen Süden durch den Wieseneggbach abgeschnittenen – Seitenmoränenwall steht, der von PATZELT den „jüngeren Vorstößen“ des Bühl-Stadiums zugeordnet wird. Entlang des Weges vom Wiesenegggraben zur Göttschenkapelle ist der Übergang von kompakter, stark schluffiger, grauer Grundmoräne an der Basis zur sandigeren Seitenmoräne im Hangenden zu sehen. Im Gegensatz zu PATZELT ist aber von einer Zentralgneis-Dominanz in den Geschieben nichts zu finden. Das Spektrum wird von Schattberg- und Löhnersbach-Formation sowie Quarzporphyr geprägt. Zentralgneis-Geschiebe sind selten, aber im Gegensatz zum GWZ-Material gut gerundet. Die bisherigen Ergebnisse zeigen, dass hier die Endlage eines – wahrscheinlich bühzeitlichen – Achengletschers (mit Eiszufluss über den Paß Thurn) gegeben ist.

Von der Göttschenkapelle gegen Norden bis zum Einödgraben (Bach W' Kochau) sind in kleinen Aufschlüssen (Quellnischen) Wechsellagerungen von sandig-kiesigen Ablagerungen und schwach geschichtete Sedimente mit eingeregelter Komponenten (mud-flow-Ablagerungen) anzutreffen.

Im Einödgraben (Bach W' Kochau) ist zwischen 820 und 850 m ü. NN wohl in räumlicher wie auch stratigraphischer Hinsicht die quartärgeologisch komplexeste Situation des Kartenblattes ÖK 122 aufgeschlossen. Das Idealprofil ist im ca. 8 m hohen Aufschluss 300 m W' der Bundesstraße auf der südl. Talflanke vom Liegenden gegen das Hangende zu sehen:

An der Basis befindet sich Einheit I (Mächtigkeit: 4 bis max. ?20 m) bestehend aus schlecht sortierten Kiesen bis Diamikten (Schuttstrom- und Wildbachablagerungen mit lokalem Geschiebe) mit den durch WALTZ (Diplomarbeit Univ. Innsbruck, 1992) bekannten geplätteten Hölzern sowie Schluffen. Die Lagerung ist durch glaziotektonische Deformation übersteilt. Zum Teil sind auflastbedingte diapirförmige Entwässerungsstrukturen im Meterbereich zu sehen, die gegen das Top gekappt sind und von einem weit verfolgbar beigen sandigen Schluff (Einheit III) diskordant überlagert werden. Am Top von Einheit I sind in diesem Aufschluss nur Zentralgneisblöcke zu sehen, wogegen 150 m östlich im nördlichen Quellast des Baches in dieser Position graue Grundmoräne (Einheit II) mit gekritzten Geschieben zu finden ist. Einheit III weist in den umgebenden Aufschlüssen eine enorme Variabilität mit Bänderschluffen samt eingelagerten dropstones, sich mehrfach wiederholenden fining-upward-Sequenzen von Turbiditabfolgen (Kies bis Schluff) und massigen Kiesen auf. In letzterem Material war in dem zuoberst erwähnten Aufschluss eine – anhand eines dünnen Schluffbandes und der Längsachsen der plattigen Gerölle nachvollziehbare – Liegendfalte mit steil geneigter Achsenfläche zu erkennen, die wiederum nur mit glaziotektonischer Deformation erklärbar ist. Der Kontakt der glaziofluvialen bis-lakustrinen Einheit III (Mächtigkeit >4 m) mit der grauen Grundmoräne im Hangenden (Einheit IV) war aufgrund kleinerer Rutschungen nicht direkt zu sehen. Allerdings ist partienweise eine Sonderentwicklung der Einheit IV mit einem stärkeren Feinsandgehalt erfassbar, wobei unregelmäßige „Moränen-Aggregate“ von Feinsand umgeben sind. Diese Fazies kann als Umlagerungsprodukt eines in einen Eisrandsee vorstoßenden Gletschers gedeutet werden.

Im Graben S' Gehöft Pürsting ist die Situation vergleichbar, aber durch Rutschungen schlechter aufgeschlossen.

Zusammenfassend ist die Einheit I aufgrund der Holzfunde und der Pollenanalysen der Schluffe (Dr. DRAXLER) ins Eem (nach der *Abies/Carpinus*-Phase) bis 1. Frühwürm-Interstadial zu stellen. Der Polleninhalt entspricht weitgehend dem des Vorkommens am Leberberg (s. Bericht 1996, Jb. Geol. B.-A., 140/3, 1997) und zeigt zum Zeitpunkt der Sedimentation eine geschlossene Waldbedeckung mit Dominanz von *Picea* an. Das starke Auftreten von *Alnus* und die Sedimente ergeben das Bild einer versumpften Talflur, deren Sedimentationsgeschehen durch die seitlichen Schwemmfächer dominiert wird. Schluffsedimente aus dem Rückstaubereich zwischen den Schwemmfächern verzahnen sich mit Holzführenden Murensedimenten.

Zwischen Einheit II, die vorerst als stark erodierter Rest der Würm-Hochglazial Grundmoräne anzusprechen ist, und dem Top von Einheit I ist damit ein zeitlicher Hiatus festzustellen, der in erster Linie auf die glaziale Erosion zurückführbar ist. Die Ablagerung der glazio-lakustrinen bis fluvialen Sedimente (Einheit III), welche bis auf einige umgelagerte Pollenaus dem Liegenden frei von Pollen und org. Detritus sind, erfolgte in einer Rückzugsphase des spätglazialen Achengletschers, der danach erneut zumindest bis zum Rücken des Gehöftes Pürsting vorstieß (Ablagerung der hangenden Grundmoräne mit Sonderfazies – Einheit IV; glaziale Deformation des Materials im Liegenden). Mit diesem Vorstoß könnte die N-S-verlaufende vernässte Mulde in ca. 1000 m ü. NN bei Kochau im Zusammenhang stehen, die als randglaziale Entwässerungsrinne anzusprechen ist. Endmoränen dieser klei-

nen Oszillation sind nicht zu finden, da selbst die langgestreckten Rücken westlich der Entwässerungsrinne aus Grundmoräne bestehen und am Pürsting-Rücken bis auf einen kleinen Acker mit schottrigem Boden westlich des Gehöfts Grundmoräne vorliegt. Die Endmoräne vom Göttschenbühel wie auch kleine Vorkommen von Eisrandsedimenten (Schluff bis Kies) zwischen den 2 Quelllästen des Einödbaches belegen die letzte fassbare Endlage des (?bühlzeitlichen) Achengletschers. Die der Lokalmoräne beim Aubach vorgelagerten Eisrandsedimente wie auch die Sedimente am Bärenbichl, die noch eine „Berührung“ zwischen Achengletscher und Saukasergletscher erwarten lassen, sind mit einer dieser letzten Oszillationen in Verbindung zu bringen. Der Einfluss des Tauerneises ist mehr in den Findlings-Blöcken als in der Grundmoräne ersichtlich.

Die oft beschriebene Terrasse (s. WALTZ 1991) von Filzen, deren Aufbau deutlich im Bach S' Mairhofen zu sehen ist, liegt auf Grundmoräne und besteht aus horizontal bis flach gegen NE geschichteten sandigen Kiesen und stellt mit korrespondierenden Ablagerungen bei Hechenmoos die spätglaziale Verfüllung des letzten Zungenbeckens der Moräne bei Göttschenbühel dar.

Aurach – Kitzbühel

An der östlichen Talflanke der Jochberger Ache von der Mündung des Aurachbaches gegen Norden dominieren Grundmoränenflächen mit Drumlins, aus denen markante Felsen, bestehend aus Spielbergdolomit (s. Kartierung HEINISCH), herausragen.

Die prä-hochwürmzeitlichen Sedimente in der klassischen Ausbildung als sandige Kiese („Kitzbühler Terrasse“) treten etwa ab Höhe Malern auf und ziehen beiderseits der Ache – meist von Schwemmfächern überlagert – gegen Norden in das Stadtgebiet. Die Oberkante liegt max. 40 m über dem Niveau der rezenten Talflur.

Ein weiteres Beispiel für den inhomogenen Aufbau der sogenannten „Kitzbühler Terrasse“ (vgl. Bericht 1996, Jb. Geol. B.-A., 1997, 140/3) ist im Graben unmittelbar N' der evangelischen Kirche aufgeschlossen. Dort sind in 755–760 m ü. NN glaziolakustrine Sande und Schluffe über verhältnismäßig locker gelagertem Diamikt ohne gekritzte Geschiebe zu finden. Gemäß den Erkenntnissen vom gegenüberliegenden Lebenberg (s. Bericht 1996, Jb. Geol. B.-A., 1997, 140/3) ist hier ein Abschnitt jener – nur aus den Bohrprotokollen bekannten und vorerst ins Spät-riß gestellten – Beckenfüllung aufgeschlossen, die am Lebenberg im Liegenden der torfigen Schluffe (Eem bis 1. Würm Interstadial) erbohrt wurde.

Eine weitere Sonderentwicklung der prä-hochwürmzeitlichen Sedimente ist im Bachbett des Köglergrabens in 820 m ü. NN im Liegenden der Grundmoräne aufgeschlossen. Es handelt sich hierbei um stark konglomerierte mäßig sortierte Schotter aus angerundeten bis gut gerundeten Geröllen (KG bis zu 40 cm). Die lokale Provenienz des Komponentenspektrums (alle Varietäten der Spielbergkarbonate, Quarzporphyr, Schattberg-Formation, untergeordnet Metatuffite) sowie das Einfallen der Bänke mit bis zu 30° gegen W bis SW belegen hier ein vom Köglerbach geschüttetes Delta. Es könnte sich in diesem Fall ebenso um ein Erosionsrelikt einer glaziofluvialen Ablagerung aus dem „Spät-riß“ handeln.

Spätglaziale Eisrandsedimente des Würm sind im Abschnitt Achbach bis Köglerbach spärlich vertreten. So ist im Bach N' Mairhofen (durchfließt die Badhaussiedlung) zwischen 800 und 880 m Seehöhe ein Eisrandkörper (Schluffe – Sande – Kiese – Diamikte) angeschnitten, von dessen südöstlichem Ansatzpunkt eine flache Mulde bei der Talstation der Bichlalmflur (904 m) gegen SSE bis zum Aschaubach reicht. Letztere ist als eisrandnahe Entwässerungsrinne anzusehen.

Der Rücken NW' Kapelle 942 (bei Eben) besteht aus Grundmoräne mit Zentralgneisgeröllen und einem erhöhten Sandgehalt. Im nordwestlichsten Ausläufer dieses Rückens setzt sich bei 870 m. ü. NN deutlich ein Wall vom Hang ab, der im hangendsten Abschnitt – am Abhang zum Köglergraben – in 840 m ü. NN aus sandigen Diamikten (mit Zentralgneisgeröllen) in Wechsellagerung mit Sand-Schluff-Lagen aufgebaut ist. Östlich davon sind in der Rutschmasse auf der orogr. linken Seite des Köglergrabens in Höhe der Geschiebesperre Bänderschlufl mit dropstones und grauer sandiger Moräne im Hangenden aufgeschlossen.

Trotz der schlechten Aufschlussverhältnisse ist hier eine durch den Rest eines Talverbaus dokumentierte Randlage eines spätglazialen, von Tauerneis genährten Achen-Gletschers belegt. Die Ablagerung der Eisrandterrasse N' des Köglerbaches (z.T. im Golfgelände) mit einer Kante in 800 m ü. NN erfolgte nach diesem ebenfalls dem „Bühl“ vergleichbaren Gletscherstand.

Der Rücken des Hagstein und seine Ausläufer Richtung NW bestehen, abgesehen von kleinen Quarzporphyr-Aufschlüssen, aus grauer Grundmoräne, deren Geröllspektrum alle Varietäten der GWZ sowie gelegentlich Zentralgneis aufweist. Die langgestreckten Rücken sind tw. Drumlins und tw. Erosionsformen.

Zusammenfassend hat die quartärgeologische Aufnahme des Achantales den inhomogenen Aufbau der prä-würmhochglazialen Ablagerungen („Kitzbühler Terrasse“) bestätigt. Die Sedimente mit Pflanzenfossilien von Kitzbühel-Lebenberg und Aurach-Einödgraben markieren das Niveau eines alten Talbodens aus dem ausgehenden Eem (nach der *Abies-Carpinus*-Phase) bis 1. Frühwürm-Interstadial, dessen Höhenlage gegen Norden vermutlich mit dem Lignit-Vorkommen von Apfeldorf bei St. Johann (s. Bericht 1996, Jb. Geol. B.-A., 1997, 140/3) verfolgbar ist. Aus den Lagerungsverhältnissen, besonders im Raum Kitzbühel, ist die Ansprache der sandig-kiesigen Sequenzen als Vorstoßschotter, welche im Vorfeld des vordrängenden würmhochglazialen Gletschers abgelagert wurden, zum Teil in Frage zu stellen. Ein Teil dieser Abfolgen ist als Beckenfüllung (Schluff bis Kies) möglicherweise aus dem ausgehenden Riß zu bezeichnen.

Die würmspätglaziale Entwicklung in Talrandnähe ist zum Teil sehr schlecht abgesichert. Die Endmoräne des Achengletschers bei der Göttschenbühel-Kapelle sowie auch die End- bzw. Seitenmoränen am Ausgang des Saukaser- sowie des Aubachgrabens sind Ausdruck der – bzw. zeitgleich mit – den letzten Zuckungen des Eisstromnetzes im Tal der Jochberger Ache. Nördlich Aurach sind die Dokumente des Eiszerfalls spärlich und die Gletscherausdehnung ist de facto nicht zu rekonstruieren.

