



Neuergebnisse der Quartärforschung in Tirol

Von Gerhard POSCHER

Mit 7 Abbildungen

1. Übersicht

Das Thema wird nach faziellen und stratigraphischen Gesichtspunkten gegliedert. Es werden neue Arbeiten betreffend die Terrassensedimente des Inntals kurz vorgestellt und jüngere Ergebnisse zur Talübertiefung bzw. zur spät- und postglazialen Talgeschichte erörtert. Aus Gründen des Umfangs können nur einzelne Beispiele vorgestellt werden, sodaß in gesamttiroler Sicht die Literaturzusammenstellung unvollständig ist.

Trotz einer traditionsreichen Quartärforschung liegen für die Terrassensedimente des Tiroler Inntales und seiner Nebentäler bislang keine befriedigenden genetischen Konzepte vor. Mit Beginn der Neuaufnahme des "Inntalquartärs" auf Blatt ÖK 117 / Zirl (POSCHER, 1988) setzte eine Renaissance in der Erforschung der Terrassensedimente ein, wobei die Schwerpunkte auf Detailkartierung und Sedimentologie gelegt wurden (KASPAR, 1989; MOSTLER 1992; POSCHER, 1991a, 1994, in Vorbereit.; WALTL 1992;).

Als Beispiele werden nachfolgend der Achenseedamm mit der Mündung des Zillertales sowie der Terrassenabschnitt südwestlich von Innsbruck mit der Mündung des Sellraintales vorgestellt. Der Ostabschnitt der Müeminger Terrasse im Raume Telfs wird bei den Unterlagen zu Exkursion D gewürdigt.

Der Kenntnisstand über den Aufbau der Sedimente der Talsohle ist gering und geht hinsichtlich gesicherter Erkenntnisse über Teufen von 20 m bis

max. 80 m selten hinaus, wobei diese Ergebnisse nur in bescheidenstem Umfang publiziert sind. An Tiefenaufschlüssen standen zur Beurteilung der Talübertiefung und des sedimentologischen Aufbaus des Inntals bis Ende des letzten Jahrzehnts lediglich Ergebnisse der Tiefbohrung Rum (AMPFERER, 1921), geophysikalische Untersuchungen bei Thaur (ARIC & STEINHAUSER, 1976) und die Tiefbohrung am Flughafen Innsbruck (MOSTLER, 1982) zur Verfügung.

Im Zuge der Erkundung von Tiefenwässern im Unteren Inntal wurden durch ein reflexionsseismisches Meßprogramm und die Tiefbohrungen Wattens und Wörgl neue Ergebnisse erzielt (WEBER et al. 1990, 1991), deren geologische Interpretation jedoch als noch nicht abgeschlossen anzusehen ist. Die seismischen Untersuchungen wurden im Oberinntal fortgesetzt (SCHMID, 1992), über einzelne Ergebnisse wird nachfolgend berichtet.

Ergebnisse jüngeren Datums liegen u.a. vor für das Lienzer Becken (SCHMID, POSCH & WALACH, 1990), das Zillertal (WEBER & SCHMID, 1991), das Becken von Reutte (WEBER et al. 1990), und das Ötztal (HEUBERGER & BRÜCKL; dieser Band).

Arbeiten zur spät- und postglazialen Tal- und Klimageschichte Tirols sind traditionelles Forschungsgebiet der Innsbrucker Geographie bzw. des Instituts für Hochgebirgsforschung an der Universität Innsbruck. In den letzten Jahren ist eine zunehmende "Verjüngung" des Forschungsschwerpunkts von Fragen der spät- und

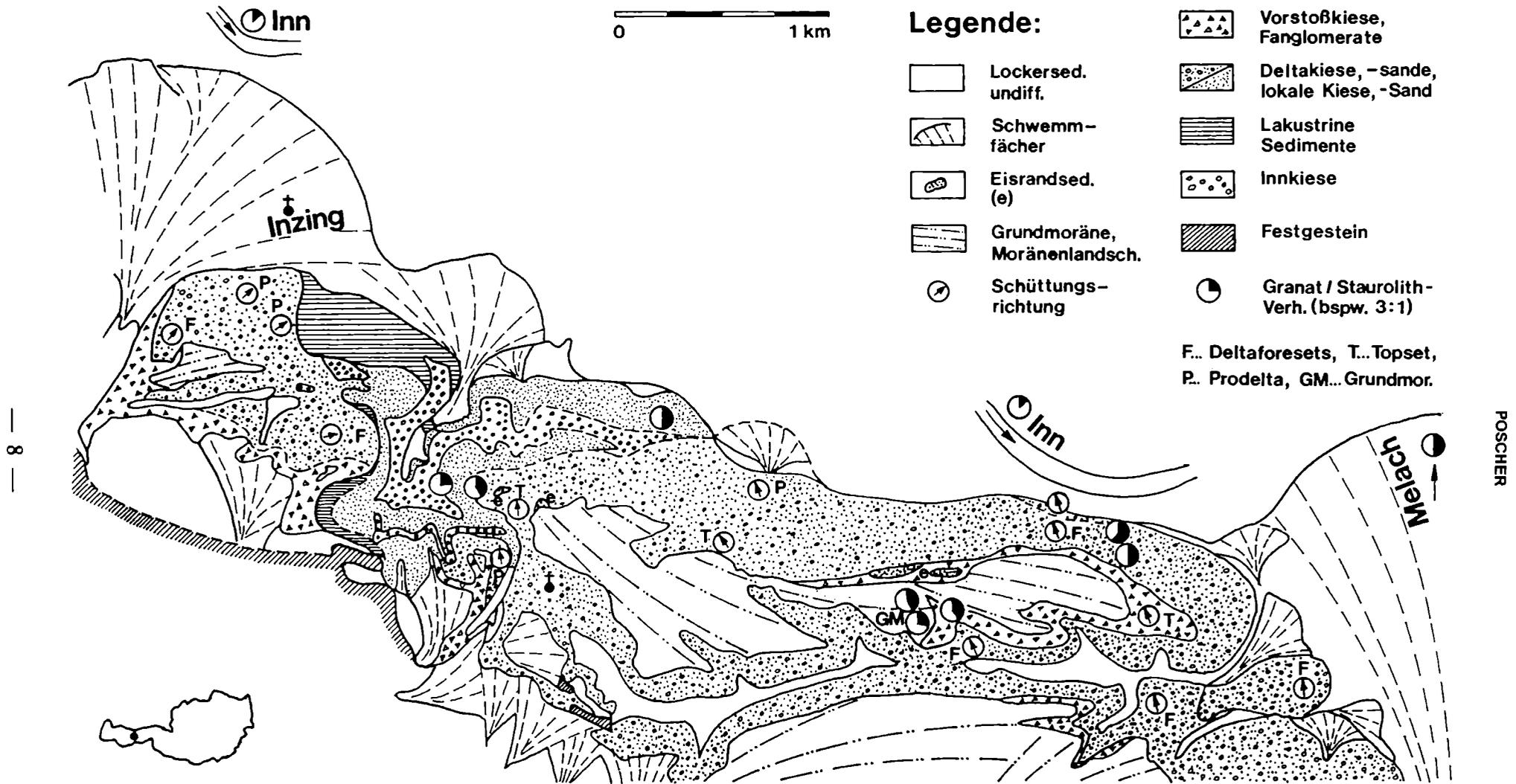


Abb.1 Vereinfachte quartärgeologische Karte der Melachmündung mit dem Granat : Staurolith-Verhältnis in verschiedenen Faziesbereichen

POSCHER

postglazialen Sedimentationsgeschichte des Inn-tals (PATZELT, 1987) bis hin zu "geologisch unterlegten" Themen zur Besiedlungs- und Kulturgeschichte des Tiroler Raums eingetreten (PATZELT, 1990). Die Aktualität dieser Arbeitsrichtung liegt einerseits in den Erkenntnissen über Umfang und Auswirkung der anthropogenen Eingriffe in das alpine Ökosystem während der letzten Jahrtausende, andererseits liefern nicht zuletzt diese Erkenntnisse den geowissenschaftlich-naturwissenschaftlichen Unterbau rund um die "GLETSCHERLEICHE VOM HAUSLABJOCH" (HÖPFEL et al., 1992).

2. Zur Fazies und Genese der pleistozänen Terrassensedimente im Inntal

2.1 Die Inntalterrasse südlich des Inns im Abschnitt westlich von Innsbruck

2.1.1 Allgemeines

Die Mittelgebirgsterrassen westlich von Innsbruck wurden zuletzt von LADURNER (1932) kartiert. Während der letzten 50 Jahre haben sich zahlreiche wissenschaftliche Arbeiten mit diesem Terrassenabschnitt beschäftigt, wovon die Beiträge von MACHATSCHEK (1933, 1934), BOBEK (1935), PASCHINGER (1950, 1957) und MAYR (1968) zu berücksichtigen sind. Die Neubearbeitung ist zwischenzeitlich abgeschlossen - Details und Belege, auf die hier nicht näher eingegangen wird, sind in POSCHER (in Vorbereit.) dargestellt.

2.1.2 Der lakustrine Sedimentationsraum

Der Internbau der Mittelgebirgsterrassen beiderseits der Melachmündung (Abb. 1) ist charakterisiert durch bis zu 150 m mächtige Sedimente eines pleistozänen Deltas, das sich aus basalen Schwemmfächersedimenten entwickelt. Die Foresets sind dm-mächtige Bänke, gradiert mit lagig sehr guter Sortierung von sandigem Kies und teilweise scharfkantigem Grus. Die petrographische Zusammensetzung der Kiesfrachten und die Schwermineralfracht weisen das Einzugsgebiet der Melach - d.h. das Sellraintal - als Liefergebiet aus.

Die Foresets fallen am "Rangger Reissen" vis a vis von Zirl mit min. 7° bis max. 15° nach N bis NNW ein, in der südlicher (proximaler) gelegenen Schottergrube Itzlanggen mit durchschnittlich 15-18° nach N. Das Delta kann in Richtung W unmittelbar über der Inntalsole bis südlich des Bahnhofs Zirl (640 m SH) bzw. in der Hangflanke bis nördlich von Ranggen (780 m SH) verfolgt werden.

In der südlich befindlichen Kiesgrube Itzlanggen verzahnen in rd. 790 m SH Delta - Foresets mit einzelnen nach Süden auskeilenden Mehlsandlagen, darüber transgredieren die Vorstoßkiese des Sanders (Delta - Topset) des pleistozänen Melach - Gletschers.

Vergleichbare Delta-Ablagerungen der seitlichen Zubringer treten im Bereich Völs (Pleistozäner Nebenarm der Melach im "Nassen Tal" bzw. pleistozäner Geroldsbach und Axamerbach) sowie beiderseits der Schlucht des Enterbachs bei Inzing auf (Abb. 2). Beobachtungen im Abschnitt Inzing - Flauring und Hinweise von MACHATSCHEK (1934) geben Anlaß, die Erstreckung der Deltafront westlich Inzing bis in den Raum Pfaffenhofen auszudehnen. Damit ergibt sich ein Konnex zu den Deltasedimenten im Raum Telfs / Emat (vgl. Exkursion D, Haltepunkt 1).

Feinklastische Sedimente sind grundsätzlich auf Abschnitte zwischen den mächtigen Deltakörpern beschränkt. Mehrfach bearbeitet (PASCHINGER, 1950, 1957; HEISSEL, 1954, HORVACKI 1982) und bis vor rd. 20 Jahren durch zwei Tonabbau erschlossen, stellen die Bändertone von Inzing das bekannteste Vorkommen dieser Fazies dar.

Die Feinklastika von Inzing sind bis rd. 700 m SH (tw. 720 m SH) am Hang südlich Inzing sowie in einzelnen kleinen Ausbissen am Ausgang des Schindeltales aufgeschlossen und verzahnen gegen Süden mit Deltaablagerungen des Enterbachs und mit Kieshorizonten des Inns.

Östlich der bekannten Inzinger Bändertone setzt sich eine feinsandig-siltige und horizontalgeschichtete Serie als Äquivalent der Inzinger Tone bis Zirl- Süd fort. Eine Verzahnung mit den

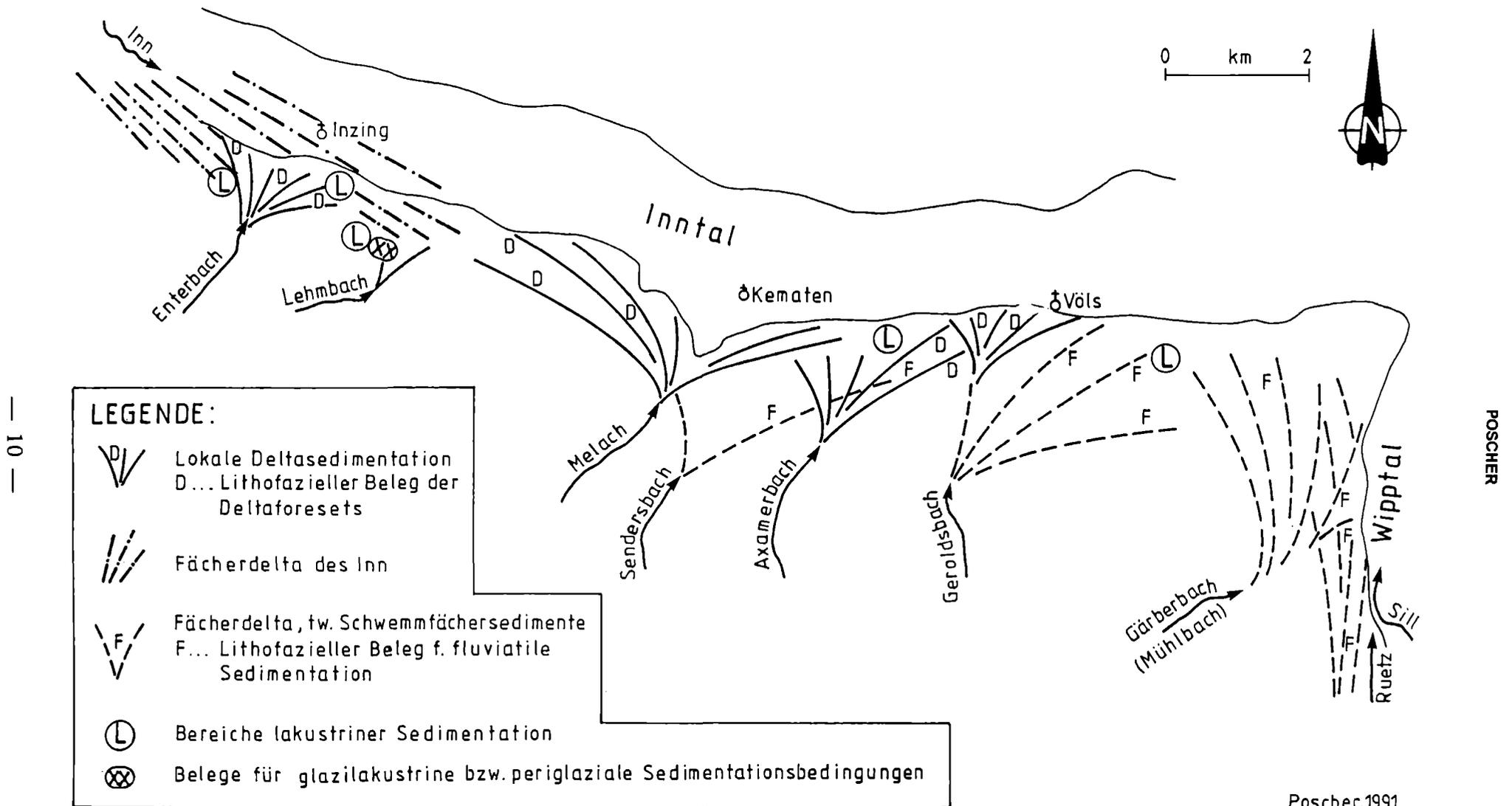


Abb. 2 Deltalandschaft im pleistozänen Inntal zwischen Hatting und Innsbruck

POSCHER

Sedimenten des Melach - Deltas ist nachzuweisen. Dropstones in Sedimenten und Äquivalenten der Inzinger Bändertone geben einen Hinweis auf periglaziale Sedimentationsbedingungen.

Die fazielle Position der feinklastischen Sedimente der Hauptterrasse im Abschnitt Afling - Völs und Ziegelstadel/Innsbruck ist ident zu der des Inzinger Vorkommens. Auch westlich von Inzing stehen kleinräumig faziell vergleichbare feinklastische Sedimente an.

2.1.3 Sedimente des Inn

Die Innkiese wurden - vergleichbar dem Eintrag des ehemaligen Vorfluters in einen Speichersee - in Form eines flachen Deltas - sedimentiert. Dabei ist östlich von Telfs eine stete Abnahme von Inn-sedimenten in Richtung Osten festzustellen. Einzelne ereignisbezogene Schüttungen können kartierungstechnisch oft über hunderte Meter verfolgt werden.

Bspw. sind über den feinklastischen Ablagerungen zwischen Inzing und Zirl-Süd bzw. diesen auch zwischengeschaltet (bspw. ehem. Tongrube in Inzing) zwischen 680 m - 740 m SH in einzelnen Aufschlüssen gut gerundete Innkiese zu finden. Im Hohlweg von Ranggen nach Inzing (Inzinger Rodelbahn) ist ein Verzahnungsbereich von mit ca. 5° nach NW geschütteten Melachsanden des Prodeltas und Sanden und Kiesen des Inns aufgeschlossen (ca. 700 m SH).

2.1.4 Grundmoräne, glaziale Sedimente, Eisrand

Hangende Grundmoräne kann in den Terrassensedimenten westlich von Innsbruck nach sedimentologischen Kriterien nur an wenigen Lokalitäten, vor allem im Bereich der Melachmündung, im Raum Omes-Axams und Ranggen nachgewiesen werden. Liegende Grundmoräne wird aufgrund hydrogeologischer Befunde an der Basis der Deltasedimente im Raum Rettenbachtal - Itzlranggen - Rangger Reissen vermutet.

Die stratigraphische Position des (kalkalpinen) Grundmoränenvorkommens von Toblaten westlich von Inzing ist unsicher. Sollte es sich um Liegende Grundmoräne handeln, was aufgrund der relativ tiefen Lage über Talsohle anzunehmen ist,

bestehen direkte Anknüpfungspunkte zum Terrassenaufbau im Raum Telfs, der ebenfalls durch das Auftreten von glazialen Sedimenten an der Basis des Terrassenkomplexes charakterisiert ist (vgl. Exkursion D, Haltepunkt 1).

Im Bereich östlich der Melachmündung bis Afling, aber auch weiter westlich (Ranggen) sind sowohl morphologisch als auch faziell eisrandnahe Sedimente mit Tillresedimenten belegbar, die dem Terrassenhauptkörper angelagert sind. Somit kann trotz der lückenhaften Verbreitung von hangenden glazialen Sedimenten belegt werden, daß der Terrassenhauptkörper mit Sicherheit älter als die letzte Vergletscherung des Innraumes in diesem Abschnitt ist.

2.2 Der Achenseedamm

2.2.1 Allgemeines

Die Abdämmung des Achensees gegen das Inntal erfolgt durch eine Lockersedimentterrasse (Abb. 3, 4), die sich als Talverbau in zwei Stufen insgesamt rund 400 m über die Sohle des Innraumes erhebt. Zum quartärgeologischen Kenntnisstand dieser Talverbauung haben u.a. die Arbeiten von PENCK (1882, 1902, 1922), BLAAS (1889), AMPFERER (1904, 1939) und AMPFERER & PINTER (1927) beigetragen.

Während PENCK (1902) und ursprünglich auch AMPFERER (1905) die Auffassung vertraten, daß der Achenseedamm im Zuge randglazialer Sedimentation im Nahbereich eines vorstoßenden Gletschers aus dem Zillertal entstanden sein mußte, kam AMPFERER (1907) zur Ansicht, daß der Achenseedamm nur den Rest einer interglazialen "Inntalaufschüttung" darstellt, die in tektonischen Verstellungen der Talsohle des Innraumes ihre Ursache haben soll (AMPFERER 1908 a,b).

PENCK (1902) vertrat ursprünglich die Auffassung, daß der heutige Achensee den Rest eines permanent gewordenen Eisrandsees darstellt, während AMPFERER (1904, 1905) das Seebekken als erosiv entstandene glaziale Wanne interpretierte.

Im Zuge geologischer Arbeiten im Gebiet des Achenseedamms (POSCHER, 1991 b) wurden fa-

POSCHER

zielle Zusammenhänge erkannt, die für das Verständnis pleistozäner Sedimentationsprozesse im Tiroler Inntal von prinzipiellem Interesse sind. Ursprüngliche Ansichten von PENCK (1882, 1902) werden durch fazielle und sedimentpetrographische Fakten, auf die hier im Detail nicht eingegangen wird, in vielen Punkten bestätigt (vgl. dazu: POSCHER, 1994)

2.2.2 Genese des Achenseedammes - Fazielle Zusammenhänge

Die lithofazielle Analyse weist für den Achenseedamm ein faziell schlüssiges Bauprinzip nach, wobei 4 Phasen in der Entstehung unterschieden werden (Abb.3,4,5):

◆ Phase 1:

Gesteigerte Sedimentakkumulation aus den Flanken des einst zum Inntal entwässernden Achentals durch laterale Schwemmfächer führt zur Abriegelung des Abflusses und zur Bildung eines Stausees. Ein System, wie es auch rezent in den Alpen vielfach vorliegt. Durch Faziesverzahnungen kann nachgewiesen werden, daß aber auch - offensichtlich ereignisbezogen - grobklastischer Schutteintrag von Liefergebieten südlich des Inns in das Achental stattfindet (Abb.5).

Die erhöhten Akkumulationsraten im Inntal und den Seitentälern sind offensichtlich glazialgeologisch motiviert, was u.a. durch gekritzte Dropstonekomponenten in den liegenden Abschnitten der "Bändertone des Kasbachgrabens" ("PALÄOACHENSEE") nahegelegt wird. Die grobklastischen Horizonte mit Liefergebieten südlich des Inns bzw. im äußeren Zillertal werden dementsprechend als distale, ereignisbezogene Sandersedimente aus dem Zillertal interpretiert.

◆ Phase 2:

Der Grundmoränenteppich und die Blocksandvorkommen von Fischl-Burgeck (Abb. 4) wie auch die Erratikastreu im Raum Burgeck-Erlach - jeweils im Hangenden der in Phase 1 sedimentierten Klastika gelegen - weisen das

Zillertal als Liefergebiet der glazialen Sedimente aus. BLAAS (1889) und AMPFERER (1939) erwähnen aus eben diesem Bereich, der die geringste Horizontaldistanz zur Mündung des Zillertales aufweist, Stauchungen und Störungen in heute nicht mehr aufgeschlossenen Lockersedimenten.

In korrelater Höhe konnten auch westlich des Kasbachgrabens im Zuge der Neuaufnahme vergleichbare Sedimentstrukturen dokumentiert werden. Grundsätzlich bestätigt sich damit die ursprüngliche Auffassung von PENCK (1902), den Achenseedamm als ein Produkt "eisnaher" Akkumulation im Vorfeld eines Gletschervorstoßes aus dem Zillertal zu interpretieren.

In dieser zweiten Phase - unmittelbar nach der in Abb. 5 dargestellten Situation - setzt die Verlandung des "PALÄOACHENSEES" durch die fortschreitende Akkumulation von pro- und randglazialen Sedimenten ein.

◆ Phase 3:

Der Aufbau des Achenseedammes wird in dieser Phase durch den Vorbau eines bis zu 150 m mächtigen Deltakomplexes weitestgehend abgeschlossen. Deltasedimente wurden bis unter den heutigen Achensee im Bereich des Einlaufs zum Überleitungsstollen nachgewiesen (AMPFERER & PINTER, 1927). Die Schüttrichtung der Deltasedimente ist generell streng Nordwest gerichtet. Es ist in Übereinstimmung mit den sedimentpetrographischen Analysen davon auszugehen, daß der Sedimenttransfer am orographisch linken Eisrand des Zillertalgletschers erfolgte, der Eintrag von Sedimenten aus dem Inntal ist untergeordnet (Abb. 5).

◆ Phase 4:

Es liegen bislang keine Beweise vor, die die Annahme eines Überfahrens des Achenseedammes durch zentralalpine Eismassen rechtfertigen würden.

Eine mehr oder weniger geschlossene Decke von vornehmlich kalkalpiner hangender Grundmoräne ist nur für den Westteil des Achenseedammes bis in den Raum Seespitz - Pertisau und als Basis des Seebeckens im Be-

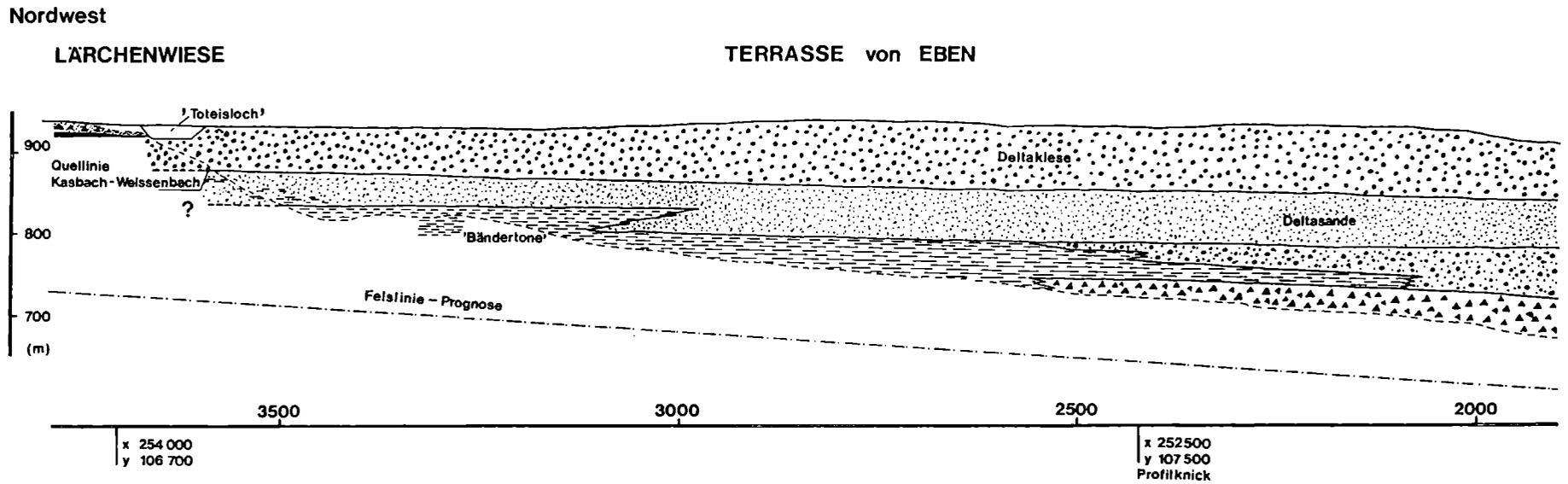
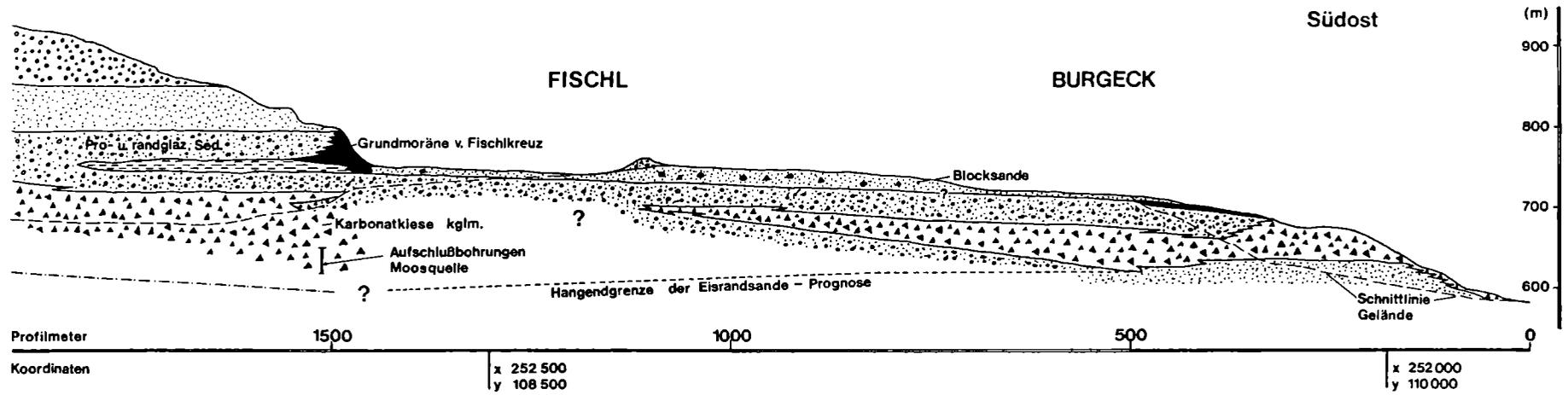


Abb. 4 Profil durch den Achenseedamm; Projektion in Schnittebene (Schnittverlauf lt. Abb. 3)

14

POSCHER

POSCHER

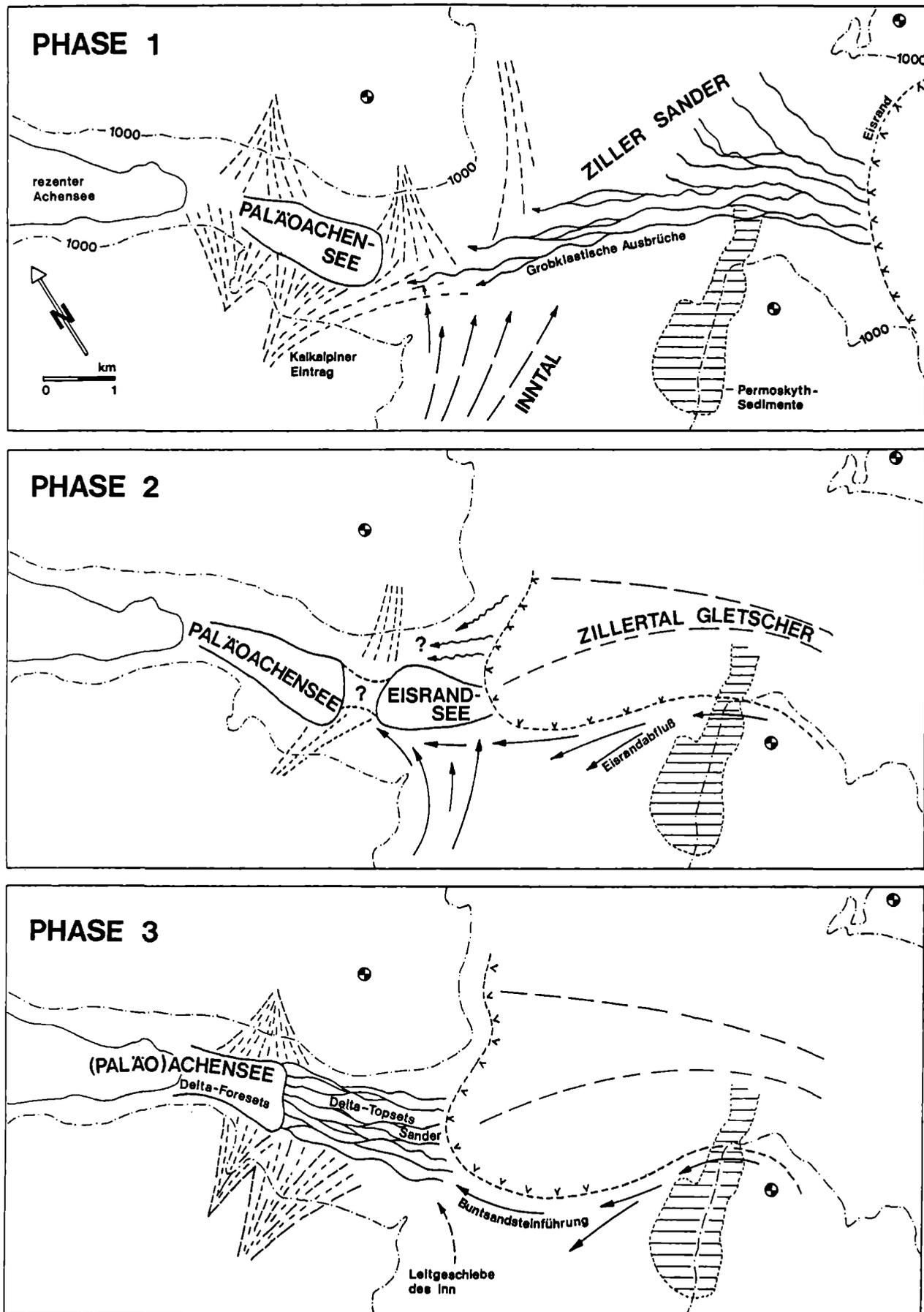


Abb.5 Genese des Achenseedammes

POSCHER

reich Seespitz zu verifizieren. Das Kornspektrum, das Ausmaß glazialer Bearbeitung der Komponenten und die Geringmächtigkeit sprechen gegen eine "Femmoräne", eine bevorzugte Einregelung der Klasten wurde nicht festgestellt.

Die gesamte südöstliche Dammkrone zwischen Maurach und Eben schließt im Hangenden mit dem Topset des Deltakomplexes und lokalen Kieslagen ab.

Das isolierte Grundmoränenvorkommen bei Eben (BLAAS 1889, AMPFERER 1939) liegt mit über 940 m SH über der Verebnungsfläche des Achenseedammes und könnte aufgrund der unmittelbaren Grundgebirgsnähe somit als älterer Erosionsrest oder als Erosionsrelikt des Maximalstands des Zillertalgletschers aufgefaßt werden.

Angesichts einer begrenzten Verbreitung von glazialen Sedimenten des Zillertalgletschers im Gebiet der Zillertalmündung und einer ebenfalls begrenzten Verbreitung kalkalpiner Grundmoräne im Westsektor des Achenseedammes ist aus derzeitiger Sicht auch eine spätglaziale Entstehung des Achenseedammes nicht auszuschließen.

Das Abschmelzen des Eises im Gebiet der Zillertalmündung wird durch vereinzelte Eisrandterrassen westlich von Wiesing-Erlach und durch Toeisformen westlich von Münster dokumentiert.

2.2.3 Sedimentpetrographische Aspekte

Die petrographische Zusammensetzung der Sedimente trägt der Annahme eines behinderten Sedimenttransfers im Inntal (Stauraum) und eines bevorzugten Sedimenttransfers quer zum Inntal, d.h. pro- bzw. randglazial aus dem Zillertal, Rechnung.

Dropstonehorizonte sowie Topsets und Foresets des Deltakomplexes sind durch das Auftreten von Komponenten der Kalkalpenbasis (Basisbreccien, Sandsteine des Permoskyths, Buntsandstein) und von phyllitischen Gesteinen gekennzeichnet. Eiszementierte Diamiktblöcke sind ebenfalls reich an "Kristallinen Schiefen".

Dieser Umstand zwingt zur Annahme eines Liefergebiets südlich des Inns bzw. im äußeren Zillertal. Dabei ist zu beachten, daß nennenswerte

Liefergebiete für Permoskythkomponenten mit einer Höhenlage ihres Vorkommens, das über der Kronenhöhe des Achenseedammes (Topset des Deltakomplexes) liegt, ausschließlich direkt südlich der Achentalmündung bzw. östlich des Zillertales zur Verfügung stehen. Der Umstand, daß die relativ höchsten Buntsandsteinanteile im westlichen Bereich des Lockersediment-Komplexes festzustellen sind, entspricht dem Modell eines Sedimenttransfers am orographisch linken Eisrand eines Gletschers im Mündungsbereich des Zillertals (Abb. 5).

2.3 Resümee

Im Abschnitt von Innsbruck / Völs über Polling bis nach Telfs stellt der Kern der Terrasse eine Deltafront seitlicher Zubringer in einen See des Haupttales dar (Abb.2). Das Delta der Melach ist das größte seiner Art und seit alters her bekannt (Rangger Reissen), wurde aber in seinen Dimensionen und vor allem in seinem faziellen Zusammenhang mit den umgebenden Sedimenten nicht erkannt.

Die Ausdehnung der distal-sandigen Deltafazies ist durch schwermineralanalytische Untersuchungen (Abb.1) abgesichert (POSCHER, 1992). Im Westen schließt sich an das Melach- und Lehnbach-Delta das Delta des Enterbaches westlich von Inzing an, in dessen Zwickel sich die Inzinger Bändertone entwickeln konnten. Dieses System setzt sich konsequent nach Westen bis nach Telfs und Richtung Osten bis zum Ziegelstadel bei Innsbruck fort.

Für das Inntal westlich von Völs ist somit deltaische Sedimentation unter kaltzeitlichen Bedingungen in einen einheitlichen lakustrinen Sedimentationsraum belegbar.

Der Achenseedamm ist ein Produkt pro- und randglazialer Akkumulation im Zusammenhang mit einem in das Haupttal vorstoßenden Seitentalgletscher. Auch mit diesen Ergebnissen werden ursprüngliche Ansichten aus der Frühzeit der Quartärforschung im Tiroler Inntal bestätigt.

Wegen des Fehlens eindeutiger Hinweise für ein Überfahren des Achenseedammes durch einen Zweig des Inngletschers kann eine spätglaziale

POSCHER

Entstehung desselben nicht ausgeschlossen werden.

Beide Beispiele zeigen, daß die Akkumulation im Haupttal in hohem Maß durch die glaziale und glazifluviatile Dynamik der Seitentäler bestimmt wurde (vgl. Exkursion D, Haltepunkt 1) und es ist belegbar, daß der Aufbau des Eisstromnetzes im Inntal durchwegs durch den Vorstoß der Lokalgletscher in ein weitestgehend eisfreies Inntal erfolgte.

Der Aufbau des Achenseedammes zeigt - unabhängig von der chronostratigraphischen Einordnung des Ereignisses, daß hohe proglaziale Akkumulationsraten im Mündungsbereich der großen Seitentäler den Vorfluter (Inn) dominieren können. Es ist dies in Kenntnis der bewegten Erforschungsgeschichte des Inntalquartärs gewiß keine neue Idee, in diesem Modell die Ursache für die Stauseebildungen im Inntal zu suchen. Neu ist aber, daß diese seit 100 Jahren diskutierten Thesen durch lithofazielle Detailkartierungen in vielen Punkten belegt werden können.

3 Beispiele zur post- und spätglazialen Talgeschichte im Oberen Inntal

3.1 Allgemeines

Sofern spät- und postglaziale Sedimente nicht natürlich aufgeschlossen sind, geht der Kenntnisstand zum Aufbau der Talfüllung über Flachbohrteufen selten hinaus. Abschnittsweise liegt durch Kernbohrungsaufschlüsse, geoelektrische Sondierungen und refraktionsseismische Untersuchungen umfangreiches Datenmaterial vor, exemplarisch wurden Auswertungen für quartärgeologische Fragestellungen durchgeführt (POSCHER, 1991 c).

PATZELT (1987) hat auf der Basis von Radiokarbondatierungen erstmals die nacheiszeitlichen Erosions- und Akkumulationsphasen der Schwemmfächer des oberen und mittleren Inntales erfaßt. Akkumulationsphasen um 9400 v.h., zwischen 7500 und 6000 v.h. und um 3500 v.h. steht eine Erosionsphase zwischen 6000 und 4500 v.h. gegenüber. Die 14C - Daten decken bislang mit

Ausnahme des Kundler Schwemmfaches im Unterinntal (POSCHER, 1991 c) und dem Schwemmfächer von Lavant bei Lienz / Osttirol (unveröffentl.) nur die postglazialen Sedimentationsphasen ab.

3.2 Der Abschnitt Landeck - Imst

3.2.1 Lakustrine Sedimente

Für den Raum Landeck - Imst und das Gurgltal / Nassereith liegen Argumente für die These einer zusammenhängenden Seenlandschaft im Spätglazial vor (vgl. Exkursion A, Haltepunkte 2 - 5 des "Schlechtwetterprogramms").

Am Imster Brennbichl stehen lakustrine Sedimente bis zu einer Höhe von max. ca. 770 m SH an (Geländeoberkante). Die Sedimente wurden zuletzt von HORVACKI (1982) untersucht, werden derzeit im Rahmen einer Diplomarbeit an der Universität Innsbruck (cand. geol. B. BICHLER) neu bearbeitet und sind als spätglaziale Stauseesedimente zu interpretieren.

Westlich Imst treten quartäre Sedimente an den Talflanken stark zurück. Auf ein wenig bekanntes Vorkommen am Sporn unterhalb der Kronburg (KÖHLER, 1977) soll hingewiesen werden.

Tonige Schluffe bzw. Seetone wurden im Gebiet der Kronburg ca. 13 m mächtig erbohrt (im Niveau von 767 m - 780 m SH), erreichen jedoch in sandig-schluffiger Ausbildung in einer hangnäheren Schrägbohrung eine maximale Höhe von ca. 798 m SH.

Die feinklastischen Sedimente werden von fluvialen Ablagerungen unterlagert, mit erosivem Relief lagert ihnen Felssturzmaterial auf. Die liegenden fluvialen Kiese sind bis auf ein Niveau von ca. 750 m SH nachzuweisen, - in ihrem Liegenden wurden wiederum feinklastische Sedimente bis zur Endteufe der Bohrung erschlossen.

Über den sedimentologischen Aufbau des Inntales im Raum Landeck besteht Kenntnis aus dem Gebiet linksufrig des Inn im Bereich des Bahnhofs (FUCHS, 1967), wo mit einer max. Teufe von 70 m eine klassische Verlandungsserie erbohrt werden konnte.

POSCHER

Die Oberkante der feinklastischen Sedimente wurde mit ca. 750 m SH ermittelt,- für das Gebiet westlich Landeck liegt kein exakter Wert vor, doch dürfte er größenordnungsmäßig auch in dieser Teufe liegen (ILF, 1991).

3.2.2 Deltasedimente

Ein fazieller Zusammenhang zwischen den lakustrinen Sedimenten im Raum Imst - Gurgltal - Nassereith mit einzelnen Resten ehemals weiträumiger Deltasedimente ist offensichtlich. Korrelierbare Topsethöhen bzw. Terrassen und Verebnungsreste um 870 m SH treten zwischen Dormitz (östl. von Nassereith) und der Pitztalmündung auf.

Derzeit vermitteln die Sandgrube an der Straße in das Pitztal (ca. auf 800 m bis 820 m SH), die Kiesgrube bei Strad und der Kiesabbau südlich von Dormitz einen guten Einblick in den Internbau der Deltasedimente.

3.2.3 Diskussion

Das Niveau um 750 m SH findet sich als Hangendgrenze feinklastischer Sedimente im Raum Kronburg und Landeck. Im Raum Imst - Brennbichl sind "Seesedimente" im Niveau von ca. 740 m bis 770 m SH (nach Norden auf 780 m bis 800 m SH ansteigend) aufgeschlossen.

Der hangende Horizont mit feinklastischen Sedimenten liegt bei der Kronburg im Niveau von 767 m - 780 m SH (max. 798 m SH) und somit im Horizont der Seetonvorkommen Imst-Gurgltal mit einer Hangendgrenze im Raum Nassereith Süd von ca. 820 m SH.

Die im Zuge der Bodenerkundung für die Umfahrung Nassereith-Süd erbohrten Seesedimente sind aufgrund der zentralalpiner Dropstone-Frachten in Teufen > 7 m bzw. > 10 m (ca. im Niveau von 800 m bis 810 m SH) als eisrandnah einzustufen.

Faziell übereinstimmend damit sind möglicherweise auch die Stauchfaltenbildungen in den Tonen von Imst - Brennbichl und die Toteismorphologie im proximalen Delta - Topset bei Arzl / Pitztalmündung zu sehen.

Deltatopsets und Terrassenreste markieren ein Niveau von ca. 870 m SH - tiefere Uferterrassen treten zusätzlich auf. Die Ursachen der Stauseebildung, die Steuerung der Erosionsbasis am Aus-

gang des Beckens von Imst und die damit offensichtlich zusammenhängende Ausbildung diskreter Verlandungsniveaus werden hier nicht weiter erörtert.

Nach Dr. G. Gasser (frdl. mdl. Mitt.) wurden bislang im Gebiet der Imster Au bis ca. 20 m unter GOK durchwegs Alluvialkiese erbohrt. Im Raum Imst - Nassereith (Gurgltal) stehen in der Talsohle die Seetone vielfach jedoch ohne nennenswerte Überlagerung an. Nach Auslaufen des Sees konnten somit lediglich im Bereich des Inn sandig - kiesige Sedimente entsprechend den Erosions- und Akkumulationsphasen des ausgehenden Spätglazials und des Postglazials abgelagert werden. Aufgrund von Holzfunden im Gebiet der Imster Au bis in Teufen von ca. 20 m wird eine erste chronologische Orientierung erwartet.

3.3 Bergsturzereignisse im Bereich der Öztalmündung

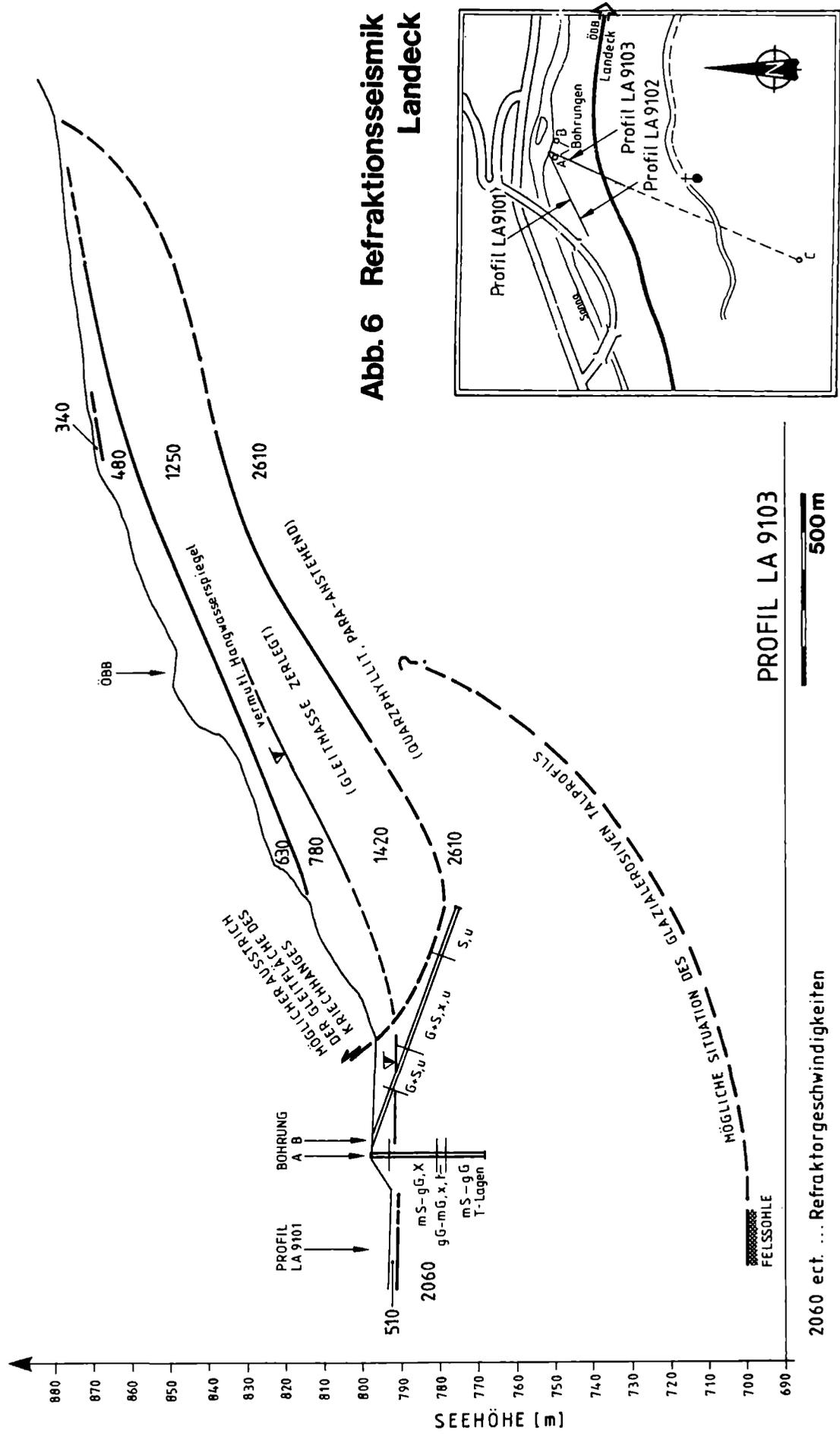
Der Bergsturz vom Tschirgant in die Öztalmündung ist nach publiziertem Wissenstand (HEUBERGER, 1975) auf das spätglaziale Zungenende des Gschnitzstadialen Öztalglaziers abgegangen. Zu dieser Auffassung führte die vielfach zu sehende Vermengung von kristallinem Moränen- mit kalkalpinem Bergsturzmaterial (Bergsturz- moräne) und morphologische Beobachtungen. Das Gschnitzstadium endete vor mehr als 13.000 Jahren v. h., das heißt, daß das Bergsturzereignis als geringfügig älter angesehen wurde.

Neue Ergebnisse legen nahe, daß die Bergsturzmasse keinen Kontakt mit Gletschern hatte und sich der Sturz im jüngeren Postglazial ereignete (PATZELT, 1990). Die Befunde, die zu dieser neuen Sicht führen, werden in der Exkursion D unter Führung von Univ.-Prof. Dr. G. Patzelt vorgestellt.

Umfangreiches Datenmaterial von Aufschlußbohrungen der ÖBB wird derzeit im Rahmen der Planungen für den Streckenausbau Ötztal - Imst geologisch ausgewertet (siehe auch Beitrag von Mag. K. Hartleitner). Erste Ergebnisse zeigen, daß die modernen Auffassungen zum Bergsturzereignis in der Öztalmündung durch die Bohrergebnisse erhärtet werden (siehe Exkursion D, PATZELT & POSCHER).

POSCHER

Abb. 6 Refraktionsseismik Landeck



4 Talübertiefung im Inntal - Ergebnisse der Geophysik

4.1 Refraktionsseismische Untersuchungen im Quartär des Oberen Inntal

4.1.1 Meßgebiet Mils: Geologische Interpretation

Das Tallängsprofil bei Mils westlich von Imst erfaßt auf seiner gesamten Länge von 1200 m die Basis der Lockersedimentauffüllung des Inntales in einer Teufe von min. ca. 100 m bis max. ca. 150 m. Im Längsprofil zeigt sich am Westende ein schwach rückfälliger Sohlverlauf, der nach einer schwachen Schwelle in ein Ostgefälle in Richtung zum Imster Becken umbiegt (POSCHER & SCHMID, 1992).

Glazialgeologisch gesehen nimmt das Imster Becken im Talverlauf des Inntales die Position eines "Vorbeckens" vor der Felsschwelle Imst-Roppen ein, es ist daher in östlicher Fortsetzung des Profiles von Mils in Richtung Imst eine zunehmende Übertiefung des Inntales zu erwarten.

Mit Ausnahme der Deckschicht mit Refraktorgeschwindigkeiten < 750 m/sec (grundwasserfreie Fazies) ist die gesamte Talfüllung methodenimmanent mit einer Mischgeschwindigkeit von 2220 m/sec charakterisiert.

4.1.2 Meßgebiet Landeck / Perfuchsbergerau - Geologische Interpretation

Es liegt ein seismischer Mehrschichtfall vor, Felslinie und Sohlmorphologie sind aufgrund der hangtektonischen Komplikationen schwer zu fassen. Ähnliche Refraktorgeschwindigkeiten sind sowohl für hangtektonische Einheiten als auch für Lockersedimente charakteristisch.

Die Felssohle wurde lt. Tallängsprofil LA 9101 bei ca. 700 m SH ermittelt, dh. bezogen auf das heutige Auniveau liegt eine Übertiefung von knapp 100 m vor.

Unter Berücksichtigung hangmorphologischer Elemente ergibt die geologische Interpretation eine mögliche Lösung nach Abb. 6.

Für den Talbereich, unmittelbar südlich des Brunnenstandortes, ist die auf der Basis der vorliegenden Seismikprofile erstellte Interpretation hinsichtlich der Verzahnung von Talzuschubmassen und den Lockersedimenten (der Vorflut) mit entsprechenden Unsicherheiten behaftet.

4.1.3 Resümee

Die Übertiefung des Inntales westlich von Imst ist glazigener Anlage und liegt mit einem Betrag von ca. 100 m bis 150 m in einer plausiblen Größenordnung. Es wird aufgrund des bisherigen Kenntnisstands und in Übereinstimmung mit den unter Kap. 3.2 referierten Ergebnissen von weitestgehend feinklastischen Sedimenten einer spätglazialen Verlandungsserie in einem glazial übertieften Seebecken auszugehen sein.

Im Zuge der refraktionsseismischen Untersuchung des Brunnenstandortes Perfuchsbergerau wurde eine größenordnungsmäßige Übertiefung des Stanzertales von knapp 100 m ermittelt. Die Talalluvionen wurden im Laufe des Spät- und Postglazials rechtsufrig von einem kriechenden Talzuschub überfahren.

4.2 Reflexionsseismische Untersuchungen im Inntal

4.2.1 Stockwerksgliederung der Locker-sedimentfüllung im Unteren Inntal zum Vergleich

Im Rahmen der Erkundung von Tiefenwässern im Unteren Inntal wurden 1987 seismische Untersuchungen in mehreren Gebieten durchgeführt, die später durch Eichbohrungen im Raum Wörgl und Wattens ergänzt wurden (WEBER et al. 1990). Die Tiefbohrung Wattens wurde bei ca. 900 m Teufe in Lockersedimenten eingestellt.

Nach Abschluß des Untersuchungsprogramms wurde nach WEBER et al. (1991) folgende zusammenfassende Stockwerksgliederung abgeleitet, - auf die Ergebnisse der Tiefbohrung TB Wattens und der Geophysik wird hier nicht näher eingegangen (siehe dazu: WEBER, SCHMID & FIGALA; im Druck).

POSCHER

- ◆ Das Stockwerk A umfaßt den hangendsten Bereich, der auch geologisch relativ gut bekannt ist und vom
- ◆ Stockwerk B durch einen Stauer getrennt ist. Die Lage dieses Stauers wurde nach WEBER et al. (1991) aufgrund der Ergebnisse von Bohrlochmessungen bestimmt, wobei (bei den nachgefahrenen Bohrlochmessungen) an der Tiefbohrung Flughafen Innsbruck Widersprüche zum geologischen Schichtenverzeichnis offenkundig sind (MOSTLER, 1982).

	It. Bohrloch- messung	It. Schichten- verzeichnis
TB Innsbruck/ Flughafen:	220-287 m	66-173 m (Holzrest bei 92 m)
TB Wattens:	195-245 m	215-244 m
TB Wörgl Lantal 1:	65-150 m	65-150 m (249-258 m)

- ◆ Die Basis des Bereichs B wird nach WEBER et al. (1991) von einem "seismischen Leithorizont" mit Intervallgeschwindigkeiten > 3000 m/sec gebildet.
- ◆ Das Stockwerk C wurde bislang lediglich in der Tiefbohrung TB Wattens im Liegenden einer Teufe von 350 m (entsprechend dem Geschwindigkeitssprung) erbohrt.

4.2.2 Stockwerksgliederung der Lockersedimentfüllung im Oberen Inntal

Entsprechend der Stockwerksgliederung für das Untere Inntal kann eine etwas verfeinerte Gliederung für das Obere Inntal vorgenommen werden (Abb. 7). Die Details zu den einzelnen Profilen und die geologische Interpretation sind in POSCHER & SCHMID (1992) dargelegt.

Erstes Stockwerk

Das oberste Stockwerk weist mit wenigen Ausnahmen Intervallgeschwindigkeiten < 2000 m/sec auf (hpts. 1620 m/sec - 1850 m/sec), wobei der

Geschwindigkeitsprung zum zweiten Stockwerk größenordnungsmäßig bei 80 msec - 200 msec TWT liegt.

Diese seismischen Geschwindigkeiten stehen aufgrund der bekannten Bohrergebnisse sowohl für typische Verlandungsserien glazial übertiefer Seebecken (tonige Seesedimente, die ins Hangende zunehmend in Flußkiese übergehen), als auch für wassergesättigte Kiese des Haupttales bzw. der seitlichen Zubringer. Stratigraphisch sind diese Sedimente mit hoher Wahrscheinlichkeit ausschließlich dem Spät- und Postglazial zuzuordnen.

Zweites Stockwerk

Das zweite Stockwerk, das bis in eine Teufe von 200 msec - 400 msec TWT reicht, weist mit einer Ausnahme Intervallgeschwindigkeiten in einem sehr engen Band zwischen 2300 m/sec - < 2600 m/sec auf. Diesen Intervallgeschwindigkeiten wird entsprechend der derzeitigen Einschätzung das gesamte Spektrum an Sedimenten des letzten

Basis des 2. Stockwerkes:

Arbeitsgebiet	Teufe	Anmerkung
Meßgebiet Völs	380 m bis 420 m	exkl. Geschw.- profil im Ge- biet der Melach- mündung
Meßgebiet Oberhofen	220 m bis 380 m	-
Meßgebiet Silz	235 m bis 330 m (545m)	Unsicherheiten i.d. geologi- schen Interpretation
zum Vergleich:		
Meßgebiet Mils	100 m bis 150 m	Refraktions- seismik (Felssohle)
Meßgebiet Landeck	ca. 100 m	Refraktions- seismik (Felssohle)

POSCHER

Vereisungszykluses zuzuordnen sein (hoch- und spätwürmzeitliche Sedimente).

Es sind dies vermutlich mit Masse spätglaziale lakustrine Sedimente, Deltaablagerungen und Turbidite etc. und hochglaziale (überkonsolidierte) glaziale Sedimente (Grundmoränen). In einzelnen reflexionsseismischen Profilen konnten vor allem die Deltakörper sehr gut erfaßt werden.

Aus derzeitiger Sicht wird den Reflexionen bzw. Geschwindigkeitssprüngen im Bereich zwischen 2500 m/sec und 2700 m/sec die Basis der letztglazialen Übertiefung bzw. Sedimentation zugeordnet.

Die Basis des zweiten Stockwerkes und nach obiger Auffassung somit auch die Basis der letzteiszeitlichen Übertiefung gibt umgelegt auf Teufe folgende Größenordnungen.

(Auf die Unsicherheiten, die eine Auswertung der TWT via Durchschnittsgeschwindigkeit in absolute Teufenangaben ohne Eichung an entsprechenden Aufschlüssen beinhaltet wird ausdrücklich hingewiesen.)

Diese Beträge stellen im nordalpinen Vergleich den oberen Bereich einer plausiblen Größenordnung für die letztglazial anzusetzende Talübertiefung dar.

Drittes Stockwerk

Sedimentabfolgen mit Geschwindigkeiten ab einem Bereich > 2600 m/sec bis ca. ≤ 3000 m/sec reichend, entsprechen hpts. dem dritten Stockwerk und werden vorderhand hpts. als überkonsolidierte Ablagerungen älterer Glazialphasen interpretiert.

Die Basis dieses Stockwerkes ist für die Meßgebiete Völs, Oberhofen und Silz durch den aus dem Unterinntal bekannten "seismischen Leithorizont" mit einem Intervall- geschwindigkeitssprung auf > 3000 m/sec (lt. Geschwindigkeitsanalysen: 3200 m/sec - 3800 m/sec) gegeben (Basis des Bereiches B).

Die Basis des dritten Stockwerkes und nach Auffassung von POSCHER & SCHMID (1992) die

Arbeitsgebiet	Teufe	Anmerkung
Meßgebiet Völs	575 m bis 815 m	exkl. Geschw. profil im Gebiet der Melachmündung
Meßgebiet Oberhofen	650 m bis 810 m	-
Meßgebiet Silz	645 m bis 895 m	Unsicherheiten i.d. geolog. Interpretation

Basis der maximal anzusetzenden glazialerosiven Übertiefung im Oberen Inntal zwischen Innsbruck und der Öztalmündung gibt umgelegt auf Meter die an der Tab. (oben) angegebenen Größenordnungen.

Diese Beträge stellen eine Größenordnung dar, die im oberen Bereich im nordalpinen Vergleich kaum noch realistisch ist und - aufgrund der fehlenden Eichung - vorläufig als zu hoch angesehen wird.

Viertes Stockwerk

Das vierte Stockwerk wird vorderhand und aufgrund der Erfahrungen von der TB Wattens als Lockersedimentstockwerk angesprochen, wobei jedoch mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit davon auszugehen ist, daß es sich um präglaziale Sedimente handeln kann. Die Auswertung in absoluter Meterangabe ergibt für die Meßgebiete Völs, Oberhofen und Silz durchwegs Teufen > 1400 m (!), d.h. Mächtigkeiten in der Größenordnung von bis zu ca. 1000 m.

4.2.3 Bewertung der Lockersedimentmächtigkeiten im Tiroler Inntal

HEISSEL (1991) bezweifelt mit Recht, daß die pleistozäne Glazialerosion das in der Tiefbohrung Wattens verifizierte Ausmaß der Übertiefung des

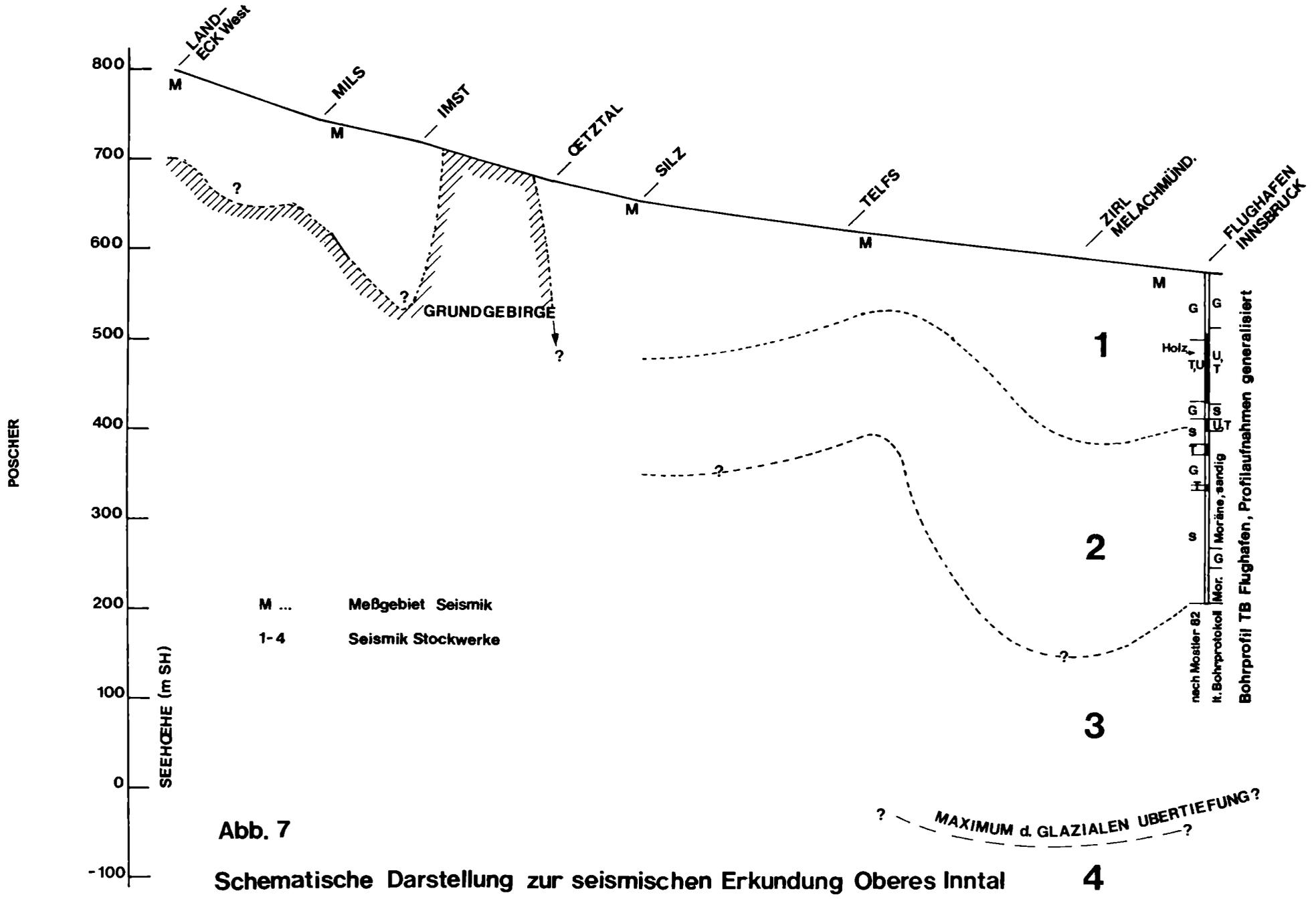


Abb. 7
Schematische Darstellung zur seismischen Erkundung Oberes Inntal

POSCHER

Inntales von > 900 m (d.i. ca. - 350 muA) bewirkt haben kann und zieht daher eher tektonische Ursachen ins Kalkül.

Es ist zu erörtern, mit welchen glazialerosiven Übertiefungen bzw. mit welchen pleistozänen Sedimentmächtigkeiten im Inntal aufgrund der Erfahrungen im Alpenraum zu rechnen ist und ob Hinweise für präquartäre Sedimente in der Inntalfüllung vorliegen.

Situation nördlich des Alpenhauptkammes

Tatsächlich sind aus Tälern nördlich des Alpenhauptkammes der Schweiz und Österreichs bislang kaum Übertiefungsbeträge der Felssohle bekannt die nennenswert über einer Größenordnung von 500 m liegen. Das nordalpine Maximum wurde im Vorarlberger Rheintal mit - 182 muA ermittelt, was eine Übertiefung bezogen auf das heutige Aueniveau von knapp 600 m ergibt.

Für die Schweiz wurde ermittelt, daß nordalpin die größten Übertiefen in oder unmittelbar oberhalb der Alpenrandseen mit ca. 0 müA bis 100 müA vorliegen, die tiefste Felssohle des Bodenses liegt etwa -100 muA (WILDI, 1984).

Beispiele aus den Ostalpen zeigen für das Salzburger Becken max. Lockersedimentmächtigkeiten von 338 m (südlich Hallein) bzw. 262 m (Stadt Salzburg), für das Trauntal 184 m (Ebensee) bzw. 191 m max. Übertiefung für den Traunsee, oder für das Ennstal 195 m westlich von Liezen (HUSEN, 1979).

Situation südlich des Alpenhauptkammes

Südlich des Alpenhauptkammes wurden in den letzten Jahren Talübertiefungen festgestellt, die wesentlich über denen des Nordalpenraums liegen und um hunderte Meter unter dem Meeresspiegel liegen. Die Größenordnung der Lockersedimentdicke entspricht der im Inntal zu vermutenden Mächtigkeit.

Für das Seebecken des Gardasees wurde geoseismisch eine Übertiefung der Felsoberkante von ca. -530 muA (Nordbereich) zunehmend auf ca. -1260 muA (Südabschnitt) festgestellt, für das Becken des Comosees liegt von Nord nach Süd

zunehmend eine Übertiefung der Felsoberkante von ca. - 540 muA auf ca. - 890 muA vor (FINCKH, 1978). Die Intervallgeschwindigkeiten $> ca. 2700$ m/sec bis 4700 m/sec werden überkompaktierten bzw. diagenetisch verfestigten, zementierten jungtertiären Sedimenten zugeordnet.

Diese übergroßen Talübertiefen wurden zwischenzeitlich für das mediterrane Einzugsgebiet der Alpen mehrfach bestätigt (KISSLING & SCHWENDENER, 1990; FINCKH & FREI, 1991; FINCKH & KLINGELE, 1991).

Nach FINCKH (1978) und FINCKH, KELTS & LAMBERT (1984) wurden die extremen südalpinen Übertiefen durch fluviatile Erosion im Zusammenhang mit der "Messinischen Krise" des Mittelmeeres verursacht, d.h. durch weitestgehendes Trockenfallen des Mittelmeeres mit entsprechender Absenkung der Erosionsbasis am Ende des Miozän. Das bedeutet, daß den Sedimenten entsprechend der postmessinischen Transgression wahrscheinlich ein pliozänes Alter zukommen wird.

Jungtertiäre Sedimente im übertieften Tiroler Inntal ?

Grundsätzlich stellt sich für das Tiroler Inntal östlich der Ötztalmündung die Frage, ob inneralpine präglaziale bis tertiäre Sedimente dem vierten seismischen Stockwerk im Liegenden des "seismischen Leithorizontes" zugeordnet werden können. Dafür sprechen neben den großen Sedimentmächtigkeiten u.a. die mittels Bohrlochmessung ermittelten hohen Ausbreitungsgeschwindigkeiten im Liegendabschnitt der TB Wattens. Im Liegenden von 350 m Teufe (Bereich C, nach WEBER et al., 1991) wurde diese i.M. mit 4400 m/sec (in Lockersedimenten !) ermittelt.

Die Beckenbildung im Unterinntal wird im Rahmen eines sinistralen Lateralbewegungssystems entlang der Bewegungsschiene im Unterinntal gesehen. Das kleinräumige Beckenrelief, örtlich hohe Subsidenzraten und der hohe Wärmegradient sprechen für eine "strike-slip" Beckenentwicklung im Unterinntal (LINZER et al., 1991).

Die mögliche Fortsetzung der Tertiärvorkommen des Unterinntals nach Westen (in der Talauffüllung) wurde bislang nicht untersucht und nicht

POSCHER

diskutiert. Ein größerer Umfang des Unterinntaler Tertiärbeckens als bislang bekannt bzw. eine neogene Fortdauer einer (Scher)bruchtektonik im Inntal werden als eine Voraussetzung für die mögliche Existenz tertiärer Ablagerungen bzw. für die extremen Übertiefen im Inntal angesehen.

DANK

Dem Kulturbauamt des Landes Tirol, Referat Landesgeologie gilt der Dank für die Erlaubnis, Ergebnisse aus Untersuchungen, die im Auftrag des Amtes der Tiroler Landesregierung durchgeführt wurden, zu publizieren.

LITERATUR

- AMPFERER, O. (1904): Studien über die Inntalterrassen.- Jb. k.k. Geol. Reichsanstalt, 54, 91-160.
- AMPFERER, O. (1905): Aus der geologischen Geschichte des Achensees.- Zschr. d. Dt. & Österr. Alpenvereins, 36, 1-15.
- AMPFERER, O. (1907): Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntale.- Zeitschr. f. Gletscherkunde, 2, 29-54.
- AMPFERER, O. (1908 a): Über die Entstehung der Inntal-Terrassen.- Verh. k.k. Geol. Reichsanstalt, 1908/4, 87-97.
- AMPFERER, O. (1908 b): Über die Entstehung der Inntal-Terrassen.- Zeitschr. f. Gletscherkunde, 3, 111-142.
- AMPFERER, O. (1921): Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol und quartäre Verbiegungen der Alpentäler.- Jb. Geol. B.-A., 71, 71-84.
- AMPFERER, O. (1939): Über die geologischen Aufschlüsse beim Bau der neuen Achenseestraße auf der Strecke zwischen Wiesing - Scholastika.- Geologie und Bauwesen, 11, 101-112.
- AMPFERER, O. & PINTER, K. (1927): Über geologische und technische Erfahrungen beim Bau des Achenseekraftwerkes in Tirol.- Jb. Geol. B.-A., 77, 279-332.
- BLAAS, J. (1889): Ein Profil durch die Achensee-Dammshotter.- Verh. Geol. Reichsanstalt, 12, 232-234.
- ARIC, K. & STEINHAUSER, P. (1976): Geophysikalische Untersuchung des Inntaluntergrundes bei Thaur, östlich von Innsbruck.- Zschr. Glkde u. Glaz. Geol., 12, 37-54.
- BOBEK, H. (1935): Die jüngere Geschichte der Inntalterrasse und der Rückgang der letzten Vergletscherung im Inntal.- Jb. Geol. B.-A., 85, 135-189.
- FINCKH, P.G. (1978): Are Southern Alpine Lakes former Messinian Canyons? - Geophysical Evidence for periglacial Erosion in the Southern Alpine Lakes.- Marine Geology, 27, 289-302.
- FINCKH, P., KELTS, K. & LAMBERT, A. (1984): Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes.- Geol. Soc. Am. Bull., 95, 1118-1128.
- FINCKH, P. & FREI, W. (1991): Seismic reflection profiling in the Swiss Rhone valley.- Eclogae geol. Helv., 84/2, 345-357.
- FINCKH, P. & KLINGELE, E. (1991): Seismic reflection profiling in the Swiss Rhone valley.- Eclogae geol. Helv., 84/2, 359-368.
- FUCHS, A. (1967): Beitrag zur Kenntnis des Aufbaus der Talverschüttung des Beckens von Landeck (Tirol).- Verh. Geol. B.-A., 1967, 120-126.
- HEISSEL, W. (1954): Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales.- Jb. Geol. B.-A., 97, 251-322.
- HEISSEL, G. (1991): Anmerkungen zu strukturgeologischen und faziellen Problemen der Geologie Tirols.- In: Die Abhängigkeit der hydrogeologischen von den geologisch - tektonischen Verhältnissen des Karwendelgebirges, aufgezeigt am Beispiel der Mühlauer Quellen (Tirol, Österreich).- Veröffent. Landesmus. Ferd., 1991, 17-81.
- HEUBERGER, H. (1975): Das Ötztal. Bergstürze und alte Gletscherstände, kulturgeographische Gliederung.- Innsbrucker Geographische Studien, 2 (Exkursionsführer Tirol), 213-249.
- HÖPFEL, F., PLATZER, W. & SPINDLER, K. (Hrsg.), (1992): Der Mann im Eis - Bericht über das Internationale Symposium 1992 in Innsbruck.- Veröff. d. Univ. Innsbruck, 187, 1-464
- HORVACKI, J. (1982): Ablagerungsmodell der Tiroler Bändertone aufgrund sedimentpetrographischer Analysen mit rohstoffkundlicher Bewertung.- Unveröffent. Diss. Univ. Innsbruck, 124 S., 3 Beil.
- HUSEN, VAN D.: (1979): Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefer Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen.- Eiszeitalter u. Gegenwart, 29, 9-22.
- ILF (1991): Horizontalfilterbrunnen Perfuchsbergerau. Wasserrechtliches Einreichprojekt.- Unveröffent. Gutachten i.A. d. Stadtbauamtes Landeck.
- KISSLING, E. & SCHWENDENER, H. (1990): The Quaternary sedimentary fill of some Alpine valleys by gravity modelling.- Eclogae geol. Helv., 83/2: 311-321.

POSCHER

- KASPAR, E. (1989): Quartäre Ablagerungen im unteren Silltal südlich Innsbruck (Tirol) - Versuch einer zeitlichen Einordnung anhand der Sedimentologie.- Unveröf. Dipl.-Arb.Univ.Innsbruck, 285 S., Beilagen.
- KÖHLER, M. (1977): Inntal Autobahn A12 Abschnitt Schönwies-Zams - Geologisches Gutachten für den Bereich Kronburg.- Unveröffentl. Gutachten ILF i. A. d. Amtes der Tiroler Landesregierung - Bundesstraßenverwaltung. 8 S., 8 Anlagen.
- LADURNER, J. (1932): Die Quartärablagerungen des Sellrain (Stubai Alpen).- Jb. Geol. B.-A., 82, 397 - 427.
- LINZER, H. et al. (1991): Strike - slip faulting in orogen parallel motion, II: Displacement transfer and accommodation at different structural levels in the late - stage history of the Alps.- Geol. Soc. Am. Abstr. Prog., 23 (5), A 197.
- MACHATSCHEK, F. (1933): Tal- und Glazialstudien im oberen Inngebiet.- Mitt. Geogr. Ges. Wien, 76, 5 - 48.
- MACHATSCHEK, F. (1934): Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales.- Mitt. Geogr. Ges. Wien, 77, 217 - 244.
- MAYR, F. (1968): Über den Beginn der Würm-Eiszeit im Inntal bei Innsbruck.- Z.f.Geomorph. N.F., 12, 256 - 295.
- MOSTLER, H. (1982): Kurze Stellungnahme zur Lockergesteinsbohrung Flughafen Innsbruck. In: Ingerle (1982): Erkundung der Grundwasserverhältnisse im Raum Innsbruck durch eine Tiefbohrung - Endbericht.- Unveröffent. Gutachten der Tiroler Rohstofforschungs- und Studiengesellschaft m.b.H.
- MOSTLER, W. (1992): Die quartären Sedimente der Umgebung von Innsbruck und deren Bedeutung als Massenrohstoffe.- Unveröffent. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, 122. S., Anhang.
- PASCHINGER, H. (1950): Beobachtungen an den Bänder-tonlagern von Inzing bei Innsbruck, Schlernschriften 65 (Kinzl - Festschrift), 55 - 61.
- PASCHINGER, H. (1957): Klimamorphologische Studien im Quartär des alpinen Inntals. Z.f.Geomorph. N.F., 1, 237 - 270.
- PATZELT, G. (1987): Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Schwemmkegel- und Talentwicklung in Tirol.- Veröffent. Mus. Ferd., 67, 93-123.
- PATZELT, G. (1990): Neue Ergebnisse der Holozänforschung in Tirol - Exkursionstagung vom 29.7. - 3.8.90 unter Mitarbeit von S. Bortenschlager, K. Nicolussi und G. Poscher.- Tagungsmappe, Inst. f. Hochgebirgsforschung der Univ. Innsbruck.
- PENCK, A. (1882): Die Vergletscherung der Deutschen Alpen, ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluß auf die Bodengestaltung.- 483 S., Leipzig (Barth).
- PENCK, A. (1902): Die Innthalterrasse. In: A. Penck & E. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter.- Bd. 1, S. 315 - 332, Leipzig (Tauchnitz) 1909.
- PENCK, A. (1922): Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen.- Sitzungsber. Preuss. Akad. Wiss., 19/20, 214-251.
- POSCHER, G. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Quartär (Inntalterrassen) auf Blatt 117 Zirl.- Jb. Geol. B.-A., 131, 436 - 437.
- POSCHER, G. (1991 a): Schlüsselstellen zum Verständnis pleistozäner Sedimentationsprozesse im Tiroler Inntal und seinen Seitentälern.- Nachr. Deutsche Geol. Ges., 46, 49 - 50.
- POSCHER, G. (1991 b): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär des Achenseedammes auf Blatt 119 Schwaz. - Jb. Geol. B.-A., 134, 497 - 498.
- POSCHER, G. (1991 c): Faziale und geotechnische Aspekte spätglazialer und holozäner inneralpiner Schwemmfächersedimentation. Kurzfassung zum Vortrag anlässlich der Tagung "Sediment 91" in Wilhelmshaven, Mai 1991.
- POSCHER, G. (1992): Mikrotexturelle, sedimentpetrographische und geochemische Vergleichsuntersuchungen an jungpaläozoischen Diamiktiten der Ostantarktis, präkambrischen Diamiktiten Schottlands und glazialen Sedimenten der Ostalpen.- Jb. Geol. B.-A., 135, 493 - 511.
- POSCHER, G. (1994): Fazies und Genese pleistozäner Terrassensedimente im Tiroler Inntal und seinen Seitentälern.- Teil 1: Der Achenseedamm.- Jb. Geol. B.-A., 137: in Druck.
- POSCHER, G. (in Vorber.): Fazies und Genese der pleistozänen Terrassensedimente im Tiroler Inntal und seinen Seitentälern - Teil 2: Die Mündung des Sellraintales westlich von Innsbruck.- Jb. Geol. B.-A.
- POSCHER, G. & SCHMID, Ch. (1992): Geologische Interpretation der seismischen und gravimetrischen Untersuchungen im Quartär des Oberen Inntales.- Unveröffent. Bericht ILF & Joanneum Research zum Projekt TA/190, i.A.d. Amtes der Tiroler Landesregierung, 67 S., Innsbruck.
- SCHMID, Ch. (1992): Ergebnisse der seismischen Messungen im Quartär des Oberen Inntales.- Unveröffent. Bericht Joanneum Research zum Projekt TA/190, i.A.d. Amtes der Tiroler Landesregierung, 22 S., Beilagen, Innsbruck.
- SCHMID, Ch., POSCH, E. & WALACH, G. (1990): Gravimetrische Messungen im Lienzer Becken.- Unveröffentl. Bericht Joanneum Research, i.A.d. Amtes der Tiroler Landesregierung, 7 S., Innsbruck.
- SCHOOP, R.W. & WEGENER, H. (1984): Einige Ergebnisse der seismischen Untersuchungen aus dem Bodensee.- Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. Ing., V 50/ 118.
- WEBER, F. et al. (1990): Tiefenwässer im unteren Inntal (inkl. TB Reutte).- Unveröffent. Bericht Joanneum Research zum Projekt TA19j / 1989, i.A.d. Amtes der Tiroler Landesregierung, Innsbruck.
- WEBER, F. et al. (1991): Erkundung von Tiefenwässern in den rezenten Alluvionen des Unteren Inntales (2. Projektabschnitt). Unveröffent. Projektbericht Joanneum Research, i.A.d. Amtes der Tiroler Landesregierung, Innsbruck.

POSCHER

- WEBER, F. & SCHMID, Ch. (1992): Reflexions- und refraktionsseismische Messungen im Zillertal und deren quartärgeologische Aussagen.- Mitt. österr. geol. Ges., **84**, 205 - 221.
- WEBER, F., SCHMID, CH. & FIGALA, G. (im Druck): Vorläufige Ergebnisse reflexionsseismischer Messungen im Quartär des Inntals/ Tirol.- Zeitschr. Glaz.-Geol. & Gletscherkunde.
- WILDI, W. (1984): Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz, mit kurzen Erläuterungen.- Eclogae geol. Helv., **77**, 541 - 551.
- WALTL, R. (1992): Sedimentologische Untersuchungen der quartären Ablagerungen im Großachental.- Unveröffent. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, 157 S.
- WEBER, F. & SCHMID, Ch. (1992): Reflexions- und refraktionsseismische Messungen im Zillertal und deren quartärgeologische Aussagen.- Mitt. österr. geol. Ges., **84**, 205 - 221.
- WEBER, F., SCHMID, CH. & FIGALA, G. (im Druck): Vorläufige Ergebnisse reflexionsseismischer Messungen im Quartär des Inntals/ Tirol.- Zeitschr. Glaz.-Geol. & Gletscherkunde.
- WILDI, W. (1984): Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz, mit kurzen Erläuterungen.- Eclogae geol. Helv., **77**, 541 - 551.
- WALTL, R. (1992): Sedimentologische Untersuchungen der quartären Ablagerungen im Großachental.- Unveröffent. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, 157 S.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1993

Band/Volume: [1993](#)

Autor(en)/Author(s): Poscher Gerhard

Artikel/Article: [Neuergebnisse der Quartärforschung in Tirol 7-27](#)