

**ARBEITSTAGUNG 1993
DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT**

4. – 8. Oktober
Mieming / Tirol



GEOLOGIE DES OBERINNTALER RAUMES

(Schwerpunkt Blatt 144 Landeck)

Titelbild
Landeck

Reproduktion eines Stahlstiches von JAMES GRAY sculp. (1849)

Umwelt

„Ökologie und
Ökonomie
schließen sich
nicht länger aus.“

*Wir sprechen
Ihre Sprache*

T i r o l e r  Sparkasse

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.

Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt im Rahmen ihrer Teilrechtsfähigkeit,
Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Christoph Hauser, Dr. Axel Nowotny, Dr. Albert Daurer.

Verlagsort: Wien.

Herstellungsort: Wien.

Satz: Geologische Bundesanstalt, überwiegend unter Verwendung von camera-ready copies (erstellt von Ch. Hauser).

Druck: Offsetschnelldruck Riegelnik, A-1080 Wien.



Inhalt

JANOSCHEK, W.:	
Vorwort	5

Allgemeiner Teil

POSCHER, G.:	
Neuergebnisse der Quartärforschung in Tirol. Mit 7 Abbildungen	7
HAUSER, Ch. & KRAINER, K.:	
Das Permomesozoikum der Lechtaler Alpen (Nördliche Kalkalpen) im Bereich des Kartenblattes 144 Landeck. Mit 10 Abbildungen	29
ORTNER, H.:	
Die Gosauschichten des Muttekopfs. Mit 8 Abbildungen	43
NOWOTNY, A., PESTAL, G. & ROCKENSCHAUB, M. (mit einem Beitrag von P. KLEIN):	
Der geologische Bau der nördlichen Silvrettamasse und die Problematik der geologischen Stellung der Zone von Puschlin. Mit 15 Abbildungen, 6 Tabellen und 1 Tafel	55
UCIK, F.H.:	
Das Unterengadiner Fenster	93
KRALIK, M.:	
Diagenese – Schwache Metamorphose: Vorhandene Isotopendaten	109
THÖNI, M.:	
Neue Isotopendaten zur voralpidischen Geschichte des Ötztalkristallins. Mit 1 Abbildung	110
AMANN, A.:	
Metamorphoseuntersuchungen im nördlichen Silvrettakristallin mit Berücksichtigung der Phyllitgneiszone. Mit 4 Abbildungen	113
GSTREIN, P.:	
Der Bergbau im westlichen Teil Nordtirols	121
HEINZ, H. & SEIBERL, W.:	
Aerogeophysikalische Untersuchungen im Oberen Inntal. Mit 2 Abbildungen	123
BECKE, M. & MAURITSCH, H.J.:	
Paläomagnetik-Ergebnisse der Untersuchungen in den Nördlichen Kalkalpen. Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle	129
HEISSEL, G.:	
Der Geologische Landesdienst in Tirol – Aufgaben, Zielsetzungen und Projekte aus dem Oberinntaler Raum	135
HARTLEITNER, K.:	
Die Planungen der „Neuen Bahn“ im Abschnitt Ötztal – Landeck: Geologische Ergebnisse	139
KAISER, J.:	
Geologie bei der Trassierung und beim Bau der Arlberg-Schnellstraße	141

STINGL, PURTSCHELLER, BRUNNER, P. & ENNEMOSER, O.:	
Bergstürze, Schwemmfächer und Umweltprobleme im äußeren Ötztal von vor 8000 Jahren bis heute	147
SURENIAN, R.:	
Das Köfels-Ereignis im Ötztal: Überblick über Geomorphologie und Forschungsgeschichte. Mit 2 Abbildungen	151
HEUBERGER, H. & BRÜCKL, E.:	
Reflexionsseismische Messungen am Bergsturz von Köfels. Mit 1 Abbildung	156
LAHODYNSKY, R., LYONS, J.B. & OFFICER, Ch.B.:	
Phänomen Köfels – eine mühsam akzeptierte Massenbewegung	159

Exkursionen

Exkursion A (Dienstag 5. Oktober 1993)	165
Nördliche Kalkalpen – Mieminger Kette (M. BECKE)	166
Quartärgeologie im Gebiet Gurgltal – Imst (G. POSCHER, B. PICHLER)	168
Die Gosauschichten des Muttekopfs (R. BRANDNER, H. ORTNER)	172
Exkursion B (Mittwoch, 6. Oktober 1993)	
Nördliche Silvrettamasse und Nördliche Kalkalpen im Bereich des Stanzertals zwischen Landeck und Schnann – Geologie und Angewandte Themen (Ch. HAUSER, J. KAISER, K. KRÄINER, A. NOWOTNY, G. PESTAL)	178
Exkursion C (Donnerstag, 7. Oktober 1993)	
Nördliche Silvrettamasse entlang der Straße südlich von Landeck (M. ROCKENSCHAUB)	188
Unterengadiner Fenster im Gebiet Kölnerhaus/Serfaus (F.H. UCİK)	193
Grenzbereich Silvrettamasse – Unterengadiner Fenster im Gebiet Kölnerhaus – Furgler (A. NOWOTNY)	200
Exkursion D (Freitag, 8. Oktober 1993)	
Bemerkenswerte geologische und quartärgeologische Punkte im Oberinntal und im äußeren Ötztal (G. PATZELT, G. POSCHER)	206
Bergstürze, Schwemmfächer und Umweltprobleme im äußeren Ötztal (G. PATZELT, V. STINGL)	214

Anhang

Kurze Geschichte Tirols und der Gemeinden des Exkursionsgebietes	221
Nachtrag zu „Lieferbare geologische Karten und Veröffentlichungen“ – Stand September 1993	229
Teilnehmerliste	231
Nachwort und Dank	233
Ausschnitt aus dem Ortsplan von Mieming	234



Blatt 144 Landeck

TRETEN WIR EIN, SO HEBT SICH
BERG UM BERG VOR UNS EMPOR,
RÄTSELVOLL OFT INEINANDER
VERSCHRÄNKT, DIE HÄUPTER
VIELFACH TIEF ZURÜCKGELEHNT

OTTO AMPFERER 1913

Vorwort

Es ist eine lange Tradition der Geologischen Bundesanstalt, alle zwei Jahre auf ihrer Arbeitstagung ein Kartenblatt der geologischen Karte der Republik Österreich im Maßstab 1:50.000, dessen Neuaufnahme im Gelände unmittelbar vor Abschluß steht, der Öffentlichkeit vorzustellen. Mit großer Freude haben wir heuer - nach vielen Jahren der Unterbrechung - die Geologenschaft Österreichs und der benachbarten Länder eingeladen, sich in Tirol zu treffen und die neuerzielten geologischen Ergebnisse auf Kartenblatt 144 Landeck kennenzulernen und zu diskutieren. Die Geländebearbeitung und die Ausarbeitung auf diesem Kartenblatt ist weit fortgeschritten und wir hoffen, daß das gedruckte Ergebnis innerhalb von Jahresfrist vorgelegt werden kann. Wie fast immer auf unseren Arbeitstagungen soll aber auch die umliegende Geologie in die Präsentation einbezogen werden, sodaß als Thema der Arbeitstagung die **"Geologie des Oberinntaler Raumes"** gewählt wurde. Das Kartenblatt Landeck selbst umfaßt von den Nördlichen Kalkalpen bis zum Unterengadiner Fenster wesentliche Teile der ostalpinen Einheiten und kann wohl als eines der Schlüsselblätter zum Verständnis des Baus der gesamten Ostalpen aufgefaßt werden. Dazu kommen am Kartenblatt selbst und in seinem Umfeld quartärgeologische Fragestellungen und Fragen aus dem angewandten geowissenschaftlichen Bereich, insbesondere geologische Risiken betreffend. Nicht zuletzt wird auch das Bergssturzsgebiet besucht, dessen Entstehung ja nach wie vor als nicht endgültig geklärt gilt,

insbesondere dann, wenn man der Fantasie von A. und E. TOLLMANN folgen will, die hier den einzigen direkten Festlands-Zeugen des "Sintflut-Impaktors" sehen. Für fachliche Diskussionen jeglicher Art sollte also während der Arbeitstagung ausreichend Stoff vorhanden sein.

Die Geologische Bundesanstalt und Tirol verbindet seit der Gründung der KK der Geologischen Reichsanstalt im Jahr 1949 vieles: So wurde als erster Geologe der KK Geologischen Reichsanstalt von 1854 bis 1956 der junge Dionys STUR in die Hohen Tauern und anschließende Teile Osttirols zur systematischen Kartierung dieser Gebiete entsandt. Jener Dionys STUR, der von 1885 bis 1892 Direktor der KK Geologischen Reichsanstalt war und dessen Todestag sich am 9. Oktober 1993 zum hundertsten Mal jährt. Er wurde zum Vater der Geologie der Slowakei und der staatliche geologische Dienst der Slowakei trägt seit seiner Gründung im Jahr 1940 seinen Namen. Andererseits gab es viele berühmte Tiroler Geologen, die ihren Weg an die Geologische Bundesanstalt nach Wien fanden, wie Wilhelm HAMMER (Direktor von 1924 bis 1935), Otto AMPFERER (Direktor von 1935 bis 1937) und später Oskar SCHMIDEGG und Otto REITHOFER.

Auf eine Neuheit wollen wir auch hinweisen: Die graphische Erstellung vom Kartenblatt Landeck, so wie sie auf der Arbeitstagung präsentiert wird,

wurde zur Gänze unter Einsatz des geographischen Informationssystems ARC-INFO und PostScript erstellt. Dadurch ist einerseits sichergestellt, daß der gesamte geologische Karteninhalt - Fläche für Fläche und Zeichen für Zeichen - in der Datenbank geologischer Karteninhalte GEOMAP enthalten ist und, nach einzelnen "Layers" getrennt, abgerufen werden kann; andererseits sind sämtliche Druckvorbereitungsarbeiten inkl. der Herstellung der erforderlichen Offsetfilme für den Ausdruck des Kartenblattes auf GBA-eigenen EDV-Einrichtungen möglich. So können ganz neue Wege der Präsentation geologischer Karteninhalte beschritten werden. Die Geologische Bundesanstalt hat in den vergangenen

zwei Jahren auf diesem Gebiet auch weltweit gesehen Pionierarbeit geleistet.

Allen, die an der Vorbereitung und Durchführung der Arbeitstagung mitgewirkt haben, sei herzlich gedankt. Möge die Arbeitstagung 1993 erfolgreich und harmonisch verlaufen.

Glück auf!

Werner Janoschek
Vizedirektor



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 Vorbereitung.; 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 Mieminger 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

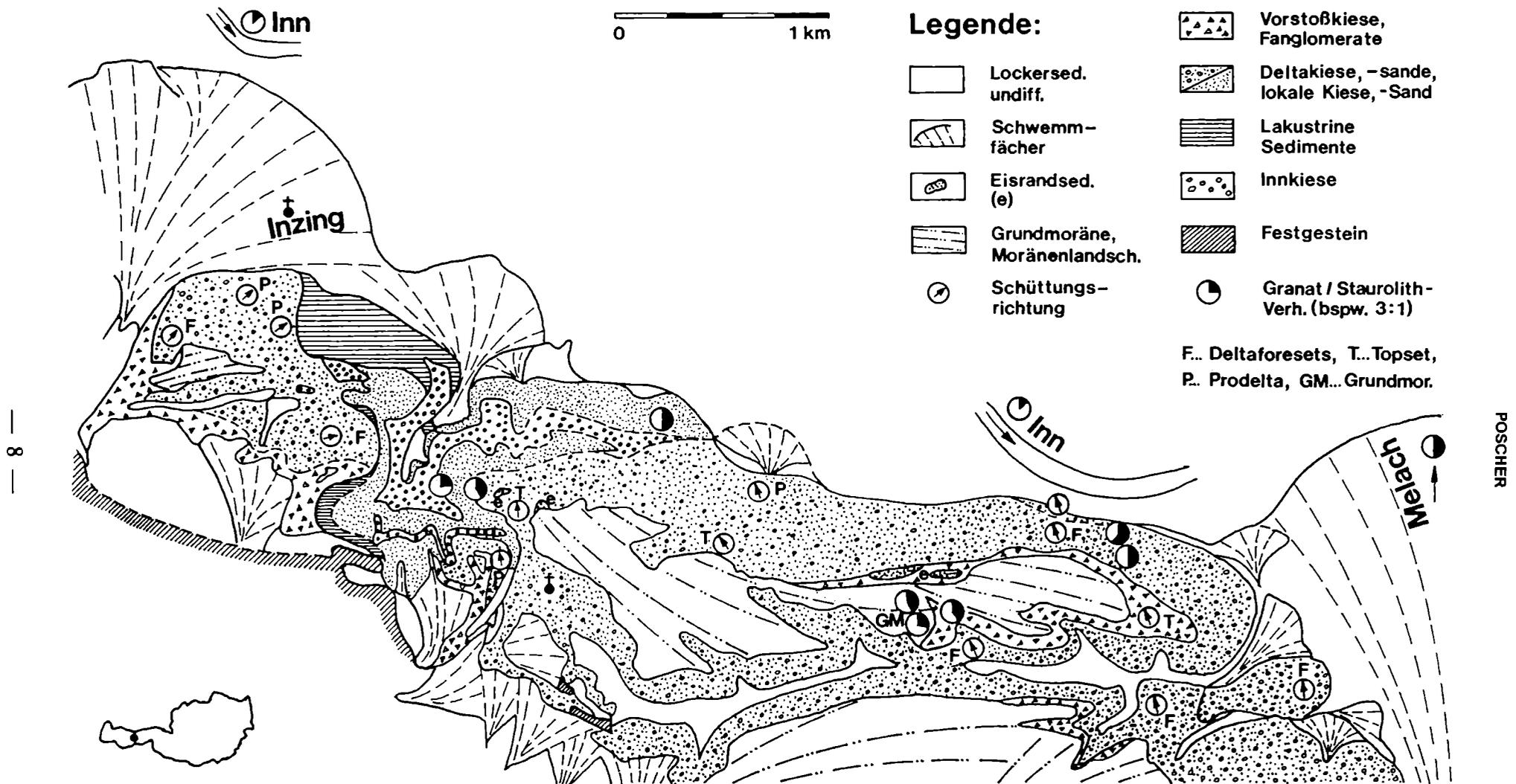


Abb.1 Vereinfachte quartärgeologische Karte der Melachmündung mit dem Granat : Staurolith-Verhältnis in verschiedenen Faziesbereichen

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 Innthal

2.1 Die Innalterrasse 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 Innalsole bis südlich des Bahnhofs Zirl (640 m SH) bzw. in der Hangflanke bis nördlich von Ranggen (780 m SH) verfolgt werden.

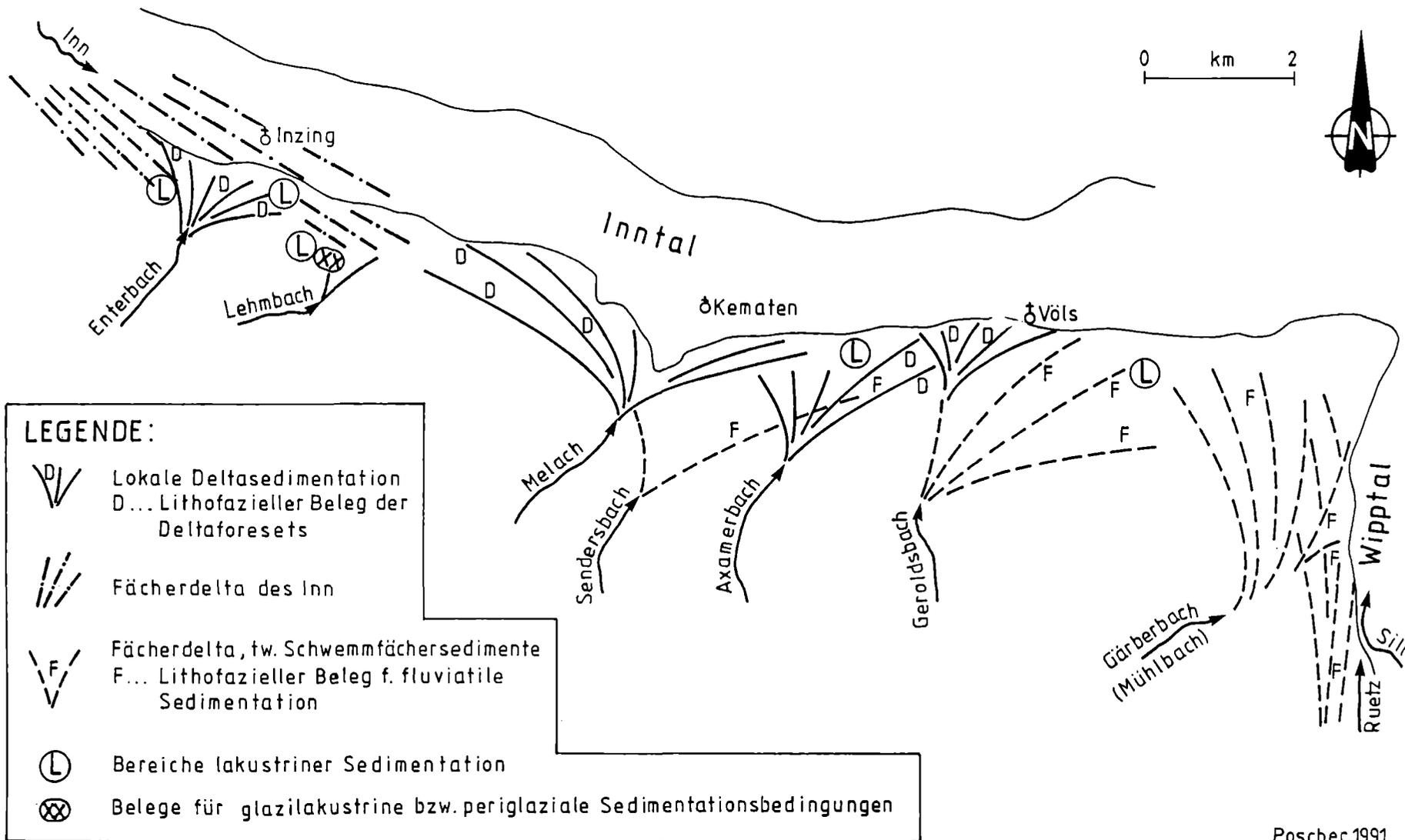
In der südlich befindlichen Kiesgrube Itzlanggen verzahnen in rd. 790 m SH Delta - Foresets mit einzelnen nach Süden auskeilenden Mehlsandlagen, darüber transgredieren die Vorstoßkiese des Sanders (Delta - Topset) des pleistozänen Melach - Gletschers.

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 - Flaurling 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



Poscher, 1991

Abb. 2 Deltalandschaft im pleistozänen Inntal zwischen Hatting und Innsbruck

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-

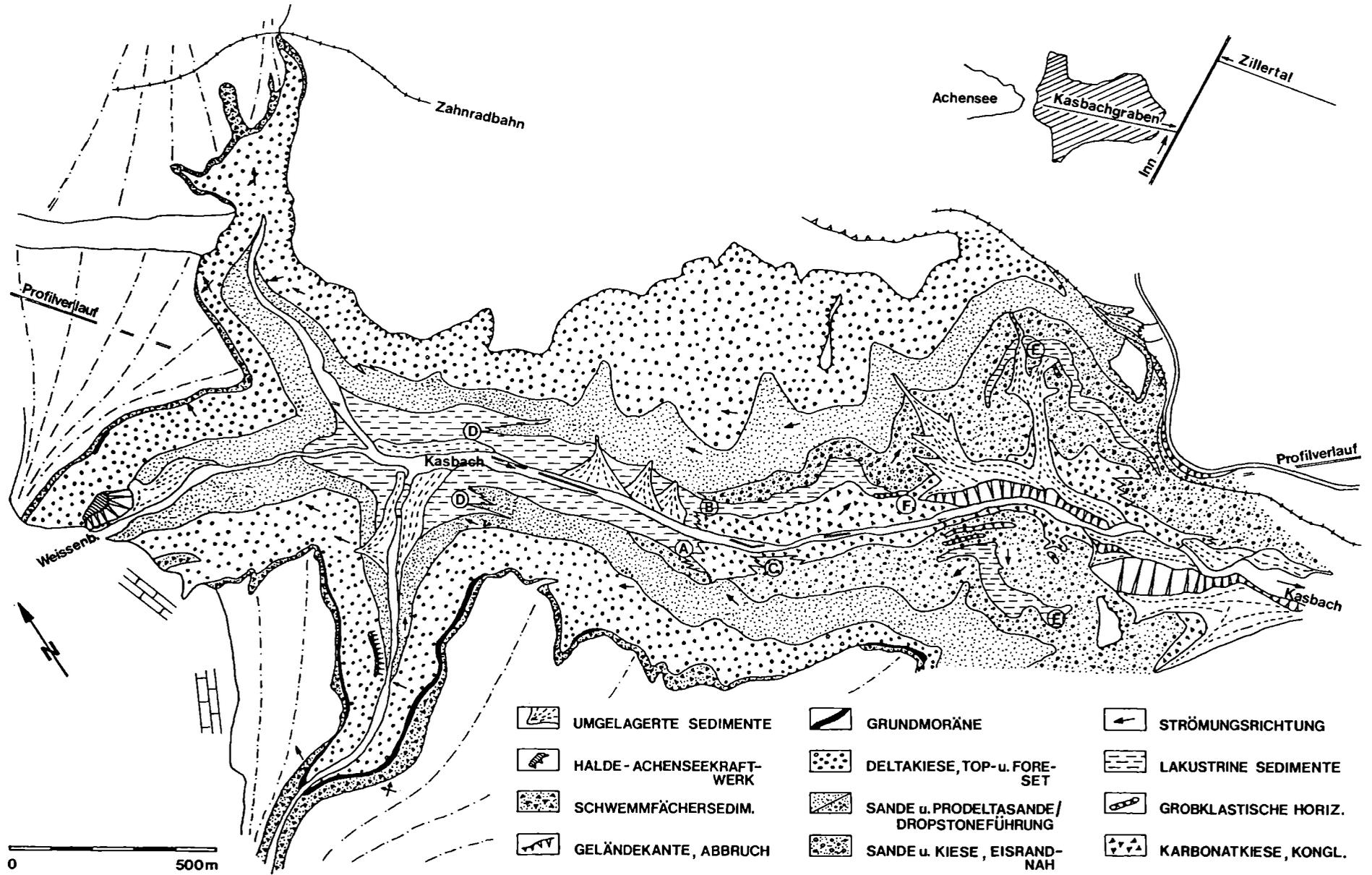


Abb. 3 Vereinfachte quartärgeologische Karte des Achenseedammes

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-

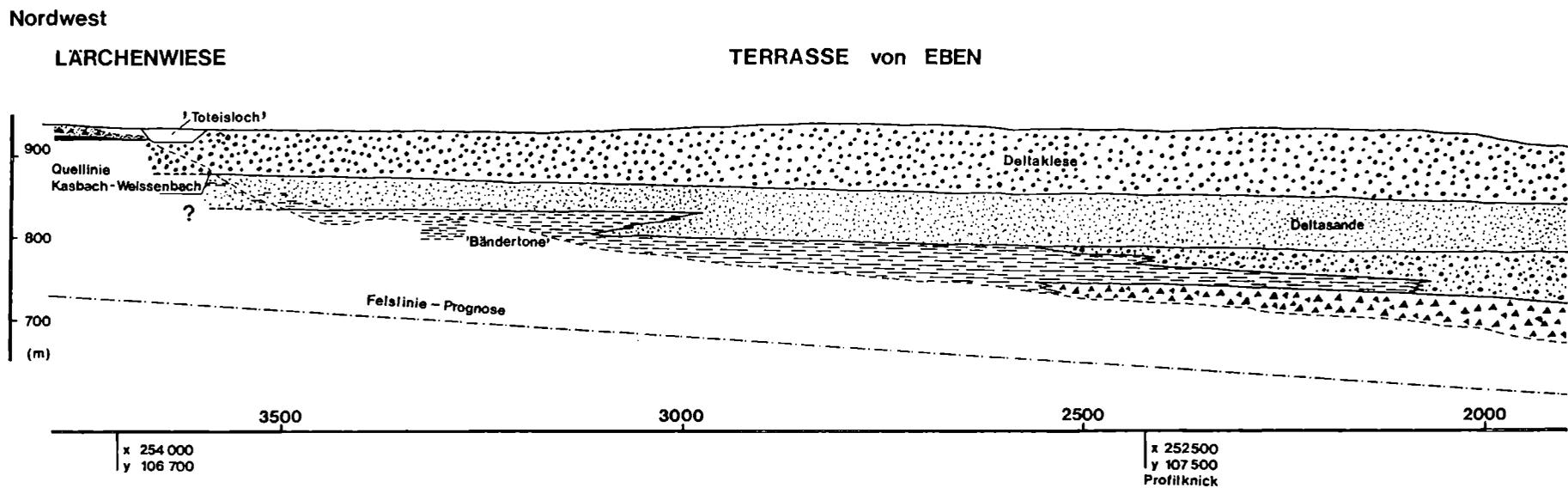
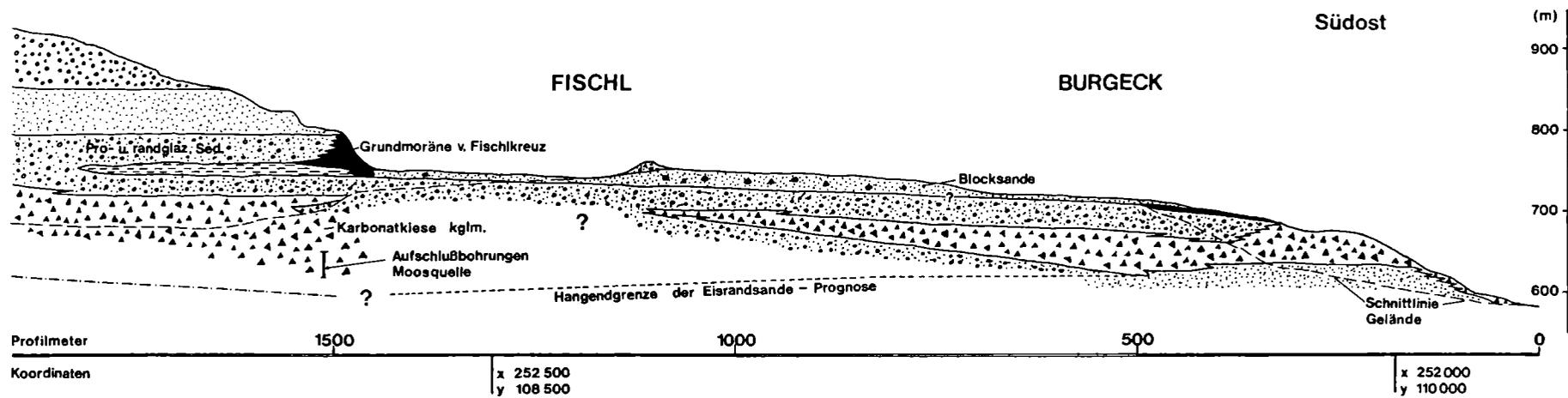


Abb. 4 Profil durch den Achenseedamm; Projektion in Schnittebene (Schnittverlauf lt. Abb. 3)

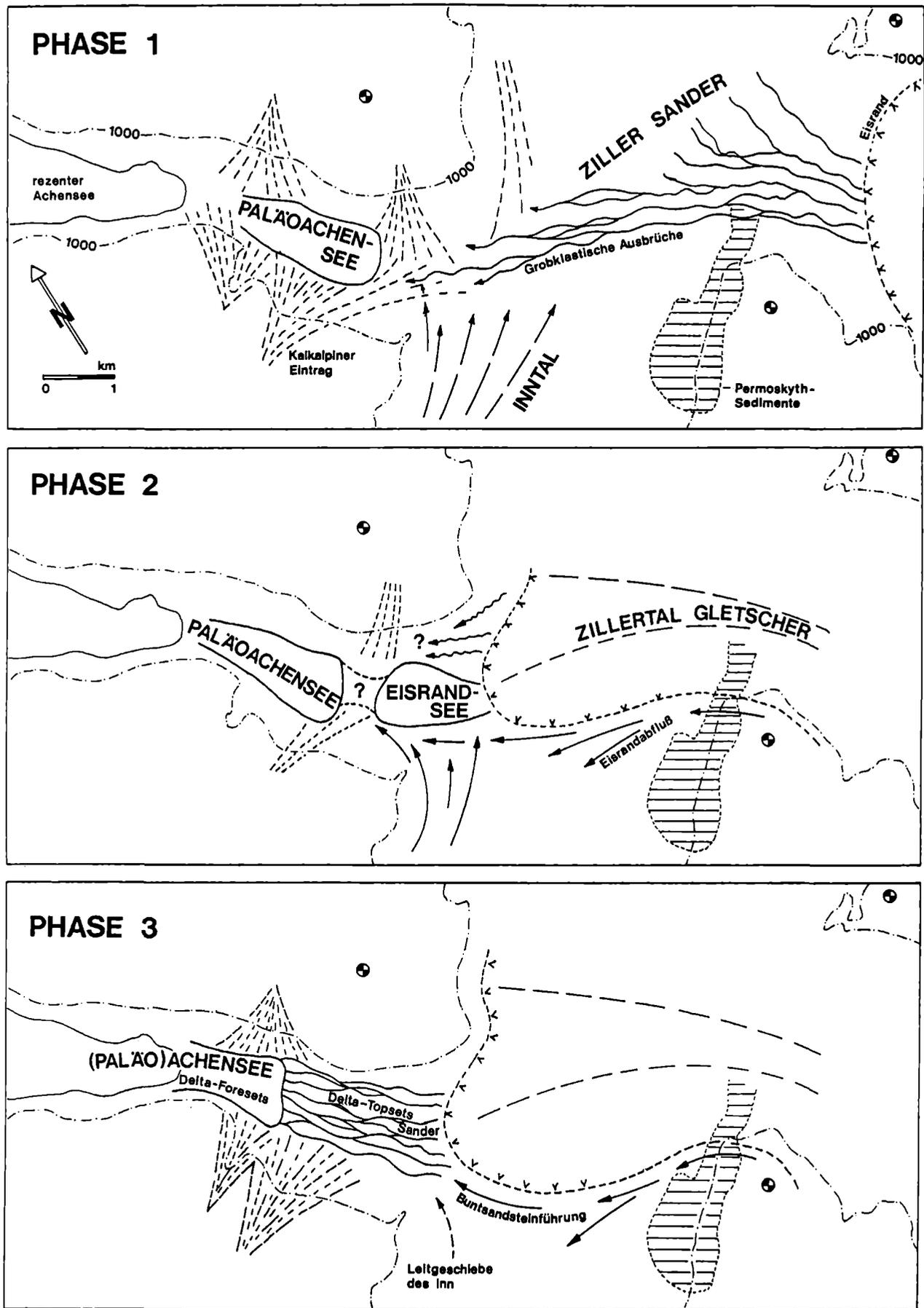


Abb.5 Genese des Achenseedammes

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 Schiefem".

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

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.

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 .

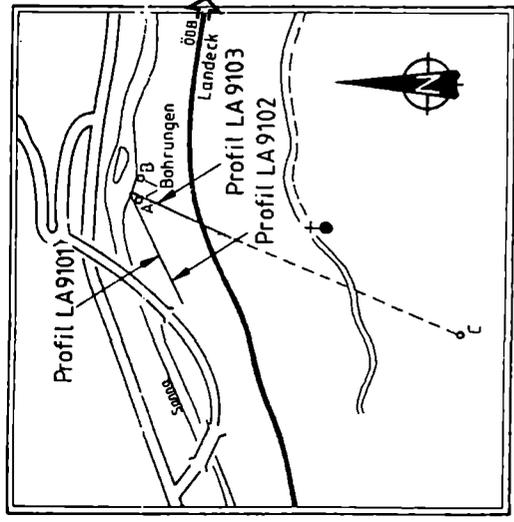
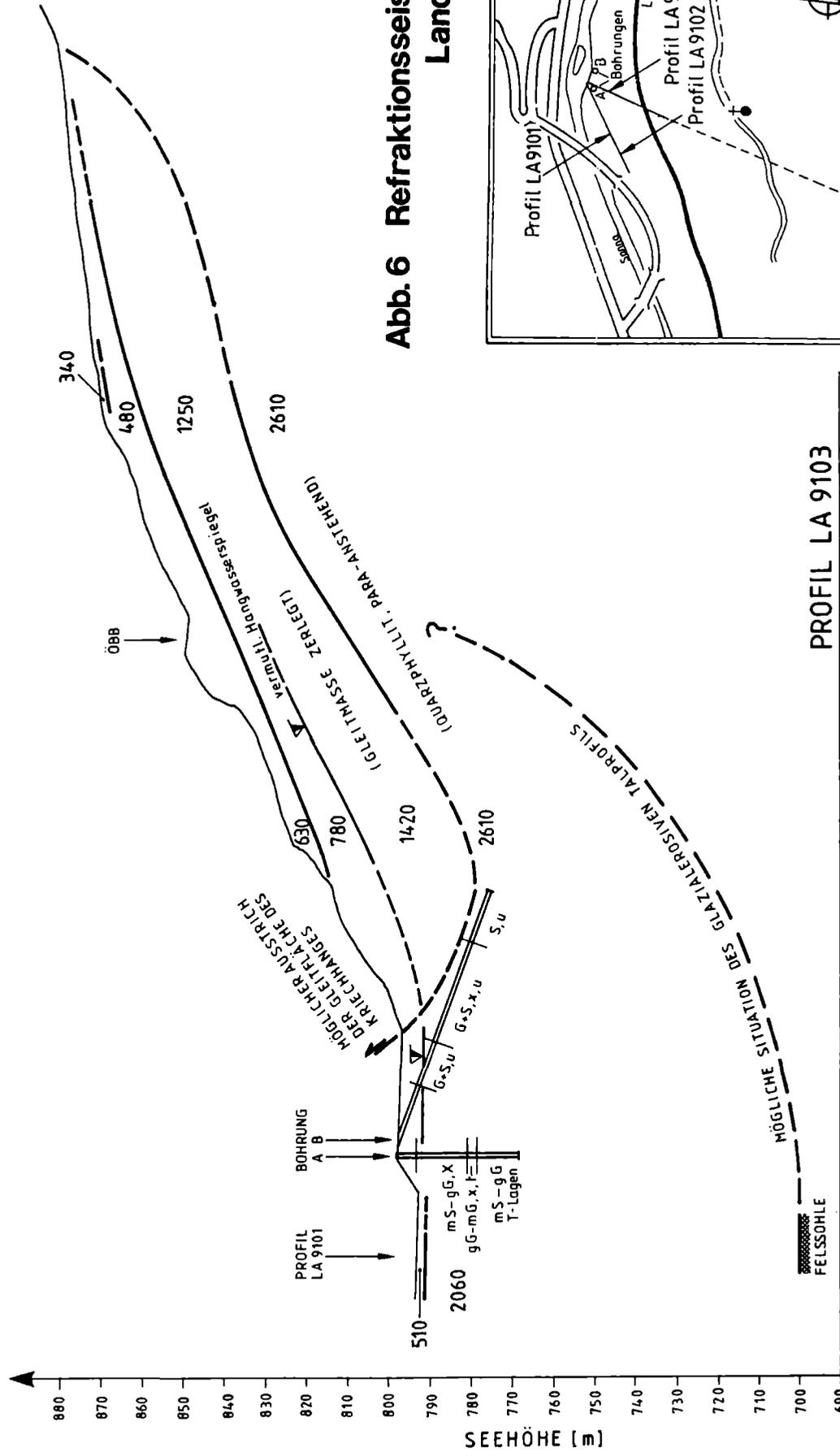
3.3 Bergsturzereignisse im Bereich der Öztalmündung

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 Bergsturzmateriale (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).

Abb. 6 Refraktionseismik Landeck



PROFIL LA 9103

500m

2060 ect. ... Refraktorgeschwindigkeiten

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).

- ◆ 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)

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 Stockwerks 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

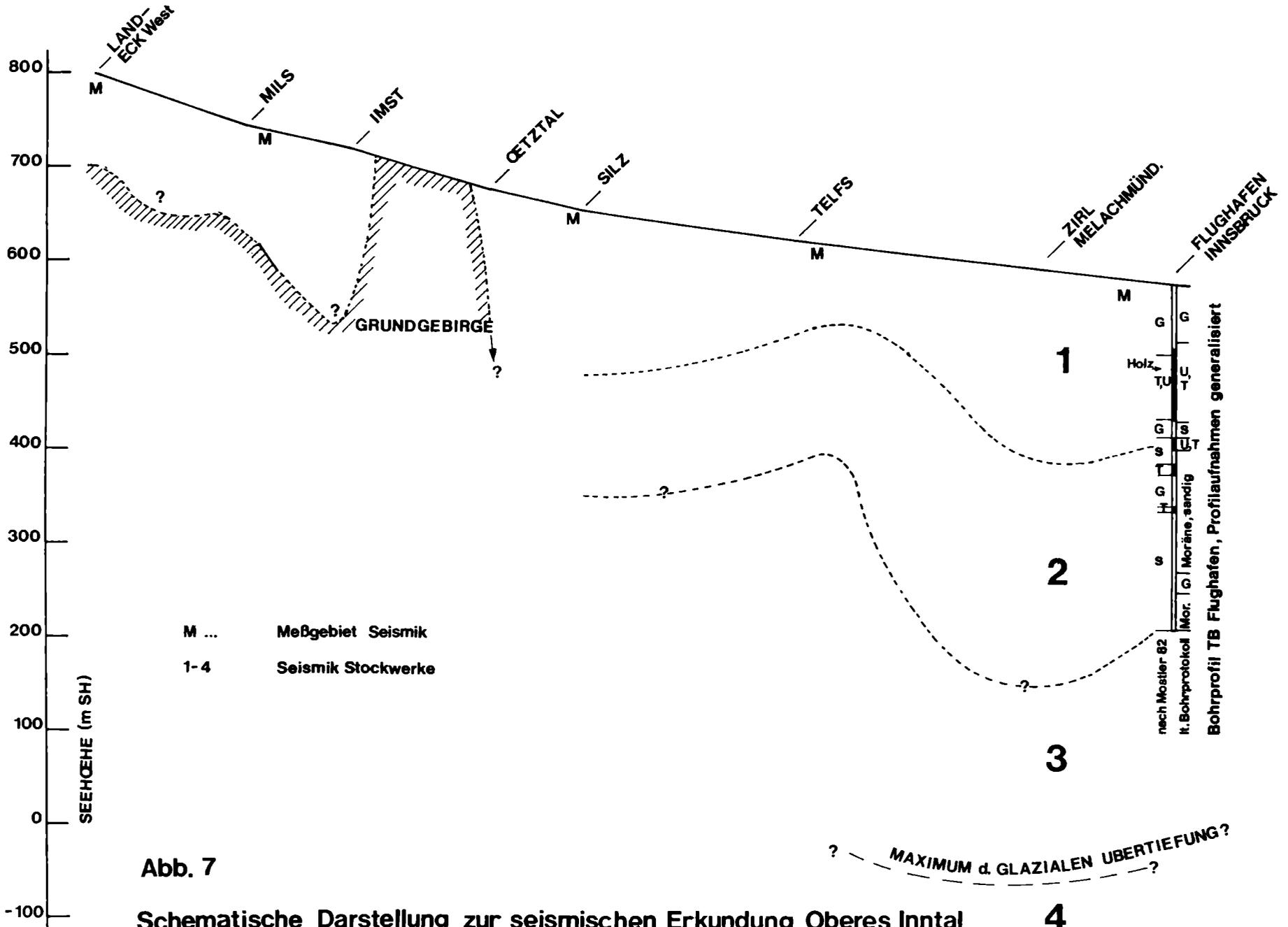


Abb. 7

Schematische Darstellung zur seismischen Erkundung Oberes Inntal

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 (KISLING & 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 übertiefen 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

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 Großbachtal.- 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 Großbachtal.- Unveröffent. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, 157 S.

DER MANN IM EIS

Band 1

Bericht über das Internationale Symposium 1992 in Innsbruck

Die offiziellen Veröffentlichungen über den sensationellen Fund einer 5000jährigen Gletschermumie im Eis der Ötztaler Alpen erscheinen exklusiv in der Reihe „Veröffentlichungen der Universität Innsbruck“. Das vorliegende Buch „Der Mann im Eis“, Band 1, beinhaltet die Referate, die während des Internationalen Symposiums der ARGE-ALP zum Thema „Der Mann im Eis – ein Fund aus der Steinzeit Tirols“ in der Zeit vom 3. bis 5. Juni 1992 in der Aula der Leopold-Franzens-Universität Innsbruck vorgetragen worden sind. Damit kann der aktuelle Forschungsstand zum Thema erstmals so umfassend und vollständig wie möglich vorgestellt werden. Dieser erste Band über die Forschungen zum „Mann im Eis“ richtet sich vornehmlich an die Fachwissenschaftler der zahlreichen am Projekt beteiligten Disziplinen. In der gleichen Reihe werden aber auch regelmäßig allgemeinverständliche Berichte über den Gletscherfund erscheinen, die dem Informationsbedürfnis eines populärwissenschaftlich interessierten Publikums dienen sollen.

„DER MANN IM EIS“ Band 1

Bericht über das Internationale Symposium in Innsbruck 1992.

Herausgegeben von Frank **Höpfel**, Werner **Platzer** und Konrad **Spindler**.

Veröffentlichungen der Universität Innsbruck im Eigenverlag 1992.

464 Seiten, 275 Abbildungen, davon 62 in Farbe.

ISBN 3-901249-01-X.

öS 600,-; DM 100,-.

Publikationsstelle
Universität Innsbruck

Innrain 52
A-6020 INNSBRUCK



Das Permomesozoikum der Lechtaler Alpen (Nördliche Kalkalpen) im Bereich des Kartenblattes 144 Landeck

Von Christoph HAUSER & Karl KRAINER

Mit 10 Abbildungen

Erforschungsgeschichte

Die erste geologische Bearbeitung des Gebietes der Lechtaler Alpen stammt von K. SANDER (1840 - 1841), die Ergebnisse sind in Form von "Geologischen Tagebüchern" erhalten geblieben (Museum Ferdinandeum, Innsbruck).

ESCHER v.d. LINTH (1845 und 1853) beobachtete viele Details der Lechtaler Alpen, ließ aber die Tektonik völlig beiseite.

Die Karten von GIMBERNATH und von HAIDINGER schieden lediglich "Alpenkalk" aus; die Geognostische Übersichtskarte der Österreichisch - Ungarischen Monarchie (HAIDINGER, 1845) stellte die gesamten Lechtaler Alpen in den Jura. STUDDER (1851, Geologie der Schweiz) unterschied auf seiner Karte bereits Verrucano, Trias, Jura und Kreide.

Ab 1908 legte AMPFERER einen Schwerpunkt seiner geologischen Arbeiten auf das Gebiet der Lechtaler Alpen (Eisenspitzebreccie, Tektonik, ...), stets verbunden mit alpinistischen Erstbesteigungen.

Die stratigraphische Einteilung AMPFERER's ist bis heute im wesentlichen beibehalten.

Er hat in der amtlichen Karte 1:75.000 der k.k. Reichsanstalt gemeinsam mit seinem Freund HAMMER (1924), später auch in den 4 Blättern der "Geologie der Lechtaler Alpen: Klostertaler Alpen, Arlberggebiet, Parseierspitze und Muttekopf (Alpenvereinstopographie, AMPFERER, 1932) seine Aufnahmen dokumentiert.

Es folgen Jahre mit harten Diskussionen um die "Gebundene Tektonik", (HUCKRIEDE, 1956,

1959, JACOBSHAGEN, 1967, SARNTHEIN 1956, BANNERT, 1964)

Die mikrofaziale Bearbeitung des Hauptdolomites durch MÜLLER-JUNGBLUTH (1968) <Zentrale Lechtaler Alpen> und SCHERREIKS (1971) <Östliche Lechtaler Alpen> ermöglichte die Dreigliederung dieses Schichtgliedes.

WESTRUP (1970) setzte sich hauptsächlich mit der Tektonik auseinander,

Vor zwölf Jahren wurde mit der Untersuchung des Permoskyth im Stanzertal der erste Schritt zur Neuaufnahme des Kartenblattes getan (KRAINER, 1981, STINGL, 1981), seit 1988 wird der nördliche Bereich kartiert. Insbesondere die Kieler Arbeitsgruppe lieferte zahlreiche Diplomarbeiten (ANDRULEIT, GEHRING, GLAHN, KUHLMANN, MEGGERS, NEUBOURG, WIEGER) sowie einige weitere, allerdings schon auf dem nördlich anschließenden Blatt Holzgau.

SPÖTL (1986) kartierte einen kleinen Bereich N Stanz - Grins. Die bei der Arbeitstagung 1993 vorgestellte Kartierung der Nördlichen Kalkalpen ist noch nicht vollständig.

Permoskyth

Im Stanzertal, an der Kalkalpenseite, setzt die postvariszische Sedimentation mit einer unterpermischen Basisbreccie ein. Generell kann die rund 350m mächtige permoskythische Sedimentabfolge im Stanzertal in folgende lithostratigraphische Einheiten untergliedert werden (Abb.: 1):

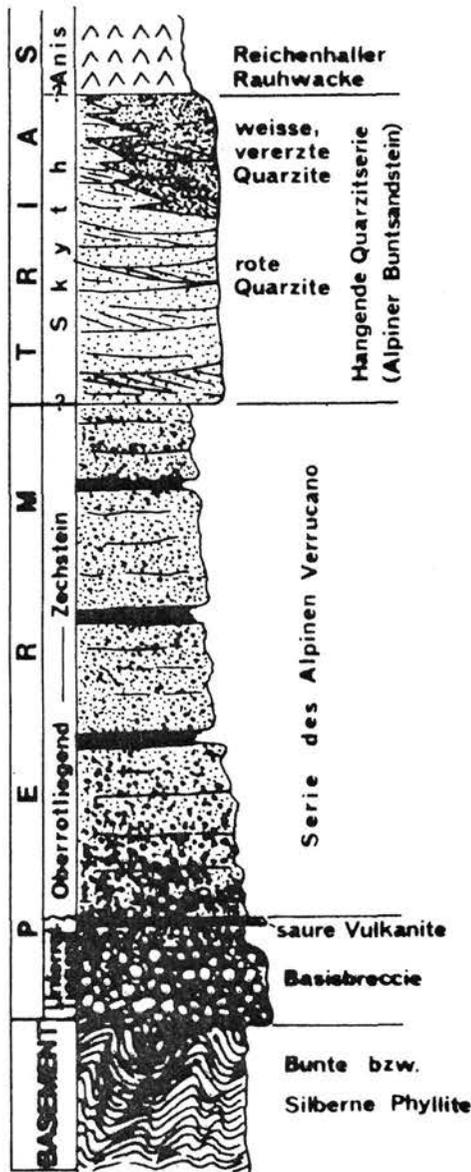


Abb. 1
 Stratigraphisches Übersichtprofil
 durch die Permoskyth-Sediment-
 abfolge im Stanzertal.

a) "Basisbreccie" (Liegende Serie des Alpenen Verrucano): diese liegt primär sedimentär auf dem variszisch gefalteten Basement ("Silberne" bzw. "Bunte Phyllite") und besteht aus einer bis zu mehrere Zehnermeter mächtigen Abfolge aus untergrundbezogenen polymikten Breccien mit vielen Phyllitgeröllen, am Top treten vereinzelt geringmächtige saure Vulkanite auf (Ignimbritlege, Tuffe und Tuffite; siehe STINGL 1981, 1982, KRAINER 1981, 1982). Die Basisbreccie ist in das Unterrotliegend zu stellen und ist ein Äquivalent der Laas Formation des Drauzuges (KRAINER 1990) bzw.

der Werchzirm Formation der Gurktaler Decke (KRAINER 1987b).

b) Über der Basisbreccie folgt die "Hangende Serie des Alpenen Verrucano", eine bunte Folge von meist rot bis violett gefärbten Konglomeraten, Sandsteinen (hpts. lithische Wacken) und Tonschiefern, charakterisiert durch das Auftreten von Aufarbeitungsprodukten saurer unterpermischer Vulkanite (siehe STINGL 1981, 1982). Diese Abfolge entspricht stratigraphisch der Gröden Formation des Drauzuges bzw. der Gurktaler Decke (KRAINER 1985, 1987a,b, 1989).

Innerhalb der Hangendserie des Alpenen Verrucano tritt bei Gand eine hauptsächlich aus Kupfersulfiden zusammengesetzte hydrothermale Gangvererzung auf. Vorherrschendes Erzmineral ist ein As-Hg-Tetraedrit (STINGL 1981, 1982; MOSTLER et al. 1982).

c) Darüber folgt mit einer scharfen Grenze die "Hangende Quarzitserie" (rote und weiße Quarzite), die zeitlich in das Skyth zu stellen ist, stratigraphisch dem Alpenen Buntsandstein und der Werfen Formation im östlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen (z.B. STINGL 1984, 1987) bzw. im Drauzug und innerhalb der Gurktaler Decke (KRAINER 1985, 1987a,b, 1989) entspricht und von Rauhwacken der Reichenhaller Formation überlagert wird. Die Mächtigkeit der Hangenden Quarzitserie beträgt rund 100m.

Es handelt sich überwiegend um Sublitharenite und Quarzarenite, an Sedimentstrukturen sind hin und wieder Horizontal- und Schrägschichtung erkennbar. Die roten Quarzite weisen gegenüber den weißen, vererzten Quarziten einen etwas geringeren Reifegrad auf, die rote Farbe ist auf diagenetisch entstandenes Hämatitpigment zurückzuführen. Während detritische Feldspäte in den roten Quarziten weitgehend fehlen, sind in den weißen Quarziten einzelne Lagen sehr feldspatreich und entsprechend als arkosische Arenite bis Arkosen zu bezeichnen. Aufgrund des recht hohen texturellen Reifegrades und der ähnlichen Diageneseprozesse wie sie aus marinen Sandsteinen des Alpenen Buntsandsteines im Drauzug bekannt sind (authigene Feldspatanwachssäume, authigene Quarzanwachssäume, Karbonatzement; siehe KRAINER 1987a, KRAINER & SPÖTL 1989), kann für die weißen Quarzite ein flachmarines Ablagerungsmilieu angenommen werden.

In den Quarziten (Alpiner Buntsandstein) des Stanztales tritt an mehreren Stellen (Flirscher Schihütte, Rammlestobel und Steißbachtal) eine disseminierte Fahlerzvererzung auf, und zwar nur in den weißen Quarziten, die am Top der Hangenden Quarziterie den roten Quarziten eingeschaltet sind und mit diesen verzahnen (ähnlich wie im Montafon, wo die skythischen Quarzite ebenfalls eine mechanisch-sedimentäre Cu-Vererzung enthalten, siehe HADITSCH et al. 1978).

Die Paragenese besteht zum überwiegenden Teil aus Fahlerz, seltener treten Kupferkies und Pyrit auf (KRAINER 1981, 1982).

Reichenhaller Schichten (Skyth)

Über der klastischen Gesteinsabfolge der "Hangenden Quarziterie" folgen die Reichenhaller Schichten. Die Vorkommen auf Blatt Landeck sind meist in Form der "**Reichenhaller Rauhwacke**" ausgebildet. Es sind dies gelblich anwitternde, zellig-kavernöse, oft brecciöse dolomitische Kalke. Untergeordnet treten auch fast reine Kalke, "**Reichenhaller Kalke**", auf. Sie sind dünngebant und zeigen nicht selten Bioturbation. An einigen Stellen, etwa im Schöngraben bei Pettneu, wurde früher **Gips** abge-

baut, der in den Reichenhaller Schichten immer wieder eingeschaltet ist. Nach FELLERER (1964) beträgt die Mächtigkeit der Gipse bis zu 60 m.

Das Alter der Rauhwacken ist ungesichert, AMPFERER (1932) beschreibt aus den sandigen, lockeren Mergelkalcken, die eng verbunden mit den gelben Rauhwacken auftreten, *Myophoria costata* ZENKER, *Modiola böhmi* SKUPHOS und *Myacites sp.* weshalb ein Alter von Oberskyth bis Unteres Anis wahrscheinlich ist.

Der sedimentäre Übergang von den Quarziten in die Rauhwacken, wie er im Zeinsgraben beobachtet wurde, mächtige Gipseinschaltungen innerhalb der Rauhwacken und die Bindung an einen bestimmten stratigraphischen Horizont, nämlich im Hangenden der Quarzite, sprechen wohl für eine ursprünglich mehr oder weniger sedimentäre Entstehung der Rauhwacken in einem flachmarinen, auf der zu dieser Zeit herrschenden klimatischen und paläogeographischen Bedingungen wohl evaporitischen Milieu. Allerdings kann über den ursprünglichen Habitus der Reichenhaller Rauhwacken auf Grund ihrer späteren tektonischen Überprägung keine Aussage getroffen werden (KRAINER, 1981).

Die Abb. 2 (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974) und Abb. 3 (BRANDNER, 1984) geben ein generelles Fazieschema und ein Profil der Trias wider.

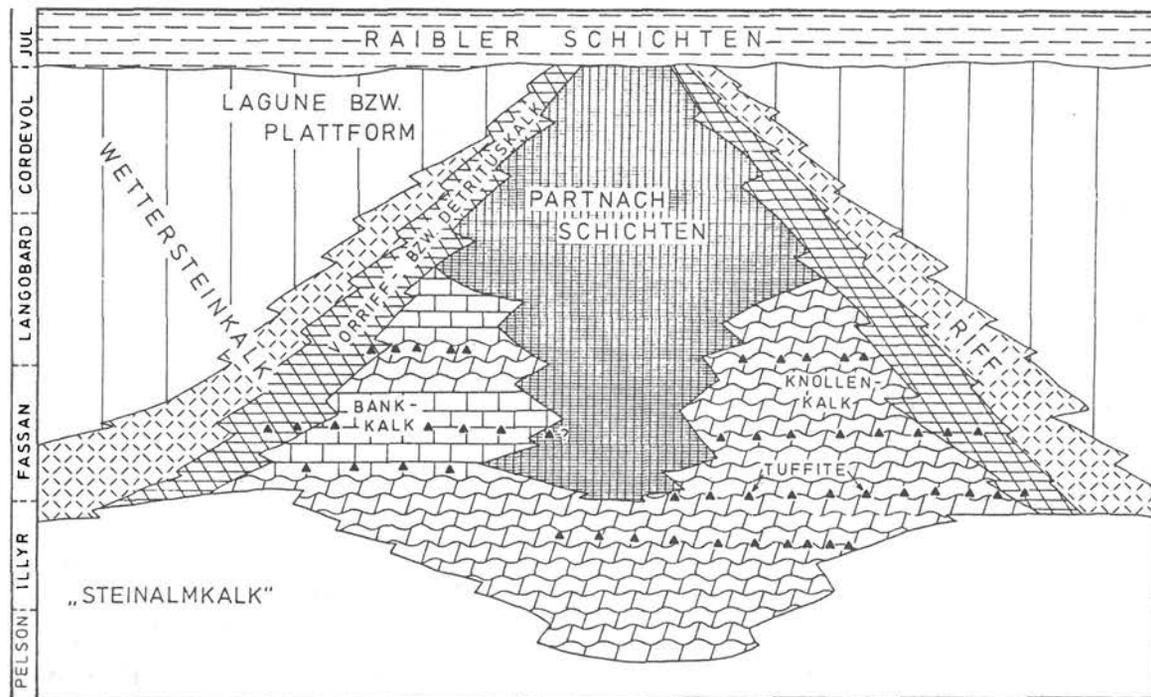


Abb. 2

Faziesdifferenzierung im Oberanis - Ladin (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974)

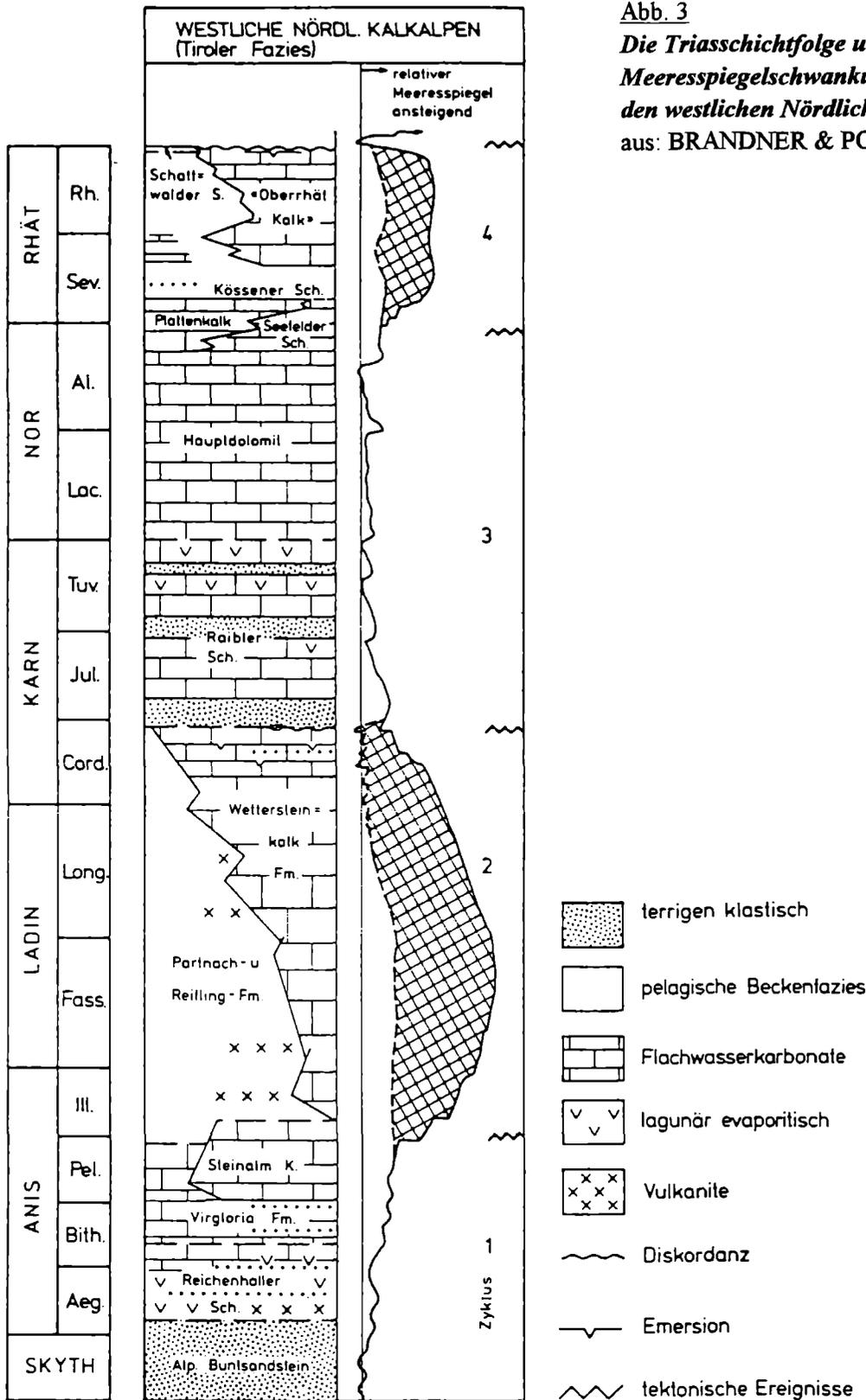


Abb. 3
 Die Triasschichtfolge und relative Meeresspiegelschwankungen in den westlichen Nördlichen Kalkalpen
 aus: BRANDNER & POLESCHINSKI, 1986

"Alpiner Muschelkalk"
 (Anis - Ladin / Hydasp - Langobard)

Der "Alpine Muschelkalk" der Nördlichen Kalkalpen in Tirol wird je nach Autor verschieden untergliedert. Nach der eher rein beschreibenden Gliede-

rung (u.a. KUBANEK, 1969: "Wurstelkalk", "Flaserkalk", Bankkalk, Massenkalk, Knollenkalk) hat sich die Verwendung der von BECHSTÄDT & MOSTLER (1974) vorgeschlagenen Gliederung in **Virgloriakalk**, **Steinalmkalk**, **Reiflinger Kalk** in den westlichen Kalkalpen weitgehend durchgesetzt.

Da im Bereich des Kartenblattes Landeck kaum ungestörte, vollständige Profile erhalten sind, auch keine neueren Arbeiten existieren, wird der Alpine Muschelkalk auf dem Blatt Landeck nicht gegliedert. Die Gesamtmächtigkeit läßt sich mit etwa 100 m abschätzen, es sind helle bis dunkle Kalke, besonders im Reiflinger Niveau häufig Hornstein - führende Kalke (z.B. Kogel-Bach 1400m SH) manchmal Pietra Verde - Lagen, aber etwa bei Schnann (siehe Exkursion **B**, Haltepunkt. 5) hornsteinfrei und auch ohne Pietra Verde- Lagen.

Partnachschiefer (Ladin - ? älteres Karn: Fassan/Langobard - ?Cordevol)

Die primär wohl über 200 m mächtigen Partnachschiefer treten auf dem Kartenblatt mehrfach auf. Die Partnachschiefer bestehen aus einer Wechselagerung von **Partnachschiefer** und **Partnackkalk**. Die charakteristischen schwarzen Tonschiefer enthalten keine Fossilien, häufig sind Konkretionen vorhanden. Die Kalke (manchmal dolomitisch) sind plattig und häufig im m- Bereich verfault.

Eher untypisch - da nur gering gestört, bestens aufgeschlossen und in großer Mächtigkeit anstehend - ist das Profil bei Schnann (Schnanner Klamm und entlang der Straße der Wildbach- und Lawinenverbauung zu den Schnanner Tunnels (siehe: Exkursion **B**, Haltepunkt.5).

Wettersteinkalk und -dolomit

(Ladin - Karn: Fassan/Langobard - Cordevol)

Der Wettersteinkalk (Plattform) tritt in den Lechtaler Alpen vorwiegend in der Inntaldecke auf. Hellgraue bis weißliche, massige bis gebankte Kalke bauen mit einer Mächtigkeit von weit über 600m (aber gegen S und W abnehmender Mächtigkeit) diese morphologisch hervortretenden, oft Wände bildenden Gebirgsstöcke auf. Am Aufbau der flachen Riffe sind vorwiegend Algen beteiligt; auch Großoolithe fallen auf. (z.B. Simele- Kopf S des Eisenspitz- Zuges: 200 m mächtige, invers lagernde Riffplatte; Blankspitze S Ansbacher Hütte) - (J. WESTRUP, 1970), Verzahnungsbereiche mit den Partnach- Beckensedimenten sind u.a. im Tobel oberhalb "Filisun" und oberhalb des "Stabelin" zu beobachten (J. WESTRUP, 1970).

Teilweise verliert der Wettersteinkalk seine typische Ausbildung und zeigt Anklänge auf die ihn im Westen vertretenden **Arlberg - Schichten** (Die Kalkbänke sondern sich schärfer gegeneinander ab, viele dickere und dünnere Lagen von schwarzen Mergeln und sandigen Schiefen, helle Rauhwachen und Dolomit sind zwischengeschaltet).

Raibler Schichten (Karn: ?Cordevol/Jul - Tuval)

Mit einer klastischen Schüttung setzen über der Wettersteinkalkfazies scharf, aber konkordant Raibler Schichten ein. Auch über Partnachfazies kann die Grenze mit dem Einsetzen von Sandgehalt oder oft auch Pflanzenhäcksel führenden Sandsteinbänken gezogen werden. Ihre Sedimentation beginnt nach WESTRUP (1970) mit dem Jul. Einen Eindruck von der Zusammensetzung dieses Schichtgliedes vermittelt das Profil von Christles - Rinner im Oberlochtal (Abb. 4) aus WESTRUP (1970).

Auch hier stehen Rauhwachen in großer Verbreitung an. In Verbindung damit sind Mürbdolomite im Starkenbachtal häufig.

Bei starker Pressung neigen die Raibler Schichten in Profilen mit hohen Anteilen von Dolomitpaketen zu tektonischer Selektion: Dolomit wird dabei relativ angereichert z.B. Bärenscharte (WESTRUP, 1970).

Hauptdolomit (Nor - ?Unteres Rhät: Lac/Alaun - ?Sevat)

Auf den Raibler Schichten, meist Raibler Rauhwachen, in den gesamten Lechtaler Alpen kaum ungestört aufliegend, folgt der Hauptdolomit. Er stellt mit einer gesamten Mächtigkeit von etwa 500 m im Westen und nahezu 2000 m im Osten der Lechtaler Alpen den größten Felskörper dar.

Detaillierte Bearbeitungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen wurden durch MÜLLER-JUNGLUTH (1968a, b.), SCHERREIKS (1971), FRUTH & SCHERREIKS (1982) durchgeführt. Auch die Arbeiten von POLESCHINSKI (1989, 1992) und BRANDNER & POLESCHINSKI (1986) aus dem Bereich der Seefelder Senke, (GÖK 117, Zirl), bringen neue Daten zum Hauptdolomit, die auch für den Hauptdolomit der Lechtaler Alpen

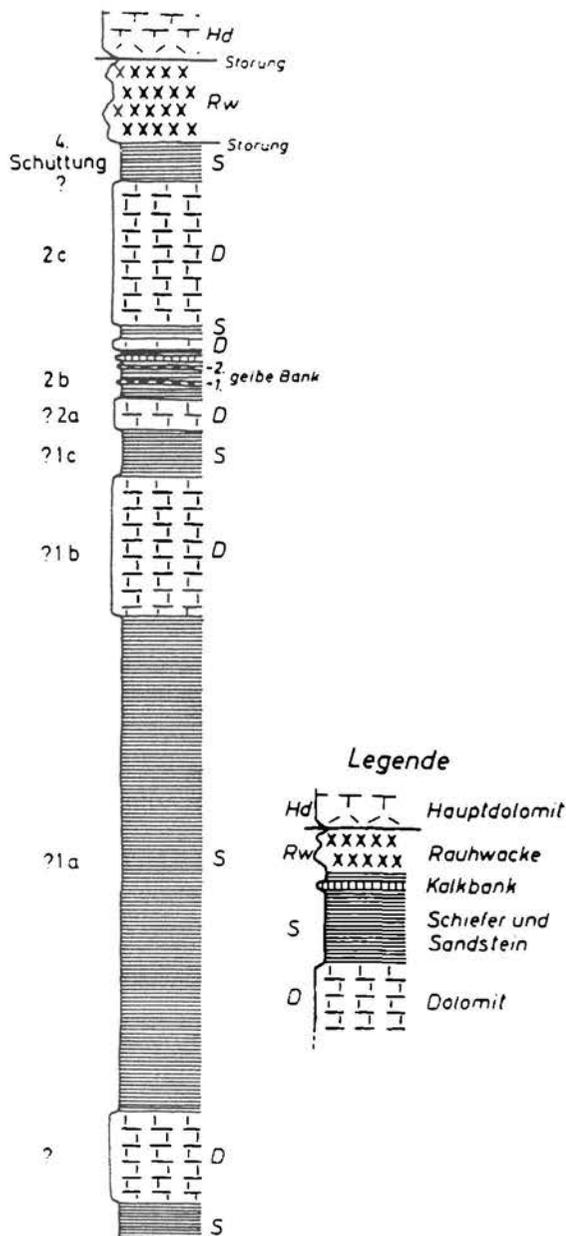


Abb. 4
Profil durch die Raibler Schichten
auf der W-Seite des Christles-Rinner
(Lechtaler Alpen)
 aus: WESTRUP 1970

Geltung haben. Abb. 5 zeigt ein idealisiertes Faziesprofil, Abb. 6 ein generalisiertes Säulenprofil eines Hauptdolomit-Abschnittes (aus MÜLLER-JUNGBLUTH, 1968).

Der **Untere Hauptdolomit** setzt mit häufig brecciösen, im Meter-Bereich gebankten Dolomiten ein. Oft sind sandfreie Dolomitmergel zwischengeschaltet. Der Hauptteil besteht aus feinlaminieren monotonen Rhytmiten mit unterschiedlichem Bitumengehalt

(MÜLLER JUNGBLUTH, 1968) und wird als Ablagerung des Supratidals interpretiert (FRUTH & SCHERREIKS, 1982).

Der bis zu 500 m mächtige **Mittlere Hauptdolomit** ist überwiegend feinlaminiert (meist stromatolithische Arenite bis Mikrite) und dürften zum Großteil im Intertidal bis Supratidal gebildet worden sein. Der Bitumengehalt ist hier von den drei Abschnitten des Hauptdolomites am geringsten, lokal sind aber immer wieder bitumreiche Abschnitte anzutreffen.

Über dem Mittleren Hauptdolomit folgen im Profil meist schon morphologisch deutlich erkennbar die **Seefelder Schichten** (= **Bituminöser Hauptdolomit** bei MÜLLER-JUNGBLUTH, 1968 und anderen Autoren). Bei AMPFERER (1932) wurden sie an einigen Stellen als "Kössener Schichten" ja auch, wie HAAS (1991) schreibt, als Gosauspäne (auf Blatt 115 Reutte) angesprochen.

Die Seefelder Schichten sind stets extrem dunkel gefärbt, äußerst feinkristallin (< Siltit) und sehr dünnbankig. Der Bitumengehalt kann so stark ansteigen, daß dieser nahezu alleiniger Feinschichtbildner ist (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1968). Die Mächtigkeit variiert von wenigen Metern bis zu über 50 Metern (diese höchste Mächtigkeit ist im Zug südlich der Roßkar Spitze gegen Westen in Richtung Bitterkopf erreicht). Für die Kartierung stellen die Asphaltchiefer einen ganz wichtigen Leithorizont innerhalb des Hauptdolomites dar.

Nach POLESCHINSKI (1989) sind die Seefelder Schichten auf Grund der darin enthaltenen Hetrastrien und Conodontenfauna in das Alaun 2 zu stellen.

Der Fazieswechsel vom Milieu der bituminösen Seefelder Schichten zu dem, das die Sedimentation des **Oberen Hauptdolomites** (\approx Dachsteindolomit) bringt, erfolgt recht abrupt. Er ist aber, fehlen die Seefelder Schichten, nicht immer einfach vom Mittleren Hauptdolomit unterscheidbar. Die "weißen Bänke" des Oberen Hauptdolomites sind zum Unterschied etwas mächtiger, kennzeichnend sind aber eher die leicht rötlich - gelblichen, blaßbunten Fugentone. Ein Bitumengehalt des Oberen Hauptdolomites ist kaum mehr feststellbar. Der von MÜLLER-JUNGBLUTH (1968) beschriebene Onkoidenhorizont, ein Leithorizont, ist bei der Profilaufnahme hilfreich, bei der Kartierung aber oft schwer zu finden.

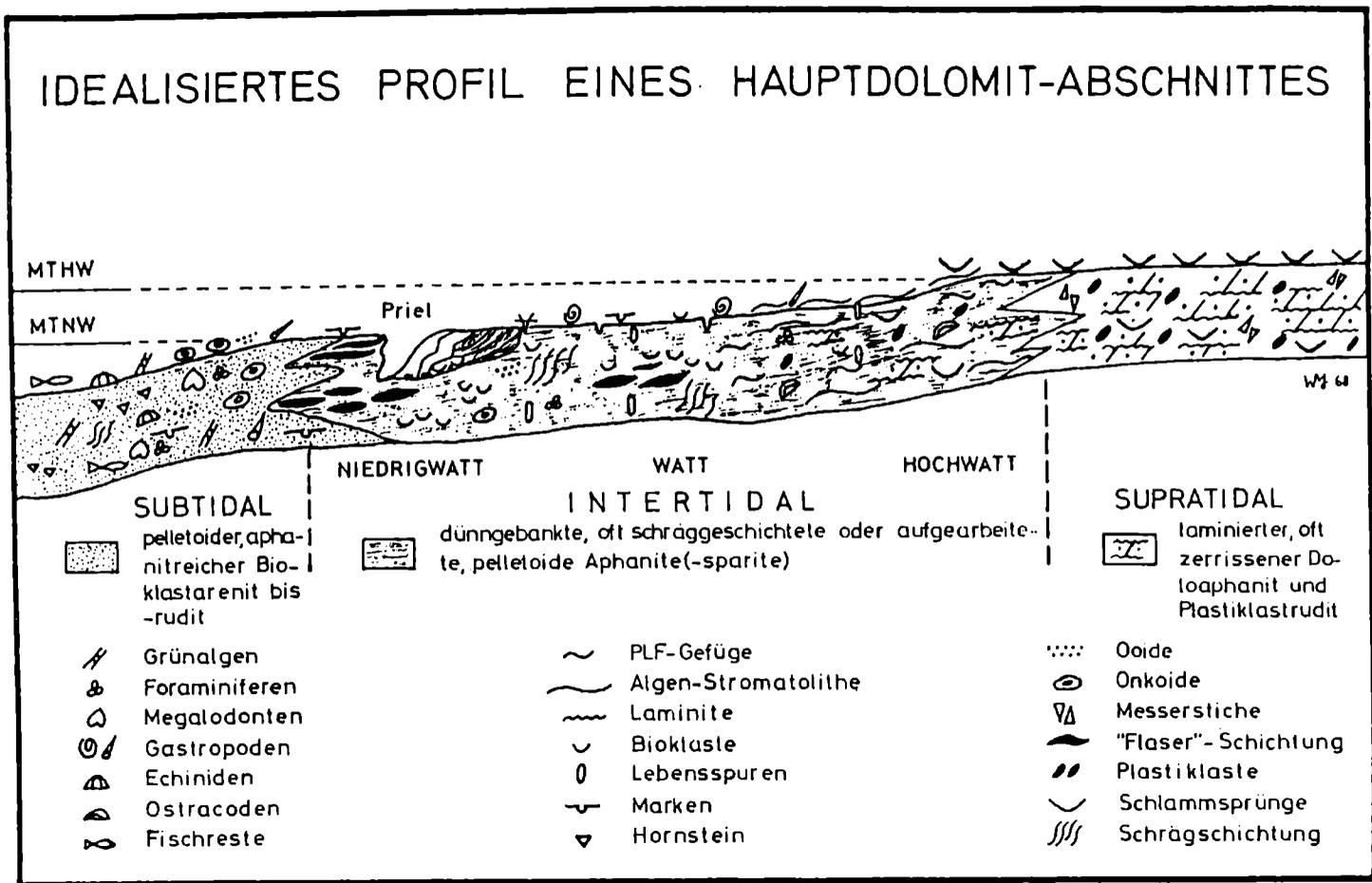


Abb. 5
Idealisiertes Faziesprofil eines Hauptdolomitabschnittes.
 Aus: MÜLLER - JUNGBLUTH, 1986

Allmählich häufen sich Bereiche mit reichem Biogehalt (Megalodonten und Gastropoden), Algenstromatolithe mit LF-Gefügen sind zu finden. SCHERREIKS (1971) führt folgenden Fossilgehalt an: *Myophoria chenopus* (LAUBE), *Worthenia escheri* (STOPP), *Chemnitzia hagenovii* (KLIPSTEIN), *Ostracoda sp.*, *Miliolidae sp.*, *Placodontia ? Placochelys sp.*

Plattenkalk / Plattenkalk Niveau (oberes Nor

Der Plattenkalk, in weiten Teilen der Nördlichen Kalkalpen das Hangende des Hauptdolomites, ist auf Blatt Landeck in nur wenigen Vorkommen typisch ausgebildet und vom Hauptdolomit getrennt auskartiert (S Silbersattel, N-Bereich Zimmerloch (SPÖTL, 1986; im Brunnkopf-Sattel ist der Plattenkalk 50 m mächtig BANNERT, 1964). Häufiger stellt der Plattenkalk nur einen undeutlichen Wechsel vom Oberen Hauptdolomit, auch teil-

weise den Seefelder Schichten, mit Kalk-Mergel-Folgen zu den Beckenbildungen der Kössener Schichten dar. Das Liegende hat nie eine scharfe stratigraphische Grenze. Der Plattenkalk stellt eine Faziesfolge aus einem sich absenkenden Flachmeerbereich, häufig mit Foraminiferen- Gastropoden- und Ostracodenführung dar. Mit dem Auftreten von ersten schwarzen Mergeln ist die Grenze zu den Kössener Schichten erreicht.

Kössener Schichten (Rhät: Sevat)

Die Kössener Schichten sind in den Lechtaler Alpen bis zu 200 m mächtig entwickelt, braungelbliche bis dunkel-schwärzliche Tonmergel wechsellagern mit Mergelschiefen und dunklen, meist feinstbankigen Kalken. Die Kalke sind von wechselnder Korngröße und fossilreich. Im Gelände lassen sie sich zweifelsfrei vom Hauptdolomit und Plattenkalk im Liegenden unterscheiden, die stratigraphische

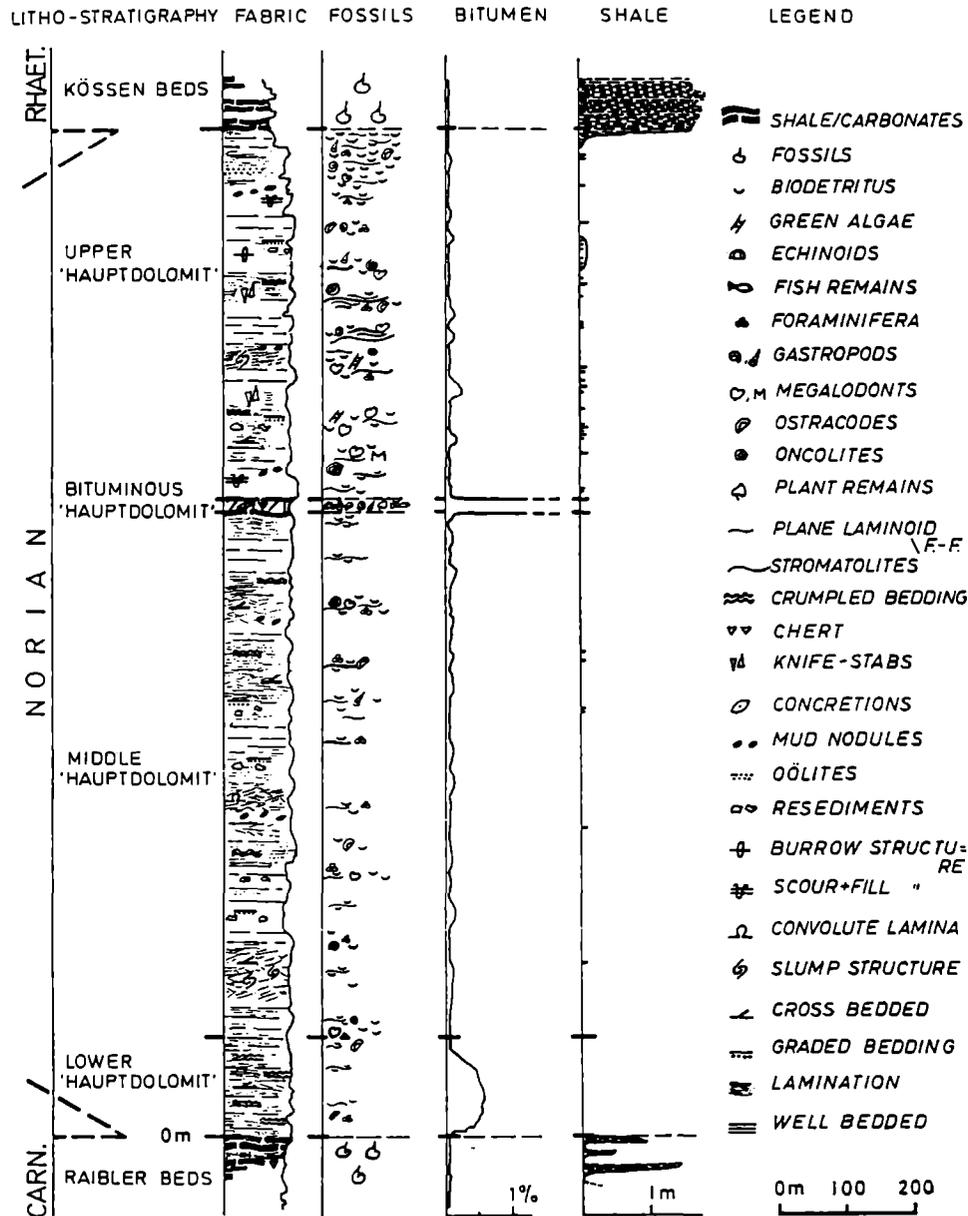


Abb. 6

Generalisiertes Säulenprofil des Hauptdolomites der Lechtaler Alpen.

Aus: MÜLLER - JUNGBLUTH, 1986

Abgrenzung ist nicht exakt festzulegen. Es gilt als sicher daß der Hauptdolomit und Plattenkalk ins Rhät hinaufreicht. Die Schillagen innerhalb der Kössener Schichten werden als Tempestitlagen gedeutet und sind typisch für die Ablagerung im Beckenbereich.

Abb. 7 zeigt ein fast ungestörtes Profil der Kössener Schichten innerhalb der Lechtaldecke bei den "Unteren Schafgängen" aus der Diplomarbeit von H. MEGGERS (1991): Die Schichtfolge variiert auf wenigen Metern zwischen zyklisch wiederkehrenden Aufarbeitungshotizonten, auf die stets Lumachellen-Lagen folgen, Schrägschichtungskör-

pem infolge einer Rinnensedimentation, Ooidbänken sowie biostromalen Riffstrukturen. Die Lumachellen bestehen aus bis zu 4 cm langen Mollusken- und Brachiopodenschalen, oft unzerbrochen, häufig schichtparallel eingeregelt. Die mikrofazielle Auswertung der Dünnschliffe zeigte, daß die ursprüngliche Schalenstruktur nicht erhalten, sondern spartisch ersetzt ist. Zudem fanden sich mikritische Säume (MEGGER, 1991)

Schattwalder Schichten (Rhät)

Der Begriff Schattwalder Schichten wurde von REISER (1920) eingeführt. Es handelt sich bei die-

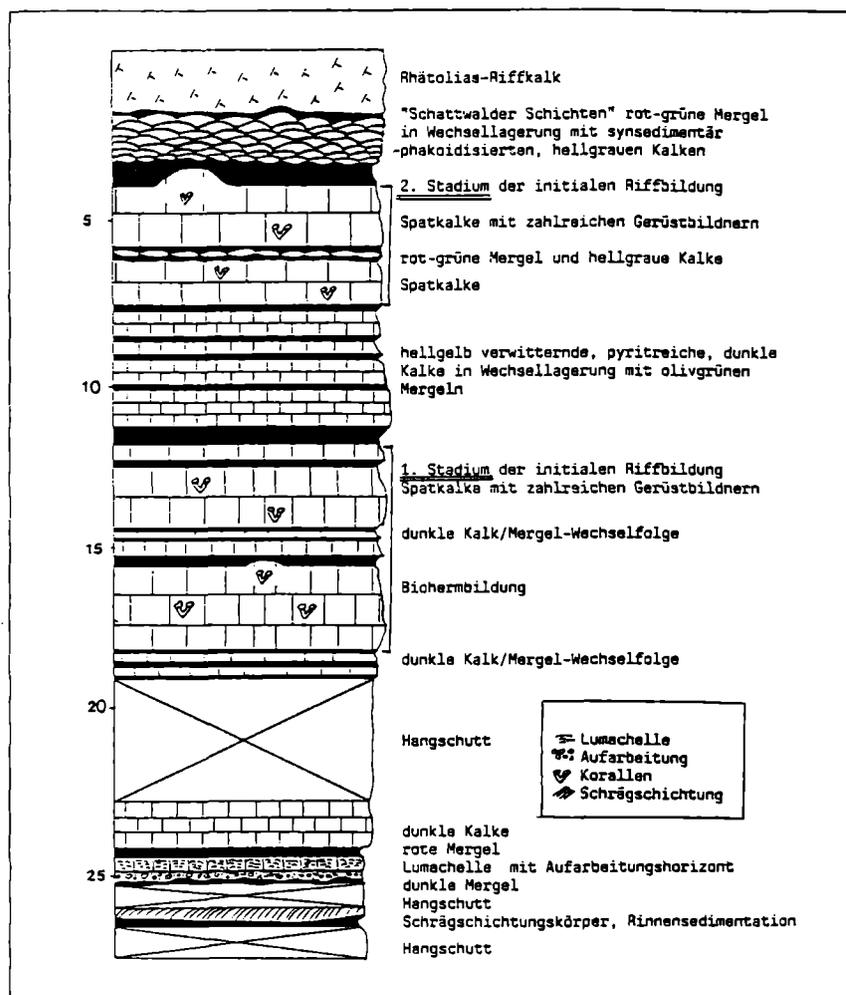


Abb. 7

Profil der Kössener Schichten bei den "Unteren Schafgängen" (Lechtaldecke)

Aus: MEGGERS, 1991

ser Einheit um meist weinrote bis bunte weiche Tonmergel. Sie weisen eine relativ ebene Verwitterungsoberfläche auf, ihre Konsistenz ist bröselig. Ihr Vorkommen ist nur auf wenigen, kleineren Gebieten in den Lechtaler Alpen bekannt (J.-M. GRUNICKE, 1990).

SARNTHEIN (1962) hat rot - grünen Mergel im Hangenden der Kössener Schichten des Streichgampenjöchls (Inntaldecke) als Schattwalder Schichten angesprochen; auch KRÄINER gibt ein kleines Vorkommen W der Ronigalpe, im Bereich der Peischelspitze (2.424 m SH) an.

Rhätolias Riffkalk (Oberes Rhät bis Unterer Lias)

Der Rhätolias (Riff-) Kalk, mit einer Mächtigkeit bis etwa 100 m, stellt ein Plattformsediment dar. Als Kalk, meist Riffkalk, tritt er schon morpholo-

gisch oft deutlich hervor. Weißlichgrau bis fast reinweiß zeigen sich die Wände und er neigt zur Verkarstung (H. ANDRULEIT, 1991).

Die Fauna zeigt ein Vorherrschen von gerüstbildenden Organismen, wobei Kalkschwämme und Korallen den Hauptanteil stellen (SENOWBARI-DARYAN, 1980)

Jura und Kreide

Mit Beginn des Jura kam es zu einer allgemeinen Absenkung des Ablagerungsraumes, allerdings mit unterschiedlich hohen Subsidenzraten. Die Herausgestaltung einzelner Becken ("STRIKE-SLIP-BECKEN" bzw. "PULL-APART-BECKEN") hatte im Lias und Dogger eine entsprechende Faciesdifferenzierung (Becken-, Slope- und Schwellen-facies) zur Folge (Abb. 8, nach einer Skizze von A. SPIELER, 1993).

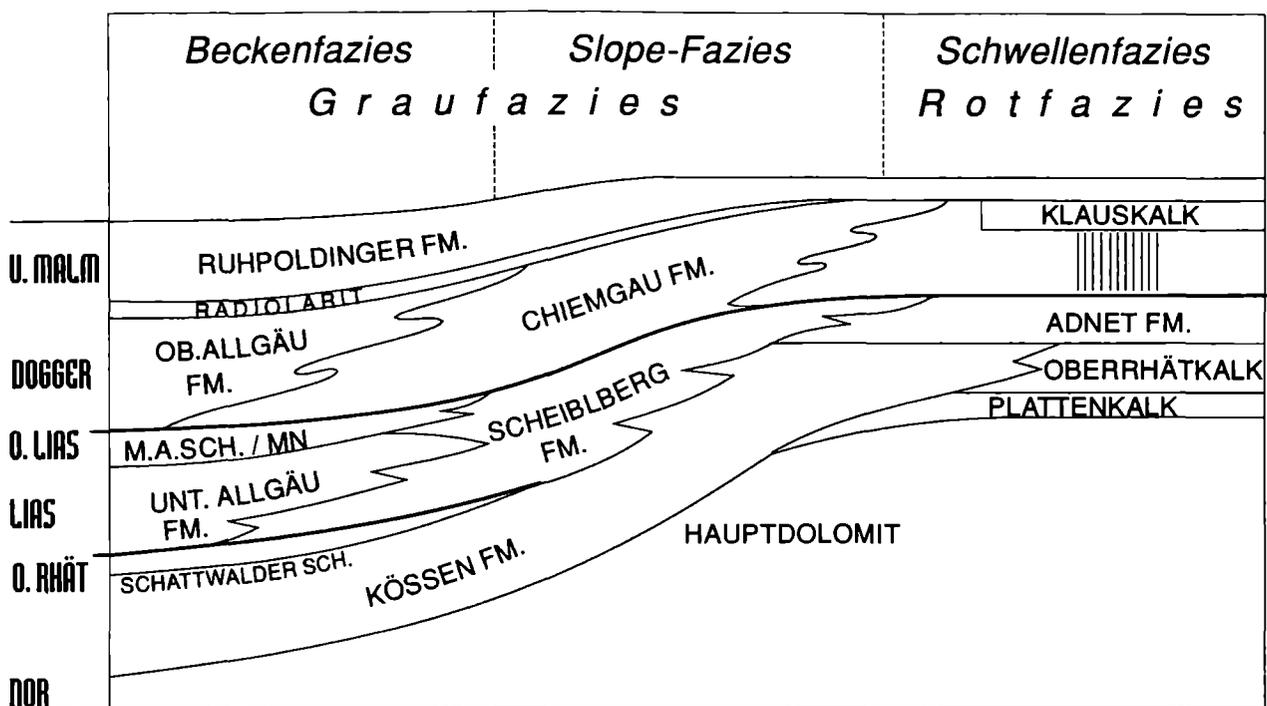


Abb. 8
 Schema der Faziesdifferenzierung im Jura

Auf Blatt Landeck ist die Schwellenfazies der "ZÜR-SER SCHWELLE" im Bereich Feuerspitz - Fensterle gut aufgeschlossen. Diese geringmächtige Schwellenfazies geht nach Osten und Nordosten in eine mächtige Beckenfazies "PARSEIER BECKEN" über. Zwischen Schwellen- und Beckenfazies vermittelt eine Slope-Fazies, die durch zahlreiche Mass-Flow-Sedimente, die unter dem Begriff "Eisenspitzbreccie" zusammengefaßt werden, charakterisiert ist.

Im Bereich der Schwellenfazies folgen über Oberrhätkalken zunächst geringmächtige (ca. 5 m), rote, teils knollige, gebankte mergelige Kalke, die Ammoniten und Belemniten enthalten, teilweise auch Subsolutionserscheinungen zeigen (ähnlich den Adnetter Schichten). Diese vertreten die Älteren Allgäu Schichten sensu JACOBSHAGEN (1965). Im Bereich Fensterle folgen darüber ebenfalls relativ geringmächtige (einige Zehnermeter), meist rote, teilweise auch grau gefärbte Mergel, die den Mittleren und Jüngeren Allgäuschichten entsprechen. Teilweise sind die Mittleren Allgäu-Schichten in Form von einigen Zehnermeter mächtigen Fleckenmergeln entwickelt, die von rund 20 - 30 m Mächtigen, rot gefärbten Mergeln mit dm-dicken hellen Bänken zwischengeschaltet überlagert werden (Jüngere Allgäuschichten). Zur Untergliederung der Allgäuschichten

sei auf die umfangreiche Arbeit von JACOBSHAGEN (1965) hingewiesen.

Die Slope-Fazies, die im Bereich der Eisenspitz von ACHTNICH (1980), siehe Abb. 9, und (1982) im Detail untersucht wurde, ist durch das Auftreten verschiedener Typen von Megabreccien und zwischengeschalteten feinklastischen Serien gekennzeichnet ("Eisenspitzbreccie"), die nach E und NE mit der Beckenfazies ("Allgäu-Schichten") verzahnen (vergl. auch AMPFERER 1915, 1920 <Abb.10>, 1930, 1943; HUCKRIEDE 1959; WESTRUP 1970). Im Bereich der Beckenfazies liegen die Jurasedimente fast durchwegs auf Kössener Schichten, die teilweise gut aufgeschlossen sind und mitunter häufig *Avicula Kösseniensis* sowie Spreitenbauten vom Typ *Rhizocorallium* und *Zoophycos* führen ("Salzburger Fazies"). Im höheren Teil sind oft dickbankige Fossilschuttkalke eingeschaltet.

Im Bereich der Peischelspitze (2.424 m SH) folgen über dunkelbraunen, stark bioturbaten Mergeln der obersten Kössener Schichten rund 15 m mächtige rötlichbraune und grünliche Mergel, die den Schattwalder Schichten zuzuordnen sind.

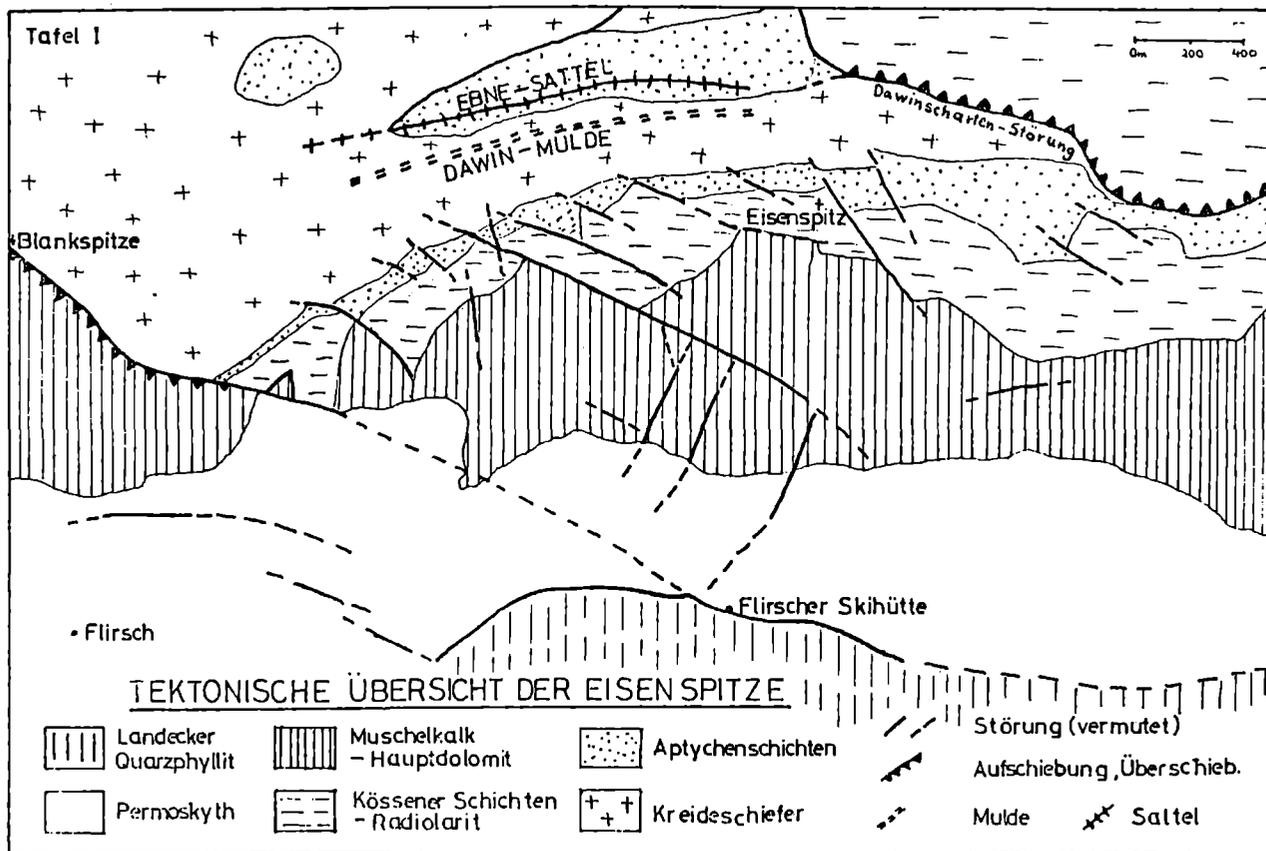


Abb. 9

Tektonische Übersicht der Eisenspitze

Aus: ACHTNICH, 1980

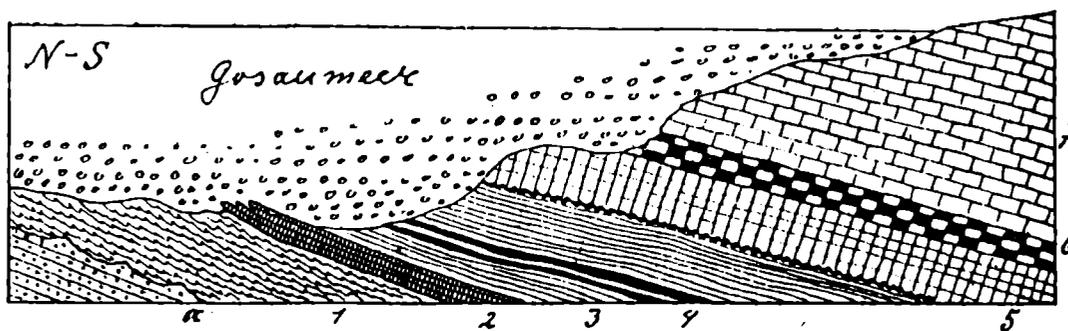


Abb. 10

Schema der Lagebeziehungen zwischen Auflagerung und Grundgebirge

- A = KREIDESCHIEFER MIT ÜBERKIPPTER TRANSGRESSIONSFLÄCHE
- 1 = APTYCHENKALKE
- 2 = RADIOLARITE
- 3 = FLECKENMERGEL
- 4 = MANGANERZE
- 5 = ROTE LIASKALKE UND OBERRHÄTISCHE KALKE
- 6 = KÖSSENER SCHICHTEN
- 7 = HAUPTDOLOMIT

Aus: AMPFERER, 1920

Diese werden von geringmächtigen, ockerbraunen, siltigen Mergeln (? *Praeplanorbis*- Schichten des untersten Lias) überlagert.

Darüber setzen dann scharf die **Allgäu Schichten** ein. Es sind fossilreiche, dunkelgraue, stark bioturbate und teilweise pyritisierte, bis etwa 20 cm dicke Kalkbänke mit maximal wenige cm dicker dunkler Mergelzwischenlage.

Die unterste Kalkbank ist ein bioturbater bioklastischer Wakestone mit reichlich eckigen Quarzkörnern in Silt Korngröße und Bioklasten, vor allem Crinoiden- und Schalenresten. Nach oben nimmt der siliziklastische Einfluß rasch ab.

Die Allgäu- Schichten der Beckenfacies sind meist recht einheitlich entwickelt, im tieferen Teil nicht selten Hornstein- führend (**Ältere Allgäu Schichten**), im mittleren Abschnitt sind lokal **Manganschiefer** entwickelt (**Mittlere Allgäu- Schichten**). Im oberen Teil sind es vielfach dünngebankte, mikritische, bioturbate mehr oder weniger hornsteinfreie mergelige Kalke mit dünnen zwischengeschalteten Mergellagen (siehe auch JACOBSHAGEN 1965).

Die Allgäu- Schichten sowohl der Schwellen- als auch der Beckenfacies werden schließlich von **Ruhpoldinger Radiolarit** überlagert, der im unteren Teil oft dunkelgrün, im höheren Teil rötlich gefärbt und meist intensiv verfaltet ist.

Über dem Radiolarit folgen **Aptychenschichten (Ammergauer Formation)**, die in den basalen 15 - 30 m oft rot gefärbt sind und Lamellaptychen enthalten (z.B. südlich der Ronigalpe). Im Bereich der Eisenspitze ist in den basalen Aptychenschichten (Kimmeridge) noch eine Breccie eingeschaltet, als letzter Ausläufer der klastischen Eisenspitzenentwicklung (ACHTNICH 1980, 1982).

Kreideschiefer (Cenoman)

Die darüberfolgenden mächtigen "Kreideschiefer" sind bereits der höheren Kreide (Cenoman) zuzuordnen und meist sehr eintönig in Form dunkler Schiefer entwickelt. Stellenweise sind bis etwa 20 cm dicke karbonatische Sandsteinbänke eingeschaltet, die viel eckigen Quarz, etwas Feldspat und Glimmer sowie diverse Karbonatklasten und Biogenreste (Echinodermen- reste, Corallinaceenreste, Schalenbruchstücke, Foraminiferen) enthalten. Solche Einschaltungen finden sich N der Gufelspitze, im Kridlontobel oder auch südlich der Saxeralpe (dort bis zu mehrere m mächtige, gebankte und massige, fein- mittelkörnige Sandsteine).

Muttekopfgosau

Zu den jüngsten Sedimenten, die am Aufbau der Lechtaler Alpen beteiligt sind, zählen die Ablagerungen der Muttekopfgosau. Diese transgredierte zumeist auf ein verkarstetes, ebenes bis mäßig geneigtes Hauptdolomitrelief. Die Muttekopfgosau, bereits erstmals von W. v. GÜMBEL (1861) beschrieben, später von O. AMPFERER (1912, 1930, 1932) und O. AMPFERER & TH. OHNESORGE (1909) sowie vielen weiteren bearbeitet, wurde zuletzt in sehr detaillierter Weise neu kartiert sowie sedimentologisch - tektonisch bearbeitet (H. ORTNER 1990; CH. HAAS 1991). Zur Muttekopfgosau sei an dieser Stelle auf die Beiträge H. ORTNER in diesem Führer verwiesen.

Die Zuordnung eines Vorkommens **bunter Breccien** WNW Stanz, am Südhang des Rauhenkopfes, bei AMPFERER 1932 als Gosau eingetragen, ist auch heute noch unsicher. Meist scharfkantige kalkalpine Komponenten aus der Trias bis zu den Mittleren Allgäu- Schichten (Manganschiefer), seltener auch Radiolarit sind erkennbar. Fossilgehalt ist bisher nicht bekannt.

LITERATUR

- ACHTNICH, T.(1980): Die Eisenspitze und ihre jurassischen Breccien.- Innsbruck, nat. wiss. Diss., 141 Bl., Illustr., Innsbruck
- ACHTNICH, T. (1982): Die Jurabreccien der Eisenspitze.- GPM Innsbruck; 12, 41-70, 7 Abb., 8 Fotos, 5 Taf., Innsbruck
- ACHTNICH, T., KRAINER, K., STINGL, V. & MOSTLER, H. (Projektl.)(1985): Regionale Erfassung des Rohstoffpotentials im Raum Imst / Arlberg, Endbericht 1983.- 67 Bl. 19 Abb., 2 Kt.; Bund/ Bundesländer-Rohstoffprojekt T-C-007c/83, Bibl. Geol. B.-A. Archiv Nr.A 06038-R, Innsbruck

- AMPFERER, O. (1910): Aus den Allgäuer und Lechtaler Alpen.- Verh. k.k. Reichsanst., 1910, 58-59, Wien
- AMPFERER, O. (1912): Über die Gosau des Muttekopfs.- Jb. Geol. R.-A., 62, 289-310, Wien
- AMPFERER, O. (1915): Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen.- Jb. Geol. R.-A., 44, 307-326, Wien,
- AMPFERER, O. (1920): Über die Breccien der Eisenspitze bei Flirsch im Stanzertal, Jb. Geol. Staatsanst., 70, 1-10, 3 Abb., 1 Taf., Wien
- AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1924): Geologische Karte und Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck, (5145), Karte Mst. 1: 75.000, 88 S, Wien
- AMPFERER, O. (1930): Beiträge zur Geologie der Muttekopfgosau, Verh. Geol. B.-A., 8, 181-194, Wien
- AMPFERER, O. (1932): Geologie der Lechtaler Alpen: Blätter: Klostertaler Alpen, Arlberggebiet, Parseierspitze und Muttekopf.- mit Erläuterungen, 125 S, 25 farb. Zeichnungen, Geol. B.-A., Wien
- AMPFERER, O. (1943): Die Eisenspitzebreccien auf dem überkippten Südrand der Lechtaldecke.- Sitzber. Akad. Wiss., Wien, math.- natwi. Kl., Abt. I, 152, 67-84, Wien
- AMPFERER, O. & TH. OHNESORGE (1909): Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandte Ablagerungen der tirolischen Nordalpen.- Jb. Geol. R.-A., 59, 289-332, Wien
- ANDRULEIT, H. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen (Madautal und Parseier Tal) auf Blatt 144 Landeck.- Jb. Geol. B.-A., 134, 512-513, Wien
- ANDRULEIT, H. (1991): Zur Geologie zwischen Torspitze und Seekogel <zentrale Lechtaler Alpen>, Diplomarbeit, Teil 1, Kurzkartierung - 3 Bl. 56 Abb., 3 Kt.; 29,5 cm., mit Geologischer Karte zwischen Torspitze und Seekogel <zentrale Lechtaler Alpen> 1:5.000,- Univ., Kiel, Diplomarb. Univ. Kiel; Geol. B.A., Wiss.Archiv Nr. A 09613-R, Wien
- BANNERT, D. (1964): Die Geologie der Rütelspitzen und der Umgebung von Madau in den zentralen Lechtaler Alpen.- Diss., 166 S., zahlr. Abb., 3 Beil., 8 Taf., Marburg
- BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol (Exkursion D am 3. April 1986).- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 68, 67-92, 12 Abb., Stuttgart
- BRANDNER, R. (1984): Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen.- GPM Innsbruck, 8, Festschrift W. HEISSEL, 317-354, 4 Abb., 5 Taf., Innsbruck
- FELLERER, R. (1964): Zur Geologie des Südrandes in den Nördlichen Kalkalpen zwischen Schnannund Arlberg (Lechtaler Alpen).- Z. deutsch. geol. Ges., 116, 832-858, Hannover
- FRIES, W. (1988): Fazies, Diagenese, Paläogeographie und anorganische Geochemie eines potentiellen Erdölmuttergesteins, Bituminöse und kerogenreiche Einschaltungen im Hauptdolomit (Trias, Ostalpen).- , 54 Abb., 17 Taf., 1 Tab.; Univ., geowiss. Diss., Freiburg /Br.
- FRUTH, L. & SCHERREIKS, R. (1975): Facies and geochemical correlations in the Upper Hauptdolomit (Norian) of the eastern Lechtaler Alps.- Sedimentary Geology; 13, 27-45, 4 Abb., 4 Tab., Amsterdam
- GEHRING, H. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen auf Blatt 144 Landeck.- Jb. Geol. B.-A., 132, 579-580, Wien
- GEHRING, H. (1989): Zur Geologie der Lechtaldecke nordwestlich der Rütelspitzen.-Kiel, Univ., Diplomarb., 67 Bl., 73 Abb., 3 Anl., mit Geologischer Karte der Lechtaldecke nordwestlich der Rütelspitzen 1:10.000 Bibl. Geol. B.-A. Wiss. Archiv Nr. A 07629-R, Wien
- GIMBERNATH (1808): Mapa Geognostico del Tirol.- in: BAUMGARTEN, B. (1990) <Reproduktion>: Erste geologische Landesaufnahme eines spanischen Naturalisten aus dem Jahr 1808.- Schlern, 64, 307-313, 2 Abb., Bozen
- GLAHN, U. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen (Lechtal-/Inntaldecke) auf Blatt 144 Landeck., Jb. Geol. B.-A., 132, 580, Wien
- GLAHN, U. (1989): Geologische Kartierung der Lechtaldecke im westlichen Alperschontal.- Univ., Diplomarb., 55 Bl., 23 Abb., mit Geologischer und Tektonischer Karte des westlichen Alperschontales 1:10.000, Bibl. Geol. B.-A., Wiss. Archiv Nr. A 07628-R, Wien
- GRUNICKE, J.-M. (1990): Methodische Untersuchungen zur digitalen Bildverarbeitung von Fernerkundungsdaten (Lithologie und Tektonik der zentralen Lechtaler Alpen, Tirol, Österreich), Berliner geowiss. Abh. A; 121.- Selbstverl. Fachber. Geowiss. Freie Univ. Berlin, 115, 65 Abb., 40 Tab., 1 Taf., 2 Beil., Berlin
- HAAS, CH. (1991): Sedimentologische und geologische Untersuchungen der östlichen Muttekopfgosau (Lechtaler Alpen, Tirol).- Dipl.- Arb., 117 S, 73 Abb., 2 Beil (Profile), 1 geol. Karte Mst.: 1: 10.000, Innsbruck
- HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H. (1978): Intraskythische, exogen (mechanisch)-sedimentäre Cu-Vererzung im Montafon (Vorarlberg). - Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, 8, 183-207, Innsbruck.
- HANIEL, C.A. (1914): Geologische Karte der Allgäuer und Lechtaler Alpen, westliche Hälfte 1:25000 / nach den Aufnahmen von G. Schulze u. Harald Pontopidan u. eigenen Aufnahmen.- M.1:25000.- 1 Bl. Farbendruck, mit Text, Piloty & Loehle, München
- HUCKRIEDE, R. (1956): Die Geologie der Umgebung von Kaisers (Lechtaler Alpen).- unveröff. Diss Marburg, 209 S, 1 geol. Karte 1: 25.000, Marburg
- HUCKRIEDE, R. (1959): Trias und Jura und tiefere Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol).- Verh. Geol. b.-A., 1959, 44-91, Wien
- JACOBESHAGEN, V. (1965): Die Allgäu - Schichten (Jura - Fleckenmegel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein.- Jb. Geol. B.-A., 108, 1-114, 3 Abb., 2 Tab., 13 Taf., Wien
- JACOBESHAGEN, V. (1967): Zur Deutung der Falten - Abschiebungen (Untervorschiebungen).- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, 513-517, 3 Abb., Stuttgart,
- KINDLE, P.J. (1987): Kristallisationen in Klüften und Hohlräumen obertriadisch - jurassischer Karbonate.- In: 2. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen 24.-27. Mai 1987 in Heidelberg (Hrsg. Koch, Roman; Müller, German u. Schmitz, Willfried) Heidelberger Geowiss. Abh.; 8, 121-122, Heidelberg
- KÖHLER, M. (1983): Perjuntunnel (Landeck, Tirol), Baugeologische Verhältnisse, Prognose und tektonische Schlußfolgerungen.- GPM, 12, 249-267, 3 Abb., 1 Taf., Innsbruck

- KRAINER, K. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 144 Landeck.- Jb. Geol. B.-A., 133, 467-468, Innsbruck
- KRAINER, K., 1989: Zum gegenwärtigen Stand der Permoskythforschung im Drauzug. Carinthia II, 179/99:371-382, Klagenfurt.
- KRAINER, K., 1982. Zur Sedimentologie und Vererzung der "Hangendquarzite" im Stanzer Tal/Arlberggebiet (Tirol). Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12:81-94.
- KRAINER, K., 1990: Fazielle und sedimentpetrographische Untersuchungen im Perm des Drauzuges. Mitt. österr. geol. Ges., 82(1989):49-78, Wien.
- KRAINER, K. and SPÖTL, Ch., 1989. Detrital and authigenic feldspars in Permian and early Triassic sandstones, Eastern Alps (Austria). Sedimentary Geology, 62:59-77, Amsterdam.
- KRAINER, K., 1985. Zur Sedimentologie des Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 14:21-81.
- KRAINER, K. (1981): Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyths im Stanzer Tal/Arlberg (Westtirol) unter besonderer Berücksichtigung der Hangendquarzite. - Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 106S.
- KRAINER, K., 1987a. Zusammensetzung und fazielle Entwicklung des Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten im westlichen Drauzug (Kärnten/Osttirol). Jahrb. Geol. Bundesanst., 130: 61-91, Wien.
- KRAINER, K., 1987b. Das Perm der Gurktaler Decke: eine sedimentologische Analyse. Carinthia II, 177/97:49-92, Klagenfurt.
- KUHLEMANN, J. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen auf Blatt 144 Landeck.- Jb. Geol. B.-A., 134, 513-514, Wien
- KUHLEMANN, J. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen im westlichen Sulzetal auf Blatt 144 Landeck.- Jb. Geol. B.-A., 133, 468-469, Wien
- MEGGERS, H. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen (hinteres Röttal, Alblitalm) auf Blatt 144 Landeck.- Jb. Geol. B.-A., 134, 514-515, Wien
- MEGGERS, H. (): Zur Geologie der Alblitalm sowie des hinteren Röttales (Zentrale Lechtaler Alpen).- Univ., Kiel, Diplomarb., 99 Bl., 48 Abb., 3 Kt., mit Geologischer Karte des hinteren Röttales sowie den Alblitalm 1:5.000, Profile, tektonisches Beibl. 1:5.000, Bibl. Geol. B.-A., Wiss. Archiv Nr. A 09612-R, Wien
- MOSTLER, H., KRAINER, K. & STINGL, V. (1982): Erzlagerstätten in der postvariszischen Transgressionsserie im Arlberggebiet. - Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 2, 131-136, Wien.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U. (1968): Sedimentologische Untersuchungen im Hauptdolomit der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol.- Diss., 105 S, Anhang und 4 Beil., Innsbruck
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U. (1968): Sedimentary Petrologic Investigation of the Upper Triassic "Hauptdolomit" of the Lechtaler Alps, Tyrol, Austria.- Recent Developements in Carbonate Sedimentology in Central Europe, 228-239, Springer
- NEUBOURG, B (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen im östlichen Sulzetal auf Blatt 144 Landeck.- Jb. Geol. B.-A., 133, 469-470, Wien
- NEUBOURG, B (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen (östliches Sulzetal) auf Blatt 144 Landeck.- Jb. Geol. B.-A., 134, 515, Wien
- ORTNER, H. (1990): Zur Geologie und Sedimentologie der westlichen Muttekopfgosau (Lechtaler Alpen, Tirol).- Dipl.-Arb., 100 S, 70 Abb., 7 Beil., Innsbruck
- POLESCHINSKI, W. (1989): Stratigraphie, Fazies und Sedimentgeologie der Seefelder Schichten im Raum Seefeld/ Tirol.- Ein potentiellies Erdölmuttergestein aus dem Ober-Nor der Nördlichen Kalkalpen.- Dipl.- Arb., 197 S, 85 Abb., 8 Beil., Innsbruck
- SANDER, K. (1840 - 1841), "Geologische Tagebücher".- (aufbewahrt im Museum Ferdinandeum), Innsbruck).
- SARNTHEIN, M. (1962): Beiträge zur Tektonik der Berge zwischen Memminger und Württemberger Hütte (Lechtaler Alpen).- Jb. Geol. B.-A., 105, 141-172, 4 Taf., Wien
- SCHERREIKS, R. (1971): Stratigraphie und Faziesentwicklung der Norischen Kalk - Dolomit - Folge (Hauptdolomit) der Östlichen Lechtaler Alpen.- Diss. München, 79 S, 17 Tab., 27 Photos, 16 Beil., München
- SPÖTL, CH. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 144 Landeck.- Jb. Geol. B.-A., 130, 327, Wien
- STINGL, V., (1984). Alpiner Buntsandstein und Werfener Schichten bei Leogang Salzburg). Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 14:1-19.
- STINGL, V. (1982): Sedimentologie und Vererzung des Alpenen Verrucano im Stanzertal (Tirol).- GPM Innsbruck; 12, 71-80, 1 Abb., 3 Beil, Innsbruck
- STINGL, V. (1988): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 144 Landeck.- Jb. Geol. B.-A., 131, 452, Wien
- STINGL, V. (1981): Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyth im Arlberggebiet unter besonderer Berücksichtigung des Alpenen Verrucano. - Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 109S.
- STINGL, V. (1984): Lagerungsverhältnisse des Permoskyth im Stanzertal, West-Tirol (Österreich).- Mitt. Ges. Geol., Bergbaustud. Österr., 30/31, 117-131, 6 Abb., Wien
- STINGL, V., 1987. Die fazielle Entwicklung des Alpenen Buntsandsteins (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Tirol/Salzburg, Österreich). Geol. Rundschau, 76:647-664, Stuttgart.
- STINGL, V., 1982. Sedimentologie und Vererzung des Alpenen Verrucano im Stanzertal (Tirol). Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12:71-80.
- STINGL, V. (1981): Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyth im Raum Arlberg unterbesonderer Berücksichtigung des Alpenen Verrucano.- Univ., naturwiss. Diss., 109 Bl., 22 Abb., 8 Beil., Innsbruck,
- WESTRUP, J (1970): Geologie der südlichen Lechtaler Alpen zwischen Schnann und Imsterau (Tirol).- Diss. Univ. Marburg / Lahn, 152 S, 27 Abb., Anhang, Geol. Karte, Marburg / Lahn
- WIEGER, C. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck.- Jb. Geol. B.-A., 132, 584, Wien

Die Gosauschichten des Muttekopfs

Von Hugo ORTNER

Mit 8 Abbildungen

Die Gosaugruppe in den Ostalpen umfaßt synorogene Sedimente der Oberkreide. Sie wird grob unterteilt in einen Tieferen Gosaukomplex mit terrestrischen bis flachmarinen Ablagerungen und einen Höheren Gosaukomplex mit tiefmarinen Sedimenten (FAUPL et al. 1987). Die Sedimente der Gosaugruppe sind in den gesamten Nördlichen Kalkalpen verbreitet, liegen aber in isolierten Becken vor (Abb. 1).

Die Muttekopfgosau transgrediert über dem prägosauisch verfalteten Hauptdolomit der Inntaldecke. Nach der Sedimentation wurde die Muttekopfgosau intensiv verfaultet und blieb eingeklemmt im Hauptdolomit in einer Synklinale erhalten. Zugleich oder noch später wurde die Larsenscholle (ein Äquivalent zur Krabachjochdecke, der höchsten tektonischen Einheit der westlichen Nördlichen Kalkalpen) an die Muttekopfgosau angeschoben.

Plattein - Formation (Tieferer Gosaukomplex)

Im Bereich der Platteinwiesen in Osten der Muttekopfgosau ist das vollständigste Profil des Unteren Gosaukomplexes in der Muttekopfgosau erschlossen (HAAS 1991; Abb. 2). Die Gosau transgrediert diskordant auf den Hauptdolomit. Die Sedimentation setzt mit gut gerundeten Feinkonglomeraten ein (maximaler Korndurchmesser bei 2 cm), die zuerst in gradierte laminierte Sandsteine, dann in Mergel übergehen. Diese Entwicklung wird mit scharfer Liegendgrenze von Grobbreccien überlagert, deren kantengerundete Komponenten bis zu 1/2 m Durchmesser erreichen

können, deren durchschnittliche Korngröße aber bei ca. 20 cm. liegt. Die pelitische Matrix weist starke Rotfärbung auf und kommt stellenweise als feinlaminierte Siebablagerung vor. Die Breccien sind in Meterbereich undeutlich gebankt, selten treten Rinnenbildungen auf. Hangend werden die Grobbreccien durch einen Horizont mit sehr gut gerundeten Komponenten abgeschlossen (Durchmesser bis 20 cm). Mit scharfer Grenze setzen eintönige graue Grobsandsteine ein, die schnell in Feinsandsteine übergehen. Die Bankung liegt in Dezimeterbereich, stellenweise ist Lamination erhalten. Auf Schichtoberflächen ist eine Spurenfossilvergesellschaftung der Cruziana Ichnofazies erhalten (Hintere Fundaisalm; FREY & PEMBERTON 1988). Diese von AMPFERER (1912) als Inoceramenmergel bezeichneten Sandsteine stellen einen der wenigen fossilführenden Horizonte der Muttekopfgosau dar. LEISS (1988) stellte diesen Horizont an die Grenze Coniac - Santon. Die Inoceramenmergeln werden mit scharfer Grenze von gravitativen Schüttungen des Oberen Gosaukomplexes überlagert, die zu Beginn großteils Feinsandsteine und Mergel der darunterliegenden Einheit resedimentieren.

Die Ablagerungen des Unteren Gosaukomplexes spiegeln die Absenkung eines alluvialen Schuttfächers in ein marines Milieu wieder. Die mächtige Entwicklung des alluvialen Schuttfächers (Grobbreccien) wandert über ein verzweigtes Flußsystem (Feinkonglomerate) mit Überbanksedimenten (Sandsteine und Mergel der basalsten Entwicklung) hinweg. Flächige Schüttungen, schwach definierte Bankgrenzen, das Fehlen von sandigen Sequenzen, und tonige Matrix in den korngestützten Breccien weisen auf

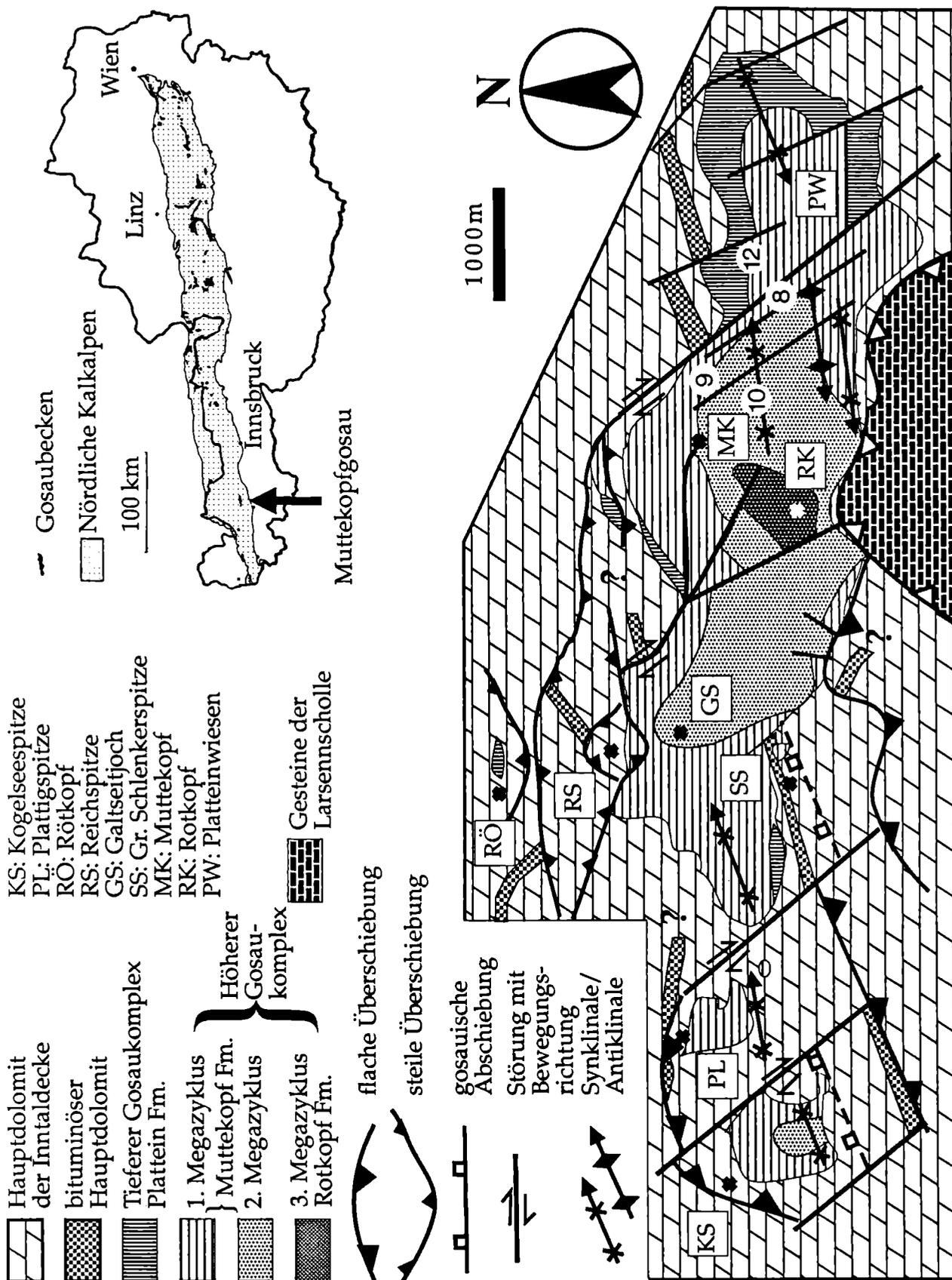


Abb. 1

Lageskizze und tektonische Skizze der Muttetkopfgosau. Die steilen Aufschiebungen am Nordrand der Gosau gehören zu einer Seitenverschiebungszone. Die weiter südlich gelegenen Aufschiebungen sind Teil einer postgosauischen, NNW-vergente Verschuppung (einschließlich der Überschiebung an der Basis der Larsenscholle).

8 - 12: Haltepunkte der Exkursion A

ORTNER

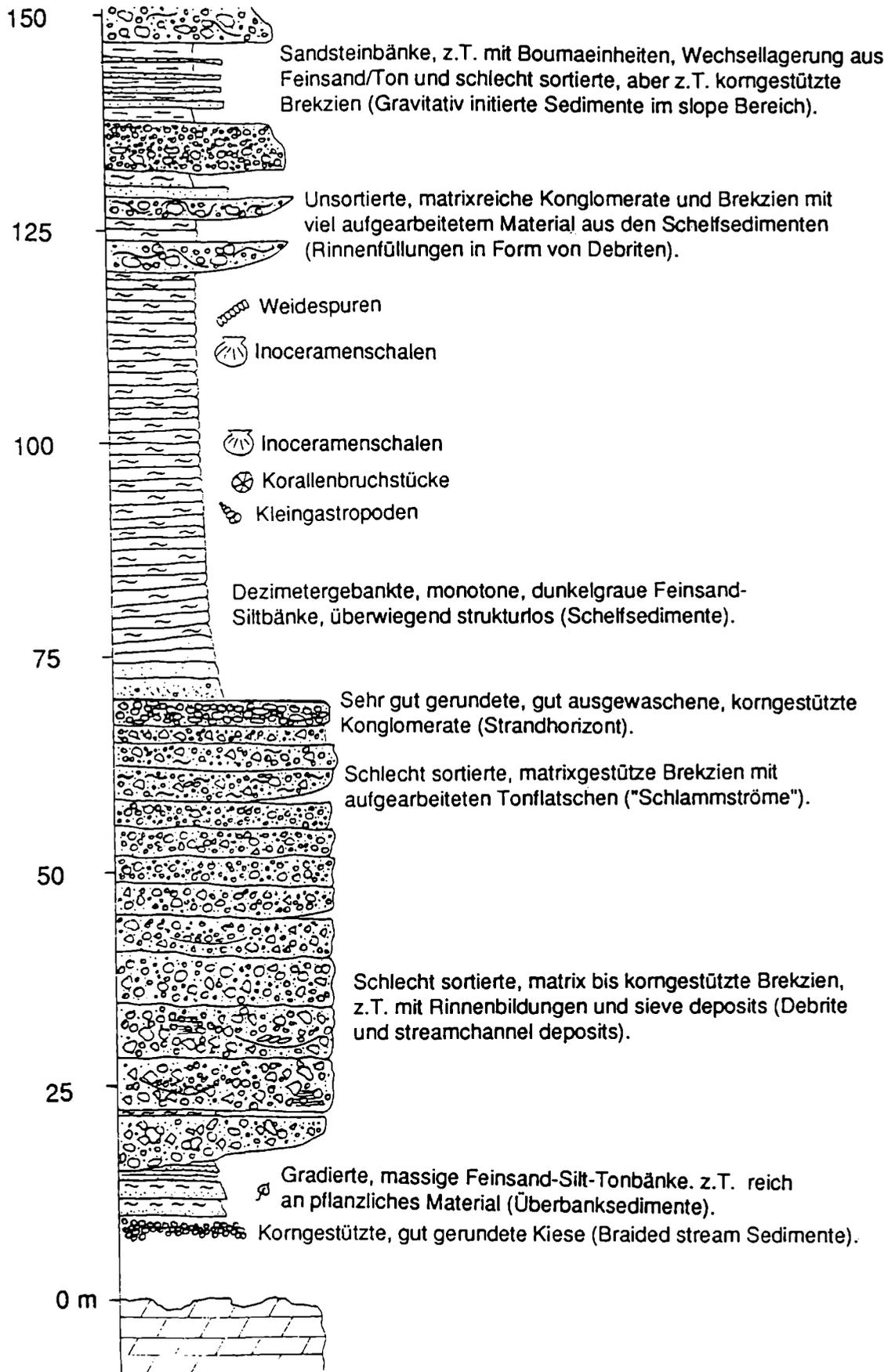


Abb. 2: Profil der Plattein - Formation (HAAS 1991) an der Platteinwiesen.

- | | | |
|--|---|---|
|  Hauptdolomit der Inntaldecke |  Megabrekzien |  Dickgebankte Turbiditfazies |
|  Tieferer Gosaukomplex |  Brekzie (v.a. Basisbrekzien) |  Dünnebankte Turbiditfazies |

- KS: Kogelseespitze
 PL: Plattigspitze
 RÖ: Röt Kopf
 RS: Reichspitze
 GS: Galtseitjoch
 SS: Gr. Schlenkerspitze
 MK: Muttekopf
 RK: Rotkopf
 PW: Plattenwiesen
 BK: Brunnkar
 LS: Larsennkar
 KL: Klammenspitze
 SSS: Scharnitzsattelstörung

- | | |
|--|---|
|  Schlenkerkardiskordanz |  Rotkopfdiskordanz |
|  gosauische Abschiebung |  Störung mit Bewegungsrichtung |

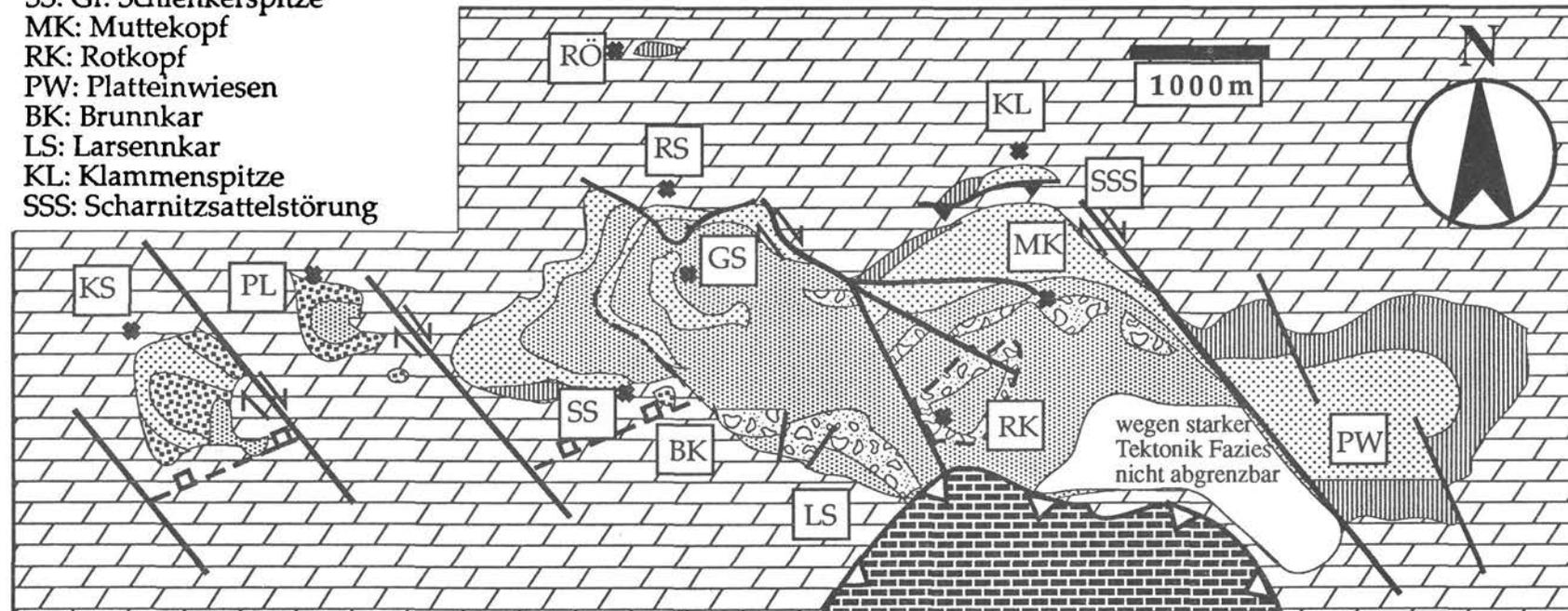


Abb. 3: Faziesverteilung in der Muttekopfgosau: Die mächtigen Brekzien an der Basis der Gosau östlich und südwestlich der Kogelseespitze sind an synsedimentär aktive Störungen gebunden. Die mächtigen Megabrekzien im Brunn- und Larsennkar sowie (in deren Fortsetzung) die Schlenkerkardiskordanz markieren den Beginn des 2. Megazyklus. Die Megabrekzien am Südrand der Gosau könnten in einem störungsparallelen Graben ("Roll Over" an großen listrischen Abschiebungen) abgelagert worden sein. Die Rotkopfdiskordanz markiert den Beginn des 3. Megazyklus.

Upper Fan bis Mid Fan Ablagerungen im Bereich des Fächerschnittpunkts hin (FLORES et al. 1985). Dafür spricht auch das Vorkommen der Siebablagerungen (HOOKE 1967).

Der Übergang ins subaquatische Milieu wird durch den Konglomerathorizont am Top der Breccien angekündigt. Die gute Rundung der Klasten kann nicht durch Transport auf dem alluvialen Fächer erzielt werden, sondern muß im Strandbereich erfolgt sein. Die Gerölle konnten wegen ihrer Größe nicht weiter transportiert werden und reicherten sich am Transgressionshorizont an (vgl. MAEJIMA 1988).

Höherer Gosaukomplex

Die wechselhaften Breccien-, Konglomerat-, Sandstein-, und Mergelabfolgen des oberen Gosaukomplexes folgen auf den ersten Blick scheinbar regellos aufeinander. Die Sedimente werden mit Hilfe von Lithofaziestypen beschrieben (ORTNER 1990). Die Lithofaziestypen können in Anlehnung an WALKER 1978 und MULLINS & COOK 1986 zu Lithofaziesassoziationen zusammengefaßt werden. Jede Faziesvergesellschaftung stellt einen bestimmten Ablagerungsraum mit eigener Ablagerungsdynamik dar.

- 1) Megabreccien - Vergesellschaftung: Die Sedimente umfassen Megabreccien (mit Oberrätkalk und Hauptdolomit als Riesenblöcken mit bis zu 100 m Kantenlänge), Breccien und chaotische matrixreiche Konglomerate und sehr selten Boumaabfolgen Ta - d, wobei Td als heller Mergel erhalten ist. Bis zu 100 m mächtige Breccien- und Konglomeratlagen wurden abgelagert; im Becken verteilten sich diese Lagen zu flächigen Schüttungen mit einer ihrer Kohäsivität entsprechenden Dicke (ca. 40 m; Riesenblocklage im Muttekopfbereich).
- 2) Pebbly Sandstone - Vergesellschaftung: In dieser Vergesellschaftung dominieren Pebbly Sandstones. Die Bankung in dieser Vergesellschaftung liegt zwischen 50 cm und 3 m. Pelitintervalle sind sehr selten, und wenn sie vorkommen, handelt es sich um geringmächtige Wechsellagerung von schwarzen laminierten Peliten und distalen unvollständigen Turbiditen. Die Pebbly Sand-

stone - Vergesellschaftung bildet zusammen mit Breccien sehr flache Rinnenverfüllungen (vgl. WALKER 1978).

- 3) Massive Sandstein - Vergesellschaftung: Aufgebaut wird diese Vergesellschaftung aus ca. 50 cm mächtigen nicht gradierten strukturlosen Sandsteinlagen (Dish Structures, die von WALKER 1978 als charakteristisch für diese Vergesellschaftung beschrieben werden, treten nicht auf, auch Sohlmarken fehlen). Typisch ist Wechsellagerung mit Breccienhorizonten. Kleindimensionale Rinnenbildungen im Meterbereich mit trogförmiger Schrägschichtung sind häufig. Zusammen mit einem Konglomerat- und einem Breccienhorizont, die den massiven Sandsteinen vorausgehen, bildet diese Vergesellschaftung die Verfüllung von sehr flachen Rinnen, die lateral auskeilen.
- 4) Dickgebankte Turbidit - Vergesellschaftung: Diese Vergesellschaftung besteht aus Abfolgen von matrixreichen oder zumindest matrixführenden Konglomeraten bis Grobsandsteinen, aus denen sich durch Gradierung die Ta - Abteilung der Bouma Abfolge entwickelt, welche die Lithofazies der klassischen Turbidite einleitet. In den mehr oder weniger mächtigen hellgrauen turbiditischen Mergeln können bis 40 cm dicke Sandsteinlagen auftreten, die (selten) die Bouma - Abfolge enthalten, die häufiger aber nur massiv, ungradiert und feinkörnig sind. In der dickgebankten Turbidit - Vergesellschaftung ist ein übergeordnetes Fining- und Thinning - Upward zu beobachten (Abb. 4). Die einzelnen Fining - Upward - Sequenzen bestehen aus bis zu 5 m mächtigen Konglomeraten und turbiditischen Sandsteinen, und bis zu 15 m mächtigen turbiditischen Mergeln mit Sandsteinlagen. Laterale und vertikale Übergänge bestehen zur Megabreccien - Vergesellschaftung durch immer mächtigere und gröbere Konglomerateinschlüsse und immer dünnere Mergel und Turbiditintervalle. Der Übergang zur dünngebankten Turbidit - Vergesellschaftung ist durch Hinzutreten von schwarzen (hemi)pelagischen Mergeln und immer dünneren grobklastischen Lagen gekennzeichnet.
- 5) Dünngebankte Turbidit - Vergesellschaftung: Diese distale Turbidit - Vergesellschaftung

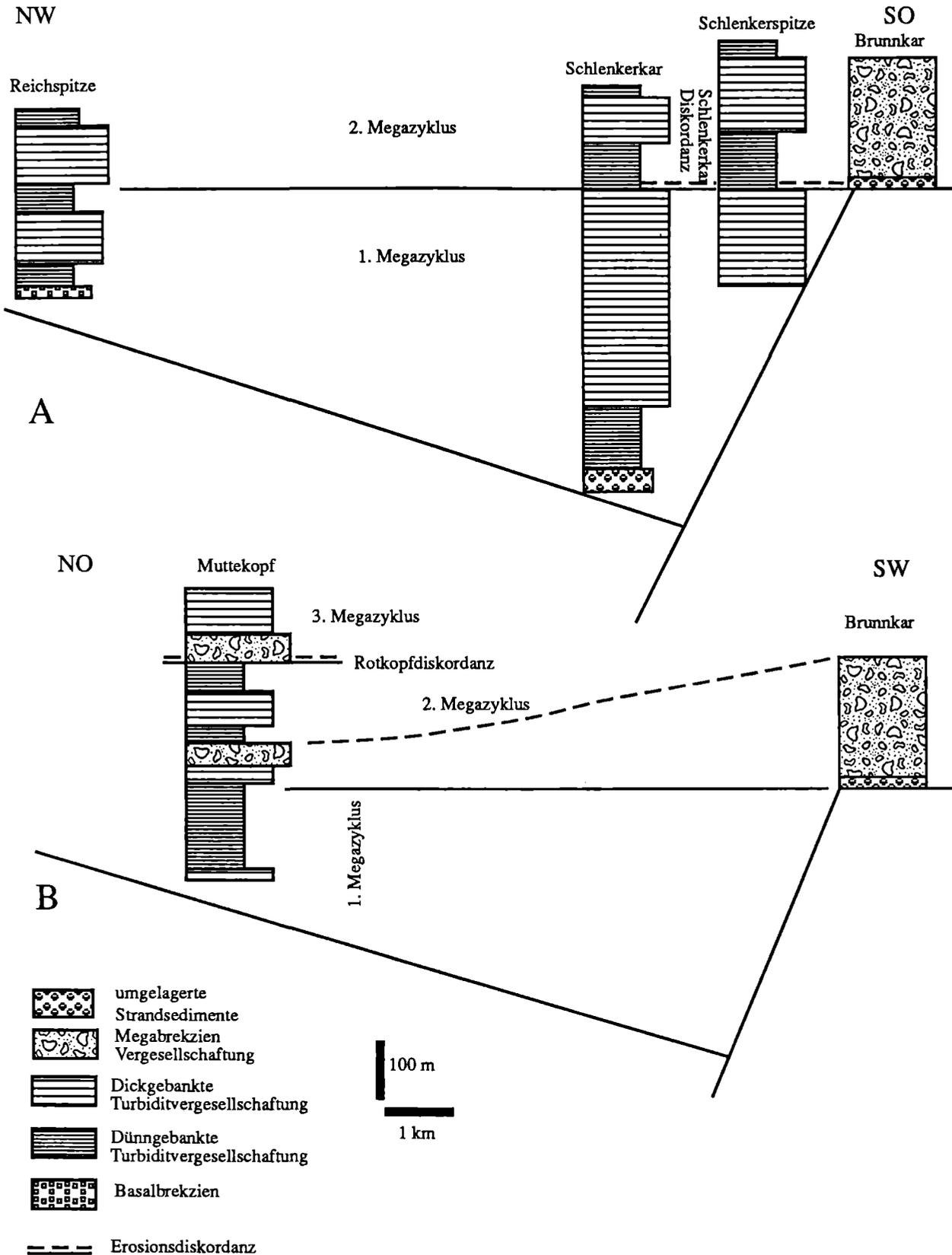


Abb. 4: N - S Schnitte durch die Muttekopfgosau. A liegt außerhalb der Schüttungsrichtung der Sedimente des 2. Megazyklus (S -> N bis SW -> NO), das Profil beginnt am Südrand mit einer Erosionsdiskordanz, die nach N verschwindet und mit dem Markerhorizont Megabrekzienlage korrelierbar ist. B liegt in der Schüttungsrichtung und zeigt die Mächtigkeitsabnahme der Megabrekzien nach N.

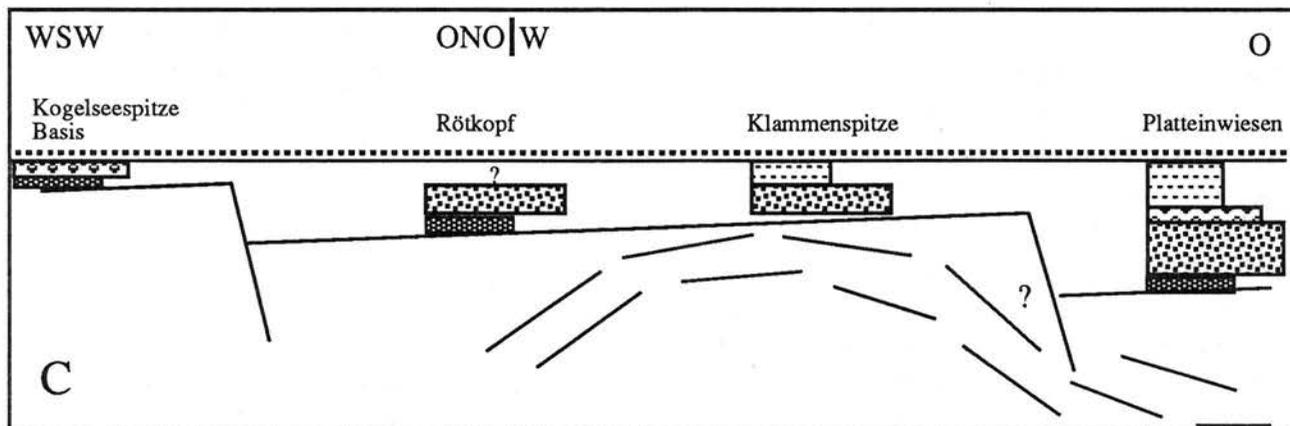
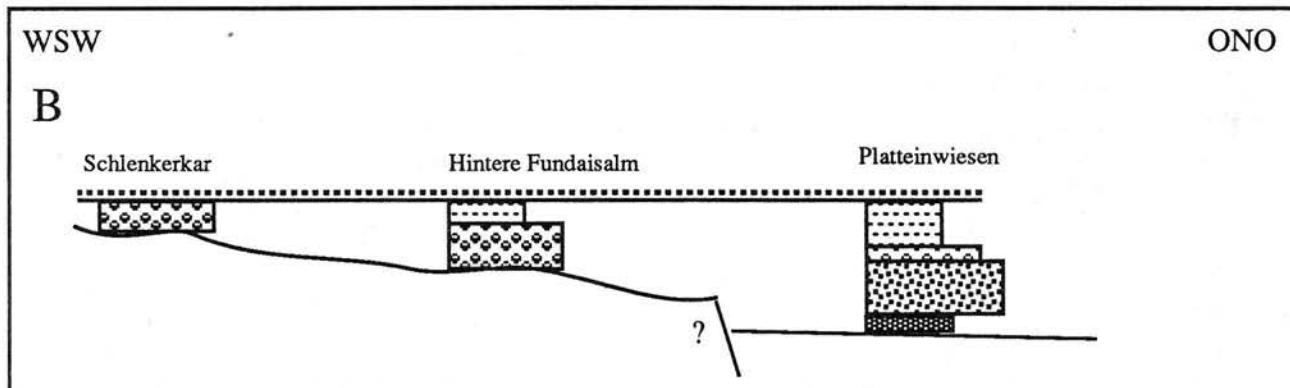
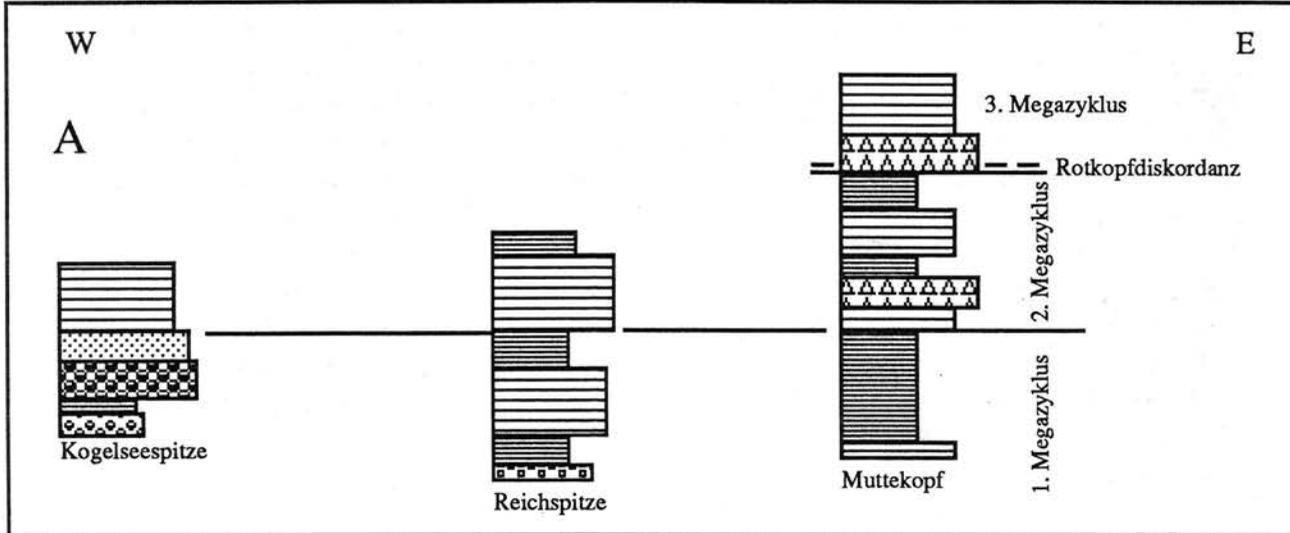
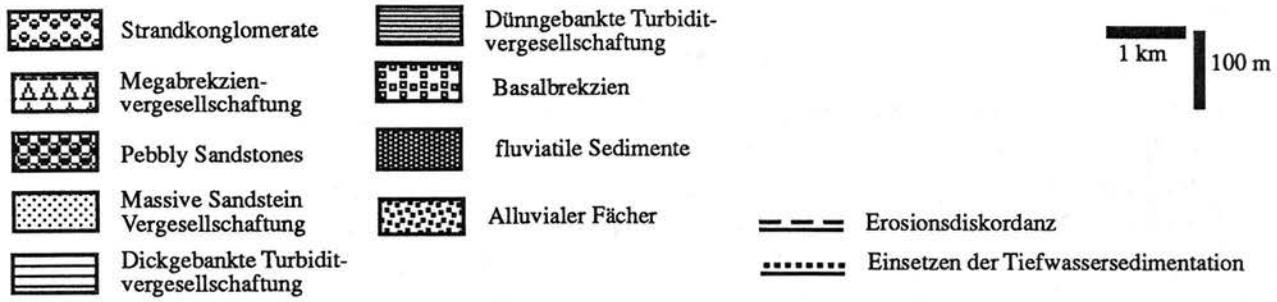


Abb. 5: Bei allen Strandkonglomeraten außer denen im Profil Platteinwiesen handelt es sich um umgelagerte Strandkonglomerate. **A:** Vergleich der Sedimentmächtigkeiten des Oberen Gosaukomplexes am heutigen Nordrand des Beckens. Die Transportrichtung im 1. Megazyklus war von W -> O, dementsprechend werden die Faziesvergesellschaftungen in dieser Richtung immer distaler. Die Sedimente des 2. Megazyklus zeigen keinen Trend, da die Transportrichtung normal zur Profilabfolge steht. **B:** Vergleich der Sedimentmächtigkeiten des Unteren Gosaukomplexes im Zentrum der Mulde. **C:** Vergleich der Sedimentmächtigkeiten des Unteren Gosaukomplexes am heutigen Nordrand des Beckens. In B und C ist die Mächtigkeitszunahme nach O an den NW - SO verlaufenden Störungen zu erkennen.

besteht aus einer Wechsellagerung von schwarzen, (hemi)pelagischen, laminierten, kalzitfreien Mergeln mit unvollständigen Turbiditen. Auffallend ist das Vorherrschen von korngestützten Breccien, die am Top in massive Sandsteine übergehen. Konglomeratlagen kommen praktisch nicht vor. In dieser Vergesellschaftung treten am häufigsten Sedimentgleiterscheinungen auf. Slumps mit und ohne Sedimentvermischung wurden beobachtet, ebenso Abgleiten von Sedimentdecken und beginnende Boudinage durch Sedimentkriechen, Einfalten von Mergelpartien in Breccienlagen bei Fortsetzung dieser Bewegung und Ausbildung von Sedimentwalzen in mächtigen Breccienlagen.

Die Lithofaziesvergesellschaftungen sind in übergeordneten Fining - Upward - Zyklen angeordnet, die im gesamten Becken nachweisbar sind. In der Muttekopfgosau sind drei Zyklen übereinandergestapelt. Mit dem Einsetzen eines jeden Zyklus ändert sich das Schwermineralspektrum, das Komponentenspektrum und die Schüttungsrichtung (Abb.5). Ein vollständiger Fining - Upward - Zyklus (Abb.3) umfaßt zu Beginn die Schüttung einer Megabreccie, dann Fining- und Thinning - Upward zuerst in der Dickgebankten Turbidit - Vergesellschaftung, dann in der Dünnegebankten Turbidit - Vergesellschaftung.

Muttekopf - Formation

Der erste Megazyklus: Die Schüttungsrichtungen im ersten Megazyklus zeigen Sedimenttransport entlang der Beckenachse an (Abb. 6). Dementsprechend sind die proximalsten Sedimente an der Kogelseespitze, ganz im Westen der Muttekopfgosau, aufgeschlossen. Das Schwermineralspektrum zeigt neben dem im ganzen Profil konstanten Zirkon - Rutil - Turmalin - Apatit - Spektrum episodische Einschüttung von großen Mengen von grüner Hornblende, Epidot und Granat. Das Komponentenspektrum zeigt Anlieferung nur von kalkalpinem Material. Mit dem Beginn des ersten Megazyklus ist das Becken unter die CCD abgesenkt, was durch das Auftreten von kalzitfreien hemipelagischen Mergeln und kalzitführenden (bis 15%) turbiditischen Mergeln

angezeigt wird. Der erste und zweite Megazyklus sind fossilieer, bis auf korrodiertes Nannoplankton in turbiditischen Mergeln und angelöste Foraminiferen in turbiditischen Sandsteinen.

Der zweite Megazyklus: Mit dem Einsetzen der Sedimentation des zweiten Megazyklus ist der Kollaps von Untergrund und Gosasedimenten an der Abschiebung im Süden des Gosabeckens verbunden (Brunnkar, Larsenkar; Abb. 6). Die Erosion von Teilen der Gosasedimente verursacht am Südrand der Gosau eine Diskordanz (Schlenkerkardiskordanz; Abb. 6). Die Veränderung macht sich in Schwermineralspektrum durch das Ende der Einschüttung von Hornblende, Epidot und Granat bemerkbar, im Komponentenspektrum durch das Auftauchen von exotischen, nicht kalkalpinen Geröllen (Quarzite, Chloritquarzite und basaltische Gesteine metamorph in Grünschieferfazies und Quarzite aus Quarzporphyrklasten).

Rotkopf - Formation

Der dritte Megazyklus: Ein neuerliches erosives Einschneiden einer Megabreccie (Rotkopf - Diskordanz; WOPFNER 1954) steht am Beginn dieses Megazyklus. Die Sedimentation zeigt bedeutende Unterschiede zu den ersten beiden Megazyklen. Die turbiditischen Mergel enthalten nun wesentlich mehr Kalzit (bis 60%) und führen Foraminiferen. OBERHAUSER (1963) datierte diese ins obere Maastricht. Die Sandsteine enthalten nun Fragmente von Lithothamnienkalken. Im Schwermineralspektrum tauchen in einzelnen Proben größere Mengen an Granat auf. Die Geometrie des basalen Breccienkörpers zeigt eine Schüttungsrichtung von Ost nach West an.

Interpretation

TOLLMANN (1976) parallelisierte diese Ablagerungen mit den Nierentaler Schichten, bezeichneten sie jedoch wegen der grobklastischen Einschaltungen als Sonderentwicklung. Wahrscheinlich müssen sowohl die Muttekopf - Formation als auch die Rotkopfformation als eine Slope - Fazies zu den Nierentaler Schichten gesehen werden.

Die Fining Upward Megazyklen der Muttekopfgosau können als Folge von Absenkungsereig-

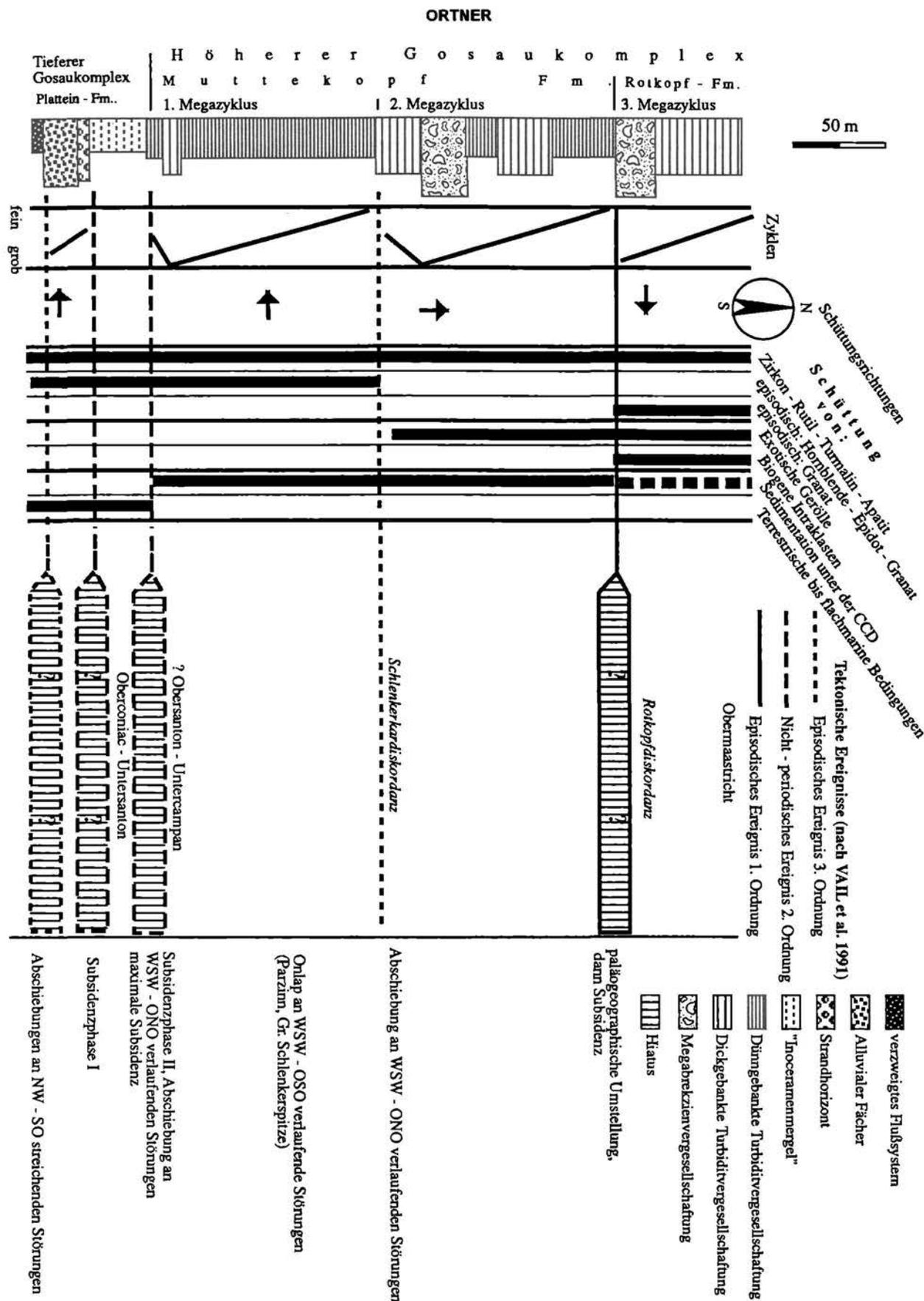


Abb. 6: Sammelprofil durch die Muttekopfgosau und Korrelation zu wichtigen Parametern. In die tektono - stratigraphische Einteilung sind auch die wenigen vorhandenen biostratigraphischen Daten eingetragen (Daten aus OBERHAUSER 1963, DIETRICH & FRANZ 1976, LEISS 1987). Eine Unterteilung der Profilabfolge in "System Tracts" (VAN WAGONER et al. 1988) ist wegen des weitgehenden Fehlens von anderen als transgressiven Sequenzen nicht möglich.

nissen interpretiert werden. Nach dem Ereignis wurde die Reliefenergie abgebaut, dabei wurde ein Fining Upward Megazyklus sedimentiert. Charakteristisch ist die extrem grobklastische Entwicklung mit dem Auftreten von Megabrekzien in einem tiefen Becken (Sedimentation unter der CCD). Mit drei aufeinanderfolgenden Riftereignissen wurden immer neue Bereiche in die Sedimentation einbezogen. Meeresspiegelschwankungen als Ursache für die Fining Upward Zyklen können ausgeschlossen werden: Die Rate der tektonischen Subsidenz (bis 700 m/Ma; WAGREICH, 1991) war etwa um das 10fache höher als die Raten der Meeresspiegelschwankungen in der Oberkreide (HAQ et al. 1988).

Aufgrund der oben genannten Fakten können für die Muttekopfgosau keine sequenzstratigraphischen Grenzen angegeben werden, sondern eine tektono - stratigraphische Einteilung (Abb.4), die auf der lokalen und regionalen Freisetzung von Stress beruht (vgl. VAIL et al. 1991). Alle Sequenzen sind transgressiv (Fining Upward) und durch große erosive Lücken getrennt, d.h. der regressive Teil der Sequenzen (Coarsening Upward), der auch die sequenzstratigraphischen Grenzen enthalten würde, wurde entweder erosiv entfernt oder konnte wegen der schnellen Abfolge der Absenkungsereignisse nicht entstehen. Charakteristisch ist die regionale Ungleichzeitigkeit des Auftretens von vergleichbaren sedimentären

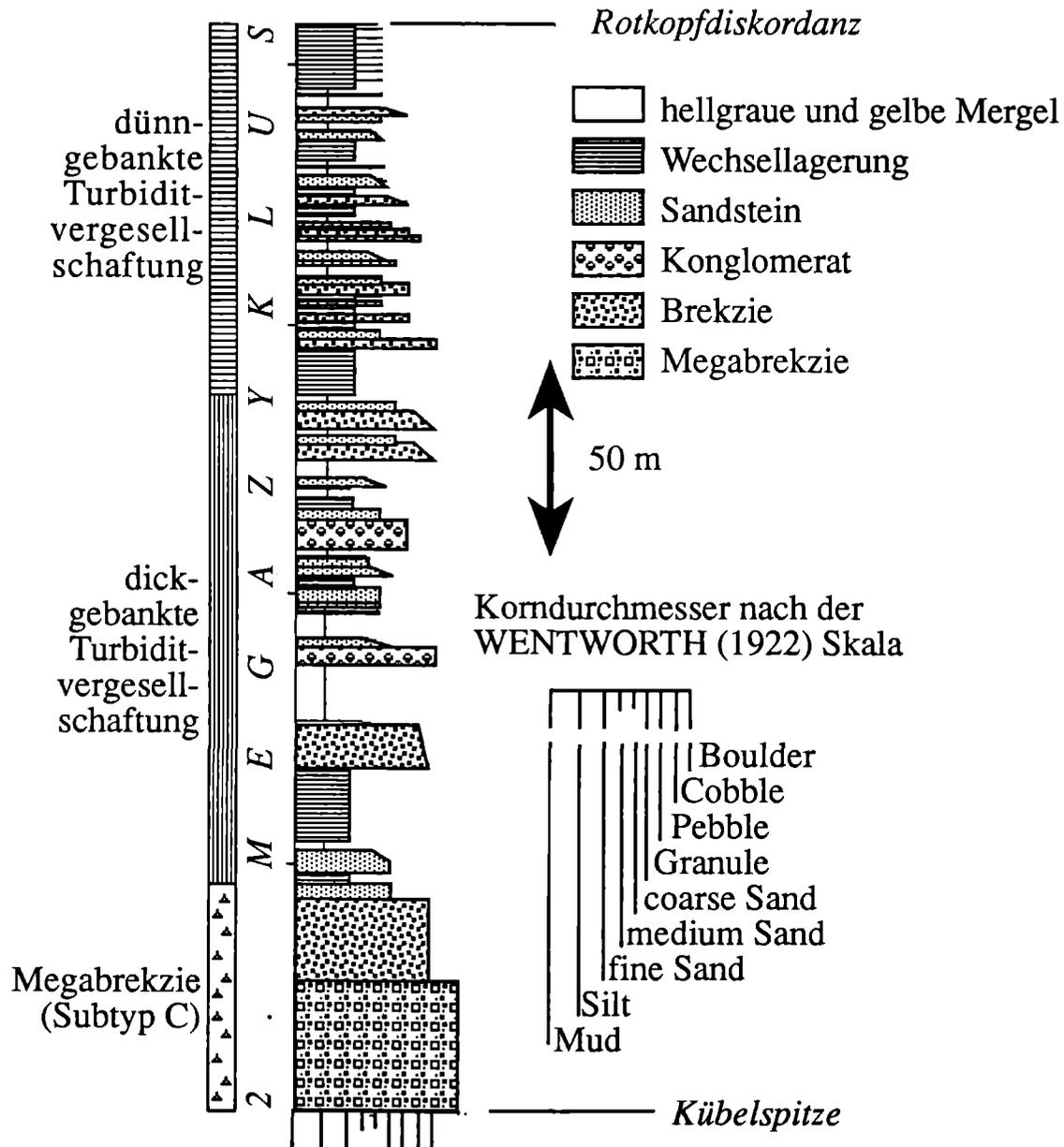


Abb. 7: Vollständiger Fining Upward - Zyklus in der Muttekopfgosau zwischen Kübelspitze und Rotkopf.

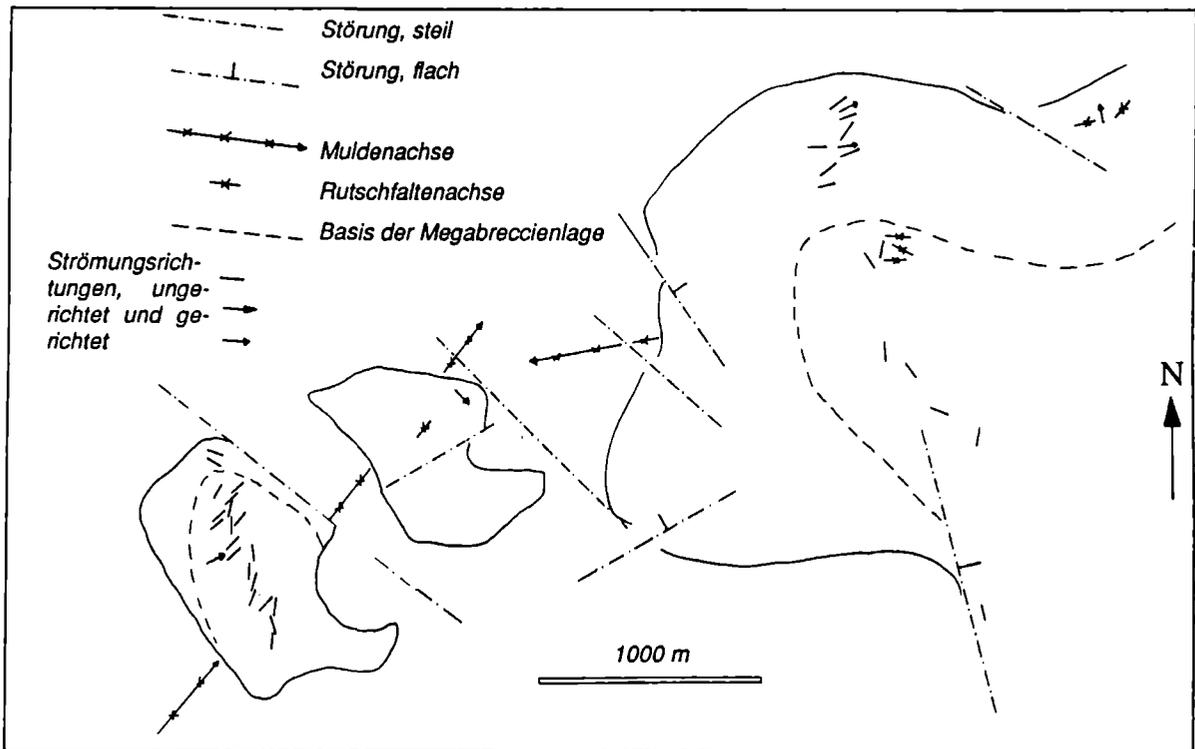
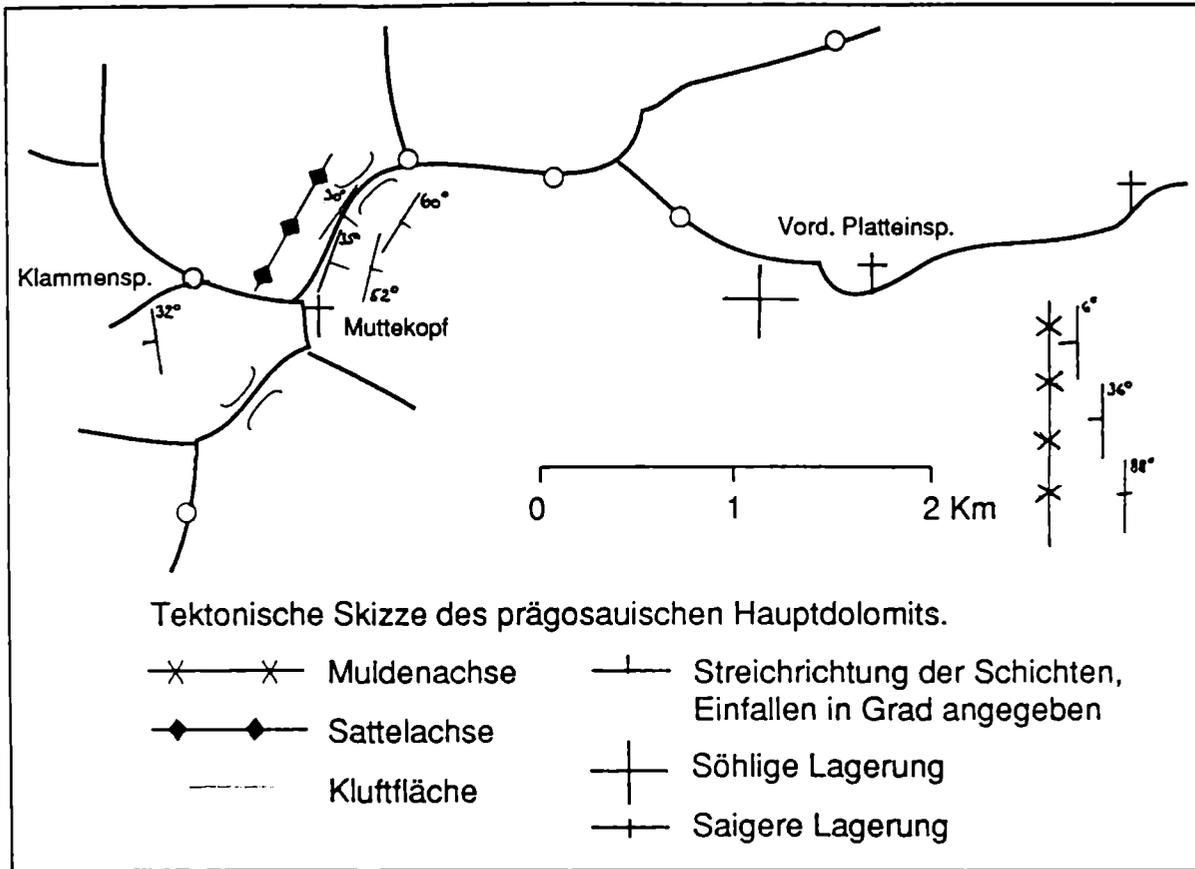


Abb. 8: Prägošauische Strukturen der östlichen Muttekopfgosau (oben), westlichen Muttekopfgosau (unten).

Fazies (vgl. WAGREICH 1991). Für die Subsidenzphase II kann ein Fortschreiten der Absenkung von Nordwesten nach Südosten in den nördlichen Kalkalpen angegeben werden.

Die Beckenentwicklung der Muttekopfgosau zeigt drei Rift - Stadien, die das immer weitere Ausgreifen der Gosausedimentation dokumentieren (Modell Abb. 6): Im Coniac wurde das lokale Becken mit terrestrischen bis flachmarinen Abfolgen des Tieferen Gosaukomplexes gefüllt. Das abrupte Beginnen der Turbiditsedimentation im

Obersanton markiert die maximale Extension (Höherer Gosaukomplex). Die Sedimente dieser Einheit wurden in manchen Gosaubecken unterhalb der CCD abgelagert (z.B. 1. und 2. Megazyklus der Muttekopfgosau) und greifen weit über die Grenzen des Unteren Gosaukomplexes hinaus. Eine Periode der paläogeographischen Umstellung wird gefolgt von einem weiteren extensiven Ereignis, das turbiditische Sedimentation verursachte (3. Megazyklus).

LITERATUR

- AMPFERER, O. (1912): Über die Gosau des Muttekopfs.- Jb. Geol. Reichsanst. 62/2, 289 - 310, 4 Abb., 2 Tab., 2 Tafeln, Wien
- FAUPL, P., POBER, E., & WAGREICH, M. (1987): Fazies Development of the Gosau Group of the Eastern Parts of the Eastern Alps.- In: FAUPL, P. & FLÜGEL, H. W. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 142 - 154, 3 Fig., 1Tab., Wien
- FLORES, R.M., ETHRIDGE, F.G., MIAL, A.D., GALLOWAY, W.E. & FOUCH, T.D. (Eds.) (1985): Recognition of Fluvial Depositional Systems and Their Resource Potential.- 290 S., SEPM Short Course Notes No. 19, Tulsa
- FREY, R. W. & PEMBERTON, S. G. (1988): Trace Fossil Facies Models.- In: WALKER, R. G. (Ed.) 1988: Facies Models, Second Edition, Geoscience Canada Reprint Series 1, 189 - 208, 1 Abb., Toronto
- HAAS, Ch. (1991): Zur Geologie und Sedimentologie der östlichen Muttekopfgosau.- 117 S., 73 Abb., 5 Tab., 3 Tafeln, Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Innsbruck
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea Level Change.- In: WILGUS, K. C., HASTINGS, B. S., POSAMENTIER, H., VAN WAGONER, J., ROSS, C. A. & KENDALL, Ch. G. (1988): Sea Level Changes: An Integrated Approach, 71 - 108, 17 Abb., Tulsa
- HOOKE, R.L. (1967): Processes on Arid Region Alluvial Fans.- J. Geol. 75, 438 - 460, 10 Abb., 3 Tab., Chicago
- LEISS, O. (1988): Neue Wege zum Verständnis des kalkalpiner Deckenbaus als Konsequenz der Beckenanalyse intrakalkalpiner Kreideserien (Coniac - Santon).- Documenta Naturae 43, 95 S., 72 Abb., München
- MAEJIMA, W. (1988): Marine Transgression over An Active Alluvial Fan: The Early Cretaceous Arida Formation, Yuasa - Aridagawa - Basin, Southwestern Japan.- In: NEMEC, W. & STEEL, R.I. (Eds.): Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings, 303 - 317, 14 Abb., Glasgow
- MULLINS, H.T. & COOK, H.E. (1986): Carbonate Apron Models: Alternatives to the Submarine Fan Model for Paleoenvironmental Analysis and Hydrocarbon Exploration.- Sed. Geol. 48, 37 - 79, 30 Abb., Amsterdam
- OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs aus mikropaläontologischer Sicht.- Jb. geol. Bundesanst. 106, 1 - 88, 2 Abb., 2 Tafeln, Wien
- ORTNER, H. (1990): Zur Geologie und Sedimentologie der westlichen Muttekopfgosau (Lechtaler Alpen, Tirol).- 100 S., 70 Abb., 8 Tab., 6 Tafeln, Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Innsbruck
- ORTNER, H. (1992): Die sedimentäre Entwicklung der Muttekopfgosau (westliche Ostalpen, Tirol).- Zbl. Geol. Paläontol. Teil I, H. 12, 2873 - 2886, 6 Abb., Stuttgart
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpiner Mesozoikums.- 580 S., Deuticke, Wien
- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N. & PEREZ - CRUZ, C. (1991): The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology - an Overview.- In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Eds.) (1991): Cycles and Events in Stratigraphy, 617 - 712, 23 Abb., 5 Tab., Berlin
- WAGREICH, M. (1991): Subsidenzanalyse an kalkalpiner Oberkreideserien der Gosau - Gruppe.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1990 (11), 1645 - 1657, Stuttgart
- WALKER, R.G. (1978): Deep Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps.- AAPG Bull. 62/6, 932 - 966, 23 Abb., 2 Tab., Tulsa
- WOPFNER, H. (1954): Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Muttekopfgebietes (Tirol).- N. Jb. Geol. u. Paläontol., Abh. 100/1, 11 - 82, 17 Abb., 4 Tafeln, Stuttgart
-

Der geologische Bau der nördlichen Silvrettamasse und die Problematik der geologischen Stellung der Zone von Puschlin

Von Axel NOWOTNY, Gerhard PESTAL & Manfred ROCKENSCHAUB
(mit einem Beitrag von Peter KLEIN)

Mit 15 Abbildungen, 6 Tabellen und 1 Tafel

Zusammenfassung

Im Zuge der geologischen Neuaufnahme des Kartenblattes ÖK 144 Landeck, zeigte sich erneut die Problematik der tektonischen Trennung zwischen oberostalpinen Landecker Quarzphyllit- bzw. Phyllitgneiszone und der mittelostalpinen Silvrettadecke nach A. TOLLMANN (1977). Vor allem die im Bereich zwischen Puschlin und dem Thialkopf im Kristallin steckenden permomesozoischen Sedimentlinsen bewogen verschiedene Autoren zu dieser deckentektonischen Grenzziehung. Die Verfasser dieses Textes kamen übereinstimmend zur Auffassung, daß eine deckentektonische Trennung in der eingangs erwähnten Art nicht gerechtfertigt ist. Vielmehr zeigte sich, daß man die Zone von Puschlin - Thialkopf und mit ihr korrelierbare Vorkommen permoskythischer Gesteine bis an die Basis der Kalkalpen bei Flirsch verfolgen kann. Diese markieren jedoch keine postulierte Deckengrenze sondern sie begrenzen lediglich eine alpine Antiklinalstruktur, die vom Venet bis in den Kohlwald N Flirsch reicht. Ferner bilden die Gesteinsserien der nördlichen Verwallgruppe westlich des

Paznaunales aufgrund ihrer metamorphen Entwicklung und ihrer Lithologie eine fest verschweißte Einheit. Die in diesem Bereich auftretenden Kataklasite sind nur von lokaler Bedeutung und können jedenfalls nicht als zusammenhängende weithin verfolgbare E - W streichende Deckengrenze auskartiert werden. Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone ist nach Ansicht der drei Bearbeiter als nördlichster, jedoch primär schwächer metamorpher Anteil des Silvrettakristallins zu betrachten. Im Folgenden wird "Silvrettamasse" als übergeordneter Begriff verwendet.

1. Erforschungsgeschichte

Die geologische Erforschung der Silvrettamasse begann bereits im frühen 19. Jahrhundert. Zuerst von der Schweiz aus und folgend von österreichischer Seite. A. ESCHER & B. STUDER (1839) gaben eine erste Beschreibung des Schweizer Anteils. G. THEOBALD (1864, 1865) erstellte eine geologische Karte und einen begleitenden Bericht

des schweizer Anteils der Silvretta. Auf österreichischer Seite waren die Mitglieder des geognostisch - montanistischen Vereins von Tirol und Vorarlberg aktiv. Bereits 1831 erschien die erste "GEOGNOSTISCHE GENERALKARTE DER GEFÜRSTETEN GRAFSCHAFT TYROL NEBST VORARLBERG UND DEM SOUVERAINEN FÜRSTENTHUME LIECHTENSTEIN". Eine weitere "Geognostische Karte Tirols, aufgenommen und herausgegeben auf Kosten des geognostisch - montanistischen Vereins von Tirol und Vorarlberg" erschien 1849. Posthum wurde von A. PICHLER eine Beschreibung der "SELVRETTA-MASSE" und der "ÖTZTHALER-MASSE" von M. STOTTER (1858) publiziert. In diesen detailreichen Schilderungen werden u. a. "Die Ketten am nordöstlichen Keilende" der Silvrettamasse beschrieben. Unter anderem schildert er ausführlich die Übergänge von Glimmerschiefer in "Thonglimmerschiefer" im nördlichen Randbereich des Silvrettakristallins. Weiters gibt er auch Auskunft über Art und Lage von Erzvorkommen und von Bergbauen.

Eine intensive Erforschung wurde der Silvrettamasse durch G. A. KOCH zuteil. Dieser führte seine Forschungsreisen im Auftrag der Geologischen Reichsanstalt durch (G. A. KOCH 1875, 1876, 1877).

1875 widmete er sich der Fervallgruppe. Aus dem N (Inn- und Stanzertal) beschreibt er "Thonglimmerschiefer mit zahlreichen Quarzbänken, Bändern und Linsen". Er bezeichnet sie, in Anlehnung an Theobald, als Casanna- oder Grauwackenschiefer. Das Grundgebirge der Fervallgruppe besteht seinen Erkenntnissen nach aus "Gneissen, Hornblendeschiefern, Gneissphylliten und Glimmerschiefern".

G. A. KOCH (1876a, 1876b, 1876c) weist in dieser Arbeit auf die Tatsache hin, daß der geologische Bau der "krystallinischen Fervallgruppe" in vieler Hinsicht an die nördliche Ötztalergruppe erinnert. Er erkennt, daß die höher metamorphen südlichen und zentralen Gebiete im Norden, besonders am Arlberg, in die schwächer metamorphen Thonglimmerschiefer übergehen. KOCH sieht auch die nach N hin zunehmende tektonische Beanspruchung des Kristallins und drückt dies folgendermaßen aus: "Die Falten sind im südlichen Theile der Fervallgruppe groß und mächtig und es lassen sich vom Paznaun bis zum Arlberge vier fast parallele riesige Wellen erkennen, deren Antiklinalen gewöhnlich mit den im Streichen verbliebenen Kammzügen zusammenfallen. Weiter über den Arlberg hin wird die Faltung oder besser gesagt die Fältelung der Schichtkomplexe bisweilen eine sehr complicirte."

Große Aufmerksamkeit schenkte er der Ausscheidung der "colossalen Massen von Glacial-, Lawinen- und Gehängeschutt" und begründet die Wichtigkeit diese kartenmäßig darzustellen damit, daß sie die Hauptlieferanten für das Murenmaterial sind. Bereits zu dieser Zeit verweist er darauf, daß unkontrolliertes Abholzen in unmittelbarem Zusammenhang mit der erhöhten Zahl an Murenabgängen steht. Die zentralen und westlichen Teile der Silvrettamasse werden in KOCH's Arbeiten von 1877a und 1877b beschrieben.

Eine Aufstellung der Montanwerke und Schurfbau Tirols verfaßte M. v. ISSERGAUDENTENTHURM (1888). Zahlreiche Erzvorkommen sind aber auch, wie schon erwähnt, in der Geognostischen Karte Tirols (1849) verzeichnet. Beschreibungen von Erzvorkommen aus dem hier besprochenen Gebiete geben G. GASSER (1913) und M. KRAUS (1916a, 1916b). Viele

Hinweise auf Vererzungen finden sich auch in KOCH's Publikationen. Weitere Arbeiten über Erzvorkommen des Tiroler und Vorarlberger Raumes finden sich bei R. SRBIK (1929) und K. VHORYZKA (1968).

J. BLAAS (1908) stellte die überkippte Lagerung des Gesteinskomplexes im vorderen Pitztal fest (Kalkalpen und südlich anschließender Quarzphyllit). Er erkannte die Überlagerung des Quarzphyllites durch altkristalline Gesteine (Ötztalkristallin) und erklärt diese durch eine Überschiebung.

Unter dem Titel "Die Phyllitzone von Landeck (Tirol)" präsentierte W. HAMMER (1918) eine erste ausführliche Beschreibung des nordöstlichen Anteils der Silvrettamasse. Der "Vennetgruppe" widmete M. STOTTER (1858) schon ein Kapitel seiner Beschreibung der Ötztaler Masse. 1922 erschien das Kartenblatt "Landeck" im Maßstab 1:75 000 für das W. HAMMER das Kristallin neu aufnahm. Er unterschied in der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone folgende Gesteine: Zone von Phyllitgneis und Glimmerschiefer, Feldspatknötchengneis, Quarzfeldspatlagenphyllit sowie die feldspatführenden Granatglimmerschiefer von Großgfall. HAMMER betont, wie auch schon KOCH und spätere Bearbeiter, daß diese Gesteine schwer oder nicht abzugrenzen sind, da sie meist allmählich ineinander übergehen.

Aus den Ausführungen HAMMER's ist zu entnehmen, daß eine tektonische Abtrennung der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone vom Silvrettakristallin zum Teil nur mit großer Unsicherheit durchgeführt wurde.

Die gleiche Meinung vertritt O. REITHOFER (1931), der dezidiert schreibt, daß schon auf der

linken Seite des Malfonbaches (S Pettnau) von einer Störung zwischen Silvrettakristallin und Phyllitgneiszone nichts mehr zu sehen sei. Die Phyllitgneiszone und das Silvrettakristallin liegen konkordant übereinander und gehen allmählich ineinander über. Eine tektonische Linie beschreibt REITHOFER erst wieder ab ca. S Klösterle gegen W hin.

Mit dem nördlichen und westlichen Randbereich setzte sich R. OBERHAUSER (1970) auseinander. Er beschrieb die Überkippungserscheinungen des Kalkalpensüdrandes im Rätikon und im Arlberggebiet.

S. HOERNES (1971) untersuchte die regionale Verteilung von Staurolith, Andalusit, Disthen und Sillimanit im österreichischen Anteil des Silvrettakristallins und fand Mineralzonen, die sich zum Teil diskordant überschneiden. Die Disthenzone interpretierte er als Relikt der druckbetonten kaledonischen Metamorphose, die Ausbildung der Sillimanitzone wird dagegen der variszischen Metamorphose zugeschrieben.

Mit den postvariszischen Transgressionsserien, bzw. mit deren Relikten befaßten sich H. MOSTLER (1972), K. KRÄINER (1981, 1982), V. STINGL (1981, 1984), J. W. H. AMEROM et al. (1982), H. MOSTLER et al. (1982), K. KRÄINER & V. STINGL (1982).

Diese Autoren sehen diese postvariszischen Sedimenten als primäre Transgression auf dem Silvrettakristallin, wobei die alpidische Tektonik die vorgegebene Schwächestelle nützte und den sedimentären Kontakt auf weiten Strecken dislozierte. MOSTLER beschreibt aus den basalen Konglomeraten der Sedimente diaphthoritische Gerölle, die ausschließlich dem darunterliegenden Kristal-

lin entstammen und sieht darin einen Beleg für eine variszische Diaphthorese. J. W. H. AMEROM et. al. (1982) beschrieben diese Sedimente detailliert und stufen die Basisschichten (Kristbergsschichten) in das Stefan bis Autun ein.

K. KRAINER & V. STINGL (1982) bearbeiteten die Erzlagerstätten in den postvariszischen Transgressionsserien zwischen Arlberg und Landeck. Das Permoskyth wurde in drei Einheiten gegliedert und die Vererzungen als hydrothermal gedeutet. In zahlreichen Profilen stellt STINGL (1984) die komplizierten Lagerungsverhältnisse des Permoskyth im Stanzertal dar. Er betrachtet die "Silbernen Phyllite" im Liegenden des Permoskyth als Teil der Landecker Quarzphyllitzone und es besteht somit ein durch die alpidische Tektonik gestörter Zusammenhang mit der Lechtaldecke.

In den Jahren 1953-1954 wurde das östliche Venetgebiet zwischen dem Inn- und dem Pitztal bis etwa S der Pontlatzer Brücke von O. SCHMIDEGG (1959) anlässlich des Baues des Wasserkraftwerkes Prutz - Imst neu aufgenommen. Er beschäftigte sich eingehend mit der Struktur des Venets und faßte den zentralen Teil als Mulde auf, deren Nordrand steil aufgebogen ist. Den Phyllitgneis beschreibt er als ca. 1 km dicke Platte, die den Phylliten aufliegt und nach S rückgefaltet ist. Die Südgrenze zum Silvretta- und Ötztalkristallin bildet die Zone von Puschlin.

Die ersten Altersbestimmungen führten E. JÄGER et. al. (1961) und E. JÄGER (1962) durch. Zwei Glimmerproben und eine Gesamtgesteinsprobe eines Muskowitgranitgneises wurden datiert. Die Alter ließen sich der variszischen Orogenese zuordnen. P. PASTEELS (1964) datierte mittels der U-Pb-Methode Zirkone und errechnete

Kristallisationsalter zwischen 1550 und 1910 Millionen Jahren.

A. STRECKEISEN (1966) gab einen Überblick über den schweizerischen Anteil des Silvrettakristallins. Er schreibt, daß das Kristallin als Ganzes als starre Grundgebirgsplatte vom alpinen Dekenschub erfaßt wurde. Nur an der Basis, an Stirn- und Rückenteilen und einigen internen Scherflächen wurde es durch alpine Deformationsvorgänge überprägt.

Auch B. GRAUERT (1969) wandte die Methoden der absoluten Altersbestimmung (Rb-Sr und U-Pb) an Silvrettagesteinen an und erarbeitete ein Entwicklungsmodell des Kristallins.

Als Produkt der retrograden alpidischen Metamorphose deuten S. HOERNES und F. PURTSCHELLER (1970) den Landecker Quarzphyllit, der infolge der intensiven Deformation als Phyllonit bezeichnet wird. Abzuleiten ist dieser von Gesteinen der Ötztal-Silvrettamasse. Diese Meinung wird durch die zahlreichen Einlagerungen von Muskowitgranitgneisen, Augengneisen, Amphiboliten und Diabasen bekräftigt, da sie in gleicher Weise in beiden Einheiten auftreten.

L. KRECZY (1981) bearbeitete den Grenzbereich zwischen Phyllitgneiszone und Silvrettakristallin SW Landeck. Er erkannte, daß das schwach metamorphe Permomesozoikum des Thialspitzes keine erhaltene Primärauflagerung des Silvrettakristallines sei, sondern von dessen Basis überschoben wurde (siehe auch L. KRECZY & W. FRANK, 1981).

Das Permomesozoikum von Puschlin, das mit dem der Thialspitze korrelierbar ist, zeigt nach

KRECZY Hinweise auf einen Primärverband mit der Phyllitgneiszone.

Der Bereich SE Landeck (Venet) wurde zuletzt von M. ROCKENSCHAUB, U. THEINER & W. FRANK (1983) und M. ROCKENSCHAUB & U. THEINER (1984) kartiert und beschrieben. Es wurde gezeigt, daß die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone im Bereich des Venetberges eine großräumige Antiklinale mit ca. W-E streichender Faltenachse bildet. Die alteingeführte Zweiteilung in Quarzphyllit und Phyllitgneis wurde aufgegeben. Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone wird als die schon primär schwächer metamorphe Stirn des Silvrettakristallins angesehen, die zum Teil intensiv in die alpidische Tektonik einbezogen wurde. Die östlichen Anteile wurden abgeschert und die permomesozoischen Gesteine der Zone Puschlin-Thialspitze eingeschuppt.

A. AMANN (1985) setzte sich ausführlich mit dem Metamorphosegeschehen des nördlichen Silvrettakristallins, einschließlich Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone, auseinander und fand, daß im Vorarlberger Bereich diese beiden Zonen in lithologischer, struktureller und mineralchemischer Hinsicht voll parallelisierbar sind. Eine Abtrennung der nördlichen Teile ist nur insofern berechtigt, daß alpidische Scherhorizonte auftreten, die sich E des Arlberges häufen. Die in lithologischer Hinsicht gleichen Gesteine unterliegen hier einer stärkeren Phyllonitisierung und einer zunehmenden alpidischen Metamorphose. Eine alpidische Fernüberschiebung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone samt transgressiv auflagernden Kalkalpen über das Silvrettakristallin hält er für nicht mehr haltbar. Er nimmt eine N Rotation des Silvrettakristallins mit einem im W gelegenen Rotationszentrum an, bei der die östlichen Bereiche stärker eingengt wurden. Auch eine N-

vergente Einengung könnte diese Rotation erzeugt haben, da die Gesteine im E glimmerreicher und daher leichter deformierbar sind. AMANN schließt nicht aus, daß der Landecker Quarzphyllit der ursprünglich schon schwächer metamorphe Anteil des Kristallins war.

R. SPIESS (1985) führte Untersuchungen zur Kristallisations- und Deformationsgeschichte des Westendes der Phyllitgneiszone im Montafon durch. Er grenzte den Einflußbereich der alpidischen Metamorphose im nördlichen Silvrettakristallin ab. Dieser Grenzbereich der alpidischen Aufwärmung, der durch Biotitdatierung erfaßt wurde, konnte nur östlich der SW - NE streichenden Linie Riffler (Malfontal) - Schneidjöchl (Moostal) festgestellt werden. Westlich dieser Linie zeigten die Biotite ausschließlich variszische Abkühlalter.

Mit der Chemie und der geotektonischen Position der Metabasite der Silvretta befaßten sich M. MAGETTI und G. GALETTI (1984) und M. MAGETTI und G. GALETTI & H. G. STOSCH (1987). Die Eklogite und Amphibolite weisen dieser Arbeit zufolge tholeiitischen Chemismus auf und werden geotektonisch von einem marginalen Becken des kambro-ordovicischen Kontinents abgeleitet. Die Tholeiite sind eher einem Inselbogen als einem anorogenen Riftsystem zuzuordnen.

M. FLISCH (1986) und A. HURFORD, M. FLISCH & E. JÄGER (1989) versuchten u. a. die thermotektonische Geschichte der Silvretta anhand von Glimmerdatierungen und Fission track Analysen zu enträtseln. Es ließen sich drei signifikante Phasen der Hebung feststellen. Ein Aufdomen der Silvrettamasse (von ca. 110 - 35 Mill. J.), eine homogene Hebung (zwischen ca. 35 und 2 Mill. J.) und schließlich ein Kippen der Silvrettamasse nach Osten (ab ca. 2 Mill. J.).

Über die Entstehung der alpinen Mylonite und Pseudotachylite liegen Arbeiten von L. MASCH (1970, 1974), L. MASCH & N. KOCH (1988, 1992), und M. THÖNI (1988) vor. Nach L. Masch & N. KOCH (1992) produzierte die älteste alpidische Deformation, D 1, Mylonite. Die darauffolgende Deformation D 2 wird zweigeteilt, nämlich in die Entstehung von Myloniten und in die zyklische Entstehung der Pseudotachylite. D 3 ist schließlich die letzte alpidische duktile Deformation. Sie fand am Höhepunkt der alpidischen Metamorphose statt und generierte Ultramylonite. M. THÖNI (1988) datierte zwei Pseudotachylitproben mittels Rb-Sr Kleinbereichsisochronen mit 78,5 und 73 Millionen Jahren.

In jüngerer Vergangenheit erschienen drei geologische Karten der Geologischen Bundesanstalt, die teilweise das Silvrettakristallin betreffen. Die geologische Karte des Rätikon (M= 1:25000) wurde 1965 ausgegeben und von W. HEISSEL, R. OBERHAUSER, O. REITHOFER und O. SCHMIDEGG aufgenommen. 1980 das Kartenblatt Partenen West und Ost (ÖK 169, M= 1:25000), aufgenommen von H. BERTLE, G. FUCHS, H. LOACKER und H. PIRKL. Die dazugehörigen Erläuterungen von G. FUCHS erschienen 1984. Das Blatt 170 (Galtür) erschien 1990 im Maßstab 1: 50000. Aufgenommen wurde dieses Blatt von J. CADISCH, G. FUCHS, H. LOACKER, R. OBERHAUSER, H. PIRKL, R. SPRINGHORN und M. THÖNI.

Im Rahmen der geologischen Kartierung Österreichs wird seit 1985 im Kristallinanteil des Kartenblattes Landeck kartiert. Diesbezüglich liegen Berichte von E. HEJL (1986), A. NOWOTNY (1985 - 1992), G. PESTAL (1985 - 1992), A. AMANN, E. DACHS & R. HAAS (1983), M. ROCKENSCHAUB (1988, 1990, 1991) vor.

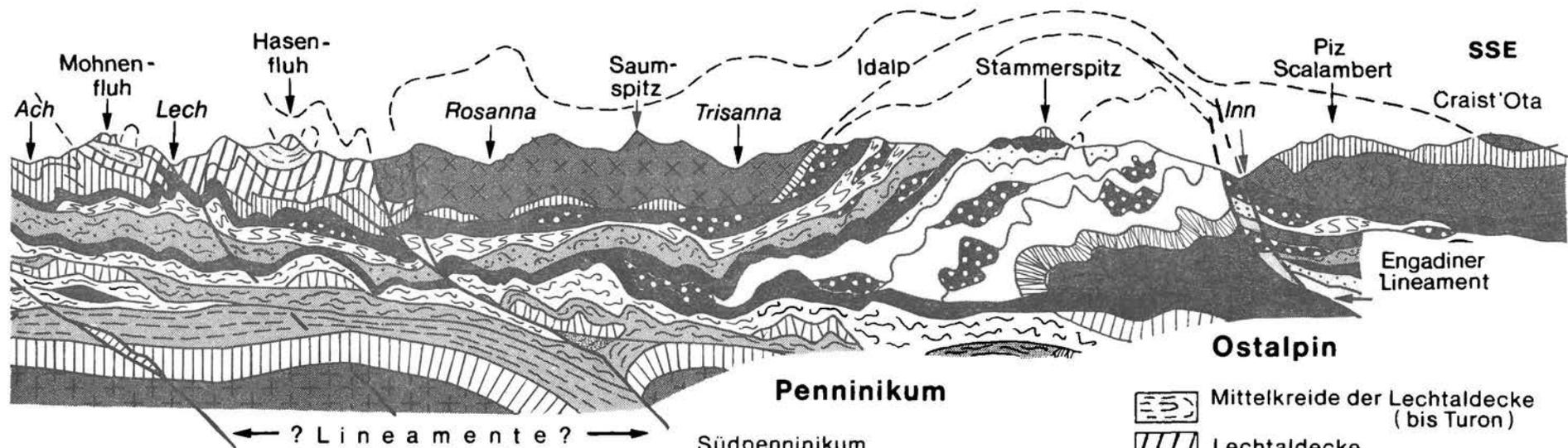
Aus dem Bereich der Rohstoffforschung wurde unter der Leitung von H. MOSTLER (1984) ein Projekt zur Erfassung des Rohstoffpotentials im Raum Imst - Arlberg durchgeführt. Dieses beschäftigte sich hauptsächlich mit der Erfassung und Beurteilung von Natursteinen, Erzlagerstätten, Lockergesteinen und Baurohstoffen. Eine ähnliche Arbeit wurde von M. HEINRICH (1989) im Rahmen des Projektes ÜLG 26/1988 verfaßt. Es beinhaltet eine Übersicht zum Forschungsstand der Massenrohstoffe Kies, Kiessand, Brecherprodukte und Bruchsteine für das Bauwesen hinsichtlich der Vorkommen, der Abbaubetriebe und der Produktion sowie des Verbrauches für Vorarlberg und Tirol.

Weitere Arbeiten aus dem Gebiet der angewandten Geologie stammen aus dem Straßenbau. M. KÖHLER (1977, 1983), J. KAISER (1981) und ARLBERG STRASSENTUNNEL AG (1991). Diese Arbeiten enthalten interessante Aussagen zur Geologie aus der Sicht des Tunnelbaues.

2. Die Silvrettamasse - ein geologischer Überblick

Unter dem hier verwendeten Begriff "Silvrettamasse" fassen die Autoren, so wie es schon die ersten Bearbeiter dieses Kristallins im vorigen Jahrhundert taten, das klassische hochmetamorphe Silvrettakristallin und die im Norden anschließende, schwächer metamorphe, "Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone" zusammen. Begründet wird dies damit, daß sich eigentlich keine zwingenden Argumente für eine tektonische Trennung dieser zwei Bereiche finden lassen. Dieses Thema wird an anderer Stelle des vorliegenden Textes noch ausführlicher behandelt.

Die Silvrettamasse liegt als relativ dünne Platte auf tektonisch tieferen Einheiten. Es handelt sich



ARLBERG-VERWALL- UNTERENGADIN

10km

Vorland

- Kreide, Eozän, Lattorf
- Verrukano, Trias u. Jura
- Variszikum

Helvetikum

- Sardonaflisch (bis Eozän)
- Schuppenzone (bis Eozän)
- Helvetische Decken (Kreide bis Eozän)
- Helvetische Decken (Perm, Trias, Jura)

Penninikum

Südpenninikum

- Arosazone (bis Cenoman)
- Mittelpenninische Tasna-Decke und Ramoscher Zone
- Sedimente (bis Paleozän)
- Tasna-Kristallin, Unterer Gneiszug

Ophiolithe

- Die nordpenninischen Schuppenzonen und Flysche
- Rhenodanubischer Flysch (bis Maastricht), Zone von Roz-Champatsch-Pezid

- Feuerstätter Zone (bis Eozän), Schuppenzone mit Stammerspitz-Scholle

Die nordpenninische Pfundser Zone

- Das fossilführende Dach (bis Maastricht)
- Bündner Schiefer des Fenster-Innersten
- Hochstegenkalk-Zone
- Zentralgneis

- Mittelkreide der Lechtaldecke (bis Turon)
- Lechtaldecke
- Phyllitgneis-Zone
- Silvretta-Ötztal-Decke
- Allgäu-Scarl Decke (bis Turon), Subsivrettide Schollen
- Oberer Gneiszug

kursiv = nicht aufgeschlossen

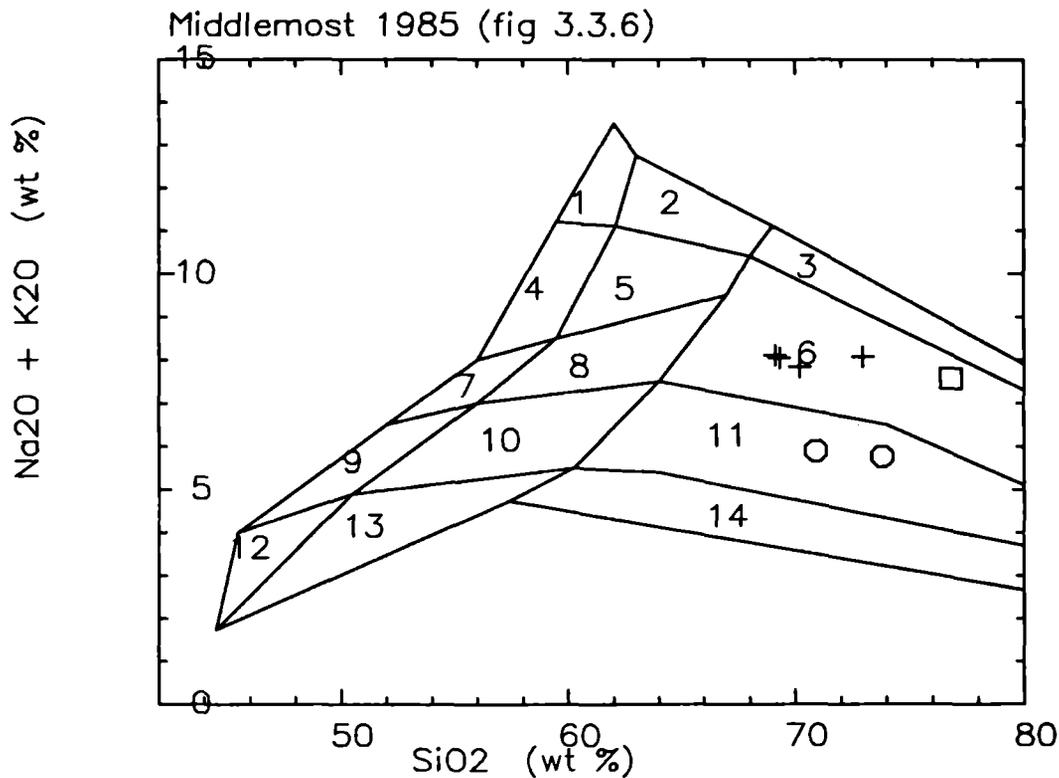
Abb. 1: Schnitt durch das Unterengadiner Fenster und seinen Rahmen aus ostalpinen Gesteinen, sowie durch seine vermutete helvetisch - penninische Basis (R. OBERHAUSER, 1980).

um eine alte Grundgebirgsplatte, die ihre metamorphe Hauptprägung im Zuge der variszischen Orogenese erhielt. Aus dem zentralen Anteil sind kaledonische, druckbetonte Metamorphite bekannt (S. HOERNES, 1971; M. MAGETTI, 1986; M. MAGETTI & G. GALETTI, 1984; M. MAGETTI, G. GALETTI & H. STOSCH, 1987;). Dem letztgenannten Ereignis wird auch ein Faltenbau zugeordnet, der in variszischer Zeit wiederverfaltet wurde, was zum Entstehen der heute in der Silvrettamasse vorliegenden Schlingenstrukturen führte (F. PURTSCHELLER & F. P. SASSI, 1975; A. TOLLMANN, 1977). Durch die alpidische Gebirgsbildung wurde die Silvrettamasse als Ganzes in den Deckenbau mit

einbezogen. Die alpidische Überprägung erfolgte hauptsächlich an der Basis und an den Randbereichen. Nahe der Basis, im Grenzbereich zum Engadiner Fenster, entstanden die Pseudotachylite. Sie wurden vor dem Höhepunkt der alpidischen Metamorphose (Minimalalter 90 Millionen Jahre, N. KOCH & L. MASCH, 1992; L. MASCH, 1970) gebildet.

Diesem Deformationsakt ist auch die Bildung der Mylonite und Ultramylonite zuzuordnen.

An der Basis der Silvrettamasse liegen die Schollen der Madrisa Zone (Subsilvrettide Schollen). Sie werden als Schürflingsteppich kalkalpiner Sedimente interpretiert (P. A. HALDIMANN, 1975;



- | | |
|------------------------------------|-------------------------|
| 1) Alkalifeldspat - Syenit | 8) Quarz - Monzonit |
| 2) Alkalifeldspat - Quarz - Syenit | 9) Monzodiorit |
| 3) Alkalifeldspat - Granit | 10) Quarz - Monzodiorit |
| 4) Syenit | 11) Granodiorit |
| 5) Quarz - Syenit | 12) Diorit, Gabbro |
| 6) Granit | 13) Quarz - Diorit |
| 7) Monzonit | 14) Tonalit |

Abb. 2: SiO₂ - Na₂O+K₂O Variationsdiagramm nach E. A. K. MIDDLEMOST (1985) zur Einstufung von Plutoniten mit Orthogneisen der Silvrettamasse (ÖK 144 Landeck). + = Knollkopfgneis, □ = Hellglimmergranitgneis, O = Metagranodiorit.

H. P. LAUBSCHER, 1988; A. TOLLMANN, 1977).

Besonders intensive alpidische Überprägung weist der nördliche Anteil der Silvrettamasse, die sogenannte Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone, auf. In dieser Zone stecken die permotriadischen Gesteine der Zone von Puschlin - Thialspitz, welche den älteren Bau diskordant schneiden.

Reste der sedimentären Deckschichten der Silvrettamasse sind im Südwesten, in der Ducan- und Landwassermulde, erhalten. Sie sind zum Großteil von ihrer kristallinen Basis getrennt. Nur Teile der Ducanmulde blieben bereichsweise in ungestörtem Kontakt zur Silvrettamasse. Die Schichten reichen vom Permoskyth bis ins Rhät und zeigen südalpine Faziesmerkmale. Im Landwassertal stecken zwischen der Silvrettamasse und dem darunterliegenden, nach E abtauchenden, Deckenstapel abgeschuppte Teile dieses Kristallins samt den dazugehörigen Sedimenten. Relikte einer postvariszischen sedimentären Bedeckung finden sich auch im Norden, im Montafon. Es sind Sedimente die vom Oberkarbon bis ins Anis reichen. Auch hier ist der direkte sedimentäre Kontakt mit dem Kristallin vielfach gestört. Jedoch finden sich in den Sedimenten die tw. diaphthoritischen Gerölle des kristallinen Untergrundes, der nördlichen Silvrettamasse.

Der nördliche und nordwestliche Rand des Silvrettakristallins weist zahlreiche Komplikationen auf. Es existieren Überschiebungen des Kristallins auf die Lechtaldecke sowie Verfaltungen, die mächtige inverse Schichtfolgen erzeugten (H. P. LAUBSCHER, 1989; R. OBERHAUSER, 1970, 1978, 1980).

Im Westen wird das Silvrettakristallin von penninischen Decken unterlagert, die im Gargellenfenster wieder auftauchen. Im Osten begrenzen das

Ötztalkristallin, mit der Schlinigüberschiebung und das Engadiner Fenster die Silvrettamasse.

3. Zur Gliederung der Gesteinsserien der Silvrettamasse sowie deren Gesteinsbestand

Der österreichische Anteil der zentralen Silvretta wird einerseits von Amphibolit- und Paragneisserien und andererseits von mächtigen Orthogneiskomplexen aufgebaut. Im Bereich der nördlichen Silvrettamasse im Montafon und in der Verwallgruppe treten die Amphibolite und die Orthogneise gegenüber den Paragesteinen merklich zurück. Vor allem jedoch in der nordöstlichen Silvrettamasse, im Bereich der Samnaungruppe, also im Gebiet der diesjährigen Tagung, sind die Paragesteinsserien eindeutig dominant.

3. 1. Orthogneise und Migmatite

Bei den Orthogneisen handelt es sich vorwiegend um Augen- und Flasergneise (Alkalifeldspatführende Granitgneise). Diese sind teilweise kräftig geschiefert teilweise ist aber auch nur eine geringe Schieferung zu bemerken. Diese geschonten Bereiche sind dann meist grob gebankt. In der mittel- bis grobkörnigen, flasrigen Grundmasse der Granitgneise sind ein bis drei cm große Kalifeldspäte dicht angeordnet bis sporadisch eingestreut.

Der **Zweiglimmer - Alkalifeldspatgneis** (Typus Flüela) ist im Bereich der zentralen Silvrettamasse weit verbreitet. Zu diesem Gesteinstyp kann im Bereich des Kartenblattes Landeck der Zweiglimmergranitgneis des Rifflerkomplexes gerechnet werden. Es handelt sich bei diesem um ein helles,

NOWOTNY PESTAL & ROCKENSCHAUB

Probe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	Summe
11/86b	69.10	0.54	15.50	3.00	0.20	0.041	0.93	1.82	3.41	4.69	0.21	0.12	0.106	99.667
11/86a	69.30	0.52	15.40	3.20	0.20	0.042	0.92	1.84	3.38	4.66	0.21	0.10	0.103	99.875
72/86	70.20	0.52	15.00	2.40	1.00	0.042	0.90	1.90	3.46	4.39	0.21	0.08	0.101	100.200
106a/88	70.90	0.86	12.90	2.90	1.90	0.090	2.18	2.10	3.60	2.30	0.03	0.07	0.114	99.944
61b/86	72.95	0.28	14.15	1.90	0.30	0.041	0.52	1.30	3.26	4.82	0.21	0.10	0.100	99.931
172b/87	73.80	0.54	13.20	3.00	0.30	0.041	1.18	1.83	4.40	1.37	0.10	0.09	0.184	100.040
11/87	76.80	0.14	12.80	1.30	0.10	0.012	0.48	0.24	3.07	4.51	0.20	0.14	0.106	99.898

Probe	S	Ba	Cr	Nb	Ni	Sr	Y	Zr	Rb	Gestein	Fundort
11/86b	80	860	40	20	10	274	19	180	375	Knollkopfgneis, Vesultal	E Alm Kote 1967
11/86a	100	850	50	20	10	270	20	195	382	Knollkopfgneis, Vesultal	E Alm Kote 1967
72/86	70	850	50	5	10	275	21	191	343	Knollkopfgneis, Vesultal	E Alm Kote 1967
106a/88	105	500	80	5	45	125	11	220	112	Metagranodiorit, Forststr.	Vililltal
61b/86	125	470	40	5	10	102	27	140	385	Knollkopfgneis, Steinbruch	Ausgang Vesultal
172b/87	130	375	85	5	15	272	16	185	77	Metagranodiorit, S	Seßladalpe
11/87	105	380	20	5	10	40	20	63	338	Mu-Augangneis, Forststr.	zur Flathalpe

Tab. 1: Haupt- und Spurenelementchemismus von granitischen Gneisen der Silvrettamasse; mit Angabe der Fundortlokalität.

grünlichgraues bis bräunlichgraues Gestein. Die wichtigsten Bestandteile dieses Granitgneistyps sind Plagioklas, Kalifeldspat (Mikroclin), Quarz, Biotit, Muskovit, und Chlorit. Der Biotit herrscht gegenüber dem Muskovit deutlich vor. Im Rifflerkomplex wechseln augig - flaserige Gefüge mit geschonten eher massigen Partien doch bleiben auch hier die Glimmerblättchen noch weitgehend parallel orientiert. In diesen gering deformierten Bereichen besitzen die Kalifeldspateinsprenglinge noch teilweise idiomorphe Form, während ansonst die Augenform vorherrscht. In den nördlichen und östlichen Randbereichen sind die Zweiglimmeraugengneise des Rifflers bereichsweise vergrünt.

Eine Vielzahl meist geringmächtiger Augengneiszüge, die verbreitet als Einschaltungen in den Paragesteinsserien angetroffen, wurden entsprechen Biotit armen bis Biotit freien Muskovit - Alkalifeldspatgneisen (Hellglimmergranitgneise). Diese treten in der nördlichen Silvrettamasse speziell im Montafon und in der westlichen Verwallgruppe auch als größere Komplexe und Züge auf. Bei diesem Gestein handelt es sich in der Re-

gel um helle weißgraue mittel bis grobkörnige Granitgneise, die vorwiegend aus Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, und Muskovit bestehen. Untergeordnet sind in diesem Gestein noch Biotit, Granat und Chlorit zu beobachten. Bereichsweise, speziell in den nördlichsten Anteilen der Silvrettamasse, ist dieses Gestein auch intensiv geschiefert. Dabei kann das üblicherweise typische, von den großen Feldspatäugen geprägte Erscheinungsbild dieses Gesteins auch verloren gehen. Der Orthogneischarakter dieser stark deformierten dünnen Züge, ist nur mehr in Dünnschliffuntersuchungen zu erkennen.

Ein zumeist fein- bis mittelkörniger Zweiglimmergranitgneis, der nur vereinzelt Kalifeldspatäugen führt wurde im Gebiet Seßladalpe - vorderes Vinsnitztal - Knollkopf angetroffen und mit dem Arbeitsbegriff **Knollkopfgneis** versehen. Dieser Zweiglimmergranitgneis gehört jenem Orthogneiszug an, der die zentralen Bergstöcke der Verwallgruppe aufbaut und von der Scheimer Spitze im Montafon über den Valschavielkopf, den Patteriol, und die Küchel Spitze bis zum Knollkopf ins

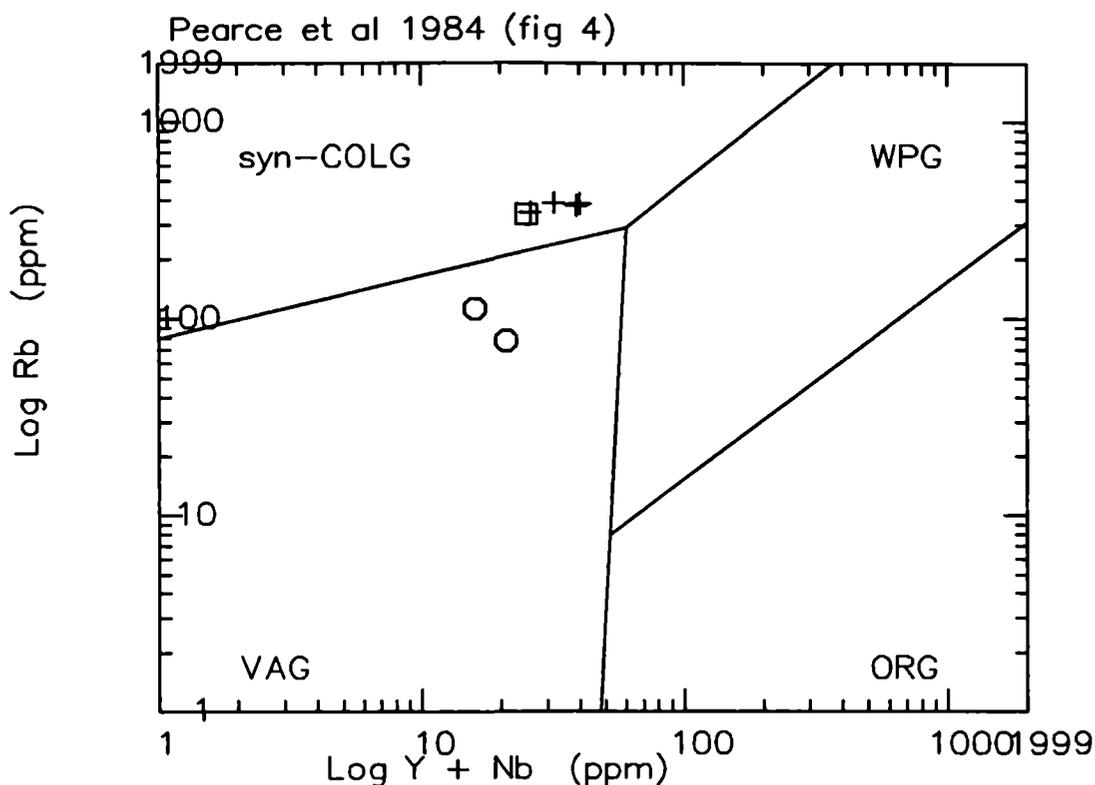


Abb. 3: Granitdiskriminationsdiagramm nach J. A. PEARCE, N. B. W. HARRIS und A. G. TINDLE (1984) für die Orthogneise der Silvrettamasse (ÖK 144 Landeck).
 + = Knollkopfgneis, □ = Hellglimmergranitgneis, O = Metagranodiorit.

Paznaun reicht. Dieses Gestein wurde auf der geologischen Spezialkarte Blatt Stuben (O. AMPFERER & O. REITHOFER, 1937) als Biotitgranitgneis ausgeschieden. A. AMANN (1985) zeigte jedoch, daß im Dünnschliffbild meist über 30% Muskovit im Glimmerbestand vorhanden sind. Bei den Feldspäten überwiegt der Plagioklas geringfügig gegenüber dem Kalifeldspat. Mit SiO₂-Gehalten zwischen 69 Gew.% und 73 Gew.% sowie Alkalikonzentrationen (K₂O + Na₂O) von rund 8 Gew.% (vergl. Tab. 1) können die Knollkopfgneise als Granite eingestuft werden (E. A. K. MIDDLEMOST, 1985; Abb. 2). Im Variationsdiagramm nach J. A. PEARCE et al (1984) fallen die untersuchten Knollkopfgneise sowie eine Hellglimmergranitgneisprobe, die für Vergleichszwecke herangezogen wurde in das Feld der "syn - collision" Granite (vergl. dazu Abb. 3).

3. 2. Amphibolite

Die Amphiboliteserie ist in der zentralen Silvretta überaus weit verbreitet wie ein kurzer Blick auf die Kartenblätter 169 Partenen (G. FUCHS & H. PIRKL, 1980) und 170 Galtür (G. FUCHS & R. OBERHAUSER, 1990) beweist. Meist handelt es sich um Plagioklasamphibolite (Plagioklas 20-25 Vol.%, Hornblende 45-75 Vol.%, Quarz bis 5 Vol.% und Granat bis 10 Vol.%; weiters Biotit, Chlorit, Hellglimmer, Epidot und Karbonat H. BERTLE, 1972). Daneben treten aber auch Epidotamphibolite (Epidot - Klinozoisit 25-80 Vol.%) und Granatamphibolite (Granat bis 35 Vol.%) auf (G. FUCHS, 1984). Sehr selten können auch grobkörnige Hornblendite aufgefunden werden. Zum Teil weisen die Amphibolite auch dünne Einschaltungen von Paragneisen und Glimmerschiefern auf. G. FUCHS (1983) berichtet

weitere über das Vorkommen eines linsenförmigen, etwa halbkilometer langen Peridotkörpers in den Amphiboliten des Jamtales S Galtür. Darüber hinaus sind prächtige Eklogitamphibolite seit längerer Zeit aus dem Jamtal bekannt. Lediglich WSW Kappl im Bereich des unteren Vesultales wurden zusammenhängende mächtigere Amphibolitvorkommen am Blatt Landeck angetroffen, die der typischen Amphibolitserie der zentralen Silvretta entsprechen. Die weiteren Amphibolitvorkommen des Kartenblatts Landeck sind meist als unterschiedlich mächtige Lagen und Linsen in die Paragesteinsserie eingeschaltet. Diese Amphibolite sind teilweise feinkörnig und von dunkelgrüner bis schwarzer Farbe. Teilweise ist ihr Korn auch etwas gröber, wobei zwischen den dunklen Hornblendeaggregaten auch weiße Plagioklaskörner zu erkennen sind. Die Amphibolite führen neben einer tschermakitischen Hornblende auch Aktinolith. In wechselnder Menge sind Epidot weitere Plagioklas sowie Chlorit und an man-

chen Lokalitäten auch Biotit zu beobachten. Einige der am Kartenblatt Landeck angetroffenen Amphibolite wurden einer geochemischen Gesamtgesteinsanalyse unterzogen (vergl. dazu Tab.2). Die Untersuchungen lieferten SiO₂ Gehalte zwischen 47 Gew.% und 53 Gew.% sowie Alkalikonzentrationen (K₂O + Na₂O) zwischen 1.5 Gew.% und 4.5 Gew.%. Gemäß der geochemischen Einstufung von K. G. COX et al, (1979) entsprechen die untersuchten Amphibolite Basalten und basaltischen Andesiten (vergl. Abb. 4). Bei der Verwendung geotektonischer Diskriminationsdiagramme (M. MESCHÉDE, 1986, J. A. PEARCE & J. R. CANN, 1973) zeigt die überwiegende Mehrzahl der Proben eine deutliche Präferenz für den Bereich der "within plate" Basalte. Nur die Probe (146b/88) deutet aufgrund geringerer Zr Gehalte MORB Charakteristik an (vergl. Abb. 5 und Abb. 6).

Im Bereich des Kleingfallkopfes wurden Hornblendegneise beobachtet, die teilweise einige dün-

Probe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	Summe
8/86	47.00	2.15	11.48	13.00	2.00	0.222	9.10	12.20	0.98	0.54	0.42	0.14	0.716	99.948
35b/87	48.30	1.82	12.70	9.10	3.00	0.160	8.20	12.57	2.53	0.89	0.42	0.10	0.200	99.990
146b/88	48.60	1.28	16.90	4.50	4.30	0.250	5.50	16.40	1.26	0.27	0.05	0.07	0.473	99.853
53/85	49.50	1.20	18.00	4.90	6.20	0.250	4.36	10.60	4.06	0.56	0.07	0.16	0.112	99.972
106f/88	50.80	1.85	13.70	8.80	4.00	0.290	8.30	8.20	2.60	0.72	0.36	0.08	0.106	99.806
172a/87	51.20	1.92	13.10	9.50	1.90	0.206	7.10	10.15	1.95	2.21	0.23	0.09	0.147	99.703
146a/88	51.80	1.30	10.90	8.30	2.50	0.310	11.00	11.20	1.81	0.48	0.09	0.02	0.165	99.875
106a/88	52.70	1.46	15.75	6.80	4.00	0.480	5.15	7.90	3.15	1.26	0.20	0.04	0.498	99.388
106d/88	53.00	1.45	13.55	9.20	1.20	0.172	6.18	9.90	2.76	1.13	0.27	0.04	1.169	100.020

Probe	S	Ba	Cr	Nb	Ni	Sr	Y	Zr	Rb	Gestein	Fundort
8/86	140	190	235	30	125	280	22	210	29	Amphibolit,	Grübeletal - Karlespitze
35b/87	105	270	520	30	270	465	16	194	32	Amphibolit,	Vorderes Kreuzjoch
146b/88	145	32	320	5	75	520	26	78	22	Amphibolit,	Forststr. Grinner Htt.-Pazol Htt.
53/85	90	10	360	5	120	282	19	87	35	Amphibolit,	unteres Malfontal
106f/88	160	111	350	5	125	157	30	126	41	Amphibolit,	Forststr. Vililltal
172a/87	135	390	650	15	110	244	20	128	155	Amphibolit,	S Seßladalpe
146a/88	155	45	730	5	330	51	19	101	34	Amphibolit,	Forststr. Grinner Htt.-Pazol Htt.
106a/88	400	290	290	5	67	254	23	132	74	Amphibolit,	Forststr. Vililltal
106d/88	270	240	230	7	60	205	25	106	49	Amphibolit,	Forststr. Vililltal

Tab. 2: Haupt- und Spurenelementchemismus von Amphiboliten der Silvrettamasse; mit Angabe der Fundortlokalität.

Cox et al 1979 (fig 2.2)

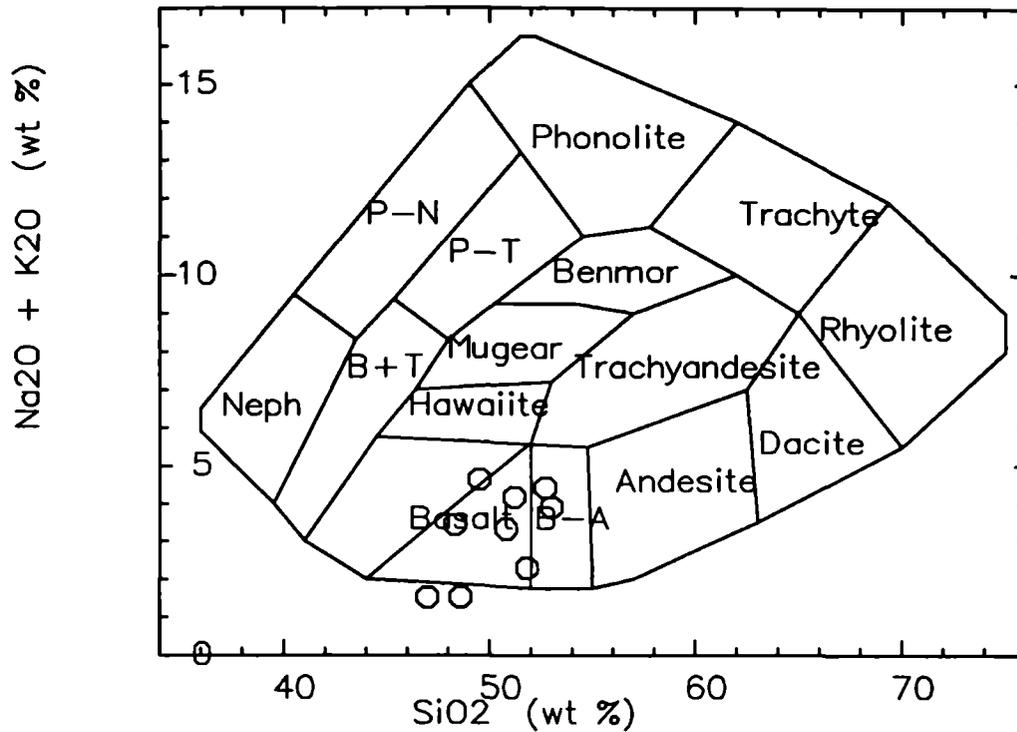


Abb. 4: SiO₂ - Na₂O+K₂O Variationsdiagramm nach K. G. COX, J. D. BELL und R. J. PANKHURST (1979) zur Einstufung von Vulkaniten mit Amphiboliten der Silvrettamasse (ÖK 144 Landeck).

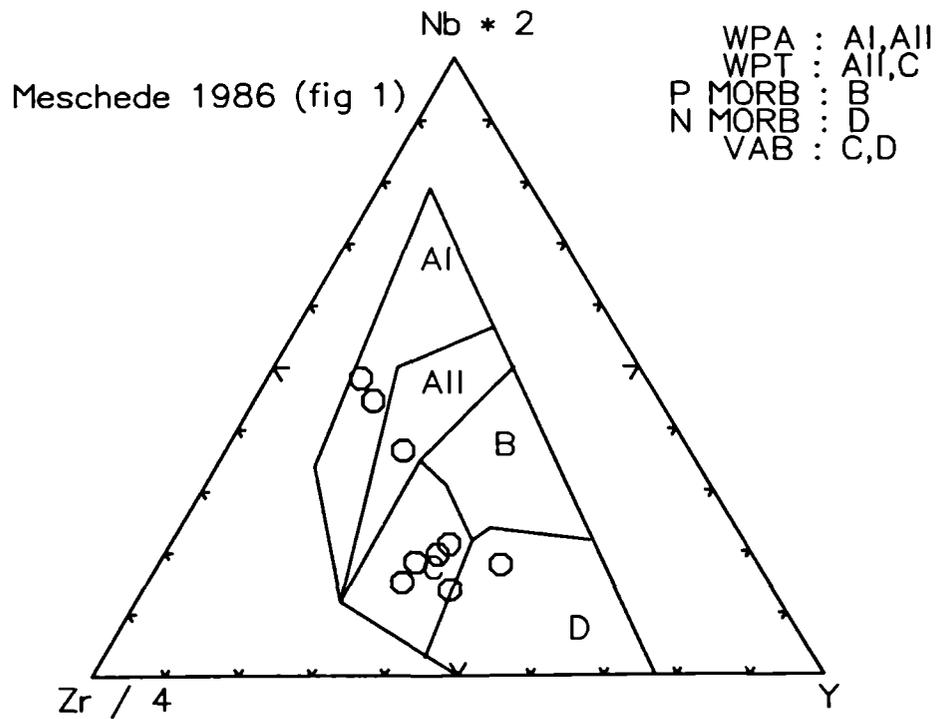


Abb. 5: Basaltdiskriminationsdiagramm nach M. MESCHEDA (1986) für die Amphibolite der Silvrettamasse (ÖK 144 Landeck).

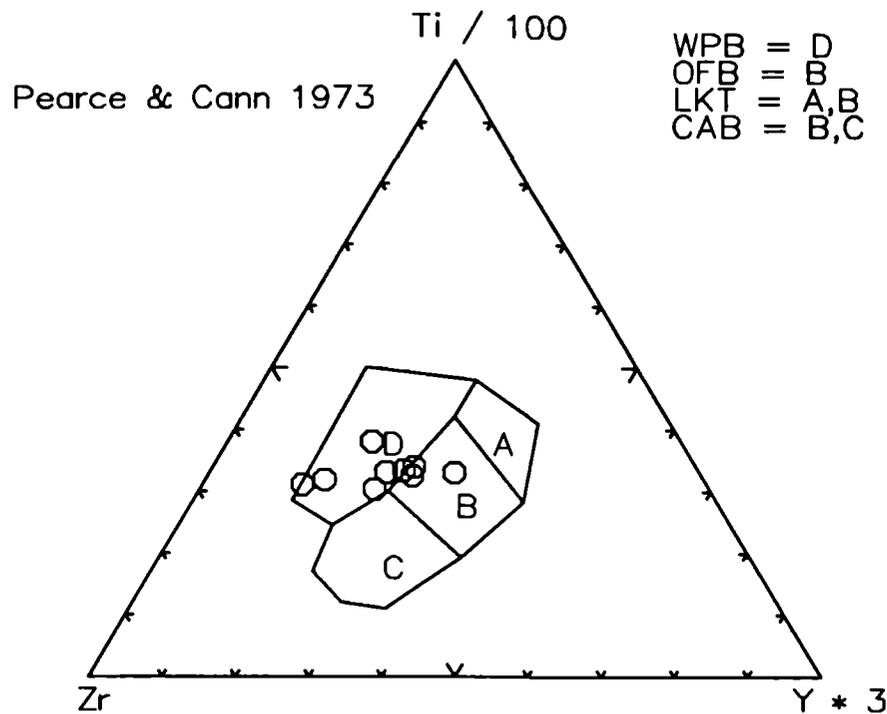


Abb. 6: Basaltdiskriminationsdiagramm nach J. A. PEARCE & J. R. CANN, 1973 für die Amphibolite der Silvrettamasse (ÖK 144 Landeck).

ne Amphibolitlagen beinhalten. Die bis zu zwei cm langen Hornblenden liegen hier ungerichtet in der feinkörnigen Gneismatrix.

3. 3. Paragesteine

Die Paragesteinsserie baut nördlich und östlich der Linie St. Gallenkirch - Patteriol - Kappl - Vesulspitze den größten Teil der Silvrettamasse auf. Als Ausgangsmaterial für den überwiegenden Teil dieser Gesteine können pelitische und psammitische Sedimente angenommen werden. Am verbreitetsten unter den Paragesteinen der ganzen Silvrettamasse sind Biotit- und Zweiglimmerplagioklasgneise (diese wurden am hiesigen Kartenblatt als Paragneis bezeichnet). Durch syn- bis meist postdeformatives porphyroblastisches Wachstum von Plagioklas bzw. Biotit entstanden Feldspat- bzw. Albitblastenschiefer und Biotitfleckenschiefer. Glimmerschiefer zeichnen sich meist durch hohe Gehalte an Granat, Staurolith,

Disthen, Andalusit und Sillimanit aus, dabei sind zahlreiche Übergänge in die Biotit- und Zweiglimmerplagioklasgneise zu beobachten. Quarzite und Quarzitgneise sind ebenfalls weit verbreitete Gesteine. Hingegen nur sehr selten schalten sich in die Paragesteine Marmore, Kalksilikatschiefer, und Graphitquarzite als dünne Lagen oder Linsen ein.

Die während der Aufnahmestätigkeit auf Blatt Landeck angetroffenen Metasedimente der Silvrettamasse werden zeckmäßigerweise in folgende zwei Gesteinsgruppen eingeteilt:

A) In die Gruppe der hellen, quarzreichen Metapelite

B) In die Gruppe der Glimmerschiefer bis Paragneise

Die weitere Unterteilung dieser beiden Gesteinsgruppen ergibt sich durch die unterschiedliche In-

Probepunktekarte ÖK 144 LANDECK

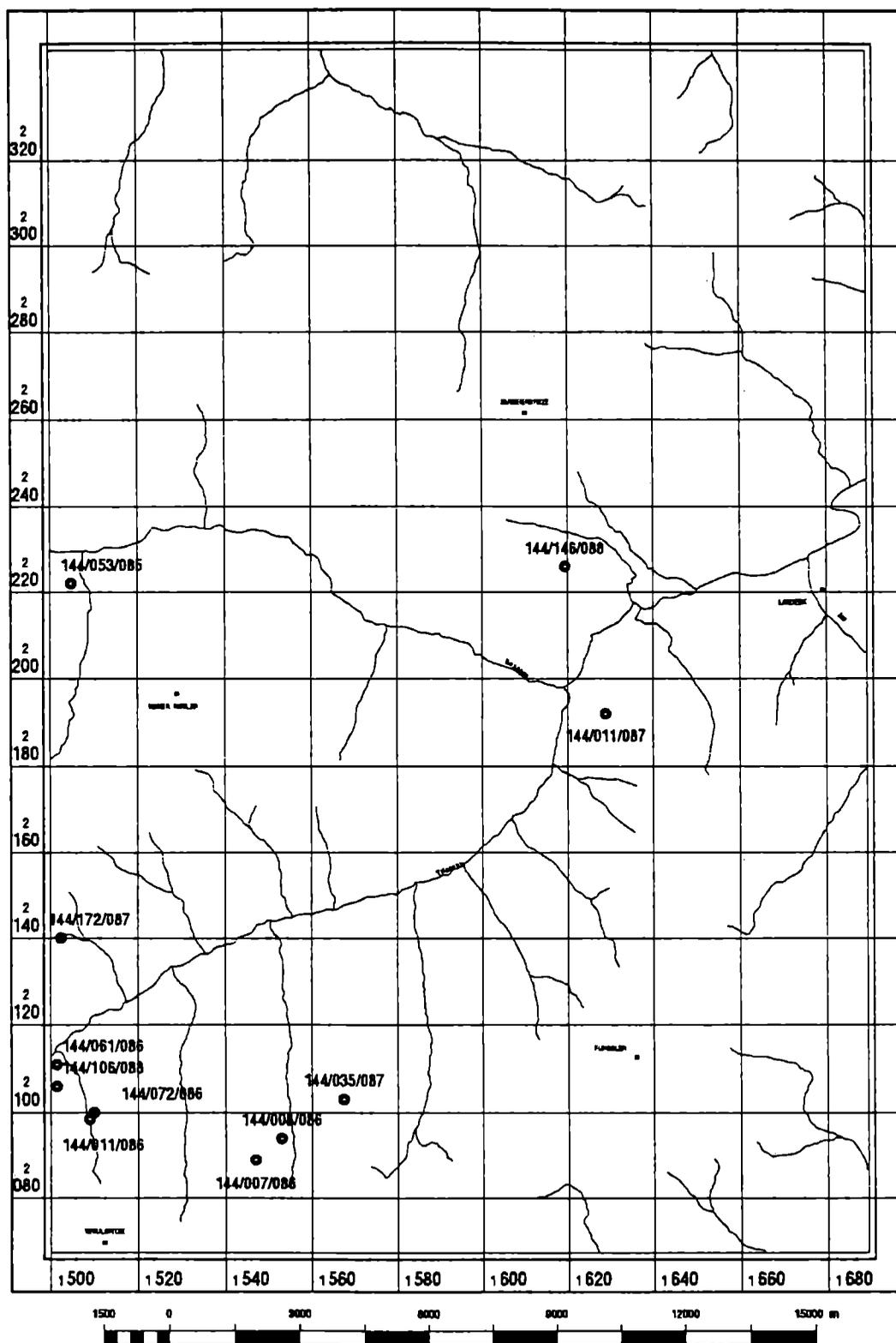


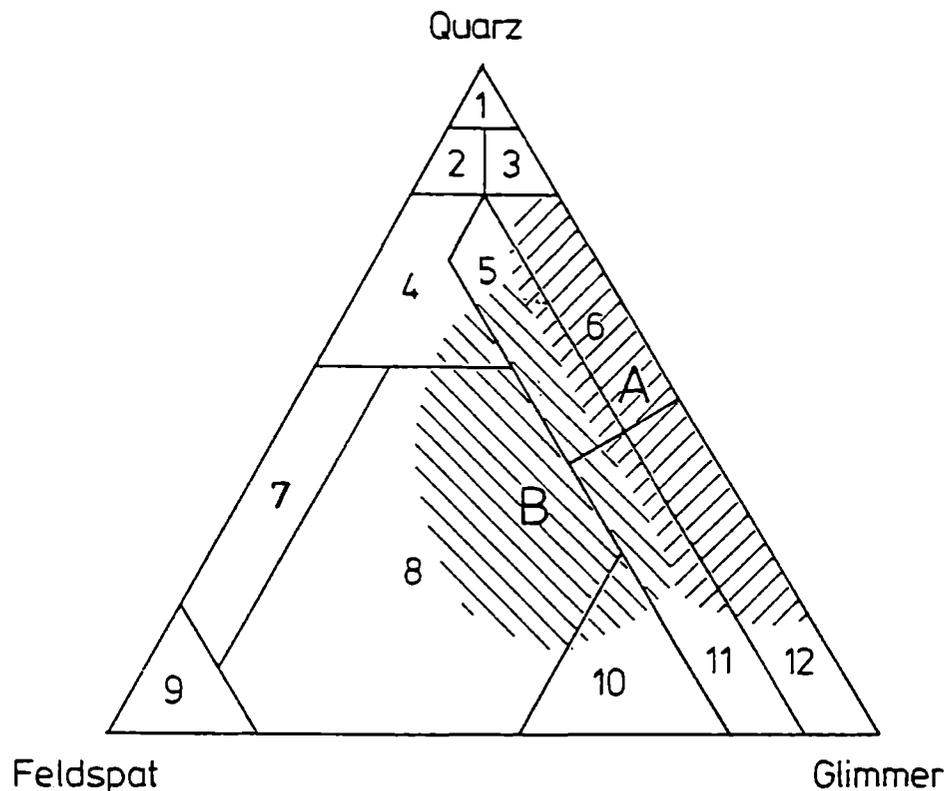
Abb. 7: Fundorte der geochemisch untersuchten Gesteine am Kartenblatt Landeck.

tensität der varizischen regionalmetamorphen Überprägung unter amphibolit- bzw. grünschieferfaziellen Bedingungen.

Kennzeichnend für die Gruppe der hellen, quarzreichen Metapelite ist ihre silbrig grau glänzende bis graugrüne Farbe sowie ihr durchwegs phyllitischer bis feinblättrig geschieferter Habitus. Als vorherrschende Minerale können Quarz und Hellglimmer genannt werden, wobei in

charakteristischer Weise oftmals Hellglimmer dominierte Partien mit Glimmerquarziten wechsellagerem. Plagioklas fehlt oder tritt nur in geringen Prozentsätzen auf (vergl. dazu Abb. 8).

Der helle Phyllit, das schwächst metamorphe Gestein dieser Gruppe, ist signifikant durch die Minerale Muskovit und Quarz gekennzeichnet. Bereichsweise treten auch Biotit und Chlorit auf. Der helle Phyllit führt meist erhebliche Mengen



I) gering metamorphe Metasedimente

- 1) Quarzit
- 2) Albit - Quarzit
- 3) Glimmer - Quarzit
- 4) Quarzitischer Gneis
- 5) Albit - Chlorit - Quarzphyllit
- 6) Quarzphyllit
- 7) Quarz - Albitfels
- 8) Serizit - Chloritgneis
- 9) Albitfels
- 10) Albitgneis, Albitphyllit
- 11) Albit - Chloritphyllit
- 12) Phyllit, Chloritschiefer

II) höher metamorphe Metasedimente

- 1) Quarzit
- 2) Feldspat - Quarzit
- 3) Glimmer - Quarzit
- 4) Quarzitischer Gneis
- 5) Feldspat - Quarz - Glimmerschiefer
- 6) Quarz - Glimmerschiefer
- 7) Quarz - Feldspatfels
- 8) Gneis
- 9) Plagioklasfels
- 10) Glimmergneis
- 11) Feldspat - Glimmerschiefer
- 12) Glimmerschiefer

Abb. 8: Quarz - Feldspat - Glimmer Dreieck mit den von H. G. F. WINKLER (1979) festgelegten nomenklatorischen Grenzen. Bereich A) Gruppe der hellen, quarzreichen Metapelite; Bereich B) Gruppe der Glimmerschiefer bis Paragneise.

von Eisenkarbonat. Dieser Metapelit konnte bei der Kartierung in einem nur geringmächtigen Streifen zwischen dem Lattenbach und Stanz, N Landeck, sowie in einer schmalen Zone bei Puschlin aufgefunden werden.

Der helle phyllitische Granatglimmerschiefer bzw. der Granatphyllit sind lithologisch dem zuvor besprochenen hellen Phyllit recht ähnlich. Die vorherrschenden Minerale dieser Gesteine sind wiederum Quarz und Hellglimmer. Chlorit ist durchwegs vorhanden. Biotit tritt makroskopisch kaum in Erscheinung, ist aber im Dünnschliff meist vorhanden aber oft chloritisiert. Diese Gesteine führen stets Granat, der häufig randlich, aber teilweise auch vollkommen chloritisiert ist. Die Glimmerschiefer beinhalten vielfach quarzitisches Partien. Die Grenzbereiche zu den benachbarten Gesteinen zeichnen sich durch allmähliche

Übergänge aus. Dieser Gesteinstyp konnte weit nach S, über die Pezinerspitze und das Niederjöchel bis ins Paznauntal nahe Kappl verfolgt werden.

Quarzite, die mit hellen phyllitischen Granatglimmerschiefern wechsellagern, treten in der nördlichen Silvrettamasse bereichsweise als Härtinge hervor. Sie sind von weißgrauer, hell- bis dunkelgrauer oder grünlicher Farbe und führen hauptsächlich Quarz und Hellglimmer, zum Teil aber auch Feldspat und Granat. Ihre petrographische Einstufung (nach H. G. F. WINKLER, 1979) variiert zwischen Quarzit, Feldspatquarzit, Glimmerquarzit und Quarzglimmerschiefer. Die Zwischenlagerungen von phyllitischen Granatglimmerschiefern schwanken in ihrer Mächtigkeit stark. Bereichsweise liegen aber auch keine Wechsellagerungen vor, sondern die quarzitischen Gesteine enthalten Flasen von Glimmerschiefern. Die in Abb.9 dargestellten typischen Profile wurden SW des Großfallkopfes (E Hoher Riffler) und am Piller Sattel (S Venet) aufgenommen (M. ROCKENSCHAUB, 1990).

Der helle Staurolithglimmerschiefer ist jener Gesteinstyp der Gruppe der hellen quarzreichen Metapelite, der noch weit verbreitet Minerale führt, die unter amphibolitfaziellen Bedingungen gebildet wurden. In diesen Gesteinen überwiegt ebenfalls der Hellglimmer gegenüber dem Biotit,

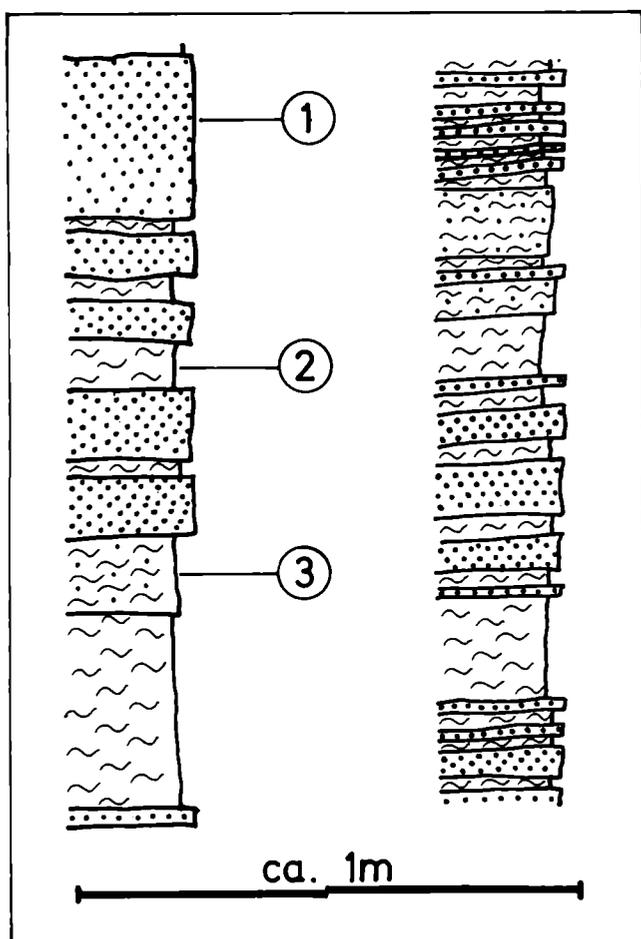


Abb. 9

Detailprofil aus der Quarzitischen Serie, wie sie am Venet und auch in der nordöstlichen Verwallgruppe beobachtet wurde.

- 1 = Quarzite bis Glimmerquarzite, tw. Feldspat und Granat führend.
- 2 = Muskovit-Glimmerschiefer.
- 3 = Quarzite mit Einlagerungen von Glimmerschieferlagen.

er recht feinkörnig ist. Im Querbruch zeigt sich sichtlich Granat mit Durchmessern bis zu einem m. Weitgehend sind auch die Staurolithe schon n Handstück zu erkennen, die lokal bis zu fünf m Länge und einem cm Durchmesser erreichen önnen. Teilweise sind sie jedoch wesentlich kleiner, vereinzelt liegen sie auch nur in Form von pseudomorphosen vor. Dieses Gestein ist im Gebiet um den Hohen Riffler und im Bereich nördlich der Ascher Hütte anzutreffen.

Die Gruppe der Glimmerschiefer bis Paragneise ist im Bereich des Kartenblattes Landeck überaus weit verbreitet. In frischen Stücken sind diese stets deutlich geschieferten Gesteine von grauer bis graugrüner oder graubrauner Farbe. Im Gelände fallen sie jedoch eher durch ihre braune oft rostige Farbe auf. Diese Gesteinsgruppe besitzt in annähernd ausgeglichenes Quarz - Plagioklas Verhältnis (vergl. dazu Abb. 8) und führt daneben auch Biotit und Hellglimmer sowie vor allem im Bereich der Silvrettamasse verbreitet Chlorit.

Als Glimmerschiefer bis Gneis, meist Chlorit und Granat führend werden phyllitisch bis gneisig aussehende Gesteine bezeichnet, die nach H. F. WINKLER (1979) zu den Gneisen, Feldspat-Quarz-Glimmerschiefern bzw. zu den quarzitischen Gneisen zu zählen sind. Dieser Gesteinstyp ist meist feinkörnig und gut geschiefert. Die Schieferungsflächen sind dicht mit Hellglimmer besetzt. Biotit und Chlorit treten makroskopisch untergeordnet in Erscheinung. Der Glimmerschiefer bis Gneis führt durchwegs Granat, der sowohl in der Größe als auch in der Menge stark schwankt. Selten treten die Feldspäte als selbständige Körner auf. Teilweise zeigt dieses Gestein auch einen flasrigen Aufbau. Es wechseln Glimmer reiche Lagen mit Quarz und Feldspat führenden Lagen ab. Die Grenzen zu den benach-

barten Gesteinen zeichnen sich durch allmähliche Übergänge aus.

Die Feldspatknotschiefer (Albitblastenschiefer) besitzen einen ausgesprochen gneisigen Habitus und sind kaum vergrünt. Biotit und Hellglimmer sind in ca. gleicher Menge vorhanden und besetzen in Form schuppiger Aggregate die Schieferungsflächen. Charakteristisch für dieses Gestein sind die rundlichen Feldspatblasten, die in wechselnder Menge das Gestein durchsetzen. Zum Teil sind auch reine Feldspatzeilen ausgebildet. Die Feldspatknottengneise führen meist Granat. Gegen die angrenzenden Gesteine hin verschwinden die Feldspäte allmählich.

In variszischer Zeit wurden die Feldspatknotschiefer und die Glimmerschiefer bis Gneise weitgehend von grünschieferfazieller Metamorphose erfaßt. **Die Zweiglimmerschiefer bis Paragneise** repräsentieren hingegen variszisch zumindest amphibolitfaziell geprägte Gesteine. Während im Gebiet um den Hohen Riffler lediglich Granat und Staurolith führende Zweiglimmerschiefer bis Paragneise angetroffen wurden, konnten südlich des Paznaunales in der Samnaungruppe in diesen Gesteinen verbreitet Sillimanit beobachtet werden. Die plattig schiefrigen Paragneise zeigen im Querbruch meist eine deutliche Bänderung. Ihre Variationsbreite reicht von Zweiglimmerplagioklasgneisen bis zu Biotitplagioklasgneisen in denen der ansonst dominierende Hellglimmer zonenweise gegenüber dem Biotit stark zurücktritt. Die dünn-schichtigen, grobschuppigen Zweiglimmerschiefer weisen meist geringere Quarz und vor allem merklich geringere Plagioklasgehalte als die Paragneise auf. Diese Gesteine treten stets in Wechsellagerung mit den Paragneisen auf und führen meist beträchtliche Mengen von Granat und Staurolith sowie bereichsweise verbreitet

NOWOTNY PESTAL & ROCKENSCHAUB

Probe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	Summe
7/86	88.30	0.38	6.45	1.00	0.50	0.019	0.43	0.31	0.71	1.54	0.02	0.13	0.292	100.080

Probe	S	Ba	Cr	Nb	Ni	Sr	Y	Zr	Rb	Gestein	Fundort
7/86	65	435	45	5	20	63	8	367	95	Quarzitgneis,	Grübeletal - Karlespitze

Tab. 3: Haupt- und Spurenelementchemismus einer Quarzitgneisprobe der Silvrettamasse; mit Angabe der Fundortlokalität.

auch Sillimanit. Granat und Staurolith sind vielfach schon im Handstück erkennbar und können Größen im zwei bis fünf cm Bereich erreichen. In der südlichen Samnaungruppe sind dm bis m mächtige **Quarzitgneiszüge** (bis 70 Vol. % Quarz) **in den Zweiglimmerschiefern und Paragneisen** weit verbreitet. Dieser Quarzitgneis ist ein helles, splitterig brechendes Gestein in dem die Glimmerminerale nicht in zusammenhängenden Lagen, sondern stets in einzelnen Schuppen vorhanden sind. Die geochemische Analyse dieses Gesteins erbrachte einen SiO₂ Gehalt von 88 Gew.% dem lediglich 6.5 Gew.% Al₂O₃ gegenüberstehen. Die weiteren Hauptelemente weisen Konzentrationen von maximal 0.5 Gew.% bis 1.5 Gew.% auf (vergl. Tab. 3). Bemerkenswert erscheinen lediglich höhere Zr Gehalte von rund 370 ppm.

Die Biotitfleckschiefer, die mehrere mm große charakteristische Biotitporphyroblasten führen, bilden westlich und südwestlich Kappl gemeinsam mit Amphiboliten und dem Knollkopfgneis eine mächtige bogenförmige Struktur und sind weiter westlich auf der geologischen Spezialkarte Blatt Stuben (O. AMPFERER & O. REITHOFER, 1937) überaus weit verbreitet.

3. 4. Diabasgänge

Als jüngste Gesteine der Silvrettamasse sind Diabasgänge zu betrachten, die die zuvor besproche-

nen Gesteinsserien und deren Internbau meist diskordant durchschlagen. Sie sind jünger als die variszische Metamorphose, von der sie nicht mehr erfaßt wurden, reichen aber auch nicht in die auflagernden permomesozoischen Sedimente hinein. Nur an einigen Stellen wurden die Diabasgänge noch etwas verschiefert (H. PIRKL, 1980). Am Kartenblatt Landeck wurden dichte, feinkörnige grüngraue Diabase einerseits im Bereich um Landeck und andererseits im Gebiet um Kappl und den Hohen Riffler angetroffen. Die Diabasgänge im Landecker Bereich folgen zum Teil lagergangartig dem Schichtenverlauf der Nebengesteine, soweit dies die Aufschlußverhältnisse erkennen lassen. Teilweise, wie 100 m E bzw. 500 m NE Landeck (Kote 817) beobachtet werden kann, liegen die Diabase deutlich erkennbar diskordant im Nebengestein. Im Bereich Kappl - Hoher Riffler konnten ebenfalls mehrere von einigen Dezimetern bis zu 30 m mächtige Diabasgänge aufgefunden werden. Der Mineralbestand der Diabase kann mit Plagioklas, Chlorit, Epidot, Karbonat und Aktinolith angegeben werden.

4. Zur voralpinen metamorphen und magmatischen Entwicklung der Silvrettamasse

Die magmatische und metamorphe Entwicklung der Silvrettamasse setzte mit Sicherheit schon in altpaläozoischer möglicherweise schon in präkambrischer Zeit ein. Die ältesten nachweisbaren

Minerale sind detritische Zirkone mit einem Alter von 1500 bis 1910 Millionen Jahren (B. GRAUERT, 1966; P. PASTEELS, 1964). Als Sedimentalter der Paragesteine wird von mehreren Autoren der Zeitraum zwischen 500 und 600 Millionen Jahren genannt (P. PASTEELS, 1964; A. TOLLMANN, 1977), es könnte aber auch zumindest teilweise deutlich höher sein. Das Bildungsalter der Amphibolite dürfte auf Grund der Verbandsverhältnisse ähnlich dem der Paragesteine sein.

Eine kaledonische, hochgradig wirksame Metamorphose ist vorwiegend im SW der Silvrettamasse, außerhalb des Kartenblattes Landeck, nachweisbar. Diesem vor allem druckbetonten Ereignis werden die Eklogitbildung (z.B. im Jämtal) und die prä- bis synkinematische Bildung einer aus Granat, Biotit, Muskovit, Plagioklas und Disthen I bestehenden Paragenese zugewiesen (S. HOERNES, 1970). Sie erfolgte nach radiometrischer Alterseinstimmung zwischen 418 und 500 Millionen Jahre und ist wie schon erwähnt bereichsweise in der zentralen Silvretta erhalten.

Das Eindringen des Flüela Granits, wurde mit 428 Millionen Jahre datiert (B. GRAUERT, 1966).

Dem Schlingenbau wird von der Mehrzahl der Bearbeiter der Silvretta ein altvariszisches Alter zugerechnet. Hierbei kommt dem Alter von 351 Millionen Jahren des Granittyps von Frauenkirch SW Davos, der vor der Prägung der Schlingentektonik aufgedrungen war besondere Bedeutung zu (B. GRAUERT, 1966).

Auf Blatt Landeck ist die variszische Metamorphose, hauptsächlich in Amphibolitfazies aber auch in Grünschieferfazies, prägendes Ereignis. Sie ist für eine Vielzahl von Mineralparagenesen verantwortlich und wird durch Rb/Sr und K/Ar

Glimmerdatierungen in einen Zeitraum zwischen 270 und 350 Millionen Jahre eingestuft (L. KRECZY, 1981; M. THÖNI, 1981; A. AMANN, 1985 und R. SPIESS, 1985), (vergl. dazu Abb. 10).

Der amphibolitfazielle Anteil der Silvrettamasse, gekennzeichnet durch das Auftreten von Staurolith in den Metasedimenten, läßt sich in vier Mineralzonen untergliedern (vergl. dazu auch Abb.11):

- 1) Staurolithzone
- 2) Disthenzone
- 3) Disthen - Sillimanitzone
- 4) Sillimanitzone

Aufgrund der Arbeiten von (S. HOERNES, 1971 und A. AMANN, 1985) zeigt sich die regionale Verbreitung wie folgt: Die Staurolithzone tritt im nordöstlichen Teil der Verwallgruppe vorwiegend im Gebiet um den Rifflerstock auf. Die Disthenzone schließt westlich des Malfontales an die Staurolithzone an und umfaßt die nördliche und zentrale Verwallgruppe sowie das nördliche Montafon. Sillimanit bestimmt im südlichen Montafon, im S der Verwallgruppe und von der zentralen Silvretta bis in den nordöstlichen Bereich der Samnaungruppe die metamorphe Fazies der Silvrettamasse. In der südlichen Verwallgruppe beginnt somit ein Überlappungsbereich der durch das Auftreten von Disthen und Sillimanit charakterisiert wird. Der amphibolitfaziell geprägte Teil der Silvrettamasse auf Blatt Landeck wird demnach durch die Sillimanitzone und die Staurolithzone bestimmt. Folgende Paragenesen können für diese Bereiche angegeben werden (nach A. AMANN 1985):

- Ga-Bi-Sill-Plag
- Bi-Sill-Plag
- Ga-Bi-Staur-Sill
- Ga-Staur-Bi-Ky-Plag

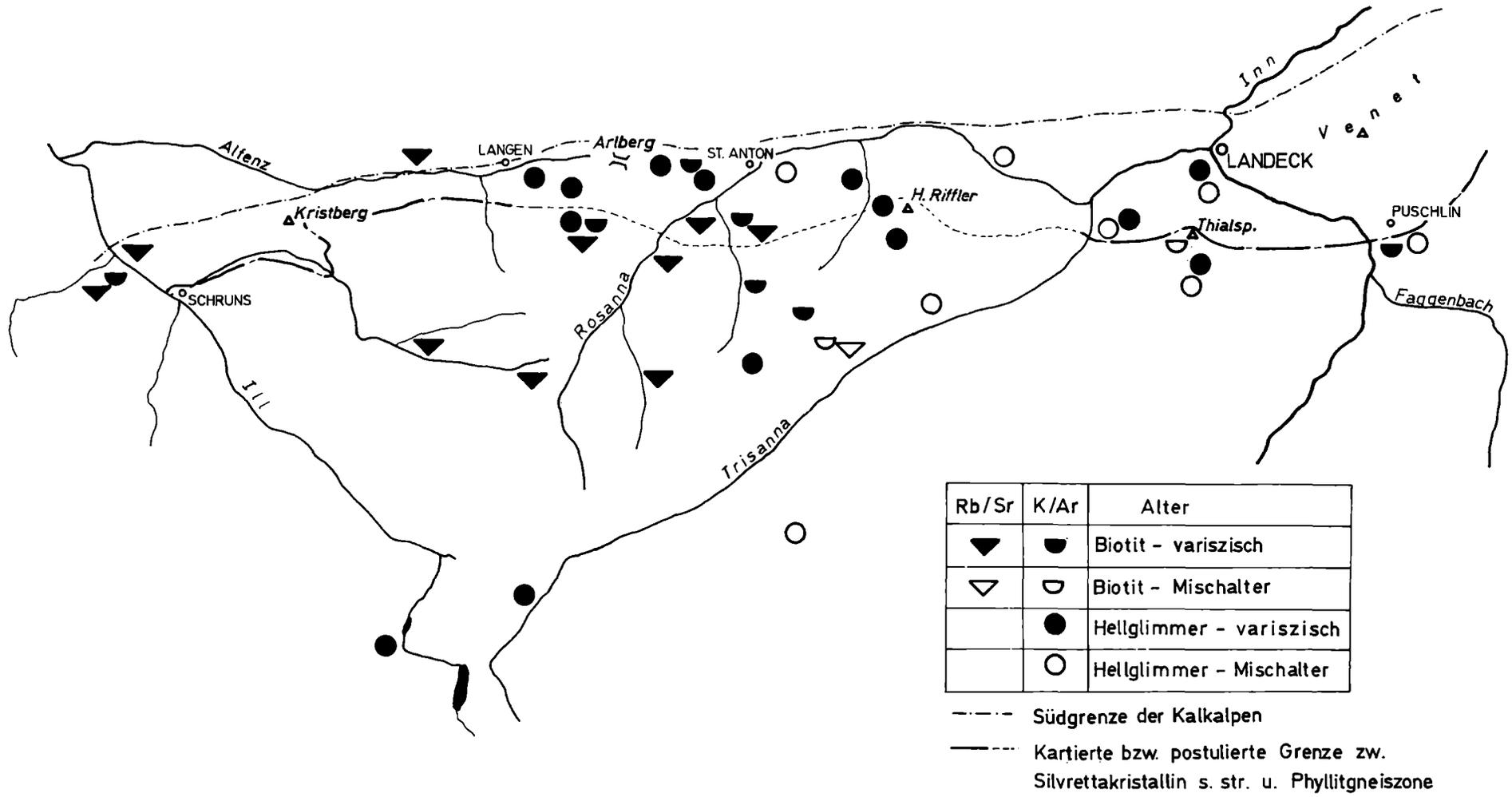
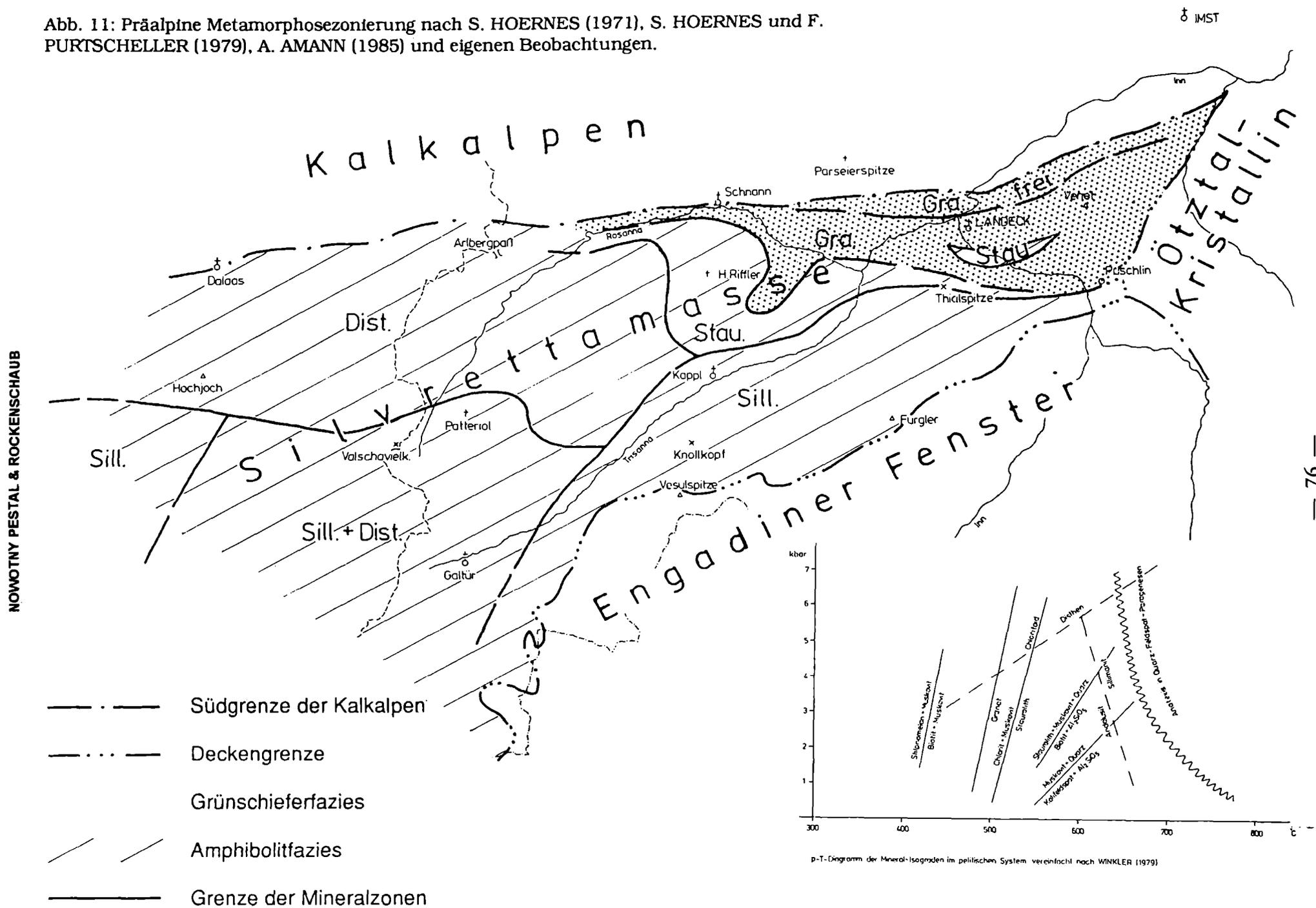


Abb. 10: Glimmeralter nach L. KRECZY (1981), M. THÖNI (1981), A. AMANN (1985) und R. SPIESS (1985)

Abb. 11: Präalpine Metamorphosezonierung nach S. HOERNES (1971), S. HOERNES und F. PURTSCHELLER (1979), A. AMANN (1985) und eigenen Beobachtungen.



Die in der östlichen Sillimanitzone auftretenden, geringmächtigen Marmorlinsen südlich des Thialkopfes, bei Glittstein und N der Diasalpe zeigen an voralpinem Mineralbestand Tremolit und Diopsid (A. AMANN, 1985).

reich starker alpiner Überprägung liegen. Sie ist jedoch im NE Teil der Silvrettamasse auf den Kartenblättern 144, Landeck und 145, Imst weit verbreitet und sowohl durch Granat führende als auch durch Granat freie Phyllite und Glimmerschiefer bestimmt. In diesem Gebiet erstreckt sich von Venet bis in den Bereich N Flirsch eine alpin geformte Antiklinale (vergl. dazu auch Punkt 5. dieses Textes). M. ROCKENSCHAUB & U.

Die variszisch grünschieferfazielle Metamorphose läßt sich nur bedingt als klar eingrenzbare Zone darstellen, da diese Gesteine vorwiegend im Be-

	Tektonik	Minereralbildung	Zeit
WSW bis NW Bewegungen NE bis N Bewegungen	Kippen der Silvrettamasse nach E		Alpidisch ab ca. 2 Mio. Jahre
	Aufwölbung des Engadiner Fenst.	Zerrklüfte mit Kalzit und Prehnit verheilt	60 - 35 Mio. Jahre
	frühe Hebung penetrative **** Durchbewegung (Entstehung von Myloniten und Pseudotachyliten)	Stilpnomelan Chloritoid Zoisit, Aktinolith, Albit	90 - 80 Mio. Jahre Glimmer Abkühlalter im N u. NE der Silvret.
	Aufwölbung Beginn der Eindringung des OOA		100 - 80 Mio. Jahre
		Chloritisierung, Serizitisierung Staurolithabbau Biotit, Muskovit, Granat, Staurolith, Disthen II, Sillimanit	ca. 110 Mio. Jahre
	***** Schlingenbau		Variszisch 270 - 300 Mio. Jahre
	Eindringen des Granits von Frauenkirch Eindringen des Fluelagranits		300 - 350 Mio. Jahre
			351 Mio. Jahre Kaledonisch? 428 Mio. Jahre
	Sedimentation	Eklogitbildung Disthen I	500 - 418 Mio. Jahre
	detritische Zirkone		ca. 550 Mio. Jahre 1500 Mio. Jahre

Tab. 4: Metamorphose und Orogenese in der Silvrettamasse nach A. AMANN, 1985, M. FLISCH, 1987, B. GRAUERT, 1969, S. HOERNES, 1971, HURFORD et al., 1989, N. KOCH & L. MASCH, 1992, und A. TOLLMANN, 1977.

THEINER (1984) belegen den kontinuierlichen Anstieg der grünschieferfaziellen Metamorphose von den Rändern in Richtung Kern dieser Venetantiklinale. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang eine voralpine Paragenese mit Granat - Chlorit - Chloritoid die bei Fließ beobachtet werden konnte (M. ROCKENSCHAUB, U. THEINER & W. FRANK, 1983). Der Chloritoid ist hier zum Teil im Granat eingeschlossen, kommt aber auch außerhalb dieses vor. Weiters konnten in diesem Bereich Pseudomorphosen nach Staurolith gefunden werden. Bei Urgen wurden in variszischer Zeit sogar amphibolitfazielle Bedingungen erreicht, wobei Staurolith heute

noch vorliegt (S. HOERNES & F. PURTSCHELLER, 1979) (vergl. dazu auch Abb.11). Die Paragenesen der variszische grünschieferfaziellen Gesteine deuten nach A. AMANN, (1985) im Bereich Landeck - Petneu zusätzlich auf eine Temperaturzunahme von E nach W hin.

Die Gesteine zwischen dem Niederjöchel und Kappl im Paznauntal zeigen im Streichen einen Wechsel von der Grünschieferfazies (mit Granat - Biotit - Muskovit - Quarz) im N zur Amphibolitfazies (mit Staurolith - Granat - Biotit - Muskovit - Quarz) im S. Abgesehen von den eben beschriebenen Situationen, Venetantiklinale und Bereich

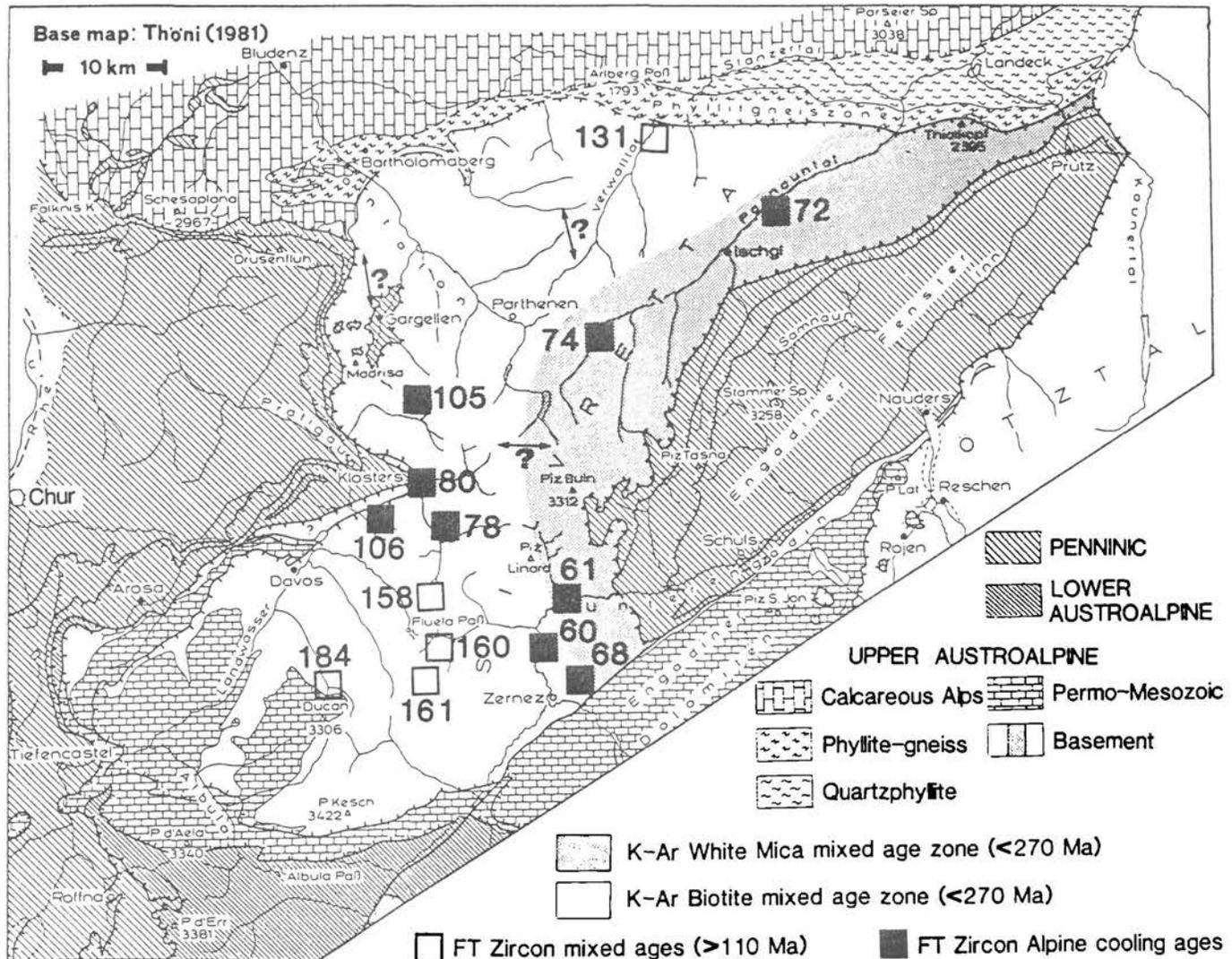


Abb. 12: Verteilung der K/Ar Hellglimmer- und Biotitalter sowie der Fission track Zirkonalter in der Silvretta. Die Pfeile markieren ungenaue Abgrenzungen aufgrund zu weniger vorliegender Daten (aus A. J. HURFORD M. FLISCH & E. JÄGER, 1989, S 381, Fig. 11).

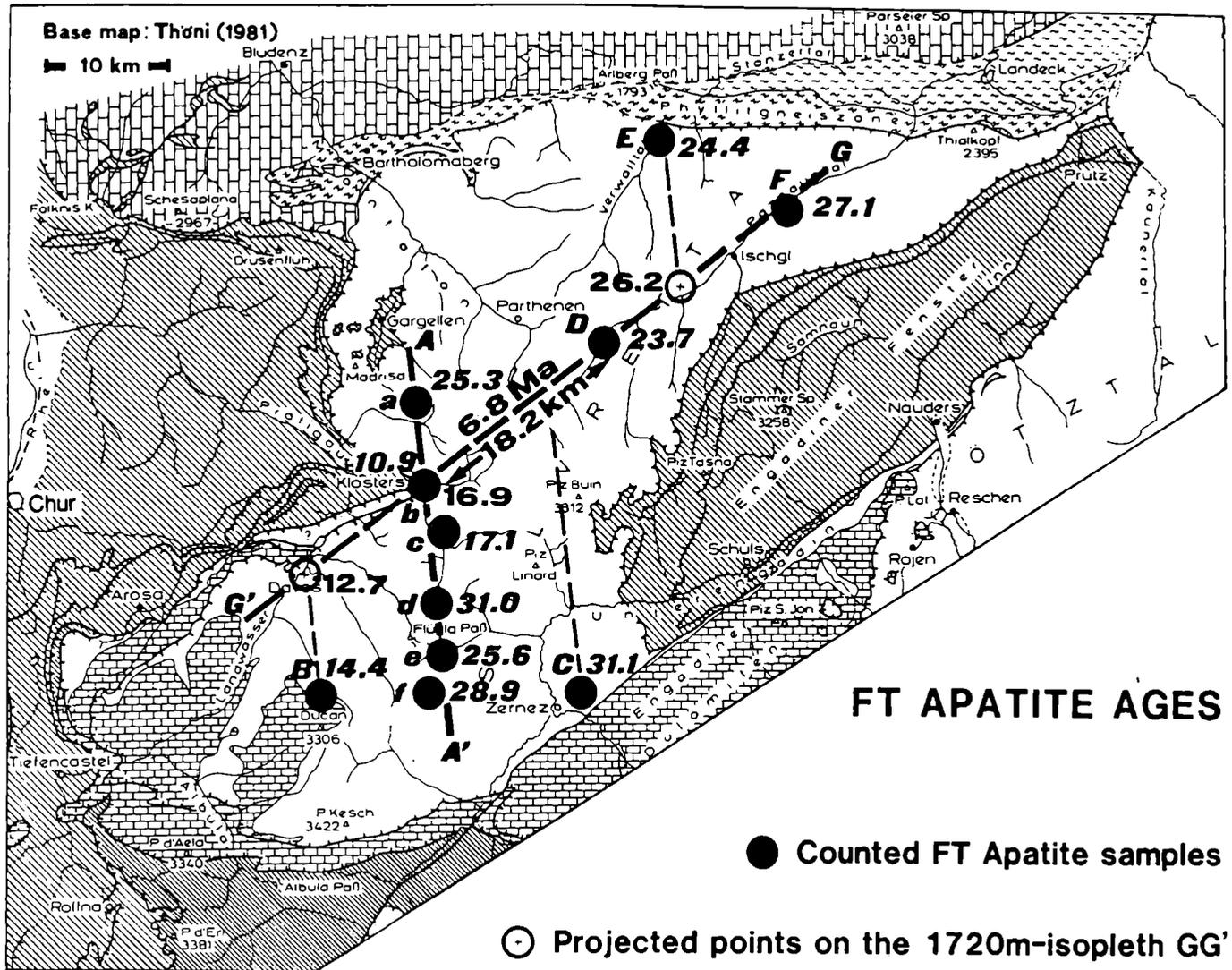


Abb.13: Fission track Apatitalter in der Silvrettadecke. Die schwarzen Punkte zeigen Probenlokalitäten mit den Alterswerten (kursiv). Offene Kreise: Zwei Probenpunkte parallel zum Profil A A' in eine Referenzhöhe von 1720m projiziert; die entsprechenden Alter zeigen eine Alterszunahme von 6,8 Millionen Jahren auf einer Distanz von 18,2 km zwischen Probenpunkt b und D. Das Alter von 16,2 Mill. J. von Lokalität b ist ein auf die Höhe von 1720 m korrigiertes.(aus A. J. HURFORD, M. FLISCH & E. JÄGER, 1989, S 383, Fig. 13).

Niederjöchel - Kappl, fällt die Grenze zwischen den in Amphibolitfazies vorliegenden Gesteinen und den grünschieferfaziellen Gesteinen im Bereich E Flirsch ungefähr mit der von W. HAMMER, 1919 gezeichneten Grenze zwischen Phyllitgneis und Silvrettakristallin zusammen. Der nordöstlichste Teil der Silvrettamasse wird von hellem (z.T. Ankerit führendem) Phyllit aufgebaut. Kennzeichnend für diese Gesteine ist das Fehlen von Granat bzw. Granatrelikten. Folgende variszische Paragenese ist innerhalb dieser Zone

wahrscheinlich: Quarz - Albit - Biotit - Muskovit - Chlorit, wobei Karbonate, wie Ankerit häufig zusammen mit Quarz auftreten. Die exakte Abgrenzung dieses schwächer metamorphen Bereiches stellte sich auf Grund der intensiven Verfaltung und Verschuppung mit höher metamorphen Granat führenden Gesteinen als schwierig heraus. Aber neben den Vorkommen am nordöstlichen Rand der Silvrettamasse konnten diese Gesteinstypen auch noch als Einschuppung in einer schmalen Zone im Bereich Pusclin und zwischen

Fördenegg und Gande im Paznauntal aufgefunden werden.

Hinweise auf wahrscheinlich voralpidische Diaphthoreseerscheinungen finden sich in den Arbeiten von (H. MOSTLER, 1972 und S. HOERNES, 1971).

5. Die alpidische Gestaltung der Silvrettamasse und die geologische Stellung der Zone von Puschlin

Im Zuge der Neukartierung zeigte sich also, daß die Gesteine der sogenannten Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone auf weiten Strecken nicht, wie von A. TOLLMANN (1963, 1977, 1987) gefor-

dert, vom klassischen Silvrettakristallin abzutrennen sind. Teile sind sogar in die nordöstlichsten Ausläufer der variszischen Schlingentektonik mit einbezogen (Bereiche um den Hohen Riffler). In den alpin wenig überprägten Gebieten konnten weder aus der Lithologie noch aus der Petrologie Argumente für eine solche Trennung abgeleitet werden (vergl. W. FRANK (1983, 1987). Komplexer stellt sich die Situation im E bei Landeck dar, wo ab Puschlin über den Thialkopf bis NW Tobadill, weiter über den Neablekopf, den Bereich nördlich Obweg bis in den Kohlwald N Flirsch in Bewegungszonen immer wieder permomesozoische Sedimentlinsen auftreten. Solche Einschüppungen sind in der nördlichsten, schon

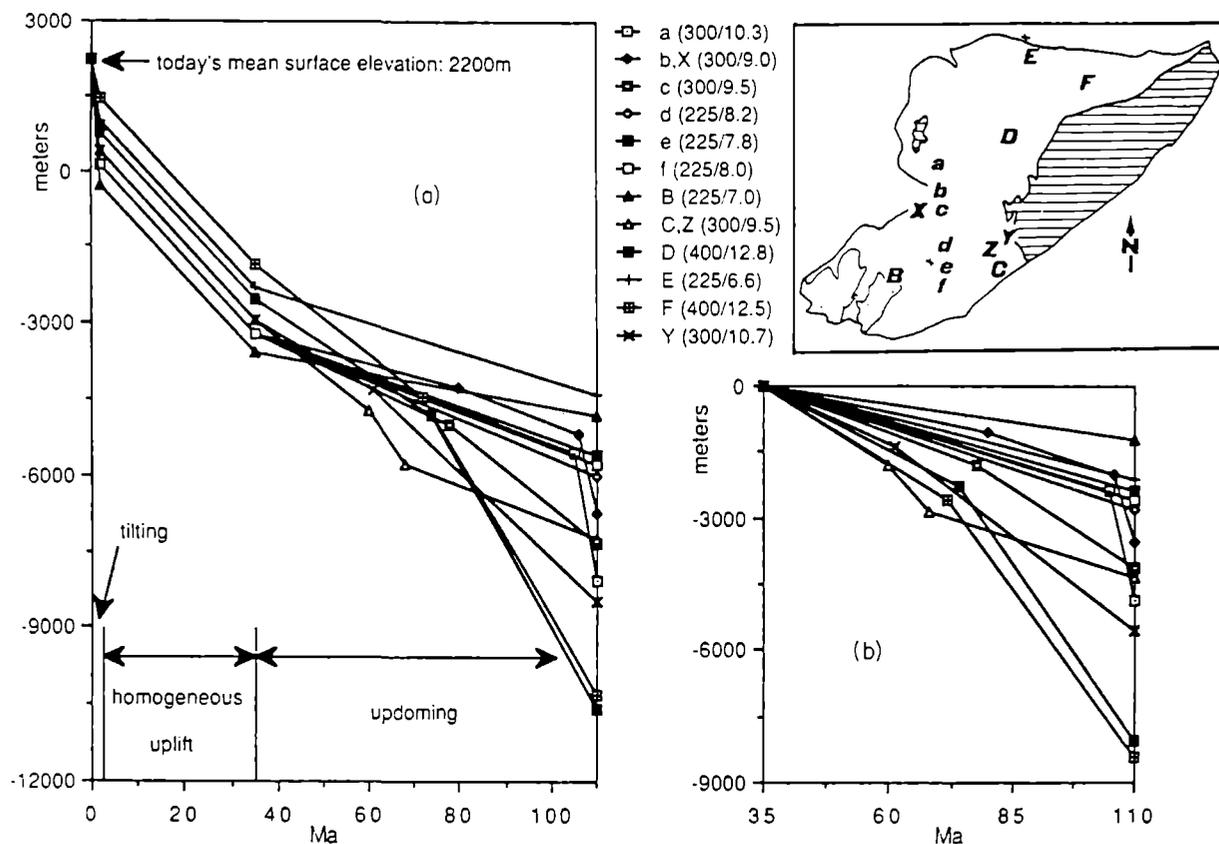


Abb.14: Zusammenzeichnung der Hebungsgeschichte der Silvretta von der Mittelkreide bis zur Gegenwart. In der Legende gibt die erste Zahl in der Klammer die Temperatur in °C für die verschiedenen Probenlokalitäten an und die Zweite die totale Hebung in km bezogen auf eine mittlere Höhe von 2200 m. (a) zeigt die Hebungsgeschichte von Punkten, die heute auf einer mittleren Höhe von 2200 m liegen würden. Es können drei Perioden unterschieden werden: Aufdomen, homogene Hebung und Ostwärtskippen. (b) zeigt die Hebung der Punkte von 110 bis 35 Mill. J. bis in eine Höhe von 0 m. Es kann ersehen werden, daß ein Teil der unterschiedlichen Hebung älter als 80 Mill. J. ist und viel von dieser Hebung älter als 60 Mill. J. ist. (aus A. J. HURFORD M. FLISCH & E. JÄGER, 1989, S 385, Fig. 14).

primär schwächer metamorphen Silvrettamasse (Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone) häufiger zu beobachten und nicht nur auf diese eine Zone beschränkt. An diese intensivere alpine Tektonik ist auch die stärkere retrograde Überprägung gebunden (z. B. Wachstum von Chloritoid und Stilpnomelan).

Ein transgressiver, aber tektonisch unterschiedlich überprägter Verband der Nördlichen Kalkalpen mit der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone erscheint als gut belegt.

Die Entwicklung dieses Gebietes könnte man sich so vorstellen, daß das Silvrettakristallin erosiv schräg zur Metamorphosezonierung angeschnitten wurde. Im S bzw. W wurden tiefere Teile freigelegt als im NE wo sich die schon primär nur schwach metamorphen Anteile erhalten konnten. Darauf erfolgte zumindest teilweise die Sedimentation der Nördlichen Kalkalpen. In einer frühen Phase der alpinen Deformation wurden die Stimbereiche dieses Kristallins zum Teil abgeschert. Die permomesozoischen Sedimentlinsen von Puschlin - Thialkopf und ihre Äquivalente wurden eingeschuppt. In diesem Zusammenhang dürften W bis NW gerichtete Bewegungen von Bedeutung sein. Diesbezügliche Hinweise ergeben sich aus W vergenteten Falten in Mylonitzonen sowie aus Untersuchungen der Quarzachsenregelungen in Quarzitproben des Alpinen Verrucano. Erst darauffolgend führte eine intensive Einengung, zur Auffaltung der Antiklinale nördlich der Sedimentlinsen der Zone von Puschlin - Thialspitze - Obweg - Flirsch, der auch die weitgehende Überkipung des Kalkalpensüdrandes zuzuschreiben ist.

Die voralpidisch geprägten Schieferungsflächen fallen durchwegs flach bis mittelsteil gegen ungefähr Norden oder Süden ein. Im Zuge der alpidi-

schen Deformation wurden große Bereiche der in dieser nördlichen Zone liegenden Gesteine vollkommen umgeschiefert. Es entwickelte sich eine neue Achsenebenen parallele Schieferung, die durchwegs sehr steil bis seiger steht. An einigen Lokalitäten (z. B. am Ausgang des Paznauntales und bei Landeck) kann diese, den alten Lagenbau überprägende Schieferung gut beobachtet werden. Die alpine Hebungsgeschichte der Silvretta untersuchten HURFORD et. al. (1989). Sie verwendeten zur Entwicklung ihres Modelles K/Ar und Rb/Sr Glimmeralter aber hauptsächlich Fission track Alter von Zirkonen und Apatiten. Nach ihrem Modell begann vor ca. 110 Millionen Jahren die Einengung des Ostalpines, was zu einer frühen Aufwölbung führte. Dies wird aus den in die Mittelkreide fallenden Zirkonabkühlaltem abgeleitet. Daraus wird geschlossen, daß die Hebung des Kristallins tw. vor dessen Abscherung vom Basement stattfand.

Zwischen 100 und 80 Millionen Jahren führte die zunehmende Krustenverkürzung zur Abscherung der Oberostalpinen Decken und zur Stapelung dieser. Dies führte konsequenterweise zu einer Temperaturerhöhung. Die Aufwölbung des Engadiner Fensters fand vor dem Mitteloligozän und nach dem Untereozän (Ablagerung der jüngsten bekannten Sedimente) statt. Ab ca. dem mittleren Pliozän (ca. 2 Millionen Jahre) wurde die ganze Silvretta gegen Osten gekippt.

6. Die alpidische Metamorphose in der nordöstlichen Silvrettamasse

Die kretazische Metamorphose, die ihr Temperaturmaximum zwischen 85 und 100 Millionen Jahren erreichte (M. THÖNI, 1982), schneidet die variszischen Mineralzonen der Ötz- und Silvretta-

masse diskordant ab. Die alpidischen Mineralzonen streichen etwa NE - SW. Die höchsten Temperaturen, nämlich amphibolitfazielle, erreichte sie im Bereich des Schneeberger Zuges in der Öztaler Masse. Gegen NW hin nimmt ihre Intensität bis zur niedrig temperierten Grünschieferfazies im Bereich Landeck kontinuierlich ab. Dort konnten alpidisch gesproßte Chloritoide im Phyllit, aber auch Stilpnomelane im Diabas und im Kristallin nahe des Unterengadiner Fensters nachgewiesen werden.

Eine Reihe von alpidisch gewachsenen Mineralen werden von A. AMANN (1985) aus dem Abschnitt Landeck - Stuben beschrieben (so z.B. Stilpnomelane aus dem Granitgneis des Hohen Riffers und aus dem Diabas N Kappl). Ab etwas E von Stuben tritt Pyrophyllit sowohl im Alpenen Verrucano als auch im Kristallin auf. Die basalen Gitterabstände der Kristalle verkleinern sich von W gegen E, was für eine Zunahme der alpidischen Temperatur spricht. Der Pyrophyllit wird S Landeck vom Chloritoid abgelöst. Paragonit wurde aus dem Kristallinabschnitt zwischen St. Anton und Landeck beschrieben.

Aus dieser Mineralzonierung lassen sich für das Gebiet knapp westlich des Arlberges alpidische Temperaturen zwischen 310°C und 375°C ableiten (Stabilität von Pyrophyllit; je nach Autor und zugrundeliegendem Druck; B. VELDE & P. KORNPORST, 1970; A. B. THOMPSON, 1970). Alpidische Temperaturen von mehr als 330°C sind für den Bereich ab ca. E St. Anton durch das Auftreten von Paragonit belegt. Bei Landeck, wo Stilpnomelan im Diabas gefunden wurde, dessen obere Stabilitätsgrenze mit 440°C bei 4 kb (HEMLEY et. al., 1961) angegeben wurde, ist mit einer alpidischen Temperatur zwischen 330°C und max. 440°C (K. NITSCH 1969) zu

rechnen. Mittels Kalzit-Dolomit Geothermometer berechnete AMANN aus einer Karbonatprobe von Glittstein im Trisannatal eine alpidische Gleichgewichtstemperatur von 370°C.

Sehr deutlich weisen die weit verbreiteten retrograden Mineralumwandlungen auf die alpidische Überprägung hin. Teilweise bis vollkommene Chloritisierung von Granat, Biotit und Hornblende, sowie die Chloritisierung der Feldspäte und des Staurolithes sind Ausdruck dieser Überprägung. Je nach Intensität der Deformation ist sie stärker oder schwächer entwickelt.

Zonen starker alpidischer Diaphthorese konnten auch im höher metamorphen Anteil der Silvrettamasse angetroffen werden. So z. B. am Niederjochl, an den Randbereichen der Orthogneismasse des Hohen Riffers, aber auch in den hochmetamorphen Anteilen SW des Thialsptzes. Der Einfluß der alpidischen Metamorphose spiegelt sich auch deutlich in den verjüngten Alterswerten der Glimmer wider (vergl. Abb. 10).

7. Vererzungen der Silvrettamasse

Drei Haupttypen von Erzlagerstätten, sämtliche einst wirtschaftlich genutzt, lassen sich in der Silvrettamasse, im Grenzbereich zu den Nördlichen Kalkalpen und dem Engadiner Fenster unterscheiden. Durchwegs beschränkte sich der Abbau auf die Zeit zwischen dem 15. und der Mitte des 17. Jahrhunderts.

Die Vorkommen von Fahlerz und Eisenkarbonat sind an die Verrucanovorkommen der Falten-schenkel der Antiklinale Venet - Dawinalpe und ihrer Fortsetzung gegen W gebunden. Die westlichsten Vorkommen, die auf Blatt ÖK 144, Lan-

Karte der alten Bergbaue ÖK 144 LANDECK

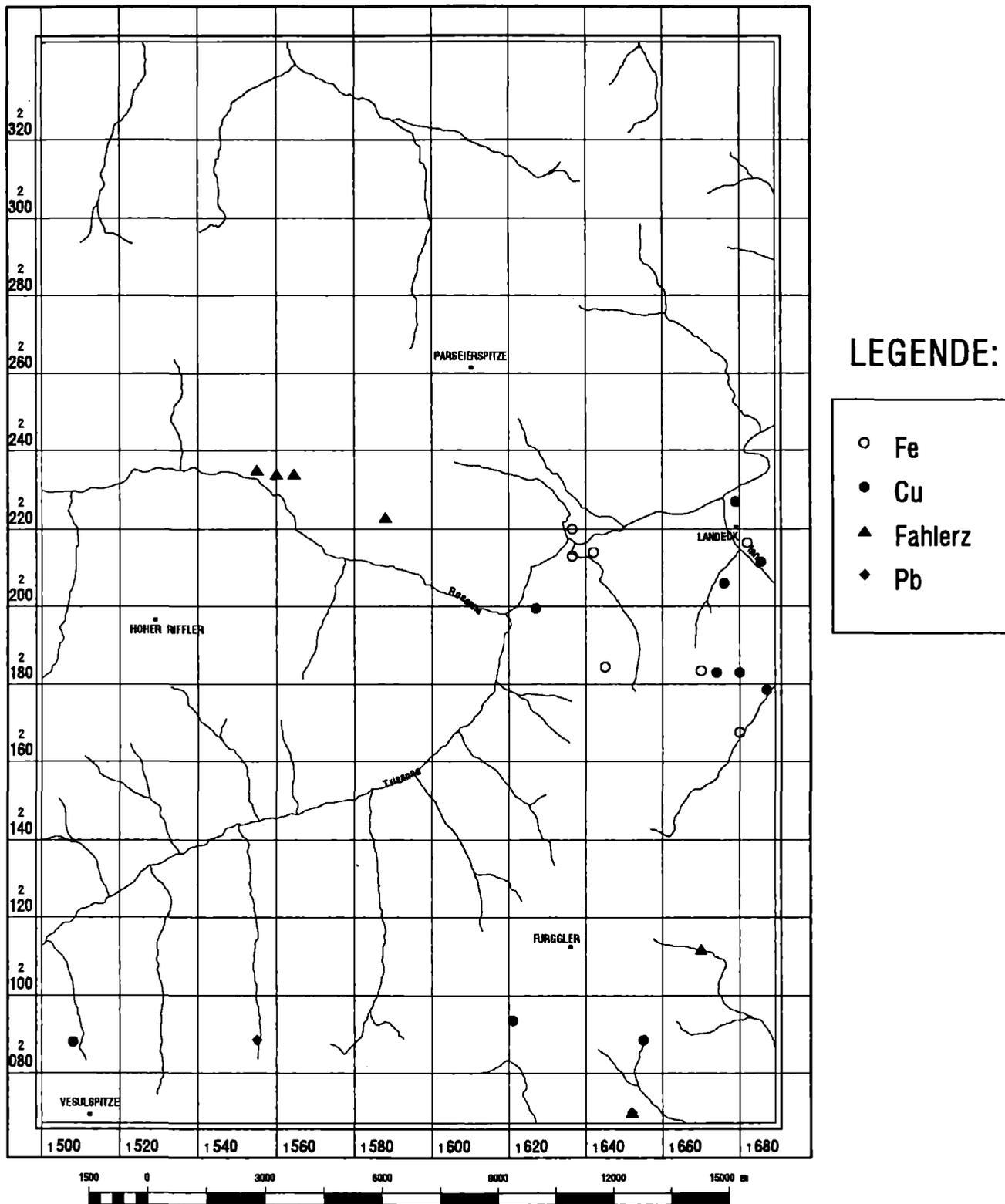


Abb. 15: Vererzungen und alte Bergbaue im Bereich der Silvrettamasse, des Alpenen Verrucanos und des Engadiner Fensters.

deck liegen, sind im Gebiet von Pettneu, in den untersten Berghängen zwischen der Mündung des Malfontales (Strohsack) und dem Schlosser - Töbele, NE Flirsch (Kohlwald) und N Strengen. Sie sind ebenso wie die Eisenkarbonatvorkommen, beschrieben aus dem Gebiet zwischen Pians und Tobadill, aus dem Bereich Landeck, von der Verbeilalpe (Gigleralpe) und dem Bereich Knappenwald (Gebiet zwischen Thialkopf und und Rauhköpfl) an diese Zone gebunden. Sie liegen durchwegs im Bereich von Störungszonen welche z.T. quer zum Schichtstreichen auftreten. Zudem sind sie gangförmig in den Störungsmyloniten und in den Verrucanospänen. Kupfervorkommen im Bereich Paznauntal - Gigglerobel, S Landeck und im Bereich des Thialbaches scheinen vor allem mit dem Auftreten von Grüngesteinszügen, wie Amphiboliten und Diabasen, zusammenzuhängen.

Da die Vererzungen vor allem in Bereichen starker tektonischer Überprägung anzutreffen sind und selbst nur schwache Anzeichen einer Kataklase erkennen lassen, scheint die Annahme einer alpidischen postdeformativen Bildung wahrscheinlich (K. VOHRZYKA, 1968).

Das Vorkommen von Rotenstein (siehe Exkursionsbeschreibung von F. H. UCIK) liegt im NW Teil des Engadiner Fensters. Es handelt sich vorwiegend um quecksilberhaltiges Fahlerz, das an den Eisendolomit W des Kölnerhauses gebunden ist. Ebenso wie das Vorkommen von Rotenstein sind auch weitere Vorkommen, wie das bei der Masneralpe, an den Eisendolomit gebunden.

8. Methodik

8.1 Probenaufbereitung und Probenvorbereitung

Die Rohproben wurden in einem Walzwerk gebrochen, mit einem Backenbrecher auf die Korn-

größe von einigen mm zerkleinert und anschließend in einer Scheibenschwingmühle auf Analysenfeinheit gemahlen. Diese Gesteinspulver wurden dann für die weiteren Untersuchungen verwendet. Für die atomspektrometrischen Bestimmungen wurden die Proben mit Lithiummetaborat aufgeschlossen.

LITHIUMMETABORAT - AUFSCHLUSS

100 mg Probe und 700 mg $\text{LiBO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ wurden in einem Platintiegel eingewogen. Das gut vermischte Gemenge wurde in einem Trockenschrank bei 200-250° C 2 Stunden lang getrocknet. Der Platintiegel mit der Aufschlußlösung wurde dann in einem Muffelofen 10 Minuten lang bei 900° C geglüht.

Nach dem Erkalten der Schmelze wurden 20 ml 0.5 M HCl zugegeben und der Schmelzkuchen durch 30 Minuten langes Rühren mit einem teflonüberzogenen Magnetrührstäbchen gelöst. Die überstehende klare Aufschlußlösung wurde in einen 100 ml Meßkolben gegossen. Dieser Lösungsvorgang wurde noch ein zweites Mal mit wieder 20 ml 0.5 M HCl vorgenommen. Anschließend wurde die klare Aufschlußlösung mit deionisiertem Wasser bis zur Ringmarke aufgefüllt. Aus dieser Probenlösung wurden dann die Hauptbestandteile Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K und P sowie die Spurenelemente Ba, Cr, Nb, Ni, Rb, Sr, Y und Zr bestimmt.

8.2 Analysenverfahren

8.2.1. Atomemissionsspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma

Die Bestimmung der oben genannten Elemente erfolgte mit einer ICP-AES Anlage Mod. 6500 der Fa. Perkin-Elmer und einem automatischen Pro-

Tabelle 5: Untersuchungsparameter für die ICP-AES-Methode

Element	Wellenlänge nm	Background- korrektur	Standard ppm	Bestimmungs- grenze, % bzw. ppm
Hauptbestandteile:				
Si	198.899	beidseitig	50	0.01
Ti	337.280	beidseitig	10	0.002
Al	308.215	beidseitig	100	0.01
Fe	239.562	beidseitig	100	0.01
Mn	257.610	beidseitig	10	0.002
Mg	293.654	beidseitig	200	0.01
Ca	317.933	beidseitig	500	0.01
P	213.618	beidseitig	30	0.01
Spurenelemente:				
Ba	407.403	beidseitig	10	1
	233.527	beidseitig	10	1
Cr	205.552	beidseitig	10	10
Nb	309.418	beidseitig	10	10
Ni	231.604	beidseitig	10	15
Sr	407.771	beidseitig	10	1
Y	371.030	beidseitig	10	5
Zr	343.823	beidseitig	10	5

bensampler AS-50. Die Messungen wurden unter den Geräte-Standardbedingungen der Herstellerfirma und den in Tabelle 5 angeführten Parametern durchgeführt.

Jede Gesteinsprobe wurde zweimal untersucht; jeweils in einer separaten Aufschlußserie. Jedes Element wurde dreimal gemessen und daraus der Mittelwert berechnet. Das Mittel aus den Mittelwerten beider Probenserien entspricht dem angegebenen Analysenwert.

Zur Kontrolle der Reproduzierbarkeit und Präzision wurden die internationale Referenzprobe

GSP-1 und der hausinterne Granitstandard herangezogen. Die relativen Standardabweichungen lagen unter 2 Relativprozenten; die aktuellen Bestimmungsgrenzen sind in Tabelle 5 angeführt.

8.2.3. Flammen-Atomabsorptionsspektrometrie

Natrium, Kalium und Rubidium wurden mit dem Atomabsorptionsspektrometer Mod. 6500 der Fa. Perkin-Elmer und einen automatischen Probensampler AS-50 bestimmt. Die Messungen wurden

Tabelle 6: Untersuchungsparameter für die AAS-Methode

Element	Wellenlänge nm	Background- korrektur	Standard ppm	Bestimmungs- grenze, %
Na	509.0	beidseitig	2.0	0.01
K	766.5	beidseitig	2.0	0.01
Rb	780.0	beidseitig	5.0	0.1

unter den Geräte Standardbedingungen der Herstellerfirma und den in Tabelle 6 angeführten Parametern durchgeführt.

Die Qualitätskontrolle wurde wie bei dem ICP-AES-Verfahren gehandhabt. Die relativen Standardabweichungen wiesen ebenfalls die gleiche Größenordnung auf.

8.2.4. Verbrennungsanalyse mit nachfolgender IR-Detektion

Für die Bestimmung von Kohlenstoff und Schwefel wurde 10 - 200 mg Probe in einem Keramiktiegel eingewogen. Dazu wurden 2 g LECOCEL (Sn-W-Legierung) und 1 g Stahl (7 ppm C, 14 ppm S) gegeben. Diese Mischung wurde anschließend bei 1400° C in einer reinen Sauerstoff-Atmosphäre verbrannt. Die entstehenden Gase, CO₂ und SO₂, wurden mit Infrarotzellen gemessen, indem die einzelnen, alle Viertel-Sekunde registrierten Meßsignale zu einem, über eine vorgegebene Meßzeit (30 sec.), Summenpeak integriert wurden. Die Kalibrierung wurde mit internationalen LECO-Standards und mit den hausinternen Standards, Dolomit A1 und Granit G1, vorgenommen. Die Standardabweichungen lagen für Kohlenstoff bei $\pm 1\%$ und für Schwefel bei bis zu $\pm 5\%$.

8.2.5. Titrimetrie

Zur Ermittlung des Fe(II)-Anteils wurden die Proben mit einer Mischung aus Fluß- und Schwefelsäure aufgeschlossen. Die Aufschlußlösung wurde quantitativ mit deionisiertem Wasser in einen 300ml Erlenmeyerkolben überführt, in welchem sich bereits 40ml gesättigte Borsäurelösung und 6ml ortho-Phosphorsäure (85%) befanden. Anschließend wurde noch 100ml deionisiertes Wasser in den Erlenmeyerkolben gegeben und unter Rühren mit einem Magnetstab zügig mit einer Kaliumpermanganatlösung (0.004mol/l) bis zur ersten Rosafärbung titriert.

Dank

Die Autoren danken der Fachabteilung Rohstoffgeologie, besonders Herm B. ATZENHOFER, für die Unterstützung bei der Durchführung der Zeichenarbeiten und Herm Dipl. Geol. P. LIPIARSKY für die Erstellung der Probenpunkt Karte und der Karte der alten Bergbaue. Frau Dr. M. HEINRICH gebührt unser Dank für die Unterstützung bei der Durchsicht des Archives der Lagerstättenkartei.

Der Fachabteilung Kartographie, vor allem Herrn ARat S. Laschenko und Herrn J. RUTHNER, danken die Autoren für die Hilfe und Beratung bei der Erstellung der Karte und der Abbildungen dieses Exkursionsführers. Weiters gilt unser Dank den Herren Dr. P. KLEIN, W. DENK und L. PÖPPEL der Fachabteilung Geochemie für die Durchführung der geochemischen Analysen der Proben.

Herrn Dr. F. KOLLER sei für die Beratung und wertvolle Diskussion bei der Auswertung der geochemischen Analysenergebnisse gedankt.

A. Nowotny
G. Pestal
M. Rockenschaub

LITERATUR

- AMANN, A. DACHS, E., HAAS, R.: Kartierungsbericht 1983 nördliche Samnaungruppe Blatt 144.-Jb. Geol. B.-A., 127, Wien 1984.
- AMANN A.: Zur Metamorphose des nördlichen Silvrettakristallins.- unpubl. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Innsbruck, 117 S, Innsbruck 1985.
- AMEROM, H. W. J., ANGERER, H., MOSTLER, H.: Über eine Autono-Stephanische Flora aus den Kristbergsschichten im Montafon, Vorarlberg (Österreich).-Jahrb. Geol. B.-A., 124, 2, 283-323, Wien 1982
- AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75000, Blatt Landeck (5145), Wien 1922.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck 1: 75000.-Geol. B. A., Wien 1924.
- AMPFERER, O. & REITHOFER O.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1: 75000, Blatt Stuben.-Geol. B.A., Wien 1937.
- ASTAG: Arlberg - Schnellstraße S 16 Zams - Dalaas/West: 51,8 km.-Arlberg Schnellstraßen AG, 110 S, Verlag Frohnweiler Druck Ges. m. b. H., Innsbruck 1991.
- BERTLE, H.: Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens.-Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 22, Wien 1972.
- BLAAS, J.: Ein Profil im Vorderen Pitztale.-Ver. k.k. Geol. R.-A., 9, 197-199, Wien 1909.
- COX, K.G., BELL J.D. & PANKHURST, R.J.: The Interpretation of Igneous Rocks.-(George Allen and Unwin) London 1979.
- ESCHER v. d. LINTH, A. & STUDER, B.: Geologische Beschreibung von Mittelbünden.-N. Denkschr. Schweiz. Ges. Naturw., 3, 218 S., Neuchatel 1839.
- FLISCH, M.: Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide.-Bulletin der Vereinigung schweizerischer Petroleum-Geologen und Ingenieure, 53, 23-49, 1986.
- FLISCH, M.: Geologische, petrographische und isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen des Sivretta-Kristallins.-Unpubl. Diss., Univ. Bern, 1987.
- FRANK, W.: Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins.-In Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen, Hochschulschwerpunkt S 15, 4,1982, 249-262, Leoben 1983.
- FRANK, W.: Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous.-In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamik of the Eastern Alps, 379-406, Wien (Deutike) 1987.
- FUCHS, G.: Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf dem Blatt 170 Galtür.-Jb. Geol. B.-A., Wien 1983.
- FUCHS, G.: Erläuterungen zu Blatt 169 Partenen (Ost und West), Wien 1984.
- FUCHS, G. & OBERHAUSER, R.: Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50000, Blatt 170 Galtür, Wien (Geol. B.-A.) 1990.
- FUCHS, G. & PIRKL, H.: Geologische Karte der Republik Österreich, 1: 25000, Blatt 169 Partenen Ost und West, Wien (Geol. B.-A.) 1980.
- GASSER, G.: Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlbergs und der Hohen Tauern.-Verlag d. Wagnerischen Univ.-Buchh., Innsbruck 1913.
- GRAUERT, B.: Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland).-Earth and Planetary Sc. Letters, 1, 139-147, Amsterdam 1966.
- GRAUERT, B.: Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmung.-Diss. phil.-natw. Fak. Univ. Bern, 166S., München (Photodruck) 1966.
- GRAUERT, B.: Das Alter der Schlingentektonik im Silvretta-Öztalkristallin aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen.-Fortschr.Mineral., 59, Beiheft 1, 54-56, Stuttgart 1981.
- HALDIMANN, P. A.: Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen Klosters und dem Gafiental (GR).- Eclogae. geol. Helv., 68/2, 301-310, 1975.
- HAMMER, W.: Die Phyllitzone von Landeck (Tirol).-Jb. Geol. R.A., 68 (1918), 205-258, Wien 1919.

- HEJL, E.: Bericht über geologische Aufnahmen auf Blatt Landeck.-Jb. Geol. B.-A., 129, Wien 1986.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O.: Geologische Karte des Rätikon, Vorarlberg, 1:25000.-Geol.B.-A., Wien 1965.
- HOERNES, S.: Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des Polymetamorphen Silvrettakristallins.-Tscherm. Min. Petr. Mitt., 15, 56-70, Wien 1971.
- HOERNES, S. & PURTSCHELLER, F.: Petrographischen Neueinstufung des Landecker Quarzphyllites.-Ber. Nat.-Med. Verh. Innsbruck, 58, 483-488, Innsbruck 1979.
- HURFORD, A.J., FLISCH, M. & JÄGER, E.: Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a contribution of fission track analysis and mica dating.- In M. P. COWARD, D. DIETRICH & R. G. PARK (Editors). Alpine Tectonics. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 45, 369-398, 1989.
- ISSER-GAUDENTENTHURM, M. v.: Die Montanwerke und Schurfbaue Tirols der Vergangenheit und Gegenwart.-Berg- u. Hüttenm. Jb. d. k. k. Bergakademie zu Leoben u. Pribram u. d. königl. ungar. Bergakademie zu Schemnitz, 36, 226-324, Wien 1888.
- JÄGER, E. et. al.: Rb-Sr Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen.- Schweiz. Min. Petr. Mitt., 41, 255-272, Zürich 1961.
- JÄGER, E.: Rb-Sr age determinations on Micas and Total Rocks from the Alps.-J. Geophys. Res., 67, 5293-5306, Richmond VA 1962.
- KAISER, J.: Geologie der Westrampe von Danöfen bis Dalaas/West mit dem Dalaaser Tunnel.-Der Arlberg-Straßentunnel und die Zufahrtsrampen-Baudokumentation.-Hrsg. ASTAG, 297-308, Innsbruck 1981.
- KOCH, G. A.: Geologische Mittheilungen aus dem vorjährigem Aufnahmegebiet in der Oetzthaler-Gruppe. Vorlage der Karte des Pitz- und Kauserthaales.-Verh. Geol. R.-A., 1875, 123-124, Wien 1875.
- KOCH, G. A.: Die Fervallgruppe. Verh. Geol. R.-A., 1875, 226-228.
- KOCH, G. A.: Zur Geologie des Arlberges. Vorlage der geologischen Detailkarte der im Sommer 1875 abgesteckten Tunnelaxe am Arlberge. (Im Maßstab 1:2000 nach der Natur.), 1876, 84-86, Wien 1876.
- KOCH, G. A.: Reisebericht Nr. 1: Aus dem Montafon. (Im Juli 1876).-Verh. Geol. R.-A., 1876, 320-323, Wien 1876.
- KOCH, G. A.: Reisebericht Nr. 2 und Nr. 3: Aus dem Montafon. (August 1876).-Verh. Geol. R.-A., 1876, 343-346, Wien 1876.
- KOCH, G. A.: Kurze Erläuterung zur Vorlage der geologischen Aufnahmekarte des Silvrettagebietes.-Verh. Geol. R.-A., 1877, 137-142, Wien 1877.
- KOCH, G. A.: Ein Beitrag zu den geologischen Aufnahmen im Rhätikon und der Silvrettagruppe.-Verh. Geol. R.-A., 1877, 202-205, Wien 1877.
- KOCH, N. & MASCH, L.: Formation of Alpine mylonites and pseudotachylites at the base of the Silvretta nappe, Eastern Alps.- Tectonophysics, 204, 289-306, 1992.
- KÖHLER, M.: Baugeologische Untersuchungen im Raume Dalaas (Klostertal, Vorarlberg). Erster Teil: Regionalgeologische Ergebnisse.-Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, 1-26, Innsbruck 1977.
- KÖHLER, M.: Perjuntunnel (Landeck, Tirol): Baugeologische Verhältnisse, Prognose und tektonische Schlußfolgerungen.- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, 249-267, Innsbruck 1983.
- KRAINER, K.: Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyths im Stanzertal/Arlberg (Westtirol) unter Berücksichtigung der Hangendquarzite.-Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 106 S, Innsbruck 1981
- KRAINER, K.: Zur Sedimentologie und Vererzung der "Hangendquarzite" im Stanzertal/Arlberg (Tirol).- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, 4, 81-94, Innsbruck 1982.
- KRAUS, M.: Über einige alpine Erzlagerstätten.-Bergbau und Hütte, 12, 2. Jg., Wien 1916.
- KRAUS, M.: Über einige alpine Erzlagerstätten.-Bergbau und Hütte, 13, 2. Jg., Wien 1916.
- KRECZY, L.: Seriengliederung, Metamorphose und Altersbestimmung in der Region der Thialspitze SW Landeck, Tirol.- Unpubl. Diss. Formal.-Naturwiss. Fakult. Univ. Wien, 125 S, Wien 1981.
- KRECZY, L. & FRANK, W.: Die Grenze zwischen Phyllitzzone und Silvrettakristallin SW Landeck.-In: Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S 15), 9-11, Graz 1981.
- LAUBSCHER, H. P.: Decollement in the Alpine System: an overview.-Geol. Rundsch., 77/1, 1-9, 1988.
- LAUBSCHER, H. P.: The tectonics of the southern Alps and the Austro-Alpine napps: a comparison.- In M. P. COWARD, D. DIETRICH & R. G. PARK (Editors). Alpine Tectonics. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 45, 229-241, 1989.
- MAGETTI, M. & GALETTI, G.: Chemie und geotektonische Position von Metabasiten aus dem Südosten der Silvretta (Schweiz).-Schweiz. Min. Petr. Mitt., 64, 423-450, 1984;
- MAGETTI, G.: Petrographische Kriterien zur Altersstellung des Hochdruckereignisses in der Silvrettamasse.-Fortschr. der Mineral. Beiheft, 1, 64, 103, 1986.
- MAGETTI, M., GALETTI, G. & STOSCH, H.: Eclogites from the Silvretta nappe (Switzerland): geochemical constraints on the nature and geotectonic setting of their protoliths.-Chemical Geology, 64, 319-334, 1987.
- MASCH, L.: Die Pseudotachylite der Silvretta. Eine Untersuchung ihrer Deformation und Aufschmelzung.-Unpubl. Diss. Univ. München, 1970.
- MASCH, L.: Untersuchungen der Aufschmelzung und Deformation der Pseudotachylite der Silvretta (Österreich, Schweiz).-N. Jb. Miner. Mh., 1973, 485-509, Stuttgart 1974.
- MASCH, L. & KOCH, N.: Formation of alpine mylonites and pseudotachylites at the base of the Silvretta nappe, Eastern Alps.-Tectonophysics, 204, 289-306, 1992
- MESCHÉDE, M.: A method of discriminating between different types of mid-oceanridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram.-Chemical Geology, 56, 207-218, 1986.
- MIDDLEMOST, E.A.K.: Magmas and Magmatic Rocks.- (Longman Group Limited) Essex 1985.
- MOSTLER, H.: Postvariscische Sedimente im Montafon (Vorarlberg).-Verh. Geol. B.-A., 1972, 171-174, Wien 1972.

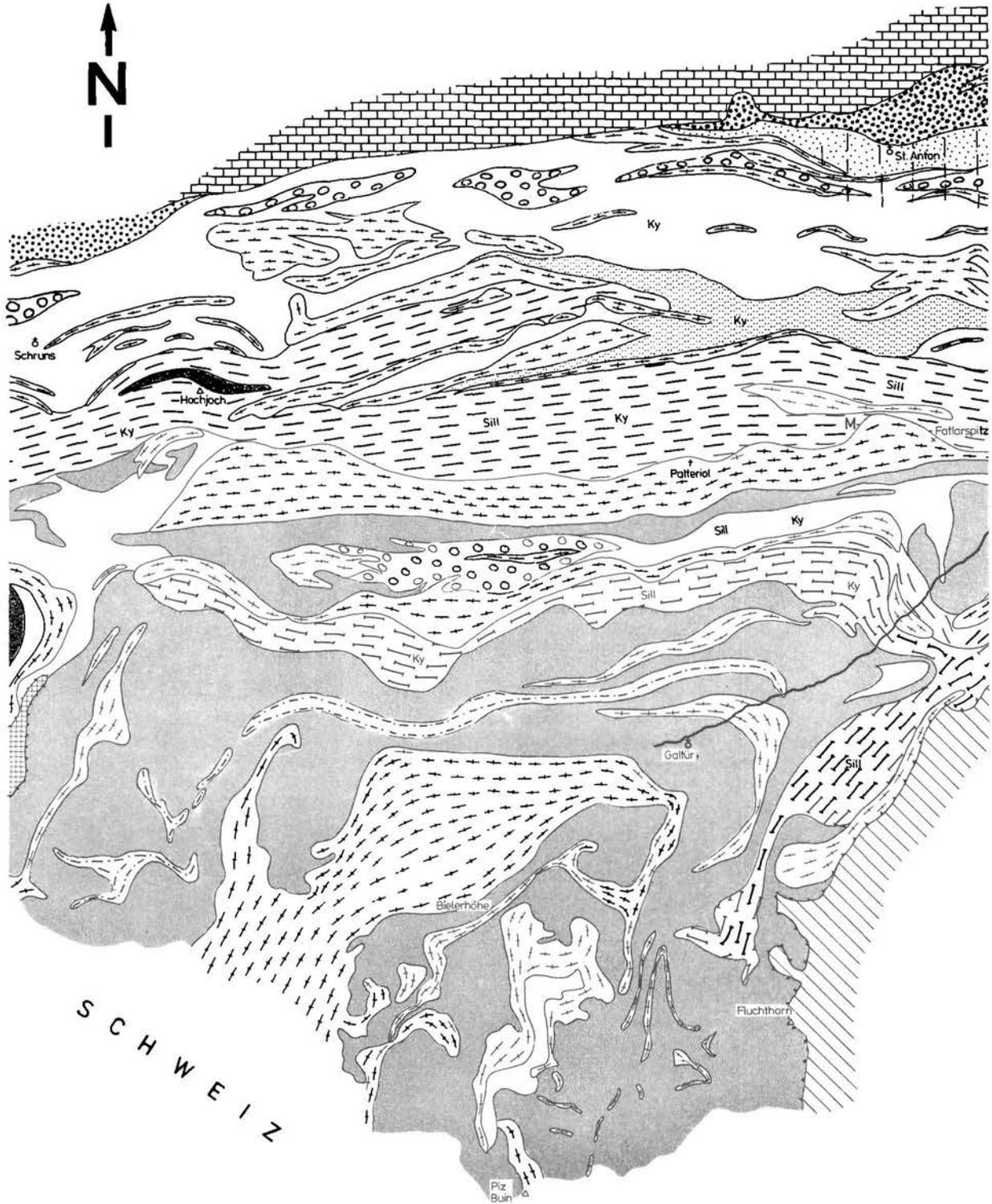
- MOSTLER, H.: Erzlagerstätten in der postvariszischen Transgressionsserie im Arlberggebiet.-Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 2, 131-136, Wien 1982.
- MOSTLER, H., KRAINER, K., SANDERS, D., STINGL, V.: Erfassung des Rohstoffpotentials im Raum Imst - Arlberg.-Projekt TC7cF-1984, 173 S, Innsbruck 1984.
- NITSCH, K.: Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan.-Vortragsref. DMG - Tagung Bern, S 38, Bern 1969.
- NOWOTNY, A. & PESTAL, G.: Jährliche Berichte über geologische Aufnahmen auf Blatt Landeck.-Jb. Geol. B.-A., 129 - 136, Wien 1986 - 1993.
- NOWOTNY, A., PESTAL, G. & ROCKENSCHAUB, M.: Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone als schwächer metamorpher Anteil des Silvrettakristallins.-Jb. Geol. B.-A., 135, 867-872, Wien 1992.
- OBERHAUSER, R.: Die Überkipplungserscheinungen des Kalkalpen-Südrandes im Rätikon und im Arlberg-Gebiet.-Verh. Geol. B.-A., 1970, 477-485, Wien 1970.
- OBERHAUSER, R.: Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogene wichtige Umstände.-Verh. Geol. B.-A., 121, 1978.
- OBERHAUSER, R.: Das Altalpidikum (Die geologische Entwicklung von der mittleren Kreide bis an die Wende Eozän-Oligozän).-In: Der Geologische Aufbau Österreichs (Herausg. Geol.B.-A.) 35-55, Wien (Springer) 1980.
- PASTEELS, P.: Mesures d'ages sur les zircons de quelques roches des Alpes.-Schweiz.Petr.Mitt., 44, 519-541, Zürich 1964.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G.: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.-Journal of Petrology, 25, 956-983, 1984.
- PICHLER, A.: Beiträge zur Geognosie Tirols.-Innsbruck 1859.
- PIRKL, H.: Die westlichen Zentralalpen (von der Silvretta zum Brenner).-In : Der Geologische Aufbau Österreichs, (Hrsg.: Geol. B.-A.), 332-347, Wien (Springer) 1980.
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F. P.: Some Thoughts on the Pre-alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps.-Tscherm. Min. Petr. Mitt., 13, 35-54, Wien 1975.
- REITHOFER, O.: Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe I.-Jb. Geol. B.-A., 81, 305-330, Wien 1931.
- REITHOFER, O.: Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe II.-Jb. Geol. B.-A., 85, 225-258, Wien 1935.
- ROCKENSCHAUB, M., THEINER, U. & FRANK, W.: Die Struktur von Phyllitlimmergneiszone bei Landeck.- In: Die früh-alpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S 15), 4, (1982) 223-227, Leoben 1983.
- ROCKENSCHAUB, M. & THEINER, U.: Strukturen und Metamorphose der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone SE Landeck (Venetberg), Tirol.-Unpubl. Vorarbeit am Inst. f. Geol. Univ. Wien, Wien 1984.
- ROCKENSCHAUB, M.: Bericht über geologische Aufnahmen auf Blatt Landeck.-Jb. Geol. B.-A., 128,131, 133, 134, Wien 1985,1988,1990,1991.
- ROCKENSCHAUB, M.: Die tektonische Stellung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone.-Jb. Geol. B.-A., 133/4, 619-633, Wien 1990.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (Tirol).- Jb. Geol. B.-A., 102, 353-406, Wien 1959.
- SCHMIDT, A. R.: Vorarlberg nach dem von dem geognostisch-montanistischen Verein für Tirol und Vorarlberg durch seine Kommissäre veranlaßten Begehungen geognostisch dargestellt.-VII, 158 S, Innsbruck 1843.
- SPIESS, R.: Kristalline geologische und geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des Westrandes der Phyllitgneiszone i. w. S. im Montafon.-Unpubl. Diss. Form.-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 96 S, Wien 1985.
- STINGL, V.: Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyths im Raum Arlberg (Westtirol) unter Berücksichtigung des Alpenen Verrucano.-Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 109 S, Innsbruck 1981
- STINGL, V.: Sedimentologie und Vererzung des Alpenen Verrucano im Stanzertal.-Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, 3, 71.80, Innsbruck 1982
- STINGL, V.: Lagerungsverhältnisse des Permoskyth im Stanzertal, West-Tirol (Österreich).-Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 30/31, 117-131, Wien 1984.
- STOTTER, M.: Aus dem Nachlasse von M. STOTTER.-In Beiträge zur Geologie Tirols, von A. PICHLER, 1-131, Innsbruck 1859.
- STOTTER, M. & TRINKLER, J.: Geognostische Karte Tirols mit Profiltafeln.-(Geognost.-montanist. Ver.), Innsbruck 1849.
- SRBIK, R.: Bergbau in Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart.- Nat. Med. Ver. Innsbruck, 41, Innsbruck 1929.
- STRECKEISEN, A.: Übersicht über das schweizerische Silvrettakristallin.-Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 46, Zürich 1966.
- THEOBALD, G.: Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden etc.-Beitr. geol.Kt. Schweiz,2, 372 S, Bern 1864.
- THOMPSON, A. B.: A note on the kaolinite - pyrophyllite - equilibrium.-Am. J. Sci., 268, 454-458, New Haven 1970
- THÖNI, M.: Degree and evolution of the alpine metamorphism in the austroalpine unite west of the Hohe Tauern in the light of the K/Ar and Rb/Sr age determination of micas. Jb. Geol. B.-A., 124, 111-174, Wien 1981.
- THÖNI, M.: Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der Ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten.-Mitt. Ges. Geol. Bergbaust. Österr., 28, 17-34, Wien 1982.
- THÖNI, M.: Rb-Sr isotopic Resetting in Mylonites and Pseudotachylites: Implicationen for the Detachment and Thrusting of the Austroalpine Basement Nappes in the Eastern Alps.-Jb. Geol. B.-A., 131, 169-201, Wien 1988.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. 1.-766 S, Wien (Deuticke) 1977.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. 256 S, Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Geodynamic Concepts of the Eastern Alps.-In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamik of the Eastern Alps, 379-406, Wien (Deuticke) 1987.
- VOHRYZKA, K.: Erzlagerstätten und Tektonik von Nordtirol.-Jb. Geol. B.-A.,111, Wien 1968.

VELDE, B. & KORNPROBST, P.: Stabilité des silicates de alumine hydrates.-Contr. Mineral. Petrol., 21, 63-74, New York (Springer) 1969.

WEISS, E. H.: Die baugéologische Prognose für den Schnellstraéftunnel durch den Arlberg, Tirol-Vorarlberg.-Rock Mech., Suppl. 5, Wien 1976.

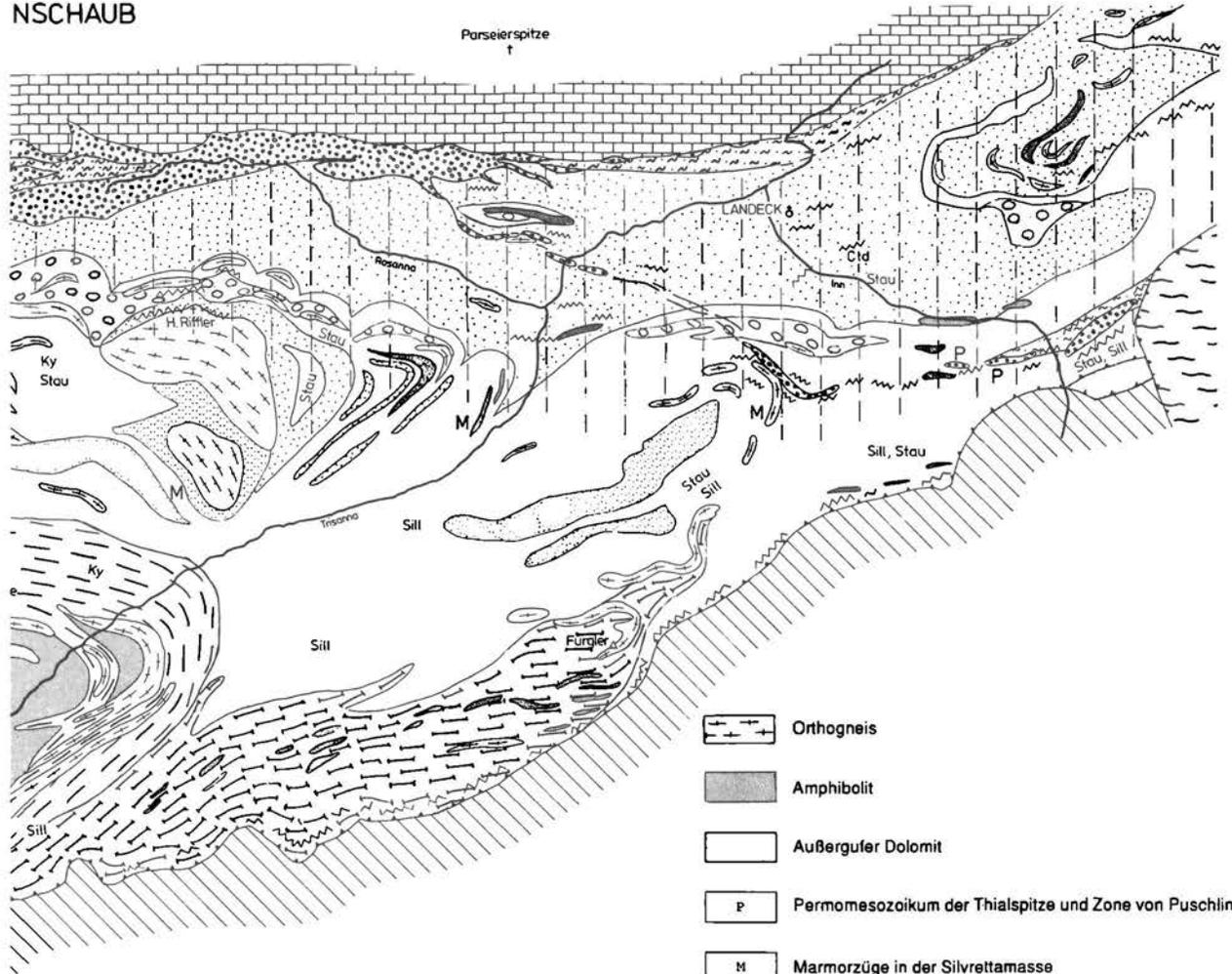
WINKLER, H.G.F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks.-4. Aufl., (Springer), Berlin - Heidelberg - New York 1979.

GEOLOGISCHE KARTE DER SILVRETTAMASSE von A. NOWOTNY, G. PESTAL, M. ROCKE
Mit Benützung der Arbeiten von: Amann, Fuchs, Hammer, Oberhauser, Reithofer, Stingl



Tafel I

NSCHAUB



- Nördliche Kalkalpen
- Alpiner Verrucano
- Heller Phyllit
- Heller phyllitischer Glimmerschiefer (Granat führend z.T. mit Staurolith)
- Heller Granatglimmerschiefer (Granat und Staurolith führend)
- Feldspatknotenschiefer
- Zweiglimmerschiefer bis Paragneis Staurolith führend z.T. mit Sillimanit
- Granatglimmerschiefer (z.T. Andalusit führend)
- Quarzitgneis im Verband mit Zweiglimmerschiefer
- Biotitfleckenschiefer

- Orthogneis
 - Amphibolit
 - Außergufer Dolomit
 - Permomesozoikum der Thialspitze und Zone von Puschlin
 - Marmorzüge in der Silvrettamasse
 - Gesteine des Engadiner Fensters
 - Gesteine des Gargellen Fensters
 - Ötztalkristallin
 - Zone mit starker alpischer Diaphthorse
 - Mylonit, Kataklasit, Pseudotachylit
 - Deckengrenze
 - Chlortoid
 - Disthen
 - Sillimanit
 - Staurolith
- } präalpidische Minerale

Nicht
irgendeine
Zeitung



Das Unterengadiner Fenster

Von Friedrich Hans UCIK

1. Einleitung

Die stratigraphische wie tektonische Gliederung der sehr auffälligen, ringsum von hochmetamorphen kristallinen Gesteinen umgebenen Bündnerschieferinsel im Oberinntal, deren in Tirol gelegener Anteil bereits auf der 1849 erschienen "Geognostischen Karte Tirols" recht genau gegenüber dem Kristallinrahmen abgegrenzt wurde, ist ein auch heute noch nicht völlig befriedigend gelöstes Problem. Obwohl die ersten Fossilfunde im Gebiet des schon 1903 von P. TERMIER als tektonisches Fenster des westalpinen Penninikums innerhalb ostalpinen Kristallins erkannten Unterengadiner Fensters bereits um die Jahrhundertwende gemacht wurden, sind solche bis heute auf einige Gesteine bzw. Serien beschränkt geblieben, wobei besonders der nordöstliche, österreichische Fensteranteil fast völlig ohne Fossilfunde blieb (R. OBERHAUSER 1983). Ein eigenes Problem sind verschiedene, inmitten dieser mächtigen Schiefererien exotisch anmutende Vorkommen sehr unterschiedlicher Größe von Kalken, Dolomiten, Tonschiefern, Quarzphylliten, Quarziten und sogar Kristallin, die zwar von den meisten Autoren im wesentlichen als tektonische Deckenscheider angesehen werden, von einzelnen aber auch durchgehend als eingegliederte Riesen-Olistholithe (W. FRISCH 1982).

Bei den folgenden Darstellungen und Beschreibungen soll über den Bereich des Kartenblattes Landeck hinaus auf den gesamten nordöstlichen, österreichischen Fensteranteil Bezug genommen werden (den der Verfasser zum überwiegenden Teil aus eigenen Begehungen und Untersuchungen kennt, und der ja auch teilweise - im Bereich von Prutz auf dem Kartenblatt Imst - anlässlich der Exkursion besucht werden soll), da einerseits nicht we-

nige wichtige Schichtglieder nur außerhalb des Kartenblattes Landeck vorkommen, und andererseits wesentliche Erkenntnisse zum tektonischen Bild vom Verfasser nur aus dem gesamten österreichischen Fensteranteil gewonnen werden konnten. So wird auch die tektonische Detailgliederung des Fensterinhaltes, die Zuordnung einzelner Schichtglieder zu bestimmten Baueinheiten, von den einzelnen Autoren verschieden gesehen; und auch der Verfasser dieses Beitrages neigt dazu, seine eigene, seit fast 30 Jahren vertretene tektonische Gliederung auf Grund der in den vergangenen Jahren gewonnenen Kartierungsergebnisse teilweise neu zu überdenken bzw. zu revidieren. Nach den grundlegenden Arbeiten von W. HAMMER im österreichischen NE-Teil des Unterengadiner Fensters (1907-1914, zusammengefaßt vor allem 1914 sowie in den Blättern Landeck und Nauders der Geologischen Spezialkarte), haben erst nach dem zweiten Weltkrieg W. MEDWENTITSCH und G. MÜLLER sowie später I. THUM, G. ORTNER und F.H. UCIK wieder neuere Kartierungen hier durchgeführt (F.H. UCIK 1986). In den letzten rund 15 Jahren haben schließlich R. OBERHAUSER (Blatt 170/ Galtür) sowie F.H. UCIK auf den Blättern 144/Landeck, 145/Imst und 172/ Weißkugel den Österreichischen Fensteranteil zu einem großen Teil neu aufgenommen. Völlig wertlos für die Neuaufnahmen waren drei Diplomkartierungen der TH Aachen im Raum Masneralm - Kölnerhaus sowohl hinsichtlich der geologischen Erkenntnisse als auch in Bezug auf die Kartierung. In z.T. sehr schematisch gehaltenen Karten fehlen nicht nur viele vom Verfasser gefundene Aufschlüsse und Detailgliederungen, sondern sogar etliche bereits in den Karten HAMMER's festgehaltene Ausscheidungen (im übrigen waren diesen Diplomanden offenbar weder HAMMER's

Monographie aus 1914 noch seine Spezialkarten Landeck und Nauders bekannt).

Da gerade der tektonisch relativ kompliziert gebaute Raum um Nauders (Blatt 171) noch nicht neu kartiert wurde, wurde in diesem Beitrag auf eine neue tektonische Karte des österreichischen Fenstersteiles verzichtet und es wird auf die entsprechenden Übersichten bei J. CADISCH (1968), R. OBERHAUSER (1980, S.344) und R. TRÜMPY (1972, S.73) verwiesen, die sich aber in ihren Auffassungen mehrfach sowohl untereinander wie auch von der Auffassung des Verfassers unterscheiden, worauf später noch ausführlich zurückgekommen werden wird.

2. Die Schichtfolgen

Bei der Beschreibung der Schichtfolgen soll aus mehreren Gründen zwischen den - trotz aller Mannigfaltigkeit im Detail - doch relativ monotonen Serien des (flächenmäßig überwiegenden) zentralen Fensterinneren und den wesentlich mannigfaltigeren Abfolgen der Fensterrandbereiche (Prutzer Serie - Tasna Serie) unterschieden werden, wobei im Detail nur auf die Verhältnisse im österreichischen NE - Teil des Unterengadiner Fensters eingegangen wird, während auf die noch umfangreicheren und durch Fossilfunde auch besser gliederbaren Serien der Randzonen im Bereich Idalpe - Fimbartal (Blatt Galtür) sowie im südwestlichen Schweizer Fensteranteil nur in Vergleichen und Hinweisen Bezug genommen werden soll.

2.1. Die zentralen penninischen Schichtfolgen

2.1.1. Permoskyth- Quarzit

Ein heller, grünlicher oder rötlicher, oft deutlich körniger, serizitischer Quarzit, der von violetten und grünen Phylliten bis Quarzphylliten begleitet wird. Der unregelmäßig eckige bis gut gerundete Quarz- und Quarzitgrobdetritus liegt in einer feinkörnigen Grundmasse aus Quarz und etwas Sericit. Teilweise enthält dieser Quarz auch bis zu einigen Prozenten Karbonat. Insgesamt lassen sich diese Gesteine, deren durchschnittliche Mächtigkeit mit ca. 5 m angegeben werden kann, nicht von Gesteinen des Ladiser Quarzites (siehe unten) unterscheiden.

2.1.2. Kalke, Dolomite und Tonschiefer der Trias

In zahlreichen kleineren und größeren Blöcken und Schollen finden sich verschiedene helle bis dunkle oder bräunliche Kalke, dolomitsche Kalke und Dolomite, die überwiegend keine besonderen faziellen Merkmale aufweisen. Teilweise massig, z.T. aber auch plattig oder gebankt, sind sie vielfach mehr oder weniger stark rekristallisiert, zerbrochen und von zahlreichen Kalzitadern durchzogen. Die Größe reicht von kaum einem Meter großen Blöcken bis zu mehrere hundert Meter langen Schollen, die Mächtigkeit erreicht nur ausnahmsweise mehrere Zehnermeter. Während die meisten Vorkommen nur aus einem Gesteinstyp bestehen, wird die S - SE des Frudigerkopfes auftretende, ca. 3/4 km lange Scholle von verschiedenen Schichtgliedern aufgebaut, unter ihnen auch dunkle, tonig-mergelige Schiefer (I. THUM 1970). An Fossilien fand schon HAMMER (1914) in dieser Frudigerkopf- Scholle vereinzelt Diploporen, Baktryllien und Crinoidenstielglieder. THUM gelang in einem dunklen, schwach kalkigen Dolomit der Fund von *Archeodiscus*, *Permodiscus* sowie *Glomospira*-artigen Formen (Bestimmung R. OBERHAUSER); diese Vergesellschaftung sowie einige Exemplare von *Glomospirella friedli* KRISTAN (Bestimmung E. KRISTAN-TOLLMANN) sprechen für ein mittel- bis obertriasches Alter dieser Gesteine (THUM 1970). Ansonsten fand nur noch MEDWENTITSCH (1953) in näher bestimmbare Diploporenreste, die aber nicht bestätigt werden konnten.

2.1.3. Graue Bündnerschiefer

Besonders im nordöstlichen Fenstersteil stellen tonig-quarzitisch - kalkige Schiefer von durchschnittlich grauer bis dunkler Färbung, die im Detail zwar verhältnismäßig abwechslungsreich erscheinen, in ihrer Gesamtheit aber von bedrückender Monotonie sind, die Hauptmasse der Gesteine. Keine der vielen Gesteinsvariationen - dünnstplattig bis dm-dick gebankt, tonarm bis tonreich, stark verfaltet bis ebenplattig etc. - läßt sich kartenmäßig ausscheiden. Wesentliches Merkmal ist, daß das Karbonat deutliche Sammelkristallisation sowie Drucklamellierung bis -verzwilligung erkennen läßt - ein wesentlicher Gegensatz zur Serie der jüngeren → bunten Bündnerschiefer. Im Kern der Fensterantiklinale haben relativ hohe Druck- und Temperaturverhältnisse verbreitet zu einer Hellglimmersproßung geführt ("Kalkglimmerschiefer"). LEIMSER & PURT-

SCHELLER (1980) nehmen auf Grund von Untersuchungen der eingelagerten basischen Metavulkanite im Kern des Fensters als maximale Bildungsbedingungen ca. 350° C und 4-5 kbar Druck an (also Epizone; die Muskovitsproßung scheint aber doch auf höhere Temperaturen hinzuweisen). In der zentralen Antiklinale ist die Serie der grauen Bündnerschiefer wohl an die 2000 m - 3.000 m mächtig, wobei Verschuppungen und Schichtwiederholungen aber durchaus denkbar, aus gewissen Überlegungen sogar wahrscheinlich sind; in den Randzonen erreichen die grauen Bündnerschieferzüge maximal nur mehr 100 - 300 m Mächtigkeit.

Es gibt aber doch innerhalb dieser monotonen Schieferserien einige Gesteine als lagen- oder zonenweise Einlagerungen, die sich von der Masse der grauen Bündnerschiefer deutlich abheben und auch petrographisch charakterisieren lassen, sodaß sie auch kartenmäßig ausgeschieden und im Streichen z.T. über längere Strecken verfolgt werden können. Als solche Einlagerungen sind zu erwähnen:

- 1) Ophiolithlagen und -linsen (nach LEIMSER & PURTSCHELLER und eigenen Beobachtungen Diabase bis Tuffite) in wechselnder Mächtigkeit;
- 2) "Tüpfelschiefer" (zahlreiche mm- kleine dunkle Knoten auf ss der Schiefer sowie ebenso kleine dunkle Flecken im Gestein; Herkunft unbekannt, von verschiedenen Autoren als Reste von Mikrofossilien gedeutet) als cm- bis dm- dicke Einlagerungen in den grauen Bündnerschieferserien;
- 3) auffällige Anreicherungen von Tonschiefern bis Phylliten;
- 4) diverse Quarzite;
- 5) Tiefere Mikrobrecien: in an sich "normalen" grauen Bündnerschiefern sind als deutlich erkennbarer Detritus (i. a. max. Größe ca. 1-2 mm) Quarz, Karbonatgesteine (bräunlich verfärbter ?Dolomit), Plagioklase und fallweise Krinoidenstielglieder in wechselnder Menge eingelagert. Diese Mikrobrecien treten als max. einige dm mächtige Lagen in verschiedenen Niveaus innerhalb der grauen Bündnerschiefermassen auf. Vor allem die die Krinoidenstielglieder enthaltenden Typen ähneln durchaus Typen der → Sadererjoch-Serie (wenngleich sie i.a. nicht so massig ausgebildet sind wie jene der Sadererjoch-Serie); daraus ergeben sich auch einige wich-

tige stratigraphische wie tektonische Konsequenzen, auf die später eingegangen werden soll;

- 6) Im Ostflügel der Antiklinale tritt im gesamten österreichischen Fensteranteil unmittelbar unter dem Kristallinrand bzw. im Raum Nauders - Martina - Ramosch (CH) unter den nächsthöheren tektonischen Einheiten, in einer wechselnd mächtigen, z.T. mehrere hundert Meter breiten Zone eine charakteristische Vergesellschaftung von Krinoidenführenden Mikrobrecien, Quarziten und Tonschiefern auf, die nach ihrem schönsten Vorkommen am Sadererjoch bei Nauders von I. THUM und F.H. UCIK (THUM 1970) "Sadererjochserie" genannt wurden. Diese schon im Gelände und im Handstück deutlich von den übrigen grauen Bündnerschiefern unterscheidbaren Gesteine bilden aber keinen zusammenhängenden, geschlossenen Schichtkomplex, sondern wechsellagern vielfach im cm-, dm- und m- Bereich mit den "normalen" grauen Bündnerschiefern, sodaß man die Sadererjochserie zweifellos zum Komplex der grauen Bündnerschiefer zählen muß und sicher nicht als selbständige tektonische Einheiten abtrennen kann. Die Zugehörigkeit der Sadererjochserie zu den grauen Bündnerschiefern wird nicht nur von CADISCH (1968) und FRISCH (1982) auf Grund des Geländebefundes vertreten, sondern auch von THUM (1970) im Zusammenhang mit seinen Schwermineraluntersuchungen (Verhältnis der gerundeten zu den idiomorphen Zirkonen). Am auffälligsten von diesen Gesteinen sind die fossilführenden Quarz- Karbonat-Krinoidenmikrobrecien, die oft auffällig massige Gesteinslagen, aber z.T. auch nur dünne, plattige, gewellte Schiefer bilden. Neben bräunlichen Karbonatgesteinsfragmenten (? Dolomit), Quarz, etwas Glimmer und Feldspäten finden sich als Grobdetritus vor allem zahlreiche Krinoidenstielglieder, Algen- und Foraminiferenreste sowie Seeigelstacheln. Die bräunlichen bis grünlichbraunen, oft auffallend plattigen und massigen Quarzite stellen ebenfalls Mikrobrecien dar, und zwar Quarzite bis teilweise schwächst kalkige Quarzite. Teilweise ist in der Sadererjochserie eine Liegend- Hangend- Abfolge von

schwach metamorphen Tonschiefern über die Quarz- Karbonat- Echinodermenmikrobrecien zu den hangenden Quarziten zu erkennen.

G. TORRICELLE (1956) hat aus Gesteinen der polygenen Sadererjoch- Echinodermenbreccie von der Lokalität Raschvella / CH u.a. *Orbitoides media* D'ARCH, *Siderolites calcitrapoides* LAM und *Siderolites aff. vidali* DOUV (Bestimmung F. ALLEMANN) beschrieben und damit ein Campan-Maastricht- Alter belegt. Da in letzter Zeit (mündliche Mitteilungen) Zweifel an der Richtigkeit der Einstufung bzw. der Verdacht auf Fundortverwechslung der Proben aufgetaucht sind, erlaubt sich auch der Verfasser an dieser Stelle die Vermutung zu äußern, daß es sich bei den fossilführenden Mikrobrecien um Äquivalente der Tristel-schichten (Urgo- Apt) handelt, die ja vielfach als gut geschichtete Kalke und feinste Breccien mit Einstreuungen von Dolomitkomponenten, Feldspat, Quarz und Glimmer sowie zahlreichen Echinodermensplittern, Lithothamnien- und Foraminiferenresten charakterisiert werden (CADISCH 1941). Die Quarzite ließen sich dann vielleicht mit den in der Tasnaserie auftretenden Quarziten des oberen Gault vergleichen (CADISCH 1941 und 1968). Schon vor vielen Jahrzehnten haben STAUB & CADISCH (1921) Gesteine der Sadererjochserie im Liegenden des Plattamala- Kristallins bei Ramosch als Tristel-schichten und Gault ausgeschieden.

Das Blatt Nauders der Geologischen Spezialkarte 1: 75.000 (HAMMER 1923) zeigt ähnliche Kalk- (Krinoiden-) Breccien, Quarzite und Tonschiefer in großer Verbreitung am E- und S- Abhang des Mutter (zwischen Piz Mundin und Stammerspitz); L. KLÄY (1957) spricht im Detailprofil u.a. von "Pseudotristschichten" und hat diesen Bereich als "Pseudounterostalpine Sedimente tektonisch unsicherer Stellung" auf seiner Kartenskizze ausgeschieden. Eine Spezialuntersuchung aller Schichtglieder der Sadererjochserie sowie vergleichbarer Gesteine im gesamten Unterengadiner Fenster könnte vielleicht wesentliche Erkenntnisse über Gleichsetzung oder Unterscheidung dieser Gesteine in den verschiedenen Bereichen bringen und damit zur tektonischen Entwirrung der grauen Bündnerschiefermassen des Fensterinneren beitragen.

Diese Crinoidenmikrobrecien der Sadererjochserie stellen somit den einzigen echt fossilführenden Horizont innerhalb der Masse der grauen Bündner-

schiefer dar, ihr anscheinend gesichertes Campan-Maastricht Alter wird aber auf Grund verschiedener Überlegungen in Zweifel gezogen. Hinsichtlich des Altersumfanges der gesamten grauen Bündnerschiefer kann man aus weiträumigen Vergleichen annehmen, daß deren Sedimentation im unteren Jura (? Lias) begann und bis in die Unterkreide reichte.

2.1.4. Bunte Bündnerschiefer

Jüngstes Schichtglied im penninischen Normalprofil des Unterengadiner Fensters sind sehr wechselvoll zusammengesetzte, insgesamt deutlich orogen - klastisch geprägte Serien von deutlich geringerer Metamorphose als die grauen Bündnerschiefer; gegenüber den grauen, dunklen Farbtönen der grauen Bündnerschiefer zeigen sie fast stets deutlich buntere - bräunliche und grüne - Farbtöne, sodaß man den von HAMMER benützten Namen beibehalten, den Umfang dieser Serien aber enger fassen muß, denn HAMMER hat in den sehr kompliziert gebauten Randzonen (vielleicht aber auch wegen des größeren Kartierungsmaßstabes) fallweise auch → paläozoischen Quarzphyllit, → Permoskythischen Ladiser Quarzit und dünne Lagen grauer Kalkschiefer (graue Bündnerschiefer bzw. → Neokomschiefer) zu den bunten Bündnerschiefern gerechnet.

Die Hauptmasse der Serie bilden einerseits Quarz-Karbonat- Sandsteine bis -Feinbreccien, die meist durch Limonit mehr oder minder intensiv bräunlich verfärbt sind, andererseits grüne Chlorit- Sericit- Quarzphyllite. Die Sandsteine- Mikrobrecien zeigen - mit starken Variationen hinsichtlich der quantitativen Zusammensetzung im Detail - in einer vermutlich detritären Grundmasse aus Karbonat, Quarz, Sericit und etlichen Feldspäten einen mehr oder wenig gut gerundeten Grobdegrit von Quarz, Quarziten und Karbonatgesteinen sowie einigen Plagioklasen. Vor allem rhomboedrisch- idiomorphe Karbonatkörner weisen bereits auf Kristallisationsumsätze hin, insgesamt zeigen aber die Karbonate eine deutlich geringere druckmetamorphe Überprägung an als in den grauen Bündnerschiefern. Charakteristisch ist bei vielen Karbonat- (-gesteins) -gerollen und -kömern eine limonitische Umkrustung bis Durchdringung, die diesen Gesteinen ihre auffällige rotbraune Farbe verleiht. Die orogene Natur dieser Serie wird unterstrichen durch zahlreiche eingeschaltete Konglomeratlagen und -linsen sowie eingestreute, bis mehrere Meter große Blöcke von Kalken, Dolomiten und selten einigen anderen Ge-

steinen, die als Olistholithe von einer nahen Küste gedeutet werden. Die Grobkomponenten dieser Breccien bis Konglomerate sind meist einige mm bis mehrere cm groß, in einzelnen Vorkommen erreichen die Gerölle 1 bis über 2 dm Durchmesser (z.B. N Fiss, Linse am linken Ufer des Gmairerseeabflusses in ca. 2600 m SH.). Die meisten Breccien- und Konglomeratgerölle sind Kalke und Dolomite, die bisweilen (leider nicht näher bestimmbare) Fossilstrukturen zeigen (? Ostracoden - Foraminiferen?); seltener sind div. Phyllite und Quarzite als Grobkomponenten zu finden (typischer Ladiser Quarzit z.B. im Grobkonglomerat N Fiss), sehr selten, aber wichtig helle, ?vergrünte Granit (gneise) (Grobkonglomerat am Pfundser Ochsenberg, in größerer Zahl in der groben Linse N Fiss, vereinzelt in einer Konglomeratlinse S des Beutelkopfes sowie in einer Lage am Kamm W des Schlantekopfes SE Fendels). Die Komponenten der Sandsteine, Breccien und Konglomerate weisen auf eine nicht allzu weit entfernte Schwelle mit einer Bedeckung aus Permoskyth- Quarziten und umfangreichen ?Trias-Kalk- Dolomitfolgen hin.

Weitere wichtige Gesteine der bunten Bündnerschieferfolge sind grüne, oft fleckig gelbgrüne Phyllite, die meist als dünne Schichten und Überzüge der sandigen Schiefer, seltener als etwas dickere, selbständige Lagen auftreten. Im Schliff erkennt man, daß diese i.a. sehr feinkörnigen Gesteine vor allem aus Quarz, Sericit und Chlorit (ein eisenreicher ?Klinochlor) bestehen.

Schließlich vervollständigen noch einige geringmächtige Lagen heller bis blaßgrüner, detritärer Quarzite sowie einige untypische, eher helle Kalk-Quarzschiefer die Gesteinspalette der bunten Bündnerschieferserie, deren primäre Mächtigkeit mit 50 - 100 m angenommen wird.

Da auch in der Prutzer- Tasnaserie den bunten Bündnerschiefern überaus ähnliche Flyschserien auftreten, im Handstück die Gesteine dieser beiden Flyschfolgen fast nie mit Sicherheit unterschieden werden können, soll die für diese höhere Flyschserie aus weiter unten dargelegten Gründen erfolgte Einstufung: oberste Kreide - Alttertiär, auch auf die bunten Bündnerschiefer übertragen werden, weil in diesen selbst alle brauchbaren Fossilfunde fehlen.

2.1.5. Graue - blaßbunte Phyllite

Glatte oder feinrunzelige, graue bis blaßbunt gefärbte, kalkfreie Phyllite bilden teilweise mehr oder

weniger selbständige, bis über 10 m mächtige Lagen, innerhalb welcher die grauen und bunten Bündnerschiefer nur untergeordnet auftreten; z.T. treten diese Phyllite als dünne Lagen und schichtparallele Überzüge innerhalb der grauen wie der bunten Bündnerschiefer auf. Da sich diese Phyllite überdies häufig im Grenzbereich graue - bunte Bündnerschiefer finden, zeigen sie meiner Ansicht nach den sedimentären wie auch stratigraphischen Übergang zwischen diesen beiden Schieferkomplexen an - eine tektonische Abtrennung der flyschartigen bunten Bündnerschiefer ist somit nicht möglich.

2.2. Die Schichtfolgen der Randbereiche (Prutzer Serie - Tasna Serie)

Da der Verfasser vor allem auf Grund des Geländebefundes annimmt, daß die Prutzer Serie seitlich in die Tasna Serie übergeht, nur ein teilweiser lateraler Fazieswechsel der Sedimente erfolgt, und darüber hinaus auch die Abtrennung einer höheren Randeinheit in diesem Gebiet (Arosazone, Flysch mit Olistholithen, subsilvretide Schürflinge) ablehnt, wird hier die Schichtfolge der gesamten Randzone in einem besprochen. Die Verhältnisse im Gebiet von Nauders werden - da von mir persönlich im Detail nicht bearbeitet - gesondert kurz erwähnt.

2.2.1. Quarzphyllit

Ein völlig fossilereerer, schwärzlich- grauer, grünlicher oder teilweise bräunlich verfärbter Quarzphyllit, der teilweise neu gesproßten Chlorit (wahrscheinlich ein Mineral der Leptochlorite) enthält; Hellglimmer wie Chlorit sind z.T. posttektonisch gesproßt. Teilweise handelt es sich bereits um Glimmerschiefer.

Obzwar diese Quarzphyllite vielfach deutlich die Basis der Prutzer Serie bilden, sind sie sehr häufig mit dem stratigraphisch hangenden → Ladiser Quarzit so eng und mehrfach vermischt und verschuppt, daß eine getrennte Ausscheidung im Kartenmaßstab nicht möglich war.

Da ein direkter Altershinweis fehlt, wird für diese kristalline Serie auf Grund regionaler Vergleiche ein ?(alt-) paläozoisches Alter angenommen. Die Mächtigkeit kann nur sehr ungefähr mit 10 - 30 m angegeben werden.

2.2.2. Eisendolomit

An mehreren Stellen finden sich innerhalb des basalen Zuges aus Quarzphyllit und Ladiser Quarzit Eisendolomite in Blöcken und Schollen von wenigen dm Durchmesser bis über 350 m Länge (Rotenstein auf der Komperdellalpe). In einigen dieser Eisendolomitblöcke und -schollen treten auch spurenhafte bis relativ ausgedehnte Cu- Sb- Hg- Ag- Co- Vererzungen auf, die auf der Masneralm beschürft und am Rotenstein bergmännisch abgebaut wurden (näheres Kap. 8). Altershinweise für diese Eisendolomite fehlen bis heute; für Eisendolomite am E-Ende des Tauernfensters wurde durch Conodonten ein oberes Silur (Ludlow) nachgewiesen (SCHÖNLAUB et al. 1976). Wenngleich diese Eisendolomite in der unterostalpinen Katschbergzone liegen, so ähneln sie äußerlich überaus jenen in der Prutzer Serie und enthalten gleichfalls z.T. Vererzungsspuren; ein vorsichtiger Vergleich der beiden Eisendolomitvorkommen ist daher doch nicht ganz von der Hand zu weisen. Ob diese Eisendolomite die Reste eines einst durchlaufenden Horizontes oder Olistholithe sind (wie MEDWENITSCH vermutete), ist unklar; sie finden sich jedenfalls nur im Abschnitt zwischen Prutz im NE und der Masneralm im SW.

2.2.3. Ladiser Quarzit

Der eigentliche Ladiser Quarzit ist eine Folge metamorpher Quarzsandsteine bis -konglomerate von heller, schmutzigweißer - grünlicher Farbe; gegen SW zu treten auch rötliche Gerölle auf. Begleitet werden diese Quarzite von reichlich violetten, grau-violetten und grünen Quarzphylliten (die sich aber vom paläozoischen Quarzphyllit unterscheiden) sowie ganz selten von dünnen Eisenkarbonatlagen. Fossilfunde fehlen; primäre Mächtigkeit: wahrscheinlich einige Zehnermeter.

2.2.4. Trias - ? Jura

In verschiedenen tektonischen Positionen innerhalb der Randbereiche treten in zahlreichen isolierten, kleineren und größeren Vorkommen verschiedene Kalke, Dolomite und dunkle Tonschiefer auf. Vor allem größere Schollen bestehen teilweise aus mehreren Schichtgliedern (oberhalb Kauns, Entbruck bei Prutz, oberhalb Fiss, Urgenebnerbach- Falterjöchl, Frudigerkopf); MEDWENITSCH (1953) hat - aus den Kalkalpen kommend - Muschelkalk, karnische Tonschiefer, Raibler Schiefer, Hauptdolomit

und Rhät- ?Lias- Kalk unterschieden, allerdings rein nach dem Aussehen und ohne Fossilien. Manchmal bildet aber auch ein einziger Gesteinstyp eine riesige Scholle (Untergufer - Mairerbühl). Die Mächtigkeit der Trias kann in einzelnen Vorkommen mehrere hundert Meter erreichen.

2.2.5. Lias

Im Gebiet der Fließer Stieralm setzt gegen SW hin ein Zug von Gesteinen ein, die im gesamten Unterengadiner Fenster bisher die meisten und besten Fossilien geliefert haben und insgesamt als Steinsberger Lias zusammengefaßt wurden. Hauptgesteine sind \pm massige helle, z.T. etwas rötliche Kalke, dünngebankte spätige Krinoidenkalke und dunkle Tonschiefer.

In einer Kalklage (am S- Rand des Kartenblattes) fand THUM eine Brachiopodenlage, aus welcher D. PEARSON / London bestimmte: *Cuneirhynchia cf. persinuata* (RAU); *Lobothyris punktata* (SOWERBY); *Cirpa pronto* (QUENSTEDT); *Priorhynchia sp.*; *Spiriferina pinquis* ZIETEN; *Zeilleria subdigona* (OPPEL).

PEARSON leitete aus dieser typisch "germanischen" Vergesellschaftung einen Lias γ - δ ab.

In einer knapp darunter befindlichen Lage fanden sich schlecht erhaltene Ammoniten, Belemniten und Krinoidenstielglieder. F. HÖLDER /Münster bestimmte davon: *Arnioceras*; *cf. Epophioceras*; *Belemnites cf. acutus* MILL.; *Apocrinus*. HÖLDER hielt ein Sinemurien (Lias α_3 - β) für wahrscheinlich (THUM 1970)

Ein neuer Fund von Mikrofossilien gelang dem Verfasser S des Martinskopfes, wo in vielen kleinen Schollen und Blöcken ein eigentlich untypischer grauer, braun anwitternder Kalk auftritt. Im Schlift sind zahlreiche Mikroorganismenreste zu erkennen, von welchen R. OBERHAUSER neben etlichen Echinodermenresten *Lingulina*, *Nodosaria* sowie in einem Ooidkern eine *Involutina liassica* (JONES) bestimmen konnte; er hält damit Lias - Alter für gesichert. Auf den Schichtflächen der Krinoiden- Spatkalke finden sich immer wieder, manchmal sogar gehäuft, Belemniten. Maximale Mächtigkeit rund 10 - ? 20 m.

2.2.6. Neokomschiefer

Lediglich auf Grund ihrer Stellung im Gesamtprofil hat CADISCH (1941) eine Folge verschiedener grauer, quarzitischer - karbonatischer, schwächst

phyllitischer Schiefer als Neokomschiefer ausgeschieden; sie gleichen völlig den grauen Bündnerschiefern und wurden auch von HAMMER als solche auskartiert. Ein direkter Altersnachweis in den eigentlichen Neokomschiefern gelang auch THUM und dem Verfasser nicht.

Mächtigkeit: mehrere Zehnermeter.

2.2.7. Tristelschichten

Wiederholt treten als geringmächtige Einschaltungen in den Neokomschiefern meist relativ massige Crinoidien- Mikrobrecien auf. Sie erinnern im Schliffbild (neben Karbonatgesteinsgeröllen enthalten sie auch detritären Muskovit) sowie durch ihre relative Massigkeit im Handstück sehr an die Sadererjoch- Krinoidenbrecien. Sie finden sich immer wieder zwischen der Fließer Stieralm und Bad Obladis innerhalb des Neokomschieferzuges. Aus einer Mikrobrecie THUM's konnte E. KRISTAN TOLLMANN bestimmen: *Calpionella cf. alpina* LORENZ; *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU); *Calpionella elliptica* CADISCH; *Crassicollaria massutiniana* (COLOM); *Globochaete alpina* LOMBARD; *Pattelloides juvavica* LEISCHNER; Krinoidenstielglieder, Seeigelstacheln. Da sich die Fossilien in interklastenartigen Komponenten des Gesteins fanden, kann auf ein posttithones Alter, also Neokom oder jünger, geschlossen werden. Es erhebt sich aber die Frage, ob diese "Tristelbrecien" tektonische Einschaltungen in den Neokomschiefern sind oder überhaupt Teile letzterer als Ganzes als Tristelschichten angesehen werden müssen - auch in der Sadererjochserie treten ja zwischen den Typusgesteinen ganz "normale" graue Bündnerschiefer auf.

2.2.8. Couches rouges

An mehreren Stellen (SE Schönjöchel, S Planskopf, N Arrezjoch) konnte der Verfasser helle, dünngeschichtete, z.T. verfaltet, insgesamt aber oft massige Felsen aufbauende Kalkschiefer- Schieferkalke mit hellgrünen Phyllit - bzw. Chlorit- Sericitbelägen auf den Schichtflächen auskartieren. Sie treten oft im Verband mit Neokomschiefern auf, gleichen aber diesen durchaus nicht, noch gehören sie zu den höheren Flyschschiefern. Es ist denkbar, daß sie als wenig typische Vertreter der Couches rouges anzusehen sind. Das Alter wäre demnach obere Kreide - ?Alt- Tertiär. Mächtigkeit: knapp 10 m.

2.2.9. Höhere Flyschschiefer

Als jüngstes Schichtglied der Prutzer- und Tasnaserie des nordöstlichen österreichischen Fensteranteiles ist eine Folge von hellen, blaß bis intensiv bräunlich verfärbten, sandigen Schiefen - Mikrobrecien sowie grünen Phylliten anzusehen. Sie enthält - wie die bunten Bündnerschiefer - auch Konglomerate und Breccien (darunter am Arrezjoch sogar eine Arkose) sowie Grobblockeinstreuungen. Die Gesteine dieser höheren Flyschschiefer lassen sich von den bunten Bündnerschiefern i.a. weder im Handstück noch im Schliff unterscheiden. Auch Schwermineraluntersuchungen ergaben keine Unterscheidungsmöglichkeit (Überwiegen des idiomorphen gegenüber dem gerundeten Zirkon; THUM 1970). Da sie nach Ansicht des Verfassers über den Couches rouges folgen, diese und das Gault vielleicht aber auch teilweise vertretend, wird als Alter dieser Schichten oberste Kreide - ?Tertiär angenommen (Fossilfunde fehlen). Primäre Mächtigkeit: wahrscheinlich zwischen 50 und 100 m.

2.2.10. Graue bis blaßbunte Phyllite

Wie im tieferen Penninikum treten auch im Randbereich derartige Phyllite in eher geringer Menge auf, die sowohl mit den ?Neokomschiefern und/oder ?Tristelschichten wechsellagern.

2.2.11. Grüngesteine

Grünschiefer, Diabase und Serpentinite
Verschiedenartige Ophiolithe treten in den Serien der Randbereiche mehrfach innerhalb verschiedener Schichtglieder auf; meist handelt es sich nur um kleine Vorkommen (Ausnahme: der relativ große Ophiolithkörper N des Oberen Malfragkopfes). Am Arrezjoch tritt geringmächtig ein Mandelgestein auf.

2.3. Gips

An zahlreichen Stellen findet sich im gesamten NE-Teil des Unterengadiner Fensters Gips in kleinsten bis etwas größeren Vorkommen. Er tritt einerseits sowohl in den tieferen zentralen Schichtfolgen wie auch in den Randbereichen auf, andererseits sowohl im Kontakt mit Permoskyth und Triasgesteinen als auch inmitten jüngerer Schiefererien - ein unterschiedliches Alter der verschiedenen Gipse schien durchaus denkbar, ja sogar wahrscheinlich. An vier Proben aus verschiedenen geologischen Positionen

wurden 1986 über Vermittlung von HR SCHROLL im Labor des Geotechnischen Institutes am Arsenal S- Isotopenbestimmungen durchgeführt, die - etwas unerwartet - übereinstimmend ein Mittel- bis Obertriasalter für die Gipse ergaben. Diese Sedimente waren also überaus mobil, die einzelnen Vorkommen sind im nordöstlichen Fensteranteil maximal einige Meter mächtig und bis einige Zehnermeter lang.

3. Vergleich der Schichtfolgen

Vergleicht man die Serien und Gesteine im NE- Teil des Unterengadiner Fensters mit jenen am W- Rand (Idalpe- Fimbertal) und im SW- Teil des Fensters, so fallen in drei Punkten die Unterschiede deutlich auf:

- 1) sind die Gesteine im NE deutlich stärker metamorph, auch in den Randbereichen;
- 2) fehlen - wahrscheinlich durch die stärkere Umwandlung - vor allem in den Schiefem im NE fast alle Mikrofossilien (Ausnahmen: Krinoidenmikrobrecien der Sadererjochserie im tieferen Penninikum - hier aber meist sehr schlecht erhalten; die ?Tristelschichten in der Prutzer-Tasna-Serie);
- 3) fehlt im NE sicher ein Teil der im W und SW nachgewiesenen Schichtgliedern - von der Kristallinbasis bis in die obere Kreide. Es fehlen im NE der "Tasna- Granit" + Nebengesteine und die Malmkalke; Tristelschichten (Urgo- Aptien), Gault und Couches rouges sind nur mit großen Fragezeichen und - wenn überhaupt - stark reduziert vertreten (CADISCH 1941, 1951, 1963). Sicherlich nicht in den nordöstlichen Randbereichen vertreten sind verschiedene Schiefergesteine, die sich in den höheren Einheiten im Bereich der Idalpe fanden und auch durch Fossilfunde einstufen ließen, z.B. Idalpensandstein und Gaultsandstein, auch der bunte Keuper fehlt. Tristelkalkschichten und die Couches rouges sowie der Lias sind auf der Idalpe viel umfangreicher ausgebildet und auch gut fossilbelegt. Der Höllentalflysch entspricht wohl den bunten Bündnerschiefern, ist aber fossilbelegt.

Der Lias tritt erst im äußersten SW des österreichischen Fensteranteiles auf, hier allerdings mit relativ guter Fossilführung. Dafür findet sich der paläozoische Quarzphyllit an der Basis der Prutzer Serie ge-

gen SW hin nur bis zur westlichen Fließeralm; der Ladiser Quarzit als geschlossener Zug gegen SW ebenso weit, von hier mit Unterbrechungen aber wenigstens noch bis S der Idalm. Im Abschnitt 6 sollen noch weitere Argumente für die Auffassung des Verfassers angeführt werden, daß Tasna und Prutzer Serie trotz der angeführten Unterschiede in den Schichtfolgen zusammengehören, und nur ein teilweiser seitlicher Fazieswechsel vorhanden ist.

Abschließend seien noch einige Vergleiche des nordöstlichen Unterengadiner Fensters mit dem Prätigauer Halbfenster gestattet. Vergleicht man die zentralen penninischen Gesteinsserien des Unterengadiner Fensters mit der Masse der Bündnerschiefererien des Prätigau, so erkennt man zweifellos in beiden Gebieten viele ähnliche flyschartige und orogen geprägte Gesteine, wobei freilich im Prätigau die jüngeren Anteile durch Fossilfunde altersmäßig fixiert und gut gegliedert werden konnten. Ohne Fossilfunde würde man wahrscheinlich diese jüngeren, besonders stark durch Breccien, Sandsteine, Tonschiefer und mergelige Kalke gekennzeichneten Folgen (Pfvigrat- bis Ruchberg-Serie) in Summe etwa mit den bunten Bündnerschiefern vergleichen, die älteren Folgen mit dem Komplex der grauen Bündnerschiefer, wie dies auch STAUB getan hat (NÄNNY 1946), und zwar (nach Meinung des Verfassers) die Klus- Serie mit den eigentlichen grauen Bündnerschiefern, die tonschieferreiche Valzeina- Serie mit den Tonschiefern der Sadererjochserien und die Sassauna- Serie mit den ?Tristelfeinbreccien und dem ?Gault- Quarzit der Sadererjoch- Serie. Bei den höheren, deutlich orogen- klastischen Gesteinen fällt die fehlende bis schlechte Rundung des Grobdetritus in den Prätigau- Gesteinen im Gegensatz zur meist mehr oder weniger guten Rundung in den Sandsteinen bis Feinbreccien des Unterengadiner Fenster auf (vgl. Fig. 21 - 40 in THUM & NABHOLZ 1972).

Auch hinsichtlich der Schwerminerale sind bemerkenswerte Parallelen vorhanden: ebenso wie die bunten Bündnerschiefer zeigen die oberkretazischen Gesteine des Prätigau ein Vorherrschen des idiomorphen gegenüber dem gerundeten Zirkon; das gleiche ist freilich auch bei der Sassauna und Valzeina- Serie der Fall, während die von mir damit gleichgesetzte Sadererjoch- Serie ein deutliches Überwiegen der gerundeten Zirkone zeigt. In der Klus- Serie schließlich zeigt sich durch etwa gleiche Anteile von idiomorphen und gerundeten Zirkonen

eine Annäherung an die graue Bündnerschiefer Hinsichtlich Turmalin, TiO_2 und Apatit ergaben sich keine signifikanten Unterschiede zwischen Prätigau und Unterengadiner Fenster (THUM 1970, THUM & NABHOLZ 1972).

Vergleicht man die Schichtfolgen von Prutzer (und Tasna-) Serie im Unterengadiner Fenster mit der Falknis- und Sulzfluhdecke im Prätigau, so sind die Oberkreide-Folgen ähnlich, wenn auch im Prätigau zum Teil bedeutend mächtiger. Demgegenüber fehlen den mittelpenninischen Prätigau-Einheiten der paläozoische Quarzphyllit der Prutzer-Serie völlig, während die Granitbasis, der Permoskyth-Quarzit sowie die gesamte Trias wesentlich reduziert sind. Ein wesentlicher Unterschied ist aber das völlige Fehlen der im Prätigau so mächtigen Malmsedimente (-200 m Sulzfluhkalk, -350 m Falkniskalk und -breccien) im NE-Teil des Unterengadiner Fensters (bzw. ein relativ geringmächtiger Malm im SW).

4. Gedanken zum Ablagerungsraum

Hinsichtlich der Ablagerungsverhältnisse steht es wohl zweifelsfrei fest, daß die gewaltigen Schiefermassen des zentralen Fensterbereiches (graue Bündnerschiefer) in einem ausgedehnten, tiefen Meerestrog mit einem neugebildeten Ozeanboden (dem keine älteren Sedimente auflagen) sedimentiert wurden. Gegen S schloß sich eine Schwelle mit Kristallin (Granit + Begleitgesteine, paläozoischer Quarzphyllit), Quarzit und eher mächtigen Kalk-Dolomit-Tonschiefer-Sedimenten an; nur von dieser Schwelle können die großen Karbonat-, Quarz- und Tonschlammassen stammen, die wir heute in den grauen Bündnerschiefern metamorph vorfinden; diese Sedimente reichten - wenn auch stark reduziert - bis in den eigentlichen Schwellenbereich. Während mit verstärkter orogener Heraushebung der Schwelle (ab der austrischen Phase) die Materialzufuhr in den penninischen Trog relativ plötzlich wesentlich verstärkt wurde (bunte Bündnerschiefer), entstanden im stark gegliederten Schwellenbereich einige Zeit hindurch differenzierte Schichtfolgen, ehe die einheitliche Flyschsedimentation der bunten Bündnerschiefer auch auf den Schwellenbereich übergriff (höhere Flyschschiefer), auf dem aber trotzdem noch Insel (-ketten) über den Wasserspiegel ragten, von deren Steilküsten Olistholithe einglitten. Der hohe Anteil an Karbonatdetritus in

den jüngeren Flyschserien weist auf ein relativ nahes Liefergebiet, die meist relativ gute Rundung auch der mm- kleinen Körner auf fluviatilen Transport in eher langsam fließenden Gewässern hin. Noch nicht näher untersucht und geklärt ist die Herkunft der relativ reichlichen Eisen- bzw. Limonitmengen in den bunten Bündnerschiefern; als Gedanke des Verfassers: Abtransport lateritischer Böden am verbliebenen Festland und Ausfällung in Küstennähe.

Zur Frage, ob die Masse der Sedimente des Penninikums im nord- oder südpenninischen Trog (Valais- oder Piemontais-Zone) abgelagert wurde, möchte ich aus der Begrenztheit meines Arbeitsgebietes nur die Überlegung festhalten, daß das vermutliche stratigraphische Hinaufreichen der bunten Bündnerschiefer bzw. der höheren Flyschschiefer der Randbereiche bis ins Alt-Tertiär sicher auf ein sehr spätes Zuschieben sowohl des Haupttroges wie auch des südlich anschließenden Schwellenbereiches hinweist, was wohl für einen Ablagerungsraum Valais-Trog und Brianconnes-Schwelle spricht. Es sei aber auch darauf hingewiesen, daß es in den hangendsten Penninikumsanteilen am SE-Ende des Tauernfensters Gesteine gibt, die unglaublich an graue Bündnerschiefer gemahnen; auch der schon erwähnte Eisendolomit in der Katschbergzone sei nicht vergessen.

5. Die Lagerungsverhältnisse

Die Gesteinsmassen des Unterengadiner Fensters bilden heute eine etwa NE-SW-streichende Antiklinale, deren Achse im NE den Talboden etwa zwischen Tösens und Ried in sehr spitzem Winkel quert. Westlich des Antiklinalscheitels zeigen die Schichten das dem Großbauplan entsprechende durchschnittlich NW- bis NNW-gerichtete Einfallen. Anders hingegen sind die Verhältnisse am NE-Ende sowie auf der E-Seite der Fensterantiklinale. Die einzelnen Gesteinszonen bzw. tektonischen Einheiten streichen keineswegs um das NE-Ende des Fensters konzentrisch herum auf die E-Seite, sondern sie wurden entlang des E-Randes abgequetscht (höhere Anteile) bzw. enden die bunten Bündnerschiefer der → Pfundser Serie etwa 10 km S des Kaunertales ziemlich unvermittelt (Pleiskopf E Übersaxen). Man gewinnt den Eindruck, als sei hier entlang einer mit dem östlichen Fensterrand in

etwa zusammenfallenden Störung das W derselben gelegene Gebirge (also die Serien des Unterengadiner Fensters) gegen NE verschleppt worden. Östlich des Inns zeigen die Schichten vielfach ein durchschnittlich E - W verlaufendes Streichen, das nach dem Großbauplan zu erwartende Einfallen gegen E - SE ist in weiten Bereichen nur selten, verbreiteter mit Annäherung an den Kristallinrand anzutreffen. Offenbar haben sich hier bei der jungen Aufwölbung im Miocän (TOLLMANN 1977) im Druckschatten der neugebildeten Antiklinale alte Strukturen erhalten. Ähnliches deuten wahrscheinlich auch E - W und SE - NW - streichende Kleinfaltenachsen an.

Am NE- Ende des Fensters, wo man eigentlich entsprechend einem peripheren Abtauchen der Schichten ein Einfallen derselben gegen NW über N bis NE und E erwarten würde, ist in Wirklichkeit hauptsächlich ein WSW - ENE -, W - E- bis NW - SE- Streichen zu beobachten; das Einfallen der Schiefer gegen E - SE tritt vergleichsweise zurück und ist überdies vermutlich teilweise auf junge Querstörungen zurückzuführen. Mehrfach konnten vom Verfasser solche junge Verwerfungen auskartiert werden, die in den Randbereichen des Unterengadiner Fensters normal bis schräg zum Kristallinrand bzw. zum Streichen der Gesteinsfolgen verlaufen und an welchen Versetzungsbeträge bis zu mehreren hundert Metern beobachtet wurden. Das Nicht- Erkennen solcher Querverwerfungen hat HAMMER zu einigen Fehldeutungen veranlaßt (z.B. Dolomitschollen im Kristallin bei Asters, angebliche Verdoppelung der Eisendolomitschollenreihe W des Kölnerhauses).

Auf die gefügekundlichen Detailarbeiten von MATTMÜLLER (1991), der u.a. Unterschiede zwischen den einzelnen tektonischen Einheiten herausgearbeitet hat, kann aus Platzgründen im Detail nicht eingegangen werden. Es seien nur einige Anmerkungen gestattet:

- 1) hätte es der Verfasser für richtig gehalten, erst nach einer geologischen Detailkartierung den Versuch solcher gefügekundlichen Differenzierungen der einzelnen Zonen zu unternehmen;
- 2) läuft der Rand des Silvrettakristallins keineswegs parallel zu den Gesteinszonen; die Detailkartierung einzelner Gesteinslagen läßt erkennen, daß diese an einer Stelle unmittelbar an das Kristallin stoßen, andernorts aber durch überlagernde

andere Schichten von wechselnder Mächtigkeit vom Kristallin getrennt sind;

- 3) wurden die liegenden penninischen Serien diskordant vom Kristallin überschoben (was zumindest eine beginnende Aufwölbung wahrscheinlich erscheinen läßt), wobei die liegenden, weichen Schiefer unverändert blieben, das überlagernde, viel festere Kristallin aber an seiner Basis zu einem Ultramylonit wurde;
- 4) tauchen die einzelnen Zonen am NE- Ende des Fensters keineswegs in voller Breite unter das Ötztalkristallin, sondern keilen (?tektonisch) vorher fast völlig aus (das Bild einer Übersichtsskizze täuscht, man muß die einzelnen Gesteine und Zonen im Detail verfolgen!).

6. Tektonische Aufgliederung und Entwicklung der Serien

Umstritten ist auch die tektonische Aufgliederung des Unterengadiner Fensters, da die verschiedenen Autoren z.T. unterschiedliche Gesteine bzw. -serien zu tektonischen Einheiten zusammenziehen oder voneinander trennen.

TRÜMPY (1972) unterschied (vom Liegenden zum Hangenden):

- | | | |
|--|---|-----------------------------------|
| 1) Bündnerschiefer des Fensterinneren | } | TIEF-PENNINIKUM |
| 2) Schuppenzone Roz- Champatsch | | |
| 3) Schuppe von Ramosch | | |
| ----- | | |
| 4) Tasna Decke | } | HOCH-, EV. AUCH MITTEL-PENNINIKUM |
| 5) ?Arosa- Zone | | |
| 6) Stammerspitz- Schuppe =?Unterostalpin | | |
| 7) Oberostalpine Decken (Kristallin + Sedimente) | | |

Nur teilweise ähnlich untergliederte R. OBERHAUSER (1980):

- 1) Pfundser Serie;
- 2) Stammerspitz-Schuppe (Unterostalpin);
- 3) Zone von Roz-Champatsch- Pezid;
- 4) Prutzer Zone;
- 5) Ramoscher Zone;
- 6) Tasna-Decke;
- 7) Arosa-Zone;
- 8) Subsilvrettide Schürflinge;
- 9) Silvretta- bzw. Ötztaleinheit.

Wesentlich einfacher untergliederte CADISCH (1968):

- 1) penninische Bündnerschiefer des Fensterinneren;
- 2) Zone Rozschiefer= Zone von Champatsch;
- 3) Stammerspitz-Decke (?ostalpin - ?penninisch);
- 4) Tasnadecke (incl. Prutzer Serie und tektonisch selbständigem Flysch);
- 5) Silvretta- (Scarl-) Decke.

MEDWENITSCH, THUM und UCIK haben im NE- Teil des Unterengadiner Fensters seit rund 40 Jahren ganz einfach untergliedert:

- 1) Pfundser Serie;
- 2) Pezid Serie;
- 3) Prutzer Serie;
- 4) Tasna Serie;
- 5) Ostalpines Kristallin.

Vergleicht man diese tektonischen Gliederungen, so erkennt man sofort, daß die Stellung der mächtigen Trias- Scholle der Stammerspitz und die der Ramoscher Zone sowie das Verhältnis von Tasna-Decke zur Prutzer Serie umstritten sind.

Aber auch die Abgrenzung der einzelnen Zonen ist strittig. So wird von CADISCH und TRÜMPY, sowie abschnittsweise auch von OBERHAUSER die Liegendgrenze der Zone von Champatsch- Pezid mit den tiefsten bunten Bündnerschiefern gezogen, TRÜMPY rechnet auch die Sadererjochserie dazu; demgegenüber hielten MEDWENITSCH, THUM und UCIK einen Teil der bunten Bündnerschiefer sowie die Sadererjochserie für Bestandteile der tieferen Pfundser Serie und sahen die Basis der höheren Pezidserie durch Permoskyth-Quarzit sowie etliche Triasschollen markiert.

Die Basis der Prutzer Serie bzw. der Tasna Serie im SW des österreichischen Fensteranteiles ist durch paläozoischen Quarzphyllit + Ladiser Quarzit bzw. Triasschollen sehr deutlich gegeben. Insgesamt ist dieser Randbereich im nordöstlichen Fensteranteil ein Bereich vielfältiger und wirrer Verschuppungen, in dem aber doch - wie die Detailkartierung zeigte - verschiedene Gesteinszonen über weite Strecken hin durchstreichen, wenn auch z.T. mit Unterbrechungen und Verstellungen (z.B. der Neokomschieferzug von der Landesgrenze im SW gegen NE bis zum Inntal oder der Hauptzug der höheren Flyschschiefer von der Grenze gegen NE bis zum Kaunertal, beide quer über die Grenze zwischen den beiden Serien in OBERHAUSER's Skiz-

ze /1980). Der Verfasser glaubt auch aus diesem Grund, daß Prutzer Serie und Tasnaserie zusammengehören; auch die Abtrennung höherer Anteile der Prutzer Serie am NE- Ende des Unterengadiner-Fensters als Arosazone und subsilvrettide Schürflinge hält er nicht für gerechtfertigt, da sich die Gesteine dieses Bereiches nicht grundsätzlich von den tieferen Anteilen der Prutzer Serie unterscheiden. Ähnliches gilt auch für das höhergelegene Gebiet der Fließ Stieralm, wo OBERHAUSER nur den Liaszug der Tasnadecke zuweist; hier ist wohl nur der relativ mächtige mächtige Diabas- (Serpentin-) Stock am Kamm N des Oberen Malfragkopfes als Bestandteil der Arosazone anzusehen, die anderen Schiefer gehören sicher zur Tasna-Prutzer- Serie.

Die gesamte Prutzer- Tasna- Serie besteht aus mehreren gestapelten Schuppen, von welchen auch die höheren immer wieder Ladiser Quarzit, paläozoischen Quarzphyllit, höhere Flyschschiefer und Triasschollen enthalten. An einigen Kalk- und Dolomitlinsen am Kristallinrand ist auch zu sehen, daß noch andere Schiefergesteine in ihrem Hangenden auftreten.

Die tektonische Abtrennung der Pezidserie von der liegenden Pfundser Serie, die jahrzehntelang problemlos durch Ladiser Quarzitspäne bzw. Triasschollen gegeben erschien, ist nach nunmehriger Meinung des Verfassers ein zumindest offenes Problem. Im Gebiet der Masneralm ist mehrfach paläozoischer Quarzphyllit + Quarzit von der Basis der Prutzer Serie bis weit hinab in den Bereich der bisher abgetrennten Pezidserie tief eingeschuppt. Andererseits läßt sich abschnittsweise die Liegendgrenze der Pezidserie nur mit viel Vorbehalt festlegen, weil die genannten Deckenscheider fehlen, kein mächtiger Zug grauer Bündnerschiefer als Basis vorhanden ist, die Pezidserie extrem auf eine einzige Lage grauer Bündnerschiefer reduziert wäre u.a.m. (z.B. am Minderskopfkamm, Lazidrücken usw.). Es wird daher die Vorstellung entwickelt, daß während der alpidischen Subduktion (?mittelalpidische Phasen) des Bereiches der Brianconnes- Schwelle die kristalline Basis derselben samt den verschiedenen auflagernden Sedimenten nicht nur zu einer komplizierten tektonischen Melange vermennt wurde, die heute als Prutzer- Tasna- Serie vorliegt, sondern auch einzelne ältere (vielleicht auch jüngere) Sedimentspäne abgesichert und relativ oberflächlich an verschiedenen Stellen in die tieferen, nördlicheren

Sedimentmassen hineingepreßt wurden, wo sie nun Deckenscheider zu sein scheinen. Die Grenze zwischen den härteren grauen Bündnerschiefern und den weicheren bunten Bündnerschiefern war natürlich eine willkommene Schwächezone für solche Spieße, aber erst dieses Vorstellungsbild vom Eindringen dieser vermutlichen Deckenscheider erklärt, warum einzelne Triasschollen inmitten grauer Bündnerschiefer (z.B. Beutelkopf) oder im Liegenden bunter Bündnerschiefer (am Hang westlich oberhalb Ried) auftreten.

Das an Muskowiten aus dem Ladiser Quarzit bei Prutz festgestellte K/Ar- Alter von 32,4 Mio Jahren kann sicher nicht der Aufwölbungsphase, wahrscheinlich aber der Zeit der Subduktion und tektonischen Stockwerksbildung entsprechen. An Muskowiten aus anderen Permoskyth- Quarziten der näheren und weiteren Umgebung, aber in höheren tektonischen Positionen wurden Alter zwischen 65 und über 100 Mio Jahren (in etwa Ober- Kreide) festgestellt - wurde das Unterengadiner Fenster tatsächlich so spät zugeschoben? Weitere tektonisch tiefliegende Permoskyth- Quarzite (Unterostalpin am W- Rand des Tauernfensters) zeigen gleichfalls junge K/Ar- Alter der Muskowite zwischen 13,5 und knapp über 30 Mio Jahren - die Parallelen zum Unterengadiner Fenster sind auffällig; die ganz jungen Alterswerte sind vielleicht doch auf jüngste Aufwölbungsbewegungen des Tauernfensters zurückzuführen (alle Werte THÖNI 1980).

7. Der Raum um Nauders

In dem an sich wichtigen und interessanten Gebiet E bis S von Nauders sind leider weder die tektonischen Verhältnisse wirklich geklärt noch alle Gesteine eindeutig angesprochen. Da der Verfasser hier selbst keine Detailkartierungen durchgeführt hat, verbleibt ihm nur der Versuch, die unklaren Verhältnisse an Hand der vorliegenden Unterlagen darzustellen (HAMMER 1923, THUM 1966, 1970).

Über der Sadererjochserie, die sich hier vom Kristallinrand entfernt, folgt zunächst ein mächtiger Diabasschieferzug (1), über welchem nach HAMMER graue Bündnerschiefer mit Krinoidenbreccien und Quarziten (2) folgen; THUM hat diese Gesteine S von Nauders als fragliche Tristelschichten (2a) ausgeschieden, E des Ortes als normale graue

Bündnerschiefer (2b) - warum? (HAMMER's Ausscheidung der Einlagerungen ist i.a. zuverlässig). Hangend von 2a bzw. in dessen streichender Fortsetzung gegen NE folgt ein (Biotit-) Schiefergneis (3), der E Nauders hangend von 2b liegt (angeblich Ötztalkristallin). Weiter im Hangenden von 2a bzw. 3 liegt S von Nauders ein mächtiger Serpentinzug (4), der aber E des Stillebachtals fehlt. Über (=südlich) dem Serpentin hat HAMMER einen Zug grauer Bündnerschiefer eingetragen (5), die THUM aber als "hornsteinführende Triaskalke" der Ötztaldecke ansprach (5a) und mit Kalken sowie Dolomiten E des Tales (5b), hangend von 3, verband, die auch HAMMER als Hauptdolomit ausschied. Über einem weiteren (Schiefer-) Gneiszug (6) folgt S Nauders wieder eine Triaslinse (7), die auch HAMMER schon kannte und die unter der Hauptmasse des Ötztalkristallins (8) eingeklemmt ist. THUM (1970) hat I sowie 2a + b zur Tasna- Decke gerechnet und spricht beim Serpentin (4) von einer fraglichen tektonischen Stellung. TRÜMPY (1972) hat in diesem Gebiet die Zone von Ramosch und die Tasna- Decke ausgeschieden, ebenso R. OBERHAUSER (1980) (ein eingeklemmtes Permomesozoikum im Kristallin). CADISCH schließlich verzeichnet hier Ophiolithe (ohne Zuordnung), Tasnaserie, Silvretta- Decke + Sedimente sowie Ötztalkristallin. Hier gibt es wohl nur einen Schluß: dieses Gebiet muß neu aufgenommen werden!

8. Lagerstätten und Mineralquellen

Bereits die alte geognostische Karte Tirols (1849) verzeichnet im Bereich des Engadiner Fensters sowie im angrenzenden Kristallin eine ganze Anzahl von Lagerstätten; neuere Bearbeitungen der Lagerstätten dieses Raumes, gibt es von MATTHIAS (1961) sowie VAVTAR (1988). Allerdings liegt die wichtigste Lagerstätte des Tiroler Oberinntales, die Pb- Zn- Ag- Lagerstätte Tösens im Platzer Tal, bereits außerhalb des Unterengadiner Fensters im Ötztalkristallin.

Von den gar nicht so wenigen Lagerstätten innerhalb des eigentlichen Fensterbereiches, die die geognostische Karte verzeichnet, konnte freilich schon MATTHIAS die allermeisten nicht wiederfinden. Einzige wirklich nennenswerte und zumindest in der Vergangenheit auch bergwirtschaftlich bedeutsame Lagerstätte ist der ehemalige Bergbau Rotenstein

auf der Komperdellalpe bei Serfaus. In der größten der vorhandenen Eisendolomitschollen (250 x 120 m, Mächtigkeit min. 150 m) enthalten 5 gangähnliche, erzimprägnierte, durchschnittlich 2 m mächtige Zonen ("Gänge") in 4 Fällen vorwiegend Fahlerz, in einem hauptsächlich Pyrit. Neben dem Ag-führenden Tetraedrit und Pyrit soll auch Kupferkies vorkommen, als Gangart sind Quarz, Dolomit und Eisenkarbonate zu nennen. Der Bergbau wurde schon im 15. Jh. betrieben, wobei die Erze in einer Hütte zu Urgen bei Flies verarbeitet wurden. Nach seiner Einstellung anfangs des 17. Jh. wurden die Gruben 1841 - 1845 vom Geognostisch-montanistischen Verein und zuletzt 1916 - 1925 von der Rotensteiner Gewerkschaft in Imst ohne Erfolg wieder gewältigt. Die Fahlerze treten in Nestern, Schnüren, Kluffüllungen und selten in großen derben Partien auf; sie können - einschließlich Azurit und Malachit - auch im einzigen derzeit befahrbaren Stollen beobachtet werden, wo der Erzgehalt des Ganges angeblich stellenweise 10 % erreicht.

Analysen des geognostisch-montanistischen Vereines ergaben je Tonne Fahlerz 140 kg Cu und 1.406,2 g Ag; in Haldenstücken mit Kupferkies wurde je Tonne Erz ein Gehalt von 22 Kg und 12,75 g Au gefunden (HAMMER 1915). Spätere Analysen des Fahlerzes ergaben 9,8 % Cu, 6,99 % Sb und 680 g Ag je Tonne, sowie Spuren von Au, Pb und Fe.

Zwei weitere, ganz unbedeutende Schurfbaue in Eisendolomiten gibt es auf der Masneralm, von welchen aber nur einer auch Erz in geringen Mengen antraf (Pyrit, Kupferkies, Buntkupfererz, Kupferpecherz, Fahlerz, Safflorit, Speisekobalt, Kobaltblüte, Malachit, ?Azurit und Lepidokrokit; MATTHIAS 1961, HAMMER 1915 und UCIK 1956).

Während im südwestlichen Schweizer Fensteranteil die bekannten Mineralquellen im Raum Schuls-Tarasp im zentralen Fensterbereich (graue Bündnerschiefer) entspringen, treten die verschiedenen Mineralquellen im nordöstlichen Tiroler Fensteranteil durchwegs im Bereich der randlichen Prutzer Serie auf, wobei 4 Quellen im Gebiet von Prutz-Ladis näher bekannt und untersucht sowie teilweise auch balneologisch genützt wurden. Im unmittelbaren Bereich des Hotels Bad Obladis tritt im moränen- und schuttbedeckten Gelände ein erdalkalischer Sauerling aus; er enthält u.a. 4,1 ppm Na; 7 ppm K; 482 ppm Ca; 58 ppm Mg; 210 mg/kg SO_4 ; 112 mg/kg HCO_3 ; 5,1 ppm Sr; 0,05 ppm Li. Ge-

samtmineralisation: fast 2.000 mg/l; Trockenrückstand: 1070 - 86 mg/kg; Quellschüttung: ca. 4 m³/d. Der übernormale Li- sowie der hohe Sr- Gehalt sind bemerkenswert. Die Quelle wurde angeblich schon zu Beginn des 13. Jh. entdeckt und seitdem für Bäder genützt, zeitweilig auch in Flaschen versandt (MOSTLER 1988, ZÖTL 1993).

Etwa 500 m SSW des Bades tritt im Wald in ebenfalls aufschlußlosem Gelände eine durch S. KAPFER 1825 entdeckte Quelle aus, die sich im Gelände durch roten Eisenerabsatz an der Austrittsstelle sowie H_2S -Geruch bemerkbar macht. Sie ist noch stärker mineralisiert als jene beim Bad (Gesamt-trockenrückstand: 2.317 mg/kg; Schüttung: 8 - 8,5 m³/d) und enthält u.a. 528 ppm Ca, 97 ppm Mg; 1057 ppm SO_4 ; 712 ppm HCO_3 ; 6,2 ppm Sr; 0,06 ppm Li (MOSTLER 1988).

Im Einzugsgebiet dieser beiden Quellen treten im Untergrund in der Umgebung Triasdolomit, Gips, Neokomschiefer, höhere Flyschschiefer sowie Diabase auf. Verantwortlich ist nach MOSTLER für die hohe Mineralisation vor allem Gipsgebirge.

Zwei weitere, freilich nur niedrig mineralisierte Quellen treten in Ladis aus dem Ladiser Quarzit des Schloßberges aus; ihre Ergiebigkeit ist allerdings gering (2,5 m³/d), ihre Mineralisation ist sowohl für die Bezeichnung "Mineralquelle" wie auch "Schwefelquelle" zu gering (u.a. 11,5 mg/l Na+K; 21, 6 mg/l Mg; 79,6 mg/l Ca; 108,4 mg/l SO_4 ; 227 mg/l HCO_3 ; Gesamtmineralisation: 458 mg/l). Trotzdem wurde auch hier ein Badebetrieb eingerichtet (ZÖTL 1993, Österreichisches Bäderbuch 1928).

Bekannt ist auch ein am Fuße des Quarzitschloßfelsens am linken Innufer bei Prutz-Entbruck austretender Sauerling. Bei einer Gesamtmineralisation von 1229 mg/l enthält das Wasser u.a. 42,9 mg/l Mg; 255,5 mg/l Ca; 281 mg/l SO_4 ; 636,4 mg/l HCO_3 (ZÖTL 1993). Abweichende Werte gibt MOSTLER (1988) an; u.a. 112 ppm Ca; 36 ppm Mg; 123 ppm SO_4 ; 412 ppm HCO_3 ; 6,1 ppm Sr.

Weitere mineralisierte Wässer treten inmitten der durch Moränenmaterial überdeckten Fläche der zentralen Masneralm aus und setzten an mehreren Stellen rotgefärbten Kalksinter bzw. Eisener ab. Nach der geologischen Gesamtsituation könnten auch in der Umgebung dieser Quelle Gesteine der Prutzer Serie (Quarzite, Quarzphyllite) im Untergrund anstehen. Nähere Untersuchungen fehlen hier.

9. Hinweise zu Fragen des Glacials, der Landschaft und der Massenbewegungen

Zu diesen Fragen sind aus Raumgründen nur einige Hinweise insoweit möglich, daß die Landschaft besser verstanden werden kann.

Während der letzten Eiszeit war das Inntal von einem mächtigen Gletscher erfüllt, dem auch von den Bergen der Samnaungruppe bedeutende Eisströme zuflossen. Diese Seitengletscher waren teilweise so mächtig, daß sie hunderte Meter hohe Bergkämme überströmen konnten und in Tälern, die völlig innerhalb der Schiefergebiete eingeschnitten sind, Kristallinblockwerk ablagerten (z.B. im Kadratschtal und Heubergtal bei Pfunds / Blatt 171). Ablagerungen und andere Spuren des Gletscherrückzuges sind sehr spärlich erhalten, am besten dokumentieren das Einsinken des Gletschers im Haupttal verschiedene Ablagerungen aus verschwemmtem Moränenmaterial, die in Seitentälern an den eingesunkenen Innegletscher angestaut wurden (z.B. im Bereich Edel- und Hinterkreithbach W Serfaus, am unteren Tösnerbach, am Stalanzerbach u.a.m.). Seitenmoränen aus dieser Rückzugszeit fehlen. Die auf den Almböden zu beobachtenden Moränenwälle stammen von den Lokalgletschern der späteiszeitlichen Stände; sehr schön sieht man solche Wälle im Gebiet des Ladermooses S des Lawens- Kopfes oder E des Furgler Sees (?Daun- Stadium). Heute ist die bis knapp 3000 m aufragende Samnaungruppe praktisch gletscherfrei; nur N des Furgler und W des Hexenkopfes liegen kleine Eisflecken.

Ein eigentümliches Landschaftselement des oberen Inntales flußaufwärts von Landeck sind die teilwei-

se hoch über dem heutigen Inntalboden gelegenen Altflächensysteme. MACHATSCHKE (1933) und KLEBELSBERG (1935) haben sich ausführlich mit diesen alten Flächensystemen beschäftigt und beschreiben sie zur Hauptsache als Reste einer altquartären und jung- bis mitteltertiären Landschaft bzw. Talsystems. Am auffälligsten sind im Exkursionsgebiet die ausgedehnten Altflächen von Serfaus- Fiß- Ladis (ca. 500 m über dem heutigen Talboden, altquartär- jungtertiär), zu welchem Niveau u.a. auch der Siedlungsraum von Übersaxen gehört. Einem höheren, jungtertiären Talsystem gehören die Flächen von Kaunerberg, Nauders und m - über 1700 m) Darüber folgen die Reste der mitteltertiären Gebirgsoberfläche (über 2000 m; z.B. der Rücken des Frudigerjoches). Erst weit im Schweizer Engadin erreicht der rezente Inntalboden die Höhe des tertiären Talsystems (etwa bei Zemez). Eine Zusammenstellung dieser Altflächengliederungen findet sich bei UCIK 1966.

Weit verbreitet sind im oberen Inntal auch Massengroßbewegungen (Kamm- und Bergzerreißen - Talzusub) zu beobachten. An vielen Stellen sind die glazial übersteilten Bergflanken gravitativ in Bewegung geraten, wodurch z.B. bei Pfunds sogar eine Höhle entstanden ist (UCIK 1965). Sehr auffällig ist z.B. der Nordabhang des Vorderen Heuberges (ca 3 km S des Kölnerhauses) durch ein System solcher Zerreißenklüfte in mehreren Stufen abgesunken; die Klüfte sind als metertiefe Rinne begehbar. Andere Zerreißenklüfte durchziehen als auffällige Rinnen die Berglandschaft.

LITERATUR

In der hier nur auszugsweise angeführten Literatur finden sich zahlreiche Zitate anderer, vor allem älterer Arbeiten, die sich in unterschiedlichem Ausmaß ebenfalls mit dem Unterengadiner Fenster beschäftigen.

- AMPFERER, O. & W.HAMMER (1911): Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. - *Jahrb. kk geol.R.-A.*, 61: 574-603, 683-688, 697-709. Wien.
- CADISCH, J (1946): Über den Flysch der Tasna-Decke. - *Eclogae geol.Helv.*, 39: 105-109.
- CADISCH, J. (1951): Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich. - *Eclogae geol.Helv.*, 43: 172-180.
- CADISCH, J. & E. NIGGI (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. 2.Aufl. Verl. Wepf & Co., Basel.
- FRISCH, W. (1982) Teilprojekt 15/12: Geologische Studien im Unterengadiner Fenster. - *Jber.1981 Hochschulschwerpt.* S 15: 163-173. Leoben.
- FRISCH, W. (1984): Sedimentological response to late Mesozoic subduction in the Penninic windows of the Eastern Alps. *Geol.Rundschau*, 73: 33-45. Stuttgart.
- HAMMER, W.(1914): Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. - *Jahrb. kk geol. R.-A.*, 64: 443-566. Wien.

- HAMMER, W. (1915): Über einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündnerschiefer des Oberinntales. - Zeitschr. Ferdinandeum, III. Folge, 59, :65-94. Innsbruck.
- HIESSLEITNER, G. (1954): Ostalpine Erzmineralisation in Begleitung von vor- und zwischen- mineralisatorisch eingedrungenem Eruptivganggestein. - Erzmetall· VII/H.8: 312-330. Stuttgart.
- HÖCK, V., F. KOLLER, R. OBERHAUSER & F. UCIK (1986): Exkursionen E 1 - 4. Das Unterengadiner Fenster und sein Rahmen im Bereich Fimbartal - Samnaun verbunden mit einer Gesamtübersicht über den östlichen Fenster- teil. - Exkursionsführer zur Wandertagung 1986 der Österr. Geolog. Gesellschaft in Dornbirn, 107-122. Wien.
- ISSER- GAUDERNTENTHURM, M.v. (1888) Die Montanwerke und Schurfbaue Tirols der Vergangenheit und Gegen- wart. - Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb. d. kk Bergakad. Leoben und Pribram. XXXVI: 226-285.
- KLÄY, L. (1957): Geologie der Stammerspitze. Untersuchungen im Gebiet zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Sam- naun (Unterengadin). - Eclogae geol. Helv., 50: 32-467.
- KLEBELSBERG, R. v. (1935): Geologie von Tirol-. Verl. Bornträger. Berlin
- KRAUS, M. (1916) Über einige alpine Erzlagerstätten. - Bergbau und Hütte, 2, H. 12: 203-226. Wien
- LEIMSER, W. & F. PURTSCHELLER (1980): Beiträge zur Metamorphose von Metavulkaniten im Pennin des Engadi- ner Fensters. - Mitt. Österr. Geol. Gesellschaft, 71/72 (1978/1979): 129-137. Wien.
- MACHATSCHKEK, F. (1933): Tal- und Glazialstudien im oberen Innggebiet. - Mitt. Geogr. Ges. Wien, 76: 5-48. Wien.
- MATTHIASS, E. P. (1961): Die metallogenetische Stellung der Erzlagerstätten im Bereich Engadin und Arlberg. - Berg- u. hüttenm. Monatshefte, 106: 1-13 und 45-54. Leoben.
- MATTMÜLLER, R. (1991) Überlegungen zur Deckenkinematik im Engadiner Fenster. - Jahrb. Geol. B.-A., 134: 319-328. Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1953): Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters (Tirol), im besonderen westlich des Inns von Prutz bis zum Pezidkamm. - In: "Skizzen zum Antlitz der Erde" (Kober- Festschrift): 168-192. Verl. Gebr. Hollinek. Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1954): Das Unterengadiner Fenster und sein Rahmen. - Unveröffentl. Habilitationsschrift Univ. Wien.
- MOSTLER, H., K. KRÄINER, D. SANDERS & V. STINGL (1988): Projekt TC7cF/1984: Erforschung des Rohstoffpoten- tials im Raum Imst - Arlberg. Archiv Geol. B.-A. Wien.
- MÜLLER, G. (1953) Beiträge zur Tektonik der Ötztaler Alpen. I. Teil: W- Teil. - Dissertation Geol. Inst. Univ. Wien.
- NÄNNY, P. (1946): Neuere Untersuchungen im Prätigauflisch. Eclogae geol. Helv., 39: 115-132.
- OBERHAUSER, R. (1978): Die postvariscische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogene wichtige Umstände. - Verh. Geol. B.-A., 1978: 43 - 53. Wien.
- OBERHAUSER, R. (1980): Das Unterengadiner Fenster. - In: Der Geologische Aufbau Österreichs: 291 - 299. Verl. Springer. Wien - New York.
- OBERHAUSER, R. (1983): Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalaflisch des Rätikon. Jahrb. Geol. B.-A., 126: 71-93. Wien.
- SCHÖNLAUB, H. P., CH. EXNER & A. NOWOTNY (1976): Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung- (Österreich). - Verh. Geol. B.-A., 1976: 115-145. Wien.
- THÖNI, M. (1980): Distribution of pre- Alpine and Alpine Metamorphism of the Southern Ötztal Mass and the Scarl Unit, based on K/Ar Age Determination. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72. (1978/79): 139-165. Wien.
- THUM, I. (1966): Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (im Raum Spieß - Nauders, Oberinntal). - Unveröffentl. Dis- sertation Phil. Fakultät Univ. Wien.
- THUM, I. (1970): Neuere Daten zur Geologie des Unterengadiner Fensters. - Mitt. Geolog. Ges. Wien, 62 (1969): 55-77. Wien.
- THUM, I. - W.NABHOLZ (1972) Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prätigau- Lenzerheide- Oberhalbstein. - Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz, N.F. 144. Bern.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Bd. 1: Die Zentralalpen. Verl. Deuticke. Wien.
- TORRICELLI, G. (1956): Geologie der Piz Lad - Piz Ajüz - Gruppe (Unterengadin). - Jahresber. naturf. Ges. Graubünden, 85. Chur.
- TRÜMPY, R. (1972): Zur Geologie des Unterengadins. - Ergebnisse der wissenschaftl. Untersuchungen im Schweizer Na- tionalpark. Band XII. Oekolog. Untersuchungen im Unterengadin. 2.Lief., B. I 4, 71-87. Chur.
- TRÜMPY, R. (1977): The Engadine Line: A Sinistral wrench fault in the Central Alps. - Memoirs of the Geological Socie- ty of China, No. 2: 1-12.
- UCIK, F.H. (1965): Über eine Höhle in den Bündnerschiefern bei Pfunds (Tirol). Die Höhle, 16: 38- 34. Wien.
- UCIK, F.H. (1966): Zur Geologie der nördlichen und östlichen Umgebung von Pfunds im Oberinntal/Tirol (Unterengadiner Fenster). Unveröffentl. Dissertation Phil. Fak. Univ. Wien.
- UCIK, F.H. (1986) Zur Geologie des österr. NE- Teiles des Unterengadiner Fensters. - Exkursionsführer zur Wandertagung der Österr. Geolog. Ges. in Dornbirn, 114 - 122. Wien.
- VAVTAR, F. (1988): die Erzanreicherungen im Nordtiroler Stubai-, Ötztal- und Silvretta-Kristallin. - Archiv f. La- gerst.forsch. Geol. B.-A., 9: 103-153. Wien.

UCIK

- WIDMANN, H. v. (Redaktion) (1853): Erläuterungen zur geognostischen Karte Tirols und Schlußbericht der administrativen Direction des geognostisch- montanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg. Innsbruck.
- ZÖTL, J. - J.E. GOLDBRUNNER (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs (Geolog. Grundlagen und Spurenelemente). - Springer Verl. Wien - New York.
- ÖSTERR. BÄDERBUCH, herausgegeben vom Volksgesundheitsamt im Bundesministerium für soziale Verwaltung. - Verl. der Österr. Staatsdruckerei. Wien. 1928.

GEOLOGISCHE KARTEN

- AMPFERER, O. & W. HAMMER (1924): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1: 75.000, Blatt **Landeck (5145)**. Mit Erläuterungen. Geol. B.-A., Wien.
- CADISCH, J. et al. (1941): Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25.000, Blatt Ardez (Atlasblatt 14). Mit Erläuterungen (1941)
- CADISCH, J. et al. (1963): Geologischer Atlas der Schweiz 1 :25.000, Blatt **Scoul-Schuls - Tarasp (Atlasblatt 44)**. Mit Erläuterungen (1968)
- HAMMER, W. (1923): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1: 75.000, Blatt **Nauders (5245)**, Mit Erläuterungen. Geolog. B.-A., Wien.
- GEOGNOSTISCHE KARTE TIROLS 1: 120.000, aufgenommen und herausgegeben auf Kosten des geognostisch- montanistischen Vereines von Tirol und Vorarlberg. 1849.



Diagenese – Schwache Metamorphose: Vorhandene Isotopendaten

Von Martin KRALIK

Während der letzten 20 Jahre wurden wesentliche Fortschritte in der Erforschung der Diagenese und schwachen Metamorphose sowie der Wärmeentwicklung und der Geodynamik des W - Teiles der Nördlichen Kalkalpen gemacht. Mit Hilfe der Illitkristallinität wurde eine flächendeckende Karte der Nördlichen Kalkalpen erstellt (KRALIK et. al. 1987), die auf einigen tausend Daten der Frankfurter Arbeitsgruppe beruhen. In den letzten Jahren wurden auch mit Hilfe der Vitrinit-Reflexionsmessungen die Einflüsse und generellen Trends verfeinert (KRUMM et. al. 1988).

Im betrachteten Bereich wird eine transportierte schwache Grünschiefer- bis (Anchi-) Meta-

morphose in den basalen Schichtgliedern der Kalkalpen beobachtet, die nach oben und nach Norden zur Diagenese hin abnimmt.

Isotopendaten (K - Ar, Rb - Sr, und C - O) aus diesem Bereich und dem Salzburger Bereich belegen schwach hydrothermalen Stofftransport ab der Wende Jura - Kreide, der mit Deckenüberschiebungen in Zusammenhang gebracht wird. Im Tiroler Bereich läßt sich auch eine weitere alttertiäre Aktivität auf Grund der Isotopendaten belegen.

LITERATUR

- KRALIK, M.; KRUMM, H. & SCHRAMM, J.M. (1987): Low Grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illite -Crystallinity Data and Isotopic Ages. - in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds) Geodynamics of the Eastern Alps, (164-178), 418 p., Deuticke
- KRALIK, M. & SCHRAMM, J.M. (1993): Illit - Wachstum: Übergang Diagenese - Metamorphose in Karbonat- und Tongesteinen der Nördlichen Kalkalpen: Mineralogie und Isotopengeologie (Rb - Sr, K - Ar und C - O).- Jb. Geol. B.-A., 135, Wien (im Druck)
- KRUMM, H.; PETSCHICK, R. & WOLF, M. (1988): From diagenesis to Anchimetamorphism, upper Austroalpine sedimentary cover in Bavaria and Tyrol.- Geodynamica Acta, 2, 33-47, Paris

Neue Isotopendaten zur voralpidischen Geschichte des Ötztalkristallins

Von Martin THÖNI

Mit 1 Abbildung

Das ostalpine Ötztal-Stubaikristallin ist das bedeutendste alpidisch nicht zerschnittene Grundgebirgsareal der Ostalpen. Es weist eine sehr unterschiedliche, aber kontinuierliche alpidisch-metamorphe Überprägung auf, die von ca. 300°C im NW auf über 600°C im SE zunimmt.

Isotopenuntersuchungen zur Frage des voralpidischen Magmatismus und der tektonisch-metamorphen Prägung in diesem polymetamorphen Kristallin wurden vor allem in den nordwestlichen, alpidisch schwächst überprägten Bereichen durchgeführt (Langtaufers/ Kautertal, mittleres Ötztal). Kombinierte Sm/Nd- und Rb/Sr- Daten liegen im wesentlichen an drei Gesteinsgruppen vor (Fig. 1):

- a) Granite i.w.S.
- b) Basische Eklogite (inklusive Gabbros)
- c) Metapelite (Glimmerschiefer bis Paragneise).

a) Granite i.w.S.

Das älteste magmatische Ereignis ist durch eine Rb/Sr- Gesamtgesteins- Errorchrone von 578±73 Ma aus einem Tonalitgneisstock E des Reschenpasses (Kloppairstock) dokumentiert (SCHWEIGL 1993). Das initiale Sr- Isotopenverhältnis von 0.704 weist auf hohe Mantelbeteiligung im Ausgangsmaterial hin.

Publizierte und unpublizierte Gesamtgesteinsanalysen an Zweiglimmer- Granitgneisen, Augengneisen und Muskowitgranitgneisen geben ein mittleres Rb/Sr- Isochronenalter von ca. 440±10 Ma, bei einer initialen Sr- Isotopenzusammensetzung

von 0.710±1. Dieses Alter wurde u.a. als Hinweis auf einen ausgedehnten "kaledonischen" Magmatismus mit krustaler Anatexis (relativ hohes Sr-initial) interpretiert. Sm/Nd- Analysen an solchen Orthogneisen des westlichen Ötztalkristallins weisen diese Gesteine demgegenüber als Granite s.l. mit mehrminder deutlicher Mantelaffinität aus. Dies ist in guter Übereinstimmung mit anderen geochemischen Daten (KAINDL et al. 1993; BERNHARD et al. 1993) und belegt, daß diese Magmen nicht durch reine Aufschmelzung von altem Krustenmaterial entstanden sind. Eine Regressionsgerade durch 10 Datenpunkte des Bereiches Kautertal/ Langtaufers liefert eine Sm/Nd- Errorchrone von 489±74 Ma ($\epsilon_{Nd}^{489} = -5$). Daraus ist abzuleiten, daß diese Zahl dem magmatischen Kristallisationsalter der Granite näherkommt als das durch die generell hohe Radiogenität besser definierte Rb/Sr- Alter von 440 Ma. Diese letztere Zahl könnte das Ende der hochgradigen kaledonischen Metamorphose nachzeichnen. Der in der Literatur lange als "spätvariszisch" angesehene Migmatit des Winnebachsee Gebietes und weitere, diesem vollkommen vergleichbare, neu entdeckte Migmatite E des Reschenpasses sind ebenfalls vorvariszisch (Mindestalter: ca. 450 Ma) und belegen so möglicherweise eine hochgradige kaledonische Niedrig- Druck- Metamorphose (CHOWANETZ 1990; SCHWEIGL 1993).

b) Sm/Nd- und Rb/Sr- Analysen an Olivingabbros und neu entdeckten Grobkorngabbros (MILLER & THÖNI 1993, in prep.) aus der

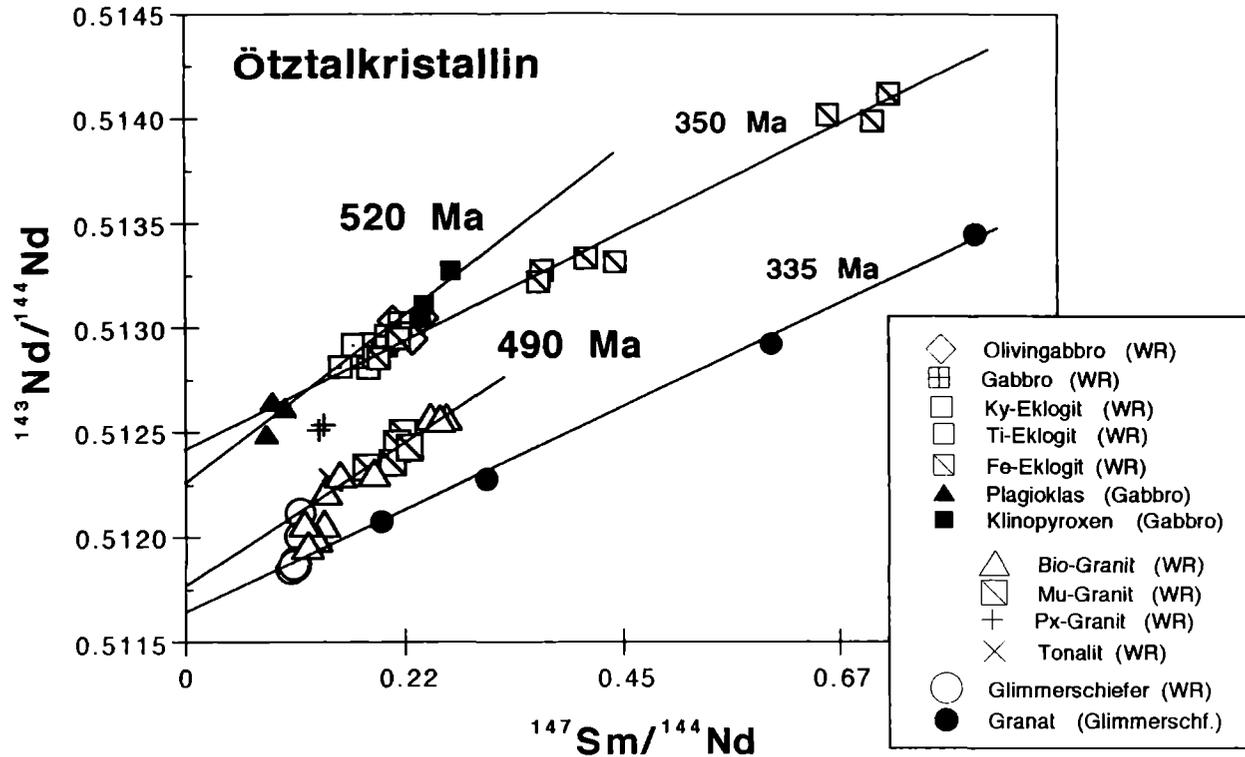


Fig. 1: Zusammenfassende Darstellung einiger wichtiger magmatischer und metamorpher Ereignisse im Ötztalkristallin. Trendlinie 520 Ma: Alter der Eklogitprotolithen (Gabbros); 490 Ma: Magmatisches Kristallisationsalter der Zweiglimmer- und Muskowitgranite; 350 Ma: Alter der eklogitfaziellen Metamorphose (Druckhöhepunkt); 335 Ma: späte Druckentlastungsphase der variszischen Metamorphose (Sillimanit-, Andalusitbildung).

Die Zahlen stellen Mittelwerte dar, Altersfehler sind daher nicht angegeben. Die Analysen an Eklogit-Mineralien sind der Übersichtlichkeit wegen nicht dargestellt.

Amphibolit- Eklogitzone des zentralen Ötztals (Bereich Längenfeld) ergeben ungefähre MORB-Zusammensetzung für die basischen Eklogit-Protolithen. Die Sm/Nd- Isochronen an magmatischen Plagioklas- Klinopyroxen- Paaren dreier Gabbroproben streuen zwischen 516 ± 3 Ma und 529 ± 3 Ma ($\epsilon'_{Nd} = +4 - +7$). Diese Alter werden als magmatische Kristallisationsalter des Ausgangsmaterials für die Eklogite interpretiert.

Die mit der Sm/Nd- und Rb/Sr- Methode untersuchten Eklogite (Fig. 1) leiten sich aus geochemisch unterscheidbaren basischen Magmen ab. Die Sm/Nd- Mineralisochronen (Granat, Gesamtgestein, Klinopyroxen, Zoisit, Amphibol) von zwei disthenführenden Eklogiten (Ky-Eklogite) und vier Fe-Eklogiten (Derivate von Ferrogabbros) liegen zwischen 340 ± 4 Ma und 368 ± 4 Ma. Der Höhepunkt des Hochdruckereignisses ist nach diesen Ergebnissen im Zeitraum 350-360 Ma anzusetzen. Die Temperaturen der eklogitfaziellen Metamorphose lagen nahe 650°C , bei

Minstdrücken von 13-15 kbar (MILLER & THÖNI 1993, in prep.).

c) Das Edukt für die Glimmerschiefer/ Paragneise zeigt mittlere Krustenverweilalter (t_{Nd}^{CHUR}) von 1.3-1.5 Ga. Die aus granat-, staurolith- und disthenführenden Metapeliten des hinteren Kautertales und des Melagtales ermittelten PT- Bedingungen ergaben nach TROPPEL (1993) und HOINKES et al. (1993) Werte um $570-650^\circ\text{C}$ bei 5.5-7 kbar. Typische Mineralreaktionen während der fortschreitenden Druckentlastung in diesen Gesteinen sind der prograde Zerfall von Granat zu Sillimanit (Fibrolith) und Biotit. Andalusit liegt als letzte wesentliche Mineralbildung vor. Sm/Nd- Analysen an Granat aus solchen Glimmerschiefern/ Paragneisen ergaben Alter zwischen 344 ± 1 und 330 ± 2 Ma. Diese Werte markieren zeitlich das letzte Stadium der variszischen Metamorphose. Die regionale Abkühlung dürfte in Übereinstimmung mit publizierten Rb/Sr- und K/Ar- Altern an Glimmern um 330-320 Ma eingesetzt haben.

LITERATUR

- BERNHARD, F. (1993): Abstract, Tagung dt. Mineral. Ges. München.
CHOWANETZ, E. (1990): Dipl.-Arbeit Inst. Geol. Univ. Wien.
HOINKES et al. (1993): Abstract EUG Strasbourg (Terra Abstracts).
KAINDL, R. (1993): Abstract, Tagung dt. Mineral. Ges. München.
MILLER, Ch. & THÖNI, M. (1993): Manus. in Vorb.
SCHWEIGL, J. (1993): Dipl.-Arbeit Inst. Geol. Univ. Wien.
TROPPEL, P. (1993): Dipl.-Arbeit Inst. f. Mineral., Kristallogr. u. Petrol. Univ. Graz.



Metamorphoseuntersuchungen im nördlichen Silvrettakristallin mit Berücksichtigung der Phyllitgneiszone

Von Andreas AMANN

Mit 4 Abbildungen

Zusammenfassung

Im nördlichen Silvrettakristallin wurde die Wirkung von zwei sich örtlich überlagernden Metamorphosen untersucht, die sich altersmäßig (u.a. radiometrisch) als variszisches und eoalpines Ereignis einstufen lassen. Die mineralogische und gefügemäßige Hauptprägung ist voralpin und läßt sich in eine Disthenzone im Nordwesten und in eine Sillimanitzone im Südosten und Osten unterteilen. Im nördlichsten Teil des Silvrettakristallins wird eine voralpine Temperaturabnahme von West nach Ost evident, wo ein - möglicherweise kontinuierlicher Übergang von der Amphibolitfazies in eine Grünschieferfazies vorliegt. Innerhalb der Sillimanitzone deuten die Mineralparagenesen und -chemismen im Bereich Paznauntal auf eine Temperaturzunahme von West nach Ost. Eine alpine Metamorphose zeigt sich nur im Ostteil des Silvrettakristallins. Sowohl in der Kalkalpenbasis als auch in der Phyllitzone und im Silvrettakristallin nehmen die Temperaturen der eoalpinen Metamorphose in Richtung Osten zu.

Aufgrund der Tatsache, daß im Vorarlberger Anteil die Phyllitgneiszone und das Silvrettakristallin eine Einheit bilden, in der nördlichen Samnaungruppe jedoch ein deutlicher Sprung der variszischen Metamorphoseprägung vorliegt, wird die Hypothese einer relativen Nordrotation des östlichen Silvrettakristallins geäußert. Diese Bewegung müßte allenfalls vor dem Höhepunkt der alpinen Metamorphose abgelaufen sein, da deren Isothermen die tektonischen Grenzen schneiden.

Einleitung

Das Silvrettakristallin ist eine Decke von voralpin gefaltetem Grundgebirge, welche bei der alpinen Gebirgsbildung von ihrer Unterlage abgeschert und nach Norden verfrachtet wurde. Die dabei überfahrenen penninischen und unterostalpinen Einheiten sind dank der geringen Mächtigkeit der Silvrettadecke zum Teil durch Erosion wieder fensterartig freigelegt worden und wurden schon um die Jahrhundertwende von STEINMANN, TERMIER und SUESS als Beweismittel für den Deckenbau der Alpen herangezogen.

Nach radiometrischen Altersdatierungen von GRAUERT (1969) wird für die Paragneise des Silvrettakristallins ein kambrisches Sedimentationsalter wahrscheinlich. Zusammen mit basischen Tuffen gelangten diese in den Einflußbereich einer kaledonischen Thermometamorphose. Dabei entstanden große Mengen palingener Magmen, die zum Teil zeitverschoben und chemisch differenziert in diese Paragneise, Glimmerschiefer und Amphibolite eingedrungen sind.

Nach dem Modell von GRAUERT wurde im Zuge der variszischen Metamorphose der ganze Komplex bis zur Amphibolitfazies aufgeheizt und auch dessen Schlingentektonik im Süden verursacht.

Bei der alpinen Metamorphose hat sich das Silvrettakristallin größtenteils als starre Platte ver-

halten und interne Bewegungen laufen meist an distinkten Scherflächen und Mylonitbahnen ab. In Bereichen alpiner Aufheizung wird die Durchbewegung mitunter auch penetrativ.

Der Vortrag befaßt sich im wesentlichen mit dem nördlichsten Teil des Silvrettakristallins und setzt sich vor allem mit folgenden Fragen auseinander:

- Wie weit läßt sich die voralpine Geschichte des nördlichen Silvrettakristallins durch Ermittlung der Kristallisationsabfolge und Paragenesebeziehungen und durch mineralchemische Untersuchungen erhellen?
- Wo und wie wirkt sich die alpine Metamorphose dieses Raumes aus?
- Welche Stellung haben "PHYLLITGNEISZONE" und "LANDECKER QUARZPHYLLIT" im alpinen Bauplan?
- Welche Position zum Silvrettakristallin hatten die nördlichen Kalkalpen zur Zeit ihrer Entstehung?

Untersuchungsmethoden

- Geländebegehungen, z.T. Kartierung
- Entnahme von 650 Gesteinsproben (450 aus dem nördlichsten Silvrettakristallin, 180 aus dem zentralen Silvrettakristallin, 70 Proben aus der Kalkalpenbasis)
- polarisationsmikroskopische Dünnschliffanalyse
 - Gefügeuntersuchungen mittels Universal - Drehtisch
- röntgendiffraktometrische Untersuchungen (Pulverdiagramme)
- mineralchemische Untersuchungen mittels Elektronenstrahlmikrosonde:
 - chemische Granatzonierung
 - Granat- Staurolith- Geothermometrie
 - Granat- Biotit Thermometrie
 - Granat- Plagioklas- Aluminiumsilikat- Quarz- Geobarometrie
 - Phengit / Paragonit- und Phengit / Pyrophyllit - Lagenbau
 - Calcit- Dolomit- Thermometer
- radiometrische Altersdatierungen: K/Ar- Altersbestimmungen an Phyllosilikaten.

Voralpine Metamorphose

Rein gefügemäßig läßt sich aufgrund der Kristallisations- Deformations -Abfolge die voralpine Metamorphoseprägung in zwei Phasen unterteilen. In Metapeliten liegen Minerale wie Granat, Biotit, Staurolith, oftmals in zwei koexistierenden Generationen vor, zumeist mit unterschiedlichen Chemismen und chemischen Substitutionen: eine präkinematische Bildung sowie eine syn- bis postkinematische Generation (siehe Abb. 1). Im zentralen Bereich des nördlichen Silvrettakristallins tritt ein zweiphasiger Granat auf, der zuweilen auch im Elementverteilungsmuster an der Phasengrenze einen Sprung aufweist.

Die jüngere Phase der voralpinen Prägung zeigt eine deutliche Temperaturzunahme gegen Osten des Silvrettakristallins engeren Sinnes, im Bereich Samnaungruppe sind kaum mehr Relikte der älteren Phase zu finden. Sillimanitisierung des Stauroliths und chemische Homogenisierung der Granate deuten auf Metamorphosetemperaturen von größenordnungsmäßig 600 °C hin. Im zentralen und westlichen Verwall tritt von den Aluminiumsilikaten Sillimanit zugunsten von Disthen zurück, welcher teilweise als postkinematische Blasen vorkommt.

Die räumliche Verteilung der Aluminiumsilikate kann nicht als eine einzige Metamorphosezonierung verstanden werden, da hier teilweise zwei Al_2SiO_5 -Generationen koexistieren. Im westlichen und zentralen Silvrettakristallin scheint die erste voralpine Prägung höhertemperiert zu sein als die letztere.

Während das nördliche Silvrettakristallin in seiner Hauptmasse sich in eine Disthenzone im Westen und eine Sillimanitzone im Osten unterteilen läßt, ist im Nordosten (Stanzertal) die Situation wesentlich komplexer. Generell deuten Paragenesen und Mineralchemismen auf eine variszisch niedriggradigere Metamorphose hin. Diese läßt sich aber nicht als eine Zone ausscheiden, da sich hier eine Art Schuppenzone präsentiert, in der aufgrund einer offensichtlich alpinen Einengung amphibolitfazielle Gesteine mit phyllitischen wechsellagern. In den Gesteinen des nordöstlichen Silvrettakristallins liegen jedenfalls Paragenesen mit voralpin gebildetem Chlorit vor, und zwar nicht nur in Form von Diaphthoreseprodukten, sondern als ursprünglich mit Granat koexistierende Pha-

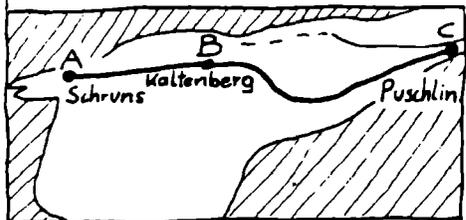
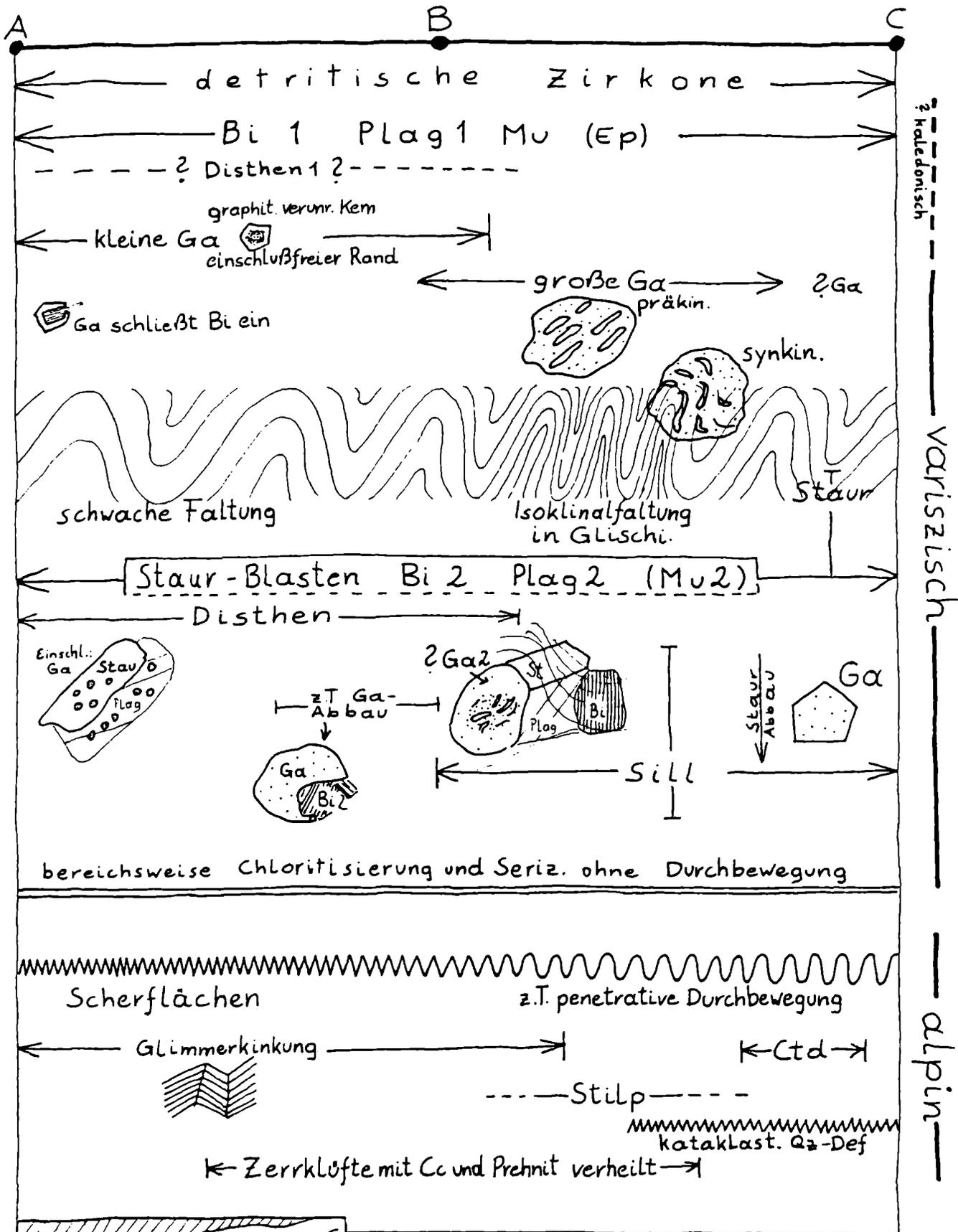


Abbildung 1: Schema der Kristallisations-Deformations-Abfolge im nördlichen Silvrettakristallin entlang eines Ost-West-Profiles.

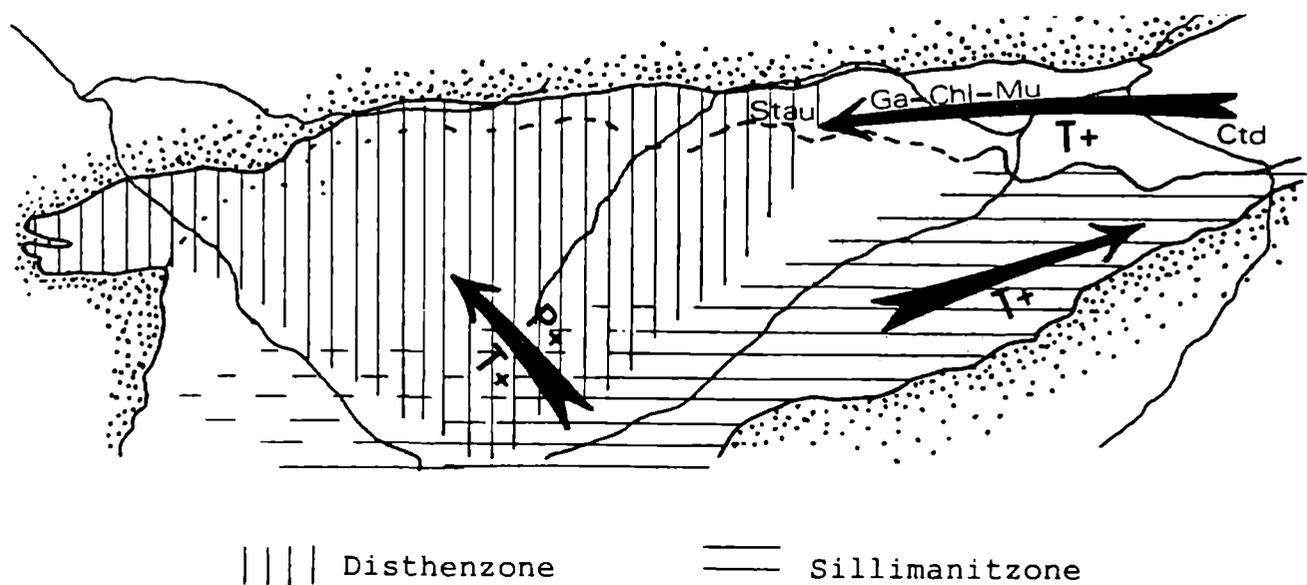


Abbildung 2: Überblick über die Trends der voralpinen Metamorphoseprägung im nördlichen Silvrettakristallin. Der linke Pfeil setzt die noch nicht vollständig bewiesene Tatsache voraus, daß die Granate dieser Region in etwa dem selben Zeitraum entstanden sind.

sen. Teilweise reichte in den Metapeliten die Temperatur für eine Granatbildung nicht aus. Die oben genannte Wechsellagerung von verschieden metamorphen Gesteinen gilt auch für den Bereich "LANDECKER QUARZPHYLLIT". HOERNES & PURTSCHELLER (1970) haben aufgrund von amphibolitfaziellen Mineralrelikten eine petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllits postuliert.

Gelände- und Dünnschliffbefunde der vorliegenden Arbeit sowie Mineralchemismen ergaben, daß sowohl im Landecker Quarzphyllit als auch in der Phyllitgneiszone einerseits intakte mesothermal metamorphe Gesteine vorliegen (zum Teil diaphthoritisch und phylonitisiert) zum Teil aber auch ursprünglich niedrigmetamorphe Paragenesen vorliegen.

Alpine Metamorphoseprägung

Hinsichtlich der alpinen Metamorphoseprägung muß zunächst überprüft werden, ob diese auf ein eoalpines Ereignis zurückzuführen ist oder ein Produkt der jungalpinen Überprägung darstellt. Die das Silvrettakristallin unterlagernden penninischen Sedimentgesteine, die stratigraphisch bis in

das Eozän heraufreichen wurden niedrigmetamorph überprägt. Dieses Temperaturereignis muß jungalpinen Alters sein. Im Nordost-Ausläufer des Silvrettakristallins konnte KRECZY (1981) mit radiometrischen Altersdatierungen an Biotit und Muskovit die Wirkung des jungalpinen Ereignisses auf das Kristallin eingrenzen. Dieses konnte nur in Hellglimmern der Kornfraktion < 2 µm in Gesteinen nahe des Fensterrandes nachgewiesen werden, d.h. die Hellglimmer haben an den Kornrändern ihr Argonsystem etwas geöffnet. Die Hauptprägung ist demzufolge eoalpin.

Metamorphose der Kalkalpenbasis

Bezüglich der transgressiven Auflagerung der Kalkalpen auf dem "PHYLLITGNEIS" respektive dem "LANDECKER QUARZPHYLLIT" besteht in der befaßten Fachwelt ein allgemeiner Konsens, auch wenn der Kontakt auf weite Strecken gestört und tektonisch überarbeitet ist. Daher konnte bei der Erfassung der alpinen Metamorphose vom Permoskyth ausgegangen werden. Das am westlichsten vorkommende alpine Metamorphoseprodukt ist Pyrophyllit im Verrucano unmittelbar westlich des Arlbergpaßes (Mindesttemperatur 300 °C). In aluminiumreicheren Gesteinen tritt Pyrophyllit

Stilpnomelan in den späthercynischen Diabasen und im Orthogneis.

Im kristallinen Grundgebirge konnte die alpine Metamorphose nicht so weit nach Westen verfolgt werden als im Permoskyth. Der Grund hierfür liegt möglicherweise nicht nur in der Temperaturabnahme, sondern zusätzlich auch in der geringeren tektonischen Beanspruchung.

Die Chloritoidstabilität beginnt vom Westen kommend in der Höhe von Landeck, und es ist fraglich, ob die im Bereich Venet - Piller die Chloritoid- Isograde nicht schon wieder unterschritten wurde. In diesem nur stichprobenartig bearbeiteten Gebiet konnte weder Chloritoid noch Pyrophyllit gefunden werden.

Abb. 3 gibt eine Übersicht über die Mineralneubildungen der alpinen Metamorphose.

Da im Kristallin teilweise Überlagerung von spätvariszischer Diaphthorese und alpiner Metamorphose vorliegt, kommt der isotopengeologischen Absicherung der vermuteten Alterseinstufung eine besondere Bedeutung zu. K-Ar- Altersdatierungen an Glimmern (hauptsächlich Muskovit) von THÖNI (1981), KRECZY (1981), SPIESS (1985) und eigene Untersuchungen zeigen eine beginnende Teilverjüngung von Pettneu am Arlberg in Richtung Osten. Die "blocking Temperatur" für Muskovit wird bei 350 °C angenommen. Weiters liefern die bisher gewonnenen Altersdaten ein Indiz, daß die alpinen Temperaturen nicht nur von West nach Ost, sondern auch von Nord nach Süd zunehmen.

Konsequenzen für die regionale Tektonik

Auf Vorarlberger Seite ist das Silvrettakristallin und die Phyllitgneiszone in lithologischer, struktureller und mineralchemischer Hinsicht voll parallelisierbar. Eine Abtrennung dieser nördlichsten Serie vom übrigen Kristallin ist nur insofern berechtigt, als daß alpine Scherhorizonte in verstärktem Maß auftreten, was jedoch den amphibolitfazialen Erhaltungszustand der Gesteine insgesamt nicht wesentlich beeinflusst. Vom Arlberg nach Osten gehend werden diese Störungen stärker und bekommen immer mehr einen nach Osten gehend dann entlang der ganzen Kalkalpenbasis bis nach Landeck auf. Auch in Ver-

rucanoschuppen innerhalb des Kristallins ist Pyrophyllit anzutreffen, wird dort aber auf der Höhe von Landeck von Chloritoid abgelöst, der seinerseits in den durch die Verschuppung verschiefereten Sedimenten quer sproßt. Auch Paragonit bzw. ein Muskovit / Paragonit mixed layer Mineral ist in der Kalkalpenbasis manchmal zu finden, seine Verbreitung endet gegen Westen bei Pettneu am Arlberg.

Alpine Metamorphose im Kristallin

Im Kristallin, einschließlich der Quarzphyllitzone, konnte die alpine Metamorphose bevorzugt in durchbewegten Zonen wirksam werden, da das für Mineralneubildungen benötigte Wasserangebot in erhöhtem Maß gegeben war. Es traten hier die gleichen Mineralneubildungen auf wie in der Kalkalpenbasis, dazu kommt noch gelegentlich penetrativen Charakter. Die in lithologischer Hinsicht gleichen Gesteine unterliegen einer stärkeren Phyllonitisation und einer im Zuge der hier schon wirksamen alpinen Metamorphose beginnenden Rekristallisation von Quarz und Helglimmem. Erst in der Samnaungruppe kann die Phyllitzone gegen das Silvrettakristallin engeren Sinnes scharf abgegrenzt werden.

Im Zuge der Neukartierung der nördlichsten Samnaungruppe konnte weder mit petrographischen noch mit geochemischen Methoden ein Kriterium zur scharfen Abtrennung von Phyllitgneiszone und Quarzphyllit gefunden werden. Es handelt sich vielmehr um eine Art Schuppenzone, wo Gesteine verschiedener Metamorphoseprägung wechsellagern. Im "QUARZPHYLLIT" wurden Amphibolite und staurolithführende Gneise gefunden, andererseits konnten über 20 Verrucanoschuppen in verschiedenen Horizonten von "PHYLLITGNEISZONE" und "QUARZPHYLLIT" lokalisiert werden.

Generell liegt innerhalb dieser Schuppenzone der Trend einer voralpinen Metamorphoseabnahme von S nach N vor. Es wird also weder die Vorstellung eines mit dem Innsbrucker Quarzphyllit vergleichbaren niedrigmetamorphen Paläozoikums noch die Annahme eines einzigen retrograd metamorphen Kristallins den geologischen Verhältnissen im Raum Landeck gerecht.

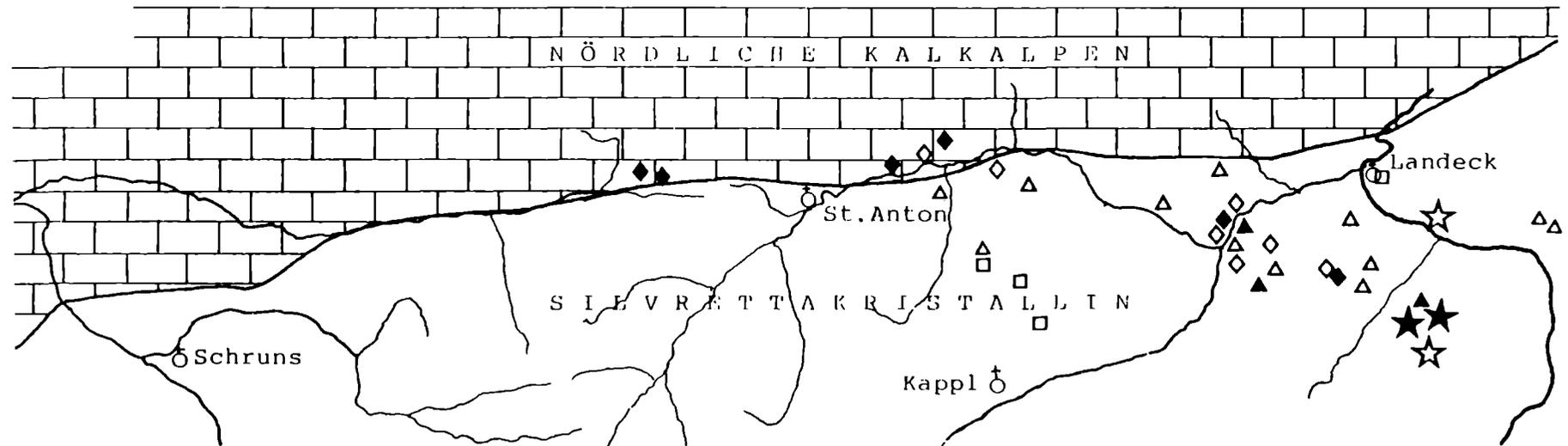


Abb. 3: Alpine Metamorphose im nordöstlichen Silvrettakristallin
 offene Signaturen: Silvrettakrist. resp. voralpin bereits metamorphe Gesteine
 gefüllte Signaturen: Kalkalpenbasis und deren Schuppen im Kristallin

- ◊ ◆ Pyrophyllit
- ▲ ▲ Paragonit bzw. Muskovit-Paragonit-Interlayer
- □ Stilpnomelan
- ★ ★ Chloritoid

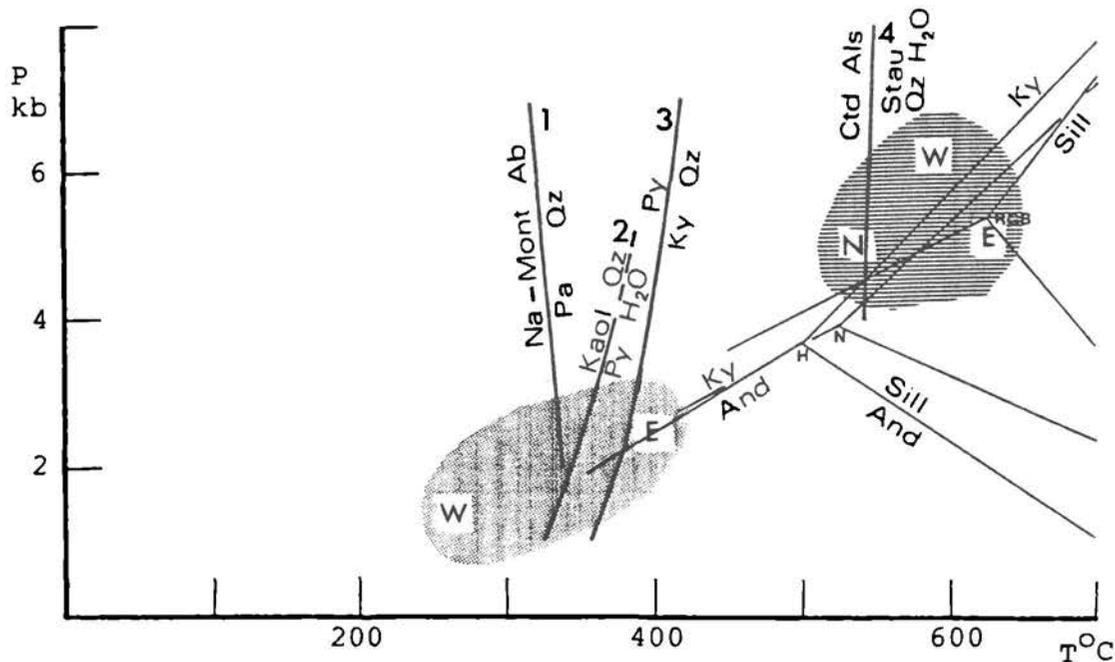


Abb. 4: Prälpinen Metamorphose (Strichraster) und Alpine Met. (Punktraster) im P-T-Diagramm; die Drücke sind nur grob geschätzt. Reaktionskurven: 1 CHATTERJEE (1973) 2 THOMPSON (1970) 3 HAAS & HOLDAWAY (1973) 4 HOSCHEK (1967, 1969); AlSi-Tripelpunkte nach NEWTON (1966), HOLDAWAY (1971) und RICHARDSON (1969)

Die Parallelisierbarkeit der Phyllitgneiszone mit dem Silvrettakristallin s.str. in der Vorarlberger Verwallgruppe und die Evidenz, daß die Isograden der altalpinen Metamorphose schräg die oben genannten Einheiten schneiden, macht die Hypothese einer alpinen Fernüberschiebung der Phyllitgneiszone samt den ihr transgressiv aufliegenden Kalkalpen und somit eine Trennung von mittel- und oberostalpinem Kristallin in diesem Abschnitt der Alpen aus der Sicht des Petrographen unwahrscheinlich.

Dem derzeitigen synoptischen Erscheinungsbild wird am ehesten die Hypothese einer relativen

Nordrotation des Silvrettakristallins gegenüber den nördlichen Kalkalpen mit einer westlich des Kristallins gelegenen Rotationsachse und somit einer gegen Osten immer stärker werdenden Einengung des Kristallins gerecht.

Es wird nicht ausgeschlossen, daß der Landecker Quarzphyllit zugleich mit dem Kristallin entstanden ist und daß die variszische Metamorphose ursprünglich kontinuierlich nach NE abgenommen hat, sodaß der Metamorphosesprung in der nördlichen Samnaungruppe erst durch die alpine Tektonik zustande gekommen ist.

LITERATUR

- AMANN, A., 1985: Zur Metamorphose des nördlichen Silvrettakristallins. Unpubl. Diss. Univ. Innsbruck
 GRAUERT, B., 1969: Die Entwicklungsgeschichte des Silvrettakristallins aufgrund radiometrischer Altersdatierungen. Diss. Univ. Bern; München
 HOERNES, S & PURTSCHELLER, F., 1970: Petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllits. Ber. Nat. Med. Ver. Innsbruck 58, 483-488
 KRECZY, L., 1981: Seriengliederung, Metamorphose und Altersbestimmung in der Region Thials Spitze SW Landeck, Tirol. Unpubl. Diss. Univ. Wien
 THÖNI, M., 1981: Degree and evolution of the alpine metamorphism in the Austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K-Ar and Rb-Sr age determinations on Micas. Jb. Geol. B.A. 124/1: 111-174



Verlag der Geologischen Bundesanstalt

Neuerscheinung

**BIBLIOGRAPHIE
GEOWISSENSCHAFTLICHER LITERATUR
ÜBER ÖSTERREICH**

**BIBLIOGRAPHY
OF LITERATURE ON GEOSCIENCES
OF AUSTRIA**

Die Bibliographie geowissenschaftlicher Literatur über Österreich wird seit dem Jahr 1979 ADV - gestützt in der Datei GEOLIT erstellt. Diese kann auch an der Geologischen Bundesanstalt on - line abgefragt werden. Computerauszüge auf Papier können schriftlich bestellt werden und werden entsprechend der jeweils gültigen Gebührenordnung der Geologischen Bundesanstalt verrechnet. Die Erweiterung der Datei GEOLIT mit Literatur aus früheren Jahren ist im Gange.

In dieser Reihe sind bisher folgende Hefte erschienen:

Jg. 1979 - 1983	130.-- ÖS
Jg. 1984	170.-- ÖS
Jg. 1985	170.-- ÖS
Jg. 1986	170.-- ÖS
Jg. 1987	170.-- ÖS
Jg. 1988	170.-- ÖS
Jg. 1989	170.-- ÖS
Jg. 1990	in Vorbereitung



Weiters ist im Dezember 1991 die "**Bibliographie geowissenschaftlicher Literatur über Vorarlberg für die Jahre 1978 bis 1991**", *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, 24, erschienen. Das Heft ist im Verlag der Geologischen Bundesanstalt zum Preis von 100.-- ÖS erhältlich.

Die "**Bibliographie geowissenschaftlicher Literatur über Tirol für die Jahre 1978 bis 1992**" ist in Vorbereitung.



Der Bergbau im westlichen Teil Nordtirols

Von Peter GSTREIN

Tirol war zur Zeit des ausgehenden Mittelalters wie auch der früheren Neuzeit ein europäisches Montanzentrum ersten Ranges.

Die ältesten bisher wissenschaftlich belegten kupferbergbaulichen Aktivitäten liegen über 3500 Jahre zurück. Dabei waren die Bergbaubezirke von Schwaz-Brixlegg bzw. Kitzbühel (Cu/Ag) am berühmtesten - Lokalitäten wie Falkenstein oder Rerobichel lassen dem Montanisten sofort das Herz höher schlagen - wie auch der Salzbergbau im Halltal.

Betrachten wir das gesamte Nordtirol, erkennen wir rasch, daß nahezu in jedem Tal und zum Teil bis in die Gipfelregionen hinauf Bergbau betrieben wurde - so auch im westlichen Teil unseres Landes.

Es sollen - geordnet nach geologisch-tektonischen Verhältnissen - nur ein paar der wichtigeren Bergbaue behandelt werden, wobei mit den Nördlichen Kalkalpen begonnen werden soll:

Innerhalb der mitteltriadischen Sedimente lassen sich vielerorts vom Karwendelgebirge bis zu den östlichen Lechtaler Alpen zum Teil bedeutende, bergbauliche Aktivitäten erkennen: Lafatsch, Hoher Gleirsch, Solstein, Brunnstein, Ahmospitzgebiet, Arzbergklamm (Telfs), Westteil der Mieminger Kette (Gruben an den Griesspitzen, am Wampeten Schrofen, Schachtkopf, Hochwannig usw.). Am Südabhang der Innsbrucker Nordkette wurden Fahlerze und Bleiglanz in oberirdischen Sedimenten (vor allem Hauptdolomit) abgebaut.

Der Tschirgant ist von der Sohle des Gurgltales bis zum Gipfel hinauf gelöchert.

Westlich Nassereith liegt neben vielen anderen der berühmte Bergbau Dirstentritt. Alle diese Bergbaue waren vorwiegend auf Blei- und Zinkerze ausgerichtet.

Im Raum des Lechtales gesellen sich zu ihnen noch Eisenerzvorkommen, die von bergbaulichem Interesse waren.

Die obertriadischen Sedimente (besonders der Hauptdolomit) enthalten besonders im Raum des westlichsten Karwendelgebirges - den "Seefelder Schichten" - einst abbauwürdige, qualitativ hochwertige Zwischenlagen bitumenreicher Mergel aus denen über Jahrhunderte der "Tiroler Haussegen" - das Thyrschenöl - destilliert wurde.

Kleine Kohlevorkommen bei Nassereith und Karres wurden nur in wirtschaftlich ungünstigen Zeiten gebaut. Diese sind, wie ebenfalls ausgebeutete Gipsvorkommen, im Schichtkomplex der Raibler Schichten zu finden.

Im Stanzertal gibt es in den dem Verrucano zugeordneten Gesteinen - z.B. in der Umgebung von St. Jakob - nicht unbedeutende Fahlerzvorkommen, die auf Grund ihres hohen Quecksilbergehaltes besonders im 15. und 16. Jahrhundert sehr begehrt waren.

Die einst gebauten Manganerzvorkommen im Bereich der Dawinalm ob Flirsch (Unterjura) sollen hier nicht unerwähnt bleiben.

Aus dem Bereich des Stubai-Ötztalkristallins kennt man zahlreiche Kieslagerstätten (Cu, Pb, Ag, Zn), so etwa im Wörgetal und Haderlehnergraben (bei Oetz), am Puitkogel, im vorderen Teil des Kaunertales, dem Bergler- und Platzertal (hier z.T. größerräumige Bergbaue) wie auch der Umgebung von Nauders. Stellenweise kam es - z.B. bei Umhausen und Nauders - zu einem kleinräumigen Gewinnen von Eisenerzen.

Innerhalb der Gesteine der Silvrettaeinheit baute man im Großraum südlich Landeck - Tobadill (z.B. Flathalm) an vielen Stellen Kupfererze, wobei auch hier die wegen ihres Silbergehaltes gesuchten Fahlerze dominierend gewesen sein sollen.

Eine besondere Stellung nimmt der Bergbau Rotenstein auf der Komperdellalm ein, wo innerhalb einer Karbonatgesteinsscholle reichlich Kupfererze hereingewonnen werden konnten. Auch gegen Fiss - Ladis wie auch noch weiter

östlich trifft der aufmerksame Wanderer auf die Reste ehemaliger Kupferbergwerke.

Außer diesen Erzmineralvorkommen kam bzw. kommt es hier mehrerenorts zum Abbau von Werksteinen, Schottern, Tonen usw., wobei sogar Seekreide das Ziel der Gewinnung war. Auch der Bimsstein vom Köfels war einst für die Holzbearbeitung gesuchter Rohstoff.

In dieser Kurzzusammenfassung auf die genetische und tektonische Stellung all dieser Lagerstätten wie auch ihren genauen Erzmineralinhalt einzugehen, ist schon aus "räumlichen" Gründen nicht möglich. Zudem sind bezüglich der Genese noch nicht alle Fragen endgültig geklärt.

Sollte der eine oder andere Bergbau nicht angeführt worden sein, gilt das oben Gesagte.

Das Referat wird auf Grund der vom Vortragenden selbst erarbeiteten Forschungsergebnissen seinen Schwerpunkt im Bereich der Nördlichen Kalkalpen haben.

Aerogeophysikalische Untersuchungen im Oberen Inntal

Von Herbert HEINZ & Wolfgang SEIBERL

Mit 2 Abbildungen

1. Einleitung / Allgemeines

Die geophysikalische Basisvermessung des Oberinntales erfolgte im Zuge der aeromagnetischen Befliegung Westösterreichs und Teilen Süddeutschlands. Die Meßkampagne wurde im Rahmen eines Gemeinschaftsprojektes des Bundes, der Bundesländer und der Wirtschaft durchgeführt. Die Ausführung oblag einem ausländischen Vertragspartner (Hunting Geology & Geophysics Ltd.;UK). Die Interpretation der Daten in das gesamtösterreichische Kartenwerk erfolgte durch SEIBERL 1991.

Bei der Befliegung kam ein Flächenflugzeug des Typs Piper Navajo zum Einsatz.

Die Komponenten der Meßausrüstung:

- Protonenpräzessionsmagnetometer, Geometrics G-804
- Datenerfassungsgerät, Geometrics G-704
- Magnetbandgerät, Kennedy 9800
- Flugwegkamera, Vinten (35 mm)
- Dopplernavigationsanlage, Decca 72

Der Sensor des Magnetometers war starr am Heck des Fluggerätes montiert. Der Tagesgang wurde durch eine in der Nähe des Flughafens Innsbruck eingerichtete Dauerregistrierstation erfaßt.

Die Meßprofilabstände wurden mit 2,2 km, die Abstände der Kontrollprofile mit 11 km festgelegt; die Meßprofile hatten generell N-S Richtung, die Kontrollprofile verliefen rechtwinklig dazu.

Abhängig von der topographischen Situation wurden unterschiedliche Meßflughöhen ("Flughorizonte") gewählt; im konkreten Fall waren dies 3000 bzw. 4000 m über Normal (Adria) - Null.

Gemessen wurde die Totalintensität, die - als Betrag des Totalfeldvektors T - neben der Inklina-

tion den aussagekräftigsten und bedeutendsten Parameter für die Analyse magnetischer Anomalien darstellt. Die Ergebnisse sind in Form von Isoanomalienplänen der Totalintensität zusammengefaßt.

Detaillierte Ausführungen zu Meßmethodik, Theorie und Auswertung, deren Darlegung den Rahmen dieses Beitrages sprengen würde, finden sich in: GUTDEUTSCH & SEIBERL 1987, HEINZ et al. 1988, HEINZ & SEIBERL 1990a.

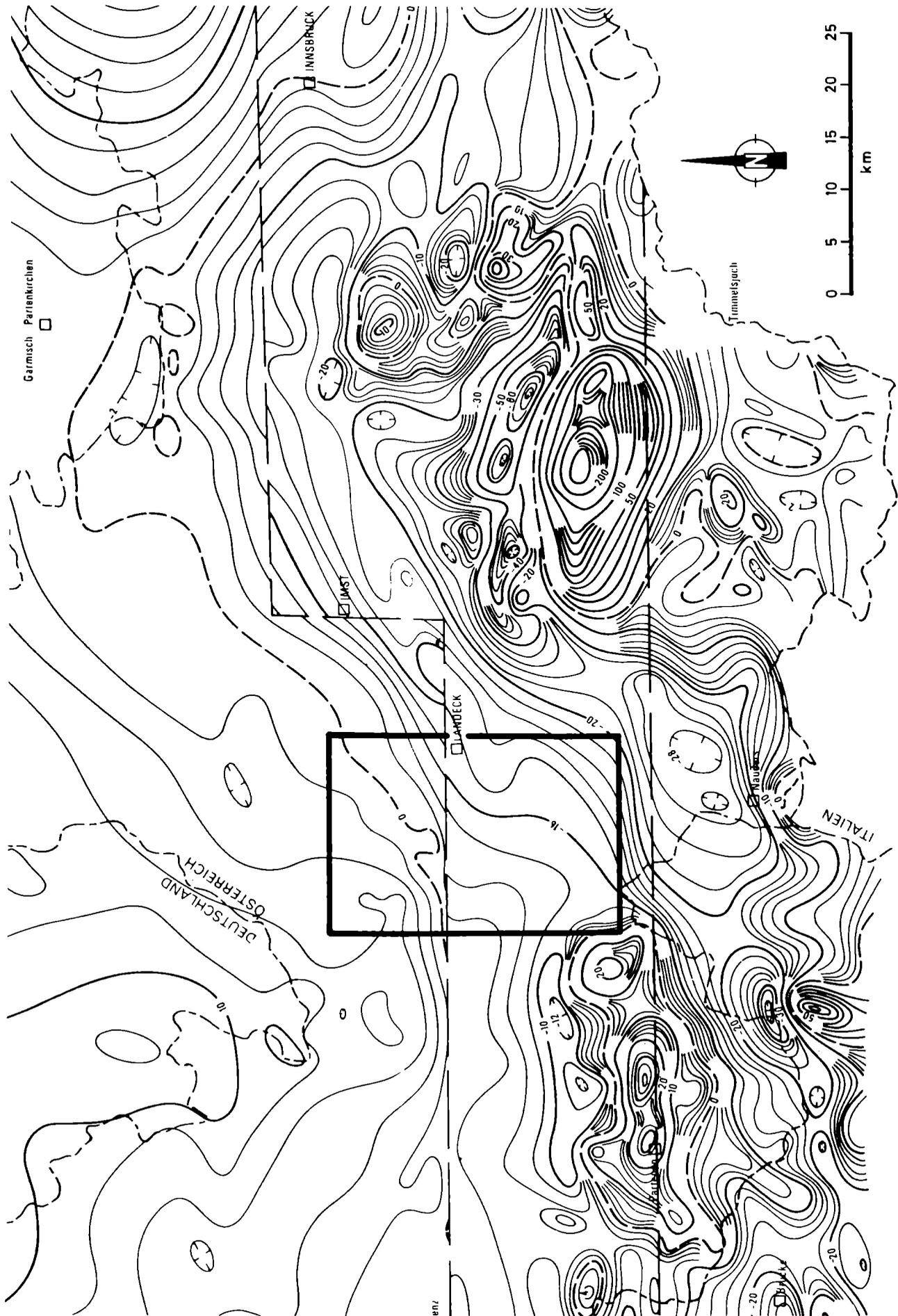
2. Ergebnisse (Abb.1)

Die westlichen österreichischen Bundesländer sind durch zwei typische magnetische Signaturen gekennzeichnet.

Der Hauptteil des Landes Vorarlberg wird durch ein ruhiges Muster dominiert, das auch große Gebiete Südwestdeutschlands beherrscht. Typische Kennzeichen dieses Musters sind sehr flache Amplituden und verhältnismäßig schwach ausgeprägte, langwellige Anomalien (z.B. westlich von Immenstadt).

Südlich und südöstlich dieser ruhigen Signatur beherrschen deutlich unterscheidbare Strukturen das Anomalienbild. Es sind dies kurzwellige Anomalien mit steilen Gradienten und hohen Störampplituden westlich und östlich des Unterengadiner Fensters. Eine Ausnahme bildet hier der nördliche Abschnitt des Unterengadiner Fensters selbst (zwischen Nauders und Landeck) mit einem relativen Minimum und flacheren Gradienten.

Die Anomalien im Westen des Fensters sind deutlich schwächer ausgeprägt als jene östlich davon (etwas über 20 nT gegenüber >300 nT); neben den Anomalien im Bereich der penninischen Fenster am Alpenostrand zählen letztere zu den



stärksten im Ostalpenraum (vgl. HEINZ 1989). Die Komplexität der Strukturen in diesem Bereich (südwestlich von Innsbruck bzw. westlich des Timmelsjoches) läßt sich auf Überlagerungseffekte, hervorgerufen durch die magnetische Großstruktur mit dem Zentrum bei Berchtesgaden, zurückführen. Die Einflüsse dieser Großstruktur sind bis in das Unterengadiner Fenster nachweisbar. Der deutliche NE-SW-Trend der Isolinien (vgl. auch Abb.2) stellt die westliche Begrenzung der Berchtesgadener Anomalie dar. Dieser Trend läßt sich vom Zentralalpenraum bis in den Bayrischen Wald verfolgen.

3. Diskussion

Die ruhigen Signaturen im Alpenvorland bzw. den Nördlichen Kalkalpen in Süddeutschland bzw. Tirol und Vorarlberg sind dem magnetischen Basement zuzuordnen. Lokale Unterschiede in der Sedimentzusammensetzung z.B. der Molasse kommen als Ursache kaum in Frage, da solche Akkumulationen von Ferrimagnetika in Sedimenten nur lokal stärkere Störampplituden hervorrufen.

Der kurzwellige Anomaliotyp östlich und westlich des Unterengadiner Fensters ist durch den gesamten Alpenbogen und weiter bis in die Westkarpaten zu verfolgen. Sehr eindeutig sind seine Quellen innerhalb des Tauernfensters und der Rechnitz/Bernsteiner Fenstergruppe als basische Anteile südpenninischer Ophiolitsequenzen zu

identifizieren (HEINZ 1989; HEINZ & SEIBERL 1990b).

Da die ostalpinen Amphibolite und ihnen verwandte Gesteine generell sehr niedrige Suszeptibilitäten haben (vgl. WEBER et.al 1983, HEINZ & PESTAL 1988) kommen solche Gesteine innerhalb des ostalpinen Kristallins als Anomaliequellen nicht in Frage. Es ist offensichtlich, daß diese unterhalb des ostalpinen Kristallinkomplexes liegen, der hier keine ausreichende Mächtigkeit erreicht, um intensiv magnetisch abzuschirmen. Zudem spricht für diese Interpretation das vorläufige einzige errechnete Modell, das bisher vorliegt (GUTDEUTSCH et al. 1979).

Wohl konnten erhöhte Werte der Suszeptibilitäten im betrachteten Bereich festgestellt werden (G. PESTAL, A. NOWOTNY, mündl. Mitteilung); die Kubatur der zu postulierenden Störkörper ist jedoch viel zu groß, um lediglich aus vereinzelt Abschnitten des Gesteinsinventars des ostalpinen Kristallins hergeleitet zu werden.

Basierend auf geodynamischen Modellen, die von FRISCH (1979, 1981) entwickelt wurden, wird auch die Berchtesgadener Struktur mit der alpinen geodynamischen Evolution in Zusammenhang gebracht (nordpenninische ozeanische Kruste; HEINZ 1989; HEINZ & SEIBERL 1990b; HEINZ & GNOJEK 1993). Die primäre Begrenzung dieser ozeanischen Entwicklung nach Westen, die nurmehr aus dem magnetischen Bild erfaßbar wird, ist entlang der erwähnten NE - SW - Vorzugsrichtung, die einem bedeutenden Lineament folgt, zu suchen.



Abb. 1:

Ausschnitt aus der aeromagnetischen Karte Westösterreichs, aus HEINZ & SEIBERL 1990a, Tafel 8. Die Grenzen der Flughorizonte und die Umrisse des Blattes 144, Landeck, sind markiert. Isolinienabstand: 2 nT, in Gebieten mit kurzwelligen Strukturen 10 bzw. 20 nT. Strichliert: 0 - Isolinie. Kurze Striche weisen in relative Minima.

LITERATUR

- FRISCH,W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps.- Tectonophysics, **60**, Amsterdam.
- FRISCH,W. (1981): Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic ocean.- Geol.Rdsch., **70**, Stuttgart.
- GUTDEUTSCH,R. & SEIBERL,W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs.- Proj.Ber., Inst.f.Met. & Geophys. Univ., Wien.
- GUTDEUTSCH,R., SEIBERL,W. & STEINHAUSER,P. (1979): Model calculations over selected aeromagnetic anomalies in Tyrol/Austria.- EGS Transactions, **60**, Washington.
- HEINZ,H. & GNOJEK,I. (1993): Central European (Alpine - Carpathian Belt of Magnetic Anomalies and its Geological Interpretation.- Geol.Carp., **44/3**, Bratislava.
- HEINZ,H. & PESTAL,G. (1988): Geologisch-geophysikalische Analyse von Ultrabasiten aus den zentralen Hohen Tauern.- Jb.Geol. B.-A., **131**, Wien.
- HEINZ,H. & SEIBERL,W. (1990 b): Magnetic structures of the Eastern Alps west of the Tauern Window.- Mém. soc.géol.Fr., **156**, Paris.
- HEINZ,H. (1989): Aeromagnetic measurements in the Eastern Alps: The area east of the Tauern Window.- Tectonophysics, **163**, Amsterdam.
- HEINZ,H., PESTAL,G., SEIBERL,W. & BIEDERMANN,A. (1988): Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Tirol. - Proj.Ber.,TC - 11/85, Geol.B.-A, Wien.
- HEINZ,H. & SEIBERL,W. (1990 a): Bewertung und Problematik aerogeophysikalischer Anomalien im österreichischen Bundesgebiet.- Abh.Geo.B.-A., **44**, Wien.
- SEIBERL,W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1,000.000 - Geol.B.-A., Wien.
- WEBER,F., SCHMÖLLER,R. & WALACH,G. (1983): Jahresbericht 1982 über die geophysikalischen Untersuchungen im Rahmen des Teilprojektes S15/15.- Jb. HS Schwerpunkt S 15, Graz.

**Abb. 2:**

Isoanomalenkarte der Republik Österreich, Blattschnitt Ö.K. 1:50.000, Blatt 144, Landeck (verkleinert). Meßflughöhen: N-Teil: 3000 m über NN, S-Teil: 4000 m über NN. N-S verlaufende Linien; Meßprofile (mit Kennziffern), E-W verlaufende Linien: Kontrollprofile (mit Kennziffern). Kreise auf den Fluglinien: mittels 35 mm Luftbildaufnahme geortete Punkte. Isoanomalienabstand: 2 nT.

Regionalfeldkorrekturen (IGRF, Internationales Geomagnetisches Referenzfeld: 1977, 7): 2,67nT/km in Nordrichtung; 0,74 nT/km in Ostrichtung. Mittlere magnetische Inklination (Blatt 117): 63°; mittlere magnetische Deklination (Blatt 117): -2°. Mittlere Totalintensität (Blatt 117): 46900 nT.

Kartenprojektion: Gauß-Krüger; Ellipsoid; Bessel.- Die Darstellung ist im Kontext mit Abb. 1 zu sehen. Die Signatur des Kartenblattes zeigt lediglich den im Text erwähnten NE - SW - Trend der Isoanomalien am Westrand der Berchtesgadener Großstruktur.

Ein gutes Geldservice begleitet Ihren Urlaub

Tiroler  Sparkasse

Bankaktiengesellschaft Innsbruck

Zweigstelle Mieming · Telefon 55 77



Gesellschaft m.b.H. • A-6094 Axams • Lizumstraße 34
☎ (05234) 88 44 • Fax: (05234) 52 52



Paläomagnetik-Ergebnisse der Untersuchungen in den Nördliche Kalkalpen

Von Max BECKE & Hermann J. MAURITSCH

Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit gibt eine Zusammenfassung des derzeitigen Forschungsstandes paläomagnetischer Untersuchungen in den Nördlichen Kalkalpen unter Einbeziehung neuester Ergebnisse.

2. Gesteinsmagnetische Untersuchungen

Eignung von Gesteinsserien im Westabschnitt der NKA für paläomagnetische Untersuchungen

Um eine remanente Magnetisierung in einem Gestein messen zu können, muß eine ausreichende Menge von Remanenzträgern vorhanden sein. Dazu genügen bereits wenige ppm Hämatit oder Magnetit, wenn die kritische Partikelgröße überschritten wird.

Für die konkrete Feldarbeit bedeutet dies, daß teilweise der Wettersteinkalk /-dolomit, so wie die nicht bituminösen Anteile des Hauptdolomits, die in weiten Teilen der Tiroler nördl. Kalkalpen felsbildend sind, für die Paläomagnetik ausfallen.

Wie später bei der Besprechung des Faltentests noch gezeigt wird, weisen die Bereiche im Umfeld großer Störungszonen und Deckenbahnen keine sedimentären / diagenetischen Magnetisierungsrichtungen auf.

Sättigungsverhalten, I_s -T Kurven

- Zur Erfassung der Eigenschaften der Ferromagnetika (Remanenzträger) sind ausführ-

liche Untersuchungsreihen notwendig, auf die im folgenden nur kurz eingegangen werden soll. Für einen Überblick können die Ergebnisse von alp. Muschelkalk (in Gutensteiner und Reiflinger Faziesausbildung), Partnachschieben, Raiblerkalke, Hauptdolomit in bituminöser Ausbildung, Plattenkalk und Allgäuschichten zusammengefaßt werden. Das rasche Sättigungsverhalten (0,1 - 0,3T) weist Magnetit als Remanenzträger aus.

Bei thermischer Behandlung verändert sich die Suszeptibilität bereits bei 100°C, und weist insbesondere bei bituminösen Proben ab 300°C einen starken Anstieg auf.

- Im Gegensatz dazu zeigen Gosauproben bei dieser Versuchsreihe ein Verhalten, das auf zwei Komponenten hinweist: Ein rasch zu sättigender Magnetit und ein schwer zu sättigender Hämatit. Bei thermischer Behandlung ergaben sich bis 400°C keine Veränderungen in der Zusammensetzung der Ferromagnetika.

Abmagnetisierung

Den Ergebnissen der soeben besprochenen Gesteinsparameter folgend, wurde die Abmagnetisierung für die erstgenannte Gruppe im Wechselfeld durchgeführt, für die Gosauproben kam die thermische Methode zur Anwendung.

Die Abmagnetisierung ist ein "Reinigungsverfahren", bei der die sekundäre Remanenz, die im Laufe geologischer Zeiten durch Verwitterung,

Kreide

Oberkreide Gosau

Nr.	Lokalität	Geologie	Treatment	N	FDec	FInc	K	α_{95}	BDec	BInc	K	α_{95}	Paleopolposition		Autor
													Lat.	Long	
1	Gosau	TPA Gosasediments Magnetostr. normal Elendgraben	therm.	31					51.3	33.6	7.5	10.1	39.3	12.4	Mauritsch & Becke 1986
2	Gosau	TPA Gosasediments Magnetostr. invers Elendgraben	therm.	20					191.4	-53.9	3.7	19.8	72.6	159.6	Mauritsch & Becke 1986
3	Gosau	KU Gosasediments Magnetostr. invers Elendgraben	therm.	31					222.2	-43.9	7.6	10.1	50.4	121.8	Mauritsch & Becke 1986
4	Gosau	KU Gosasediments	T 350°	4					23.2	51.2	37.2	8.0	66.4	136.8	Becke & Mauritsch 1983
5	Brandenberg	KU Gosasediments	T 300°	6					30.4	52.0	40.0	7.7	62.7	123.7	Becke & Mauritsch 1983
6	Weyrer Bögen Nord	KU Gosasediments	T 300°	4					26.2	67.5	25.6	18.5	72.8	83.5	Becke & Mauritsch 1983
7	Weyrer Bögen Süd	KU Gosasediments	T 300°	4					59.1	55.1	354.0	4.9	45.4	94.7	Becke & Mauritsch 1983

Unterkreide

Nr.	Lokalität	Geologie	Treatment	N	FDec	FInc	K	α_{95}	BDec	BInc	K	α_{95}	Paleopolposition		Autor
													Lat.	Long	
8	Ybbsitz	Klippenzonen Albian	T 400	7	320	20	78	23.0	291	50	7.8	23	36	291	Mauritsch & Marton 1993
9	Rossfeld	Rossfeldschichten	T 400	3	60	40	14.9	33.1	63	39	12.7	36.2	34	107	Mauritsch & Marton 1993

Jura

Nr.	Lokalität	Geologie	Treatment	N	FDec	FInc	K	α_{95}	BDec	BInc	K	α_{95}	Paleopolposition		Autor
													Lat.	Long	
MALM															
10	Grödig	Oberalmer	T 350	4	74	28	1140	2.7	347	65	844	3.2	81	284	Mauritsch & Marton 1993
11	St. Koloman	Oberalmer	T 450	4	78	55	8.1	34.3	69	40	52.8	12.8	31	102	Mauritsch & Marton 1993
LIAS DOGGER															
12	Berwang	Allgäuschichten	AF 300	10	211	69.7	7.2	20.4	15.2	52.8	20.1	11.7	71.9	145.9	Becke & Mauritsch
13	Karwendel-Thiersee	Adneter	therm.	12	50.1	8.6	1.6	53.3	50.5	59.7	19.3	10.1	53.7	93.5	Channell et al. 1990
14	Lofer	Adneter	therm.	8	357.6	52.4	31.4	10.0	15.1	55.0	71.2	6.6	73.7	143.4	Channell et al. 1990
15	Lofer	Adneter							47.9	50.6	70.7	6.5	50.4	108.6	Hargraves & Fischer 1959
16	Hintersee	Adneter	therm.	8					52.6	27.2	102.9	4.5	37.6	126.5	Heer 1982
17	Golling	Adneter	therm.	4					47.1	25.3	92.0	9.5	35.6	122.0	Heer 1982
18	Osterhorn	Adneter	AF 400	8					62.0	45.0	29.1	11.3	37.5	103.4	Mauritsch & Frisch 1978

Trias

Obertrias

Nr.	Lokalität	Geologie	Treatment	N	FDec	Finc	K	α_{95}	BDec	Blnc	K	α_{95}	Paleoposition		Autor
													Lat.	Long	
20	Bludenz	Hauptdolomit	AF 300	1					320.4	43.1			52	259.0	Becke & Mauritsch 1983
21	Rinnen (Berwang)	Hauptdolomit	AF 400	4	314.2	21.5	14.8	9.9	334.1	48.6	36.2	6.2	63.3	248.0	Becke 1980
22	Ehrwald	Plattenkalk	AF 300	8	265.4	37.3	177.1	4.5	263.9	34.9	213.8	4.1	9.7	297.5	Becke 1980
23	Mieming	Hauptdolomit	AF 300	21	317.6	2.8	53.6	6.3	296.8	38.5	85.6	5.0	34.0	270.0	Becke 1980
24	Osterhorn	Kössener Schichten	AF/therm.	2					115.0	55.1			11.5	62.0	Mauritsch & Frisch 1978

Untertrias

Nr.	Lokalität	Geologie	Treatment	N	FDec	Finc	K	α_{95}	BDec	Blnc	K	α_{95}	Paleoposition		Autor
													Lat.	Long	
25	Kaisergebirge	Buntsandstein	therm.	24					35.8	30.6	21.3	6.2	47.3	136.5	Soffel & Wohl 1987

Druck und tektonischem Stress die ChRM (Charakteristische remanente Magnetisierung) überlagert, stufenweise entfernt wird.

3. Paläomagnetische Ergebnisse

Nach der Untersuchung der gesteinsphysikalischen Parameter, und der Abmagnetisierung werden die Resultate einer weiteren Prüfung unterworfen. Eine wichtige Frage ist nämlich, ob die nach der Abmagnetisierung erhaltene ChRM der ursprünglichen Magnetisierungsrichtung des Gesteins entspricht, also synsedimentär bzw. diagenetisches Alter aufweist, oder ob erst später eine neue, dominierende Magnetisierungsrichtung aufgeprägt wurde.

Eine allgemein anerkannte Methode ist der Faltenest. Hierbei werden die Richtungen und statistischen Parameter (k, α_{95}) vor und nach der Abwicklung einer Falte verglichen. Ist die Streuung nach der Abwicklung (=tektonische Korrektur) geringer, bedeutet dies, daß die Magnetisierung älter als die Falte ist, und man spricht von einem positiven Faltenest.

Im Falle eines negativen Faltenests liegen Magnetisierungsrichtungen vor, die keinen Bezug zur Schichtfläche haben und somit nach der tektonischen Korrektur schlechtere statistische Werte aufweisen.

Bereiche, die keine ursprüngliche sedimentär/diagenetische Richtung aufweisen, konnten insbesondere entlang großer Störungszonen und Deckengrenzen angetroffen werden. So zum Beispiel am Marienbergjoch (Inntaldeckenbasis) oder auch in der tektonisch stark beanspruchten Jungschichtzone im südlichen Wettersteingebirge. Ebenfalls sind die von Soffel 1975/79 publizierten Ergebnisse vom Permoskyth im Arlberggebiet als jüngere überprägte Magnetisierungsrichtungen anzusprechen.

Eine Zusammenstellung von Ergebnissen paläomagnetischer Messungen ist in der folgenden Tabelle aufgelistet. Daten, die eindeutig überprägte Richtungen mit negativem Faltenests zeigen, wurden nicht in die Tabelle mit aufgenommen.

Im Salzburger Raum zwischen Lofer und Osterhorn konnten aus maßstäblichen Gründen nicht alle Richtungen in die Übersichtskarte eingetragen werden.

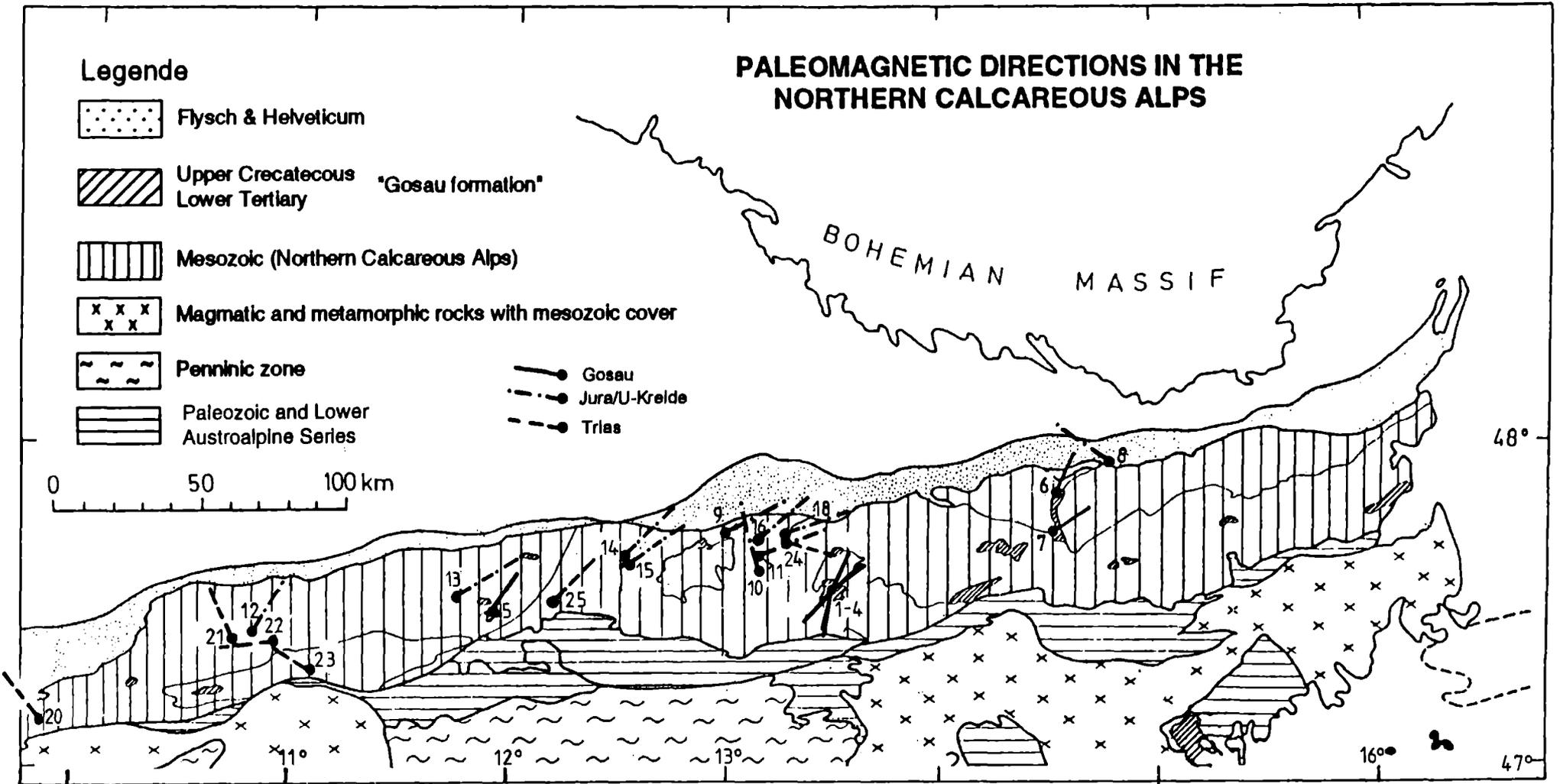


Abbildung 1.
Paläomagnetische Richtungen in den Nördlichen Kalkalpen.

LITERATUR

- BECKE, M. (1980): Geologisch-tektonische und paläomagnetische Untersuchungen im Mieminger Gebirge (Nördl. Kalkalpen, Tirol). - Diss., Geol. Inst., natw. Fak., Univ. (Innsbruck).
- BECKE, M. & MAURITSCH, H.J. (1983): Paläomagnetik, Teilbericht für das Jahr 1982. - Jahresber. Hochschulschwerpunkt S-15, Leoben.
- BECKE, M. & MAURITSCH, H.J. (1985): Die Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen aus paläomagnetischer Sicht. - Arch.f.Lagerst.forsch.Geol.B.-A., 6, 113-116, Wien.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & SMATHERS, N.P. (1990): Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps - Evidence from paleomagnetism and facies analysis. - *Geology*, 18, 828-831.
- HARGRAVES, R.B. & FISCHER, A.G. (1959): Remanent Magnetism in Jurassic Red Limestones and Radiolarites from the Alps. - *J.Geoph.*, 2, 34-41.
- HEER, W. (1982): Paläomagnetische Testuntersuchungen in den Nördlichen Kalkalpen im Gebiet zwischen Golling und Kössen. - Diplomarbeit, TU-München.
- MAURITSCH, H.J. & BECKE, M. (1981): Paläomagnetik, Teilbericht für das Jahr 1980. - Jahresber. Hochschulschwerpunkt S-15, Leoben.
- MAURITSCH, H.J. & BECKE, M. (1986): In: PREISINGER, A., et al. (1986): The Cretaceous/Tertiary boundary in the Gosau Basin, Austria. - *Nature*, 322, 794-799.
- MAURITSCH, H.J. & BECKE, M. (1987): Paleomagnetic investigations in the Eastern Alps and the Southern border zone. - In: Flügel, W. & Faupl, P. (Ed.). *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deutike Verlag Wien, 282-308.
- MAURITSCH, H.J. & FRISCH, W. (1978): Paleomagnetic Data from the Central Part of the Northern Calcareous Alps, Austria. - *J.Geophys.*, 44, 623-637.
- SOFFEL, H.C. (1975): The Paleomagnetism of the Permian Effusives near St. Anton, Vorarlberg (Austria), and the anticlockwise rotation of the Northern Calcareous Alps through 60°. - *N.Jb.Geol.Pal., Mh.*, 6, 375-384, Stuttgart.
- SOFFEL, H.C. (1979): Paleomagnetism of Permo-Triassic Red Sandstones from the Northern Calcareous Alps. - *J.Geophys.*, 45, 447-450, Heidelberg.
- SOFFEL, H.C. & WOHL, D. (1987): Paleomagnetism of lower Triassic red sandstones in the southern Kaisergebirge (Austria). - *Mitt.österr.geol.Ges.*, 80, 173-184, Wien



Neue Fachzeitschrift "**LANDESGEOLOGIE TIROL**" für den Fachbereich der angewandten Geologie (Geologie, Hydrogeologie, Baugeologie, Ingenieurgeologie, Geophysik, Umweltgeologie, etc.).



Herausgeber und Bezugsadresse: Amt der Tiroler Landesregierung
Abt. IIIg - Referat Landesgeologie
Herrengasse 1-3
6010 Innsbruck

Die Zeitschrift ist gedacht für Beiträge von Fachkollegen, die in Tirol auf dem Gebiet der angewandten Geologie tätig sind und dabei wissenschaftliche Erkenntnisse gewonnen haben.

Bisher erschien: Heft 1, Juli 1993

"DIE HYDROGEOLOGIE DER MÜHLAUER QUELLEN IM LICHT GEOLGISCHER UND STRUKTURGEOLOGISCHER ERKENNTNISSE UNTER EINBEZIEHUNG BESONDERER ASPEKTE DER GEOLOGIE TIROLS" (VON DR. GUNTHER HEISSEL).



Der Geologische Landesdienst in Tirol – Aufgaben, Zielsetzungen und Projekte aus dem Oberinntaler Raum

Von Gunther HEISSEL

Tirol war bis zum 1.1. 1989 das einzige Bundesland Österreichs, das keinen Geologen im Landesdienst hatte. Dies war unter anderem dadurch bedingt, daß die gute Zusammenarbeit der Landesdienststellen vor allem mit dem Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, aber auch mit selbständigen Geologen Jahrzehntlang eine Beschäftigung von Geologen im Landesdienst nicht notwendig erscheinen hat lassen.

Gerade die letzten Jahre haben jedoch gezeigt, daß der Lebensraum in Tirol immer "enger" wird, und daß es dadurch zunehmend zu Interessenskonflikten zwischen Verkehrswegebau, Erschließungstätigkeit für den Fremdenverkehr, Abbau von Fest- und Lockergesteinen, Suche nach Mülldeponiestandorten, Industrialisierung und Siedlungstätigkeit und dem Schutz der Berg- und Grundwässer kommt.

Alle diese teils völlig divergierenden Interessensgebiete hängen ursächlich mit dem geologischen und hydrogeologischen Aufbau des Landes zusammen bzw. sind in gewisser Weise von diesem abhängig. Die zunehmende Vernetzung unserer Umwelt erforderte daher immer dringender die Integration von Geologen in den Landesdienst.

Der geologische Landesdienst in Tirol ist folgendermaßen strukturiert:

Derzeit (seit November 1992) sind im geologischen Landesdienst zwei Geologen beschäftigt, denen eine Sekretärin zugeteilt ist. Zusammen bilden sie das "Referat Landesgeologie", das in die Abteilung IIIg - Kulturbauamt eingegliedert ist. Mit Erlaß des Landesamtsdirektors

von Tirol vom 22.2.1989 stehen die Geologen des Referates Landesgeologie allen Abteilungen des Amtes der Tiroler Landesregierung, sowie den Bezirkshauptmannschaften als Sachverständige für alle Fachbereiche der Geologie und Hydrogeologie zur Verfügung.

Daher bildet die Sachverständigentätigkeit im Rahmen der Behördenverfahren einen Hauptbestandteil unserer täglichen Arbeit. Daß der Bedarf an geologischen Amtssachverständigen zwischenzeitlich in Tirol außerordentlich hoch geworden ist, unterstreicht beispielsweise die Tatsache, daß in den Jahren 1991 und 1992 jeweils 70 - 80 ganztägige Behördenverhandlungen, damals vom einzigen Geologen im Landesdienst wahrgenommen wurden. Das heißt, daß ca. jeder 2. Arbeitstag mit einer ganztägigen Behördenverhandlung ausgefüllt war. Für das Jahr 1993 zeichnet sich bereits jetzt ab, daß die inzwischen auf zwei Geologen vergrößerte Sachverständigenmannschaft pro Kopf etwa dieses Verhandlungspensum der Jahre 1991 und 1992 erfüllen wird müssen.

Ein großer Vorteil der Sachverständigentätigkeit im Rahmen der Behördenverhandlungen besteht darin, daß konzeptionelle Arbeit großen Umfanges geleistet werden kann, und daß Konzepte dadurch unmittelbar bzw. sehr rasch und zielführend verwirklicht werden können. Gemeint ist vor allem, daß im Rahmen der Formulierung von Nebenbestimmungen heute eine Fülle von geologischen und hydrogeologischen Untersuchungen vorgeschrieben werden kann, die

bis dahin in Tirol unüblich und nicht durchführbar war. Dies hat unter anderem zur Folge, daß heute wesentlich mehr geologische Aufträge an die freiberuflichen Geologen und Geologiebüros, sowie an die Geologen der Universität Innsbruck vergeben werden können. Dabei wird die Aufgabenstellung und Zielsetzung, da von Geologen formuliert, den Auftragnehmern wesentlich klarer präsentiert.

Besonders hervorzuheben ist weiters der Einsatz der Landesgeologen im Katastrophenfall (Hangrutschungen, Berg- und Felsstürze, Muren, etc.)

Ein Schwerpunkt der landesgeologischen Tätigkeit besteht weiters darin, die einzelnen Fachabteilungen des Amtes der Tiroler Landesregierung geologisch und hydrogeologisch zu beraten. Diese Beratungstätigkeit erstreckt sich auch auf die 279 Gemeinden Tirols, die im Rahmen der Amtshilfe die beiden Landesgeologen anfordern können und von dieser Möglichkeit vielfach Gebrauch machen.

Ein besonderer Schwerpunkt, der Landesgeologie besteht in der eigentlichen konzeptiven Tätigkeit. In den letzten 4 1/2 Jahren sind in Zusammenarbeit zwischen den Referaten Landesgeologie und Siedlungswasserwirtschaftliche Planung in der Abteilung IIIg eine Fülle von fachspezifischen Projekten begonnen worden und teilweise auch bereits fertiggestellt. Es handelt sich dabei einerseits um die sogenannten Großraumgeologieprojekte, sowie um die Großquellenhydrogeologieprojekte. Die Großraumgeologieprojekte stellen zunehmend die Voraussetzung für die Großquellenhydrogeologieprojekte dar. Im Rahmen der Großraumgeologie wird multidisziplinär die Systemerfassung ganzer Talandschaften hinsichtlich Geologie, Strukturgeologie, Morphologie und Hydrogeologie erarbeitet.

Bei den Großraumgeologieprojekten ist das Arbeitsgebiet Fernpaß zwischen Nassereith und Biberwier bereits abgeschlossen, der Bereich Lechtal in Arbeit, und mit der Großraumgeologie Ötztal wurde im Sommer 1993 begonnen.

Die Großraumgeologie Ötztal hat zum Ziel, das Ötztal quartärgeologisch, sowie geologisch-

tektonisch, hydrogeologisch und hydrochemisch detailliert zu untersuchen. Darauf aufbauend soll mittels geeigneter Spezialuntersuchungen vor allem die Radonproblematik des Ötztals, sowie die Fluorbelastung zahlreicher Quellen im Ötztal untersucht werden, nicht zuletzt auch im Hinblick darauf, daß abgeklärt werden muß, ob im Ötztal eine krisensichere Trinkwasserversorgung überhaupt gewährleistet ist. Die Großraumgeologie Ötztal ist damit wohl eines der wichtigsten geowissenschaftlichen Projekte, die das Land Tirol in Auftrag gegeben hat. Dem entsprechend ist das Untersuchungsteam multidisziplinär gegliedert. Die Untersuchungen werden durchgeführt vom Geologischen Institut der Universität Innsbruck unter der Projektleitung von Univ. Prof. Dr. Mostler, vom Arsenal in Wien unter der Leitung von Herm. Doz. Dr. Hacker, sowie vom Institut für Hygiene der Universität Innsbruck unter der Leitung von Frau Dr. Ilse Jenewein. Die Untersuchungsergebnisse der derzeit laufenden Radonuntersuchungen im Raum Umhausen einschließlich geologischer Untersuchungen, die ebenfalls vom Land Tirol in Auftrag gegeben worden sind, werden in dem Projekt der Großraumgeologie Ötztal selbstverständlich mitverwertet. Dem Phänomen des Verschwindens der Ötztaler Ache im Bereich von Tumpen ist ein eigenes geologisch-hydrogeologisches und geophysikalisches Projekt gewidmet.

Die Absicht der Großquellenhydrogeologieprojekte ist es, im Rahmen des Projektes "Wasserversorgung Tirol" die Untersuchung der größten Wasservorkommen Tirol auf ihre Eignung zur langfristigen Trinkwassernutzung und die Erforschung der Einzugsgebiete zur Ausweisung von ober- und unterirdischen Schutz- und Schongebieten zu ermöglichen. Die Großquellenhydrogeologieprojekte sind ebenfalls multidisziplinär gegliedert, die Untersuchungspartner, die vom Land Tirol beauftragt wurden sind die TIWAG, sowie Geologen von Zivilingenieurbüros. Um die Dimension dieser Detailuntersuchungen auch in Zahlen auszudrücken, sei darauf verwiesen, daß allein die Kosten für die Großquellenhydrogeologie Erl, Vomp, Jenbach und Haiming derzeit 18 Mio. Schilling betragen.

Neben der "Blauen Quelle" in Erl, den Großquellen im Kasbachgraben bei Jenbach, den Großquellen im Vomper Loch (Zwerchloch, Stubbach, Bollenbach), den Mühlauer Quellen bei Innsbruck und den Brunauquellen am Ausgang des Ötztales bei Haiming sind die Arbeiten zur Großquellenhydrogeologie St. Leonhard i.P. bereits angelaufen. In Kürze soll die Großquellenhydrogeologie für die Meilbrunnenquellen bei Zirl folgen, ein Großquellenhydrogeologieprojekt im Mieminger Gebirge nördlich von Telfs ist in Vorbereitung. Weiters sind die Großraumgeologieprojekte Lienzer Dolomiten und Seefelder Senke in Vorbereitung.

Die quartärgeologische Untersuchung des Inntales wurde vor der Integration von Geologen in den Landesdienst ausschließlich auf geophysikalische Weise durchgeführt. Im Bereich des Oberinntales zwischen Landeck - Imst und Innsbruck wurden auf Initiative der Landesgeologie diese geophysikalischen Untersuchungen durch gezielte quartärgeologische Untersuchungen nachträglich ergänzt, was eine Fülle von wertvollen neuen Ergebnissen erbracht hat.

Die gezielte Suche nach geologisch geeigneten Mülldeponiestandorten in Tirol ist zwischenzeitlich abgeschlossen. Während der letzten vier Jahre ist es gelungen, alle Bezirke Tirols mit Bezirksmülldeponiestandorten auszustatten, die über geologisch bzw. hydrogeologisch geeignete Untergrundverhältnisse verfügen. Dabei hat sich herausgestellt, daß der Bezirk Landeck über keinen derart geeigneten Mülldeponiestandort verfügt, für den auch die anderen notwendigen Parameter zutreffen (ausreichender Abstand zu Siedlungsräumen, Einsehbarkeit, Verkehrsanschluß, etc.). Daher wird der für die Bezirke Imst und Landeck gemeinsame Deponiestandort der Bereich Roppen (am Südabhang des Tschirgantmassives) sein.

Im Bereich des Verkehrstunnelbaues wurde bis vor wenigen Jahren in Tirol auf die Geologie ein zu geringes Augenmerk gelegt. Dies wurde zuletzt besonders deutlich bei der Planung des Umfahrungstunnels Nassereith, wo die Interessenssphären Verkehrswegebau - Quellschutz (Mühlsprungquellen, als eine der größten Quellen

Tirols) erst in einem sehr späten Planungsstadium besonders deutlich geworden ist. Die Landesgeologen sind besonders bemüht, der Geologie vom Planungsstadium bis zum Ende des Vortriebes eines Verkehrstunnels deutlich mehr Bedeutung zukommen zu lassen. Dies wird derzeit vor allem durch die Formulierung exakter Nebenbestimmungen in den Behördenverfahren durchgesetzt. Nicht zuletzt von der Landesgeologie ging auch die Diskussion aus, ob abgelagertes Tunnelausbruchsmaterial in jedem Fall als Inertstoffdeponie angesehen werden kann. Hier haben die ÖBB mit den Planungsarbeiten für den Zammer Eisenbahntunnel den Wünschen der Tiroler Sachverständigen in den Behördenverfahren Rechnung getragen, und sich zur Einhaltung der sicherlich strengen geforderten Richt- bzw. Grenzwerte bereiterklärt. Damit das Tunnelausbruchsmaterial tatsächlich als Inertmaterial angesehen werden kann, wird daher während des Vortriebes besonderer Wert auf eine "saubere" Vortriebsweise gelegt werden müssen, womit den ÖBB hinsichtlich der Weiterentwicklung des Tunnelbaus eine Vorreiterrolle zukommt.

Gemeinsam mit dem Landesgeologen von Vorarlberg, Herrn Dr. Peter Starck sind im Oberinntal südlich von Landeck Untersuchungsprogramme bezüglich Massenbewegungen in Vorbereitung.

Unter der Leitung von Univ. Prof. Dr. H. Mostler werden von Studenten des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck im Jahr 1993 knapp 1100 sogenannte Alpinobjekte (Schutzhütten, etc.) bzw. ihre Umgebung geologisch und hydrogeologisch aufgenommen. Dies dient nicht zuletzt dem Zweck, die Gefährdung der Wasserversorgungen der Alpinobjekte durch den Tourismus, Abfalldeponien im Hochgebirge, die Abwasserentsorgung der Alpinobjekte einschätzen zu können.

Seit Juli 1993 besitzt das Amt der Tiroler Landesregierung eine eigene geologische Fachzeitschrift "Landesgeologie Tirol", die sich vor allem an Bearbeiter der angewandten Geologie innerhalb Tirols richtet.

Abschließend kann festgestellt werden, daß mit der im Jahre 1989 vorgenommenen Integration von Geologen in den Landesdienst in Tirol die Geologie in unserem Land einen neuen Stellenwert erhalten hat. Es kann heute wesentlich mehr "umgesetzt" werden, als früher. Dies einerseits durch die exakte Formulierung von Nebenbestimmungen im Rahmen der Behördenverfahren, andererseits durch eine Vielzahl von neuen geowissenschaftlichen Studien, die neben ihrem praktischen, anwendungsorientierten Charakter vielfach auch hohes wissenschaftliches Niveau aufweisen, und die ebenfalls durch exakte Aufgabenformulierung einerseits und intensive projektbegleitende Kontrolle andererseits gekennzeichnet sind. Dabei ist besonders die sehr gute Zusammenarbeit der Landesgeologen einerseits mit den Instituten der Universität Innsbruck,

allen voran mit dem Institut für Geologie und Paläontologie, sowie dem Institut für Hygiene, andererseits aber auch mit den zahlreichen Geologen der Zivilingenieurbüros und Technischen Büros hervorzuheben. Es darf behauptet werden, daß mit der Integration von Geologen in den Landesdienst sich die Auftragslage für die in Tirol tätigen Geologen deutlich vergrößert hat, wobei es auch für die ausführenden Geologen ein besonderer Anreiz ist, daß ihre Untersuchungen nicht "schubladiert", sondern umgesetzt werden. Auch wenn sich zeigt, daß die Landesgeologie in Tirol personell nach wie vor stark unterbesetzt ist (was hohe Überstundenleistungen zur Folge hat), konnte doch mit dem Jahr 1989 ein bisher erfolgreicher Weg eingeschlagen werden und es ist zu hoffen, daß dieser Weg auch in Zukunft erfolgreich verlaufen wird.



Die Planungen der „Neuen Bahn“ im Abschnitt Ötztal – Landeck: Geologische Ergebnisse

Von Karl HARTLEITNER

Die Österreichischen Bundesbahnen planen in dem von dieser Arbeitstagung berührten Gebiet umfangreiche Baumaßnahmen, die der Qualitäts- und Kapazitätssteigerung des Transportmittels Schiene dienen sollen.

So ist der durchgehende zweigleisige, nahverkehrsgerechte Ausbau des Streckenabschnittes Ötztal - Landeck geplant bzw. steht mit dem "ZAMMER TUNNEL" unmittelbar der Baubeginn ins Haus. Im Bereich der klassischen Arlberg-Scheitelstrecke wird vorerst nur ein selektiver zweigleisiger Ausbau, der dem prognostizierten Verkehrsaufkommen im Jahre 2010 genügt, geplant, bzw. ist dieser mit dem Bau mehrerer in offener Bauweise zu errichtenden Lawingalerien im Oberen Stanzertal bereits im Gange.

Die zukunftsweisende Trassierung der Neubauabschnitte, die Erfordernisse des Nahverkehrs und die durchwegs berechtigten Umweltschutzanliegen der Gemeinden, vor allem hinsichtlich des Lärmschutzes und des Schutzes von Kulturgrund, zwingen bereits in den ersten Planungsphasen zu umfangreichen Variantenstudien und intensiven Diskussionen mit allen Beteiligten. Das Ergebnis ist in den meisten Fällen eine völlige Neutralisierung einzelner Teilabschnitte.

Daraus resultiert die Tatsache, daß auf dem rund 24 km betragenden Abschnitt Ötztal - Landeck die Strecke zu 46 % im Tunnel geführt werden muß.

Dadurch entstehen umfangreiche weiterführende Konfliktpotentiale, wie z.B.:

- Hydrogeologie i.A.
- Setzungen von Gebäuden unter dem Einfluß des Vortriebes
- Sprengerschütterungen
- Erschütterungen aus dem künftigen Bahnbetrieb
- Einleitung von Tunnelwässern in öffentliche Gewässer (WRG)
- Deponierung von Tunnelausbruchmaterial (Abfallwirtschaftsgesetz)

Diese "Konflikte" können unter Umständen im Zuge der Planungen bereits abgebaut werden; jedenfalls müßten weitere Detailuntersuchungen durchgeführt werden, die auf die Projektrealisierung keine unmittelbar beschleunigende Wirkung ausüben.

Nach diesen eher allgemein gehaltenen Ausführungen sollen nun zwei Beispiele aus der konkreten geologischen Arbeit herausgegriffen werden:

Da die Neubautrasse unmittelbar westlich der Ortschaft Ötztal-Bahnhof durch das Bergsturzgebiet des Tschirgant führt, wurde vorerst von uns untersucht, inwieweit eine Geländeerhebung im Bereich des Wassertales in Form einer offenen Linienführung überwunden werden kann. Die weiteren Planungen zwingen aus Überlegungen des Naturschutzes heraus in diesem sehr locker gelagerten Bergsturzgebiet anstatt eines Einschnittes einen Tunnel in bergmännischer Bauweise vorzusehen. In weiterer Folge stellte sich aus der Sicht der Behörde die Frage, welche Maßnahmen im Zuge eines Unfalles mit giftigen Stoffen in diesem

grundsätzlich hochdurchlässigen Bergsturzmaterial zum Schutze des Grundwassers getroffen werden müssen.

Die daraufhin niedergebrachte Bohrung wurde bis unter die Basis des Bergsturzes geführt, um ihre Ausbildung bzw. das Auftreten von Grundwasserhorizonten zu erkunden.

Es ergab sich das, wenngleich vermutete, so doch nicht allgemein bekannte Ergebnis, daß die Basis des Bergsturzes aus völlig aufgearbeitetem Gestein in Schluff / Ton- Korn- Größe mit im Labor ermittelten Durchlässigkeitsbeiwerten von $k=4,0 \times 10^{-9}$ bis $k=5,0 \times 10^{-9}$ m/sec. besteht, sodaß von einem praktisch undurchlässigen Sperrhorizont zu sprechen ist und somit das darunterliegende Grundwasser keiner Gefährdung unterliegt.

Ein weiteres, für die regionale Geologie des Oberinntaler Raumes interessantes Ergebnis, konnten die Untersuchungen für den Deponie- standort "FINAIS", nordöstlich Zams, zu Tage fördern.

Unter einer unterschiedlich mächtigen Hangschuttdecke mit Blöcken bis zu 1,5 m Durchmesser wurden bis mindestens 30 m mächtige lakustrine Sedimente erbohrt, die als plastische Schluffe / Tone mit örtlich schwimmenden Kieseinlagerungen und dünnen Feinsandlagen einzustufen sind. Eine palynologische Untersuchung dieser Sedimente steht zwar noch aus, es steht jedoch außer Zweifel, daß damit der Rest eines spät- bis postglazialen Sees, dessen Ablagerungen unter Umständen mit den von Imst her bekannten Seetonen in direktem Zusammenhang zu bringen sind, vorliegt.

Der derzeitige Planungs- bzw. Verfahrensstand erlaubt noch keine weiteren detaillierten Aussagen zu anderen Ergebnissen, die vor allem im Bereich der Hydrogeologie und der Geotechnik angesiedelt sind.

Die weiteren Untersuchungen und vor allem die tatsächliche Bauausführung werden sicherlich noch eine Vielzahl von Details über den geologischen Aufbau an der Kalkalpen- Südgrenze liefern.



Geologie bei der Trassierung und beim Bau der Arlberg-Schnellstraße

Von Josef KAISER

1. Einleitung

Die Arlberg Schnellstraße, mit einer Länge von 62,30 km, wird nach der Fertigstellung nicht nur die beiden Bezirkshauptstädte Landeck in Tirol und Bludenz in Voralberg verbinden, sondern auch die rund 700 km lange hochrangige Straßenverbindung zwischen den Staatsgrenzen Ungarn, Deutschland und der Schweiz schließen.

Gründe, warum diese Lücken so lange offen blieben, können Sie nachfühlen, wenn Sie diese Strecke mit der Bahn oder mit dem PKW befahren.

Moderne überregionale Trassierungsgrundsätze mit großen Kurvenradien und Steigungen in Promillen und wenigen Prozenten, haben sich mit dem Beginn des Ausbaues des Eisenbahnnetzes durchgesetzt.

Es ist daher nicht uninteressant, die Arlberg Schnellstraße im Zusammenhang mit ihrer Vorläuferin, der Arlbergbahn zu sehen, deren Ingenieure und der damalige Geologe KOCH in jeder Hinsicht Pionierarbeit geleistet haben.

Sie haben neben Können auch sehr viel Mut und Risikofreundlichkeit bewiesen. Sie haben allerdings auch jede andere neue durchgehende Trasse in diesen sehr beengten Tälern in eine geologisch äußerst unwirtliche Randlage verdrängt.

Von KOCH liegt eine sehr genaue geologische Aufnahme zwischen Landeck und Bludenz vor, in welcher die Beschreibung der Schichten der Nörd-

lichen Kalkalpen, der Verrucanogesteine und der südlich liegenden Kristallinen Schiefer des Oberostalpinen Sockels hervorgehen.

Aus seine Profilen ist ersichtlich, daß er den Gebirgsbau völlig richtig erkannt hat.

Einen wesentlichen Raum widmet er den Lehnen, Lockersedimenten, Muren, Lawinen.

Die Massenbewegung bei Strengen, die sich damals wie heute als die Schlüsselstelle erweisen sollte, beschreibt er ebenfalls. KOCH's Geologie fand auch bei Trassenüberlegungen der S16 ihre Berücksichtigung.

2. Beschreibung der Bahntrasse

Zwischen Zams und Landeck verläuft die Trasse noch im Talboden südlich vom Inn. Bei Landeck wechselt sie nach Süden in die Landecker Quarzphyllite. Hier befinden sich zwei große Massenbewegungen, die s.g. Thialkopfsackung und die Feldäcker Gleitscholle.

Nach einigen Kilometern wird das Wahrzeichen der Arlberbahn, die 88 m hohe und 231 m lange Trisannabrücke erreicht. Sie ist zusammen mit dem Schloß Wiesberg eine imposante Erscheinung. Die Brücke wurde zwischen Juli 1883 und Juli 1884 errichtet.

Bei der Weiterführung nach Westen gab es einige Probleme. Die ursprüngliche Hangtrasse im Sü-

den mußte im Jahre 1923 zugunsten des 1643m langen Moltertobel Tunnels aufgegeben werden.

Bis Schnann bleibt die Trasse im Süden als Lehntrasse mit sehr vielen Kunstbauten.

Hier wechselt die Trasse nach Norden und verbleibt bis zum Eisenbahntunnel in St. Anton im Talboden.

Die Bahnstation in unmittelbarer Nähe vom Ostportal bedeutete den wirtschaftlichen Aufschwung von St. Anton. Das Dorfzentrum war früher weiter im Osten in St. Jakob.

Der 10.270 m lange Eisenbahntunnel, errichtet zwischen 1880 und 1884 darf zwar als Glanzleistung altösterreichischer Tunnelbaukunst nicht unerwähnt bleiben, aber auch die unmenschlichen Strapazen, Krankheiten und Todesfälle. Viele welsch-italienische Namen an Grabsteinen beiderseits des Arlberg erinnern an die Bauzeit vor 110 Jahren.

Der Arlberg Eisenbahntunnel befindet sich in den stark durchbewegten Glimmerschiefern und Gneisen des Silvrettakristallins. Der schleifende Verschnitt zwischen dem in Ost-West Richtung verlaufenden und nach Süden einfallenden Schieferungsgefüge und der Tunnelröhre verursachte im Zusammenspiel mit Myloniten und Bergwasserzutritt einige böse Verbrüche.

Bei Langen am Arlberg wechselt die Trasse nach Norden an den Fuß der Nördlichen Kalkalpen, wo sie bis Bludenz verbleibt.

Es wurden hier sehr unangenehme Bedingungen vorgefunden, von denen ich nur den Großtobel-Felssturz vom 9. Juli 1892 und die Gipsvorkommen der Raibler Schichten erwähnen möchte.

Eine Bewertung der Bahntrasse muß auf jeden Fall positiv ausfallen. Die Bahn fährt seit 110 Jahren. Die Auseinandersetzung mit den Naturgewalten, mit den Tücken der Geologie ist geblieben.

Ein Projekt darf ich noch erwähnen, bevor wir uns zu unserem eigentlichen Thema zuwenden.

Zwischen Wald am Arlberg und Innerbraz im Klostertal befindet sich an der südlichen Talflanke der 9 km lange Freispiegelstollen der Österreichischen Bundesbahnen. Er durchörtert zunächst Glimmerschiefer, Gneise, Verrucano und Hauptdolomit der Nördlichen Kalkalpen.

Im Kristallin machten sich arge Verdrückungen, im Hauptdolomit große Bergwasserzutritte bemerkbar.

Aus diesen Ausführungen konnten Sie entnehmen, daß gewisse Vorgaben schon vorhanden waren, und man hat schon vor 110 Jahren vorgezeigt, wie man mit Promill-Steigungen und sehr großen Kurvenradien eine Trasse durch zwei enge Talschaften plant und ausführt.

3. Baugeologie der S 16 zwischen Zams und Bludenz

Die zwei Bundesländer verbindende Schnellstraße S16 beginnt mit km 0.000 bei der ANSCHLUBSTELLE ZAMS östlich von Landeck am Fuße von einigen 100 m hohen Hauptdolomitwänden der Lechtaldecke der Nördlichen Kalkalpen. Die von der Wand auf die S16 ausgehende Steinschlaggefahr wird durch die Galerie Zams hintangehalten.

Der PERJENTUNNEL zwischen dem Inntal und dem Stanzertal durchörtert zunächst steil nach Süden fallende Hauptdolomitwände der Nördlichen Kalkalpen und anschließend nach einer mächtigen mylonitischen Störungszone die Landecker Quarzphyllite, die wegen ihrer tektonischen Beanspruchung und der retrograden Matamorphose als Phyllonite angesprochen werden.

Die Gesteine und die meisten Störungszone fallen steil nach Süden.

Bei den Gebirgsgüteklassen erfolgte beim Ausbruch eine Verschiebung zu den schlechteren Gebirgsgüteklassen, ansonsten gab es keine Überraschungen.

Die ANSCHLUBSTELLE LANDECK/WEST liegt südlich der Sanna, im Stirnbereich einer gewaltigen Massenbewegung, der Thialkopsackung, die die Schotter der Sanna überfahren hat.

Die Geologie war hier bekannt und als unmittelbarer Unterlieger von der Bahntrasse hat man sich hier mit sehr geringen Hanganschnitten und massiver Entwässerung angepaßt.

An dieser Stelle wurde eine Ankerwand errichtet. Der Hang wird laufend mit Inklinometermessungen überwacht. Von hier wechselt die Trasse nach Norden zum GURNAUER TUNNEL, der in offener Bauweise, überwiegend auf Landecker Quarzphyllite, zum geringeren Teil auf Terrassenschottern errichtet und anschließend eingeschüttet wurde.

Der Landecker Quarzphyllit bereitete uns einige Überraschungen, die schließlich doch gemeistert wurden.

Der PIANNER TUNNEL liegt in nacheiszeitlichen Terrassenschottern. Die LATTENBACHBRÜCKE überquert einen tiefen, murfähigen, in den Landecker Quarzphyllit eingeschnittenen Graben.

Die instabilen Grabenflanken waren bei der Planung bekannt, ebenso einige Millionen m³ murfähige Lockermassen, die jährlich Murmaterial in die Sanna liefern. Sie werden von den Nördlichen Kalkalpen aus den Raibler Schichten gespeist. Zur Diskussion stand auch ein Damm, an dessen Krone die beiden Tunnelröhren hätten geführt werden können. Die Entscheidung fiel zugunsten einer Bogenbrücke.

Der QUADRATSCHER TUNNEL wurde mit dem modernen Hochdruckinjektionsverfahren durchgeführt. Neben einer Ulmenstollenvariante wurde auch der übliche Kalottenvortrieb mit Radialankern diskutiert. Die durchgeführte Methode bestätigte jedoch die Richtigkeit der getroffenen Entscheidung.

Der Bergwasserspiegel lag unter der Tunnelsohle. Hier war die geologische Prognose ohne Einschränkung zutreffend.

Die ANSCHLUBSTELLE PIANS ist in Lockermaterial aus Landecker Quarzphyllit und Verrucano situiert mit einigen 100 m hoch hinaufreichenden Rutschhängen.

Die in der geologischen Prognose empfohlenen Hangentwässerungsmaßnahmen werden gerade durchgeführt.

Weiter in Richtung Westen folgt der in Planung befindliche STRENGER TUNNEL mit einer Länge von 5.718 m.

Die Trassenführung wurde aufgrund der Geologie festgelegt. Die Tunnelröhre wird sich in Landecker Quarzphylliten befinden. Wir erwarten die unteren Gebirgsgüteklassen. Mit großen Bergwasserzutritten wird nicht gerechnet.

Die seit Jahrhunderten bekannten Massenbewegungen oberhalb der Trasse und die bei der Trassierung der Bahn vor 100 Jahren genau untersuchte Zintkopfsackung veranlaßten uns, die Tunnelröhre ziemlich weit in den Berg zu verlegen.

Bei der ANSCHLUBSTELLE FLIRSCH überfährt die S16 die Rosanna nach Süden, wo zunächst der Gondobachtunnel Lockermaterial, bestehend aus Hangschutt, Murschuttmaterial und Bergsturzmaterial unterfährt. Ein Tagbruch zeigte relativ schnell, daß auch bei geringer Überlagerung nicht nur bei der Prognose sondern auch bei der Ausführung entsprechende Sorgfalt zu üben ist.

Die LAWINENGALERIE FLIRSCH führt uns in den Flirscher Tunnel, wo Landecker Quarzphyllite aufgeföhren wurden. Mit dem Talübergang Flirsch führt die S16 wieder nach Norden, wo die Trasse durch Galerien von Muren und Lawinen geschützt werden muß.

Zwischen Schnann und dem Betriebsgebäude in St. Jakob liegt die S16 südlich der Rosanna. Die zahlreichen Galerien, Überführungen und Rückhaltebecken dokumentieren, wie stark die S16 durch Lawinen und Muren gefährdet ist.

Der MALFONBACHTUNNEL liegt im Murschuttkegel des Malfonbaches. Er wurde in offener Bauweise errichtet.

Anschließend folgt die ANSCHLUBSTELLE PETTNEU.

Zwischen Ihr und der Anschlußstelle St. Jakob befindet sich der PETTNEUER TUNNEL in äußerst

stark gestörten Landecker Quarzphylliten und Verrucanogesteinen. Der Tunnel befindet sich in einer Gleitmasse. Auch hier erfolgte ein Verbruch. Nach heutigem Kenntnisstand würde man hier auf einen Tunnel verzichten.

Zwischen der ANSCHLUBSTELLE ST. JAKOB (Betriebs- zentrale St. Jakob) und dem Arlberg Straßentunnel verläuft die S16 durch die Lawingalerie St. Jakob.

Das BETRIEBSGEBÄUDE ST. JAKOB liegt am Fuß einer ausgedehnten Massenbewegung (Sackungsmasse untere Rendlalpe) wodurch noch immer Anzeichen von Hangschub zu beobachten sind.

Das Kernstück der Arlberg Schnellstraße ist der ARLBERG STRABENTUNNEL mit einer Länge von 13.972 m und den beiden Belüftungsschächten Albona (Tiefe 736 m) Maienwasen (Tiefe 228 m). Das Ostportal befindet sich in St. Jakob am Arlberg, das Westportal befindet sich in Langen am Arlberg in unmittelbarer Nachbarschaft des Westportales des Arlberg Eisenbahntunnels. Das vom Arlberg Straßentunnel durchhörte Gebirge besteht aus einer Wechselfolge von Granatglimmerschiefern, Chloritschiefern, Gneisen, Quarziten und Amphiboliten.

Hochgradige Tektonisierung, Mylonitisierung, Bergwasserzutritte, ein Verbruch, ein Scherbruch, die nicht zugetroffenen geotechnischen Erwartungen, boten für einige Experten mit Rang und Namen ein reiches Betätigungsfeld.

Prof. Weiss bewies auch hier Gefühl für den richtigen Satz als er feststellte: "*Der Berg hat uns betrogen*".

Die unmittelbar westlich vom Arlberg Straßentunnel befindliche ANSCHLUBSTELLE LANGEN am Arlberg wurde überwiegend auf Ausbruchsmaterial vom Arlberg Straßentunnel und teilweise auch auf Ausbruchsmaterial des Arlberg Eisenbahntunnels gegründet. Eine Massenbewegung aus dem südlichen Kohlgrubenwald wurde nicht berührt.

Der LANGENER TUNNEL mit der Südöhre, Länge 2.433 m, Nordöhre Länge 2.280 m, durchörtert

südlich von Klösterle die gleichen Gesteinsserien, wie der Arlberg Straßentunnel.

Die erste Prognose wurde für den Vollausbuch erarbeitet. Projektsbedingt wurde zunächst ein Richtstollen ausgeführt, die Prognose überarbeitet. Sie stimmt mit den tatsächlich angetroffenen Verhältnissen sehr gut überein.

Die HANGBRÜCKEN WILDEN sind zum größten Teil in den nach Norden vorgewölbten Fuß der Burtshakopfsackung gegründet.

Es wurden bis zu 15 m tiefe elliptische Brunnen Gründungen und in Alfenznähe bis zu 16 m tiefe Pfahlgründungen durchgeführt.

Um die wintersichere Benützung der S16 zu gewährleisten, wurden südlich der Trasse im schwierigsten alpinen Gelände bis über 2000 m hinauf, Lawinenschutzbauten in Form von Dämmen und Stahlwerken errichtet.

Westlich der Hangbrücke Wilden verläuft die S16 im Talboden in der Nähe der Alfenz, in Bachschrieben und Murschutt.

Die Trasse hat an einigen Stellen aufwendige Behrührungspunkte mit Wildbächen.

Mit der ALFENZBRÜCKE DW 28 erfolgt in Dalaas wieder ein Wechsel nach Norden zum 1.810 m langen DALAASER TUNNEL.

Mit den drei Querschlägen nach Süden hinaus liegt der Dalaaser Tunnel bereits in den Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen.

Es wurden Muschelkalk, Buntsandstein, verkarsteter Arlberg Kalk, Partnach Tonschiefer, glaziale Ablagerungen und Murschutt angetroffen. Auch hier ereigneten sich zwei Verbrüche. Als Kurosium darf erwähnt werden, daß vor zwei Jahren auf einen Einbruchsschlot ein Einfamilienhaus gegründet wurde.

Unmittelbar nach dem Dalaaser Tunnel gefährden Steinschlag und Lawinen die Trasse. Hier schützen umfangreiche Steinschlag- und Lawinenverbauungen die Schnellstraße.

KAISER

Der vorläufige Endpunkt der ausgebauten Arlberg Schnellstraße befindet sich knapp westlich von Dalaas auf Brazer Gemeindegebiet, wo sich am 2.2.1982 bei der ENGELWAND ein Felssturz aus den steil nach Süden fallenden Muschelkalken löste und kurzfristig die Straße verschüttete. An dem Engelwand-Tunnel der Bundesbahn zeigten

sich keine Schäden. Die Sanierung wurde von unserer Gesellschaft getragen.

Das noch offene Stück zwischen Dalaas und Bludenz Ost verläuft im Talboden. Hanganschnitte werden nicht durchgeführt. Geologische Probleme werden nicht erwartet.

Veröffentlichungen der Geologischen Bundesanstalt



- Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt (ab 1850)*
- Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt (ab 1852)*
- Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt (1867 – 1982)*
- Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt (ab 1982)*
- Bundesländerserie*
(Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen)
- Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen der Geologischen Bundesanstalt*
(ab 1984)
- Führer zu den Arbeitstagungen der Geologischen Bundesanstalt*
- Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt*
- Berichte der Geologischen Bundesanstalt (ab 1986)*
- Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 mit Erläuterungen*
- Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25.000 mit Erläuterungen*
(wird nicht fortgesetzt)
- Geologische Gebiets- und Themenkarten mit Erläuterungen*

Bitte verlangen Sie das „Verzeichnis der lieferbaren Veröffentlichungen“ aus dem Verlag der Geologischen Bundesanstalt.

Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, Postfach 154, A-1031 Wien
Telefon: 0222/7125674-0; 0222/7155962-0
Fax 0222/7125674-56
Telex: 132927



Bergstürze, Schwemmfächer und Umweltprobleme im äußeren Ötztal von vor 8000 Jahren bis heute

Von Volkmar STINGL, Fridolin PURTSCHELLER, Peter BRUNNER
& Oswald ENNEMOSER

Der äußere Abschnitt des Ötztales (zwischen den Gemeinden Umhausen und Längenfeld) hat durch mehrere geologische Phänomene Berühmtheit erlangt. Den petrographischen Rahmen dieses Talabschnittes bilden Paragesteine, in die Granitgneise (Umhausen - Köfels) und Granodioritgneise (bei Tumpen) eingeschaltet sind. Im Bereich der Granitgneise liegt einerseits der größte Bergsturz der Alpen in kristallinen Gesteinen (verbunden mit Aufschmelzungserscheinungen, "Bimsstein von Köfels"), andererseits ist die Gemeinde Umhausen seit 1992 durch eine extreme Radonbelastung immer wieder in den Schlagzeilen. Die vorliegende Darstellung ist ein kleiner Teil der Untersuchungen zur Herkunft und zur Ermittlung der Verteilungsparameter des radioaktiven Gases sowie zur Erarbeitung von Sanierungsmöglichkeiten für die betroffene Bevölkerung.

Die Erhebungen zur Erstellung eines Lungenkrebskatasters über das Land Tirol erbrachten eine bis zu 5-fach erhöhte Mortalitätsrate in der Gemeinde Umhausen gegenüber dem Landesdurchschnitt. Nach Ausschluß aller anthropogenen und expositionsbedingten Ursachen blieb eine nicht unbeträchtliche Erhöhung der Rate. Die ersten Radioaktivitätsmessungen in Gebäuden und der Nachweis von Rn-222 (inzwischen bis zu 300 kBq/m³) legten eine große geogene Quelle nahe (ENNEMOSER et al., 1993 a, b, c, STINGL et al., 1993). Umhausen steht

auf den Schwemmfächern der Ötztaler Ache und deren Seitenbächen, betroffen ist etwa die Hälfte des Siedlungsgebietes. Ständige Messungen im Feld und in Gebäuden, sowie die kurze Halbwertszeit von Rn-222 (3.82 Tage) ließen diese postglazialen Sedimente und den benachbarten Bergsturz von Köfels als Ursache bzw. Grund für die inhomogene Verteilung erscheinen.

Aufbauend auf einer morphologischen Kartierung und der daraus abzuleitenden Altersbeziehung der einzelnen Schwemmfächer zueinander und zum Bergsturz wurde versucht, die Talgeschichte dieses Abschnittes zu rekonstruieren. Begleitet wurde die Kartierung von sedimentpetrographischen und granulometrischen Untersuchungen an Material aus natürlichen und künstlichen Aufschlüssen. Die heutige Situation im Bereich zwischen Tumpen und Umhausen ist auf Grund der Überlegungen zur morphologischen Entwicklung klar durch den Bergsturz von Köfels und zwei kleinere im Ortsbereich von Tumpen (aus den Granodioritgneisen) geprägt, sodaß hier der Ansatzpunkt für die Rekonstruktion gegeben ist. Über die auslösende Ursache für den Bergsturz gibt es seit langer Zeit eine Diskussion zwischen Vertretern eines vulkanischen Ereignisses, ausgelöst durch die Bimssteinfunde (PICHLER, 1863, HAMMER, 1924), und jenen, die einen Meteoriteneinschlag als Grund für den Bergsturz annahmen (SUESS, 1937, STUTZER, 1937, KURAT & RICHTER, 1972, SURENIAN,

1988, dieser Band). Am wahrscheinlichsten scheint jedoch eine glaziale Übertiefung und Übersteilung in diesem Bereich die Ursache zu sein (zur Tiefenlage des Felsuntergrundes siehe HEUBERGER & BRÜCKL, dieser Band), möglicherweise von tektonischer Aktivität begleitet.

Das postglaziale Alter wird durch das Fehlen von Moränenbedeckung auf dem Bergsturz (die Gletscherschliffe auf großen Bergsturzblöcken sind mittransportiert) und eine absolute Datierung eines Holzrestes aus Schutt des Hairlachbaches (auch Horlachbach genannt, östliches Seitental), unmittelbar unter der Bergsturzbasis, belegt. Vor dem Ereignis von Köfels war dieser glazial eingetiefte Abschnitt des Ötztales höchstwahrscheinlich durch ein verwildertes Rinnensystem und kleine, steile Schwemmkegel der Seitenbäche geprägt. Die Abriegelung des Ötztales durch den Bergsturz erfolgte vor 8.710 ± 150 Jahren und führte zum Aufstau eines Sees im dahinter liegenden Längenfelder Becken und im Hairlachtal (Becken von Niederthai). Kurz vorher oder gleichzeitig dürfte der Tumpener Bergsturz ebenfalls zu einem Aufstau geführt haben. Dadurch bot sich für die dazwischen liegenden Seitenbäche die Gelegenheit, ihre Murschuttkegel ungehindert vorzubauen. Die geringe Stauhöhe im Niederthaier Becken ließ diesen Raum rasch verlanden, wodurch sich der Hairlachbach sein neues Bett zwischen Festgestein und Bergsturzmasse suchte. Mit dem Durchbruch baute er vor dem Bergsturz einen Schwemmfächer auf, der vorerst durch die östlichen Seitenbäche gegen W abgedrängt wurde und erst allmählich an Bedeutung gewann.

Die Entwässerung des Längenfelder Staubeckens erfolgte vorerst unterirdisch durch das grobe Blockwerk des Bergsturzes, sodaß es nicht zu einem Vollaufstau kommen konnte. Der Durchbruch der Öztaler Ache geht sehr wahrscheinlich auf den Einbruch von solchen Abflüßwegen (HEUBERGER, 1975) zurück. Nachdem der See mit bis zu 92 m mächtigen Feinklastika aufgefüllt war, konnte auf Grund des geringen Gefälles kein Schutt aus dem Hinterland in den nun im Aufbau befindlichen Umhausener Schwemmfächer gelangen. Das Material dieses Fächers besteht praktisch ausschließlich aus Granitgneisschutt, der

aus dem Bergsturz selbst stammt. Mit dem Vorbau des dominanten Achenfächers wurde nun der Hairlachbach wieder gegen E abgedrängt, was zur Folge hatte, daß auch die Seitenkegel zurückgedrängt und versteilt wurden.

Das kleine Tumpener Becken, das ebenfalls unterirdisch durch den Bergsturz entwässerte, war durch die distalen Ausläufer des Achenfächers rasch aufgefüllt, womit die Öztaler Ache in diesem Bereich mit einem erosiven Einschneiden beginnen konnte. In der Folge wurde die Erosionsbasis immer tiefer gelegt, und die Ache begann, sich in ihren eigenen Fächer einzuschneiden. Im proximalen Teil liegt die Ache heute ca. 80 m unter dem Fächerapex. Als Reaktion auf diese Umstellung begann auch der Hairlachbach mit erosiver Tätigkeit, da das Niveau des Vorfluters (Ache) tiefer war. Mit der Deaktivierung des Hairlachbachfächers und auch des Achenfächers bot sich nun für die Murschuttkegel von Rainbach und Murbach wieder Gelegenheit, ihre Fläche bis zum Niveau des Hairlachbaches zu vergrößern. Diese Situation mit erosiver Tätigkeit von Ache und Hairlachbach und Aufsedimentation von Rain- und Murbach besteht bis zum heutigen Tag.

In der Sedimentpetrographie gibt es deutliche Unterschiede. Der Achenfächer besteht praktisch ausschließlich aus blockiggrobsandigem Granitgneismaterial, das dem Bergsturz entstammt.

Der Hairlachbach schüttet neben Bergsturzmaterial eine Vielfalt von Paragesteinen, wobei v. a. Paragneise und Glimmerschiefer einen hohen Anteil an Phyllosilikaten (Glimmern) bereitstellen, die einen deutlich höheren Feinanteil im Sediment produzieren. Das gleiche (ohne Granitgneisbeteiligung) gilt für die Sedimente des Mur- und Rainbaches.

Granulometrische Untersuchungen zeigten materialabhängige Unterschiede im Feinanteil der einzelnen Schwemmfächer. Die Differenzen im Kornaufbau spiegeln sich auch in den Durchlässigkeiten wieder, was für die Verteilung des Radons im Untergrund von Bedeutung ist. Abgesehen davon, daß als Herkunftsgebiet des Gases der Bergsturz in Frage kommt (s. u.), ist

daher der durchlässige Achenfächer als Hauptverteiler verantwortlich. Diese Annahme wird durch die Verteilung der Messergebnisse in den Gebäuden bestätigt. Jene, die auf dem Achenfächer stehen, besitzen die höchsten Belastungen, während die anderen Ortsteile kaum oder nicht davon betroffen sind. Dazu kommt eine morphologisch bedingte Abhängigkeit der Belastungshöhe, Meßpunkte nahe den Kanten und an den Hängen von Erosionsterrassen zeigen eine wesentlich höhere Gasaustrittsrate als jene auf der normalen Fächeroberfläche. Zurückzuführen ist dieses Phänomen auf den schrägen Anschnitt der Wegsamkeiten mit fehlender Abdeckung durch feineres Material.

Zur Herkunft des Radons sind noch viele Fragen offen. Der Zusammenhang mit dem Bergsturz von Köfels ist nicht nur durch die Messungen, die Nähe zum Ort und die Verteilung im Vorfeld offensichtlich, sondern wird auch noch durch Vergleichsmessungen an den Bergstürzen von Tumpen (Granodioritgneis, geringerer Zerlegungsgrad) und v.a. Langtang - Himalaja (Migmatite, gleich hoher Zertrümmerungsgrad) bestätigt. Die kurze Halbwertszeit von Rn-222 bedingt einen kurzen Diffusionsweg aus dem Gestein, was durch das extreme Zerbrechen (bis zu Gesteinsmehl) des herabgestürzten Granitgneis-komplexes gewährleistet scheint, andererseits eine sehr gute Wegsamkeit für die rasche Verteilung des Gases (Blockwerk des Bergsturzes und Achenfächer). Was die gute Zirkulation in der Bergsturzmasse (an der Oberfläche nicht nur meßbar, auch spürbar!) verursacht, ist nicht klar. Neben sicher vorhandenen meteorologischen Einflüssen (Luftdruck, Wind, Sonneneinstrahlung) kommt

wahrscheinlich auch ein Pumpeffekt durch die heute noch starke unterirdische Abflußtätigkeit durch den Bergsturz zum Tragen.

Die primäre Quelle des Radons ist ebenfalls unklar. Einerseits scheint bei einem derartigen Zer-mahlen des Gesteins ein normaler bis leicht erhöhter Gehalt an Uran im Granitgneis auszureichen (durchschnittlich 5 ppm), andererseits gibt es auch Stellen in noch kompaktem Gneis mit hohen Austritten, die wahrscheinlich mit Urananreicherungen hydro-thermalen Natur (es gibt überall Cu- und Pyritvererzte Brandzonen) in Zusammenhang stehen.

Ein weiteres Problem, das in Verbindung mit den Bergstürzen in diesem Raum auftritt und auch für die Einwohner teilweise Konsequenzen hat, sind oberflächliche Schlucklöcher über dem groblockigen Bergsturzsutt. Während im N des Längfelder Beckens in diesen das Niederschlagswasser und Teile des Pürstingbaches verschwinden und weiter keine Folgen nach sich ziehen, ist im Bereich von Tumpen in den letzten Jahren mehrmals ein solches Loch eingebrochen, wobei auch Schäden an Häusern entstanden und zweimal die Öztaler Ache fast zur Gänze in diesen verstürzt ist. In allen Fällen war die Nähe zu den Bergstürzen auffallend. Erdfälle, die weiter entfernt im Aufsedimentationsgebiet des ehemaligen Tumpener Sees und des alten Achenverlaufes liegen, lassen die Vermutung zu, daß das Bergsturzblockwerk noch größere Verbreitung, als heute oberflächlich zu beobachten ist, hat.



LITERATUR

- ENNEMOSER, O., AMBACH, W., BRUNNER, P., SCHNEIDER, P., OBERAIGNER, W., PURTSCHELLER, F. & STINGL, V. (1993 a): Unusually high indoor radon concentrations.- *Atmospheric Environment, Part A* (in press).
- ENNEMOSER, O., AMBACH, W., AUER, T., BRUNNER, P., SCHNEIDER, P., OBERAIGNER, W., PURTSCHELLER, F. & STINGL, V. (1993 b): High indoor radon concentrations: dose calculations and risk estimation.- *Health Physics* (in press).
- ENNEMOSER, O., AMBACH, W., BRUNNER, P., SCHNEIDER, P., OBERAIGNER, W., PURTSCHELLER, F., STINGL, V. & KELLER, G. (1993 c): Unusually high indoor radon concentrations from a giant rock slide.- *The Science of the Total Environment* (in press).

- HAMMER, W. (1924): Über das Vorkommen jungvulkanischer Gesteine im Ötztal (Tirol) und ihr Alter.- Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.naturwiss. Kl., Abt. I, 132, 329-342, Wien.
- HEUBERGER, H. (1975): Das Ötztal.- Innsbr. Geogr. Studien, 2, 213-249, Innsbruck.
- HEUBERGER, H. & BRÜCKL, E. (1993): Reflexionsseismische Messungen am Bergsturz von Köfels.- in diesem Band.
- KURAT, G. & RICHTER, W. (1972): Impaktite von Köfels.- Tschermaks Min. Petr. Mitt., 17, 23-45, Wien.
- PICHLER, A. (1863): Zur Geognosie Tirols. II. Die vulkanischen Reste von Köfels.- Jb. K. K. Geol. R.A., 13, 591-594, Wien.
- STINGL, V., PURTSCHELLER, F., BRUNNER, P. & ENNEMOSER, O. (1993): Bergstürze, Schwemmfächer und Radonverteilung im äußeren Ötztal (Tirol, Österreich).- Geologica et Palaeontologica, Kurzfassungen "Sediment '93", 85-86, Marburg.
- STUTZER, O. (1937): Die Talweitung von Köfels im Ötztal/Tirol als Meteorkrater.- Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., 88, 523-525, Hannover.
- SUESS, F. E. (1937): Der Meteorkrater von Köfels bei Umhausen im Ötztale, Tirol.- N. Jb. Min., Geol. u. Paläont., Abh., 72, Beil.-Bd., Abt. A, 98-155, Stuttgart.
- SURENIAN, R. (1988): Scanning electron microscope study of shock features in pumice and gneiss from Köfels (Tyrol, Austria).- GPM Innsbruck, 15, 135-143, Innsbruck.
- SURENIAN, R. (1993): Das Köfels Ereignis im Ötztal (Tirol), Überblick über die Geomorphologie und Forschungsgeschichte.- in diesem Band.

Die Radonmessungen werden vom Amt der Tiroler Landesregierung finanziert

Das Köfels-Ereignis im Ötztal: Überblick über Geomorphologie und Forschungsgeschichte

Von Rouben SURENIAN

Mit 2 Abbildungen

Köfels liegt in 1.400m Höhe am Osthang des Fundusberges in einer halbkreisförmigen Nische auf den Trümmern des größten post-glazialen Bergsturzes im Kristallin der Alpen.

Hier ist das mittlere Ötztal und die Mündung des Horlachtales mit 2 - 3 km³ zertrümmertem Granitgneis auf etwa 4 km Länge und Breite und 400 - 600 m Höhe (ABELE, 1974) zum "Maurachriegel" und dem "Tauerberg" aufgefüllt und blockiert worden.

Die Ötztaler Ache, durch diesen Riegel zum Längenfelder See aufgestaut, lagerte ihre Sedimente ab und durchbrach ihn durch eine Schlucht. In der sogenannten Maurachschlucht ist das Blockwerk stellenweise fein zerrieben und zerschmettert aber weitgehend im ursprünglichen Verband geblieben.

Östlich des Tauerberges liegt die Ebene von Niederthai, die durch die Stausedimente des verschütteten Horlachbaches aufgefüllt worden

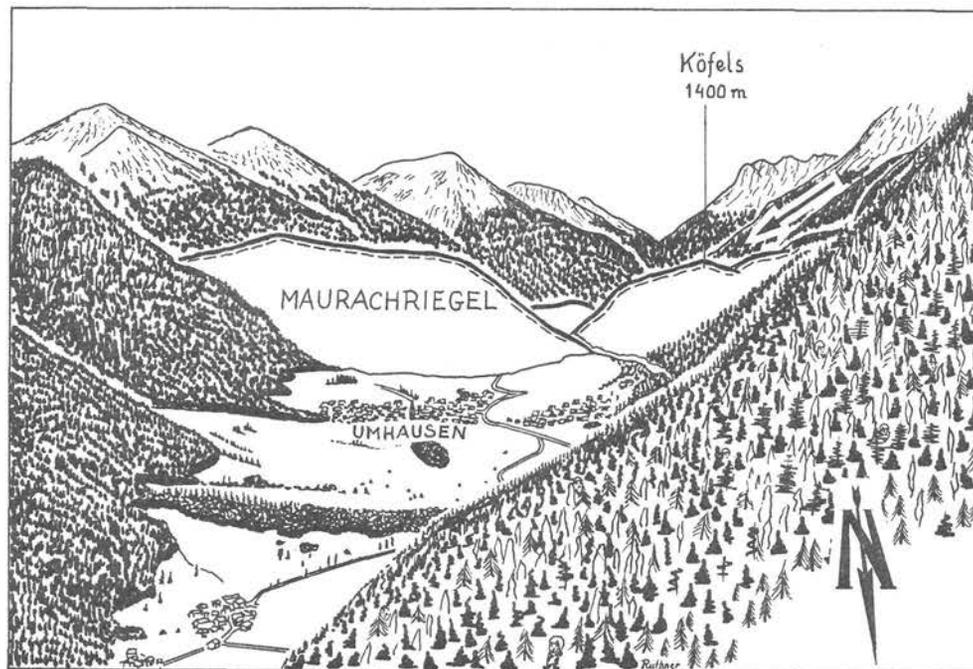


Abb. 1: Becken vom Umhausen und Bergsturzmasse mit Durchbruch der Ötztaler Ache und die Profillinie (vgl. mit der Abb. 2). Blick vom Weg nach Armelenhütte (1750m).

ist. Am Abhang von Niederthai gegen Umhausen stürzt dieser dann als Stuibenfall 150 m in die Tiefe und fließt in einem neuen Flußbett zur Ötztaler Ache.

1951 wurde zwecks Wasserkraftgewinnung vom Stuibenfall mit dem Stollenbau am Tauferberg in knapp 1.200 m Höhe begonnen und bis zum Rand des Beckens von Niederthai das verschüttete Horlachtal angeschnitten (ASCHER 1952, Abb.2). Holzfunde darin ergaben ein Radiokarbon-Alter von 8.710 ± 150 Jahren (MÜNNICH, 1957, unveröff.).

Beim Abrutschen großer Blöcke des Bergmassivs sind mehrere 100 m lange, glatte Felsplatten mit etwa $30 - 50^\circ$ Neigung unterhalb des Funduskammes (zwischen dem Wurzberg, dem Schartle: 2.088 m und dem Wenderkogel: 2.200 m) entstanden. Auch kürzere, sekundäre Gleitflächen sind durch das Weitergleiten oberer Teile der Bergsturzmasse über die unteren beim Aufprall auf die Mündungsstufe des Horlachtals ausgebildet (Abb. 2) und nordöstlich von Köfels gut aufgeschlossen.

In den Ablagerungen des Bergsturzes sind - als Spaltenfüllungen im Gneis und frei auf dem Gneis aufliegend - seit über einem Jahrhundert verschiedenartig ausgebildete, Schmelzprodukte ("BIMSSTEIN") bekannt, die seit ihrer Erstbeschreibung durch PICHLER (1863) bereits viele Diskussionen über deren Entstehung und Verknüpfung mit der Geologie und die Talformung des Gebietes um Köfels ausgelöst haben (vgl. HAMMER 1924, 1929, REITHOFER 1932, HEISSEL 1965 und PIRKL 1980).

Sie kommen hier mm- bis m-groß vor, sind grau bis schwarz gefärbt, glasig, tuff- bzw. bimssteinartig und wurden früher von den Bauern als Bau- oder Schleifmaterial verwendet. Die chemische Zusammensetzung dieser Schmelzprodukte entspricht dem umliegenden Granitgneis bzw. Schiefergneis, mit dessen Bruchstücken sie auch gemischt sein können.

Die ursprünglich angenommene Vulkan-Hypothese (PICHLER 1863, AMPFERER 1939, HAMMER 1924, 1937, PENCK 1925 und LICHTENECKER 1930) erwies sich als unhaltbar für die Entstehung dieser Schmelzprodukte, da weder eine Fortsetzung der Schmelze

al. 1971, GRATZ & KURAT 1988, SURENIAN 1988, 1989).

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, daß die Aufschlagsenergie das Gestein stellenweise zu "KÖFELSIT" geschmolzen und den gigantischen Bergsturz ausgelöst hat (vgl. ENGELHARDT et al. 1969).

Nach KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1992) ist der Köfelser Impakt das Ergebnis des Aufschlages eines Kometensplitters und keines Meteorits. Dieser führte in seiner Eisgrundmasse mengenmäßig wenige metallische Verunreinigungen mit. Ein durch den Einschlag verursachtes Erdbeben löste dann eine ganze Reihe von großen Bergstürzen in Tirol aus (vgl. PENK 1925, REITHOFER 1932).

PREUSS (1971, 1974) und HEUBERGER (1975) sind hingegen der Auffassung, daß der Bimsstein durch Reibungshitze auf den Gleitflächen entstanden ist. ERISMANN (1977) und der Zerrüttung in der Tiefe noch Spuren eines Auswurfes nachgewiesen werden konnten.

SUESS (1936) - von dem auch der Name "KÖFELSIT" für diese Schmelzprodukte stammt - und STUTZER (1936) erklärten alle Erscheinungen um Köfels mit dem Einschlag eines Riesen-Meteoriten. Diese Deutung wird durch die Ergebnisse moderner petrologischer und struktureller Untersuchungsmethoden unterstützt u.a.:

Das Auftreten von diaplektischem Quarz, Feldspatgläser, Maskelynit, Lechateliert (Temperaturen höher als 1700°C und rasche Abkühlung; dabei schmelzen Quarz- und Feldspat teilweise), Olivin und seltener FeNi-Metall sowie die Ausbildung der feinen Spalten in den Hohlräumen des Bimssteins (infolge einer Gas-Emission durch Druckunterschied) und Fließstrukturen in Quarz als Ergebnis von Resttemperatur und Druck bis etwa 650 kb. Auch das Auftreten von Deformationslamellen in Quarz, Feldspat des Bimssteins und des betroffenen Gneises (deutlich von den Tektonischen unterscheidbar und ähnlich mit jenen in dem Gneis vom Ries-Krater), sowie Strahlenkegel weisen auf Stoßwelleneffekte und Impakt-Entstehung der Köfels - Struktur hin (MILTON 1964, SHORT & BUNCH 1968, KURAT & RICHTER 1968, 1972, STORZER et

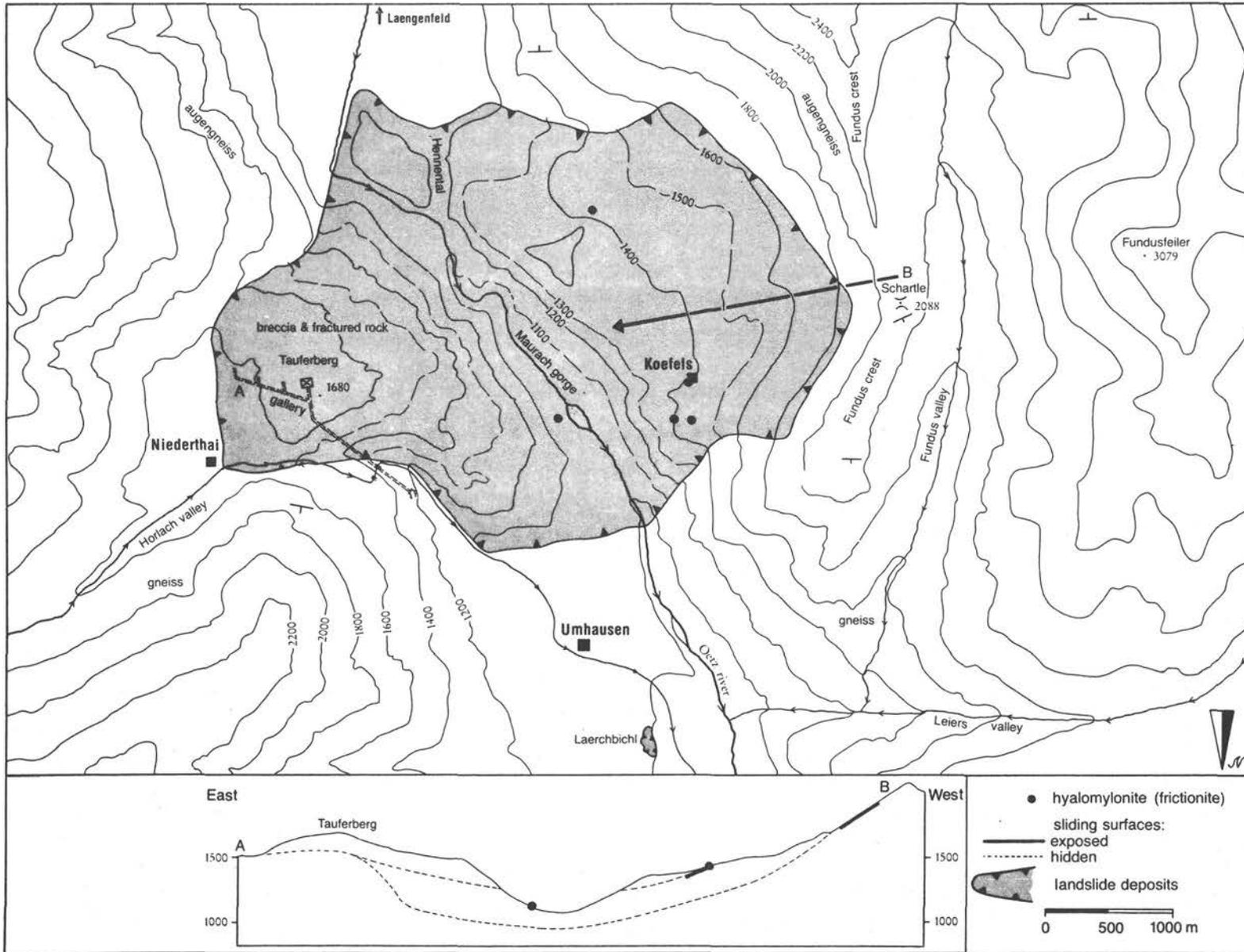


Abb. 2
Karte des Bergsturzes von Kofels mit Fundstellen von Gesteinsschmelzen und einem E-W-Profil, in dem die primären und sekundären Gleitflächen dargestellt sind (HEUBERGER).

SURENIAN

fürte "Friktionit" als einen neuen Begriff für diese Schmelzprodukte ein (im Unterschied zu Pseudotachylit und Impaktit) und berechnete die kinetische Energie des Bergsturzes und erzeugte experimentell Friktionite (ERISMANN et al. 1977). Die Ursache des Bergsturzes wurde jedoch nicht erklärt.

HEUBERGER et al. (1984) und MASCH et al. (1985) beschreiben die Ähnlichkeiten zwischen dem geschmolzenen Gestein des Bergsturzes im Langtang (Nepal) und dem in Köfels. Sie interpretierten die Gesteinsschmelze in der

Maurachschlucht (1 mm - 3 cm dick), die nicht blasig erstarrte, als eine Bildung auf sekundären Gleitflächen und verwenden auch "Hyalomylonit" (SCOTT & DREVER, 1953) als synonym für Friktionit.

OFFICER & CARTER (1991) sehen die Reibungshitze auf Gleitflächen für die Entstehung des Bimssteins und ein Erdbeben für das Auslösen des Bergsturzes in Köfels und Langtang als verantwortlich (vgl. CARTER et al. 1990, OFFICER 1990).

LITERATUR

- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinung - *Wiss. Alpenvereinsh.*, **25**, 230 S, München.
- AMPFERER, O. (1939): Die geologischen Hypothesen über die Formung des Talraumes zwischen Umhausen und Längenfeld im Ötztale. *Akad. Wiss. Wien, Math. - naturwiss. Kl. Sitzungsbericht.*, Abt. I, **148**, 123-140.
- ASCHER, H. (1952): Neuer Sachbestand und neue Erkenntnisse über das Bergsturzgebiet von Köfels.- *Geologie und Bauwesen*, **19**, 128-134.
- CARTER, N. L.; OFFICER, CH. B. & DRAKE, CH. (1990): Dynamic deformation of quartz and feldspar: clues to causes of some natural crises. - *Tectonophysics*, **171**, Elsevier Science Publishers B.V., 373 - 391, Amsterdam.
- ENGELHARDT, W.v.; STÖFFLER, D. & W. (1969): Petrologische Untersuchungen im Ries. - *Geologica Bavarica* **61**, 229-295. SCHNEIDER
- ERISMANN, T. H. (1977): Der Bimsstein von Köfels, Impaktit oder Friktionit? - *Material und Technik*, **5**, 190-196.
- ERISMANN, T. H.; HEUBERGER, H. & PREUSS, E. (1977): Der Bimsstein von Köfels (Tirol), ein Bergsturz - "Friktionit". - *Tschermaks. Min. Petr. Mitt.*, **24**, 67-119, Wien.
- GRATZ, A. & KURAT, G. (1988): Good news from Koefels (Austria): Abundant lamellae in quartz. - *Ber. Geol. B.-A.*, 15. IGCP Projekt 199: "Rare Events in Geology", **9**, Vienna.
- HAMMER, W. (1924): Ein Vorkommen jungvulkanischen Gesteins in den Tiroler Zentralalpen. *Z. Vulk.* **8**, 238-242.
- HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal (5146). - *Geologische Bundesanstalt, Wien*.
- HAMMER, W. (1937): Über einen neuen Versuch zur Lösung des Köfelser Problems. *Verh. Geol. Bundesanst. (Wien)* **1937**, 195-206
- HEISSEL, W. (1965): Das "Bimssteinvorkommen" von Köfels im Ötztal. *N. Jb. Min. Mh.* **1965**, 285-287.
- HEUBERGER, H. (1975): Das Ötztal. - *Innsbr. Geogr. Studien*, **2**, 213-249, Innsbruck.
- HEUBERGER, H.; MASCH, L.; PREUSS, E. & SCHRÖCKER, A. (1984): Quaternary landslides and rock fusion in Central Nepal and in the Tyrolean Alps. - *Mountain Res. Develop.*, **4**, 345-362, Boulder/Colorado.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. (1992): Der Sintflut- Impakt. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **84**, S.1-63, Wien.
- KURAT, G. & RICHTER, W. (1968): Ein Alkalifeldspat- Glas im Impaktit von Köfels/Tirol. - *Naturwissenschaften*, **55**, 490, Berlin.
- KURAT, G. & RICHTER, W. (1972): Impaktit von Köfels.- *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **17**, 23-45, Wien
- LICHTENECKER, N. (1930): Zur Deutung des Bimssteinvorkommen von Köfels im Ötztal. *Verh. Geol. Bundesanst.*, **1930**, 173-179, Wien.
- MASCH, L.; WENK, H. R. & PREUSS, E. (1985): Electron microscopy study of hyalomylonites-evidence for frictional melting in land- slides.-*Tectonophysics*, **115**, 131-160, Amsterdam.
- MILTON, D. (1965): Fused rocks from Koefels, Tyrol.- *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **9**, 86-94, Wien.
- MÜNNICH, K. O. (1957): Unpublished data, II. *Physikalisches Institut d. Universität, Heidelberg*.
- OFFICER, CH. B. (1990): Extinctions, Iridium and Shocked Minerals associated with the Cretaceous / Tertiary Transition.- *J. geol. Education*, **38** (5), 402 - 425, Columbus.
- OFFICER, CH. B. & CARTER, N. L. (1991): A review of the structure, petrology and dynamic deformation characteristics of some enigmatic terrestrial structures. - *Earth Science Reviews*, **30**, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
- PENCK, A. (1925): Der postglaziale Vulkan von Köfels im Ötztale. - *Sitzber. preuß. Akad. Wiss. phys. math. Kl.*, **12**, 218-225, Berlin.
- PICHLER, A. (1863): Zur Geognosie Tirols. II. Die vulkanischen Reste von Köfels. - *Jb. Geol. R.-A.*, **13**, 591-594, Wien
- PIRKL, H. R. (1980): Die westlichen Zentralalpen (von der Silvretta zum Brenner). - *Der geologische Aufbau Österreichs*, 332-347 (Springer Verlag).
- PREUSS, E. (1971): Über den Bimsstein von Köfels/Tirol. - *Fortschr. Min* **49**, Beih. 1, 70, Stuttgart.

SURENIAN

- PREUSS, E. (1974): Der Bimsstein von Köfels im Ötztal/Tirol, die Reibungsschmelze eines Bergsturzes. -Jb. Ver. z. Schutze der Alpenpflanzen und Tiere, **39**, 85-95, München.
- REITHOFER, O. (1932): Neue Untersuchungen über das Gebiet von Köfels im Ötztal. Jb. Geol. Bundesanstalt (Wien), **82**, 276-342.
- SCOTT, J. S. & DREVER, H. J. (1953): Frictional fusion along a Himalayan thrust. - Proc. R. Soc. Edinburgh, **65**, 121-142, Edinburgh.
- SHORT, N. M. & BUNCH, T. E. (1968): A worldwide inventory of features characteristic of rocks associated with presumed meteorite impact structures. In B. M. FRENCH and N. M. (Eds.), 1968: Shock Metamorphism of Natural Materials. Baltimore: Mono Book Corp. (cf. p. 255-266).
- STUTZER, O. (1936): Die Talweitung von Köfels in Ötztal/Tirol als Meteorkrater. -Ztschr. Dtsch. Geol. Ges. **88**, 523-525, Hannover.
- SUESS, F. E. (1936): Der Meteor- Krater von Köfels bei Umhausen im Ötztale, Tirol. -N. Jb. Min., Geol. u. Paläont., Abh., **72**, Beil. Bd., Abt. A, 98-155, Stuttgart.
- SUESS, F. E. (1936): Zur Deutung des "Bimssteinvorkommens" von Köfels im Ötztale. -Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **73**, 77-78, Wien.
- SURENIAN, R. (1988): Scanning electron microscope study of shock features in pumice and gneiss from Koefels, Tyrol, Austria. GPM Innsbruck, **15**:135-143.
- SURENIAN, R. (1988): Structural features and microanalysis of pumice from Koefels (Tyrol,Austria).- Ber. Geol. B.-A., **15**, IGCP Projekt 199: "Rare Events in Geology", **26**, Vienna.
- SURENIAN, R. (1989): Shock Metamorphism in the Koefels Structure Tyrol, Austria).- Abstracts for the 52nd Annual Meeting of the Meteoritical Society, July 31-August 4, 1989, 234, Vienna.

Reflexionsseismische Messungen am Bergsturz von Köfels

Von Helmut HEUBERGER & Ewald BRÜCKL

Mit 1 Abbildung

Der Bergsturz von Köfels stellt die größte Massenbewegung dar, die im Kristallin der Alpen bekannt ist. Während seine zugänglichen Aufschlüsse bereits sehr ausführlich kartiert und ausgewertet wurden, besteht noch Unsicherheit über seinen Tiefgang unter die derzeitige Talsohle. Da an direkte Aufschlüsse aus finanziellen Gründen nicht zu denken war, erschienen reflexionsseismische Messungen am erfolgversprechendsten. Diese Messungen wurden im Jahr 1986 mit ersten Testen begonnen, 1988 fortgesetzt und 1990 vorläufig abgeschlossen. Es waren daran das Institut für Geographie der Universität Salzburg, das Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien und die Interfels Ges.m.b.H., Salzburg (nunmehr GeoSalzburg Ges.m.b.H.) beteiligt.

Im Jahr 1986 wurden die Untersuchungen zunächst im südlichen Vorfeld des Bergsturzes (Längenfelder Becken bei Au) begonnen und sodann innerhalb des Bergsturzes, bei der Köfelser Brücke fortgesetzt. Bei diesen Messungen wurde ein Stationsabstand von 6 m gewählt. Die Anregung der seismischen Wellen erfolgte mit der pneumatischen Energiequelle Vakimpak. Die Registrierung erfolgte mit einer 12-spurigen digitalen Apparatur. Es wurde ein mittlerer Überdeckungsgrad von 600% erreicht. Im Jahr 1988 wurde mit einem Profil entlang der Öztaler Ache die nördliche Hälfte des Bergsturzes erfaßt. Entsprechend den Erfahrungen bei den ersten

Testen wurde der Stationsabstand auf 10 m erhöht. Weiters stand von da an eine 24-spurige Apparatur zur Verfügung, sodaß der mittlere Überdeckungsgrad auf 1200% gesteigert werden konnte. Mit den Messungen im Jahr 1990 wurden die südliche Hälfte des Bergsturzes im Bereich der Öztaler Ache, der Nordrand des Bergsturzes und das Umhausener Becken untersucht.

Die Meßdaten wurden mit den Standardverfahren der reflexionsseismischen Datenbearbeitung ausgewertet und dargestellt. Die Qualität war im südlichen Vorfeld des Bergsturzes (Längenfelder Becken) hervorragend, aber auch innerhalb des Bergsturzes konnten Reflektoren mit erstaunlich guter Kontinuität erkannt werden. Die tiefsten, über das gesamte Bergsturzgebiet korrelierbaren Reflektoren wurden als Basis des Bergsturzes interpretiert, da aus dem darunterliegenden Kristallin keine derartigen Horizonte zu erwarten waren.

Einen ersten Überblick über die Ergebnisse zeigt das Längsprofil entlang der Öztaler Ache (siehe Abbildung 1). Im Längenfelder Becken liegt der Felsuntergrund zwischen 50 m und 80 m unter Gelände (1070 m - 1100 m ü. Adria). Als Felsuntergrund soll hierbei das kompakte, von der Massenbewegung nicht erfaßte Gebirge verstanden werden. Mit dem Beginn der Bergsturzmasse fällt die Oberkante des Felsuntergrundes steil auf ca. 400 m unter Gelände ab

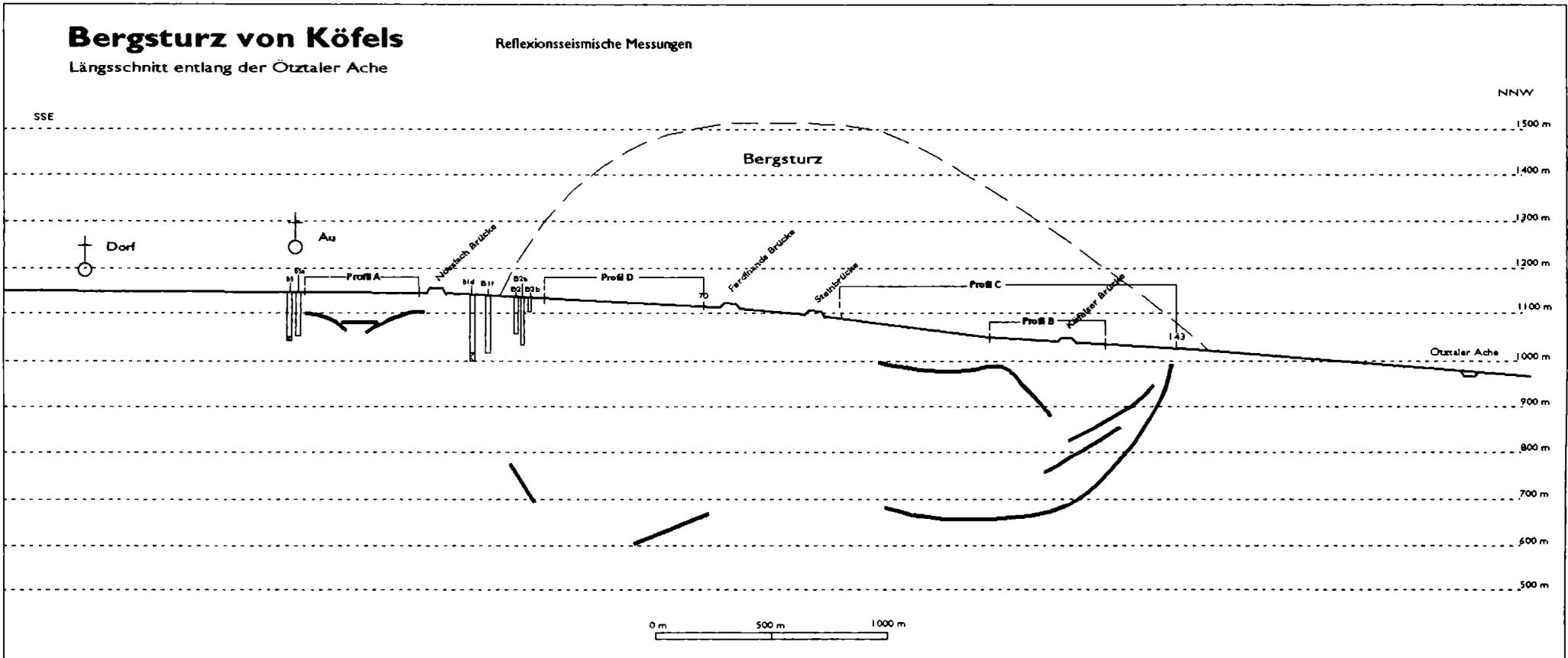


Abb. 1: *Bergsturz von Köfels*
Längsschnitt entlang der Ötztaler Ache (Reflexionsseismische Messungen).

(650 m ü. Adria). Diese Ergebnisse sind mit den Bohraufschlüssen im Bereich der Nöblacher Brücke kompatibel. Im mittleren Teil bleibt der Felsuntergrund auf dieser Tiefe und steigt erst zum nördlichen Ende hin wieder steil auf ca. 50 m unter Gelände an. Dieses Ansteigen auf 50 m unter Gelände ist allerdings durch die Nähe zum linken Talrand bedingt. Aufgrund der Ergebnisse der Profile in Talmitte bzw. dem rechten Talrand des Umhausener Beckens kann am Nordrand des

Bergsturzes mit einer Taltiefe von 200 m (850 m ü. Adria) gerechnet werden. Die Longitudinalwellengeschwindigkeiten innerhalb der Bergsturzmasse liegen zwischen 2000 m/s und 3500 m/s. Im ungestörten Felsuntergrund wäre mH Werten um 5000 m/s zu rechnen. Zum Teil lassen sich größere Bereiche mit hohen Longitudinalwellengeschwindigkeiten verfolgen, welche auf eine Bewegung im nahezu ungestörten Verband hinweisen.

Phänomen Köfels – eine nur mühsam akzeptierte Massenbewegung

Von Roman LAHODYNSKY, John B. LYONS & Charles B. OFFICER

"Hätten Pichler und Hammer nicht den Bimssteingang entdeckt, so könnte man auch an ein einfaches Einrutschen der übersteilen Hangmassen als Ganzes gegen die Talmitte im reinen Schweregefälle denken..."

(STINY, 1939)

Der vor ca. 8700 Jahren abgeglittene Bergsturz von Köfels ist der bedeutendste in den kristallinen Gesteinen der Alpen. Aber gerade seine gewaltige Größe - nach ERISMANN et al. bis 3 km³, nach ABELE 2,1 km³ - führte paradoxerweise dazu, daß das "*Maurach*", welches das Ötztal abriegelt, über lange Zeit nicht als Ablagerung einer riesigen Massenbewegung erkannt wurde. Die Unkenntnis der Bewegungsmechanismen großer Massenbewegungen verhinderte die naheliegende Erklärung für anscheinend anstehende Granitgneissareale in der Maurachschlucht und die Entstehung der berühmten "Bimssteingänge" auf der Terrasse von Köfels.

Während ESCHER VON DER LINTH (1845) den Maurachriegel als durch den Einsturz benachbarter Berge durch und durch zertrümmerte Gneissmasse erkannte und PENCK & BRÜCKNER (1909) den großen Bergsturz zwischen Wenderkogel und Wurzburg, der mit seinen Trümmern das Ötztal und das Hairlachtal absperrt, erwähnten, wurde von späteren Bearbeitern das wahre Ausmaß des Bergsturzes

nicht mehr gesehen. Die Deutungen des Bimssteinvorkommens von Köfels als Produkt vulkanischer Förderung oder als Rest einer an der Oberfläche erstarrten Meteorschmelze gehen mit einer bedeutenden Reduzierung des angenommenen Bergsturzvolumens einher. Einige, teils wörtliche, und besonders die Massenbewegung betreffende Zitate sollen den bisweilen krummen Erkenntnisweg erläutern.

PENCK & BRÜCKNER (1909): "Die Geländeformen des linken Talgehänges machen unseres Erachtens nach einen großen Bergsturz wahrscheinlich. Zwischen Wenderkogel und Wurzburg erstreckt sich hier eine große Ausbruchsnische von der Ausdehnung des Maurachwalles. Etwa 1,5 km³ Gestein dürften in die Tiefe gerutscht sein und sich wallartig im Ötztale gerade vor die Mündung des Hairlachtales gelegt haben, so daß dessen Bach zur Seite gedrängt worden ist." 1925 bezeichnete PENCK den zerrütteten Augengneis im Maurach, am Tauferberg und am Wolfseck als nicht anstehendes Trümmerfeld einer maarartigen Aussprengung, da die größere Höhe der Ostseite

des Maurach und die am Wolfseck auftretenden zusammenhängenden Felspartien gegen einen bloßen Bergsturz sprächen.

HAMMER (1923, 1929) und REITHOFER (1932) nahmen an, daß der Maurachriegel zwischen Stubenwald SW Köfels und Lehen bei Niederthai im Osten bzw. Winklen im Süden die bei einem postglazialen Magmenaufstieg in die Höhe gestossene und erschütterte bis zertrümmerte Granitgneisdecke darstellt, wobei nur eine geringe Schmelzflußmenge an die Oberfläche gelangte. HAMMER (1923): "Die fast 400 m hohen Aufschlüsse der Schlucht zeigen zunächst, daß der Kern des Talriegels zweifellos aus anstehendem Fels besteht."

REITHOFER (1932): "Ein weiterer wichtiger Beweis für die Hebung der Granitgneismasse des Maurach ist die ungeheuere Größe, in der sich heute dieser Riegel am Südrande des Längenfelder Beckens erhebt."... "Als... Erklärungsmöglichkeit käme in Betracht, daß die Granitgneismasse der Maurachschlucht und des Wolfseck eine ungeheuere, von W heruntergefallene Masse darstelle. Dagegen spricht aber die doch ziemlich gleichmäßige Lage der Streckachsen des Ausgangsneises und vor allem das Vorhandensein der zahlreichen Rundhöcker in der Umgebung des Wolfseck... Es wäre auch ganz unwahrscheinlich, daß die Rundhöcker derart ungestört auf der anderen Talseite hätten abgelagert werden können."

LICHTENECKER (1929) erwähnte zwar die Felsgleitfläche unter dem Köfeler Scharthl - "Das kann nur eine Gleitfläche sein. Und zwar eine Fläche, über der enorme Lasten niedergegangen sind..." - aber die Köfeler Terrasse und den Tauferberg hielt er ebenso wie die Vertreter der vulkanischen Hebungstheorie für anstehenden Granitgneis und nur von unterschiedlich mächtigen Bergsturztrümmern überstreut. "Die Maurachschlucht bestand schon vor der Katastrophe... Um wurzellosen, verschobenen Fels kann es sich hier nicht handeln."

Schließlich deuteten STUTZER (1936) und SUESS (1936) den Bimsstein als Rest der durch einen Meteoreinschlag gebildeten Gesteinschmelze.

STUTZER (1936): "Die Weitung von Köfels läßt sich am einfachsten als Meteoreinschlag deuten... Die dortige Maurachschlucht war vor der Katastrophe schon vorhanden, sie wurde nur

überschüttet... Die Entstehung dieser gewaltigen Schuttanhäufung läßt sich nicht auf normale Bergstürze allein zurückführen." SUESS (1936): "Noch ist es nicht geklärt, ... ob Tauferer Berg und Wolfseck durch den Anprall der vom Westen her anstürmenden Massen zerrüttet und z.T. auch hochgestaut worden sind... Durch lange Zeit mag das Nachbrechen der zerrütteten Felsmasse angehalten haben, bis der Rand der Nische an die feste Kante des Scharthls unter dem Fundustale herangerückt war. Aus dieser Nachphase stammen die Harnischflächen unter dem Scharthl."

"Vergleich (des Bimssteines) mit dem Suevit des Rieskessels: Beide sind Aufschmelzungsgesteine, die allein durch die Wärmezufuhr geschaffen worden sind. So wie die Geländegestalt weisen auch Form und Auftreten der Schmelzen im Ries auf eine von unten und in Köfels auf eine von oben her wirkende Kraft. Was man im Ries findet, sind die regelrechten Begleiter des explosiven Vulkanismus."

AMPFERER (1939) und STINY (1939) erkannten, daß der gesamte Maurachriegel aus Bergsturzmateriale besteht und als große Gleitmasse abgefahren ist. Als Auslöser für den Bergsturz nahmen sie eine Senkung an einem Grabenbruch an. Sie wiesen auf den engen Zusammenhang zwischen Bimsstein und Bergsturz hin, konnten sich den Bimsstein jedoch nur als vulkanisches Produkt erklären. AMPFERER (1939): "... handelt es sich hier nicht so sehr um einen Bergsturz als vielmehr um eine Gleitung, deren untere Teile in Form von gelenkig verbundenen Schollen zu Tal führen." STINY (1939): "Der Vorgang bestand mehr in einem Einsinken als Einheit; deshalb blieb die Felsmasse als solche im großen und ganzen im Lagerungsverbande und wurde nur örtlich mehr oder minder heftig zerquetscht. Ein großer Bergsturz im Sinne der Auflösung in ein Haufwerk von Blöcken ... ist bestimmt nicht erfolgt; die großen Blöcke am Hohen Stein können unmöglich aus der Nische von Köfels stammen; sie wären beim wiederholten Aufrollen zerschellt..."

ASCHER (1952) sowie STINY, in einer anschließenden Bemerkung zu dessen Aufsatz, wiesen auf das Durchziehen einer Störungszone im Vorderen Ötztal und in Zusammenhang damit stehende häufige Erdbeben hin. ASCHER hielt jedoch zur Erklärung der Ursache des Bergsturzes keinen Grabenbruch für erforderlich; es genüge die Vorzeichnung von Gleit- und Harnischflächen durch steilstehende Kluftscharen und die Bereitschaft zum Abgleiten nach dem Wegfall der Ver-

spannung der Talhänge durch die großen Gletscher.

Neuere petrologische Untersuchungen schienen zunächst die Impakthypothese zu erhärten (STORZER et al., 1971; KURAT & RICHTER, 1972). Dabei konnten eine weitgehende chemische Übereinstimmung des Bimssteines mit dem umgebenden Granitgneis festgestellt und in ersterem randlich verglaste Gneisfragmente nachgewiesen werden. Kurioserweise wurden der Bimsstein von Köfels und die (tektonisch entstandenen) Pseudotachylite der Silvretta einem Doppelimpakt desselben Meteoriten zugesprochen (TOLLMANN, 1977).

Durch die Untersuchungen von ERISMANN et al. (1977) sollte keineswegs die Bergsturztheorie LICHTENECKERS (1929) durch Experimente gestützt werden, wie TOLLMANN (1977, S. 375) behauptete, denn dieser nahm ja einen volumsmäßig wesentlich kleineren Felssturz an, der auf eine vermutete Köfels Felsterrasse niedergebrosen sein soll und dessen Trümmer nach einer Luftfahrt über die offene Maurachschlucht hinweg auf den ins Ötztal hervorstehenden, angeblich terrassierten Taufberg geschleudert worden sein sollen. Vielmehr konnten die Arbeiten von PREUSS (1974), HEUBERGER (1975), ERISMANN et al. (1977) sowie HEUBERGER et al. (1984) und MASCH et al. (1985) nachweisen, daß die Impakthypothese im Falle von Köfels mit vielen Geländebefunden nicht in Einklang zu bringen ist, und die zur Entstehung des Bimssteines und der Gesteinsgläser notwendigen Temperaturen auch in der Reibungsschmelze eines Bergsturzes erreicht werden können.

Die bei einem Meteoriteinschlag zu erwartenden Auswurfmassen konnten nirgends gefunden werden. Die Bimssteinfundorte auf der Terrasse von Köfels liegen an Stellen, die erst nach dem Bergsturz zur Oberfläche wurden, was am besten mit einer Abkühlung der Schmelze an einer freigelegten sekundären Gleitfläche erklärt wird (instruktive Profile und Modell in den Abb. 3 und 4 von ERISMANN et al. 1977). Innerhalb der unteren, an die Mündungsstufe des Horlachbaches geprallten Bergsturzmasse wurde nahe dem Talboden eine porenarme, unter hohem Druck erstarrte glasige Schmelze (MARSCH et al., 1985) gefunden - gangartig innerhalb des zertrümmerten Augengneises und möglicherweise von einer tieferen Gleitfläche abgespalten. Vor dem Bergsturz wäre diese Stelle im ehemals breiten Ötztal oberhalb des Talbodens gelegen.

Im Zuge einer ausgedehnten Probenahme zur Untersuchung planarer Deformation in verschie-

denen Mineralien inner- und außerhalb der Bergsturzablagerungen konnten ergänzende feldgeologische Beobachtungen gemacht werden. Zerrüttete geschieferte Diabasgänge mit erdigen Lagen und Diabasstücken beschrieb schon REITHOFER (1932) von Aufschlüssen in der großen Runse an der Ostseite der Maurachschlucht ENE der Köfels Brücke. Weitere geschieferte Diabase mit Gleitflächen, Diabasbreccien und zerscherte Zonen im Gneis sind südlich davon, ENE eines die Straße vor Steinschlag schützenden Dammes auf ca. 1165 m Höhe aufgeschlossen. Dabei dürfte es sich um weitere sekundäre Gleitflächen des Bergsturzes handeln.

Obwohl große Primärgleitflächen mit polierten Quarzhamischen unterhalb des Funduskammes aufgeschlossen sind (mit ca. 30 Grad gegen E fallend), macht der Grat zwischen Wenderkogel und Wurzelberg mit seinen Mehrfachgraten und zertrümmerten Felsbastionen nicht den Eindruck einer Bergsturzabrißkante. Es hat den Anschein, als wäre nicht nur ein weit höherer Funduskamm abgerissen, sondern unter Massenverlagerung auch nach W z.T. in sich zusammengebrochen. ABELE (1974) schätzte die ehemalige Kammhöhe auf 2500m, AMPFERER (1939) hielt 3000m für möglich. Der gesamte Funduskamm bis zur Hohen Seite ist durch Mehrfachgrate gegliedert. Von hier nehmen immer noch Nachbrüche nach beiden Seiten ihren Ausgang. Luftbilder zeigen vom Fundusgrat bis ins Innerberger Tal W Längenfeld durchziehende Störungen sowie Sackungsbuckel am östlichen Wurzelberggrat, sodaß zumindest das Gebiet bis zum Eisenbach ebenfalls hätte abgleiten können. Im Gebiet der Hohen Seite wurden mehrere, meterlange breite Klüfte und bis zu 2m tiefe Spalten im Schiefergneis gefunden, an denen Abschiebungen und Versetzungen von Quarzgängen zu sehen sind. Erdbeben könnten die auffälligen Spalten verursacht und die Bergsturzkatastrophe von Köfels ausgelöst haben - was schon von TRIENTL (1895) vermutet worden war.

Die Untersuchungen planarer Deformationsstrukturen an Quarzkörnern durch LYONS und OFFICER (im Druck) hat ergeben, daß die beobachteten Lamellen manchmal leicht bis mäßig gekrümmt sind sowie Verzweigungen und einen variablen Abstand aufweisen können - im Gegensatz zu den ausschließlich ebenflächigen und parallelen, dünnen Lamellen an bekannten Impaktstellen. Thetomorpher Quarz, Lechatelierit, Maskelynit und Pseudotachylit (Hyalomyonit) weisen lediglich auf sehr hohe Temperaturen von

etwa 1700 - 1800° Celsius hin, die ohne weiteres von der Reibungswärme erreicht werden, welche die vom Bergsturz hervorgerufene, enorme Energiefreisetzung begleitet.

LITERATURVERZEICHNIS

Weitere Literaturangaben zum Thema Köfels finden sich in den folgenden Veröffentlichungen jüngerer Datums sowie in den anderen Beiträgen zum gleichen Thema in diesem Band:

- SURENIAN, R. (1988): Scanning Electron Microscope Study of Shock Features in Pumice and Gneiss from Köfels (Tyrol, Austria). GPM, Innsbruck, 15, 135-143
- MASCH, L, WENK, H.R., PREUSS, E. (1985): Electron Microscopy Study of Hyalomylonites - Evidence for Frictional Melting in Landslides. Tectonophysics 115, 131-160
- HEUBERGER, H., MASCH, L., PREUSS, E. & SCHRÖCKER, A. (1984): Quaternary Landslides and Rock Fusion in Central Nepal and in the Tyrolean Alps. Mountains Research and Development 4, No.4, 345-362
- ERISMANN, T., HEUBERGER, H. & PREUSS, E. (1977): Der Bimsstein von Köfels (Tirol), ein Bergsturz - "Frik-tionit". Tschermaks Min. Petr. Mitt. 24, 67-119

Exkursionen

Exkursion A

Dienstag, 5. Oktober 1993

Nördliche Kalkalpen (Überblick)
Quartär im Gebiet Gurgltal – Imst
Muttekopf-Gosau

Exkursion B

Mittwoch, 6. Oktober 1993

Nördliche Silvrettamasse und Nördliche Kalkalpen
im Bereich des Stanzertales
zwischen Landeck und Schnann
(Geologie und Angewandte Themen)

Exkursion C

Donnerstag, 7 Oktober 1993

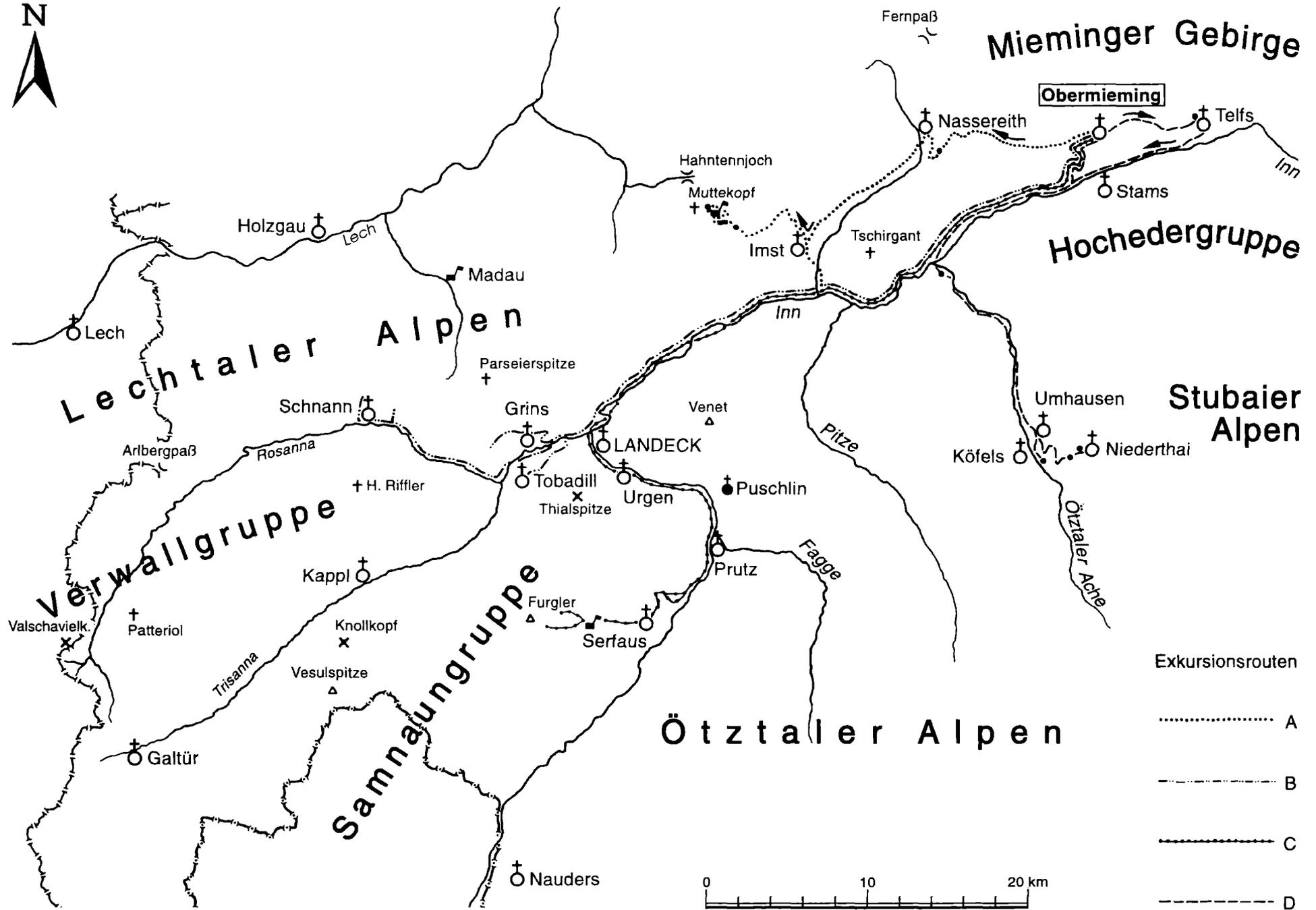
Silvrettakristallin südlich von Landeck
Unterengadiner Fenster

Exkursion D

Freitag, 8. Oktober 1993

Quartärgeologie
im Oberinntal und Äußeren Ötztal
(u.a. Tschirgant-Bergsturz, Massenbewegung von Köfels)

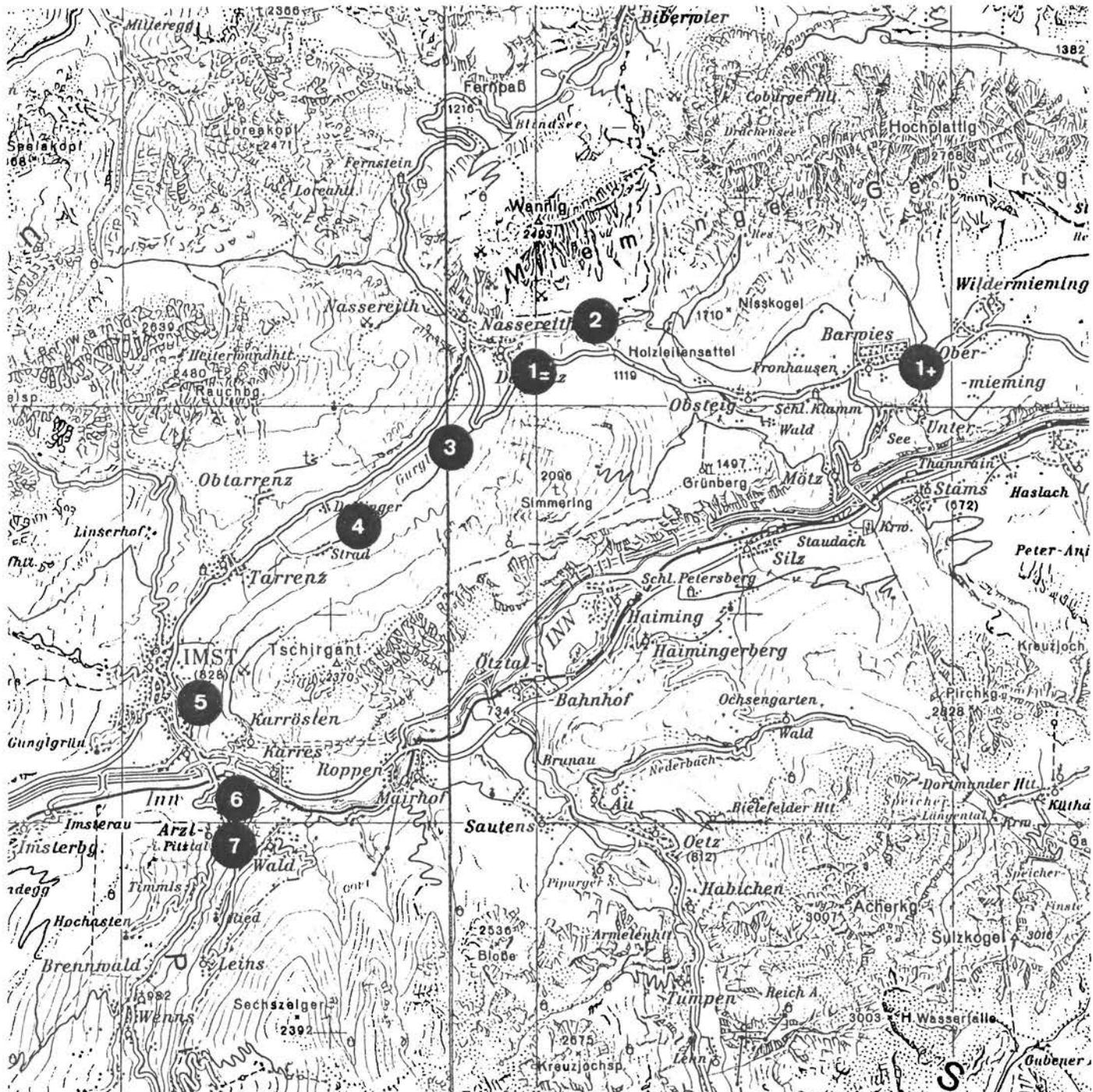
Übersicht der Exkursionsrouten umseitig





EXKURSION A

Dienstag, 5. Oktober 1993



Haltepunkt 1. A
DIE NÖRDLICHEN KALKALPEN: MIEMINGER KETTE
 M. BECKE

Bei schönem Wetter und guten Sichtverhältnissen wird unmittelbar beim Gasthof Post vor dem Einsteigen in die Busse kurz die Geologie der Mieminger Kette erläutert.

Zur Unterstützung hier drei Abbildungen:

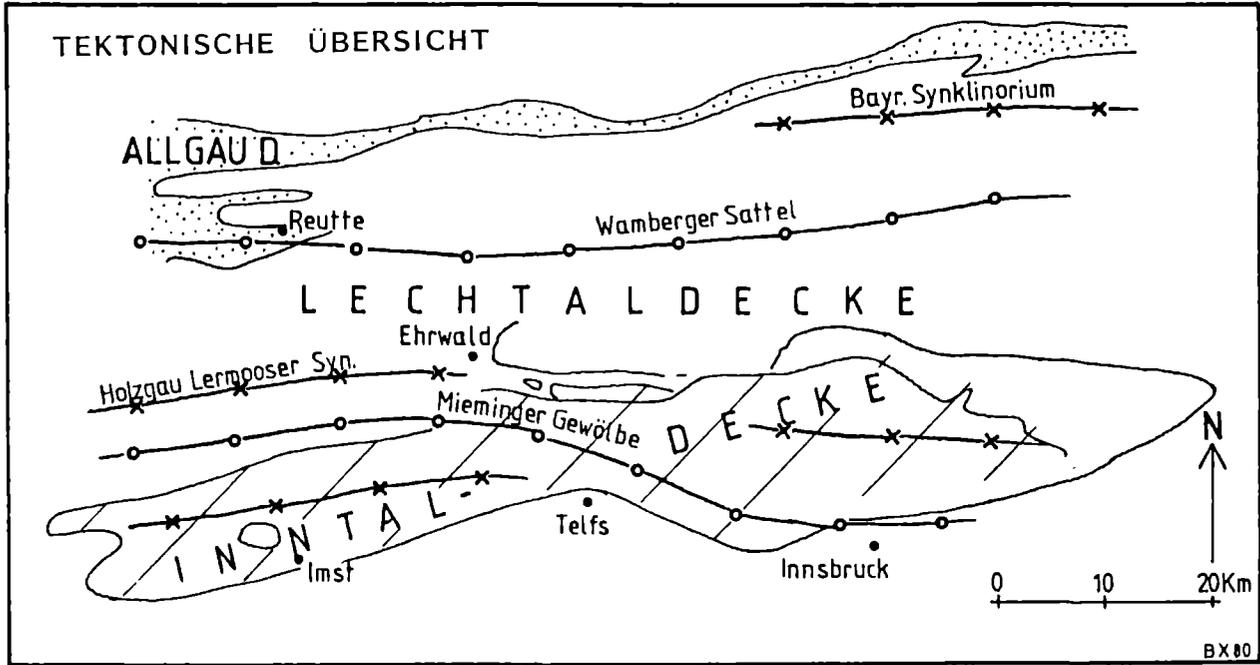


Abbildung 1.
 Tektonische Übersicht der Mieminger Hauptkette.

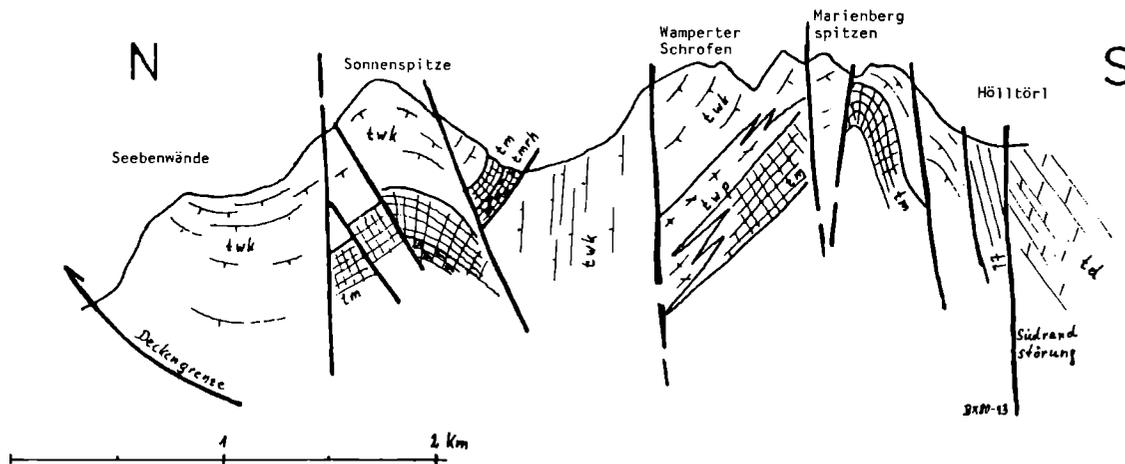


Abbildung 2.
 Profil durch die Mieminger Hauptkette.

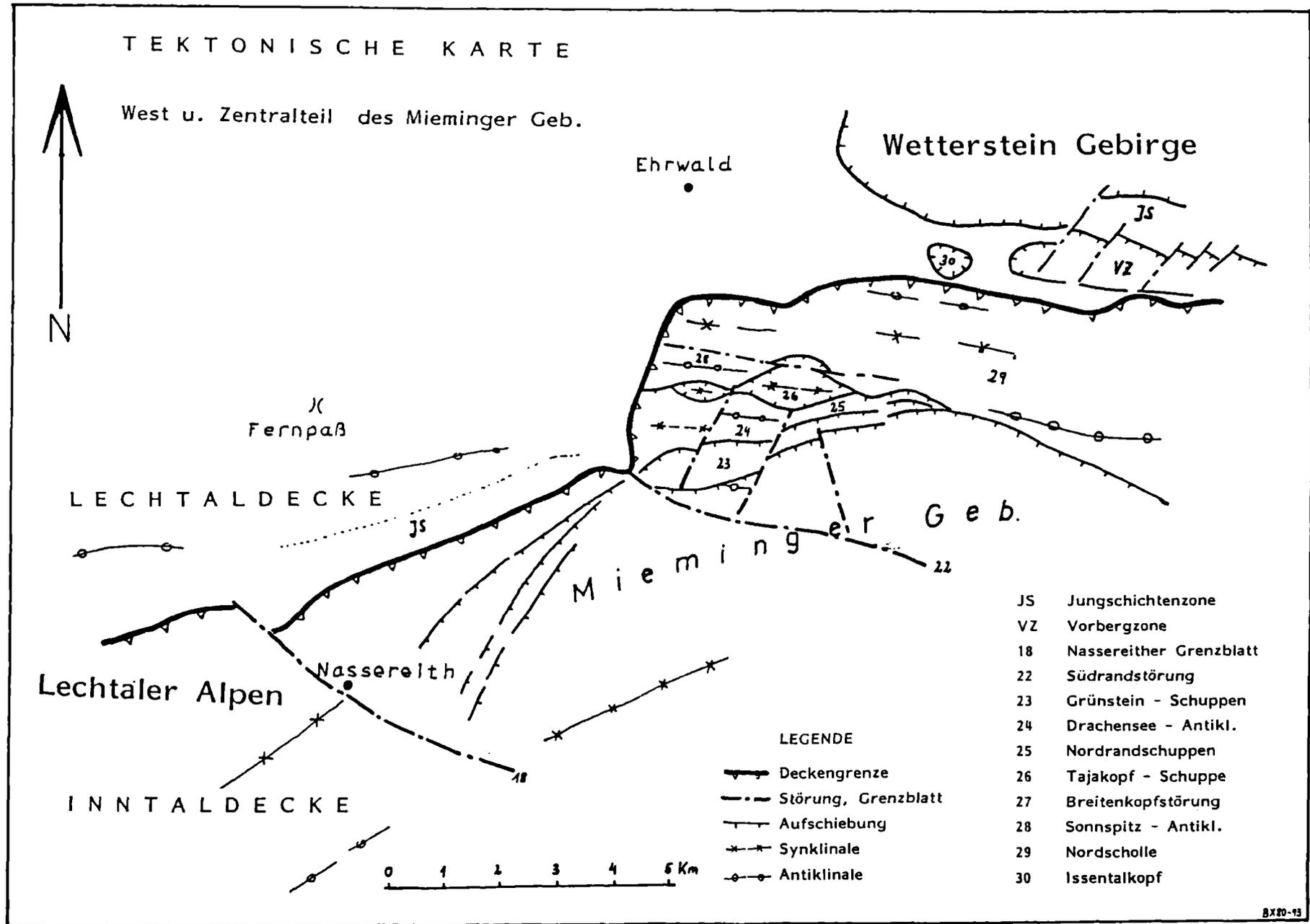


Abbildung 3.
Tektische Skizze des West- und Zentralteils des Mieminger Gebirges.

QUARTÄRGEOLOGIE IM GEBIET GURGLTAL - IMST

FÜHRUNG: G. POSCHER & B. BICHLER

Übersicht

Die quartärgeologische Situation im Exkursionsgebiet legt drei thematische Schwerpunkte nahe:

- ♦ erstens den Internbau der (hochwürmzeitlichen) westlichen Mieminger Terrasse im Raum Holzleiten - Roßbachgraben (Haltepunkt 2),
- ♦ zweitens die spät- und postglaziale Landschaftsgeschichte des Gurgltals und des Oberen Inntals (Haltepunkte 3 - 7), zu der durch die künstlichen Aufschlüsse der letzten Jahre neue Informationen vorliegen, und
- ♦ drittens einen forschungsgeschichtlichen Schwerpunkt.

Das Exkursionsprogramm zur Quartärgeologie ist als ein alternatives Schlechtwetterprogramm vorgesehen, weshalb die Anzahl der Haltepunkte im Anlaßfall festgelegt wird. In jedem Fall wird eine Übersicht von Haltepunkt 1. B an der Holzleitenstraße (Jörgenbichl) gegeben. Sollte die Exkursion wegen Schönwetters nicht stattfinden, sei mitgeteilt, daß die angegebenen Exkursionspunkte im Rahmen einer Radwanderung durchs Gurgltal verkehrtsarm erreicht werden können.



Haltepunkt 1. B

PARKPLATZ JÖRGENBICHL / HOLZLEITENSTRASSE

G. POSCHER

(ÖK 50 / Blatt 116)

Befunde und Diskussion

Es wird eine Übersicht über die Erkundungsergebnisse der letzten Jahre (Geophysik und Kernbohrungen in der Imster Au, Erkundung von Tonvorkommen im Gurgltal, Kernbohrungen im Zuge der Projektierung der Umfahrung Nassereith - Abb. 1) gegeben (siehe auch Textbeitrag zu "Neuergebnisse der Quartärforschung in Tirol").

Bei Schönwetter: Fahrt vom Holzleitensattel über Nassereith durch das Gurgltal bis Imst und zur Untermarkter Alm.

Haltepunkt 2

PROGLAZIALE STAUSEEBILDUNGEN, VORSTOSS- KIESE DES INN UND FAZIESVERZÄHNUNG MIT LOKALEN KARBONATKIESEN: ROSSBACHGRABEN (STRANGBACH), AN DER ALTEN

HOLZLEITENPASSTRASSE

(ÖK 50 / Blatt 116)

Derzeit liegen durch Massenbewegungen am Strangbach südwestlich von Aschland gute Aufschlüsse vor, deren Profilabfolge bereits von AMPFERER (1904: 97 ff.) an einer Lokalität dokumentiert wurde.

Über einer liegenden Grundmoräne mit einer aufliegenden Kiesabfolge (am Haltepunkt nicht aufgeschlossen) folgen lakustrine Sedimente (ca. 980 m SH). Diese "Bänderschluße"

werden - faziell verzahnend - auf ca. 995 m SH von ostgeschütteten fluviatilen Kiesen transgrediert. Die Leitgeschiebefracht des Inntales (u.a.: Julier Granite, Permoskyth) nimmt in das Hangende der Kiese ab, der Anteil an kalkalpiner Lokalfracht nimmt zu und erreicht auf ca. 1020 m SH ca. 90 % des Komponentenspektrums.

Die durch die "Bänderschluße dokumentierte Stauseephase östlich von Roßbach steht im Zusammenhang mit dem Talverbau des Strangbachs im Zuge der durch das Inntal gesteuerten proglazialen Akkumulation im Gurgltal. Die fluviatilen zentralalpin dominierten Kiese der Akkumulationsphase können im Niveau der höheren Terrassenreste (ca. 900 - 1020 m SH) an der Ostflanke des Gurgltals bis nach Strad verfolgt werden (vgl. auch: AMPFERER, 1935: 348 ff.).

Die hangende Grundmoräne ist im Bereich des Haltepunkts 2 derzeit nicht aufgeschlossen. Nach konventioneller Auffassung werden die Stauseephase und die fluviatilen Sedimente mit der hochwürmzeitlichen Vorstoßphase des Inngletschers korreliert. Der Nachweis dafür steht aus, theoretisch wäre auch eine spätglaziale Genese denkbar.

Haltepunkte 3, 4

SPÄTGLAZIALE SEEPHASEN IM OBERINNTAL - DELTASEDIMENTATION, STRANDTERRASSEN: KIESGRUBE FA. AB FRISCHBETON

(Punkt 3, ÖK 50 / Blatt 116)

KIESGRUBE STRAD

(Punkt 4, ÖK 50 / Blatt 115)

An beiden Haltepunkten ist in den Vorterrassen des Gurgltals eine grundsätzlich vergleichbare Aufschlußsituation gegeben.

Bei Haltepunkt 3 werden kalkalpine Delta-Foresets (Schüttung 180 - 220°/ 15 - 20° Westsüdwest) auf ca. 860 m SH erosiv von einem grobklastischen Schwemmfächer überlagert (Delta-Topset).

Bei Haltepunkt 4 sind Foresets eines kleinräumigen kalkalpinen Deltas mit einer Oberkante von ca. 870 m SH aufgeschlossen. Strandterrassen um 820 m SH vermitteln zum Niveau der rezenten Talsohle.

In beiden Fällen werden die Deltakörper als Reste einer Deltafront im Rahmen der spätglazialen Verlandung des Stausees im Gurgltal interpretiert, wobei unter Beachtung weiterer Auschlüsse (Terrasse von Dormitz) von einem oberen Stauniveau (Strandlinie) um 860 - 880 m SH ausgegangen werden muß (vgl. auch: MACHATSCHEK, 1933).

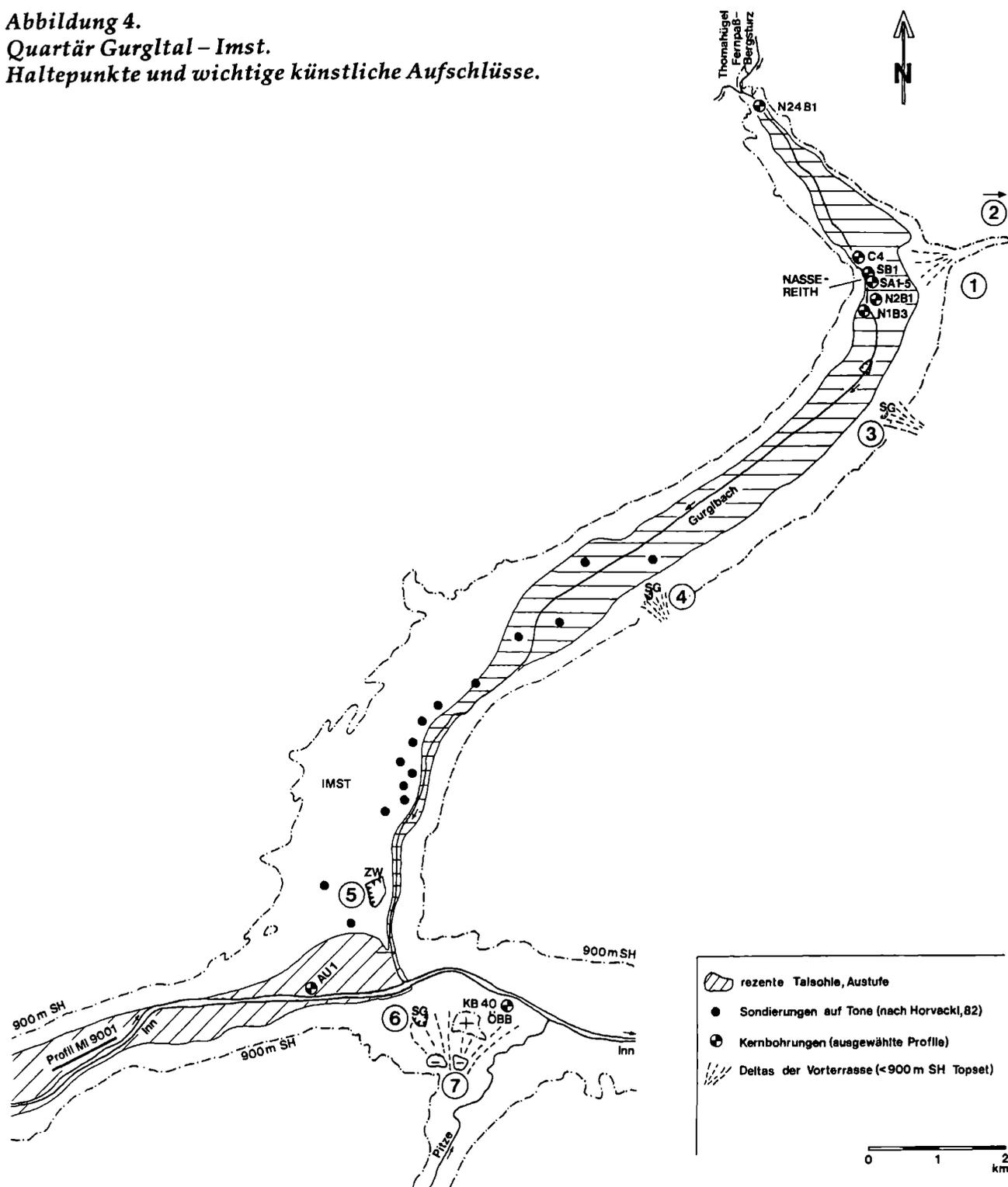
Haltepunkt 5

SPÄTGLAZIALE SEEPHASEN IM OBERINNTAL - LAKUSTRINE SEDIMENTE: IMST- BRENNBICHL / ZIEGELEI

(ÖK 50 / Blatt 115)

Das Bottom-Set des Stausees ("Bändertone") ist an zahlreichen natürlichen und künstlichen Aufschlüssen zwischen Imst und Nassereith dokumentiert, vielfach bildet es die rezente Talsohle. Bei Aufschlußbohrungen im Bereich Nassereith Süd wurden in diesen Feinklastika mehrfach zentralalpine Dropstonefrachten in Teufen von nur 7 - 15 m unter GOK nachgewiesen (N1B3, N2B1 in Abb. 4).

Abbildung 4.
 Quartär Gurgltal – Imst.
 Haltepunkte und wichtige künstliche Aufschlüsse.



Die besten Aufschlüsse liegen derzeit in der Ziegeleigrube Imst-Brennbichl vor, wo die Tone ca. 20 m mächtig aufgeschlossen sind. Über Staucherscheinungen und syndesimentäre Faltenbildungen wird in der Literatur berichtet, wobei jedoch als mögliche Ursachen auch postglaziale Massenbewegungen kritisch in Betracht zu ziehen sind (frdl. mdl. Hinweis, Univ.-Prof. Dr. G. Patzelt, Innsbruck).

Das Vorkommen wurde zuletzt von HORVACKI (1982) bearbeitet und steht derzeit im Rahmen einer Diplomarbeit erneut in Untersuchung (cand. geol. B. BICHLER).

Nach CZURDA & BERTHA (1984) beträgt der Tongehalt 75%, der Quarzgehalt bis zu 5% und der Karbonatgehalt um 16%.

Haltepunkt 6

DELTA SEDIMENTATION IN DER PITZTALMÜNDUNG SANDGRUBE ARZL AN DER PITZTALER STRASSE (ÖK 50 / Blatt 145)

Die Foresets sind im Niveau von 800 - 840 m SH aufgeschlossen, der relativ flache Schüttungswinkel und die dominant sandige Korngrößenzusammensetzung sprechen für einen distaleren und/oder lateralen Bereich des Deltas. Es fallen die relativ hohe Streuung der Foresets auf, vereinzelt wurden bei früheren Abbaustadien auch synsedimentäre Versatzstrukturen in den Sedimenten beobachtet. Leider dient der ehemals stattliche Aufschluß des spätglazialen Pitze-Deltas zwischenzeitlich dem kommunalen Entsorgungsbedürfnis und verfällt zusehens.

Der gesamte Deltakomplex schließt im Hangenden mit dem Topset ab. Die Verebnungsfläche des Topsets reicht bis östlich des Ostersteins (Sportplatz) und gibt damit einen Hinweis, daß ein zweiter Deltaarm im Bereich der heutigen Pitze-Mündung wirksam gewesen sein dürfte.

An Argumenten für eine spätglaziale Genese des Deltas liegen u.a. vor:

- ♦ Die Verebnungsfläche von Arzl entspricht dem Topset, liegt im Niveau von 870 - 880 m SH und vermittelt damit zu den Deltabildungen und den lakustrinen Sedimenten des Gurgltals.
- ♦ Das Delta wird nicht von glazialen Sedimenten überlagert.
- ♦ Die Reste von hangender Grundmoräne liegen auf Festgesteinsrücken oder auf Erosionsresten mit höherem Niveau (> 880 m SH), was in der Tradition der Diskussionen zwischen AMPFERER und MACHATSCHEK zuletzt auch von HIERONYMI (1978) nicht beachtet wurde.
- ♦ Die eindrucksvollen abflußlosen Hohlformen im Ortsgebiet von Arzl (Haltepunkt 7) auf einem Niveau von ca. 880 m SH sind im Sinne von MACHATSCHEK (1936 a) als Toteislöcher zu interpretieren.
- ♦ Damit liegt nahe, die Deltasedimente als pro- oder randglazial im Zuge eines spätglazialen Stadial des Pitztalgletschers zu sehen.

Haltepunkt 7

TOTEISMORPHOLOGIE IM ORTSGEBIET VON ARZL (ÖK 50 / Blatt 145)

Dieser Haltepunkt kann gegebenenfalls auch aus dem Cafehaus betrachtet werden.

LITERATUR

- AMPFERER, O. (1904): Studien über die Inntalterrassen.- Jb. Geol. R.-A., 54, 91-160.
 AMPFERER, O. (1905): Über die Terrasse von Imst-Tarrenz.- Jb. Geol. R.-A., 55, 369-374.
 AMPFERER, O. (1916): Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntals.- Gb. Geol. R.-A., 65, 289-316.
 AMPFERER, O. (1935): Nachträge zur Glazialgeologie des Oberinntales.- Jb. Geol. B.-A., 85, 343-366.
 CZURDA, K.A. & BERTHA, S. (1984): Verbreitung und rohstoffmäßige Eignung von Tonen und Tongesteinen in Nordtirol.- Arch. f. Lagerst.forsch. Geol.B.-A., 5, 15 - 28.
 HIERONYMI, C. (1978): Die quartären Ablagerungen am Ausgang des Pitztals / Tirol.- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 7, 1-6.
 HORVACKI, J. (1982): Ablagerungsmodell der Tiroler Bändertone aufgrund sedimentpetrographischer Analysen mit rohstoffkundlicher Bewertung.- Unveröffent. Diss. Univ. Innsbruck, 124 S., 3 Beil.

- MACHATSCHEK, F. (1933): Tal- und Glazialstudien im oberen Innggebiet.- Mitt. Geogr. Ges. Wien, 76, 5-48.
MACHATSCHEK, F. (1934): Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales.- Mitt. Geogr. Ges. Wien, 77, 217 - 244.
MACHATSCHEK, F. (1936 a): Nochmals zur Glazialgeologie des oberen Inntals.- Verh. Geol. B.-A., 1936, 125 - 132.
MACHATSCHEK, F. (1936 b): Der Inndurchbruch zwischen Roppen und Imst.- In: Göttinger: Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich - III. Internationale Quartär-Konferenz, Teil 2: 102-106.
MACHATSCHEK, F. (1936 c): Das Gurgltal bis Nassereith und die Mieminger Hochfläche.- In: Göttinger: Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich - III. Internationale Quartär-Konferenz, Teil 2, 107-115.
-

DIE GOSAUSCHICHTEN DES MUTTEKOPFS

FÜHRUNG: R. BRANDNER & H. ORTNER

Haltepunkt 8

ÜBERSICHT ÜBER DIE GEOLOGISCHE SITUATION ABZWEIGUNG DER FORSTSTRASSE NAHE DER UNTERMARKTER ALPE.

R. BRANDNER & H. ORTNER

Haltepunkt 9

1810 M SH, W DER ERSTEN KEHRE DES FUSS- WEGES ZUR MUTTEKOPFHÜTTE: KURZES PROFIL IM HANGENDSTEN BEREICH DES 1. MEGAZYKLUS

R. BRANDNER & H. ORTNER

Kurzes Profil im Hangendsten Bereich des 1. Megazyklus: Sedimente der dünngebankten Turbiditfazies :dunkelgraue Dolomitmergel in enger Wechsellagerung mit Sandsteinlagen, mächtige Breccienlagen. An der Basis von Breccienlagen treten Entwässerungserscheinungen auf ("Flame Structures"). Lokale Abschiebungen, die in Mergeln deutlich ausgeprägt sind und in den Breccien verschwinden, könnten Auswirkungen der Kompaktion sein. In den Breccien treten manchmal interne Scherflächen auf, die auf eine höhere Viskosität des Debris Flows hindeuten. Das Profil setzt sich entlang des Baches nach Westen fort. Bei 1910 m erreicht man einen Oberrätkalkblock, der als Komponente in der Megabreccienlage steckt. In dem Kalk treten häufig rote Spaltenfüllungen aus (?Basis der Gosau). Um den Block herum liegen Breccien, die von einer völlig strukturlosen m - mächtigen Grobsandsteinlage gefolgt werden (?Grain Flow).

Haltepunkt 10

2030 M, OBERHALB DER MUTTEKOPFHÜTTE: AUFSCHLUSS IM LIEGENDEN DER MEGABRECCIENLAGE

R. BRANDNER & H. ORTNER

Aufschluß im Liegenden der Megabreccienlage: Rutschungserscheinungen in der dünngebankten Turbiditfazies. Nordvergente Rutschfallen in einem ca. 2 m mächtigen Horizont, darunter und darüber normale Schichtung. In der lateralen Fortsetzung ist dieser

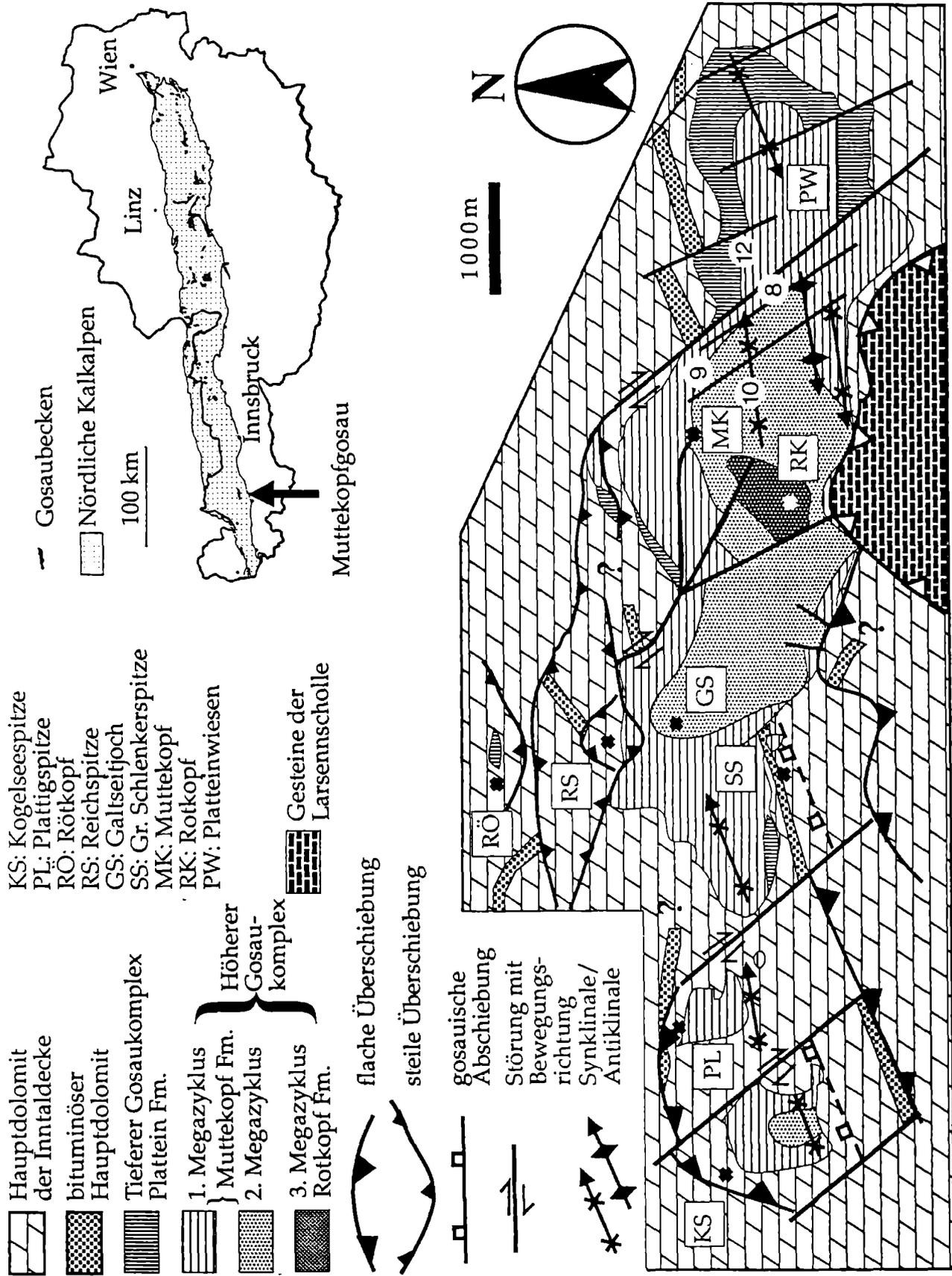


Abb. 1

Lageskizze und tektonische Skizze der Muttekopf Gosau. Die steilen Aufschiebungen am Nordrand der Gosau gehören zu einer Seitenverschiebungszone. Die weiter südlich gelegenen Aufschiebungen sind Teil einer postgosauischen, NNW-vergente Verschiebung (einschließlich der Überschiebung an der Basis der Larsensscholle).

8 - 12: Haltepunkte der Exkursion

Horizont wegen weitgehender Durchbewegung entschichtet. An Schichtunterseiten sind häufig "Flute Casts" zu sehen, die ebenfalls ungefähr N - S verlaufen. An einer Schichtunterseite höher in den Schrofen kann man O - W verlaufende Marken erkennen.

Haltepunkt 11
2200 M, SEEBRIGKAR
AUSSICHT VOM SEEBRIGKAR
R. BRANDNER & H. ORTNER

Blick nach Nordwesten auf die Rotkopfdiskordanz und nach Norden auf die Megabreccienlage.

Haltepunkt 12
1910 M AM WEG VON DER MUTTEKOPFHÜTTE
ZU DEN PLATTEINWIESEN:
KONTAKT ZWISCHEN INOCERAMENMERGELN
UND TIEFWASSERSEDIMENTEN
R. BRANDNER & H. ORTNER

Kontakt zwischen Inoceramenmergeln und Tiefwassersedimenten. Diese Inoceramenmergel sind einer der wenigen Fossilfundpunkte der Muttekopfgosau. Sie werden überlagert von roten und grünen Mergeln der dünnbankten Turbiditfazies, die schnell von Breccien abgelöst werden. Die roten und grünen Mergel an der Basis der Tiefwassersedimente sind ein Leithorizont der in der Muttekopfgosau immer wieder auftritt.

Offene Fragen

- ♦ -Art der prägosaischen Tektonik; Welche Strukturen gehören zur Beckenabsenkung?
- ♦ -Korrelation mit anderen Gosauvorkommen
- ♦ -Bathymetrie und Ablagerungsraum: Warum fehlen Foraminiferen in turbiditischen und hemipelagischen Mergeln?
- ♦ -Herkunft der exotischen Gerölle, v.a. der Grüngesteine; Das Alter der Schieferung in einem Teil der Gerölle (variskisch oder frühalpiner); Herkunft der frischen Hornblende im Schwermineralspektrum.

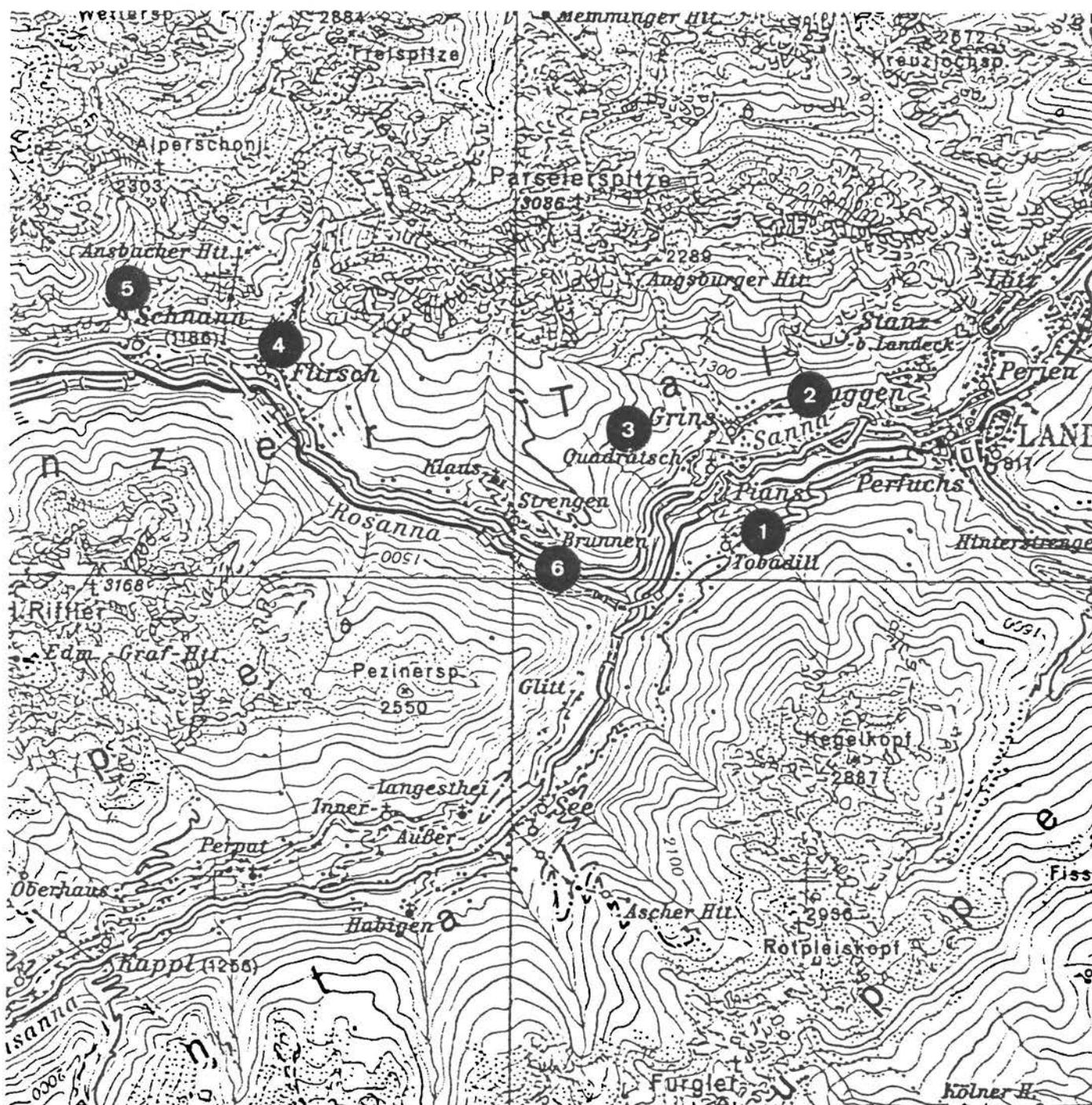
ABBILDUNGEN & LITERATUR

SIEHE ALLGEMEINES KAPITEL: "DIE GOSAUSCHICHTEN DES MUTTEKOPFS"



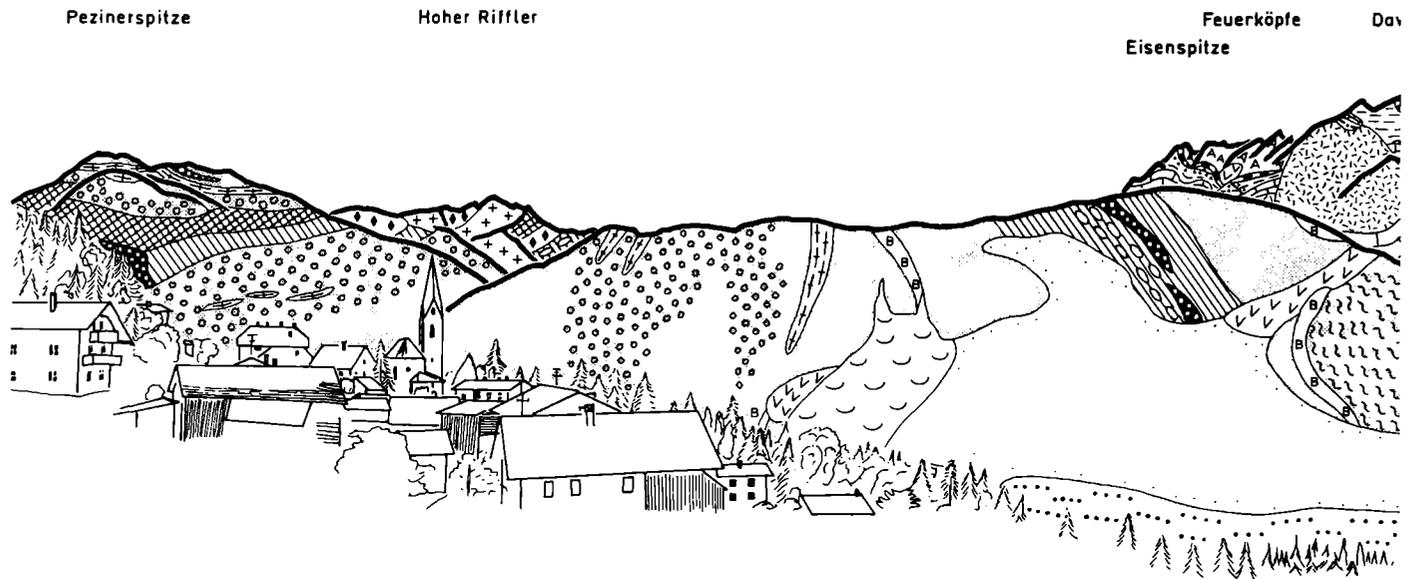
EXKURSION B

Mittwoch, 6. Oktober 1993



Geologisches Panorama vom Haltepunkt Tobadill

Geologische Bearbeitung von G. PESTAL
 nach geologischen Aufnahmen von
 O. AMPFERER, A. NOWOTNY, G. PESTAL und M. ROCKENSCHAUB.
 Topographie nach Photographien gezeichnet von J. RUTHNER.



Quartär

-  Hangschutt
-  Zerrspalte, Abrißkante
-  Rutschmasse
-  Staukörper am Eisrand (Schotter, Sand, Ton)
-  Moräne (undifferenziert)

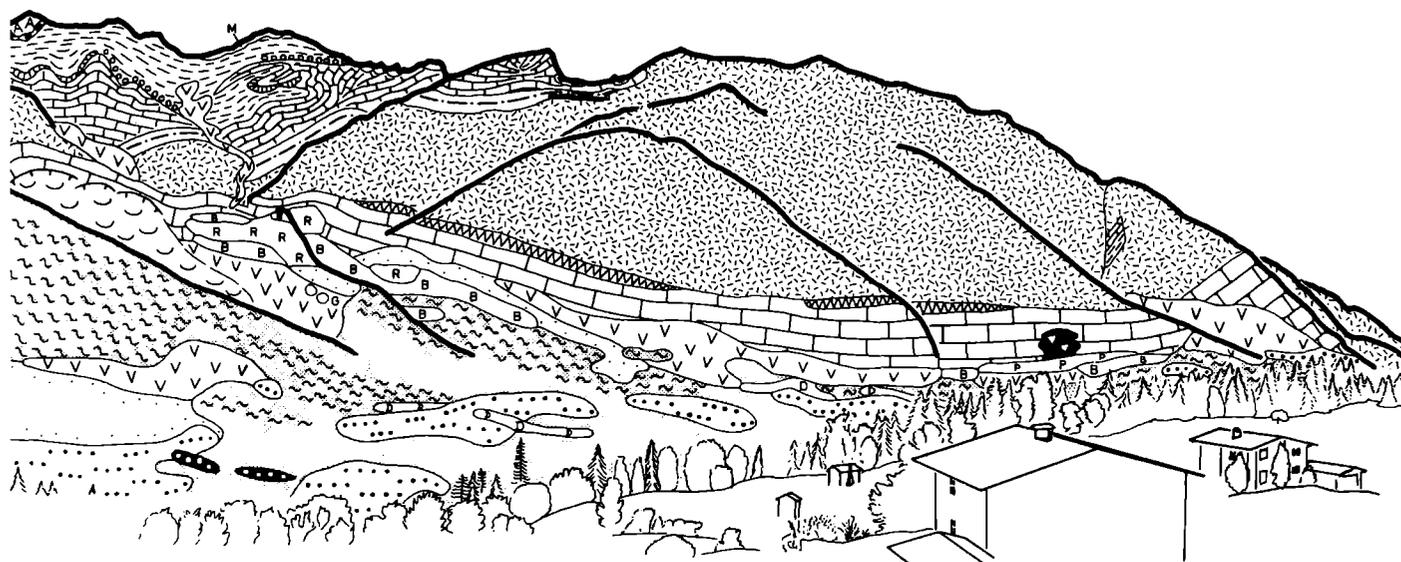
OSTALPIN

Nördliche Kalkalpen

-  Gosaubreccie
-  Aptychenschichten, Aptychenkalk
-  Radiolarit (? Malm)
-  Manganschiefer
-  Eisenspitzenbreccie
-  Lias Fleckenmergel
Hornsteinreiche Anteile
Lias Kalke
-  Rhätolias Riffkalk
-  Kössener Schichten (Rhät)

EXKURSION B

vinkopf Gatschkopf Plankenhorn



Silvrettamasse

-  Hauptdolomit (Nor)
-  Raibler Schichten
-  Wettersteinkalk, Wettersteindolomit (Ladin - Cordevol)
-  Partnachsichten, (Ladin)
-  Reichenhaller Rauhwacke
-  Gips
-  Buntsandstein, Quarzit, Verrucano

-  Heller Phyllit (z. T. Ankerit führend)
-  Heller phyllitischer Granatglimmerschiefer (z. T. diaphthorisch), heller Granatphyllit
-  Quarzit im Verband mit hellem phyllitischem Granatglimmerschiefer
-  Heller Staurolithglimmerschiefer (z. T. mit Granat)
-  Glimmerschiefer bis Gneis, meist Chlorit und Granat führend (z. T. diaphthorisch)
-  Albitblastenschiefer
-  Zweiglimmerschiefer bis Paragneis (z. T. Sillimanit führend)
-  Diabas
-  Amphibolit, Hornblende-Plagioklasgneis
-  Zweiglimmergranitgneis
-  Muskovitgranitgneis

NÖRDLICHE SILVRETTAMASSE UND NÖRDLICHE KALKALPEN IM BEREICH DES STANZERTALES ZWISCHEN LANDECK UND SCHNANN, GEOLOGIE UND ANGEWANDTE THEMEN

Haltepunkt 1

AUSSICHTSPUNKT TOBADILL BEI LANDECK

G. PESTAL

K. KRÄINER & CH. HAUSER

Vom rund 200m über dem Stanzertal gelegenen Ort Tobadill eröffnet sich ein Rundblick von der südlichsten Kette der Lechtaler Alpen bis zu den Gipfeln der östlichen Verwallgruppe. Dieses Panorama ermöglicht einen Einblick in den Bau der Silvrettamasse und der Nördlichen Kalkalpen (Abb. 1). Der westlichste Teil des Panoramas, das Gebiet um die Pezinerspitze, wird von Muskovit-Alkalifeldspatgneisen, phyllitischen Granatglimmerschiefern, Zweiglimmerschiefern und geringmächtigen Einschaltungen von Amphibolit aufgebaut. Der schroffe Gebirgsstock des Hohen Riffers wird vor allem von Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneisen geprägt. Untergeordnete Bedeutung besitzen hier Staurolithglimmerschiefer, Paragneise und Feldspatknottenschiefer. Die an diesen Bereich anschließenden Hänge des Stanzertales bestehen aus S fallenden hellen phyllitischen Granatglimmerschiefern die mit Quarziten wechsellaagern. Im Bereich Neablekopf Grist ist eine am Nordrand der Silvrettamasse weithin verfolgbare Antiklinalstruktur aufgeschlossen. Der Kern dieser Antiklinale wird von Glimmerschiefern bis Gneisen, Feldspatknottenschiefern und Amphiboliten gebildet, während die beiden Schenkel durch Verrucanovorkommen markiert werden (siehe dazu auch Haltepunkt Grist - Quadratsch <Exkursionspunkt 3> von A. NOWOTNY). Die Hauptmasse der zwischen Pians, Grins und Stanz angetroffenen Gesteine können als helle phyllitische Granatglimmerschiefer und helle Phyllite bezeichnet werden, lediglich zwei Diabasvorkommen bilden hier deutliche Härtlingsrippen.

Die im N sichtbare Kette der **Nördlichen Kalkalpen** (Eisenspitze, Feuerköpfe, Dawinkopf, Gatschkopf und Blankahorn) ist von CH. HAUSER, K. KRÄINER, CH. SPÖTL und V. STINGL sowie der Arbeitsgruppe HUCKRIEDE neu bearbeitet worden. Die Abb. 1 zeigt schematisch den Aufbau der südlichsten Kulisse der Lechtaler Alpen, die oberhalb der Hochfläche von Grins und Stanz die Parseierspitzgruppe aufbauen. Eine detaillierte Kartierung der **Massenbewegungen** im Bereich des **Lattenbaches** ist z.Z. im Rahmen einer Diplomarbeit in Arbeit (R. WIESER). In einer weiteren Diplomarbeit (B. WINKLEHNER) wurde mit Unterstützung der Geologischen Bundesanstalt 1992 begonnen, die Terrassen des Stanzertales sowie die gesamte Quartärgeologie des Gebietes um Landeck neu zu bearbeiten. Erwähnt werden sollten hier die **Waale** zwischen Grins und Stanz, ein noch immer gepflegtes, gut erhaltenes und bewährtes Bewässerungssystem.

Die im Bereich Tobadill angetroffenen Gesteine wurden bei der Kartierung unter dem Begriff "*heller phyllitischer Granatglimmerschiefer*" zusammengefaßt. Es handelt sich um lichtgraue, seidig glänzende Gesteine. Der Wechsel von phyllitischen und quarzreicheren Lagen, sowie meist flachwellige s-Flächen bestimmen den Habitus dieser E-W streichenden Gesteinszüge. Ihre petrographische Einstufung (nach H. G. F. WINKLER, 1979) variiert zwischen Quarzglimmerschiefer und Glimmerschiefer. Zahlreiche Proben führen 1 mm-3 mm große gut erhaltene Granate. Weit verbreitet sind auch Bereiche in denen Anstelle der Granate nur noch

grünliche Knoten oder Flecken im Gestein zu erkennen sind. Diese diaphthoritischen Teile zeigen in nahezu allen Dünnschliffen relikthischen Granat (z. T. nur noch Chloritpseudomorphosen nach Granat). Makroskopisch erkennbarer Biotit ist gleichfalls öfter zu beobachten. Einige Dünnschliffe führten retrograd in Chlorit umgewandelten Biotit. Mehrmals konnten im phyllitischen Granatglimmerschiefer geringmächtige Lagen mit 3mm-5mm großen Feldspatknötchen beobachtet werden.

Der ganze Hangbereich zwischen Tobadill und Ruetzen wird durch Zerrspalten und Abrißkanten in einzelne Felspartien zerlegt. Weiter östlich im Bereich Perfuchsberg wurden große Teile der Südseite des Stanzertales vermutlich in postglazialer Zeit von einer weiträumigen Translationsrutschung erfaßt (vgl. Haltepunkt 2., Talzusub Perfuchsberg). Es handelt sich dabei um versackte Felspartien, die teilweise im Verband größerer Schollen angetroffen werden, teilweise sind diese Massen aber auch in kleinere Schollen bis Grobblockwerk aufgelöst. Etwa 400m N Ruetzen befindet sich eine weitere, jedoch wesentlich kleinere Rutschmasse. Folgt man nun der Straße, die von Tobadill zum Bahnhof Pians führt, so gelangt man in ein **Bergzerreißungsgebiet**, welches unmittelbar nördlich der Kirche von Tobadill einsetzt. Nach rund 200m Wegstrecke wird eine Felsrippe erreicht, an der immer wieder Felsstürze abgehen. Von hier bietet sich nun ein eindrucksvoller Ausblick auf die Eisrandsedimente von Grins und Quadratsch. (Haltepunkt 2.)

Haltepunkt 2

AUFFAHRT NACH GRINS

EISRANDBILDUNGEN, TALZUSCHUB PERFUCHSBERG

Vom Haltepunkt bietet sich ein guter Überblick über den Talzusub "Perfuchsberg" mit der westlichen Abrißkante am Gratrücken zum Zirneck.

Im Zuge von Untersuchungen für das Projekt "Brunnen Perfuchsberger Au" (Refraktionsseismik, Aufschlußbohrungen) wurde eine Übertiefung des Stanzer Tales von rund 100 m ermittelt. Interessant ist dabei das Ergebnis, daß der Talzusub "Perfuchsberg" seit dem ausgehenden Spätglazial die fluviatilen Sedimente der Sanna in beträchtlichem Ausmaß überfahren hat (vgl. dazu Kap. 4.1 und Abb. 6 im Textbeitrag "Neuergebnisse der Quartärforschung in Tirol" G. POSCHER, dieser Band).

Unmittelbar nördlich der Straße bieten sich zwei Aufschlüsse an der in diesem Bereich relativ geringen Lockersedimentüberlagerung des Felsreliefs. Nach Lage, Fazies und Morphologie werden diese Klastika als Eisrandsedimente interpretiert. Die quartären Sedimente des Stanzer Tales werden derzeit im Rahmen einer Diplomarbeit von cand. geol. B. WINKLEHNER sedimentologisch neu bearbeitet (Diskussion vor Ort).

**Haltepunkt 3. a, b, c
GRIST / QUADRATSCH (DAWINWEG)
PROFIL DURCH DIE ANTIKLINALSTRUKTUR AM
NORDRAND DER SILVRETTAMASSE
(VERRUCANO, AMPHIBOLIT, MUSKOVITGRANITGNEIS,
HELLE GRANATGLIMMERSCHIEFER,
ANKERITFÜHRENDERHELLER PHYLLIT)**

A. NOWOTNY

Abb. 2 zeigt die Geologie zu diesem Aufschlußbereich. Wie der Ausblick vom Haltpunkt Tobadill gezeigt hat läßt sich im Raum W Grins, die Fortsetzung der **Antiklinale des Venets** (siehe Profil Landeck - Pontlatzer Brücke) wiederfinden. Bereits W der Ortschaft Grins am Lattenbach sind in den Straßenaufschlüssen Späne heller Quarz-Serizitphyllite festzustellen, welche den Verrucanovorkommen an der Pontlatzer Brücke sehr ähnlich sind. Die Forststraße führt nun über ein von Moräne bedecktes Gebiet bis in die Höhe von Grist. Unmittelbar östlich des Parkplatzes sind Vorkommen von Verrucano teilweise verschuppt mit Ankerit führenden

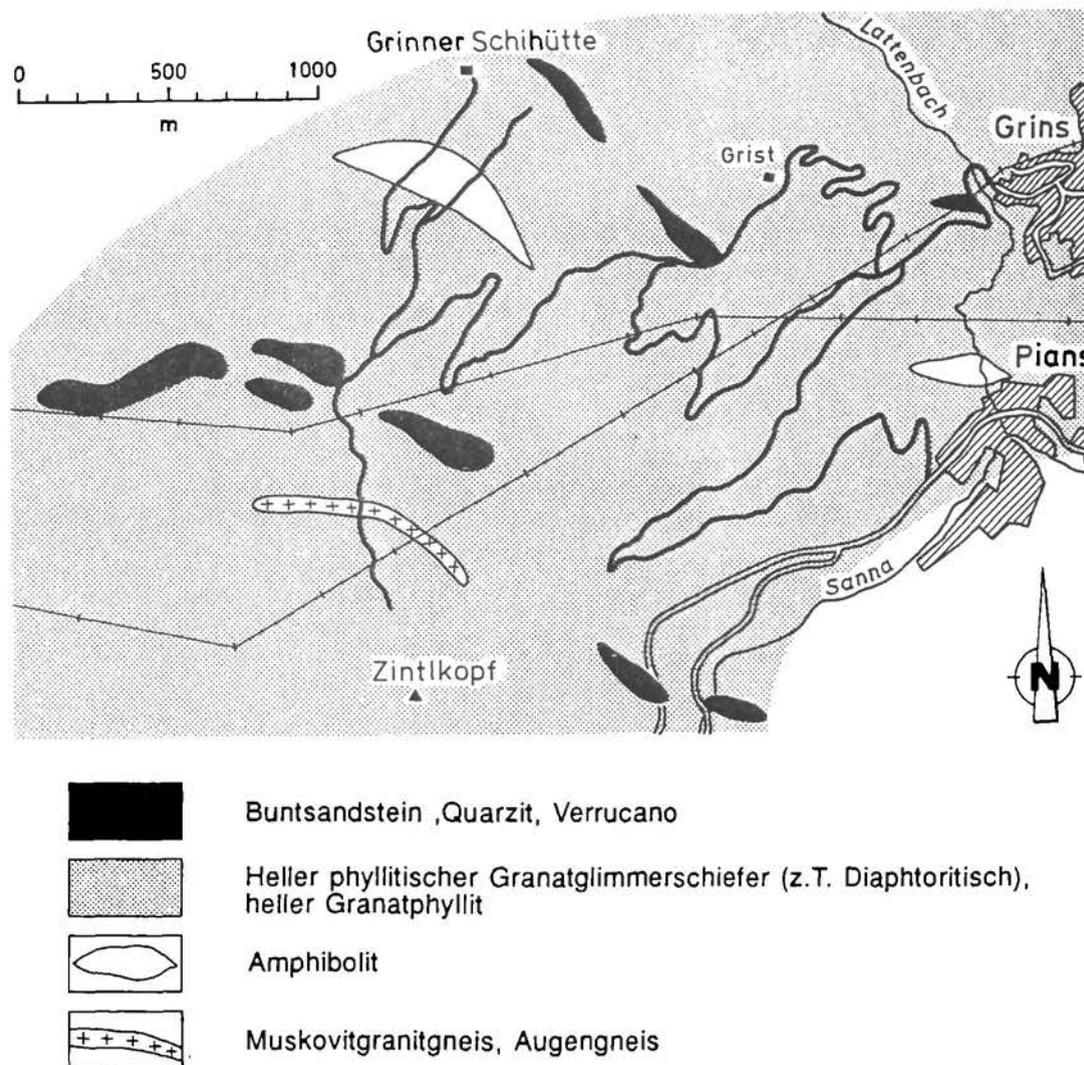


Abb.2

Die Geologie im Bereich Grist - Quadratsch (A. NOWOTNY, 1993)

EXKURSION B

hellen Phylliten aufgeschlossen. Hierbei handelt es sich um violette Schiefer, Sandsteine und Konglomerate. Diese als N-Schenkel aufzufassende Einheit zieht nach NW in den Bereich der Grinner Schihütte. Neben den erstgenannten typischen Verrucanogesteinen sind weiters auch helle Quarz-Serizitphyllite und grobe, körnige, weißgraue Quarzite anzutreffen. Ohne markante Grenze lagern retrograd metamorphe Glimmerschiefer und Gneise und Ankerit führende helle Phyllite liegend des Verrucanos. Gegen SW folgen Granatglimmerschiefer und mächtige Amphibolite (siehe Kap. 3. 2., NOWOTNY, PESTAL & ROCKENSCHAUB, dieser Band). Auch letztere lassen sich am Kamm gegen W bis N der Dawinalpe verfolgen.

Gegen S folgt eine mächtige Abfolge von hellem Glimmerschiefer durchwegs mit Granat. Der Südschenkel der Antiklinale verläuft von N Tobadill, W der Brücke in das Paznauntal zur Stanzertal Bundesstraße. Über den Neablekopf sind die Verrucanospäne weiter gegen Westen bis in das Gebiet der Strengener Schihütte zu verfolgen.

Als Schichtglieder sind im Bereich Paznauntalbrücke, Stanzertal Bundesstraße grobe Konglomerate aber auch Buntsandstein (Bereich des Neablekopfes) anzutreffen. SE der Strenger Schihütte treten sowohl violette Schiefer und Sandsteine als auch Konglomerate, Buntsandstein und grüne Tonschiefer mit reichlich detritärem Glimmer auf.

Südlich dieser Verrucanoabfolge treten wieder tiefere Anteile der Silvrettamasse auf. Im Bereich der südlichen Hochspannungsleitung sind stark deformierte Muskovitaugengneise mit einem mittelsteilem Einfallen nach Süden aufgeschlossen. Auch dieses Schichtglied ist weit nach W bis in den Bereich Obweg zu verfolgen. (Muskovitaugengneis siehe Kap. 3.1., NOWOTNY, PESTAL & ROCKENSCHAUB, dieser Band).

Haltepunkt 4 FLIRSCH - GRIESBACH: PROFIL VERRUCANO - ALPNER MUSCHELKALK K. KRAINER



Die Aufschlüsse liegen entlang des Fahrweges, der von Bach oberhalb Flirsch, von der Lourdesgrotte nach Norden den Griesbach entlang führt, sowie im Bereich der Lourdesgrotte selbst. Aufgeschlossen sind hier Phyllite, Sedimente des Alpenen Verrucano (Perm), der Reichenhaller Rauhwacke (Ober-Skyth/Unter-Anis) und des Alpenen Muschelkalkes.

Bei der Lourdesgrotte sind steilstehende, ungefähr E-W-streichende Phyllite des Landecker Quarzphyllites aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um eine in den Verrucano eingeschuppte Phyllitscholle.

Nördlich der Lourdesgrotte stehen entlang des Fahrweges stark geschieferte, fein- bis grobklastische Sedimente des **Alpenen Verrucano** an.

Diese Sedimente sind tektonisch stark durchbewegt, fallen mit etwa 60° - 75° nach Süden ein und streichen ebenfalls ungefähr E-W.

Überwiegend handelt es sich um siltige und vor allem sandige Sedimente, auch mehrere mächtige konglomeratische Einschaltungen kommen vor. Die Konglomerate sind sehr reich an Quarzgeröllen, die infolge der tektonischen Überprägung häufig zerbrochen sind. Selten finden sich in den Konglomeraten auch Phyllitgerölle und Vulkanitgerölle (letztere sind Aufarbeitungsprodukte intrapermischer saurer Vulkanite, wie sie im Montafon in größerer Mächtigkeit auftreten und sich bis in das Arlberggebiet verfolgen lassen). Die Korngröße beträgt maximal wenige cm.

Feinkörnige Sedimente sind örtlich derart stark geschiefert, daß sie oft schwer von den Phylliten des Landecker Quarzphyllites auseinanderzuhalten sind.

Das Auftreten von Pyrophyllit in den Sedimenten des Alpenen Verrucano zeigt, daß diese Sedimente von einer schwachen alpidischen Metamorphose erfaßt wurden.

Im Bereich des Kohlwaldes sind entlang einer E-W-streichenden Störungszone Quarzite des Alpenen Buntsandsteines und geringmächtige Reichenhaller Rauhwacken eingeschuppt. Diese Störungszone ist jedoch entlang des Weges nicht aufgeschlossen.

Oberhalb Bach stehen im Bereich der Geschiebesperren auch auf der Westseite des Griesbaches Sedimente des Alpenen Verrucano an, die auffallend weniger stark tektonisch überprägt sind.

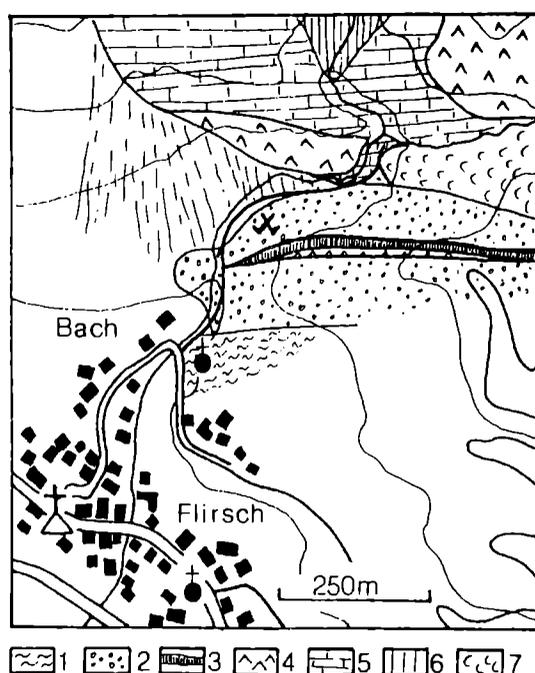
Unmittelbar oberhalb des Fahrweges befindet sich auf der Ostseite des Griesbaches in ca. 1240 - 1250m Seehöhe ein altes Stollenmundloch. Lesesteinstücke von einer alten Halde enthalten eine Pyrit-Fahlerz-Vererzung. An der Nordseite des Kohlwaldes soll ehemals der bedeutendste Bergbau innerhalb der Permoskythgesteine des Stanzertales umgegangen, dann jedoch durch eine große Vermurung angeblich verschüttet worden sein.

HAMMER (1920) erwähnt von dieser Lokalität an der Kohlwald Nordseite Fahlerz, Kupferkies und Pyrit, die im Alpenen Verrucano zusammen mit Quarz und Eisenkarbonat auftreten.

Auch die von der Halde stammenden Lesesteinstücke bestehen überwiegend aus Eisenkarbonat und Quarz, als Erzminerale tritt viel Pyrit in Form xenomorpher, eckiger, vermutlich kataklastisch zerbrochener Körner stark unterschiedlicher Korngröße auf, die in einer Matrix von Eisenkarbonat schwimmen. Fahlerz kommt in Form größerer Körner vor, die in der Gangart verstreut auftreten, teilweise bildet das Fahlerz auch die Matrix zwischen den Pyritkörnern. Vereinzelt finden sich kleine Aggregate von Kupferkies. Daneben tritt Kupferkies auch zusammen mit Pyrit als Einschluß im Fahlerz auf. Als Oxidationsprodukte der Kupferminerale sind Azurit und Malachit zu erwähnen.

Diese Vererzung ist sehr ähnlich der Gangvererzung, die STINGL (1981, 1982) einige Kilometer weiter westlich bei Gand aus der Hangendserie des Alpenen Verrucano beschrieben hat.

Wo der Griesbach nach NE umbiegt, sind auf der Nordseite des Baches **Reichenhaller Rauhwacken** aufgeschlossen. Quarzite des Alpenen Buntsandsteines fehlen tektonisch, auch die



- 1 = PHYLLITE
- 2 = ALPNER VERRUCANO
- 3 = QUARZITE DES ALPNER BUNT-
SANDSTEINES EINGESCHUPPT IM AL-
PNER VERRUCANO
- 4 = REICHENHALLER RAUHWACKE Z. T.
EBENFALLS EINGESCHUPPT IM ALPI-
NER VERRUCANO
- 5 = ALPNER MUSCHELKALK
- 6 = PARTNACHSCHICHTEN
- 7 = HANGRUTSCHUNGEN IM GRABEN
AUF DER NORDSEITE DES
KOHLOWALDES.

Abb. 3

Vereinfachte geologische Karte für den Bereich nördlich von Flirsch im Stanzertal.

Reichenhaller Rauhwacken sind teilweise tektonisch stark reduziert und fehlen ebenfalls an vielen Stellen.

Nach Norden folgen anschließend stark tektonisch gestörte, gebankte, graue mikritische Kalke des **Alpinen Muschelkalkes**, die am Eingang der Klamm (Ende des Fahrweges) gut aufgeschlossen sind.

Der Graben, der vor dem Eingang der Klamm auf der Nordseite des Kohlwaldes in östlicher Richtung hinaufzieht, ist durch starke Vernässungszonen und Hangrutschungen charakterisiert.

Haltepunkt 5
SCHNANN - SCHNANNER KLAMM
MUSCHELKALK - RAIBLER SCHICHTEN
 K. KRÄINER & CH. HAUSER



Die Aufschlüsse liegen am Eingang der Schnanner Klamm, unmittelbar am Nordrand der Ortschaft Schnann sowie entlang des von der Wildbach- und Lawinverbauung neu errichteten Güterweges, der auf der Ostseite der Klamm mit zwei unbeleuchteten Tunnels in die Schnanner Klamm hineinführt.

In der Schnanner Klamm ist eine Abfolge aufgeschlossen, die von den Partnachschiechten über dolomitisierten Wettersteinkalk, Raibler Schichten (werden im Rahmen der Exkursion vorgestellt), tektonisch stark reduzierten Hauptdolomit, Kreideschiefer und wieder Hauptdolomit reicht.

Im Bereich der Schnanner Klamm sind die **Partnachschiechten** mit einer Mächtigkeit von rund 250m aufgeschlossen. Im Liegenden wurden beim Bau des Güterweges in der Hangböschung

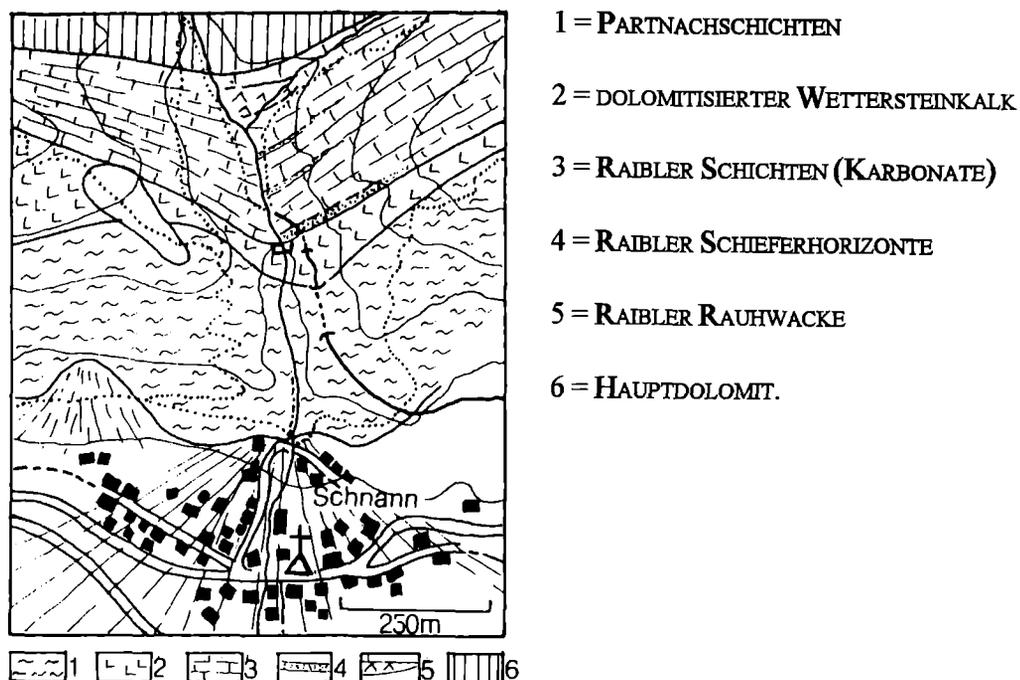


Abb. 4
 Vereinfachte geologische Karte der Schnanner Klamm nördlich von Schnann im Stanzertal.

rund 250m vor dem 1. Tunnel Knollenkalke (**Reiflinger Kalk**, hier stark zerschert, gelängte Knollen, kein Hornstein) freigelegt. Die Grenze Knollenkalk - Partnachschiefer ist allerdings von Hangschutt verdeckt.

Am Eingang zur Schnanner Klamm sind auf der Westseite des Baches, unmittelbar nach der Brücke, ungefähr E-W-streichende, steilstehende, dunkelgraue **Partnachschiefer** mit dünnen, linsenförmigen Karbonatlagen und Karbonatkonkretionen aufgeschlossen (ca. 30 m mächtig), ebenso unmittelbar vor dem Südportal des ersten Tunnels.

Anschließend folgen im Bereich der stellenweise nur 1-2m breiten Klamm sowie im Bereich des ersten Tunnels dünnbankige, mergelige, an der Basis leicht knollige, graue **Partnachkalke** (ca. 70m) die wiederum von karbonatischen bzw. mergeligen grauen Tonschiefern mit cm- bis dm-dicken, grauen, braun anwitternden Karbonatbänken und mehreren, 1 bis 3m mächtigen Kalkhorizonten eingeschaltet, überlagert werden. Diese Abfolge ist auf der Westseite der Klamm sehr schön aufgeschlossen, während sie auf der Ostseite, im Bereich des Nordportales des ersten Tunnels sowie im Abschnitt zwischen erstem und zweitem Tunnel stark gestört ist.

Auffallend sind u.a. Störungs- bzw. Harnischflächen mit horizontalen Harnischstriemungen, die auf Horizontalbewegungen hinweisen und als Indiz für stärkere Lateraltektonik entlang des Kalkalpensüdrandes gewertet wird.

Über den Partnachschiefer folgt im Bereich des zweiten Tunnels tektonisch stark gestörter und reduzierter, gebankter, hellgrau bis bräunlich gefärbter dolomitierter **Wettersteinkalk**. Auch die Grenze zu den Partnachschiefern ist tektonisch überprägt.

Beim Nordportal des zweiten Tunnels ist über dem dolomitierten Wettersteinkalk der erste **Raibler Schieferhorizont** mit einer Mächtigkeit von rund 10m aufgeschlossen und besteht aus einer Abfolge von dunkelgrauen bis fast schwarzen Tonschiefern bis Siltsteinen mit dünnen Feinsandzwischenlagen, die stellenweise Kleinrippeln mit Rippelschrägschichtung zeigen. Auch bis zu 15cm dicke Sandsteinlagen sind eingeschaltet.

Taleinwärts folgen nach einer kurzen Aufschlußlücke (Hangschutt) **Raibler Karbonate**, ein tektonisch ausgedünnter 2. Raibler Schieferhorizont, wiederum Raibler Karbonate, ein auf 1-2m reduzierter, lateral tektonisch völlig auseinandergerissener 3. Raibler Schieferhorizont sowie bei der Abzweigung des Steiges zur Fritzhütte Raibler Karbonate mit zwischengeschalteten Rauhacken.

Haltepunkt 6

**BUNDESSTRASSE B 316 STANZERTAL KM 2,7
ZINTLWALD GLEITMASSE, TRISANNABRÜCKE,
MOLTERTOBEL TUNNEL, SCHLOSS WIESBERG**

J. KAISER

Am Standort bzw. östlich befindet sich die Zintlkopf- Gleitmasse. Im Süden befindet sich der Moltertobel Tunnel der ÖBB. In südöstlicher Richtung befinden sich die Trisanna- Brücke der ÖBB und Schloß Wiesberg.

Zintlwald Gleitmasse

Zitat aus dem technischen Bericht über das Projekt der Arlbergbahn von 1872:

"...Noch wichtiger für die Bahnführung ist der Bergsturz bei Wiesberg. Es lagert nämlich vor der Vereinigung der Trisana mit der Rosana am Ausgange des paznauner-Tales auf der jenseitigen Lehne eine ausgedehnte Schuttmasse von quarzigem Glimmerschiefer mit immensen Blöcken vermischt, deren Ursprungsquelle, nordwestlich vom Schlosse Wiesberg etwa 1.150 m entfernt, 400 m über der Talsohle liegt und die Lehne mit einer Ausdehnung von 1.700 m überdeckt. Nach den, an der Straße gemachten Beobachtungen, finden zeitweilige Terrainbewegungen statt.

Diese Erscheinung kann durch das Vorhandensein einer tonigen Rutschfläche oder aber durch fortschreitende Talbildung und Sohlenvertiefung des Rosannabaches, insbesondere aber durch die von diesem Bache am Fuße des Bergsturzes bewirkten Abspülungen erklärt werden. Bauliche Vorkehrungen zur Berücksichtigung beider Eventualitäten getroffen werden."

Die Massenbewegung beschäftigte seither die Bundesstraßenverwaltung, die Donau- Chemie und auch die Alpen Straßen AG. Die Alpen Straßen AG hat die Tunneltrasse so weit nach Norden gelegt, daß die Probleme nun mehr die Bundesstraßenverwaltung und die Donau-Chemie betreffen. Im übrigen dar darauf hingewiesen werden, daß diese Massenbewegungen in weiten Geologenkreisen bekannt ist. Mit ihr haben sich schon z. B. E.H. WEISS, SPAUN, ZISCHINSKY und auch Koll. KÖHLER auseinander gesetzt.

Trisannabrücke

Hier kann auf die treffende Beschreibung von DULTINGER aus dem Jahre 1981 zurückgegriffen werden:

"Sie überbrückt die Trisanna des schluchtartig auslaufenden Paznaunales in einer Höhe von 88 m über dem Talboden. Das Bauwerk hat eine Länge von 231 m. Als Haupttragwerk wurden sieben Viaduktöffnungen aus Bruchsteinmauerwerk mit je 9 m Lichtweite angeordnet. Mit den Bauarbeiten wurde im Juli 1883 begonnen, wobei in Tag- und Nachtschichten bei elektrischer Beleuchtung gearbeitet wurde. Zwölf Monate später, im Juli 1884, waren die Arbeiten bereits beendet. Der Bau des sehr holzaufwendigen Montagegerüsts wurde von der Staatsverwaltung ausnahmsweise nicht dem Lieferanten der Eisenbahnkonstruktion, sondern jener Baufirma übertragen, die mit den Bauarbeiten der Ostrampe Landeck - St. Anton beauftragt war.

Das Bruchsteinmauerwerk für Viaduktbögen und Pfeiler wurde mit Steinmaterial errichtet, das in der Nähe der Baustelle aus Findlingen und aus einem Bergsturz gewonnen wurde. Mittels Schrägaufzug wurden die Steine vom Talboden in Gleishöhe und von dort, mittels Bremsberg zur Arbeitsstelle gebracht. Für den Bau der Trisannabrücke wurden u. a. 10.900 m³ Bruchsteinmauerwerk und 466 t Schweißisen verbaut. Für die Tragwerkklager wurden 17 t Gußeisen und 2,5 t Blei verbaut."

Die Erstauführung aus dem Jahre 1884 wurde 1923 durch einen "Fischbauch" verstärkt, damit die schweren Lokomotiven die Brücke befahren können. Die Brückenkonstruktion, die jetzt sichtbar ist, wurde im Jahre 1964 in Betrieb genommen.

Die Hilfstütze wurde neben den bestehenden Pfeilern errichtet. Die geologische Begutachtung erfolgte damals durch Seelmeier und Spaun.

Moltertobel Tunnel

Westlich von der Trisannabrücke ist ein sehr interessantes Baudetail aus den Ausführungen von DULTINGER 1981 zu entnehmen:

"In den Jahren 1912/14 war der bedeutendste Bau der Bahn, der Bau des Moltertobel Tunnels. Mit einer Länge von 1.643 m ist er außer dem Arlbergtunnel der längste Tunnel an den Rampenstrecken. Den Anlaß zum Bau bildete die sogenannte "Schwarze Wand" zwischen Trisannabrücke und Strengen. Diese hoch über der Bahntrasse aufstrebende lotrechte Wand neigte immer schon zu Steinschlägen, die den Verkehr arg gefährdeten. Als geologische Untersuchungen die Befürchtung eines Bergsturzes aufkommen ließen, entschloß man sich im Jahre 1912 zu einer Radikallösung: Die Bahntrasse wurde in den Berg verlegt. Mit dieser Lösung wurde der in diesem Abschnitt gelegene 36 m Moltertobel Tunnel funktionslos. Er ist heute noch als Tunnelruine erkennbar. Dazu ein erwähnenswertes Detail: Die "Schwarze Wand" steht heute noch; ihr Absturz unterblieb."

Schloß Wiesberg

In südöstlicher Richtung befindet sich das Schloß Wiesberg, welches mit der Trisannabrücke das Wahrzeichen der Arlbergbahn darstellt.

Landschaftlich ist der Blick am schönsten ca. 500 m taleinwärts im Paznauntal. Von dieser Stelle überblickt man auch einen Teil, der steil aufragenden Nördlichen Kalkalpen.

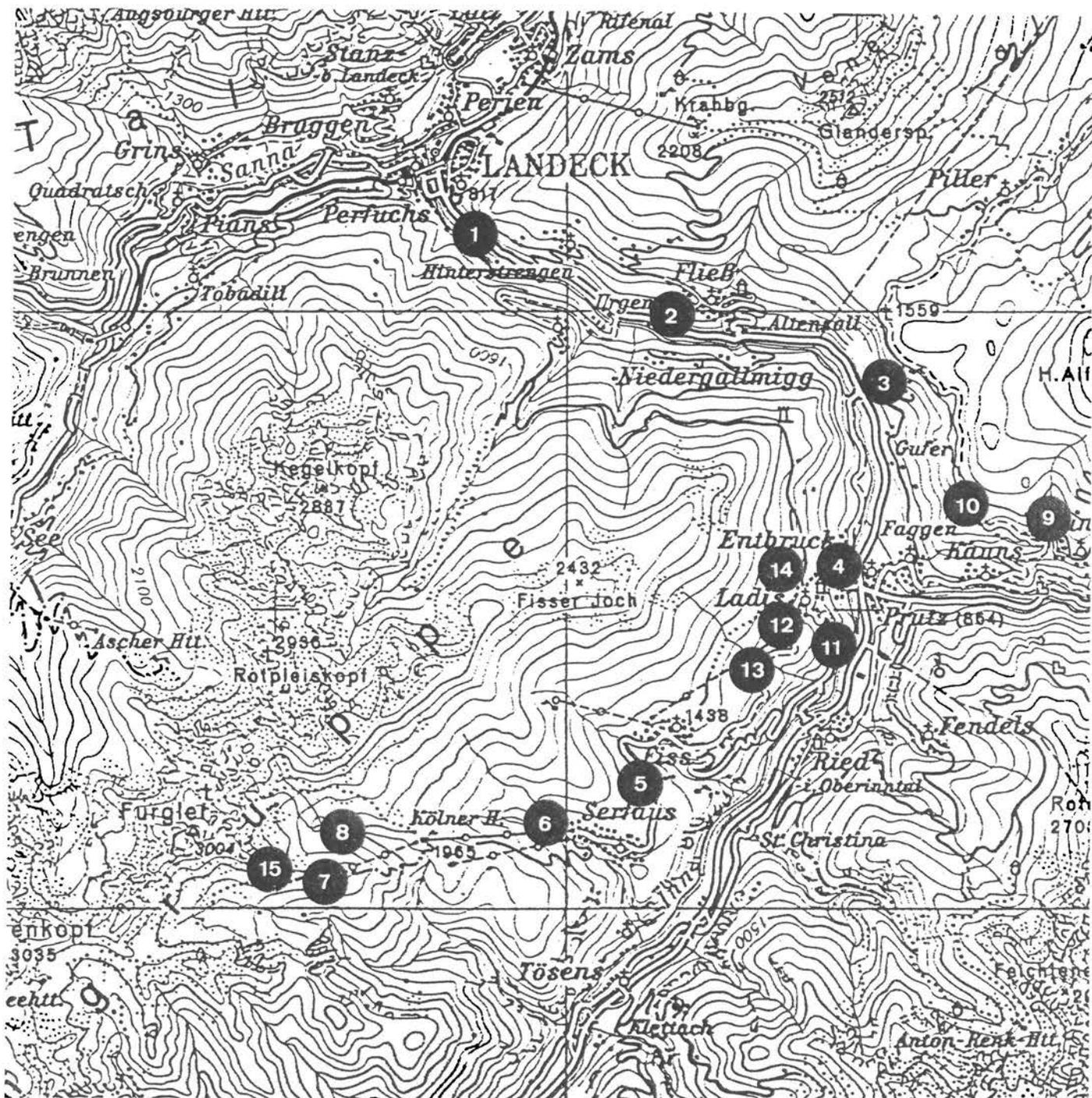
Aus "RECLAMS KUNSTFÜHRER ÖSTERREICHS" ist folgende Beschreibung entnommen:

"Der guterhaltene Komplex, freilich im Laufe der Zeit vielfach verändert, wird im 13. Jhd. im Besitz der Herren von Ramus urkundlich faßbar. Ab 1411 im Eigentum des Landesfürsten, wird es öfters verpfändet und gelangt 1770 an die Grafen von Wolkenstein, dann in bürgerliche Hände. Der Bergfried steht nach SW, der alte Palast anscheinend schon urspr. unmittelbar daran anschließend. Die Ringmauern hatten das Hauptportal durch einen besonderen Turmbau (Kapelle 1611 erbaut) geschützt. Vom alten Wehrgang ist nur noch wenig zu sehen."



EXKURSION C

Donnerstag, 7. Oktober 1993



NÖRDLICHES SILVRETTAKRISTALLIN ENTLANG DER STRASSE SÜDLICH LANDECK

Übersicht:

M. ROCKENSCHAUB

Entlang der Straße zwischen Landeck und Pontlatzer Brücke wird der am schwächsten metamorphe nördlichste Anteil der Silvrettamasse gequert. Es sind dies ganz im Norden, an der Grenze zu den Nördlichen Kalkalpen, granatfreie Phyllite. Nach Süden hin nimmt die Metamorphose zu und es folgen granatführende phyllitische Glimmerschiefer, zum Teil sehr quarzreich, Granatglimmerschiefer und eine feldspatreichere Serie, bestehend aus Granatglimmerschiefern und Gneisen. Die variszische Metamorphose reicht in diesem Profil von der niedrig temperierten Grünschieferfazies bis gerade noch in den Temperaturbereich der Amphibolitfazies. Die alpidische Überprägung erzeugte aus diesen Gesteinen fast durchwegs diaphthoritische Phyllonite.

Dieses variszische Metamorphoseprofil weist im Bereich von Puschlin - Pontlatzer Brücke - Thialkopf eine Diskontinuität auf (Zone von Puschlin - Thialspitze). In dieser Zone stecken permomesozoische Gesteinsfragmente. Während im Bereich unmittelbar nördlich dieser Zone kein Sillimanit und Staurolith nur lokal nachgewiesen werden konnte, treten diese Minerale südlich dieser Zone häufig in den Zweiglimmerschiefern auf. Der lithologische Aufbau der Serien ist aber beiderseits dieser Zone sehr ähnlich; es besteht lediglich ein Unterschied im Metamorphosegrad. Dieser Unterschied im Metamorphosegrad nördlich und südlich der Zone von Puschlin ist nördlich des Stanzertales nicht mehr nachweisbar.

Die Struktur dieser nördlichen Silvrettamasse wird von einer den ganzen Venet umfassenden Antiklinale geprägt, deren Achse ca. WNW - ESE streicht bis hin zur Dawinalpe nördlich von Strengen. Der Kern dieser Struktur ist im Bereich Nesselgarten. Hier wurde im Granat eingeschlossener variszischer Chloritoid gefunden. S. HOERNES und F. PURTSCHELLER (1970) beschreiben aus diesem Bereich reliktsch erhaltenen Staurolith.

Dieser ganze nördliche Anteil der Silvrettamasse wurde alpidisch stark beansprucht, was in einer Diaphthorese und einer durchgreifenden Verfaltung und Zerschierung zum Ausdruck kommt. Die Temperaturen während dieser Überprägung lagen aufgrund von Hellglimmer- und Biotitaltern (K/Ar und Rb/Sr) zwischen ca. 350 und 450°C. Vielfach ist die dominierende Schieferung eine zu den alpidischen Falten gehörige Achsenebenenschieferung. Die Achsen dieser offenen bis eng gepreßten Falten streichen \pm W-E, die Achsenebenen fallen steil gegen \pm N oder \pm S ein.

Besonders intensiv verfaltet und zerschert ist der Bereich nahe der Nördlichen Kalkalpen, die teilweise steil nach Süden unter das Kristallin einfallen. Im Grenzbereich Kalkalpen - Kristallin dürfte ein Bau aus eng gepreßten und vielfach zerscherten Falten vorherrschen (vergl. Profil durch den Venet, Abb. 1). Ein ebensolcher extrem deformierter Bereich ist der der Zone von

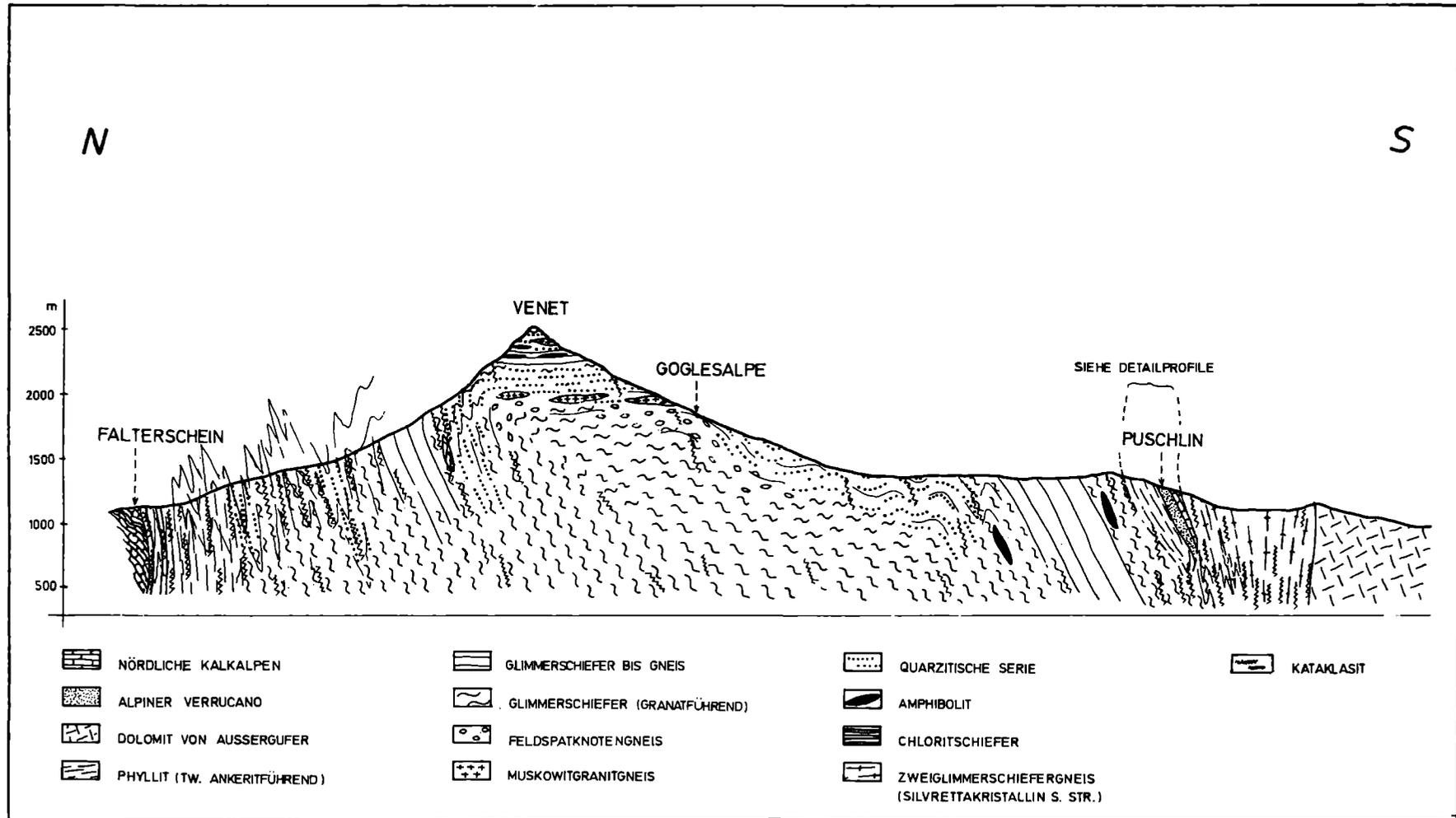


Abb.: 1
N - S Profil durch den Venet

Puschlin, die ursprünglich als südlich an die Venetantiklinale anschließende Synklinale angelegt worden sein dürfte und die im Zuge der zunehmenden Deformation vollkommen zerschert wurde. Heute liegen die Gesteine in dieser Zone nur mehr als unzusammenhängende Linsen vor (vergl. Profile durch die Zone von Puschlin Abb. 2).

HALTEPUNKTE AN DER STRASSE SÜDLICH LANDECK:

Haltepunkt 1

PHYLLITISCHE GLIMMERSCHIEFER

CA. 800M SÜDLICH LANDECK

M. ROCKENSCHAUB

Phyllitische Glimmerschiefer, tw. quarzitisches, diaphthoritisch - Lithologie und Deformationsstil des nördlichsten Anteils der Venetantiklinale.

Hier stehen helle phyllitische Glimmerschiefer mit quarzitischen Partien an. Sie enthalten zahlreiche Quarz- und Eisenkarbonatmobilisate. Der Granat beginnt im Gebiet um Landeck zaghaft zu wachsen. Das Gestein ist stark durchbewegt und als Phyllonit zu bezeichnen.

Mineralbestand:

Quarz, Hellglimmer, Chlorit, ±Biotit, ±Granat, ±Feldspat, ±Karbonat.

Biotit ist durchwegs chloritisiert, der Granat chloritisiert bzw. sericitisiert.

Bei der Landecker Kirche, bei Fließerau und bei Hinterstrengen sind Diabasgänge aufgeschlossen. Im erstgenannten Vorkommen wurde alpidischer Stilpnomelan nachgewiesen. Die Diabase sind nach RAMMELMEIER (1981) Tholeiitabkömmlinge.

Weiters ist auf die hier häufig auftretenden Brandenzonen hinzuweisen, in denen immer wieder Spuren alter Schurfe festzustellen sind.

Hingewiesen sei hier auch auf die großen Massenbewegungen in den Talflanken westlich des Inns. Zahlreiche hangparallele Zerrspalten, Berg- und Felsstürze sowie im Verband ver-rutschte Felsmassen prägen diese Hänge.

Haltepunkt 2

HELLE GRANATGLIMMERSCHIEFER

NESSELGARTEN

M. ROCKENSCHAUB

Hier stehen die hellen Granatglimmerschiefer an; Kernbereich der Venetantiklinale.

Die Gesteine sind in diesem Abschnitt kaum verfaltet. Sie enthalten nur wenige Quarz- und vereinzelt auch Eisenkarbonatmobilisate (bes. in Bereich der Brandenzone westlich von Nesselgarten). Die Schichtflächen sind dicht mit ca. 0,5 - 1cm großem Granat besetzt. Diese sind durchwegs randlich chloritisiert. Aus diesem Bereich werden von S. HOERNES und F.

EXKURSION C

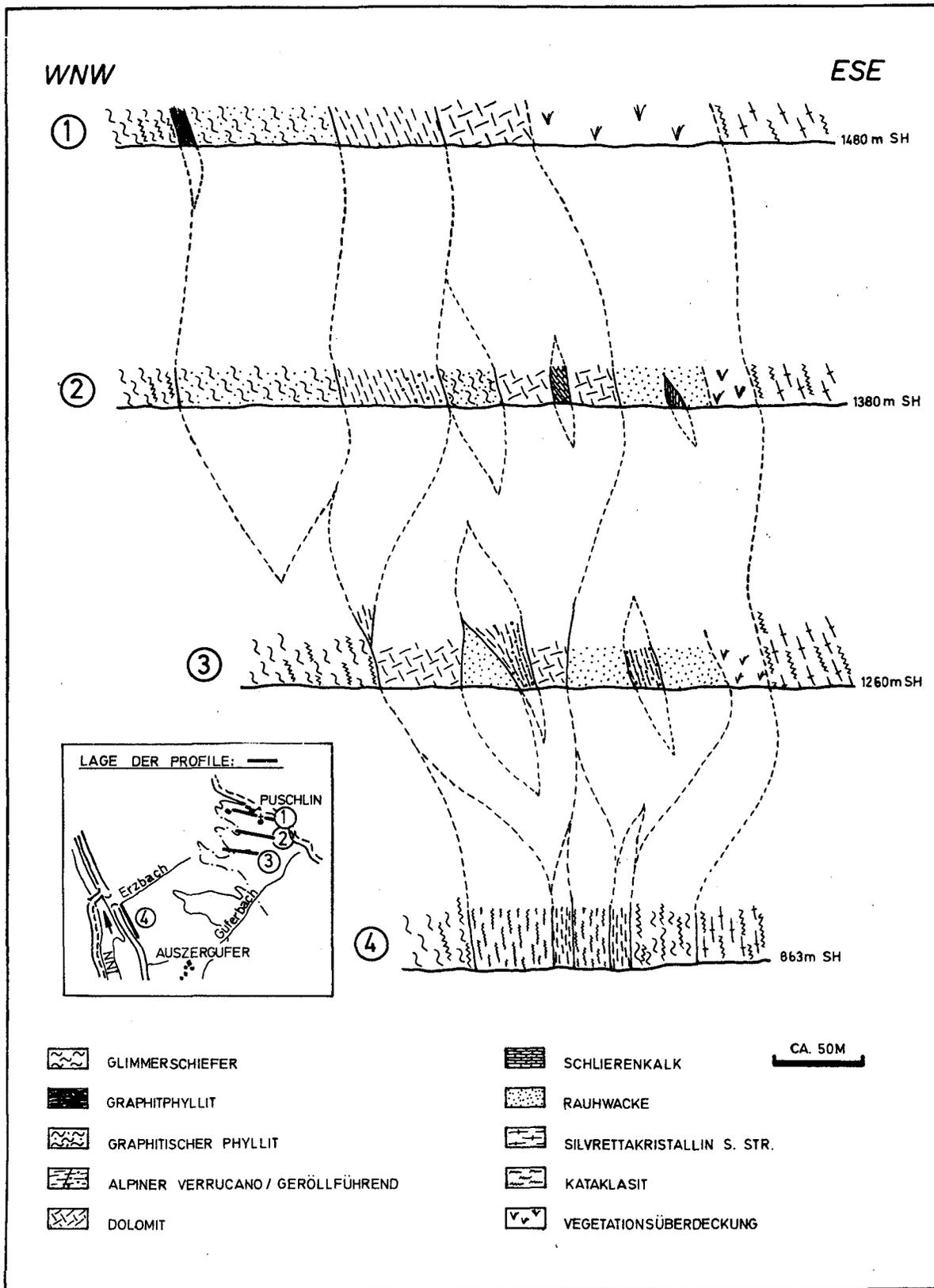


Abb.2 :

Profilerie durch die Zone von Puschlin.

Die alpidisch schwach metamorph überprägten Gesteine dieser Zone liegen in Form von isolierten Linsen vor, deren stratigraphischer Zusammenhang verloren ging. (ROCKENSCHAUB, 1990)

PURTSCHELLER (1972) reliktsch erhaltene Staurolithe beschrieben. Weiters fanden ROKKENSCHAUB et. al. hier im Granat eingeschlossene Chloritoide sowie Pseudomorphosen aus Sericit und Chlorit, die der Form nach aus Staurolith hervorgegangen sein könnten.

Die voralpidische Metamorphose dürfte hier gerade die Stabilitätsgrenze des Staurolithes erreicht haben.

Mineralbestand:

Hellglimmer, Quarz, Chlorit, Granat, ±Biotit, ±Chloritoid, ±?Pseudomorphosen nach Staurolith

Einfallen der Schieferungsflächen: ca. 175/80; Lineare: ca. 070/15 und 280/05.

Haltepunkt 3

PROFIL DURCH DIE ZONE VON PUSCHLIN - THIAL- SPITZE PONTLATZER BRÜCKE

M. ROCKENSCHAUB

Diese Zone entwickelte sich vermutlich aus einer völlig verquetschten Synklinale, die südlich an die Venetantiklinale anschloß. Im Inntal ist diese Zone auf wenige Zehnermeter reduziert. In der topographisch höheren Lage, bei Puschlin nimmt diese einen Bereich von 300m ein. Diese Zone streicht von Puschlin zur Pontlatzer Brücke, hin zur Thialspitze, weiter hinunter in Richtung Tobadill, quert dort das Stanzertal und zieht hinauf zur Dawinalpe, wo sie unter die Nördlichen Kalkalpen abtaucht. Im Gebiet zwischen Puschlin und Pontlatzer Brücke kommen wieder, sehr reduziert, schwach metamorphe granatfreie Phyllite, phyllitische Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer vor. Weiters treten hier in Linsen Graphitphyllite (?Karbon), Alpiner Verrucano (grünliche, weiße und violette Sericitschiefer, Sericitquarzite, Quarzkonglomerate), als auch Rauhacken, Tonschiefer, Dolomite und Kalke der Trias auf.

Im Norden grenzen stark deformierte und retrograd überprägte Glimmerschiefer bis Gneise der höher temperierten Grünschieferfazies an diese Zone. Südlich dieser Zone sind ebenfalls Glimmerschiefer, tw. quarzitisches, und Gneise anstehend. Auch diese sind extrem durchbewegt und stark vergrünt. Möglicherweise gehören Teile dieser Gesteine noch den ursprünglich nur grünschieferfaziell metamorphen Glimmerschiefern bis Gneisen an, wie sie nördlich dieser Zone auftreten.

Der überwiegende Anteil dieses Kristallins südlich der Zone von Puschlin gehört aber schon dem amphibolitfaziell metamorphen Teil der Silvrettamasse an, der Staurolith und Sillimanit führt. Zum Teil konnten in den weniger vergrüntem Bereichen noch Sillimanite und Staurolithe mikroskopisch nachgewiesen werden.

Wir sind hier ca. 1 km vom Rand des Unterengadiner Fensters entfernt. Zwischen dem Silvrettakristallin und dem Engadiner Fenster liegt der Aussergufer Dolomit - eine subsilvrettide Scholle.

EXKURSION UNTERENGADINER FENSTER F. H. UCIK

(mit einer geologischen Farbkarte:

GEOLOGISCHE KARTE DER UMGEBUNG DES KÖLNERHAUSES (UCIK 1993)

Die Exkursion erreicht knapp südlich der Pontlatzer Brücke (hier Denkmal, das an die Siege der Tiroler über die Bayern am 1. Juli 1703 und am 8. August 1809 erinnert) den Bereich des Unterengadiner Fensters; an einer im Talboden verlaufenden Querverwerfung wurde der östlich des Inns gelagerte Fensterteil um einige hundert Meter gegen N versetzt. Bis Prutz quert das Inntal die Prutzer Serie, innerhalb welcher mehrere Triasschollen eine tektonische Unterteilung in mehrere Schuppen anzeigen. Südöstlich oberhalb Prutz (links) sieht man die Dolomitscholle des Burgschrofen (mit Fernsehsender), die als Basis der Pezidserie angesehen wird.

Punkt 4 LADISER QUARZIT UND SAUERBRUNN PRUTZ - ENTBRUCK F.H. UCIK

**JE NACH ZEITPLAN
BEI SCHÖN- UND SCHLECHTWETTER**

Punkt 5 BUNTE BÜNDNERSCHIEFER, PHYLLITE, GIPS SONNENTERRASSE FISS - SERFAUS F.H. UCIK

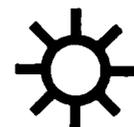
**JE NACH ZEITPLAN
BEI SCHÖN- UND SCHLECHTWETTER**

Am Beginn der Auffahrt von Ried im Oberinntal zur "Sonnenterrasse Fiss- Serfaus" wird ein Zug bunter Bündnerschiefer (unter ihnen auch helle grobsandige Typen - Feinbreccien) mit grauen - blaßbunten Phylliten sowie Gips gequert.

Während der Fahrt zum Haltpunkt 6 sind zunächst an den Straßenböschungen mehrfach wechselnd Gesteine der grauen und der bunten Bündnerschiefer aufgeschlossen. Auf der Terrassenfläche von Serfaus - Fiss selbst liegt der Fels meist unter Schutt und Vegetation und wird oft erst beim Straßenbau oder sonstigem Grundaushub aufgeschlossen.

Haltepunkt 6.a GRAUE BÜNDNER SCHIEFER DER PFUNDSEER SERIE, PARKPLATZ U-BAHN VON SERFAUS F.H. UCIK

Punkt 6.b ERDPYRAMIDEN SEILBAHNFAHRT KOMPERDELL F.H. UCIK



LEGENDE ZUR GEOLOGISCHEN KARTE DER UMGEBUNG DES KÖLNERHAUSES (UCIK, 1993)

PRUTZER - Serie und TASNA - Serie

- 1 Kristallin i.a. (nicht differenziert)
- 2 Ladiser Quarzit und paläozoischer Quarzphyllit
- 3 Eisendolomit
- 4 Trias - Kalk
- 5 Trias - Dolomit
- 6 Neokom Schiefer
- 7 Höhere Flysch - Schiefer,
größere Breccien
- 8 graue bis blaßbunte Phyllite

PEZID - Serie und PFUNDSEER - Serie

- 9 Trias Kalk(block)
- 10 Gips
- 11 Graue Bündnerschiefer
- 12 Crinoidenmikrobreccie
- 13 Bunte Bündnerschiefer
- 14 graue bis blaßbunte Phyllite
- 15 grobsandige bis feinbrecciöse Schiefer
- 16 größere Breccien und Konglomerate
- 17 diverse Ophiolithe
- 18 Quarzite (ohne nähere Einstufung)

- 19 Moränenwall
- 20 Fluvio - glaciale Ablagerungen
- 21 junge fluviatile Aufschüttungen
- 22 grobes Blockwerk - Erratica
(Kristallin, Kalk, Dolomit)
- 23 (Schiefer-) Schutt
- 24 Rutschung
- 25 Querverwerfung
- 26 tektonische Hauptgrenzen



Anrißkante



ehemaliges Bergwerk



Bergbauhalde



Kalksinter - =tuff



Schwemm- und Schuttkegel

Fallzeichen:



3° - 30°



30° - 60°

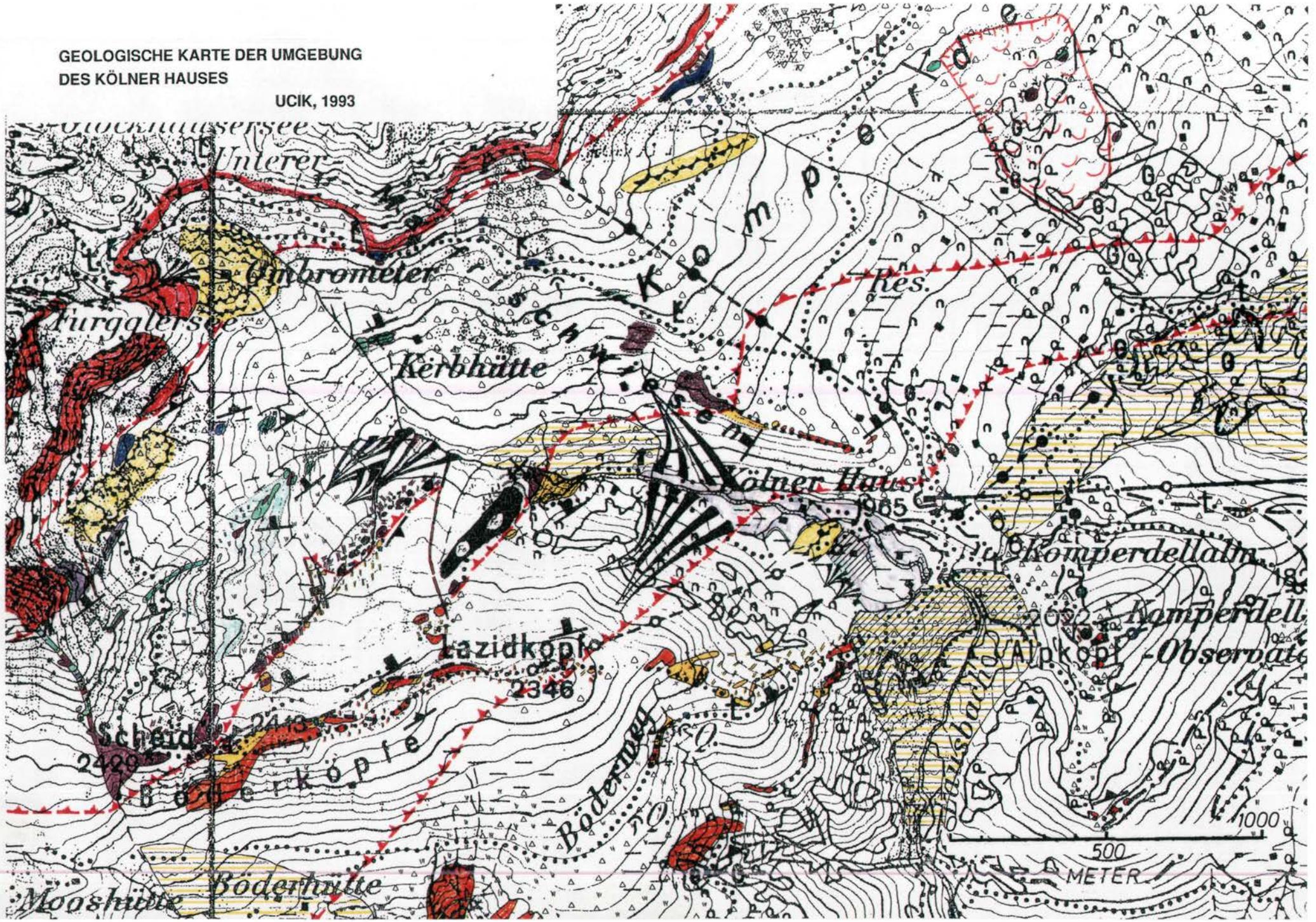


60° - 87°

GEOLOGISCHE KARTE DER UMGEBUNG
DES KÖLNER HAUSES

UCIK, 1993

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26



Während der Fahrt mit der Seilbahn auf die Komperdellalpe sieht man von der Gondel aus die späteiszeitliche Grabenplombierung durch fluvioglaziale Sedimente im Bereich des Hinterkreith- und Edelbaches. Die am Rand des schon eingesunkenen Inntalgletschers angestauten Sedimente sind durch einige Blaiken sehr schön aufgeschlossen; bemerkenswerte Erdpyramiden!

Von der Bergstation des Sesselliftes am Lazidkopf sieht man im N sehr schön den NE - SW-streichenden Überschiebungsrand des Silvrettakristallins auf das Unterengadiner Fenster. An zwei Stellen S und E des Planskopfes sowie E des Furgler stehen Dolomitschollen unmittelbar am Kristallinrand an, eine von ihnen wird aber noch von paläozoischem Quarzphyllit überlagert. Bei der Bergstation des Liftes N des Kölnerhauses steht unmittelbar unter dem Kristallin noch rund 10 m mächtiger Ladiser Quarzit an; dies erscheint dem Verfasser als Beweis, daß die Prutzer Serie in mehrere übereinander gestapelte Schuppen zerlegt wurde, zu welchen auch die sogenannten subsilvrettiden Schürflinge gehören.

Haltepunkt 7

ÜBERSCHIEBUNG DES SILVRETTAKRISTALLINS AUF UNTERENGADINER FENSTER; PROFIL VOM UNTERENGADINER FENSTER ZUM SILVRETTAKRISTALLIN BERGSTATION SESSELLIFT LAZIDKOPF ZUM SCHEID

F.H. UCIK

Am Weg vom Lazidkopf gegen W über die Böderköpfe zur Scheid quert man mehrere Zonen grauer und bunter Bündnerschiefer; nach der bisherigen Vorstellung von der Abtrennung der höheren Pezidserie von der tieferen Pfundser Serie müßte man mit einer der grauen Bündnerschieferzonen die Pezid Serie beginnen lassen - da hier sonst keine Hinweise vorhanden sind, erscheint dem Verfasser eine solche Grenzziehung eher willkürlich und hier nicht gerechtfertigt.

An einer Stelle ist in die grauen Bündnerschiefer eine Lage einer krinoidenführenden Mikrobreccie eingelagert; die bunten Bündnerschiefer enthalten hier fallweise auch einsedimentierte Grobblöcke (Olistholithe).

Vom Lazidrücken aus hat man einen guten Blick auf den Vorderen Heuberg mit den treppenförmigen Bergzerreißungen, den Kamm Riesenkopf - Pezid mit einem mehrfachen Wechsel grauer und bunter Bündnerschiefer (Pfundser Serie - Pezid Serie) sowie gegen W auf das Lader Moos (?Daun-Moränen SE Lawenskopf) und das Arzejoch (Prutzer Serie).

Auf der Scheid erreicht man die aus paläozoischem Quarzphyllit (mit Eisendolomit) und Ladiser Quarzit bestehende Basis der Prutzer Serie. Beim Anstieg am Furgler SE-Grat erreicht man in ca. 2480 m SH die Serie der höheren Flyschschiefer, in die an mehreren Stellen paläozoischer Quarzphyllit sowie in ca. 2550 m SH in geringer Mächtigkeit graue Neokomschiefer tektonisch eingeschaltet sind.

In ca. 2620 m SH wird der Überschiebungsrand des Fensters erreicht; das Silvrettakristallin ist an seiner Basis extrem tektonisiert und teilweise in sogenannten Pseudotachylit umgewandelt.

Am Rückweg trifft man beim Abstieg von der Scheid gegen NE immer wieder Quarzphyllit und zahlreiche Eisendolomitschollen sowie bunte Bündnerschiefer mit Olistholithen an.

Haltepunkt 8 EISENDOLOMIT DES ROTENSTEINS

F.H. UCIK



Schließlich wird das große Eisendolomitvorkommen des Rotensteins erreicht, in dem ein Stollen befahren werden kann; Erzfunde sind sowohl auf der Halde wie im Stollen möglich. Im Liegenden des hier am Lausbach anstehenden paläozoischen Quarzphyllites stehen bunte Bündnerschiefer an, die HAMMER - wohl wegen der reichlich eingelagerten grauen - blaßbunten Phyllite als Quarzphyllit auskartiert hat. Eingelagerte Feinbreccien, aber auch andere sandige Schiefer stellen diesen Gesteinskomplex eindeutig in die Serie der bunten Bündnerschiefer.

*Zu Fuß Rückkehr vom Rotenstein zur Komperdellseilbahn
Seilbahntalfahrt nach Serfaus; die Busse stehen bei der Talstation.*

ERSATZEXKURSION UNTERENGADINER FENSTER

Da das Exkursionsgebiet im Raum Kölnerhaus - Lazid weit über der Waldgrenze liegt, sind für den Fall extremen Schlechtwetters tiefergelegene Ersatzexkursionsziele vorgesehen, die fast alle unmittelbar an Straßen und Wegen liegen und somit auch bei sehr schlechter Witterung erreicht werden können.

Haltepunkt 4

(WIE NORMALEXKURSION - SIEHE VORNE)

Von Prutz geht es auf der Fahrstraße über Kauns nach Kaunerberg, wobei graue Bündnerschiefer gequert werden.

Haltepunkt 9

(NUR BEI SCHLECHTWETTER)

QUARZPHYLLIT AN DER BASIS DER PRUTZER SERIE SCHLOSSBACHGRABEN

F.H. UCIK

Im Schloßbachgraben stehen an der Basis der Prutzer Serie dunkle paläozoische Quarzphyllite in relativ großer Mächtigkeit an, die HAMMER für graue Bündnerschiefer gehalten hat.

Haltepunkt 10

(NUR BEI SCHLECHTWETTER)

FLYSCHSCHIEFER, NEOKOMSCHIEFER, OPHIOLITHE ... KAUNERBERG - PILLERSATTEL

F.H. UCIK

Entlang der Straße von Kaunerberg zum Pillersattel können Gesteine der höheren Flyschschiefer, vermengt mit grauen Neokomschiefern und Ophiolithen, besichtigt werden. Reichlich eingelagerte graue - blaßbunte Phyllite erschweren hier teilweise eine sichere Serienzuweisung der Gesteine.

Die große Dolomitscholle, die von Untergufer über Kote 1516 zum Mairenbüchel zieht, wird von manchen Autoren als subsilvrettider Schürfling angesehen. Der Verfasser glaubt jedoch, daß sie zu seiner höheren Schuppe der Prutzer Serie gehört, zumal an ihrer Basis paläozoischer Quarzphyllit ansteht.

Nach der Rückkehr nach Prutz Fahrt nach Ried und von hier Auffahrt nach Ladis.

Haltepunkt 5

(WIE NORMALEXKURSION - SIEHE VORNE)

Haltepunkt 11

(NUR BEI SCHLECHTWETTER)

GRAUE BÜNDNERSCHIEFER STRASSE NACH LADIS

F.H. UCIK

An der Straße nach Ladis sind Beispiele grauer Bündnerschiefer zu sehen.

Haltepunkt 12

(NUR BEI SCHLECHTWETTER)

LADISER QUARZIT, PALÄOZOISCHER QUARZPHYLLIT AM ORTSRAND VON LADIS

F.H. UCIK

Ortsrand Ladis: falls genügend Zeit vorhanden ist, können hier Ladiser Quarzit und paläozoischer Quarzphyllit in typischer Ausbildung studiert werden.

Haltepunkt 13

(NUR BEI SCHLECHTWETTER)

BASIS PRUTZER SERIE ÜBER PEZID SERIE STRASSE LADIS NACH FISS

F.H. UCIK

An der Straße Ladis Fiss (Urgenebner Bach): Basis der Prutzer Serie mit paläozoischem Quarzphyllit unmittelbar über grauen Bündnerschiefern (der Pezid Serie). Am Hügel des Fisser Berges (Kote 1285) sind in den Quarzphyllit - wahrscheinlich tektonisch - Ophiolithe eingeschaltet

Haltepunkt 14

(NUR BEI SCHLECHTWETTER UND WENN ZEIT VORHANDEN)

KONGLOMERAT DER PEZID SERIE

F.H. UCIK

Je nach Zeit und Witterung wird ein isoliertes Riff inmitten der Wiesen besichtigt, in dem unmittelbar im Liegenden der Basis der Prutzer Serie ein besonders grobes Konglomerat ansteht, das zu den bunten Bündnerschiefern (der Pezid Serie) gerechnet wird. Unter den Grobkomponenten fallen Ladiser Quarzit sowie granitische Gesteine auf.

Vor allem durch diesen Konglomerataufschluß wird eine Querverwerfung der Serien mit einem Versetzungsbetrag von wenigstens 400 m angezeigt.

Haltepunkt 15
OB DER SCHEID
SILVRETTAMASSE: PEGMATIT,
ZWEIGLIMMERSCHIEFER, PARAGNEIS,
ZWEIGLIMMERGRANITGNEIS, AMPHIBOLIT,
PSEUDOTACHYLIT



A. NOWOTNY

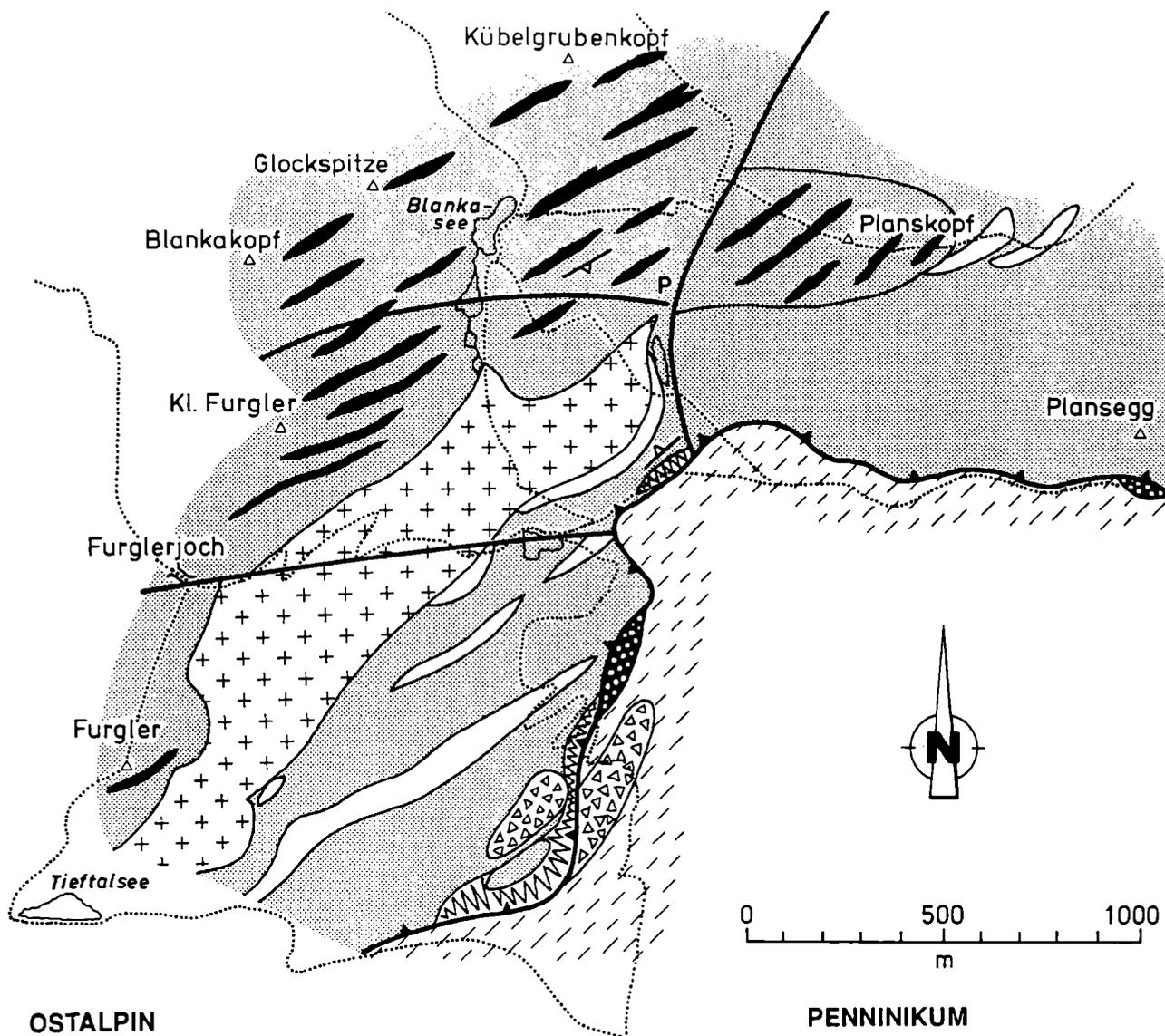
Im Bereich Ob der Scheid liegt die Grenze zwischen den Gesteinen des Engadiner Fensters und dem ostalpinen Kristallin. Subsilvretide Schollen (Quarzit, Rauhwanke, Kalk und Dolomit) markieren eindrucksvoll die tektonische Linie.

Das Gebiet zwischen dem Haltepunkt und dem Furglersee im N (siehe Abb 3) wird von den tiefsten Anteilen der Silvrettamasse aufgebaut. Es handelt sich dabei um Zweiglimmerschiefer bis Paragneise in Wechsellagerung mit Amphibolit und Einschaltungen von Pegmatitgängen. Letztere zeigen nach L. KRECZY (1981) und B. GRAUERT (1966, 1969) ein variszisches Alter für den primären Pegmatit - Muskovit. Sie treten in der Wandstufe zwischen Unterem Glockhäuser und Oberem Glockhäuser, sehr verbreitet auch im Urgbachtal, auf. Der Pegmatit fällt durch seinen hohen Hellglimmer - und Turmalingehalt (Schörl) auf. Das Gestein ist auffallend frisch und zeigt keine Chloritisierung und Limonitisierung. Quarz ist gegenüber Feldspat stark vorherrschend. In den bis zu 20 m mächtigen Pegmatitlagen konnte keine Schieferung beobachtet werden. Ein Großblock am Fußweg zwischen dem ehem. Bergbau Rotenstein und dem Kölnerhaus gibt einen guten Eindruck von diesem Gestein.

Innerhalb dieser Serie treten außerdem Zweiglimmergranitgneise und Zweiglimmeraugengneise, untergeordnet auch Tonalitgneis und Granodioritgneis auf. Diese sind in diesem Gebiet stark tektonisch überprägt. Deren Gefüge ist im Unterschied zu den Granitgneisen des Riffers und des Blankahorns, deutlich deformiert. Sowohl der Zweiglimmergranitgneis und Augengneis als auch Glimmerschiefer und Paragneise zeigen vergrünte Lagen. Hangend dieser Serie im Bereich des Furglers zum Furglerjoch und nach N zum Glockhäuser erstrecken sich Zweiglimmerschiefer bis Paragneise in Wechsellagerung mit feinkörnigen Quarzit- und Quarzitgneislagen. Diese Serie beherrscht im W den Südtypeil der Silvrettamasse auf Blatt 144 zwischen dem Flattal und dem Vesuttal.

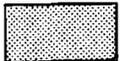
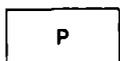
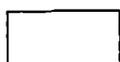
Der Haltepunkt "Ob der Scheid" zeigt besonders gut die Ausbildung der Pseudotachylite. Diese treten hier innerhalb eines Amphibolits auf. Die Pseudotachylitgänge zeigen als Schollen Zweiglimmergranitgneis und Augengneis. Weitere Vorkommen sind sowohl in den Zweiglimmerschiefern bis Paragneisen aber auch in den Zweiglimmergranitgneisen und Augengneisen zu finden. Die Zone des Auftretens der Pseudotachylite ist sehr unterschiedlich breit. Im W, im Gebiet des Grübeletales und Vesuttales, ist die Zone sehr weiträumig entwickelt.

EXKURSION C



OSTALPIN

Silvrettamasse

-  Blockwerk
-  Zweiglimmerschiefer bis Paragneis (Sillimanit führend)
-  Quarzit und Quarzitgneis im Verband mit Zweiglimmerschiefer
-  Amphibolit
-  Pegmatit
-  Zweiglimmergranitgneis, Augengneis
-  Zone des Auftretens der Pseudotachylite
-  Subsilvrettide Schollen

PENNINIKUM

-  Penninikum allg.
-  Störung
-  Deckengrenze

Wanderweg

Abb. 3

Geologie zwischen dem Haltepunkt Ob der Scheide und dem Furglersee.

Über die Genese der Pseudotachylite, Ultramylonite, Mylonite und mylonitischen Gneise berichten N. KOCH und L. MASCH (1992) folgendes:

Die Bildung dieser Gesteine wird der frühalpinen Abscherung der Silvrettamasse von ihrer Basis zugeschrieben. Diese erfolgte unter metamorphen Bedingungen, die das Wachstum von Stilpnomelan beziehungsweise die Koexistenz von Chlorit/Hellglimmer/Albit und Quarz in den Gneisen ermöglichten. Klinozoisit/Epidot-Chlorit-Albit und Aktinolith waren in den Amphiboliten stabil. Die eoalpidischen Paragenesen ersetzten teilweise die voralpinen Paragenesen der Orthogneise, Amphibolithe und Paragesteine (vergleiche Kap.4: Zur voralpinen metamorphen und magmatischen Entwicklung der Silvrettamasse). Die Beziehung zwischen Tektoniten und der eoalpinen Metamorphose ist aus Tab. 1 und Abb. 4 ersichtlich.

Die Ausbildung und die Art der Tektonite ist nicht nur von der Intensität der Deformation sondern auch vom Fluidgehalt und der Temperatur abhängig.

Experimentelle Arbeiten an natürlich deformierten Quarziten zeigten, daß die plastischen Eigenschaften des Quarzes hauptsächlich von drei Faktoren kontrolliert werden: Es sind dies die

Tab.1 (aus L. MASCH & N. KOCH, 1992):

Dominante Mikrostrukturen, die bei Untersuchungen mittels Elektronenmikroskop (TEM) und mittels optischer Durchlichtmikroskopie (TOM), in mylonitischen Gneisen, Myloniten, Pseudotachyliten, Ultramyloniten und in den Muttergesteinen beobachtet werden können. (aus L. MASCH & N. KOCH, 1992)

D ₁ mylonitic gneiss	D _{2a} mylonite	D _{2b} pseudotachylite (host rock)	D ₃ ultramylonite
<i>TOM microstructures</i>			
Kink bands in micas. Elongation of quartz to ribbon-shaped grains. Only minor recrystallization at serrated grain boundaries and along deformation lamellae.	Recrystallization of muscovite. All quartz grains deformed to ribbons. No well-developed subgrains. Recrystallization starting at grain boundaries annihilates relict grains. LPO of ribbon quartz: Type I cross girdle.	Additionally very fine-grained recrystallization in relict grains cut by pseudotachylite veins.	Proportion of mylonitic matrix > 90% (quartz, muscovite and albite) grain size 10 to 40 µm LPO of monomineralic domains of completely recrystallized quartz (grain size 50 µm): oblique girdle.
Stilpnomelane undeformed.	Stilpnomelane undeformed.	Stilpnomelane mostly undeformed in PST.	Stilpnomelane syntectonic.
<i>TEM microstructures</i>			
High dislocation densities. Dislocation tangles.	High dislocation densities in relict grains Strongly varying dislocation density in recrystallized grains at serrated grain boundaries. Migration and rotation recrystallization.	Dislocation densities in relict grains adjacent to PST very high, numerous dislocation tangles. Dislocation density in recrystallized grains uniformly very high, numerous dislocation tangles.	Dislocation densities in matrix quartz grains and recrystallized grains in quartz domains slightly lower than in mylonites. No dislocation tangles.
Structures of recovery present but not dominant.	Structures of recovery present but not dominant.	No recovery.	Dynamic recovery in quartz domains.

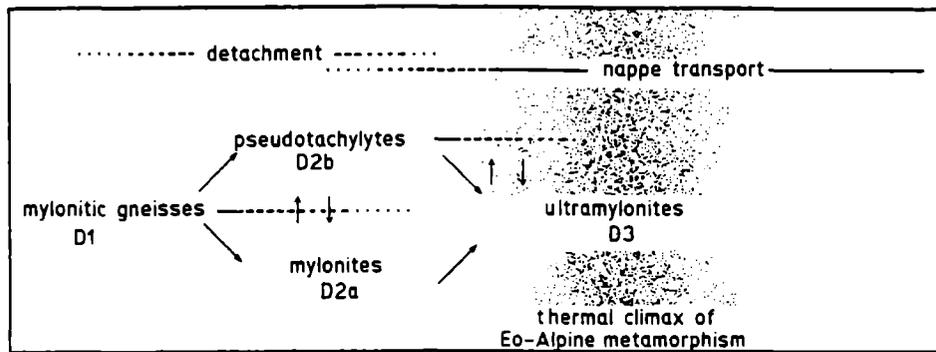


Abb. 4

Beziehung zwischen mylonitischen Gneisen, Pseudotachyliten und Ultramyloniten, alpidischen tektonischen Ereignissen und der frühalpiner Metamorphose. Phase D1, D2a und D3 werden als kontinuierliche Entwicklung interpretiert. D2a (Entstehung der Mylonite) wird durch das zeitgleiche Entstehen der Pseudotachylite unterbrochen. D1 und D2 kann mit der Abscherung der Silvrettadecke korreliert werden. D3 (Entstehung der Ultramylonite) fällt im Untersuchungsgebiet mit dem Höhepunkt der frühalpiner Metamorphose (Stilpnomelanzone) zusammen. Die Entstehung der Pseudotachylite kann bis in die frühe Phase von D3 fort dauern.

Menge des interkristallinen Wassers, die Temperatur und die Deformationsrate. Es wird angenommen, daß speziell die Bildung der Pseudotachylite unter trockenen Bedingungen und einem eng begrenzten Temperaturintervall um etwa 300°C erfolgte. Ist Kristallinwasser vorhanden, so wird die dynamische Rekristallisation des Quarzes gefördert und es kommt bevorzugt zur Bildung von Myloniten.



Diese Seite widmen wir
einigen

Firmen
und
Institutionen,

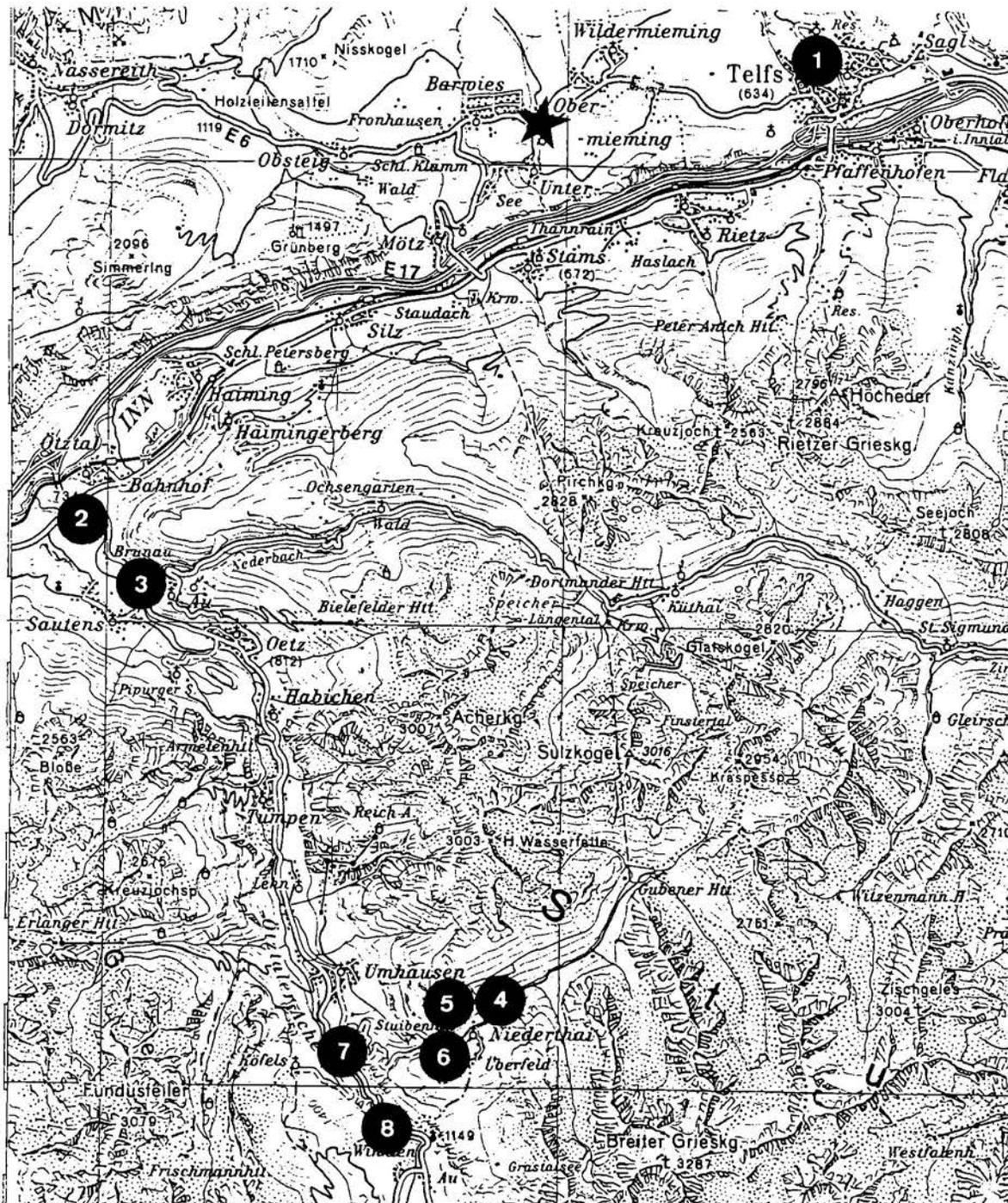
die den Druck dieses Ta-
gungsbandes finanziell
unterstützt haben, aber
nicht genannt werden
wollen.

Herzlichen Dank!



EXKURSION D

Freitag, 8. Oktober 1993



BEMERKENSWERTE GEOLOGISCHE UND QUARTÄR- GEOLOGISCHE PUNKTE IM OBERINNTAL UND DEM ÄUS- SEREN ÖTZTAL

Haltepunkt 1 SCHÖTTERGRUBE TELFS / EMAT TERRASSESEDIMENTE IM RAUM TELFS

G. POSCHER

(ÖK 50 / Blatt 116 Telfs)

Übersicht

Durch die Kiesabbaue "Mörderloch" und "Emat" wurden in den letzten Jahren die faziell aussagekräftigsten und stratigraphisch umfassendsten Aufschlüsse in den Terrassensedimenten des Oberen Inntals geschaffen. Der Aufbau der Terrasse korreliert in seinen faziellen Zusammenhängen, vor allem durch den Vorbau von mächtigen Deltasedimenten in den "Stauraum Inntal", mit dem im schriftlichen Beitrag vorgestellten Terrassenabschnitt westlich von Innsbruck (Melachmündung).

Die wesentlichen Befunde werden am Beispiel der SG Emat vorgestellt, die räumlichen geologischen Zusammenhänge sind Abb.1 zu entnehmen. Die SG Emat liegt im Ortsteil Emat ndl. von Telfs an der Ostflanke des Griesbachgrabens (Südtirolersiedlung).

Die Ursachen und faziellen Zusammenhänge der Deltasedimente der Terrassenablagerungen, die Bedeutung der Seitengletscher für den Aufbau des hochwürmzeitlichen Eistromnetzes im Inntal und die fazielle Ausbildung der derzeit aufgeschlossenen liegenden glazialen Sedimente werden vor Ort diskutiert. Das Gebiet wird zur Zeit neu aufgenommen und bearbeitet.

Schottergrube Emat - Befund und Diskussion

Liegende glaziale Sedimente:

Im Raum der SG Emat und SG Mörderloch sind an der Terrassenbasis liegende glaziale bzw. randglaziale Sedimente aufgeschlossen, die im Zuge der quartärgeologischen Neuaufnahme von Blatt 116 / Telfs flächenhaft nach Osten bis Sagl verfolgt werden konnten (POSCHER, 1993).

PENCK & BRÜCKNER (1909) beschrieben bereits eine Liegende Moräne unter vorwiegend kalkalpinen Schottern bei der Ortschaft Emat und erkannten bereits im Hangenden deltaartig geschichtete Schotter. Auch AMPFERER (1904) beschrieb "diluviale Bildungen" an der Basis der Terrasse des Birkenbergs bei Sagl, auf der Karte wurden sie jedoch nicht ausgeschieden. Es handelt sich dabei um ein karbonatreiches Sediment, dessen Sedimentstrukturen Hinweise auf zumindest teilweise glazilakustrine und randglaziale Sedimentationsbedingungen liefern. Im hangenden Bereich ist südlich von Sagl diesen Sedimenten eine mehrere Meter mächtige Lage aus überkompaktierten, zentralalpinen Geschiebeleichen eingeschaltet, die als Ablations-schuttdecke interpretiert wird und welche wiederum von glazialen Sedimenten überlagert wird.

Deltakomplex:

Aufschluß lokaler Schwemmfächersedimente im Hangenden der basalen glazialen Sedimente in der SG Emat: In der SG Emat gehen die Schwemmfächerablagerungen auf 710 m SH in die Foresets eines ca. 70 m mächtigen kalkalpin dominierten Deltakomplexes über.

Die Foresets der Deltasedimente weisen bevorzugte Schüttungsrichtung nach SE mit $140^{\circ}/20 - 30^{\circ}$ auf, untergeordnet treten Foresets mit einer Einfallrichtung von ca. 200° auf. Als Einzugsgebiete kommen der Bereich Griesbach - Arzbach mit rein kalkalpinen Liefergebieten in Frage.

Der Anteil an Komponenten aus dem Einzugsgebiet des Inn beträgt phasenweise in den Delta-Foresets bis zu 10 % und wird lt. bisherigem Kartierungsergebnis auf eine mögliche Verzahnung von Vorflut (Inn) und Seitenbächen (Kalkalpin) auf dem Niveau des Delta-Topsets (Sanderfläche) zurückgeführt. Ausdehnung und Faziesverzahnungen der Deltasedimente sind der Karte Abb. 1 zu entnehmen.

Lokale Grundmoräne innerhalb des Terrassenkomplexes:

In der SG Mörderloch war nordseitig vor der Rekultivierung auf ca. 750 - 770 m SH ein lokaler kalkalpiner Grundmoränenhorizont aufgeschlossen (vgl. auch HANTKE, 1983). An der Südflanke des Abbaus sind derzeit noch in korrelater Höhe, die von diesem Lokalstand nicht mehr überfahrenen proglazialen Eisrandsedimente aufgeschlossen. Diese glaziale und randglaziale Phase wird von fluviatilen Innkiesen unterlagert und von proglazialen kristallinreichen Kiesen überlagert, die schließlich in die hangende Grundmoräne überleiten.

In der SG Emat liegt diese lokalglaziale Einschaltung nicht vor. Nach den bisherigen Kartierungsergebnissen nimmt das kalkalpine Delta der SG Emat eine pro- bis randglaziale Position zu diesem lokalen Gletschervorstoß ein.

Es liegt mit diesem Beispiel ein weiterer Beweis vor, daß das Eisstromnetz im Inntal hpts. durch die Seitengletscher aufgebaut wurde (vgl. auch Mündung des Sellrain- und Zillertales), wobei jedoch in diesem Fall nur ein relativ kleines, südorientiertes Einzugsgebiet mit Kammhöhen um 2600 m SH zur Verfügung stand.

LITERATUR

- AMPFERER, O. (1904): Studien über die Inntalterrasse.- Jb.G.R.-A., 54, 91-160.
- HANTKE, R. (1983): Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Bd. 3, 730 S., Ott Verlag (Thun).
- MACHATSCHKE, F. (1934): Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales. - Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 1934, 217 - 244.
- POSCHER, G. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Quartär Blattgrenzbereich Blatt 116 Telfs und Blatt 117 Zirl.- Jb. G.B.-A., 136, in Druck.
- SENARCLENS-GRANCY, W.v. (1938): Stadiale Moränen in der Mieminger Kette und im Wetterstein.- Jb. G.B.-A., 88, 1-12.

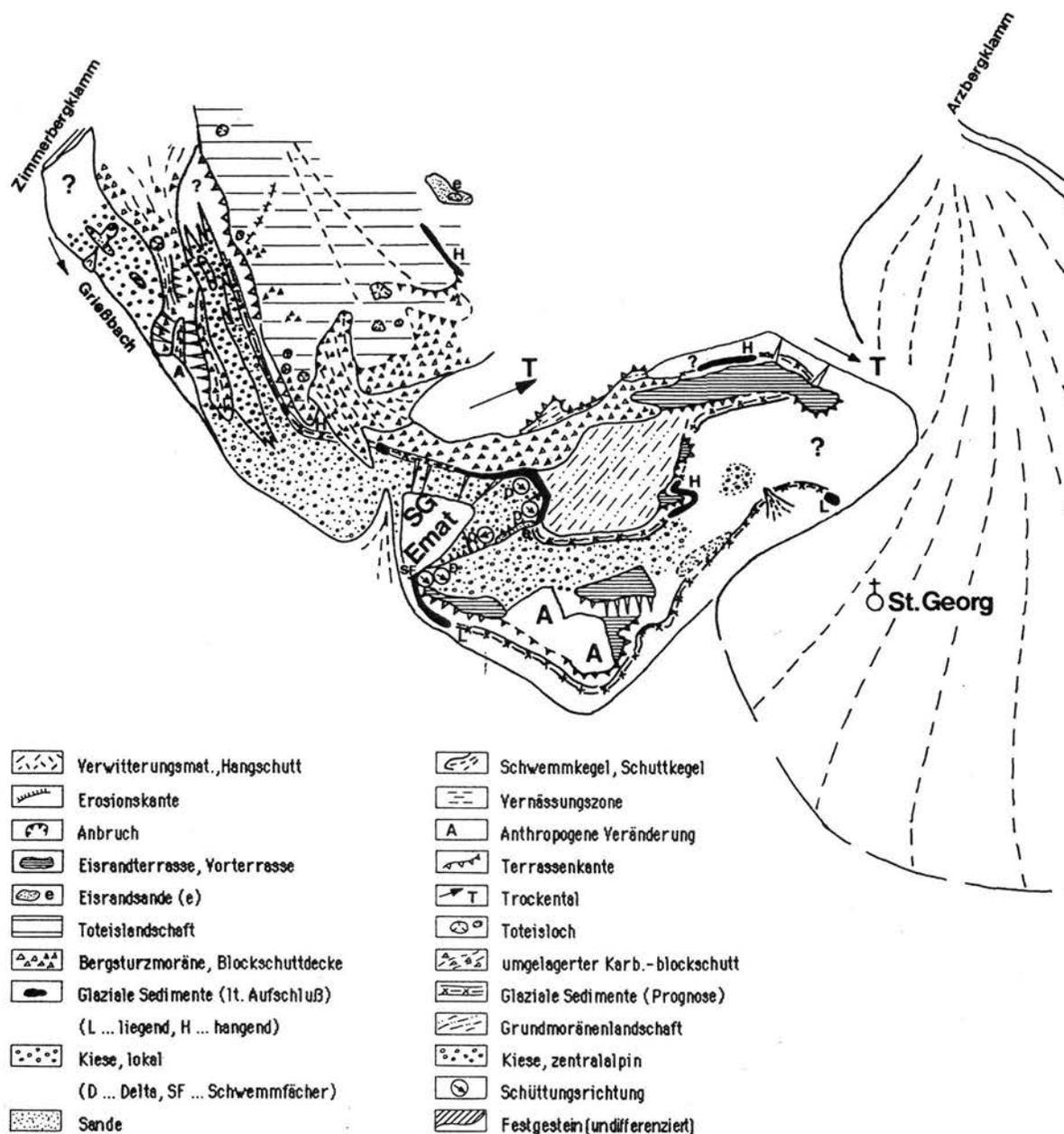


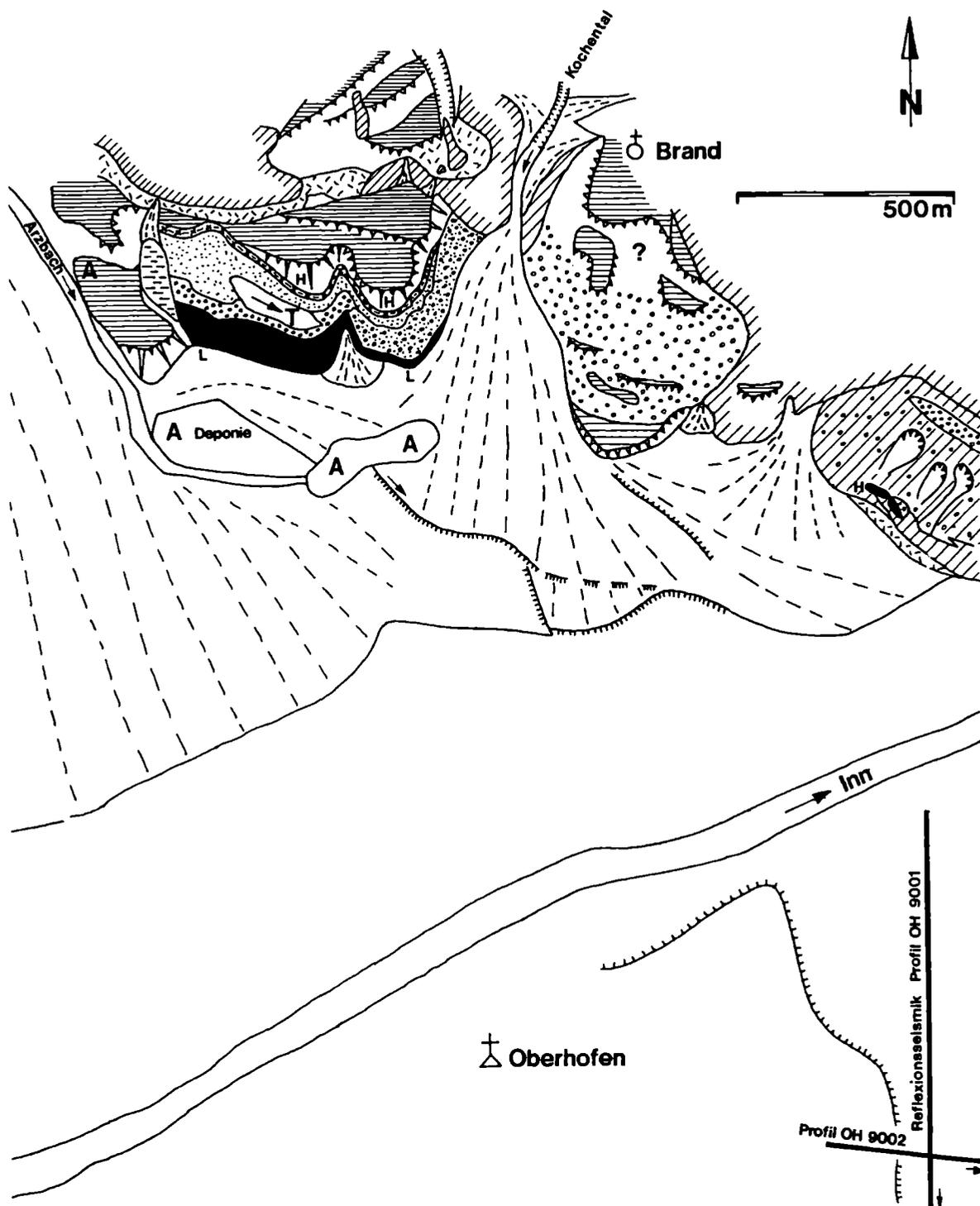
Abb. 1 Vereinfachte quartärgeologische Karte der Innaltterrasse nördlich von Telfs (Vorabzug)

Haltepunkte 2.a, b und 3.a, b DER TSCHIRGANT - BERGSTURZ

G.PATZELT & G. POSCHER (ÖK 50 / Blatt 146 Ötz)

Der Bergsturz vom Tschirgant in der Ötzalmündung ist nach HEUBERGER (1975) auf das Zungenende des gschnitzstadialen Ötzalglätschers abgegangen und vom Eis noch etwas talwärts transportiert worden. Zu dieser Auffassung führte die vielfach zu sehende Vermengung von kristallinem Moränen- mit Bergsturzmateriale (Bergsturzmoräne) und geomorphologische Kriterien. Das Gschnitz - Stadium endete vor der böllingzeitlichen Erwärmung vor mehr als 13.000 Jahren v.h., das Bergsturzeignis wurde daher geringfügig älter eingestuft.

EXKURSION D



Neue Aufschlüsse, Altersdatierungen und sedimentologische Befunde zeigen, daß die Bergsturzmasse keinen Kontakt mit Gletschern hatte und daß sich der Sturz im jüngeren Postglazial ereignete. Die Befunde, die zu dieser neuen Sicht führen, sind nachstehend kurz zusammengefaßt und werden an einzelnen Exkursionspunkten ausführlich erläutert (Abb. 2, 3).

Im Zuge des Bergsturzereignisses wurden vom Tschigantfuß und von der Inntalsole glaziale Sedimente, Innschotter, aber auch Sedimente aus dem Mündungsbereich der Ötztaler Ache in die Bergsturzmassen aufgenommen.

Die Hauptmasse des jüngsten Bergsturzes steht als postglaziale Ablagerung mit einem ^{14}C -Alter von rund 2900 Jahren (ca 1050 v.Chr) nicht mit dem Ötztalgletscher in Verbindung.

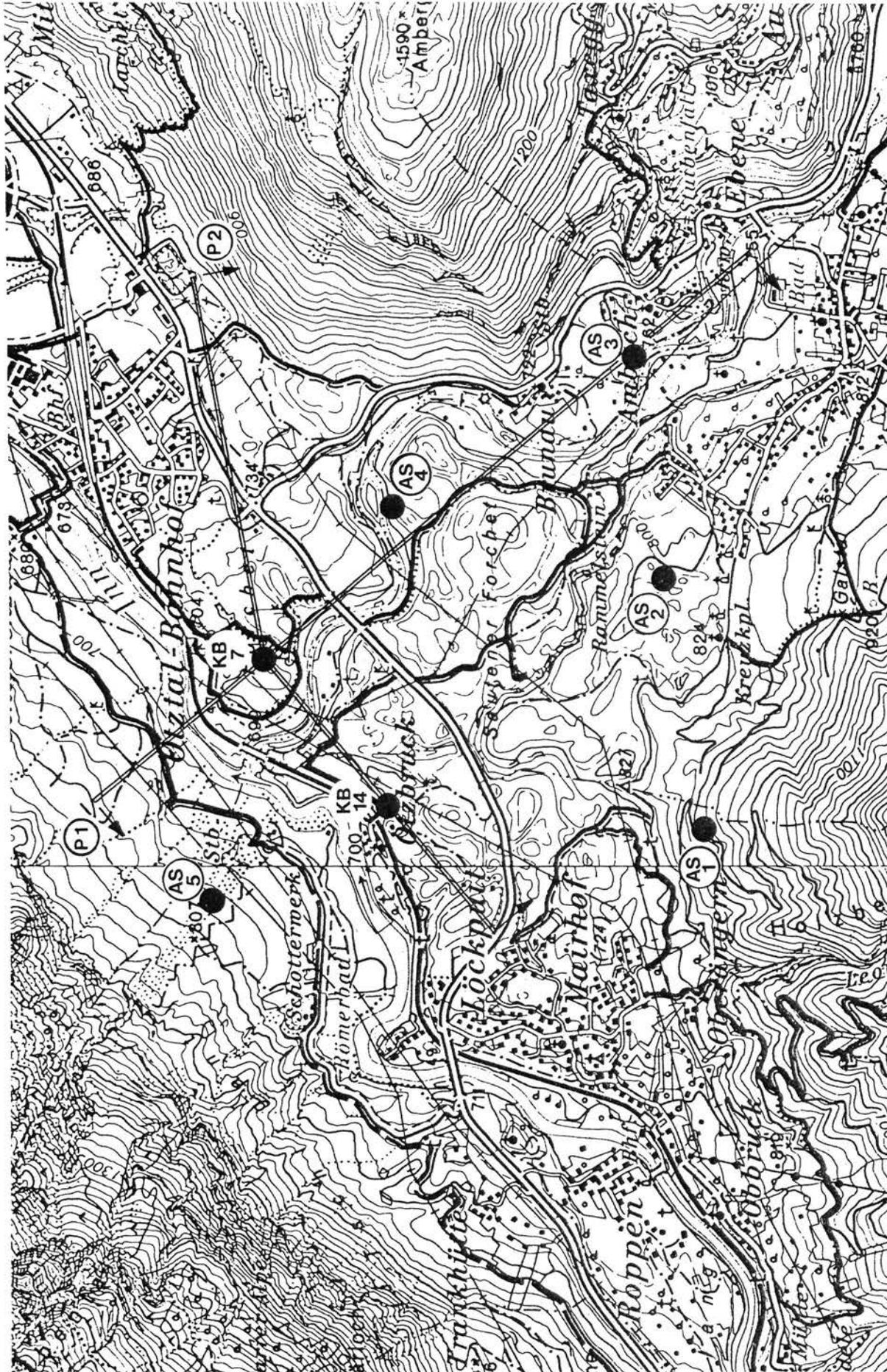


Abb. 2 Ötztalmündung – Lage der Schlüsselstellen AS 1-5, Kernbohrungen KB, Profile P1 und P2

Im Exkursionsführer werden 5 Lokalitäten (Aufschlüsse AS 1 - 5 in Abb. 2) näher erörtert. Die Aufschlüsse 1 und 2 sind nicht mehr existent, werden aber aufgrund ihrer Bedeutung kurz gewürdigt.

Im Rahmen der Exkursion werden folgende Lokalitäten vorgestellt (Abb.2):

Haltepunkt 2 a: Übersichtspunkt yum Tschirgant - Bergsturz unmittelbar nördlich der Bundesstraßenbrücke/ Ötztaler Ache (Ostufer)

Haltepunkt 2 b: Spaziergang von der Bundesstraßenbrücke (Westufer) zum Aufschluß AS 4

Haltepunkt 3 a: Spaziergang von Ambach zur Erosionsböschung der Ötz (Ostufer) mit Blick auf die Ausbruchsnische des Bergsturzes (der Ausblickspunkt liegt auf berggestürzten Raibler Schichten, die ca. 4,5 km nördlich in der Tschirgantwand als bräunliches Band anstehend verfolgt werden können)

Haltepunkt 3 b: Profilabfolge an der Erosionsböschung im Bereich Aufschluß AS 3

Befunde und Diskussion

Aufschluß AS 1: "Boden von Roppen"

Ein aus Dolomit-Blockschutt bestehender Wall hat an dieser Lokalität eine am Hang entwickelte podsolige Braunerde überlagert, die H. HEUBERGER 1968 - 70 mehrfach aufschließen ließ. Der Boden enthielt Holzkohle, die 14C-Daten von 2820 ± 110 BP (VRI-190) und 3230 ± 90 BP (VRI-144) ergeben haben. Die Ergebnisse wurden als durch Verunreinigung verfälscht angesehen, weil der hangende Wall seinerzeit als eine Seitenmoräne des gsnitzzeitlichen Ötztalglatschers interpretiert wurde.

Die neuen Datierungen aus den Aufschlüssen AS 2, 3 und 5 legen nahe, daß die Daten aus dem Boden von Roppen das Bergsturzeignis zeitlich richtig festlegten. Die seinerzeit durchgeführte Pollenanalyse des Bodens durch S. BORTENSCHLAGER / Inst. f. Botanik Univ. Innsbruck steht mit der 14C- Datierung nicht im Widerspruch, wenn man die wärmeliebenden Pollen des Spektrums nicht als Verunreinigung ausschließt. Der Wall wird nicht als Moränenform, sondern als Brandungswall des Bergsturzes interpretiert. Dafür spricht auch das schwache Gefälle des Wallverlaufes ötztaeinwärts.

Aufschluß AS 2: Schottergrube Sautens

Die Schottergrube wurde Ende der 80-iger Jahre über wenige Jahre betrieben. Im Bergsturzmaterial waren Schollen und Boudinagen von schluffreichen Flußkiesen, Sanden und Diamikten, sowie Bodenreste eingearbeitet. Nach dem Kiesspektrum entstammen die fluviatilen Sedimente ursprünglichen Innablagerungen, die der Bergsturz aufgenommen und mittransportiert hat.

Ein von Herrn W. RETTENBACHER, Sautens, unter 10 bis 12 m Überdeckung angefahrener und im Bergsturzmaterial eingelagerter Fichtenstamm ergab ein 14C-Alter von 2885 ± 20 BP (cal. BC 1095 - 1030, Hd-13298-13030). Nach Lage und Stratigraphie ist anzunehmen, daß damit das Bergsturzeignis datiert ist.

Aufschluß AS 3: Aufschluß an der Ötztaler Ache bei Ambach (Haltepunkt 3 a, b)

Im Liegenden des Bergsturzmateriels stehen fluviatile Sedimente der Ötztaler Ache an (Abb. 3). Versätze im basalen Bereich dieser Sedimente weisen auf Eiskontakt (Toteis) hin. Die Sande einer Fining-upward-Abfolge schließen im Hangenden mit Resten einer Bodenbildung ab. Holzkohle aus diesen Bodenresten ergab ein 14C -Alter von 3465 ± 45 BP (cal.BC 1880 - 1740, Hd 13299 - 13250).

Das überlagernde Bergsturzmateriel enthält basal reichlich Komponenten aus dem Einzugsgebiet des Inn, ist ansonsten jedoch monomikt und im liegenden Abschnitt mylonitisch zerrieben. In Übereinstimmung mit den 14C -Daten des Bodens von Roppen (AS 1) und des Fichtenstamms der Schottergrube Sautens (AS 2) wird in diesem Datum ein weiterer Beleg für die postglaziale Bodenbildung vor dem Bergsturzeignis gesehen.

Aufschluß AS 4: Ötztaler Ache südlich der Bundesstraßenbrücke (Haltepunkt 2 b)

An den Erosionsböschungen der Ache sind seit dem Hochwasserereignis im Jahre 1987 mehrfach allochthone fluviatile Sedimente des Inn aufgeschlossen (Abb. 3). Im Aufschluß 4 sind 3 "Taschen" mit Innschottern, die teilweise primäre Lagerungsstrukturen zeigen, in das Bergsturzmateriel eingefaltet, untergeordnet treten Sande und Diamikte auf. Die Transportrichtung ist auf den basalen Schottern der Ötz eine südgerichtete.

Aufschluß AS 5: Schottergrube Thurner in der "Breiten Mure"

Das kalkalpine Materiel des Murschwemmkegels der "Breiten Mure" liegt auf Grundmoräne des Inngletschers (Abb. 3). Bis auf vereinzelte Blöcke fehlt hier das Bergsturzmateriel. Die Grundmoräne und Bergsturzschtutt tragen Reste einer fossilen Bodenbildung mit einem Brandhorizont und Holzresten aus der Zeit nach dem Bergsturzeignis. Die 14C Datierung von Holzkohle aus diesem Brandhorizont ergab ein Alter von 2380 ± 35 BP (cal. BC 475 - 400, Hd 14357 - 14064). Das Pollenspektrum diese Brandhorizonts (Analyse K. Oeggl, Institut f. Botanik Univ. Innsbruck) weist einen Kiefernwald aus, wie er heute am Hang stockt. .

Durch das Bergsturzeignis dürfte die Grundmoränendecke am Tschirgantfuß in breiten Furchen ausgeschürft und mit diesen vermengt und transportiert worden sein. Die erhaltene Moränendecke am Fuß des Tschirgant zeigt Geschiebe- und Schwermineralspektren die das Oberinntal als Liefergebiet einschließen. Bei den "Ufermoränen des Ötztaalgletschers in der Ötztaalmündung" (Bereich Trankhütte und Ostportal Roppener Tunnel) handelt es sich demnach möglicherweise um Erosionsformen in der Grundmoränendecke des Inngletschers.

LITERATUR

- AMPFERER, O. (1916): Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntals. - Jb. Geol. B.-A., 65, 289-316.
- HEUBERGER, H. (1966): Die Ötztaalmündung (Inntal, Tirol). - Veröffent. Univ. Innsbruck, 1, 53-90.
- HEUBERGER, H. (1975): Das Ötztal. Bergstürze und alte Gletscherstände, kulturgeographische Gliederung. - Innsbr. Geogr. Studien, Bd. 2 (Exkursionsführer Tirol), 213-249.
- PATZELT, G. (1990): Tschirgantbergsturz. - Kurzfassung zur Exkursionstagung "Neue Ergebnisse der Holozänforschung in Tirol."
- POSCHER, G. (1990): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Lockersedimenten im Gebiet der Ötztaalmündung. - Kurzfassung zur Exkursionstagung "Neue Ergebnisse der Holozänforschung in Tirol."
- REITHOFER, O. (1956): Über die geologischen Aufschlüsse beim Bau der neuen Bundesstraße zwischen Haiming und Brennbichl bei Imst (Tirol). - Verh. Geol. B.-A., 1956, 256-267.

BERGSTÜRZE, SCHWEMMFÄCHER UND UMWELTPROBLEME IM ÄUSSEREN ÖTZTAL

Punkt 4 (*kein Haltepunkt, vom Bus aus zu beobachten*) **VERLANDUNGSFLÄCHEN VON NIEDERTHAI (1.538 m)** **HINTER DEM KÖFELSER BERGSTURZ**

Ortschaft Niederthai (1.538 m), östlich Umhausen im Hairlachtal

Haltepunkt 5 **ÜBERBLICK ÜBER DEN KÖFELSER BERGSTURZ UND** **DAS UMHAUSENER BECKEN, MIT DISKUSSION DER** **RADONBELASTUNG IN UMHAUSEN**

V. STINGL

(in Zusammenarbeit mit F. PURTSCHELLER, P. BRUNNER & O. ENNEMOSER)

G. PATZELT

SOWIE BEITRÄGE VON BRÜCKL & HEUBERGER,
LAHODYNSKI, LYONS & OFFICER
SURENIAN

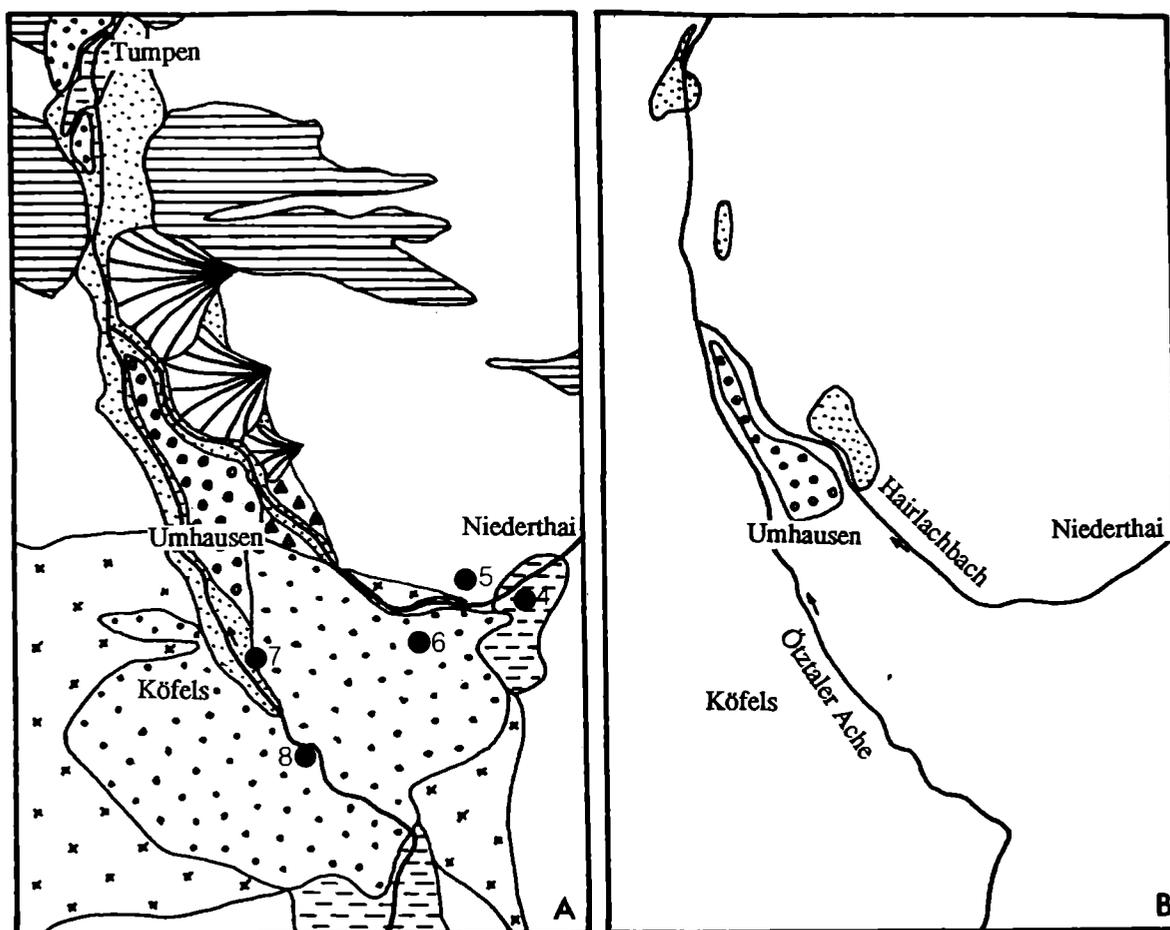
(siehe Textbeiträge im allgemeinen Teil dieses Bandes !)

Lokalität:

Niederthai - Höfle an der Ötztal Ostseite (ca. 1.520 m, Straße zum Gh. Stuibenfall); Alternative: Aussichtspunkt Stuibenfall an der Straße Umhausen (1.030 m) - Niederthai (1.538 m)

Befund und Diskussion:

Der Bereich des Umhausener Beckens ist hinsichtlich der heute vorliegenden geologisch - geomorphologischen Verhältnisse durch den postglazialen (8.710±150 Jahre vor heute) Bergsturz von Köfels und die zwei kleinen Bergstürze von Tumpen geprägt (Abb. 4). Letztere sind auf Grund des Gefälles der Oberfläche des Achen - Schwemmkegels sowie die Überlagerung durch Seesedimente wahrscheinlich gleich alt. Die Abbruchnische des mit 2 bis 3 km³ größten alpinen Kristallinbergsturzes (ABELE, 1974) oberhalb von Köfels ist deutlich zu erkennen. Durch die Bergstürze bildeten sich Seen in den dahinter liegenden Staubecken von Längenfeld, Niederthai und Tumpen, deren Verlandungsphase unterschiedlich lang gedauert hat. Während in Niederthai eine rasche Aufschotterung durch den Hairlachbach (auch Horlachbach genannt) erfolgte, blieben das Längenfelder und Umhausener Becken längere Zeit als Staubecken aktiv. In dieser Zeit der Abriegelung der Ötztales Ache, die nur zum Teil unterirdisch durch das grobblockige Bergsturzmateriale abfloß (HEUBERGER, 1975, 1977), konnten die östlichen Seitenbäche im Bereich Umhausen ihre Kegel sehr stark vorbauen. Erst mit dem Einbruch der unterirdischen Abflußwege baute die Ache den gut erkennbaren Schwemmkegel vor der Maurachschlucht auf, dessen Material ausschließlich aus der Sturzmasse selbst stammt.



-  rezentes Alluvium, Hangschutt
-  Schwemmkegel Seitenbäche
-  Schwemmkegel Ötztaler Ache
-  Schwemmkegel Hairlachbach
-  Bergsturzmasse
-  Stausedimente
-  Granodioritgneis
-  Granit- u. Augengneis
-  Paragesteine

-  <math><1000\text{Bq/m}^3</math>
-  >math>>1000\text{Bq/m}^3</math>

Geologische Skizze des äußeren Ötztales zwischen Tumpen und dem Längenfelder Becken (A) und Rn-Konzentration in Kellern von Gebäuden (B). Deutlich ist die Abhängigkeit der Konzentrationshöhe von der geologischen Position zu erkennen.

Abb. 4

Geologische Skizze des äußeren Ötztales zwischen Tumpen und dem Längenfelder Becken (A) und Rn-Konzentration in Kellern von Gebäuden (B). Deutlich ist die Abhängigkeit der Konzentrationshöhe von der geologischen Position zu erkennen.

Die Seitenkegel wurden dadurch zurückgedrängt, erst mit dem Tieferlegen der Erosionsbasis (nach Auffüllen des Tumpener Beckens) wurde der Achenkegel deaktiviert und die Seitenkegel konnten wieder vorbauen (Abb. 5.).

Die Ursache des Bergsturzes von Köfels ist bis heute nicht unumstritten. Vertretern eines vulkanischen Ereignisses als Ursache (PICHLER, 1863, HAMMER, 1924) stehen die Ansichten von z.B. SUESS, 1937, STUTZER, 1937, KURAT & RICHTER, 1972, und SURENIAN,

1988, gegenüber, die einen Meteoriteneinschlag als auslösendes Element annehmen. Beide Theorien basieren im wesentlichen auf den schon altbekannten Bimssteinfunden nahe Köfels. In neuerer Zeit werden die Gesteinsschmelzen (siehe auch Haltepunkt 7) als Produkt der Reibungshitze während des Bergsturzes interpretiert (PREUSS, 1974, ERISMANN et al., 1977, HEUBERGER et al., 1984). Als Grund für den Bergsturz ist die starke glaziale Übertiefung des Ötztales, eventuell begleitet von tektonischen Bewegungen, sehr wahrscheinlich.

Die enorme Strahlungsbelastung, der Teile von Umhausen ausgesetzt sind, wird durch das Edelgas Radon verursacht. Als Verursacher für den Lungenkrebs sind allerdings kurzlebige radioaktive Isotope, die beim Zerfall des Radon entstehen, verantwortlich, da diese im Atmungssystem angelagert werden und so die Lunge der radioaktiven Strahlung aussetzen (ENNEMOSER et al., 1993 a).

Für die Herkunft und die Verteilung des Radons ist die jüngste Talgeschichte dieses Abschnittes von grundsätzlicher Bedeutung. Wie vereinzelte Literaturhinweise und Vergleichsmessungen an ebenfalls kristallinen Bergstürzen zeigen, kann allein der hohe Zertrümmerungsgrad

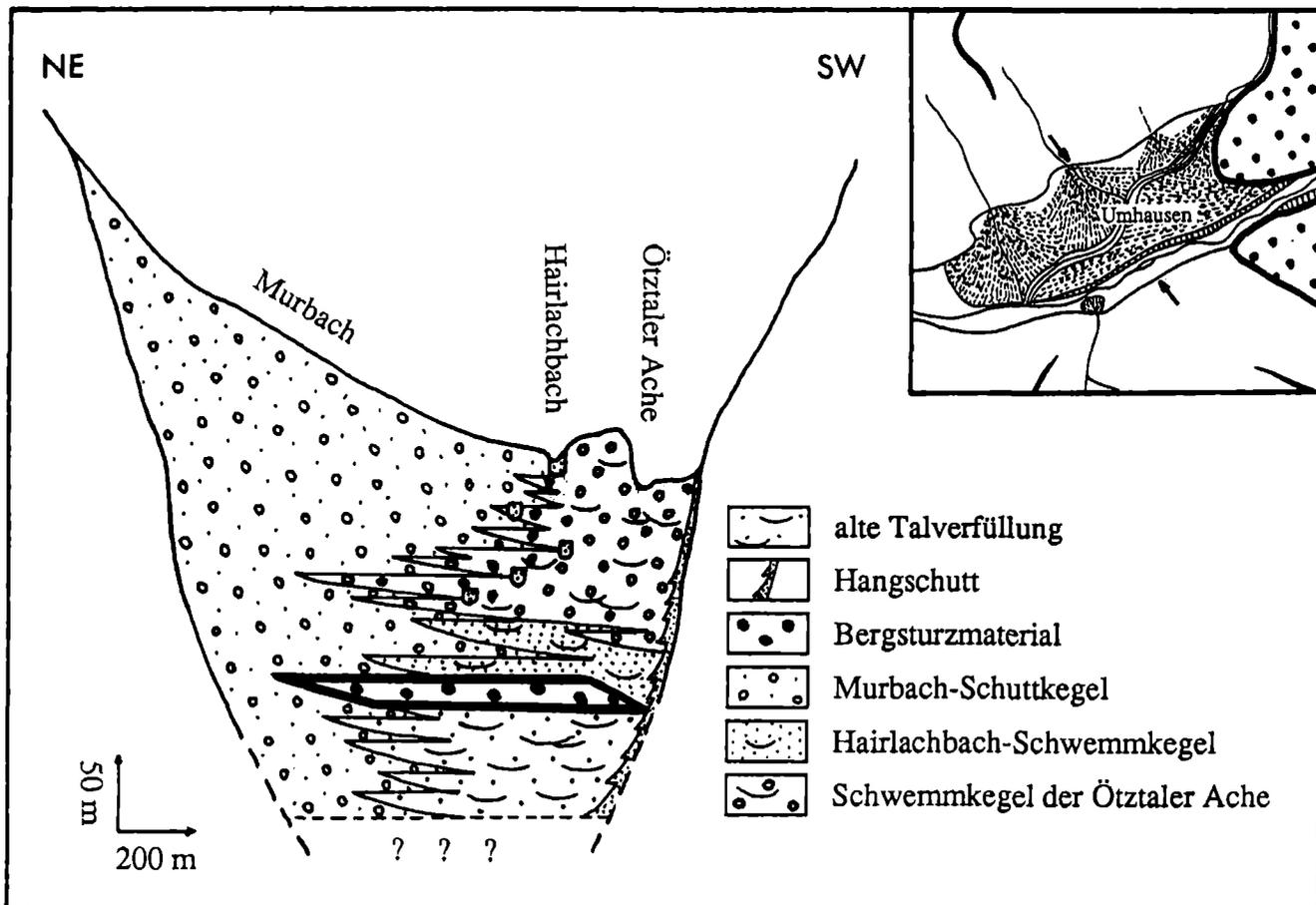


Abb. 5

Schematisierter, stark überhöhter Querschnitt des Ötztales bei Umhausen (Interpretation nach STINGL et al., 1993 a). Der Hairlachbach wurde nach dem Bergsturzeignis durch den starken Vorbau des Murbaches gegen SW gedrängt. Mit dem massiven Aufbau des Achenschwemmflächen wurde die Sedimentationstätigkeit des Hairlachbaches unterbunden. Ab diesem Zeitpunkt erfolgte nur mehr Erosion zwischen den konkurrierenden Flächen von Ache und Murbach.

von Teilen des Köfelser Bergsturzes mit einem leicht erhöhten Diffusionskoeffizienten (ENNEMOSER et al., 1993 b) für die hohe Emanation verantwortlich sein. Zusätzlich spielen die gute Wegsamkeit in grobblockigen Teilen und der hoch permeable Schwemmkegel im Vorfeld (Abb. 4) eine wichtige Rolle für die Verteilung des radioaktiven Gases (siehe STINGL et al., 1993 a, b). Gegen eine Emanation von einer Bruchlinie unter der Talverfüllung spricht nicht nur die offensichtlich recht große Mächtigkeit derselben (siehe auch HEUBERGER & BRÜCKL, dieser Band) noch dazu mit sicherlich gut abdichtenden Horizonten, sondern auch die kurze Halbwertszeit des Gases (3.82 Tage), sowie die hohe Dichte des Gases (9.73 g/l).

Von Punkt 5 entlang der Straße zum Gh. Stuibenfall und auf der Landesstraße bis zu Punkt 6, ca. 15 min. Gehzeit.

Haltepunkt 6 a

AUSSICHT AUF DIE ÖSTLICHEN TEILE DES UMHAUSENER BECKENS MIT DEN SEITLICHEN MURSCHUTTKEGELN, VERLAGERUNG DES HAIRLACHBACHES (STUIBENFALL)

V. STINGL

Lokalität:

Aussichtspunkt Stuibenfall an der Straße Umhausen Niederthai (1.515 m)

Befund und Diskussion:

Die Aussicht nach Norden zeigt die aus Paragesteinen geschütteten großen Murschuttkegel von Rainbach (=Rennebach) und Murbach, deren Fuß heute bis zum Niveau des Hairlachbaches bzw. der Öztaler Ache reicht. Letztere führen durch ihre Erosionstätigkeit letztlich zu einem stationären Verhalten dieser Seitenkegel mit einer allmählich zunehmenden Versteilung. Der kleine bewaldete Lärchbühel, der aus dem Murbachkegel aufragt, ist mit seinem grobblockigen Granitgneisschutt als Rest der Köfelser Bergsturzesmasse zu interpretieren. Für die Radonverteilung interessant ist, daß die Ortsteile von Umhausen, die auf den feinkornreichen Seitenkegeln stehen, von der Belastung nur schwach bis nicht betroffen sind, während der Rest auf dem permeablen Achenkegel z. T. extremen Konzentrationen ausgesetzt ist.

Die Verlegung des Hairlachbaches wird durch einen Stollen unterhalb Niederthai, der den Bergsturz unterfährt, belegt. Dieser Stollen fuhr die ehemalige Mündungsschlucht des Hairlachtales an, wo in den Schuttmassen unmittelbar unter dem Bergsturz Holzreste gefunden wurden, die auf 8.710 ± 150 Jahre datiert werden konnten. Durch die Trümmersmassen, die hier auf unzerrüttetem Paragneis liegen, wurde der Hairlachbach vorerst rückgestaut, bis er sich seinen heutigen Lauf graben konnte. Die 6 bis 7 m tiefe Rinne, in den letzten ca. 8.700 Jahren entstanden, endet im 150 m hohen Stuibenfall.

Haltepunkt 6 b
GROBBLOCKIGES MATERIAL DES HÖHEREN ANTEILES
DES BERGSTURZES VON KÖFELS MIT
RADONEMANATION
AUS DEN "KALTEN LÖCHERN"

V. STINGL

(in Zusammenarbeit mit F. PURTSCHELLER, P. BRUNNER & O. ENNEMOSER)

Befund und Diskussion:

Südlich der Straße liegt das Blockwerk des höheren Bergsturzanteiles, der nach dem Aufprall des tieferen Teiles an der östlichen Hangseite (Hailachalmündung) abgeschert und bis Niederthai weitergefahren ist. Zwischen den verkeilten Riesenblöcken fehlt eine feinkörnige Grundmasse, sodaß eine extrem gute Bodenluftzirkulation ermöglicht wird. Diese Bodenluftzirkulation ist an manchen Stellen deutlich als starker Luftzug spürbar ("Kalte Löcher", in denen teilweise ganzjährig Eis liegen bleibt). Mit der Bodenluft wird auch stellenweise Radon aus den tieferen Teilen des Bergsturzes, in dem die primäre Emanation stattfindet, in zeitweise hoher Konzentration an die Außenluft abgegeben, wie mit einer Messung vorgeführt wird.

Haltepunkt 7
TIEFERER TEIL DES KÖFELSER BERGSTURZES MIT
EXTREMEM ZERTRÜMMERUNGSGRAD UND MIT
GESTEINSSCHMELZEN

V. STINGL

(in Zusammenarbeit mit F. PURTSCHELLER, P. BRUNNER & O. ENNEMOSER)

Lokalität:

Sandgrube östlich der Abzweigung der Straße nach Köfels von der Bundesstraße (1.040 m)

Befund und Diskussion:

Die Sandgrube (früher Deponie) zeigt den höchsten Zertrümmerungsgrad der Bergsturzmassen. Trotz Zertrümmerung bis in den Kleinkornbereich ist der ursprüngliche Gesteinsverband zumindest aus einiger Entfernung noch zu erahnen, da sich im höchsten Teil des Aufschlusses ein Diabasgang in die ehemaligen Gneise einschaltet, der noch im ursprünglichen Verband steht. An distinkten Mylonit und Scherflächen in den Trümmern sind immer wieder Fetzen und Linsen von Gesteinsgläsern eingeschaltet, die im Gegensatz zum Bimsstein des höheren Teiles bei Köfels (Abscherhorizont des höchsten Teiles des Bergsturzes nach dem Aufprall) keine Gelegenheit zur Entgasung hatten. Ihre chemische Zusammensetzung spiegelt den Chemismus der Granitgneise wieder. Hinsichtlich der Genese der Gläser als Bergsturz - "Frik-tionit" wird v.a. auf die Arbeiten von PREUSS (1974), ERISMANN et al. (1977), sowie HEUBERGER et al. (1984) verwiesen.

Haltepunkt 8 TIEFERER TEIL DES KÖFELSER BERGSTURZES MIT GROSSCHOLLEN VON GRANITGNEIS MIT VERER- ZUNGSZONEN UND LOKAL EXTREMEN RADONEMANA- TIONEN

V. STINGL

(in Zusammenarbeit mit F. PURTSCHELLER, P. BRUNNER & O. ENNEMOSER)

Lokalität:

Maurachschlucht, ca. 150 m südlich der Betonbrücke ("Steinbrücke") an der Bundesstraße
(nördlich des Steinbruches Kitzwald)

Befund und Diskussion:

Neben den extrem zertrümmerten Zonen des Bergsturzes können in unmittelbarer Nachbar-
schaft noch kompakte, wenn auch stark zerscherte Großschollen von Granit- und Augengneis
auftreten, die nicht dem direkten Aufprall am Gegenhang ausgesetzt waren. Schon entlang der
Bundesstraße von Haltepunkt 7 zu diesem Aufschluß sind die Schollen gut erschlossen. Neben
der starken Zerschering sind deutlich braun verfärbte Brandenzonen zu erkennen, die neben
Pyrit und Kupfervererzungen auch minimalste Uranmineralisationen hydrothermalen Natur
führen können. Am Aufschlußpunkt wird eine Stelle über einer solchen Brandzone gezeigt,
die einen der höchsten Radonmeßwerte aller im Freien befindlichen und gemessenen Stellen
besitzt.

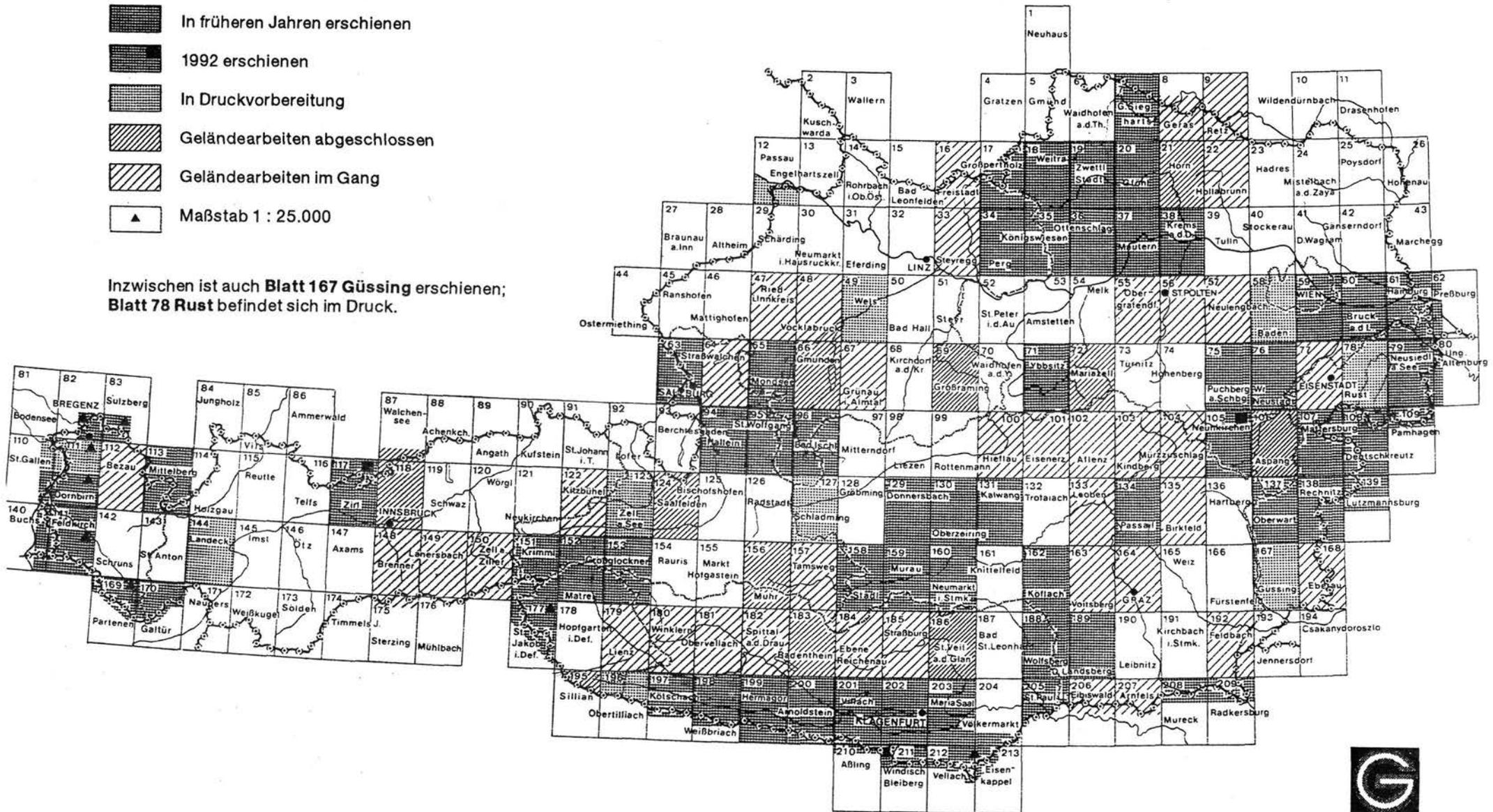
LITERATUR

- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. - *Wiss. Alpenvereinshefte*, 25, 230 S., Innsbruck.
- ENNEMOSER, O., AMBACH, W., BRUNNER, P., SCHNEIDER, P., OBERAIGNER, W., PURTSCHELLER, F. & STINGL, V. (1993 a): Unusually high indoor radon concentrations. - *Atmospheric Environment, Part A* (in press).
- ENNEMOSER, O., AMBACH, W., BRUNNER, P., SCHNEIDER, P., OBERAIGNER, W., PURTSCHELLER, F., STINGL, V. & KELLER, G. (1993 B): Unusually high indoor radon concentrations from a giant rock slide. *The Science of the Total Environment* (in press).
- ERISMANN, Th., HEUBERGER, H. & PREUSS, E. (1977): Der Bimsstein von Köfels (Tirol); ein Bergsturz - "Friktionit". - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 24, 67-119.
- HAMMER, W. (1924): Über das Vorkommen jungvulkanischer Gesteine im Ötztal (Tirol) und ihr Alter. - *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math. naturwiss. Kl., Abt. I*, 132, 329-342, Wien.
- HEUBERGER, H. (1975): Das Ötztal. - *Innsbr. Geogr. Studien*, 2, 213-249, Innsbruck.
- HEUBERGER, H. (1977): Zur Gletscher und Landschaftsgeschichte. - in: Böden des inneralpinen Trockengebietes in den Räumen Oberes Inntal und Mittleres Ötztal (Bericht über eine Exkursion der ÖBG im Jahr 1971). - *Mitt. d. Österr. Bodenkundl. Ges.*, 18/19, 1023, Wien.
- HEUBERGER, H. & BRÜCKL, E. (1993): Reflexionsseismische Messungen am Bergsturz von Köfels. - in diesem Band.
- HEUBERGER, H., MASCH, L., PREUSS, E. & SCHRÖCKER, A. (1984): Quaternary landslides and rock fusion in Central Nepal and in the Tyrolean Alps. - *Mountain Research and Development*, 4, 4, 345-362.
- KURAT, G. & RICHTER, W. (1972): Impaktite von Köfels. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 17, 23-45, Wien.
- PICHLER, A. (1863): Zur Geognosie Tirols. II. Die vulkanischen Reste von Köfels. - *Jb. K. K. Geol. R.A.*, 13, 591-594, Wien.
- PREUSS, E. (1974): Der Bimsstein von Köfels im Ötztal/Tirol die Reibungsschmelze eines Bergsturzes. - *Jb. Ver. zum Schutze der Alpenpflanzen und Tiere*, 39, 11 S., München.
- STINGL, V., PURTSCHELLER, F., BRUNNER, P. & ENNEMOSER, O. (1993 a): Bergstürze, Schwemmfächer und Radonverteilung im äußeren Ötztal (Tirol, Österreich). - *Geologica et Palaeontologica, Kurzfassungen "Sediment '93"*, 85-86, Marburg.
- STINGL, V., PURTSCHELLER, F., BRUNNER, P. & ENNEMOSER, O. (1993 b): Bergstürze, Schwemmfächer und Umweltprobleme im äußeren Ötztal von vor 8.000 Jahren bis heute. - *dieser Band*.
- STUTZER, O. (1937): Die Talweitung von Köfels im Ötztal/Tirol als Meteorkrater. - *Ztschr. Dtsch. Geol. Ges.*, 88, 523-525, Hannover.
- SUESS, F. E. (1937): Der Meteorkrater von Köfels bei Umhausen im Ötztale, Tirol. - *N. Jb. Min., Geol. u. Paläont., Abh.*, 72, Beil.Bd., Abt. A, 98-155, Stuttgart.
- SURENIAN, R. (1988): Scanning electron microscope study of shock features in pumice and gneiss from Köfels (Tyrol, Austria). - *GPM Innsbruck*, 15, 135-143, Innsbruck.

Stand der Kartierung Ende 1992

-  In früheren Jahren erschienen
-  1992 erschienen
-  In Druckvorbereitung
-  Geländearbeiten abgeschlossen
-  Geländearbeiten im Gang
-  Maßstab 1 : 25.000

Inzwischen ist auch **Blatt 167 Güssing** erschienen;
Blatt 78 Rust befindet sich im Druck.



Anhang

Aus verschiedenen Fremdenverkehrsprospekten und aus: G. AMMANN et al. (1980): DEHIO-Handbuch: Die Kunstdenkmäler Österreichs: Tirol.- (Anton Schroll Verl.) Wien wurde im folgenden ein kurzer Auszug zur Geschichte, Besonderheiten und einigen der wichtigeren Bauwerke im Tiroler Oberland zusammengestellt.

KURZE GESCHICHTE TIROLS

In Tirol und im Tiroler haben sich Eigenheiten und Selbstbewußtsein erhalten, die sie von anderen klar unterscheiden. Die Schwierigkeiten der Natur haben bewirkt, daß das Land spät besiedelt wurde, dafür aber einen widerstandsfähigen Menschenschlag erhielt, der um das Jahr 1000 vor Christi mit dem Bergbau und der Kupferverarbeitung im damaligen Europa Bedeutung errungen hatte. Seit damals steht in der Landwirtschaft die Viehzucht an erster Stelle und der Tiroler hat sich durch die Erschließung der Almgebiete auch im Gebirge einen Lebensraum erobert.

Für die Römer (um Christi Geburt) war Tirol mir Durchzugsland ihrer Fernstraßen und von den Völkerzügen der wandernden Germanen haben sich erst um 600 die Bajuwaren im Land niedergelassen. Seit Karl der Große das Römische Reich wiederhergestellt hatte, war Tirol das Land der Straßen und Pässe zwischen Italien und Deutschland. Die den Kaisern und Kaufleuten am Herzen liegenden Straßen halfen mit zur Errichtung eines eigenen Territoriums,

der "Grafschaft im Gebirge", die unter Herzog Meinhard II. um 1270 ein selbständiges Glied des Reiches wurde und nach der Burg bei Meran den Namen Tirol erhielt. Seit 1363 verband sich das Schicksal Tirols mit dem Österreichs, dessen weit nach Westen vorgeschobener Wachposten es war. Die Schwierigkeit der Landwirtschaft im Gebirge und die Verteidigung der Pässe ließ schon im 13. Jahrhundert einen freien Bauernstand entstehen, der an den politischen Entscheidungen mitwirkte und voll bewaffnet war.

Seine Glanzzeit erlebte Tirol um 1500 unter Kaiser Maximilian I., der die Grenzen des Landes bis an den Gardasee, Kufstein und Lienz erweiterte und in Innsbruck eine große Residenz errichtete. Der blühende Bergbau auf Silber und Kupfer machte Tirol zu einem der wohlhabendsten Länder des Reiches und zur Finanzquelle des im Aufbau begriffenen habsburgischen Weltreiches. In den folgenden Jahrhunderten mußte das Land oft um seine Freiheit und Unabhängigkeit kämpfen, so 1546 gegen den Schmalkaldischen Bund, 1632 gegen die Schweden, 1703 gegen die Bayern und 1796 bis 1809 gegen die Truppen Napoleons.

Die Leistungen der Tiroler Schützen unter Andreas Hofer und die Schlachten am Bergisel im Jahre 1809 sind als Widerstand eines ganzen Volkes gegen militärische Unterdrückung ein Teil der europäischen Geschichte geworden.

Sogar die Revolution von 1848 verlief in Tirol, wo man die Freiheit nie verloren hatte, in ruhigen Bahnen. In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts begann mit dem Fremdenverkehr ein neuer wirtschaftlicher Aufschwung, der die Verödung der Straßen durch die Eisenbahn überwinden half. Der erste Weltkrieg 1914 bis 1918 unterbrach diese Entwicklung und machte das Land an seiner Südgrenze zum Kampfgebiet. In den Bergen der Dolomiten und des Adamello konnten die Tiroler unter Einsatz aller wehrfähigen Männer jeden Angriff abschlagen. Politische Entscheidungen teilten aber 1918 das Land durch die Grenze am Brenner. Das Bundesland Tirol hat trotzdem seine Schwierigkeiten gemeistert und steht heute im Fremdenverkehr an der Spitze der österreichischen Bundesländer.

FLIRSCH

Pfarrkirche zum hl. Bartholomäus, urkundlich 1385 erwähnt, Neubau 1482, zweimal erweitert.

GRINS bei Landeck

Gemeinde, im Stanzertal. Eng gebautes Hausendorf (Außendorf, Innendorf) zu beiden Seiten des durch eine Schlucht fließenden Mühlbaches, auf einer nach S gestuft abfallenden Terrasse in rund 1000 m Seehöhe, im Tal am li. Ufer der Sanna der Weiler Graf.- Überwiegend Paarhöfe; die zur Gänze gemauerten Wohnhäuser sind zuweilen realgeteilt und haben Mittel- oder Seitenflur-, seltener Eckflurgrundriß, häufig gemauerte Freitreppen in das Wohngehöf. Nach verheerendem Brand 1945 wurde das Dorf bis 1948 in alter Form wieder aufge-

baut. Grins urk. 1288, im Mittelalter Stützpunkt der Fuhrleute vor dem Anstieg zum Arlbergpaß. Wohl wegen seiner Tuffsteinbrüche ab 1460 Sitz einer Bauhütte.- Am Eichenbühel unmittelbar im S der Ortschaft Trockenmauerzüge, Terrassierungen und Wallreste einer mittelalterlichen Wehranlage.

Pfarrkirche zum hl. Nikolaus, 1439 an dieser Stelle eine Kapelle genannt, jetzige Kirche 1788 geweiht.

IMST

Geschichte: Als eines der ältesten Ortsnamen Tirols wird Imst bereits 763 als "Oppidium Humiste" hervorsprudelnde Quelle - urkundlich erwähnt. Später entwickelte sich daraus der Stadtname. Im Jahre 1190 kam das Gebiet an die Hohenstaufen. Der letzte Herrscher war Konradin. Er vermachte den Besitz 1266 seinem Schwiegervater Meinhard von Tirol. Dieser erhob Imst 1282 zum Markt. In der Folge wechselten sich verschiedene Adelsgeschlechter in der Pfandherrschaft über das Gebiet ab. Imst blieb aber über Jahrtausende der Verwaltungsmittelpunkt sowie Sitz der Hoch- und Berggerichtsbarkeit. Die rege Handelstätigkeit und die Blüte des Berbaues brachten dem Ort im 15. und 16. Jhd. großen wirtschaftlichen Aufschwung. Im 19. Jhd. mußte die Stadt eine wirtschaftliche Krise durchmachen. Der Bergbau stagnierte, der Anschluß an die 1881-1884 erbaute Arlbergbahn erfolgte ziemlich spät. Auch der große Stadtbrand von 1822 machte Imst schwer zu schaffen. Im Jahre 1898 wurde Imst dann zur Stadt erhoben. Der zunehmende Tourismus brachte wieder wirtschaftlichen Aufschwung. Imst zählt heute zu den bedeutendsten Zentren Tirols.

Geographie und Verkehrslage: Imst liegt am oberen Lauf des Inns an der Einmündung des Gurltales in das Inntal. Hier kreuzen sich wichtige Verkehrswege, wie die Inntalstraße sowie die Straßen zum Fernpaß und in das südlich gelegene Pitztal. Imst umfaßt 114 km², zählt 7500

Einwohner, die Seehöhe beträgt ca. 830 m, durch die südliche Hanglage ergeben sich Differenzen nach oben und unten.

Klima: Imst wird als das Meran Nordtirols bezeichnet. Durch die 7 km lange Mauer der Heiterwand gegen Norden geschützt, zeichnet sich die Stadt durch ein für diese Breiten mildes Kleinklima aus. Das bedeutet vor allem im Winter lange Sonnenscheindauer. Ein Beweis dafür ist die Eiche, ein sehr wärmeliebender Baum, der bis auf eine Höhe von 900 m wächst. Der Raum Imst gehört zu den inneralpinen Trockentälern. Die Niederschlagsmenge reduziert sich hier im Vergleich zur Alpennordseite auf rund die Hälfte.

Flora / Fauna: Hinsichtlich der Pflanzenwelt sind im Gebiet von Imst zwei Bereiche interessant. Das Gurgltal (mit dem Piger) ist ein Feuchtgebiet von überregionaler Bedeutung. Besonders wertvoll sind die Niedermoore und Feuchtwiesen. Hier finden sich insgesamt 33 verschiedene Orchideenarten, Wollgras, Prachtnelken und Heilpflanzen wie der Fieberklee und der Lungenenzian. Die alpine Flora läßt sich sehr eindrucksvoll im Einzugsgebiet des Liftes erkennen. Kleinwüchsige, teilweise behaarte und sehr farbenprächtige Pflanzen wie der stengellose Enzian, des Kohlröserl, die bärtige Glockenblume und der Platenigel beweisen die Vielfalt. Für diese Pflanzen gibt es Pflückbeschränkungen. Auch die Fauna im Raum Imst ist sehr vielfältig. Hervorzuheben ist der ungeheure Vogelreichtum. Die Landschaft des Gurgltales - Baumgruppen, Hecken, Büsche, Auwaldreste und Feuchtbiotope - schaffen ideale Voraussetzungen für Brut- Zugvögel. Hier sind selbst Graureiher, Wasseramseln, Sumpfrohrsänger und Goldammern noch zu beobachten. Als Besonderheit wird auch das isolierte Vorkommen eines kleinen alpinen Skorpions gesehen. Die nachtaktiven, unter Naturschutz stehenden Tiere sind im mittleren Gurgltal und auf den trockenen Südhängen des Antelberges beim Dollinger zu beobachten.

Brauchtum: Die Imster haben seit eh und je auf alte Bräuche viel gehalten. Das große Interesse und das gemeinsame Festhalten am

Brauchtum und dessen Pflege hat die Imser Fasnacht, insbesondere das Schemenlaufen, fast überall auf der Welt bekannt gemacht. Heute zählen zur Imster Fasnacht neben dem alle vier Jahre stattfindenden Schemenlaufen auch das Auskehren und die Buabefasnacht. Das Schemenlaufen ist der Höhepunkt des fasnachtlichen Brauchtums. So wie in allen Fasnachten findet auch hier der Wechsel der Jahreszeiten, der Übergang vom Winter zum Frühling, also die Wiedererneuerung der Natur, besondere Beachtung. Winter und Frühling werden durch die beiden Hauptfiguren Roller und Scheller symbolisiert. Neben Hexen- und Bärenwagen sind beim Schemenlaufen auch noch viele andere Wagen zu sehen.

LADIS

Pfarrkirche zum hl. Martin, Neubau 1831, klassizistisch; Deckenbilder von Johann Kärle, 1879.

Burgruine Laudeck, 13. Jahrhundert, über dem Dorf

Gut erhaltenes Dorf mit zum Teil gotischen, rätomanischen Bauernhöfen mit reicher Architekturmalerei aus dem 16. und 17. Jahrhundert (z.B. Stockerhaus).

Obladiser Sauerbrunn, erdig- sulfatischer Säuerling.

Schwefelquelle: erdig- alkalische Schefelquelle mit 1,5 Mache-Einheiten.

LANDECK

Der politische Bezirk Landeck besteht heute aus 30 Gemeinden und umfaßt das Talbecken von Landeck - Zams, Schönwies, das Stanzer Tal bis zum Arlberg, das Paznauntal bis zur Bielerhöhe, das Kaunertal und das "Obere Gericht" von Landeck bis zum Reschenpaß bei Nauders.

Einige Gebiete des Bezirkes Landeck dürften schon seit etwa 3500 Jahren bewohnt sein. Die ältesten Funde reichen bis in die Jungsteinzeit zurück. Aus der Bronzezeit (1800 bis 1200 vor Christus) hat man Gebrauchs- und Schmuckgegenstände bei Ried, Grins, Stanz, Zams und Perjen gefunden. Die Zeit der Urnenfeldgräber (ältere Hallstattkultur, Beginn der Eisenzeit, 1200 bis 800 v. Chr.) hat in Stanz, Perjen, Ladis, Pfunds und Flirsch Spuren hinterlassen. Die Häufung von Funden aus der Hallstattzeit (800 bis 600 v. Chr.) und der La- Tène- Zeit (500 bis 15 v. Chr.) - am bemerkenswertesten ist das Prunkmesser von Zams- Kronburg - könnte darauf hindeuten, daß um das heutige Landeck eine Werkstatt solcher Kleinkunst bestand.

15 v. Chr. besetzten die Römer die Alpen; Münz- und Inschriften zeigen, daß durch das "Obere Gericht" über den Reschenpaß eine wichtige Durchzugsstraße bestand. Sie war ein Zweig der "Via Claudia Augusta" über Reschen- und Fernpaß nach Castra Aufusta, dem heutigen Augsburg.

Nach dem Ansturm der Germanen und dem Untergang des Römischen Weltreiches zählen die zerstörten Reihengräber von Zams (vermutlich 8. Jahrhundert nach Christus) zu den ältesten Zeugen der im Bereich Landeck nur langsam Fuß fassenden Bajuwarischen Siedler. Aus ihrer Zeit stammen die ersten urkundlichen Belege.

Ortsnamen, deren Wurzeln aus der vorrömischen Zeit stammen dürften (die Veneta- Illyer siedelten ab 1200 v. Chr. hier oder hatten zumindest Weidegründe): Saur, Perjen, Zams, Trams, Stanz, Grins, Fliess, Prutz, Ladis, Törens, Nauders. Es ist anzunehmen, daß mitten unter den Illyern eine begrenzte keltische Besiedelung im Gebiet des heutigen Landeck bestand. Angedair könnte vom keltischen ankato = der Haken herrühren und demnach Ort an der Talbiegung heißen. Perjen von keltisch briva = Brücke stammen, auch Gallugg, Gallmig, Trisanna und Sanna könnten keltischen Ursprungs sein.

Nach der römischen Besetzung ging die Sprache der Rätio- Illyrer in Verbindung mit dem Lateinischen in das Rätoromanische über, das bis 800 nach Christus gesprochen wurde. Die

rätoromanische Sprache, wie sie heute noch im benachbarten Schweizer Engadin gesprochen wird, hielt sich in Nauders und im Obersten Vinschgau in Südtirol bis ins 16. Jahrhundert.

Der Großteil der Orts-, Weiler- und Flurbezeichnungen im Bezirk Landeck wurzelt daher in der romanischen Sprache: zum Beispiel Perfuchs, Faggen, Kauns, Serfaus, Pfunds, Tobadill, Pians, Flirsch, Schnann, Pettneu.

Das Paznauntal ist besiedlungsgeschichtlich ein interessanter Ausnahmefall: Wohl auf Grund der Abgeschiedenheit wurde das obere Paznaun (vom Weiler Ebene bei Ischgl bis Wirl bei Galtür) erst im 9. Jahrhundert n. Chr. von Rätoromanen aus dem Engadin besiedelt. Es war ein sehr walddreieiches Tal, in dem vier Seen lagen: bei See, Ischgl, Mathon und Galtür. Die Rätoromanen aus dem Engadin hatten im oberen Paznaun zuerst nur Almen, rodeten dann und bauten Höfe zur ständigen Ansiedlung. Die Verbindung nach dem Süden in die Schweiz (v. a. über den Fimbapaß) blieb jahrhundertlang bestehen bis in unsere Zeit.

Seit 1978 bildet z. B. der Silvretta- Großraum, der das Nordtiroler Ischgl und das Schweizer Samnaun umfaßt, die erste grenzüberschreitende "Skischaukel" Österreichs. Das untere Paznaun, das noch walddreicher und unwirtlicher war, wurde vom Engadin aus erst nach dem etwas freieren oberen Tal besiedelt, mit vielen Weilern, die weit zerstreut auf steilen Berghängen liegen - der Talboden mit dem reißenden Trisanna- Bach war lange Zeit unbesiedelbar. Langesthei und Kappl wurden vom Stanzer Tal aus besiedelt. Die Gegend am Eingang des Paznauns (Gemeinde See) wurde vom Oberen Gericht aus (Serfaus, Fiss, Ladis) besiedelt. Heute noch treiben die Serfauser und Fisser ihr Almvieh über die Käme auf die Paznauner Seite.

Die Besiedelung erfolgte im Großraum Landeck zuerst auf den Terrassen und höherliegenden Schwemmkegeln. In den Talboden und die untersten Hänge wagte man sich erst später. Als ergiebigste Besiedlung zählt die Niederlassung bajuwarischer und alemannischer Siedler. Während das Gebiet westlich des Arlbergs rein alemannisch und östlich von Imst fast rein bajuwarisch besiedelt wurde, hat das

in der Mitte liegende Gebiet um Landeck an beiden Stämmen Anteil.

Der stärkste Besiedlungsschub erfolgte zwischen 800 und 1200. Es wurde viel Wald gerodet, und es entstanden die für die Bajuwaren typischen Einzelhöfe und daraus sich entwickelnde Weiler, während die enggeschlossenen Haufensiedlungen typisch romanischen Ursprungs sind. Durch das Erbrecht der Güterteilung wurde die Siedlung weiter verdichtet und die Häuser oft kompliziert verschachtelt. Um 1300 ließen sich im Paznauner Obertal die alemannischen Walser (aus dem Wallis), bekannte Viehzuchtspezialisten, nieder und verschmolzen sich im Laufe der Jahrhunderte mit den dortigen Rätomanen. Gewisse Mundartausdrücke des oberen Paznauns erinnern heute noch an die Walser. Auch im Kaunertal finden sich ihre Spuren. Mit der Niederlassung der Walser war die Hauptbesiedlung des Tiroler Oberlandes abgeschlossen.

Um 1300 sind u. a. aus der Landecker Gegend urkundlich genannt: Stanutz (Stanz), Prufusse (Perfuchs), Andeyr (Angedayr), Zams, Ripa (Rifenal) und Troums (Trams). Der Name Landeck findet sich aus der zweiten Hälfte des 13. Jahrhunderts als Benennung für die Burg, die zwischen 1200 und 1250 als Gerichtssitz erbaut worden war. Die nahegelegene Siedlung Andeyr (Angedayr) wurde auch als Landeke bezeichnet. Aber erst 1900 wurden Perfuchs, Perjen und Angedair zur heutigen Gemeinde Landeck vereinigt, die dann 1923 zur Stadt erhoben wurde.

Das Oberland wird durch auffällig viele Burgen geprägt. Sie waren seit dem Mittelalter meist Sitz der Richter und Pfleger der drei Bluts- oder Hochgerichte des Bezirkes Landeck. Die bekanntesten Burgen sind Schloß Landeck, heute ein bedeutendes Bezirksmuseum, Burg Schrofenstein und die Kronburg bei Landeck; Schloß Wiesenberg über dem Eingang ins Paznauntal; Bidenegg bei Fliess; Bernegg bei Kauns, Laudegg bei Ladis; Sigmundried bei Ried, die Feste Sigmundsegg bei Altfinstermünz und Schloß Naudersberg.

Das 14. Jahrhundert ist in der Geschichte der Landecker Gegend als Katastrophenjahrhundert vermerkt: 1338 und 1341 fraßen riesige

Heuschreckenschwärme die Fluren kahl; die Geißel Pest wütete von 1348 bis 1350 und reduzierte die Bevölkerungszahl bis auf ein Sechstel. Noch einmal dezimierte die Pest im Oberen Gericht die Dorfbewohner. Zwischen 1634 und 1636. Sie war von durchziehenden Soldaten im Dreißigjährigen Krieg eingeschleppt worden.

Die größte Katastrophe der neuen Zeit suchte am 25. November 1945 die Terrassensiedlung Grins heim: ein Großbrand machte mit einem Schlag 73 Familien obdachlos. Die Aufbauarbeit zu dem schmucken Dorf, das Grins heute wieder darstellt, schildert der damalige Bürgermeister Albert Nöbl im 1980 erschienenen Büchlein "Grins- Großbrand und Wiederaufbau" (Tyrolia - Verlag).

Im Spanischen Erbfolgekrieg erlangte die Pontlater Brücke über den Inn nördlich von Prutz Berühmtheit, an die heute noch ein Denkmal erinnert: Am 1. Juli 1703 zerrieben bei der Engstelle von Pontlatz Oberländer Landstürmer eine bayrische Abteilung von 300 Mann mit Geschossen und Steinlawinen vom "Gachen Blick" bei Fliess, nur wenigen blieb das gnädige Schicksal der Gefangenschaft. Geschenke und besondere Rechte waren der Dank von Kaiser Leopold an die tapferen Männer aus dem Gericht Landeck. Das Beispiel der Oberländer bei Pontlatz bildete den Auftakt zur Befreiung Tirols von bayrischer Herrschaft. Auch in den Befreiungskriegen von 1809 unter Andreas Hofer zeichneten sich die Oberländer durch besonderen Wagemut aus, die Pontlatzer Brücke wurde am 8. August erneut zu einem "bayrischen Waterloo" mit großen Verlusten.

Der Siedlungsboden im Oberland hatte jahrhundertlang ausgereicht, im 16. Jahrhundert kam es jedoch zur Überbevölkerung, der Boden konnte so viele Menschen nicht mehr genügend ernähren. So war im 17. Jahrhundert in den meisten Dörfern des Bezirkes Landeck die Zuwanderung verboten und viele Einheimische mußten als Handwerker und Arbeiter in die Fremde ziehen. z.B. wanderten 1623 ganze Familien nach Ober- und Niederösterreich und nach Süddeutschland aus. Bis in unser Jahrhundert hinein mußten Kinder nach Süddeut-

schland in die Arbeit zum Viehüten ziehen (die sogenannten "Schwabenkinder").

Die im trockenen Oberland bis ins 20. Jahrhundert stark ausgebaute künstliche Bewässerung (über "Waale" = Kanäle, Wassergräben) war notwendig, um bei dem großen Bevölkerungsdruck den Ertrag des Bodens zu steigern und damit mehr Menschen ernähren zu können. Ein großer Teil des bäuerlichen Arbeitsjahres wurde früher von der künstlichen Bewässerung geprägt.

Neben der Landwirtschaft (besonders für den Kornbau bot das niederschlagsärmste Gebiet Tirols, das Obere Gericht, mit nur 600 bis 700 mm Jahresniederschlag sehr gute Voraussetzungen, daher sind die steilen Hänge in diesem Gebiet häufig trassiert, z.B. bei Fendels, Kauns und Nauders, heute sind Viehzucht und Kartoffelbau vorrangig) boten Handwerk, Handel und Verkehr (oft nur bescheidene) Erwerbsmöglichkeiten.

Der Saumverkehr von Paznaun übers Zeinischloch ins Vorarlberger Montafon und übers Fimbajoch ins Schweizer Unterengadin ist seit dem 15. Jahrhundert belegt, die Straße durchs Obere Gericht war schon seit römischer Zeit eine wichtige Nord-Süd-Verbindung in den Alpen; die Ost-West-Verbindung über den Arlberg wird als Saumweg seit 1300 erwähnt; 1884 wurde der Eisenbahnverkehr durch den zehn Kilometer langen Arlbergtunnel aufgenommen; der Arlberg-Straßen-Tunnel stellt seit 1979 eine Verkürzung und Erleichterung für den Lkw- und Personenverkehr dar und ist weitgehend wintersicher; die im Winter gesperrte Silvretta-Hochalpenstraße über die Bieler Höhe; die mehr dem touristischen Verkehr dient, wurde 1954 eröffnet.

Der Alpinismus als "Keimzelle" des Tourismus und Fremdenverkehrs, der heute ein wichtiger Haupt- und Nebenerwerb im Bezirk Landeck ist, hat seine Wurzeln in der Mitte des 19. Jahrhunderts; das Gepatschhaus des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins am Gepatschferner in hintersten Kaunertal mit dem Baudatum 1872 ist eine der ältesten Hütten in den Ostalpen.

Landeck, Stadt seit 1923.

Pfarrkirche Maria Himmelfahrt in Angedair, erbaut 1471 bis 1521, Hausportal mit Relief der sitzenden Madonna, 1506. Hochaltar spätgotischer Flügelaltar, 1513, die Predella mit den Stiftern an der Südwand. Im Schiff altes Gnadenbild sitzende Madonna (13. Jahrhundert). Taufstein 1506. Totenschilde Schrofenstein, 1497, und Gienger, 1588.

Pestkirchlein "Auf dem Burschl" in Perfuchs, um 1650, mit drei schönen Frühbarockaltären, 1651/52.

Burg Landeck, am südöstlichen Talhang (13. Jahrhundert).

Museum in der Burg mit reichen Sammlungen barocker Plastiken und Zeugnissen der Volkskultur: Scheibenschlagen, ein Feuerbrauch am 1. Sonntag der Fastenzeit.

MIEMING

Obermieming: Pfarrkirche zum hl. Georg, 17. Jahrhundert, nazarenische Deckenbilder von Franz Plattner aus Zirl, 1885, Altarbilder von Josef Schöpf.

Gasthof Post, 3-geschossiger Bau mit Satteldach. Wirtshausschild, 1. Viertel 19. Jh.

Untermieming: Pfarrkirche Maria Himmelfahrt, neugotisch (1891), mit altem Portal; Altarbild am Hochaltar von Martin Knoller. Im Friedhof Grabstein Grünenstein, um 1530.

Dreifaltigkeitskirche in Barwies, erbaut 1698 mit hübschen Stukkaturen, Sigmundsfreud (beim Bauernhof Freudsheim) mit hübschen Fassadenmalereien. Ruinenreste des gleichnamigen Jagdschlösses Erzherzog Sigmunds, um 1450.

MÖTZ

Pfarrkirche Maria Schnee (1710), mit gleichzeitigen Stukkaturen und Altar von Andreas Thamasch.

Locherboden mit Wallfahrtskirche Maria Hilf neugotisch (1896); mit Deckenbildern vom Innsbrucker Maler Tono Kirchmayr (1916).

NASSEREITH

Pfarrkirche Hl. Drei Könige, erbaut 1847, Taufstein 1507.

Filialkirche zum hl. Nikolaus in Dormitz, spätgotisch, 1746 teilweise barockisiert, altberühmte Wallfahrtsstätte (Gnadenmutter am Hochaltar, zahlreiche Motivbilder); Deckengemälde und Stationsbilder an der Außenwand vom Imster Maler Josef Jais, 1746.

PIANS

Pfarrkirche zur Hl. Dreifaltigkeit, eine Kapelle im 17. Jahrhundert erwähnt, 1832 Weihe des Neubaus; St.-Margareten-Kapelle aus dem 14. Jahrhundert, Fresken aus der ersten Hälfte des 15. Jahrhunderts; Wallfahrtskapelle zum "Hohen Larch" und St.-Antonius-Kapelle in Quadratsch, 1696 errichtet.

SERFAUS

Pfarrkirche (alte). Unsere Liebe Frau im Walde, niederer Bau, 14. Jahrhundert, innen Reste von gotischen Fresken, um 1335, bemaltes Gnadenbild: thronende Muttergottes mit Kind, um 1300, Taufstein /1415). Stationsreliefs von Andreas Kölle aus Fendels, 18. Jahrhundert. Kruzifix von Andreas Thamasch, um 1680, Reliefs zweier Bischöfe von Jörg Lederer, um 1515.

Pfarrkirche (neue), Maria Himmelfahrt, um 1500, 1760 barockisiert, freistehender Turm, Deckengemälde und Altarbild von Philipp Jakob Grf aus Pfunds, 1761, Schnitzstatuen auf dem Hochaltar von Andrä

Kölle. Pestkapelle zu den hl Sebastian, Rochus und Pirmin, "auf der Muiren" (1635).

STAMS

Stams, teilweise noch von Mauern umfriedet, geschlossene Klostersiedlung. **Zisterzienserstift**, gegründet 1273 durch Elisabeth, Herzogin von Bayern, Witwe nach Kaiser Konrad IV., wiedervermählt mit Graf Meinhard II. von Tirol, zum Gedenken an Elisabeths Sohn, den

in Italien hingerichteten Konradin von Hohenstaufen. Wurde zur Begräbnisstätte der tirolischen Landesfürsten im 17. und 18. Jahrhundert durch weitere Bauten vergrößert und umgebaut.

Klosterkirche Maria Himmelfahrt, ursprünglich romanischer Bau (1284, 1729 von Georg Anton Gumpp barockisiert), größte Barockkirche Tirols (Länge 82 m, Breite 11 m, Höhe 15 m). Inneres mit vielen Kunstdenkmälern, reiche Strukturen von Franz Xaver Feichtmayr aus Wessobrunn, 1731; die Deckenbilder von Johann Georg Wolker aus Augsburg. 1734; Hochaltar, monumentaler Aufbau aus Astwerk mit zahllosen Heiligen vom Bildschnitzer Bartholomäus Steinle aus Weilheim (1613); in den Seitenapsiden Wand- und Deckengemälde von Agid Schor aus Innsbruck (um 1690), die Kapellenaltäre vor dem Chorgitter von Andrea Kölle aus Fendels, Oberinntal, wie auch die schöne Kanzel, um 1740, Seitenaltäre hinter dem Chorgitter vom Stamser Bildhauer Hans Reindl, 1763, im Fußboden des Schiffes versenkt die tirolische Fürstengruft mit monumentaler Kreuzigungsgruppe und zwölf großen und kleinen vergoldeten Holzstatuen.

STRENGEN

Pfarrkirche zum hl. Martin, eine Kapelle 1420 geweiht, jetzige Kirche seit 1755, Wallfahrt.

STANZ bei Landeck

Gemeinde, nördlich von Landeck. Das Dorf mit straßendorfarmigem Ortskern hoch oberhalb der Mündung der Sanna in den Inn. - Urk. 1150. Paarhöfe mit Mittel- und Seitenflurhäusern, seltener Eckflur- bzw. Flurküchenhäuser; weitgehend gemauert, mit Freitreppe an der Stirnseite in das erhöhte Erdgeschoß.

Burgruine Schrofenstein, nordöstl des Dorfes, auf dem Berghang auf vorspringender Felsnase. Urk. 1228?

Pfarrkirche Hl. Petrus und Paulus, am Ostrand des Dorfes. Spätgot. Bau mit rom. S-Turm von Friedhof umgeben.

TELFs

Pfarrkirche zu dem hl. Peter und Paul, neuromanisch (1863), 1952 modernisiert, Franziskanerkirche (1705), Hochaltarblatt mit verschiedenen Heiligen und Kaiser Leopold I. von Lukas Platzner (1710). Georgskapelle am Pestfriedhof, erbaut im 13. Jh. Maria-Hilf Kapelle am Birkenberg, 1640 von Georg Keil; Hochaltar von Andreas Thamasch, 1693. St. Veit, 1384 und 1648, gotischer Bau mit Inneneinrichtung aus dem 18. Jahrhundert, Kummernisbild vom Hof- und Theaternaler Leopold Puelacher aus Telfs, um 1820. Heimatmuseum (nur im Sommer geöffnet).

Entlang der alten Hauptstraße sehr schöne Häuser mit reichgeschnitzten Bundwerkgiebeln aus dem 18. Jahrhundert.

TOBADILL

Pfarrkirche zum hl. Magnus, 1735. Deckenbilder von Johann Gerog Wittwer, Figuren von Andreas Kölle.

Schloß Wiesberg, mit mächtigem Bergfried, 13. Jahrhundert, am Eingang ins Paznauntal.

Trisannabrücke der Arlbergbahn (Eisenbau über Steinpfeilern, Höhe 87 m, Länge 120 m, erbaut 1882 bis 1883), über der Mündung des Paznauntales (Trisannabach). 1964 durch moderne Stahlkonstruktion ersetzt..

UMHAUSEN

Pfarrkirche zum hl. Vitus (Veit), 15. Jahrhundert gotisch, mehrmals vergrößert, Taufstein um 1500. St.- Johannes- Kapelle, achteckiger Kuppelbau mit Deckenfresko (1771) von Josef Keil. Pfarrhof mit Fassadenmalerei, um 1770.

Kaplaneikirche zum hl. Antonius in Niedert-hai, 1682 erbaut mit reicher barocker Ausstattung. Qualitätsvolle Barockkapelle in Köfels (1774).

Farst (17. Jh.) und Östen (1797), Fresken von Gabriel Thenig).

Pfarrkirche zum hl. Martin in Tumpen, 1665 erbaut, 1719 barockisiert, im 19. Jh. neugotisch umgestaltet.

Stuibenwasserfälle, 150 m hoch herabstürzend, größte Wasserfälle Tirols.

**Nachtrag zu
LIEFERBARE GEOLOGISCHE KARTEN
UND VERÖFFENTLICHUNGEN
Stand September 1993**

Geologische Karten der Republik Österreich 1:50.000

19 Zwettl-Stadt /von O.Thiele, 1991.....	öS 180,--
Erläuterungen in Vorbereitung	
105 Neunkirchen /von G.Mandl, 1991.....	öS 180,--
Erläuterungen in Vorbereitung	
117 Zirl /von Ch.Hauser & A.Nowotny, 1991	öS 180,--
Erläuterungen in Vorbereitung	
167 Güssing /von P.Herrmann, 1993	öS 180,--
Erläuterungen in Vorbereitung	
189 Deutschlandsberg /von P.Beck-Mannagetta, 1991	öS 180,--
Erläuterungen in Vorbereitung	

Erläuterungen zur Geol.Karte der Republik Österreich

110-111 St.Gallen Süd und Dornbirn Süd /von R.Oberhauser, 72 S., 13 Abb., 2 Tab., 4 Taf., 1991 ISBN 3-900312-79-6.....	öS 140,--
---	-----------

Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt

1991 Eggenburg (GÖK 21) /Red. R.Roetzel.- 230 S.: Ill. ISBN 3-900312-81-8.....	öS 250,--
--	-----------

Wird im Rahmen der Teilrechtsfähigkeit verkauft!

Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt

Band 46 Fohrer, Beate: Verkieselte Flachwasserstracoden und ihre Begleitfauna und -flora aus dem Oberkarbon der Karnischen Alpen (Naßfeld-Region).- 107 S., 32 Abb., 2 Tab., 28 Taf., 1991., ISBN 3-900312-80-X.....	öS 300,--
Band 47 Kreutzer, Lutz H.: Photoatlas zu den variszischen Karbonat- Gesteinen der Karnischen Alpen (Naßfeld-Region).- 129 S., ISBN 3-900312-82-6.....	öS 400,--
Band 48 Gutdeutsch, R.; Grünthal, G.; Musson, R.: Historical Earthquakes in Central Europe: Monographs, Vol.I.- 109 S., 4 tab., 25 text-fig., 1992. ISBN 3-900312-83-4.....	öS 400,--
Band 49 Höck, Volker & Koller, Fritz: 125 Years Knappenwand; Proceedings.- 167 S., Ill., 1993 ISBN 3-900312-85-0.....	öS 420,--

Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt

13. Band/1991 , 247 S., Ill.....	öS 520,--
14. Band/1993 /W.Kollmann & A.Daurer: Ergebnisse österreichischer Aktivitäten im internationalen hydrologischen Programm (IHP) 1981-1990.- 137 S.- ISBN 3-900312-84-2.....	öS 280,--
15. Band/1993 /Zheng, M.; LIU J.; O.Schulz; F.Vavtar: Schichtge- gebundene Goldlagerstätten in kambrischen und triassischen Gesteinen in NW-Sichuan (China).- 152 S., 183 Abb., 35 Tab.- ISBN 3-900312-86-9.....	öS 170,--
16. Band/1993 , 178 S., Ill.....	öS 280,--

ANHANG

Berichte der Geologischen Bundesanstalt

- 20) Kohl, H. & Letouze-Zezula, G.: Kompilierte geologische Karte 1:20.000 des o.ö.Zentral-und Donauraumes. (OA 1f/87).-11S., 3 Abb., 20 Beil., 1990..... *******
- 21) Cernajsek, T. & Wöber, G.: Verzeichnis der unveröffentlichten Nachlässe im Wissenschaftlichen Archiv der Bibliothek der Geologischen Bundesanstalt: Stand 1990.- 29 S., 1 Tab., 1 Anh., 1990..... **öS 100,-**
- 22) Heinrich, M.: Bundesweite Übersicht zum Forschungsstand der Massenrohstoffe Kies, Kiessand, Brecherprodukte und Bruchsteine für das Bauwesen hinsichtlich der Vorkommen, der Abbaubetriebe und der Produktion sowie des Verbrauches.- Salzburg.-Zwischenbericht (ÜLG 26/1990).-48 S., 4 Abb., 14 Tab., 13 Beilagen, 1991..... *******
- 23) Reitner, H.: Bundesweite Übersicht zum Forschungsstand der Massenrohstoffe Kies, Kiessand, Brecherprodukte und Bruchsteine für das Bauwesen hinsichtlich der Vorkommen der Abbaubetriebe und der Produktion sowie des Verbrauches.- Steiermark.-Teilbericht (ÜLG 26/1990).- 31S., 3 Abb., 8 Tab., 12 Beilagen, 1991..... *******
- 24) Cernajsek, T. & Findl, J.: Bibliographie geowissenschaftlicher Literatur über Vorarlberg für die Jahre 1978-1991.-46 S., 1991..... *******
- 25) Pirkl, H.: Interpretation geochemischer Daten für interdisziplinäre regionale Fragestellungen.- (Ü38/91).- 101 S., 1992..... *******
- 26) Reitner, H. & Heinrich, M.: Bundesweite Übersicht zum Forschungsstand der Massenrohstoffe Kies, Kiessand, Brecherprodukte und Bruchsteine für das Bauwesen hinsichtlich der Vorkommen, der Abbaubetriebe und der Produktion sowie des Verbrauches.- Oberösterreich.- Teilbericht (ÜLG 026/90).-..... *******
55 S., 14 Tab., 11 Beilagen, 1992.
- 27) Cernajsek, T., Findl, J., Heinrich, M., Lipiarski, P & Reitner, H.: Ausgewählte Bibliographie baustoffbezogener Literatur für die Bundesländer Burgenland, Kärnten, Niederösterreich und Wien mit Schwerpunkt auf den Forschungsberichten der Bund/Bundesländer-Kooperation.- Zwischenbericht (ÜLG 026/90).- 38 S., 1992..... *******
- 28) Heinrich, M.: Bundesweite Übersicht zum Forschungsstand der Massenrohstoffe Kies, Kiessand, Brecherprodukte und Bruchsteine für das Bauwesen hinsichtlich der Vorkommen, der Abbaubetriebe und der Produktion sowie des Verbrauches.- Kärnten, Osttirol.- Teilbericht (ÜLG 026/1990).- 22 S., 7 Abb., 2 Tab., 17 Beilagen, 1993..... *******

Sonstige Veröffentlichungen

- Schönlaub, H.-P.: Vom Urknall zum Gailtal: 500 Millionen Jahre Erdgeschichte in der Karnischen Region.- 3.verb.Auflage, 196 S., Ill., 1991. ISBN 3-900312-78-8..... **öS 180,-**
Wird im Rahmen der Teilrechtsfähigkeit verkauft!

*** = Preis auf Anfrage



Zu bestellen beim
Verlag der Geologischen Bundesanstalt
A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23, Postfach 127
Fax: 0222/712 56 74/56

Teilnehmerliste

Name	Vorname	Titel	Institution	Ort
Abele	Gerhard	Prof. Dr.	Institut für Geographie	Innsbruck
Ager	Wolfgang	stud. geol.		Leoben
Agerer	Hubert	Dipl. Ing.	Wildbach- u. Lawinenverbauung	Imst
Aichhorn	Anton	Dr.	Büro für Technische Geologie	Innsbruck
Aistleitner	Eyolf	Prof. Mag. Dr.	Pädagogische Akademie	Feldkirch
Amann	Andreas	Dr.	NÖ. Umweltschutzanstalt	Maria Enzersdorf
Angerer	Hans	Dr.	Wildbach- u. Lawinenverbauung	Innsbruck
Antonius	Günther	Dr.	Austroplan	Wien
Bauer	Franz	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Bertha	Elisabeth	Dr.		Leonding
Bertha	Sandor	Dr.	Amt der OÖ Landesregierung	Linz
Bertle	Heiner	DDr.	Büro für Technische Geologie	Schruns
Bichler	Burkhard	cand. geol.		Innsbruck
Bidner	Thomas	Mag.		Innsbruck
Blittermann-Plattner	Anneliese	Prof. Mag. Dr.	Akademisches Gymnasium	Innsbruck
Boroviczeny	Franz	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Bortenschlager	Sigmar	Prof. Dr. Mag.	Institut für Botanik	Innsbruck
Brandner	Rainer	Prof. Dr.	Institut für Geologie und Paläontologie, Univ. IBK	Innsbruck
Brix	Friedrich	Prof. Dr.		Wien
Brückl	Ewald	Dr.	GeoSalzburg	Salzburg
Brunner	Peter	Dr.	Institut für Radiochemie, Univ. IBK	Innsbruck
Decker	Kurt	Dr.	Inst. f. Geologie, Univ. Wien	Wien
Draxler	Ilse	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Eisbacher	G. H.	Prof. Dr.	Geologisches Institut	Karlsruhe
Eisenhut	Max	Dr.	Bundesanstalt für Bodenkunde	Graz
Ennemoser	Oswald	Doz. Dr.	Inst. für Medizinische Physik, Univ. IBK	Innsbruck
Eppensteiner	Walter	Doz. Dr.	Institut f. Geologie/ TU Wien	Wien
Fuker	Richard			Wien
Gapp	Siegfried	Dr.	Bürgermeister Gemeinde Mieming	Barwies 274
Gattlinger	Traugott	Prof. Dr.		Wien
Gerstner	Reinhold	stud. geol.	BOKU/Wien	Ried/Zillertal
Gottschling	Helga	Dr.	Bundesanstalt für Bodenkunde	Wien
Graaf de	Leo W.S.	Doz. Dr.	Fysische Geografie en Bodenkunde	Amsterdam
Grissemann	Christoph	Dr.	Bundesanstalt für Geowissenschaften	Hannover
Grottenthaler	W.	Reg.-Dir. Dipl. Geol. Dr.	Bayerisches Geologisches Landesamt	München
Gstrein	Peter	Dr.	Tiroler Landesreg., Abt. IIIg, Ref. Landesgeologie	Innsbruck
Hartleitner	Karl	Mag.	Österr. Bundesbahnen, Bauleitung West	Landeck
Hauser	Christoph	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Helmsch	Helmut	Prof. Dr.	Inst. f. Geowiss. u. Lithosphärenforschung	Giessen
Heinrich	Maria	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Heinz	Herbert	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Heinzlinger	Jörg	Dr.	Inst. f. Bodenmechanik	Innsbruck
Heißel	Gunther	OR Dr.	Tiroler Landesreg., Abt. IIIg, Ref. Landesgeologie	Innsbruck
Heuberger	Helmut	Prof. Dr.	Institut für Geographie	Salzburg
Huckriede	Reinhold	Prof. Dr.	Phillips-Universität Marburg/Lahn	Marburg
Husen van	Dirk	Prof. Dr.	Institut für Geologie, TU Wien	Wien
Irritz	W.	Dr. Dipl. Geol.	Nds. Landesamt für Bodenforschung	Hannover
Janoschek	Werner	HR Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Jenke	Yasmin	Mag.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Kaiser	Miklos	Dr.	Hungarian Geological Survey	Budapest
Kaiser	Josef	Dr.	ASTAG, St. Anton/Arberg	St. Anton/Arb.
Kamelger	Achim	cand. geol.	Inst. f. Geol. u. Paläontologie, Univ. IBK	Innsbruck
Klein	Peter	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Klötzil	Urs	Dr.	Geochronologische Labor/GTI	Wien
Kodra	Alaudin	Dr.	Inst. of Geological Researches	Tirana
Köhler	Manfred	Dr.	ILF, Ingenieurgen. Lässer-Felzmayr	Innsbruck
Kovács	Sandor	Dr.	Geolog. Research Group/Hungar. Akad. Science	Budapest
Kralner	Karl	Doz. Dr.	Inst. für Geologie und Paläontologie, Univ. IBK	Innsbruck
Krallk	Martin	Dr.	GTI - Arsenal	Wien
Krenmayr	Hans Georg	Mag.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Kuhlemann	Joachim	Dipl. Geol.	Universität Heidelberg	Heidelberg
Lahodynsky	Roman	Dr.		Wien

ANHANG

Lammerer	Bernd	Doz. Dr.	Inst. f. Allg. u. Angewandte Geol., Univ.München	München
Leimser	Wilfried	Dr.		Dornbirn
Lyons	John B.	Dr.	Earth Science Dept., Dartmouth College	New Hampshire
Mähr	Lothar	Dr. Mag.	Büro Bertle	Schruns
Mandl	Gerhard	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Mattmüller	Roderich	Dipl.Geol.	Geologisch-Paläontolog. Inst. Univ. Tübingen	Tübingen
Matura	Alois	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Mauritsch	Hermann	Prof.Dr.mont.	Institut für Geophysik, MUL	Leoben
Mernik	Johann-Peter	HR DI Mag. Dr.	Berghauptmannschaft Innsbruck	Innsbruck
Miller	Hubert	Prof. Dr.	Inst f. Angew.Geol., Univ. München	München
Mirwald	Peter	Prof. Dr.		Innsbruck
Moser	Michael	Mag.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Müller	Herbert	Dr.	Büro für Bau- und Hydrogeologische Beratung	Innsbruck
Nemes	Franz	Dr.	RAG	Wien
Neubourg	Britta	Dipl.Geol.		Heidelberg
Nievoll	Josef	Dr.		Leoben
Nowotny	Axel	OR Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Oberhauser	Markus	Mag.	Büro H. Müller	Innsbruck
Oberhauser	Rudolf	Dr.		Wien
Officer	Charles B.	Dr.	Earth Science Dept., Dartmouth College	New Hampshire
Ortner	Hugo	Mag.	Inst. für Geologie und Paläontologie, Univ.IBK	Innsbruck
Ortner	Melitta		Geologische Bundesanstalt	Wien
Pascher	Günther	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Patzelt	Gernot	Prof. Dr.	Institut für Hochgebirgsforschung, Univ. IBK	Innsbruck
Pavlik	Wolfgang	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Pestal	Gerhard	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Pirkl	Herbert	Dr.		Wien
Pistotnik	Julian	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Poscher	Gerhard	Mag. Dr.	ILF, Ingenieurgemeinsch. Lässer-Feizlmayr	Innsbruck
Purtscheller	Fridolin	Prof. Dr.	Inst. f. Mineralogie u. Petrographie, Univ.IBK	Innsbruck
Resch	Werner	Doz. Dr.	Inst. für Geologie und Paläontologie, Univ.IBK	Innsbruck
Rockenschaub	Manfred	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Römermann	Hermann	Dipl.Geol. Dr.		Krefeld
Rösing	Franz	Dir. Dr.		Wiesbaden/Kohlheck
Ruetz	Edi	Bürgermeister	Gemeinde Grins/ Landeck	Grins
Rüffer	Thomas		Geol.-Paläontologisches Institut Univ. Heidelberg	Heidelberg
Scovik	Friederike		Geologische Bundesanstalt	Wien
Schäffer	Gerhard	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Scharbert	Susanna	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Scharek	Peter	Dr.	Hungarian Geological Survey	Budapest
Schedl	Albert	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Schmid	Manfred E.	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Schnabel	Wolfgang	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Schönlaub	Hans-Peter	Doz. Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Schwerd	Klaus	Dr.	Bayerisches Geologisches Landesamt	München
Selberl	Wolfgang	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Seltler	Johann		Geologische Bundesanstalt	Wien
Shkupl	Defrim	Dr.	Inst. of Geological Researches	Tirana
Skeries	Wolfgang	Dr.		München
Sönsner	Thomas	Mag.	Wildbach- u. Lawinerverbauung	Innsbruck
Spötl	Christoph	Dr.	U.S Geological Survey	Reston
Stingl	Volkmar	Dr.	Inst. für Geologie und Paläontologie, Univ.IBK	Innsbruck
Strasser	W.	Mag.	Technische Prüfanstalt	Wien
Strauß	Franz		Geologische Bundesanstalt	Wien
Sturm	Michael	Dr.	Eidgen. Anstalt f. Wasserversorgung, Abw. u. G.-S.	Dübendorf
Suranlan	Rouben	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Szeller	Rita	Dr.	Hungarian Geological Survey	Budapest
Tentschert	Ewald	Dr.	Tiroler Wasserkraftwerke AG	Innsbruck
Thönl	Martin	Prof. Dr.	Petrographisches Inst. Univ. Wien	Wien
Tschuggmall	Siegmond	Ing.	Tourismusverband Serfaus	Serfaus
Tullner	Tibor	Dr.	Hungarian Geological Survey	Budapest
Ucik	Friedrich-Hans	Dr.	Landesmuseum Kärnten	Klagenfurt
Uher	Kurt		Geologische Bundesanstalt	Wien
Untersweg	Thomas	Dr.	Inst. f. Umweltgeol. Ökosystemforsch./ Joann.Res.	Graz
Vaché	Raimund	Dr.		Landshut
Wagreich	Michael	Dr.	Inst. für Geologie, Univ. Wien	Wien
Waltl	Ruth	Mag.	Büro Wilhelmy	Innsbruck
Wessely	Godfried	Dr.		Wien
Wilhelmy	Marcus Rudolf	Mag.	Techn. Büro f. Geol. u. Mineralogie	Innsbruck
Wimmer	Harald	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Wimmer-Frey	Inge	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Wien
Winklehner	Bernhard	cand. geol.	Inst. für Geologie und Paläontologie, Univ.IBK	Innsbruck
Zolnaritsch	Veronika		Geologische Bundesanstalt	Wien

Nachwort und Dank

Im November des vergangenen Jahres fiel von seiten der Direktion der Geologische Bundesanstalt die Entscheidung, die ARBEITSTAGUNG 1993 in Tirol abzuhalten. Vorerst dachte man an die Vorstellung von der im Herbst fertiggestellten *Geologischen Karte ÖK 117, Zirl* und der weit fortgeschrittenen *Geologischen Karte 144, Landeck*. Als Verbindung wurden die, nun bei der Exkursion "D" besuchten, wichtigen und aktuellen Neuergebnisse aus dem Raum "Tschirgant" (Bergsturz/Datierung) und "Köfels/Umhausen" (Massenbewegung/Radon-problem) vorgesehen. Daher fiel die Wahl auf "Obermieming / Gasthof Post", für eine im Herbst stattfindende Tagung prachtvoll am Mieminger *Sonnenplateau* gelegen, zum Standort der Tagung.

Von Beginn der Planung bis zur zweiten Aussendung im Mai 1993 entwickelte sich dann Blatt Landeck, bedingt durch die in den letzten Jahren erfolgte intensive Bearbeitung der Silvrettamasse durch die Kristallingruppe (NOWOTNY, PESTAL, ROCKENSCHAUB) der Geologischen Bundesanstalt, zum Schwerpunkt (Teile der Exkursionen B und C).

Der "*Hausherr*" des Engadiner Fensters, F.H. UCIK zeigt uns bei der Exkursion C bei hoffentlich schönstem Herbstwetter die Geologie der Umgebung des Kölnerhauses. Die ursprünglich geplanten Nachexkursionen am Wochenende 9./10. Oktober in den zentralen Lechtaler Alpen und im Engadiner Fenster mußten aus organisatorischen Gründen trotz großen Interesses leider entfallen.

Die Muttekopfgosau (auf den Blättern 145, Imst und 115, Reutte), durch zwei Diplomanden (H. ORTNER und CH. HAAS) des Geologischen Institutes der Universität Innsbruck neu bearbeitet und schon seit über 30 Jahren nicht mehr in einer größeren Exkursion gezeigt, bildet den Beginn der Exkursionen (die Gosau ist auf Blatt Landeck noch im NE vorhanden, dort aber schwer zugänglich und nicht in der Vielfalt der Fazies vertreten): Exkursion A.

Jahreszeitlich bedingt fehlten wir vorerst am "grünen Tisch" am Programm, bis schließlich Anfang August bei einer gemeinsamen Vorexkursion das detaillierte Programm festgelegt war.

Insgesamt 35 Mitarbeiter am Vortragsprogramm und den Exkursionen wurden, manchmal ohne lange zu fragen, von mir "*eingeteilt*"; bereits Mitte August, fast pünktlich zu Redaktionsschluß, hatte ich nahezu alle Beiträge in unterschiedlichem Layout, teils handschriftlich, teils mit Schreibmaschine (und handschriftlichen Korrekturen) geschrieben, teils auf Diskette, beisammen. Dafür sage ich besten Dank!

Mit Hilfe von Frau MONIKA TESSADRI-WACKERLE, Inst. f. Geologie und Paläontologie, Univ. Innsbruck, die mir dankenswerterweise, die nicht auf Diskette gelieferten Beiträge gescannt hat, und auch die im APPLE/MAC Format beigegebenen Beiträge auf DOS umformte, konnten bis Anfang September die Textbeiträge in ein einigermaßen einheitliches Layout (mit AMI-PRO®-Version unter ) gebracht werden. Unzulänglichkeiten infolge der Zeitknappheit mögen mir bitte von den Autoren und den Lesern nachgesehen werden! Den Mitarbeitern aus der ADV- Abteilung sowie unserer "Zeichenabteilung" sei für ihr Bemühen um die Erstellung von zahlreichen Abbildungen und vor allem der mittels ARC-INFO erstellten vorläufigen Geologischen Karte 144, Landeck gedankt, vor allem für das Verständnis und Entgegenkommen, wenn - immer wieder in letzter Minute - ein dringender Wunsch, eine Änderung herangetragen wurde. Namentlich sei vor allem den Mitarbeitern JILKA, LASCHENKO, PASCHER, PUHM, RUTHNER UND STÖCKL gedankt.

Kollegen DAURER (Redaktion) möchte ich an dieser Stelle für sein Bemühen um eine perfektes Layout des Führers danken.

Für die Mithilfe an organisatorischen Arbeiten, insbesondere auch in Obermieming im Tagungsbüro und bei den Exkursionen sei schon im voraus den Chauffeuren SEITLER, STRAUB UND UHER, sowie den Damen im Tagungsbüro ORTNER, SCEVIK UND ZOLNARITSCH gedankt.

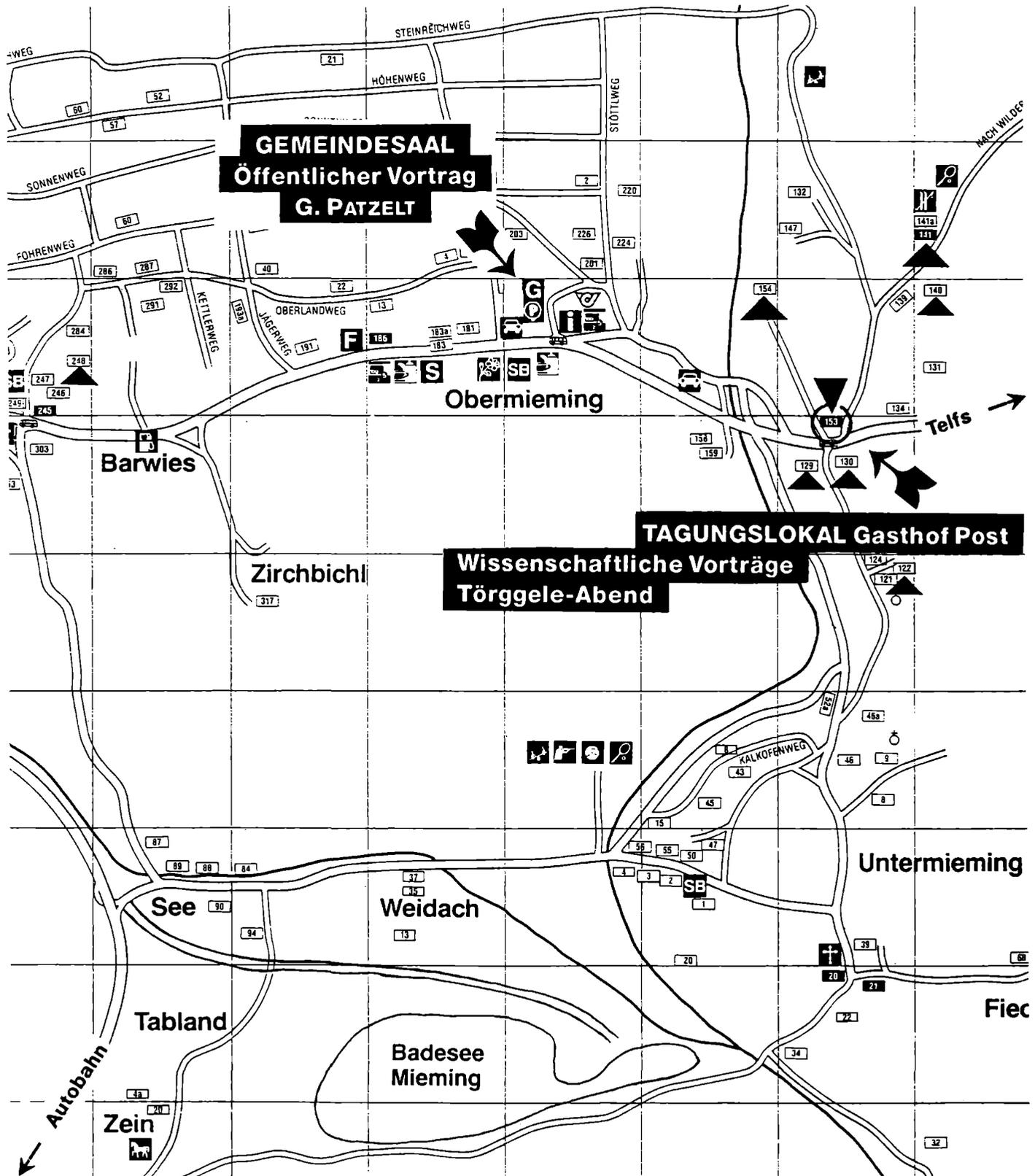
Nicht zuletzt danke ich all denen außerhalb der Geologischen Bundesanstalt, die durch Ihre Mitarbeit am Gelingen der Arbeitstagung 1993 mitgearbeitet haben, sei es durch wissenschaftliche Beiträge oder Diskussionen, organisatorische Hilfe oder durch finanzielle Unterstützung (Inserate, Druckkostenzuschuß <v.a. Herrn D. STERZ> oder Spende <Dr. HOLL>). Dank den Bürgermeistern - Dr. S. GAPP von Mieming, E. RUETZ von Grins und G. MANGOTT von Serfaus sowie Herrn TSCHUGGMALL vom Touristenverband Serfaus für Ihre Hilfestellung.

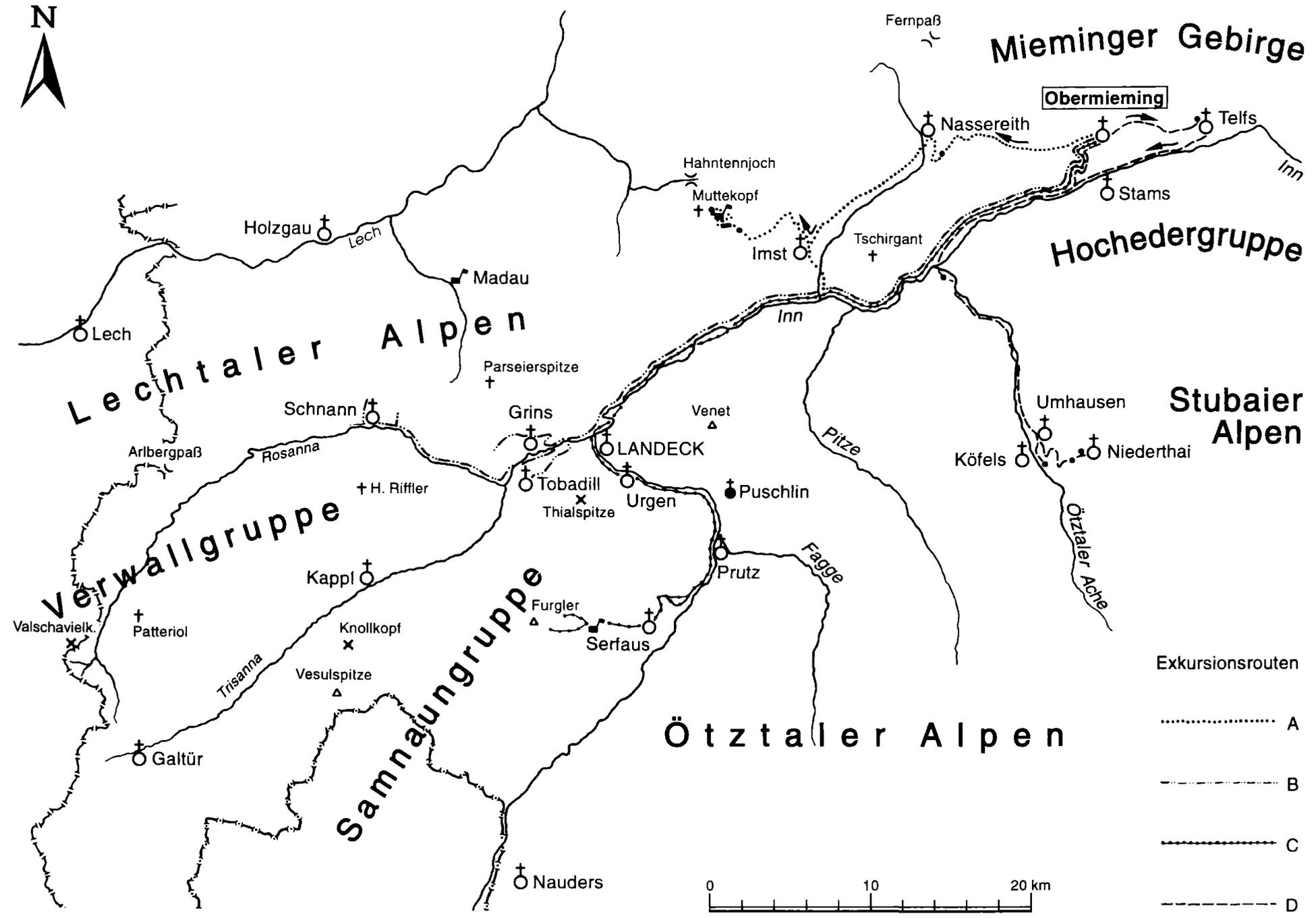
Für Quartier und Verpflegung danke ich schon heute im Namen aller Tagungsteilnehmer der Familie THALER und all den anderen Gastgebern vom Mieminger Plateau.

Auch der **Tiroler Landesregierung**, Landeshauptmann DI Dr. A. PARTL, Landesrat Dr. J. LUGGER, HR Mag. Dr. FISCHER, HR DI E. WENZEL, DI HOFER, Dr. G. HEIBEL und Dr. P. GSTREIN sei herzlich für die Übernahme des Ehrenschutzes der Tagung sowie der Einladung zum Törggeleabend und der Einschaltung eines Inserates gedankt.

Christoph Hauser

**Ausschnitt
aus dem Ortsplan von Mieming**





Mieminger Gebirge

Obermieming

Hochedergruppe

Stubaier Alpen

Lechtaler Alpen

Verwallgruppe

Samnaugruppe

Ötztaler Alpen

Exkursionsrouten

- A
- - - - B
- C
- - - - D

